



**ВСЕРОССИЙСКАЯ НАУЧНАЯ
КОНФЕРЕНЦИЯ**

**УРАЛЬСКАЯ
МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
ШКОЛА – 2022**

**Екатеринбург
2022**

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Уральское отделение

Институт геологии и геохимии имени академика А.Н. Заварицкого
Уральский государственный горный университет
Уральское отделение Российского минералогического общества



ВСЕРОССИЙСКАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
УРАЛЬСКАЯ
МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА – 2022

ПОД ЗНАКОМ
МЕДНЫХ И МЕДНО-
БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

26 сентября–03 октября 2022 г.

Екатеринбург
2022

УДК 549.1

XXVIII Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа – 2022». Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: ООО Универсальная Типография «Альфа Принт», 2022. 193 с.

ISBN 978-5-604885-70-3

Фотография на обложке:
малахит, месторождение Гумешки,
г. Полевской, Свердловская обл.,
фото Цыганко М.В.

СОДЕРЖАНИЕ

- 7 **Азовскова О.Б., Колосова А.С., Сорока Е.И., Ровнушкин М.Ю.**
ЛИСТВЕНИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ МИХЕЕВСКОГО (Au,Mo)Cu-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ
- 10 **Алешин Д.С., Танутров И.Н., Крашенинин А.Г.**
ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗВЛЕЧЕНИЯ МОЛИБДЕНА ИЗ РУДЫ ЮЖНО-ШАМЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
- 12 **Байков Н.И., Чайка И.Ф., Кутырев А.В.**
КОМАГМАТИЧНОСТЬ ВУЛКАНИТОВ ТУМРОКСКОГО ХРЕБТА И ПРОСТРАНСТВЕННО СВЯЗАННОГО С НИМИ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОВОГО МАССИВА ТОЛБАЧИНСКОГО КОМПЛЕКСА
- 15 **Берзин С.В., Иванов К.С., Панкрушина Е.А., Лепеха С.В., Мороз М.Л.**
НАХОДКИ БИТУМОВ В АПОБАЗАЛЬТОВЫХ МЕТАСОМАТИТАХ В ДОЮРСКОМ ФУНДАМЕНТЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
- 17 **Брусницын А.И.**
РОДОНИТОВЫЙ ПОЯС УРАЛА
- 20 **Буханова Д.С.**
ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ОПЫТ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ
- 23 **Бычкова Е.С., Видавский В.В., Бондаренко Н.В.**
ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ УЧУЙСКОГО РУДНОГО УЗЛА (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))
- 28 **Волков И.С.**
СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И РАСТВОРИМОСТЬ СЕРЕБРА В БОРНИТЕ КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ЖИЛ В РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАБАЗИТАХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ
- 31 **Вотяков С.Л., Щапова Ю.В., Упорова Н.С., Замятин Д.А., Панкрушина Е.А., Червяковская М.В., Киселева Д.В., Солошенко Н.Г., Окунева Т.Г.**
ЦКП «ГЕОАНАЛИТИК»: МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА, СТРУКТУРЫ И СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД
- 34 **Гаранин В.К.**
ИСТОРИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ АЛМАЗНОЙ ЭПОПЕИ В РОССИИ
- 36 **Гинга В.А., Сийдра О.И.**
СИНТЕЗ, КРИСТАЛЛОХИМИЯ И МАГНЕТИЗМ СИНТЕТИЧЕСКОГО ВАНАДИЕВОГО АНАЛОГА МИНЕРАЛА КОПАРСИТ $Cu_4O_2(VO_4)Cl$
- 38 **Гончарук И.С., Кислов Е.В., Вантеев В.В.**
ВОЙМАКАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПОКАРБОНАТНОГО НЕФРИТА, СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА
- 40 **Гудимова А.И., Агашева Е.В.**
ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК им. В. ГРИБА, ЦНИГРИ-АРХАНГЕЛЬСКАЯ И ЛОМОНОСОВСКАЯ, АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ
- 44 **Даньшина А.П.**
К ВОПРОСУ О СОСТАВЕ БИТУМОВ НА ПРИМЕРЕ САДКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ
- 47 **Дейнеко Д.В., Лебедев В.Н., Боровикова А.Ю., Лазоряк Б.И., Аксенов С.М.**
МЕДЬ-ЗАМЕЩЕННЫЕ ТВЕРДЫЕ РАСТВОРЫ СО СТРУКТУРОЙ ВИТЛОКИТА И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ БИОМЕДИЦИНСКИХ ПРИМЕНЕНИЙ
- 50 **Дементьева К.В.**
АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОТЛОЖЕНИЙ ФРАНСКОГО ЯРУСА ВЕРХНЕВОЗЕЙСКОГО И ВОЗЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- 54 **Денисова Ю.В.**
ОЦЕНКА СТАТИСТИЧЕСКОЙ ЗНАЧИМОСТИ ТЕМПЕРАТУР ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ КОЖИМСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)
- 57 **Ежков Ю.Б., Марипова С.Т., Хайдарова А.Б., Журабеков Н.Ж.**
СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НИОБИЙ-ТАНТАЛОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ УЗБЕКИСТАНА
- 60 **Закирьянов И.Г.**
ВОДОРΟΣЛЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕГО ОРДОВИКА ПРИТЕЛЕЦКОГО АЛТАЯ
- 62 **Калинина Н.А., Рудмин М.А.**
ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ В ЖЕЛЕЗНЯКАХ МОРСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА НА ПРИМЕРЕ БАКЧАРСКОГО (РОССИЯ) И ЛИСАКОВСКОГО (КАЗАХСТАН) МЕСТОРОЖДЕНИЙ
- 65 **Калугина А.Д., Зедгенизов Д.А.**
ОЦЕНКА СОСТАВА МИНЕРАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ГРАНАТА В ПРИРОДНЫХ АЛМАЗАХ РАЗЛИЧНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ПО ДАННЫМ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ
- 68 **Кисин А.Ю.**
ОБЛАГОРОЖЕННЫЕ ЮВЕЛИРНЫЕ КАМНИ
- 71 **Кислов Е.В.**
СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО-МЕДЬ-НИКЕЛЕНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ
- 75 **Кислов Е.В., Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М., Посохов В.Ф., Вантеев В.В.**
НЕФРИТ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЫРДВОМЕНШОР, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ: СОСТАВ И ГЕНЕЗИС
- 78 **Клепиков И.В., Васильев Е.А.**
ОСОБЕННОСТИ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ПОВЕРХНОСТИ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА
- 81 **Конопелько Д.Л.**
ДЕФОРМАЦИИ, МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ В ЗОНАХ РЕГИОНАЛЬНЫХ СДВИГОВ НА ПРИМЕРЕ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА, ТЯНЬ-ШАНЬ
- 83 **Корекина М.А., Черкасова О.А.**
МОЛОЧНО-БЕЛЫЙ КВАРЦ ЛАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) – СЫРЬЕ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦЕВЫХ КОНЦЕНТРАТОВ
- 85 **Коровин Д.Д.**
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХОМУТИНСКОГО И ЮЖНО-ХОМУТИНСКОГО МАССИВОВ (СРЕДНИЙ УРАЛ)
- 88 **Корякина А.В., Плотинская О.Ю.**
ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА СКАРНОВЫХ ПОРОД НА ТАРУТИНСКОМ МЕДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)
- 91 **Красовская Б.П., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Третьяченко В.В.**
РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ ДЛЯ БАЗАЛЬНЫХ ВЕНДСКИХ ОСАДКОВ ТОВСКОГО И АРХАНГЕЛЬСКОГО ВЫСТУПОВ ЗИМНЕБЕРЕЖНОЙ ЗОНЫ (АРХАНГЕЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)
- 94 **Кукса К.А., Черкашев Г.А., Бич А.С., Кузнецов В.Ю., Бельтенов В.Е., Фирстова А.В.**
РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВЕЩЕСТВА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПЛЮМА В РАЙОНЕ РУДНОГО УЗЛА СЕМЕНОВ (САХ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ КОЛОНОК
- 97 **Кукса К.А., Бочаров В.Н., Соколов П.Б., Мараховская О.Ю.**
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СИНЕЙ БЛАГОРОДНОЙ ШПИНЕЛИ НОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ БАЙ БУИ (МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЛУК ЙЕН, СЕВЕРНЫЙ ВЬЕТНАМ)
- 99 **Леденев Н.Б., Плотинская О.Ю.**
ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОРОШКА (ЧУКОТСКИЙ АО)
- 102 **Максимов П.Н., Рудмин М.А.**
СЛЕДЫ ОРГАНОМИНЕРАЛИЗАЦИИ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЯКАХ АЯТСКОЙ СВИТЫ (ТУРГАЙСКИЙ ПРОГИБ)
- 105 **Масленников В.В.**
КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАЛА

- 109 **Межуева А.А., Каримова О.В., Зиновьева Н. Г.**
МИНЕРАЛ ИНСИЗВАИТ $PtBi_2$ КАК ИНДИКАТОР ОБСТАНОВОК МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
- 112 **Мелекесцева И.Ю.**
СОВРЕМЕННЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПОЛЯ: ЧТО, ГДЕ, КОГДА?
- 115 **Мурзин В.В., Варламов Д.А.**
ДИФфуЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА КОНТАКТАХ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И МЕДИ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА
- 118 **Мурзин В.В., Варламов Д.А., Викентьев И.В.**
ПЫШМИНСКО-КЛЮЧЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (СР. УРАЛ): МИНЕРАЛОГИЯ СТАДИЙНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕДНО-КОБАЛЬТОВЫХ РУД
- 121 **Озорнин Д.А., Иванченко Е.Г.**
ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВО ФЛЮОРИТЕ ИЗ МРАМОРА СВЕТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)
- 124 **Павлова М.А., Каварзин П.В., Бушуев Я.Ю., Петров С.В.**
КОРЕННАЯ И РОССЫПНАЯ ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ УЛЬБЕЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА
- 127 **Пальянова Г.А.**
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА (ОБЗОР)
- 130 **Плотинская О.Ю.**
ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
- 132 **Поленов Ю.А., Кисин А.Ю.**
ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА
- 134 **Пугач В.В., Останина В.А.**
ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ХВОСТОВ ПОЛЕВОШПАТОВОГО ПРОИЗВОДСТВА
- 138 **Рубцова Е.А., Трофимов Н.Д., Акинфиев Н.Н., Плотинская О.Ю., Тагиров Б.Р.**
МЕДЬ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ: ЭКСПЕРИМЕНТ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
- 141 **Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М.**
МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНАЛЬНОСТИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ФУНДАМЕНТА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО И СЕВЕРО-ТАТАРСКОГО СВОДОВ)
- 143 **Сорохтина Н.В., Беляцкий Б.В., Кононкова Н.Н.**
НЕОДНОРОДНОСТЬ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ПИРОХЛОРА И ВОЗРАСТ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РУД ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО С КАРБОНАТИТАМИ КОМПЛЕКСА ВУОРИЯРВИ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ
- 146 **Степенщиков Д.Г., Аксенов С.М.**
ПОЛИМОРФИЗМ КАРКАСОВ ЛОВОЗЕРИТОВОГО ТИПА: ОСОБЕННОСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ S6R-БЛОКОВ И ПРИНЦИПЫ ГЕНЕРАЦИИ НОВЫХ СТРУКТУР
- 150 **Туктибаев А.И., Жантимиров К.Т., Баизбаев М.Б.**
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖАЙСАН
- 153 **Уланова А.С.**
РЕАКЦИОННЫЕ КАЙМЫ В Nd-ПИРОХЛОРОВЫХ КЕРАМИКАХ
- 155 **Упорова Н.С.**
ВОЗМОЖНОСТИ ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И АНАЛИЗАТОРА В ЦКП «ГЕОАНАЛИТИК» (ИГГ УРО РАН)
- 157 **Усанова О.И., Селиванов П.В., Бондаренко Н.В., Бужинская Е.В.**
ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ШИЛГОН (РЕСПУБЛИКА САХА-ЯКУТИЯ)
- 160 **Федоров С.А., Мазухина А.А., Власов И.А.**
ФОРМА НАХОЖДЕНИЯ СЕРЕБРА В ОТВАЛАХ ЛЕВИХИНСКОГО РУДНИКА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

- 163 **Целуйко А.С., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Ятимов У.А., Артемьев Д.А.**
РЕЗУЛЬТАТЫ ЛА-ИСП-МС ПРОФИЛИРОВАНИЯ ГЕМАТИТ-МАГНЕТИТОВЫХ ООЛИТОВ РУДНО-ГОРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)
- 166 **Чистякова Д.А., Плотинская О.Ю.**
ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ НА МИХЕЕВСКОМ МЕДНО-ПОРФИРОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)
- 169 **Чугаев А.В.**
ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОРОГЕННОГО ТИПА СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОДЕЛИ ИХ ГЕНЕЗИСА
- 172 **Чумаков А.В., Аликин О.В.**
МЕТОД ГИДРОСЕПАРАЦИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ РУД, ШЛИХОВЫХ ПРОБ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ, СОДЕРЖАЩИХ ЗОЛОТО
- 175 **Швецова Е.Е.**
СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МАССИВНЫХ «МЕДИСТЫХ» И ВКРАПЛЕННЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ НОРИЛЬСК 1 И ОКТЯБРЬСКОЕ
- 178 **Шевырева М.Ж.**
НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ САЛЮТ (СИХОТЭ-АЛИНЬ)
- 181 **Шепель Е.В., Аюпова Н.Р., Брюхов С.И.**
МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ БОКСИТОВ ЮЖНО-СУХТЕЛИНСКОЙ ПЛОЩАДИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ
- 183 **Шумихина П.Г., Бадьянова И.В.**
ТИТАНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ПОРОД ФЕДОТОВСКОЙ СВИТЫ (СРЕДНИЙ УРАЛ)
- 186 **Юричев А.Н.**
АКЦЕССОРНОЕ МЕДИСТОЕ ЗОЛОТО В ХРОМИТИТАХ АГАРДАГСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (РЕСПУБЛИКА ТЫВА)
- 189 **Якимов Т.С., Шапаренко Е.О., Томиленко А.А., Бульбак Т.А.**
КАРБОНАТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ПРИМОРСКОГО КРАЯ
- 192 **Якубович О.В., Каменецкий В.С., Саватенков В.М., Фокина Е.Л., Королева А.В.**
ПРИЗНАКИ ВКЛАДА ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОБРАЗОВАНИЕ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ Cu-U-Au-Ag МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛИМПИК ДАМ

ЛИСТВЕНИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ МИХЕЕВСКОГО (Au,Mo)Cu-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Азовскова О.Б.¹, Колосова А.С.², Сорока Е.И.¹, Ровнушкин М.Ю.¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

²Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

Основные рудоносные метасоматические образования Михеевского (Au,Mo)Cu-порфирового месторождения представлены метасоматитами пропилитового, кварц-серцитового и смешанного типа, а также аргиллизитами [Грабежев, 2014; Грабежев и др., 1998; Plotinskaya et al., 2018]. Исходными породами для них являются малые тела и дайки гранитоидов (преимущественно кварцдиоритового и диоритового состава), а также вмещающие их позднедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (рис. 1а).

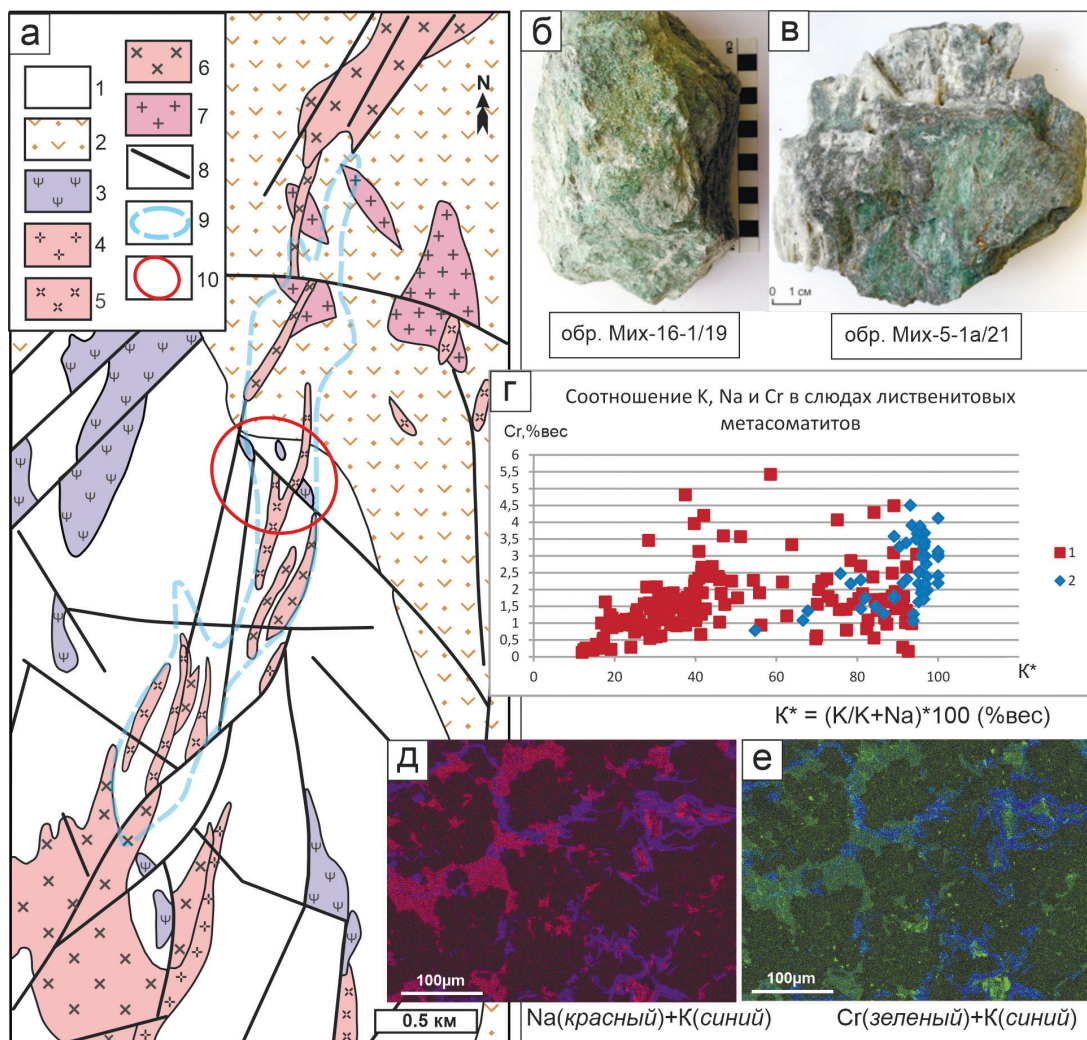


Рис. 1. Лиственины Михеевского месторождения.

а – геологическая схема Михеевского месторождения (по Plotinskaya, 2018; Шаргородский и др., 2005); б, в – фото характерных образцов листвениновых метасоматитов; г – соотношение содержаний К, Na, и Sr в слюдах (1 – п/шлифы по обр. Мих-16-1, -2/19, гор. 210 м; 2 – п/шлифы по обр. Мих-5-1/22, гор. 140 м); б, в – карты распределения Na + K и Sr + K на одном из характерных участков лиственинового метасоматита, п/шлиф Мих-16-16/19.

Условные обозначения к схеме: 1, 2 – верхняя (базальтовая) и нижняя (андезитобазальтовая) вулканогенно-осадочные толщи; 3 – серпентиниты; 4-6 – плагиигранодиорит-порфиры(4), диорит-порфиры(5) и кварцевые диориты(6) Михеевского комплекса; 7 – диоритовые и дацитовые порфиры Ульяновского комплекса; 8 – тектонические нарушения; 9 – рудный ореол Cu > 0.3%; 10 – область отбора образцов листвениновых метасоматитов

Серпентиниты и апосерпентинитовые породы распространены на месторождении ограничено – в виде линз и лентообразных тел, приуроченных к тектоническим нарушениям, метасоматически изменены: карбонатизированные и оталькованные (\pm хлорит) серпентиниты внешней зоны; карбонат-хлорит-талковые (иногда с реликтами серпентина) породы промежуточной зоны и лиственитовые метасоматиты слюдисто-кварц-карбонатного состава с зеленой хромсодержащей слюдой. Для лиственитов характерна светло-серая окраска с неотчетливыми зеленоватыми и желтоватыми пятнами, белыми участками кварцевого и карбонат-кварцевого составов и яркими зелеными (фукситовыми) прожилками и линзочками (рис. 1б, в). Структура пород среднезернистая, массивная, текстура – неравномерно-пятнистая, иногда полосчато-прожилковая. По внешнему облику описываемые метасоматиты практически идентичны «классическим» апосерпентинитовым лиственитам золоторудных месторождений (Березовское и др.). Таким образом, целью проводимых исследований является не только изучение «нового» для Михеевского рудного узла типа метасоматитов, но и их сопоставление с подобными метасоматитами золотоносной березит-лиственитовой формации.

Были проведены следующие виды исследований: петрографическое и минераграфическое описание; рентгено-фазовый, термический и силикатный анализы; изучение полированных шлифов с помощью СЭМ (JSM-6390LV, JEOL и MIRA LMS, TESCAN) и микрозонда (Cameca SX100). Установлено, что карбонаты, слагающие основную часть лиственитовых метасоматитов, принадлежат к ряду доломит-анкерит (железистые доломиты), причем характерны зональные зерна с более железистой центральной частью. Показательным является состав слюд со значительными вариациями К и Na – парагонит, слюды смешанного К-Na состава и мусковит/фуксит (рис. 1г–е). Все они являются хромсодержащими (Cr от $n \cdot 0.1$ до 5.4%вес). Выделяется как минимум две генерации, вероятно связанные с разными стадиями рудного процесса; к поздней можно отнести мусковит/фуксит, что хорошо видно на картах распределения К-Na-Cr (рис. 1д–е). Следует отметить, что присутствие парагонитовой слюды в метасоматических ореолах является характерной особенностью уральских медно-порфировых месторождений [Грабежев, 1998]. Основными рудными минералами лиственитов Михеевского месторождения являются пирит и халькопирит. Среди второстепенных и редких минералов отмечается миллерит, Ni-Co-сульфоарсениды, блеклые руды, молибденит. В значимых количествах присутствуют реликтовые зерна хромшпинелида.

В таблице 1 представлена сравнительная характеристика основных минеральных парагенезисов лиственитовых метасоматитов Михеевского медно-порфирового месторождения и золоторудных месторождений «березовского» типа. Они отличаются по составу карбонатов, слюд и минералов рудной ассоциации. Следует отметить, что подобные различия наблюдаются и в метасоматитах внешней и промежуточной зон. Все это может быть использовано в качестве критериев и признаков в практике прогнозных и геолого-поисковых работ.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590028-9, с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ, Соглашение № 075-15-2021-680.

Таблица 1. Сравнительная характеристика апо-серпентинитовых лиственитов

Минеральные ассоциации		Михеевское медно-порфировое месторождение	Золоторудные месторождения, по [Сазонов, 1975, 1984]
Карбонаты		Fe-доломит (доломит-анкерит)	Брейнерит (Fe-магнезит), магнезит, \pm Fe-доломит
Слюды		Cr-содержащие парагонит, К-Na слюда и мусковит/фуксит	Фуксит (Cr-мусковит)
Рудные минералы	Основные	Пирит, халькопирит	Пирит
	Второстепенные и редкие	Герсдорфит, миллерит, блеклые руды, галенит, молибденит	Галенит, халькопирит, айкинит, герсдорфит, золото и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Грабежев А.И. (2014) Новониколаевский (Mo, Au)-Cu-порфировый рудный узел (Южный Урал): петрогеохимия рудоносных гранитоидов и метасоматитов. Литосфера, (2), 60-76.
- Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. (1998) Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 172 с.
- Сазонов В.Н. (1984) Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 208 с.
- Сазонов В.Н. (1975) Лиственизация и оруденение. М.: Наука, 172 с.
- Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratt J. (2018) Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geology Reviews*, 94, 239-260

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗВЛЕЧЕНИЯ МОЛИБДЕНА ИЗ РУДЫ ЮЖНО-ШАМЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Алешин Д.С., Танутров И.Н., Крашенинин А.Г.

Институт металлургии УрО РАН, Екатеринбург

Южно-Шамейское месторождение молибденовых руд – типичное месторождение вольфрам-молибденовой рудной формации штокверкового типа. Расположено на территории Асбестовского района Свердловской области. В настоящее время данное месторождение, принадлежащее компании «УГМК», законсервировано [Алешин и др., 2019]. Однако с растущей необходимостью импортозамещения и другими глобальными факторами влияющими на экономическую ситуацию необходимо оценить возможность переработки руды Южно-Шамейского месторождения. Для разработки технологии производства молибдена из руды данного месторождения нужно в первую очередь знать, как распределены ценные металлы в руде и концентрате. В настоящей работе рассмотрен состав руды Южно-Шамейского месторождения и проанализирован состав сульфидного молибденового концентрата, полученного после обогащения руды.

На сегодняшний день Центральная часть Южно-Шамейского месторождения изучена до глубины 300 м на протяжении 1200 м профилями буровых скважин, пройденными через 185–240 м. В пределах разведочных линий ЗС,1,5,9,13,17 по результатам опробования скважин, вписывающихся в разведочную сеть (200x100–200 м), подсчитаны запасы молибденовых руд и металла по категории С₂ [Бороданов и др., 1992]. Геолого-промышленный тип месторождения – штокверковый. Рудный штокверк развит в породах эндо- и экзоконтакта массива и представляет собой массу горных пород (гранитов и сланцев), насыщенную сульфидно – кварцевым материалом. Месторождение состоит из двух типов природных руд: гранитного типа и гранитно-сланцевого типа. Состав руд приведен в табл. 1.

Руда гранитного типа, представлена гранитами с незначительным (до 3–5%) количеством сланцев, на данную руду приходится 40% запасов молибдена. Руда представляет собой кварц-полешпатовую породу с составом: кварц – 36%, альбит – до 31.5% и микроклин – до 23%. Рудные минералы представлены, в основном, пиритом до 80 %, молибденом до 8–10%, магнетитом до 6%, халькопиритом до 5–8%, гематитом и гидроксидами железа до 2%. Руда гранитно-сланцевого типа состоит из смеси сланцев (60–70%) и гранитов (25–40%), на руду приходится 60% запасов молибдена. Породообразующие минералы в руде составляют более 90% и представлены на 39% кварце, на 17% полевыми шпатами,

Таблица 1. Минеральный состав руды в мас.%

Наименование минералов	Тип руды	
	Гранитный	Гранитно-сланцевый
Микроклин	23.07	2.63
Альбит	31.48	14.5
Кварц	36.25	39
Мусковит	3.79	5.08
Флогонит	2.59	28
Биотит	0.07	3.13
Гр. амфиболов и эпидота	0.29	4.47
Гр. талька	0.07	0.07
Карбонаты	0.005	0.66
Флюорит	0.42	0.5
Апатит	0.014	0.04
Гранат	0.003	–
Гр. титансодержащих	0.16	0.13
Гр. циркона	–	0.01
Магнетит	0.21	0.07
Молибденит	0.13	0.19
Пирит	1.19	0.91
Халькопирит	0.12	0.09
Пирротин	–	0.27

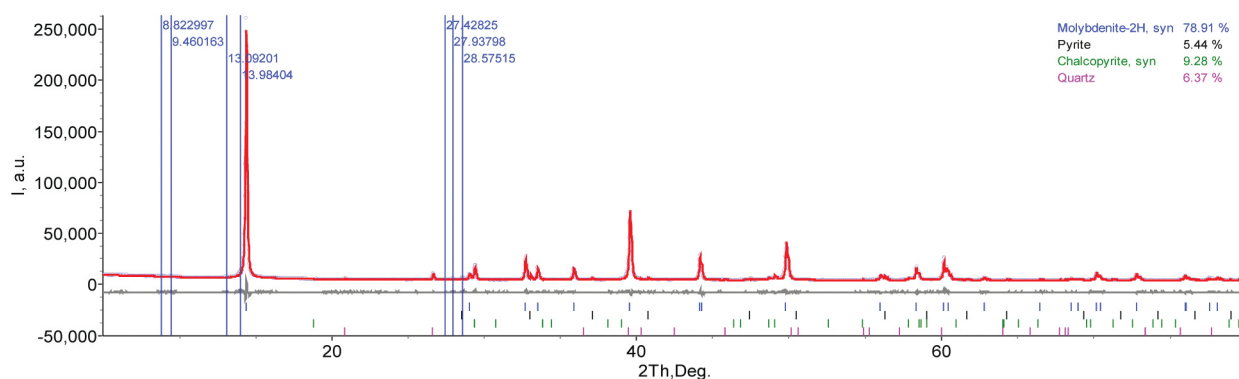


Рис. 1. Дифрактограмма молибденового концентрата

Таблица 2. Химический состав концентрата

Элемент	Mo	S	Al	Ca	Cu	Fe	O	Si
мас. %	37	35.4	0.65	0.332	2.03	5	13.3	4.36
Элемент	Na	Ti	P	Re	K	Mg	Pb	
мас. %	0.23	0.032	0.036	0.0049	0.75	0.72	0.154	

альбитом на 14.5%, микроклином на 2.6%. Рудные минералы представлены пиритом до 63%, пирротинном до 19%, молибденом до 12%, халькопиритом до 6% от их общего количества. Руды относятся к прожилково-вкрапленному типу.

Молибденовое оруднение связано с тонкочешуйчатый молибденитом, ассоциирующим, главным образом, с пиритом и флюоритом, реже с магнетитом, халькопиритом и шеелитом. Основным полезным компонентом является молибден, представленный молибденитом. Наиболее тесно молибденит ассоциируется с пиритом, флюоритом и кварцем. В целом для него характерны прожилковые, вкрапленные и цементные структуры [Грязнов, Шевкунов, 1994].

Далее полученную руду обогащали известными методами флотации. Фазовый состав полученного сульфидного молибденового концентрата определяли на дифрактометре D8 ADVANCE, результаты представлены на рис. 1.

Химический состав концентрата определяли с помощью атомно-эмиссионного спектрометра с индуктивно связанной плазмой Spectroflame Modula S, результаты представлены в табл. 2.

В концентрате присутствует 37 мас. % Mo, который представлен в виде основной фазы сульфида молибдена. Также из ценных металлов можно выделить медь и рений. По полученным данным концентрат можно отнести к марке КМФ-8.

Таким образом, после изучения вещественного состава руды и концентрата Южно-Шамейского месторождения. Установили, что данный концентрат прекрасно подходит для дальнейшей металлургической переработки пирометаллургическим или гидрометаллургическим методом. Так как в концентрате присутствует рений технология переработки концентрата должна быть комплексной с целью извлечения данного металла, что повысит экономический эффект при разработке Южно-Шамейского месторождения. В руде месторождения присутствует медь, при флотации дополнительно возможно получать медный концентрат. Можно сказать, что перспектива освоения Южно-Шамейского месторождения позволит достичь высоких экономически результатов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешин Д.С., Халезов Б.Д., Крашенинин А.Г. (2019) Сырьевая база молибдена. Известия вузов. Горный журнал, (7), 7-11.
- Бороданов В.М., Левин В.Я., Мормилль С.И. (1992) Минералого-геохимические критерии рудоносности (вольфрамоносности) Малышевского комплекса гранитоидов (Урал). Изв. вузов. Геология и разведка, (6), 39-46.
- Грязнов О.Н., Шевкунов И.И. (1994) Рудоносные метасоматиты Южно-Шамейского молибденового месторождения (Средний Урал). Геология руд месторождений, (1), 39-46.

КОМАГМАТИЧНОСТЬ ВУЛКАНИТОВ ТУМРОКСКОГО ХРЕБТА И ПРОСТРАНСТВЕННО СВЯЗАННОГО С НИМИ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА ТОЛБАЧИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Байков Н.И.¹, Чайка И.Ф.², Кутырев А.В.³

¹Московский государственный университет, Москва

²Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Габбро-клинопироксенит-дунитовые комплексы Урало-Аляскинского типа – перспективный источник платины, характерный для островодужных обстановок. Для них характерна концентрическая зональность: от ядра к кайме они сложены дунитами, верлитами, оливинowymi клинопироксенитами и иногда габбро. Считается, что комплексы Урало-Аляскинского типа образуются в результате дифференциации основных и ультраосновных магм анкарамитовой серии [Irvine, 1974; Пушкарев и др., 2018; Pushkarev et al., 2014]. На территории Камчатки и Корякского нагорья описано несколько таких комплексов, среди которых наиболее известны Гальмознан и Эпильчик. Для комплекса Гальмознан (Корякское нагорье) описывалась сходство эволюции расплава с пикритами Тумрокского и Валагинского хребтов [Batanova et al., 2005]. Однако комплекс Гальмознан пространственно не связан с этими проявлениями пикритов, в то время как с этой серией вулканитов пространственно совмещены другие, менее изученные, ультраосновные интрузивы, одним из которых является массив Толбачинского комплекса, обнаженный в пределах Тумрокского хребта, у подножья горы Большая Андриановка. В данной работе мы рассматриваем минералогию и геохимию вулканических пород валагинской серии Тумрокского хребта и интрузивных пород Толбачинского комплекса, и обсуждаем вопрос об их комагматичности и возможности отнесения рассмотренного массива к Урало-Аляскинскому типу.

Рассматриваемый объект находится на территории Тумрокского хребта, одного из хребтов Восточной Камчатки. Он является частью Олюторского террейна, в состав которого входят массив Урало-Аляскинского типа Гальмознан и расположенные южнее массивы Толбачинского комплекса. Этот террейн сложен тектоническими фрагментами позднекампанских-раннепалеоценовых вулканогенно-осадочных толщ.

Силлы и диатермы, пикритов приурочены к слою базальтовых лав и вулканических брекчий валагинской серии. В пределах изученной площади, нами задокументированы и опробованы эффузивные толщи базальтов валагинской серии, силлы пикритов, вмещаемые этими толщами, а также интрузивные тела дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габброидов, которые, как следует из геологического строения изученной площади, были подняты относительно вулканитов и субвулканитов по разлому, проходящему по р. Шумный.

Среди вулканических и субвулканических пород рассматриваемого участка выделяют изменённые клинопироксен-порфиновые базальты и пикриты. Пикриты – порфиновые породы с большим количеством вкрапленников (35–40%). Среди них преобладают крупные (0.5–5.0 см) кристаллы оливина, составляющие 80–100% вкрапленников. В зернах оливина в большом количестве встречаются октаэдрические включения хромшпинелида (<0.2, реже до 1 мм). Вторым по распространенности минералом-вкрапленником является клинопироксен. Для него характерны призматические кристаллы до двух сантиметров в максимальном сечении. Основная масса представлена мелкими кристаллами клинопироксена (менее 1–2 мм) в серпентинизированном мезостазисе. Характерной особенностью являются каймы вокруг зерен оливина, состоящие из клинопироксена основной массы. Базальты преимущественно клинопироксен-порфиновые, с содержанием вкрапленников до 20%. Вкрапленники представлены крупным (0.3–3.0 см) диопсидом с оптической зональностью. Также встречаются псевдоморфозы серпентина по оливину, однако их количество не превышает 5% от вкрапленников. Основная масса представлена клинопироксеном, альбитизированным плагиоклазом и вторичным калиевым полевым шпатом, заключенными в серпентинизированный и хлоритизированный мезостазис.

Интрузивные породы массива представлены серией дуниты – верлиты – оливиновые клинопироксениты – габброиды. Дуниты интенсивно серпентинизированы, редко сохраняются вкрапленники оливина. Исходный оливин представляет собой кристаллы размером 1–4 мм с сохранившимися структурами распада. Для верлитов характерны идиоморфный оливин и пойкилитовые кристаллы клинопироксена. Для клинопироксенитов характерен идиоморфный относительно клинопироксена оливин, 2–4 мм в максимальном сечении, вторично измененный, с частыми вермикулярными структурами распада (магнетит + клинопироксен). Клинопироксен, как правило, вторично изменен, в некоторых образцах встречаются редкие кристаллы биотита и амфибола. В составе габброидов преобладает сине-зеленая роговая обманка и полевой шпат, образующие гипидиоморфнозернистую структуру. Среди полевых шпатов встречается плагиоклаз, однако более характерны пятнистые агрегаты чистых ортоклаза, и альбита с включениями скаполита, что, скорее всего является результатом вторичного замещения плагиоклаза. Амфибол также, вероятно, вторичный, что следует из его волокнистой морфологии, и резорбированных включений клинопироксена во внутренних частях. В ряде образцов габброидов (в основном – в образцах со свежим плагиоклазом) амфибол отсутствует либо замещает клинопироксен. Реже, среди габброидов встречаются оливиновые габбро, близкие по минералогическим и петрографическим характеристикам к верлитам и клинопироксенитам, однако, содержащие >10% плагиоклаза.

Исходя из петрографических характеристик и литературных данных для описываемых вулканитов и интрузивных пород толбачинского комплекса характерна следующая последовательность кристаллизации: хромшпинелид, оливин, оливин + клинопироксен, клинопироксен, плагиоклаз.

Составы клинопироксенов эффузивных и интрузивных пород образуют общие тренды, что является еще одним свидетельством их связи. В обоих случаях при уменьшении магнезиальности диопсида характерно увеличение алюминия, вплоть до 7 мас. %, что связано с поздней кристаллизацией плагиоклаза.

Для вулканитов валагинской серии и интрузивных пород толбачинского комплекса прослеживаются общие тренды изменений составов, контролирующиеся фракционной кристаллизацией расплава. Так, породы, образующиеся при накоплении оливина и клинопироксена характеризуются более магнезиальными и составами, для верлитов и клинопироксенитов характерно повышенное содержание кальция. Для пород, образовавшихся благодаря аккумуляции оливина: дунитов и пикритов характерна обратная корреляция MgO к остальным петрогенным элементам. Верлиты и клинопироксениты имеют прямую корреляцию MgO–CaO, содержание которых обратно пропорционально другим компонентам. Базальты и габбро имеют наиболее дифференцированные составы относительно других изученных пород. Для оценки состава исходного расплава исследовался состав гомогенизированных расплавных включений в хромшпинелиде. Их составы находятся между составами базальтов и пикритов, на пересечении трендов накопления оливина и пироксена в пикритах и дифференциации расплава базальтов.

Важной характеристикой ультраосновных пород является соотношение кальция и алюминия. Так для большинства пикритов и некоторых образцов базальта $CaO/Al_2O_3 > 1$, что является характерной чертой для анкармитов. Для включений в хромшпинелиде отношение $CaO/Al_2O_3 > 1$ стабильно поддерживается, что характеризует исходный расплав как анкармитовый.

Распределение несовместимых примесных элементов в изученных породах имеет типичные над-субдукционные характеристики с максимумами по содержанию LILE (Rb, Sr, Ba) и U и минимумами по высоkozарядным (HFSE) элементам – Ti, Nb, Ta, Zr, Hf (рис. 1). Для основных не высокомагнезиальных вулканитов и габброидов, пространственно связанных с ними, характерны содержания рассеянных и редкоземельных элементов большие, чем для верлитов и пикритов, однако общие тренды схожи. Такие закономерности дополнительно подтверждают комагматичность пород валагинской серии и толбачинского комплекса.

Таким образом, породы толбачинского массива и вулканиты валагинской серии можно рассматривать как комагматичные. Содержание кальция и алюминия в исходном расплаве и высокомагнезиальных вулканитах позволяет отнести изученную формацию к анкармитовой серии, что дает основания рассматривать изучаемый массив как дунит-клинопироксенит-габбровый массив Урало-Аляскинского типа.

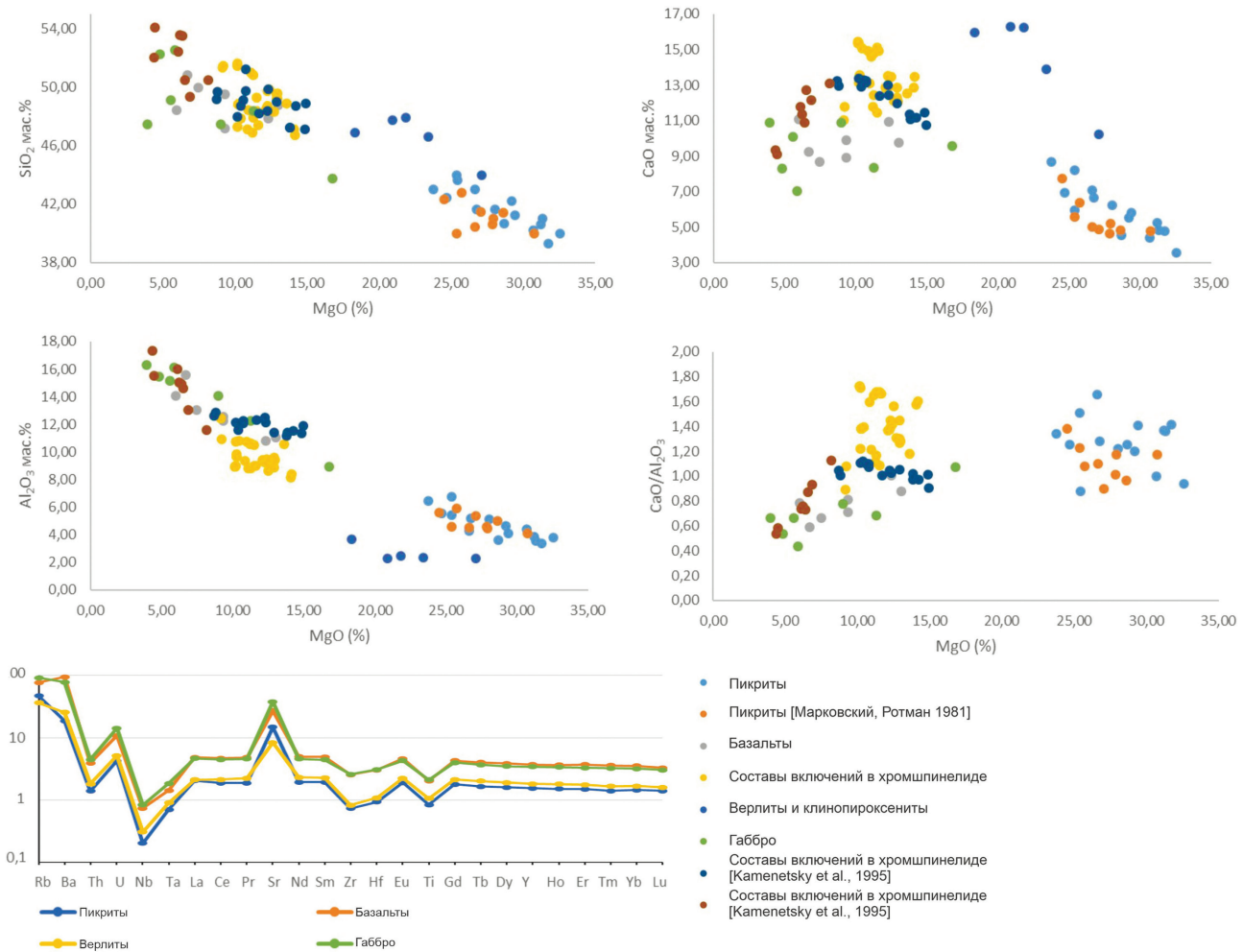


Рис. 1. Химические составы пород Тумроковского хребта. На РМ-нормированной спайдер-диаграмме приведены усредненные составы главных разновидностей пород

ЛИТЕРАТУРА

- Каменецкий В.С., Портнягин М.В., Соболев А.В., Данюшевский Л.В. (1992) Условия кристаллизации и состав расплава пикрит-базальтовой толщи хребта тумрок (Восточная Камчатка). *Геохимия*, 8.
- Марковский, Б.А., Ротман, В.К. (1981) Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Недра: Ленингр. отд-ние.
- Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. (2018) Анкармиты-новый тип магнезиальных, высоко-кальциевых примитивных расплавов в магнитогорской островодужной зоне на южном урале. *Докл. АН (Vol. 479, No. 4, pp. 433-437)*.
- Batanova V.G., Pertsev A.N., Kamenetsky V.S., Ariskin A.A., Mochalov A.G., Sobolev A.V. (2005) Crustal evolution of island-arc ultramafic magma: Galmoenan pyroxenite–dunite plutonic complex, Koryak Highland (Far East Russia). *J. Petrology*, 46(7), 1345-1366.
- Irvine T.N. (1973) Bridget Cove volcanics, Juneau Area, Alaska: possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes. *Carnegie Inst Wash Yearb*, 72, 478-491.
- Pushkarev E.V., Kamenetsky V., Gottman I., Yaxley G. (2014) The PGM-bearing volcanic ankaramite (Urals, Russia): bridging ankaramite parental magmas and the Ural-Alaskan-type intrusions. In *12th International Platinum Symposium. Abstracts (pp. 204-205)*.

НАХОДКИ БИТУМОВ В АПОБАЗАЛЬТОВЫХ МЕТАСОМАТИТАХ В ДОЮРСКОМ ФУНДАМЕНТЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Берзин С.В.¹, Иванов К.С.¹, Панкрушина Е.А.¹, Лепеха С.В.¹, Мороз М.Л.²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, *sbersin@ya.ru*

²НАЦ РН им. В.И. Шильмана, Тюмень

Изучение доюрского фундамента Западно-Сибирской платформы является актуальным ввиду перспектив нефтегазоносности данного комплекса. В доюрском фундаменте только на территории ХМАО известны более 150 залежей углеводородов [Тугарева и др., 2017]. Наибольшие промышленные запасы нефти в фундаменте сосредоточены в месторождениях Рогожниковской группы и приурочены к пермско-триасовым измененным вулканитам [Лобова и др., 2014; Тугарева и др., 2017]. Находки битумов и других органических веществ (ОВ) в магматических породах крайне редки и в каждом случае требуют детального изучения.

При изучении керн глубоких скважин, вскрывших доюрский фундамент Западно-Сибирской платформы, нами были встречены включения твердого битума в метасоматитах по пермско-триасовым базальтам сразу в нескольких скважинах.

Рамановские спектры битума изучались с помощью спектрометра LabRAM HR800 Evolution. Исследование инфракрасных спектров битума выполнено в таблетках, прессованных с KBr, на спектрометре Spectrum One.

В скв. 108 Литваковской пл. в интервале глубин 2719.4–2721.3 м (на 62 м глубже кровли фундамента) в разрезе базальтов установлена зона светло-зеленых низкотемпературных апобазальтовых метасоматитов, окруженная зонами метасоматически-измененных базальтов, мощностью 0.5 м. В последних присутствуют миндалины размером до 3 см с карбонатом, центральная часть которых заполнена твердым битумом (антраксолитом). Метасоматиты сложены кварцем, гидрослюдами, шамозитом, карбонатами (доломит-анкерит, сидерит) и цеолитами (филлипсит, мезолит) и классифицируются как низкотемпературные основные метасоматиты. В метасоматитах антраксолит заполняет тонкие трещины (<1 мм), на стенках которых присутствуют микроскопические кристаллы кварца (20–50 мкм).

На ИК-спектре битума высокая интенсивность полос 2945 см⁻¹, 2918 см⁻¹ и 2863 см⁻¹ (валентные колебания С-Н связей метиленовых групп) и полос 1455 см⁻¹ и 1376 см⁻¹ (деформационные колебания этих связей), указывает на преобладание в составе битума алифатических углеводородов. Менее интенсивные полосы в регионе 700–1100 см⁻¹ и полоса 1600 см⁻¹ относятся, соответственно, к деформационным и валентным колебаниям ароматических углеводородов. Таким образом, сделан вывод, что данный битум относится к низшим антраксолитам. Температура преобразования битума по данным рамановской спектроскопии по термометру [Kouketsu et al., 2014] составляет менее 150°C и, в целом, соответствует температуре формирования вмещающих метасоматитов.

В скважине Западно-Эргинский л.у. Р-8113 в интервале глубин 3047.5–3049.2 м в разрезе пермско-триасовых вулканитов наблюдается зона низкотемпературных метасоматитов, в которой встречены вкрапления твердых битумов, заполняющих микрокаверны размером до 1.5 мм, составляющих местами до 5% от объема породы.

Кроме того в скважине Ватъеганское 197р в интервале глубин 3509.9–3512.0 м (на 55 м глубже кровли фундамента) в низкотемпературных метасоматитах по вулканитам нами встречена система открытых трещин с гидротермальной минерализацией по стенкам (карбонат, пирит, и др.) и выпоты нефти на стенках керн. По всей видимости, к данным метасоматитам приурочен вторичный трещинный коллектор, по которому происходила циркуляция гидротермальных флюидов и углеводородов.

В базальтах в скв. Тюменская СГ-6 с глубины 7310.6 м микровключения битума найдены в миндалилах, сложенных хлоритом, халцедоном, кальцитом. Каплевидные включения битума слагают тонкие зоны мощностью 10–30 мкм. Температура преобразования битума по данным рамановской спектроскопии по термометру [Kouketsu et al., 2014] оценивается в 150–300°C и, в целом, соответствует условиям преобразования вмещающих базальтов и современной пластовой температуре на данной глубине.

Ранее в пермско-триасовых вулканитах битумы были описаны на р. Синара (Средний Урал) [Erokhin, Ivanov, 2019] и на р. Нижняя Тунгуска (Сибирь) [Гусев и др., 2018]. В мире известны находки битумов в миндалинах: в базальтах нижнего девона Минусинской впадины в Хакасии [Бу Ван Хай, Серебренникова, 2012], в мезозойских долерито-базальтах Земли Франца Иосифа [Клубов и др., 1997], в гидротермальных образованиях Богемского массива в Чехии [Филиппов, 2013].

Наличие включений битума в миндалинах может быть свидетельством миграции углеводородов через толщу трапповых базальтов. Это указывает на потенциальную нефтегазоносность доюрского комплекса. Исследование включений битума в метасоматитах может быть полезно для понимания процессов вертикальной миграции углеводородов в земной коре.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, темы № АААА-А18-118052590032-6 с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

ЛИТЕРАТУРА

- Бу Ван Хай, Серебренникова О.В. (2012) Углеводороды битумных включений в магматических породах на севере Хакасии. Вестник ТГУ, 362, 173-177.
- Гусев Н.И., Строев Т.С., Шарипов А.Г., Назаров Д.В. и др. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Норильская. Лист Q-47 – Тура. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 328 с.
- Клубов Б.А., Винокуров И.Ю., Гарибьян Е.В. (1997) Битумопроявления на о-ве Хейса / Б.А. Клубов, И.Ю. Винокуров, Е.В. Гарибьян. Геология нефти и газа, 2, 1-6.
- Лобова Г.А., Коржов Ю.В., Кудряшова Л.К. (2014) Генезис доюрских залежей нефти Рогожниковской группы месторождений по данным гравиразведки и геохимии (Тюменская область). Изв. ТПУ, 324(1), 65-72.
- Тугарева А.В., Чернова Г.А., Яковлева Н.П., Мороз М.Л. (2017) Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности доюрских отложений центральной части Западно-Сибирской плиты. Известия ВУЗов. Нефть и газ, (5), 58-66.
- Филиппов М.М. (2013) Антраксолиты. СПб.: ФГУП «ВНИГРИ», 296 с.
- Erokhin Yu.V., Ivanov K.S. (2019) On the discovery and study of anthraxolite in Triassic plagioryholite on the border of the Ural and western Siberia. Geosciences J., 23, 273-279.
- Kouketsu Y., Mizukami T., Mori H., Endo S., Aoya M., Hara H., Nakamura D., Wallis S. (2014) A new approach to develop the R aman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. Island Arc, 23(1), 33-50.

РОДОНИТОВЫЙ ПОЯС УРАЛА

Брусницын А.И.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, brusspb@yandex.ru

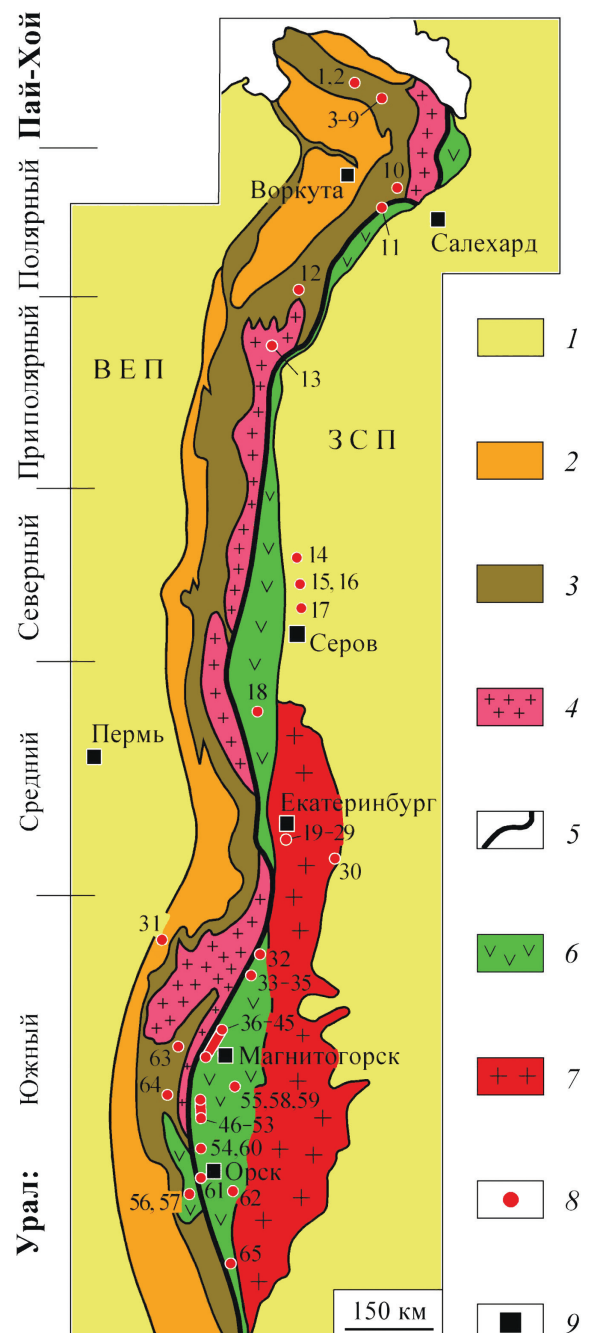
Родонитовые породы (“родонит”, орлец) – традиционный цветной камень Урала. Такой статус он приобрел благодаря месторождениям, расположенным в окрестностях г. Екатеринбурга, прежде всего, знаменитому Малоседельниковскому, а также Кургановскому и Бородулинскому. Однако, ореол распространения родонитовых пород на Урале значительно шире – они выявлены вдоль всего простираения складчатого сооружения (рис. 1). Наибольшее число месторождений расположено на Южном Урале в пределах западного борта Магнитогорского палеовулканического пояса, в узкой полосе протяженностью около 300 км от г. Миасс на севере до г. Баймак на юге. Именно эта цепочка месторождений по праву должна называться “родонитовый пояс Урала”. Результаты изучения месторождений родонитовых пород Урала, как одной из разновидности метаморфизованных марганценосных отложений (метаманганолитов), рассмотрены нами в большом количестве специальных публикаций [Брусницын, 2000, 2013, 2015; Брусницын и др., 2016]. Здесь же мы кратко обобщим имеющуюся информацию.

Геологические условия залегания, текстуры и структуры марганцевых пород свидетельствуют о том, что они являются нормальными членами осадочных (месторождения Пай-Хоя и Полярного Урала) или вулканогенно-осадочных (месторождения Среднего и Южного Урала) разрезов и образу-

Рис. 1. Схема размещения главных месторождений марганцевых пород Урала. Геологическая основа дана по Н.В. Пучкову (2010).

1 – чехол Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Западно-Сибирской плиты (ЗСП) (карбонатные, песчано-глинистые и др. формации); 2–7 – структурно-формационные (палеогеодинамические) зоны: 2 – Предуральский краевой прогиб (моласовая формация), 3 – Западно-Уральская зона (осадочные формации пассивной континентальной окраины), 4 – Центрально-Уральская зона (основание складчатой системы: метаморфогенные формации), 5 – Главный Уральский глубинный разлом (офиолитовая формация), 6 – Тагило-Магнитогорская зона (вулканогенные формации океанической коры и островодужных систем), 7 – Восточно-Уральская зона (метаморфогенные формации микроконтинетов, островодужные вулканы, орогенные интрузивы); 8 – месторождения марганцевых пород; 9 – города.

Цифрами отмечены месторождения: 1 – Пустьское (D₃), 2 – Хэяхинское (D₃), 3 – Сибирчатаяхинское (D₃), 4 – Карское-1 (D₃), 5 – Карское-2 (D₃), 6 – Надежяхинское-1 (D₃), 7 – Надежяхинское-2 (D₃), 8 – Нижнесиловское (D₃), 9 – Силовыхинское (D₃), 10 – проявления Собской площади (D₃-C₁), 11 – Верхнетышорское (R), 12 – Парнокское (O₂₋₃ или D₂), 13 – Вэраю (R), 14 – Бурмантовское (K₂-Pa), 15 – Полуночное (K₂-Pa), 16 – Тыньинское (K₂-Pa), 17 – Екатеринбургское (K₂-Pa), 18 – Сапальское (S₂-D₁), 19 – Малоседельниковское (S₁), 20 – Кургановское (S₁), 21 – Бородулинское-1 (S₁), 22 – Бородулинское-2 (S₁), 23 – Афанасьевское (S₁), 24 – Октябрьское (S₁), 25 – Дмитриевское (S₁), 26 – Горнощитское (S₁), 27 – Змеиногорское (S₁), 28 – Гагарское (S₁), 29 – Александровское (S₁), 30 – Клевакинское (D₃), 31 – Улу-Телякское (P), 32 – Кожаевское (D₂₋₃), 34 – Уразовское (D₂), 38 –



ются сингенетично с вмещающими их отложениями. Источники марганца при формировании металлоносных осадков могли быть разными. Для большинства месторождений Урала, прежде всего, связанных с вулканогенными комплексами (месторождения Среднего и Южного Урала) предпочтение отдается гидротермальному привносу металла в морской бассейн. Но, для месторождений локализованных в кремнисто-терригенно-карбонатных толщах (месторождения Пай-Хой и Полярного Урала), возможен также и седиментогенно-диагенетических механизм накопления марганценозных илов. В любом случае накопление марганца происходило при смене восстановительных обстановок на окислительные, а металл накапливался преимущественно в форме оксидов Mn^{3+} и Mn^{4+} (аморфная фаза, вернадит, тодорокит, бёрнессит и др.), как это имеет место в современном океане. Последующие постседиментационные процессы существенно преобразовали минеральный состав марганцевоносных отложений. Степень регионального метаморфизма для месторождений соответствует *PT*-параметрам пренит-пумпеллитовой (месторождения Пай-Хоя, Полярного и Южного Урала) и зеленосланцевой (месторождения Среднего Урала) фаций, редко выше.

В составе марганцевых пород Урала диагностировано более сотни минералов. К наиболее распространенным породообразующим фазам относятся: кварц, гематит, гаусманнит, браунит, тефроит, марганцевые гумиты (сонолит, аллеганит, риббеит), гранты (спессартин, марганцевые андрадит и гросуляр), минералы группы эпидота (марганцевый эпидот, пьомонит), родонит, виттинкиит, пироксмангит, кариопилит (и/или фриделит), парсеттенсит, марганцевый кальцит, кутнагорит и родохрозит. Среди типичных второстепенных минералов отметим: аксинит-(Mn), пироксены (эгирин, эгирин-авгит, йогансенит), амфиболы (марганцевые актинолит, тремолит и винчит, манганокуммингтонит), хлориты (марганцевые клинохлор и шамозит, пеннантит), стильпномелан, калиевый полевой шпат и альбит. Наиболее характерные акцессорные минералы – алабандин, пирит, пирофанит, магнетит, неотокит, цельзиан, барит и апатит. В марганцевых породах Урала установлено несколько новых и редких минералов. Так, высокомарганцевый и безжелезистый аксинит был открыт Г.П. Барсановым в 1951 г. в породах Кожаевского месторождения на Южном Урале [Барсанов, 1951]. Изначально минерал назван сервергинитом. Однако, позднее переименован сначала в манганаксинит, а затем еще раз в аксинит-(Mn). Гидратированный оксид Mn^{4+} – вернадит – как новый минерал открыт на Кусимовском месторождении [Бетехтин, 1937]. При изучении уральского родонита открыт его марганцевый аналог – виттинкиит [Брусницын, Зайцев, 2000; Shchipalkina et al., 2020]. Такие минералы как галаксит, сонолит, аллеганит, риббеит, гейтманит, феррихристовит, келлиит, широцулит, кумбсит и суссексит в России впервые найдены в марганцевых породах Урала. Среди редких минералов заслуживают внимание недавние находки на Кожаевском месторождении: джонбаумита, свабита, арсеноклазита, брандтита и ретциана-У. Интересна также находка самородков меди в андрадит-родонитовых породах Биккуловского месторождения.

Изучение родонитовых пород позволило установить основные факторы, контролирующие постседиментационное минералообразование.

1. Прежде всего, изменение фазового состава пород зависело от содержания в исходных осадках реакционноспособного органического вещества (ОВ). Деструкция ОВ создает восстановительную обстановку (с низкой f_{O_2} и умеренно высокой f_{CO_2}). В таких условиях оксиды Mn^{3+} и Mn^{4+} замещаются гаусманнитом, родохрозитом и многочисленными силикатами Mn^{2+} . При высокой f_{CO_2} гаусманнит и силикаты марганца вытесняются родохрозитом. Наоборот, отсутствие ОВ способствует поддержанию окислительных условий (с высокой f_{O_2} и низкой f_{CO_2}), при которых исходные оксиды марганца трансформируются в браунит – минерал Mn^{3+} , который может сосуществовать с гаусманнитом, родонитом, марганцевыми пироксенами, амфиболами, слоистыми силикатами и кальцитом.

2. Вопреки устоявшемуся мнению, кристаллизация многих силикатов марганца не требует высоких температур и давлений. Уже в *PT*-условиях пренит-пумпеллитовой фации большинство силикатов марганца, в том числе все породообразующие являются устойчивыми. Индикаторами низкоградного метаморфизма марганцевых пород являются слоистые силикаты с высоким содержанием воды – кариопилит, фриделит, парсеттенсит, баннистерит, пеннантит и марганцевых клинохлор и шамозит.

3. Одной из главных предпосылок для массового зарождения силикатов марганца в условиях низких температур и давлений является присутствие в исходном осадке аморфной Mn–Si фазы (гель, стекло, смектиты и т.п.). На стадии диагенеза Mn–Si фаза преобразовалась в неотокит (гидротирован-

ное Mn–Si стекло), затем по неотокиту развивался кариопилит (Mn–серпентин), а далее при увеличении температуры за счет реакций с участием кариопилита кристаллизовались пироксмангит, родонит, тефроит, спессартин и другие силикаты. При увеличении температуры до уровня порядка 250–300°C кариопилит вытесняется ассоциацией пироксмангита с тефроитом (\pm родонит). Все эти процессы энергетически более выгодны, чем кристаллизация силикатов путем реакций кремнезема с оксидами и/или карбонатами марганца. Отсюда и возможность появления силикатов марганца уже на самых ранних ступенях метаморфизма или даже на предметаморфических стадиях литогенеза.

4. Из сказанного выше следует, что в метаморфизованных марганцевых отложениях целесообразно выделять низкотемпературную кариопилитовую (или родонит-кариопилит-тефроитовую) и высокотемпературную бескариопилитовую (родонит-тефроитовую) фации. *PT*-границы первой из них соответствуют цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фациям, второй – зеленосланцевой и более глубоким фациям. Начиная с температур зеленосланцевой фации и выше минеральный состав марганцевых пород изменяется слабо. Однако происходят изменения структур и текстур пород, с укрупнением размеров кристаллических индивидов, с увеличением степени совершенства их морфологии и анатомии. Характерной особенностью марганцевых пород метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации и выше служит присутствие Mg–Mn пироксенов – канюита и донпикорита.

5. Условия генезиса в металллоносных осадках Mn–Si фазы остается дискуссионным. Вероятнее всего, она образуется при смешении гидротермальных растворов с холодной морской водой. Резкое изменение физико-химических параметров приводит к быстрой («лавинообразной») потере гидротермами растворенных компонентов. При этом марганец и кремний концентрируются не только в составе аморфных или плохо окристаллизованных оксидов, но и в виде метастабильной Mn–Si фазы. В случае же когда седиментация марганца и кремния происходит в более спокойной обстановке (на значительном удалении от гидротермальных источников или вообще без участия глубинных растворов), то образование Mn–Si фазы маловероятно. Если, это предположение верно, то присутствие в слабо-метаморфизованных породах разнообразных силикатов марганца служит косвенным свидетельством гидротермально-осадочного генезиса исходных металллоносных отложений. При высоких температурах разнообразие химических реакций, приводящих к кристаллизации силикатов марганца, увеличивается. Поэтому в глубокометаморфизованных комплексах эти минералы могут образовываться на месте протолита разного состава и генезиса. Метаморфизм неизбежно затушевывает природу первичного осадка.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсанов Г.П. (1951) О изоморфном ряде аксинита и новом минеральном виде севергените. Тр. Мин. Музея АН СССР, (3), 33-39.
- Бетехтин А.Г. (1937) О новых минеральных видах группы гидрооксидов марганца. Записки ВМО, (3), 703-712.
- Брусницын А.И. (2000) Родонитовые месторождения Среднего Урала (минералогия и генезис). СПб.: СПбГУ, 200 с.
- Брусницын А.И. (2013) Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: СПбГУ, ООО «ИПК КОСТА», 160 с.
- Брусницын А.И. (2015) Парнокское марганцевое месторождение, Полярный Урал: минералогия, геохимия и генезис руд. СПбГУ: Институт наук о Земле, 116 с.
- Брусницын А.И., Зайцев А.Н. (2000) Родонит как новый минерал. Уральская летняя минералогическая школа –2000. Екатеринбург: УГГГА, 38-41.
- Брусницын А.И., Старикова Е.В., Жуков И.Г. (2016) Месторождения метаманганолитов Урала. Минералогия, (3), 1-29.
- Shchipalkina N.V., Igor V., Pekov I.V., Chukanov N.V., Zubkova N.V., Belakovskiy D.I., Britvin S.N., Koshlyakova N.N. (2020) Vittinkiite, $MnMn_4[Si_5O_{15}]$, a member of the rhodonite group with a long history: definition as a mineral species. Mineralogical Magazine, (84), 869-880.

ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ОПЫТ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ

Буханова Д.С.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
dasha-snejinka@yandex.ru*

Золото-медно-порфировые месторождения – важнейший источник меди, молибдена и золота на мировом рынке. Они составляют основу добывающей промышленности США, Канады, Чили, Перу, Индонезии и других стран. В России находится лишь несколько известных крупных объектов данного типа. Тем не менее, перспективы открытия большего числа крупных золото-медно-порфировых систем на территории России велики при проведении целенаправленных работ.

В настоящее время по медно-порфировым месторождениям накопилось весьма значительное количество фактических данных, позволяющих разработать модель типичного медно-порфирового месторождения. Большинство предложенных моделей базируется на материалах по Американским континентам, где месторождения наиболее многочисленны и всесторонне изучены [Sillitoe, 2010]. Геологические особенности, зональность, этапы рудной минерализации и многие другие вопросы освещены в многочисленных публикациях последних лет [например, Berger et al., 2008; John et al., 2010; Klemm et al., 2007; Rusk et al., 2004; Sillitoe, 2010]. В качестве хорошо изученных эталонных медно-порфировых месторождений часто рассматриваются Эль-Тениенте и Эль-Сальвадор в Чили, Байя де Алумбреро в Аргентине, Грасберг в Индонезии, Пebbл и Бингем в США [Berger et al., 2008; Sillitoe, 2010] и многие другие. В России активно изучаются Михеевское (Южный Урал) и Малмыжское (Хабаровский край) месторождения, а также группа месторождений Баимской зоны (Чукотка).

Для поисковой геологии наиболее приемлемым является вариант определения медно-порфирового типа месторождений, согласно которому медное проявление может быть отнесено к медно-порфировому типу, если выявлены следующие признаки:

1. Приуроченность месторождений внутри вулcano-плутонических поясов к вулканическим, вулcano-плутоническим и вулcano-тектоническим структурам часто кольцевой и изометричной формы.
2. Прожилково-вкрапленный, штокверковый характер минерализации.
3. Приуроченность медной минерализации непосредственно к порфировым интрузивным породам (штоки и дайки диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиритов и кварцевых монцонит-порфиров) или к вмещающим породам близлежащих экзоконтактовых зон.
4. Проявление диатрем и взрывных брекчий; вскипание растворов.
5. Развитие оруденения в зонах широко проявленных метасоматитов (калиевых, кварц-серицит-хлоритовых, кварц-серицитовых), характерных для широкого диапазона температур; зональность вторичных минералов (от центра системы к периферии): кварц, биотит, калиевый полевой шпат → хлорит, серицит, кварц → серицит, кварц → кальцит, иллит, каолинит → хлорит, кальцит, эпидот и др.
6. Окислительная природа исходных магм (богатые магнетитом) и высокая концентрация солей в рудообразующих флюидах.
7. Устойчивый состав главных рудных минералов: пирит, магнетит, халькопирит, а в ряде месторождений: борнит, молибденит, самородное золото, халькозин. Сопутствующий состав метасоматических минералов: кварц, калиевый полевой шпат, биотит, хлорит, серицит, глинистые минералы и др.
8. Выдержанная геохимическая зональность оруденения: $Cu \pm Mo \pm Au \rightarrow Zn, Pb \rightarrow Au, Ag$.
9. Наличие богатых руд (Cu до 1.0–1.5%) в зонах вторичного сульфидного обогащения, перекрывающих более бедные первичные руды (Cu около 0.2–0.8%). Содержания молибдена в Mo - и Cu - Mo -порфировых месторождениях может быть от 0.07 до 0.3%. В Au - и Cu - Au -порфировых месторождениях содержание золота – 0.2 до 2.0 г/т.
10. Большие запасы руды, обеспечивающие добычу руды в большом объеме и по низкой себестоимости, а также возможность обработки открытым способом.

При анализе геолого-геофизических данных, для выделения перспективных на золото-медно-порфировое оруденение участков используются следующие критерии (табл. 1).

Таблица 1. Поисковые критерии для выявления перспективных на Au-Mo-Cu-порфировое оруденение участков

Прямые признаки	Косвенные признаки
<ul style="list-style-type: none"> - наличие рудопроявлений и пунктов минерализации Cu, Mo, Au, отраженных на картах полезных ископаемых; - визуально установленные площадные халькопирит ± борнит ± молибденит-пирит-кварцевые штокверки; - геохимические аномалии золота, меди и молибдена по потокам рассеяния. 	<ul style="list-style-type: none"> - геологические предпосылки (присутствие порфировых интрузивных тел); - обширные поля метасоматитов с признаками зональности; - аномалии на спектрональных космоснимках; - геофизические аномальные поля (K, U, Th, магнитное поле, гамма-поле, гравитационное поле).

Важное металлогеническое значение также имеет глубина образования и степень эродированности массивов. Глубина формирования влияет на физико-химические условия отделения флюидной фазы от расплава, и, следовательно, на металлогенический потенциал магмы. Степень эродированности системы определяет степень вскрытия рудоносной колонки, обладающей вертикальной зональностью. Кроме того, характеристики оруденения зависят и от состава вмещающих пород, которые влияют на химизм флюидов и, также, могут служить в качестве геохимического барьера. Благоприятным фактором является гипабиссальный уровень и относительно слабая степень эродированности системы.

Анализ пространственного размещения порфировых месторождений мира свидетельствует об их приуроченности к региональным поясам складчатости – подвижным поясам: Тихоокеанскому, Средиземноморско-Азиатскому и Казахстанско-Монгольскому, где концентрируются также медно-рудные объекты иных генетических типов [Дьяконов, 2011; Кривцов, 1983].

Как известно, возраст порфировых месторождений – от архейского до, практически, современного [Singer et al., 2008; Sillitoe, 2010], но большинство экономически привлекательных объектов моложе юры [John et al., 2010]. Это позволяет относить Дальневосточную тихоокеанскую окраину к территории особенно перспективной на обнаружение крупнотоннажных золото-порфировых и золото-медно-порфировых месторождений.

Для выделения перспективных на золото-медно-порфировое оруденение площадей необходимо провести анализ рудопроявлений и пунктов минерализации. Изначально выбираются рудопроявления меди с золотом и/или молибденом. Далее месторождения классифицируются по генетическим типам. Для установления месторождений медно-порфировой формации используются прямые и косвенные признаки. Особое внимание уделяется литогеохимическим исследованиям по выявлению первичных и вторичных ореолов рассеяния, петрохимическим и геохимическим особенностям субвулканических интрузивных пород.

В пределах перспективных рудных полей промышленная минерализация должна сопровождаться контрастными первичными ореолами Cu, Mo, Ag, Au, K. Элементы Pb, Zn, Sn – должны формировать оконтуривающие ореолы вокруг ореолов прямых элементов-индикаторов. Для порфировых месторождений минерализация обычно представлена вкрапленностью (или штокверками) халькопирита (или вторичными минералами меди), борнита, пирита, магнетита.

Наличие эпitherмальных золоторудных месторождений и рудопроявлений в регионе только увеличивает перспективность территории на обнаружение медно-порфирового оруденения, нередко составляющего с ними единую систему. Особенно близкая пространственная и генетическая связь прослеживается с эпitherмальными месторождениями алуни-кварцевого типа («High Sulfidation»).

При выборе перспективных на золото-медно-порфировое оруденение площадей после отбора рудопроявлений конкретного генетического типа оценивается их вероятный масштаб (количество рудопроявлений и пунктов минерализации на площади, содержания меди и золота, уровень эрозионного вреза).

Необходимо также на рассматриваемой территории, для выявления основных особенностей глубинного строения и прогноза масштаба оруденения, провести анализ геофизических полей (например, аэрогеофизической съемки): K, U, Th, гравитационного, магнитного и гамма полей.

При разбраковке перспективных площадей помимо геологических критериев также рассматриваются и экономические, а именно инфраструктура и присутствие населенных пунктов вблизи рудопроявления.

Так, например, благодаря комплексному подходу к выделению перспективных участков для обнаружения золото-медно-порфирового оруденения, в 2005–2007 гг. было выявлено Малмыжское золото-медно-порфировое месторождение. На сегодняшний день, по утвержденным в 2015 г. ГКЗ Роснедра запасам, оно является одним из крупнейших месторождений золото-медно-порфирового типа на территории России.

ЛИТЕРАТУРА

- Дьяконов В.В. (2011) Фанерозойские палеовулканические сооружения и рудная минерализация медно-молибден-порфирового типа // Автореф. дис. ... докт. геол-мин. наук. Москва: Российский университет дружбы народов.
- Кривцов А.И. (1983) Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 256 с.
- Berger B.R., Ayuso R.A., Wynn J.C., Seal R.R. (2008) Preliminary model of porphyry copper deposits. USGS Open-File Report, 1321, 55 p.
- John D.A., Ayuso R.A., Barton M.D., Blakely R.J., Bodnar R.J., Dilles J.H. (2010) Porphyry copper deposit model. USGS Scientific Investigations Report 2010-5070-B, 169 p.
- Klemm L.M., Pettke T., Heinrich C.A., Campos E. (2007) Hydrothermal evolution of the El Teniente deposit, Chile: Porphyry Cu-Mo ore deposition from low-salinity magmatic fluids. *Economic Geology*, 102(6), 1021-1045.
- Rusk B.G., Reed M.H., Dilles J.H., Klemm L.M., Heinrich C.A. (2004) Compositions of magmatic hydrothermal fluids determined by LA-ICP-MS of fluid inclusions from the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, MT. *Chemical Geology*, 210(1-4), 173-199.
- Singer D.A., Moring V.I., Barry C. (2008) Porphyry copper deposits of the world: database and grade and tonnage models. USGS Open File Report, 2008-1155, 45 p.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105(1), 3-41.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ УЧУЙСКОГО РУДНОГО УЗЛА (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))

Бычкова Е.С., Видавский В.В., Бондаренко Н.В.

ФГБУ «ЦНИГРИ», Москва, torintrainson56@gmail.com, vladvidavskiy@yandex.ru, nicolasbond@yandex.ru

В региональном плане Учуйский рудный узел расположен в пределах центральной (Джолокагской) части Адычанской золотоносной зоны, входящей в состав Верхояно-Колымской металлогенической провинции. Джолокагский сегмент золотоносной зоны охватывает юго-восточный фланг Куларо-Нерского черносланцевого пояса, а также фронтальную часть Чакры-Индибирского надвига (рис. 1).

В геологическом строении данной территории принимают участие терригенные породы, относящиеся к норийскому ярусу верхнего отдела триасовой системы. Одним из существенных свойств данной толщи является изменение гранулометрического состава. Для использования особенностей литологического состава, как одного из критериев прогнозно-поискового комплекса на рудное золото, необходимо выявить набор существенных признаков в зависимости от их структурно-вещественных особенностей.

Для условий Учуйского рудного узла результаты обработки полевых наблюдений и обзора проведенных ранее работ позволили выделить серию элементарных седиментационных циклитов (циклитов), для которых принят признак направленности изменения существенного свойства – от слоя к слою. Наиболее существенным для данной терригенной толщи является закономерное изменение гранулометрического состава.

Все циклиты по направленности можно объединить в две группы: с однонаправленным и с разнонаправленным изменением существенного свойства (от слоя к слою). В каждой из групп можно выделить по два типа группировок. К первой группе относятся циклиты только с «прямой», прогрессивной направленностью или сокращенно – проциклитами, у которых грубость зерна уменьшается вверх по разрезу от слоя к слою.

Второй тип циклитов характеризуется обратной направленностью гранулометрического состава, т. е. грубость зерна увеличивается вверх по разрезу от слоя к слою. Такой тип циклитов является регрессивным или сокращенно – тип рециклитов. Термины «регрессивный» и «прогрессивный» используются условно и не имеют генетической окраски.

Следует отметить, что в совокупности разнонаправленных циклитов часто выделяются два основных типа композиции слоев: в слоях нижней части разреза наблюдается «прямая», прогрессивная направленность изменения размера зерна от слоя к слою, в верхней – «обратная» регрессивная с постепенной (плавной) сменой направленности. Следовательно, верхние слои представлены более грубозернистыми породами, чем средние и нижние. При этом отмечается постепенное изменение гранулометрии при полном отсутствии резких переходов между литологическими разностями, что позволяет предполагать непрерывность времени их формирования. Такой тип циклита можно назвать прогрессивно-регрессивным или сокращенно – типом про-рециклитов. В пределах Учуйского рудного узла наблюдается еще один тип слоевой композиции, являющийся противоположным по направленности предыдущему, т. е. для нижних слоев характерно регрессивное сочетание, а для верхних – обратное, прогрессивное с постепенной сменой направленности. Такой тип является регрессивно-прогрессивным или сокращенно – типом репроциклитов.

Таким образом, вмещающую золотое оруденение толщу триасового возраста, на наш взгляд, возможно рассматривать с точки зрения циклитов, выделяющихся на основании закономерных изменений гранулометрического состава. Учитывая обогащенность некоторых литологических разновидностей углистыми остатками, а также насыщенность аутигенными сульфидными стяжениями, данные циклиты можно выделять в структурно-вещественные комплексы (СВК). Для данных СВК, на основании анализа геологического строения территории и закономерностей размещения золотого оруденения возможно выделение литолого-стратиграфических критериев для прогноза и поисков объектов рудного золота.

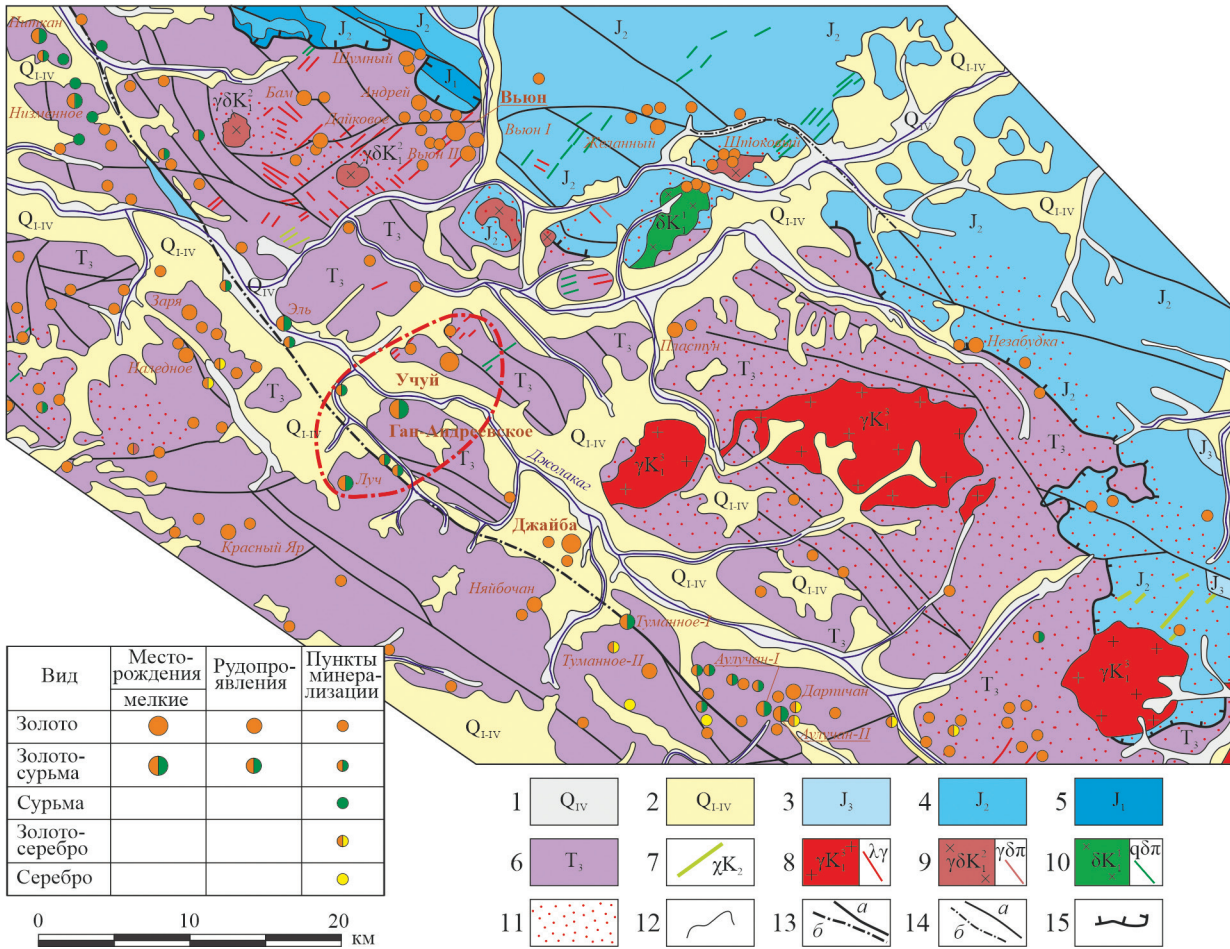


Рис. 1. Геологическая карта с данными по полезным ископаемым Джолакагского сегмента Адычанской золотоносной зоны (красной штрих-пунктирной линией отмечен контур Учуйского рудного узла), по (Вишневыский, 1984), с дополнениями.

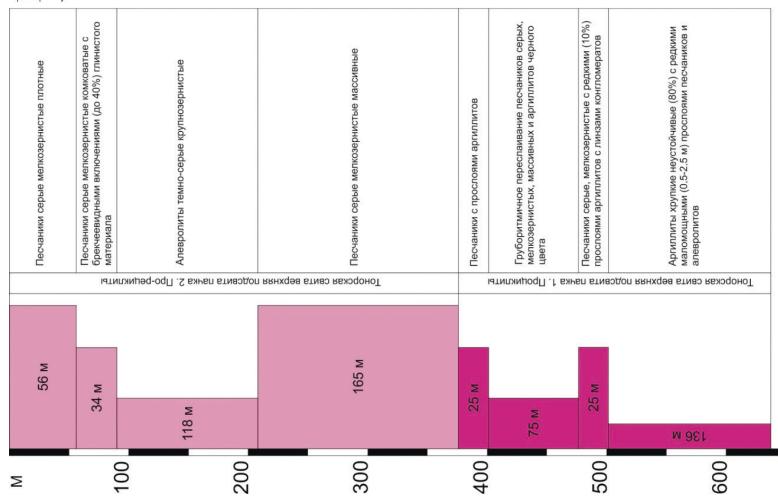
1. Голоцен. Аллювиальные отложения пойм и русел водотоков: галечники с валунами, песок, гравий, щебень. 2. Плейстоцен-Эоплейстоцен. Аллювиальные отложения надпойменных террас. Проллювиальные и делювиально-солифлюкционные отложения. 3–5. Юрская система. 3 – Киммериджский ярус: песчаники с пластами алевролитов и аргиллитов, линзы конгломератов. Оксфордский ярус: песчаники с пачками переслаивания алевролитов и аргиллитов; 4 – Келловейский ярус: песчаники с пластами алевролитов и прослоями аргиллитов. Батский ярус: песчаники с пластами алевролитов и аргиллитов. Байосский ярус: песчаники и алевролиты с пластами аргиллитов; 5 – Нижний отдел. Алевролиты, аргиллиты, редкие прослои песчаников. 6. Триасовая система. Верхний отдел. Норийский ярус. Алевролиты, аргиллиты, прослои песчаников с линзами конгломератов и гравелитов. 7. Познемеловые интрузивные образования. 8–10. Раннемеловые интрузивные образования. 11. Контактные рогики амфибол-роговиковой и биотит-роговиковой фации. 12. Геологические границы. 13. Главные разрывные нарушения: а – достоверные, б – скрытые под кайнозойскими отложениями. 14. Второстепенные разрывные нарушения: а – достоверные, б – скрытые под кайнозойскими отложениями. 15. Граница Чакры-Индигерского надвига

Так, например, вмещающими породами рудных объектов на Учуйском рудном поле является толща, относящаяся к верхней подсвите Тонорской свиты (T₃tn₂), сложенная песчаниками, алевролитами, пачками их переслаивания. Толща имеет четкое двучленное строение с преимущественно алевролитовой нижней (пачка 1 T₃tn₂¹) и песчаниковой верхней (пачка 2 T₃tn₂²) частями, которые соответственно являются проциклитами и про-рециклитами. (рис. 2.)

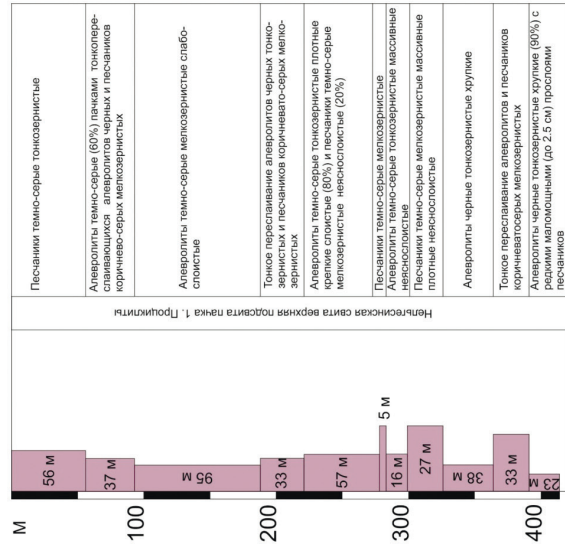
Строение разреза вмещающей толщи на Учуйском рудном поле, на наш взгляд, во многом определяет структурно-морфологические типы золотого оруденения. Так, для песчаников, являющихся наиболее компетентными породами, при тектонических воздействиях характерно развитие: трещин отрыва, в том числе крупных; тектонических брекчий; линейных зон повышенной трещиноватости. В результате, ведущими морфологическими типами золотого оруденения соответственно являются: лестничные гидротермальные жилы, с кварцевым выполнением; минерализованные зоны дробления, часто пронизанные прожилкованием кварцевого и кварц-карбонатного состава; линейные зоны рас-

ЦИКЛИТЫ И СЛОВЕВЫЕ КОМПОЗИЦИИ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К УЧУЙСКОМУ РУДНОМУ УЗЛУ (В ПРЕДЕЛАХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ УЧУЙСКОЕ, ГАН-АНДРЕЕВСКОЕ И ЛУЧ)
(с использованием данных Сенотрусова Ю.И.)

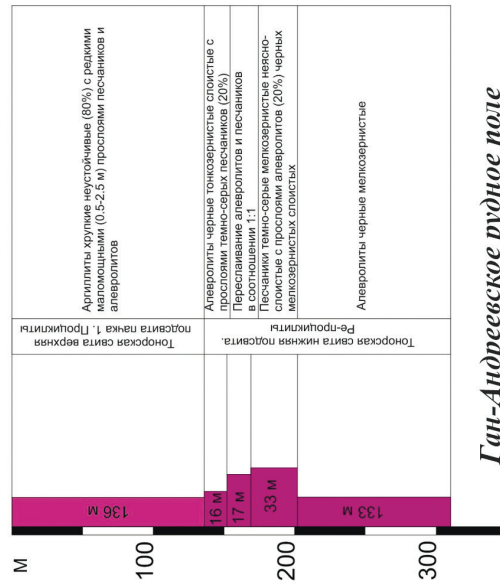
Вертикальное размещение колонок соответствует уровням эрозионного среза. Метраж приводится от дневной поверхности. Для рудных полей Учуйское и Ган-Андреевское - Ниткан-Тобычанская структурно-формационная зона, для рудного поля Луч -Дербек-Эльгинская структурно-формационная зона.



Учуйское рудное поле



Рудное поле Луч



Ган-Андреевское рудное поле

Рис. 2. Циклиты и словевые композиции применительно к Учуйскому рудному узлу

пространения кварцевых прожилков. Следует отметить, что большинство перечисленных гидротермальных образований, являются однофазными.

Для гидротермально-метасоматических золоторудных объектов, расположенных в толще алевролитов, обладающих большей пластичностью по сравнению с хрупкими песчаниками, характерно пространственное совмещение гидротермальных фаз. Многократная разгрузка рудно-солевых растворов привела к формированию крупных гидротермально-метасоматических систем, в которых рудные фазы соседствуют со слабопродуктивными и безрудными. Данные жильные системы наблюдаются в краевых частях Учуйского рудного поля, которые пространственно совпадают с замыканием главной структурной единицы – Учуйской антиклинали. Поскольку для областей замыкания антиклинали характерна повышенная трещиноватость, то, как следствие для этих частей поля типичен более высокий уровень эрозионного среза. Таким образом, эти гидротермально-метасоматические системы выходят на поверхность исключительно в эрозионных окнах. Наиболее яркими представителями этих образований в пределах Учуйского рудного поля являются жилы № 1 и № 5, являющиеся наиболее промышленно значимыми объектами данного рудного поля.

Таким образом, для Учуйского рудного поля литологический состав контролирует структурно-морфологические типы золотого оруденения. Наиболее благоприятной слоевой композицией для промышленно-значимого золотого оруденения является сочетание двух типов циклитов. В основании разреза – прогрессивный цикл осадков, т. е. с уменьшением грубости зерна в породах вверх по разрезу от слоя к слою (глинистый разрез) и в верхней части циклиты с элементами регрессивного режима осадконакопления, когда грубость зерна в породах увеличивается вверх по разрезу от слоя к слою.

При этой слоевой комбинации песчаные разновидности (рециклиты и про-рециклиты) выполняют роль «бронирующего горизонта» для большинства рудно-солевых растворов, которые могут разгружаться только в трещины отрыва, формируя лестничные жилы. Для более глинистых отложений прогрессивного цикла осадконакопления характерно формирование обширных гидротермально-метасоматических систем, морфология которых определяется уже рядом других факторов (тектонических, и др.)

В геологическом строении Ган-Андреевского рудного поля участвуют породы существенно глинистой толщи с преобладанием темно-серых до черных алевропелитов, разномерных алевролитов с прослоями и отдельными маломощными пластами песчаников тонорской свиты средненорийского возраста. В алевропелитах нередко отмечаются вкрапления и стяжения аутигенного дисульфида железа, а также повышенная углистость толщи.

Основание терригенной толщи относится к нижней подсвите Тонорской свиты (T_3tn_1), верхняя часть разреза представлена фрагментом толщи, относящейся к пачке 1 верхней подсвиты Тонорской свиты ($T_3tn_2^1$). Характер распределения гранулометрического состава терригенных отложений отвечает соответственно ре-проциклитам и проциклитам. (см. рис. 2.)

Существенно глинистый разрез вмещающей толщи Ган-Андреевского рудного поля, а также отсутствие мощных пластов песчаников, бронирующих циркуляцию рудно-солевых растворов, во многом определил характер и тип оруденения. Примечательно, что условия локализации золотого оруденения определяются тектоническими факторами, а на тип и морфологию рудных тел наряду с тектоногенезом существенное влияние оказывает литологический состав вмещающей толщи.

В геологическом строении рудного поля Луч принимают участие терригенные породы норийского яруса верхнего отдела триасовой системы в объеме пачки 1 верхней подсвиты Нельгесинской свиты ($T_3nl_3^1$). В составе выделенных толщ преобладают сероцветные разномерные песчаники и черные плотные алевролиты и аргиллиты; изредка встречаются маломощные прослои и линзы мелкогалечных конгломератов. Характер распределения гранулометрического состава пачки 1 верхней подсвиты Нельгесинской свиты ($T_3nl_3^1$) терригенных отложений отвечает проциклитам. Однако следует отметить, что перекрывающие породы, относящиеся к пачке 2, являются отложениями с регрессивным распределением гранулометрического состава отложений, т. е. рециклитами.

Таким образом, в совокупности двух пачек верхней подсвиты Нельгесинской свиты (T_3nl_3) реализуется слоевая композиция подобная Учуйскому рудному полю. Особенности литологического состава терригенной толщи рудного поля Луч является более песчаный разрез, при сохранении слоевой композиции вмещающих пород подобной упомянутому выше Учуйскому рудному полю. Особен-

ности литологического состава, скорее всего, вызваны тем, что отложения Нельгесинской свиты относятся к Дербек-Эльгинской (Адычанской) структурно-формационной зоне. Отмечается, что в норрийское время одновозрастные отложения Дербек-Эльгинской (Адычанской) и Ниткан-Тобычанской (Джолакагской) структурно-формационных зон формировались на разных уровнях континентального склона, первые соответственно выше.

Таким образом, в пределах Учуйского рудного узла установлены слоевые композиции, обеспечивающие структурно-морфологические типы золотого оруденения и отчасти их формационную принадлежность. Литологический фактор оруденения сводится для Ниткан-Тобычанской (Джолакагской) структурно-формационной зоны к Тонорской свите, а для Дербек-Эльгинской (Адычанская) структурно-формационной зоны к верхней подсвите Нельгесинской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко Н.В., Иванов М.А., Фесенко М.А., Селиванов П.В. (2012) Геологическое строение и типоморфизм золота месторождения Учуй Джолакагского рудного района. Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, (6), 72-76.
- Вихтер В.Я., Курбанов Н.К., Ревякин П.С. (1985) Прогнозно-поисковые критерии для золоторудных полей и месторождений в терригенных складчатых областях. Основы крупномасштабного прогнозирования. Тр. ЦНИГРИ, вып. 202.

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И РАСТВОРИМОСТЬ СЕРЕБРА В БОРНИТЕ КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ЖИЛ В РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАБАЗИТАХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Волков И.С.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
Ivanvolkov19@yandex.ru*

На островах и побережье Кандалакшского залива Северной Карелии широко распространены кварцевые и карбонатно-силикатные жилы, залегающие среди метабазитов раннего Протерозоя. Наибольшее количество жил сосредоточено в восточной части Лоухского района. Данная территория относится к Чупинскому сектору Беломорского подвижного пояса (БПП) [Глебовицкий, 2005]. БПП является одной из главных структур восточной части Фенноскандинавского щита. Метабазиты, вмещающие жилы, представлены комплексами эклогитизированных габбро-анортозитов, габброноритов и гранатовыми габбро [Степанов, 1981]. Они рассматриваются как метаморфизованные и будинированные интрузивные тела в гнейсах и амфиболитах позднего Архея [Глебовицкий, 2005; Слабунов, 2008]. К телам метабазитов, а также к их контактам с гнейсами приурочены кварцевые и карбонатно-силикатные жилы. Мощность жил варьирует от первых сантиметров до первых метров, а длина – от десятков сантиметров до десятков метров [Лебедев, 1950]. Главными жильными минералами являются плагиоклаз, кварц и карбонаты. В варьирующих количествах присутствуют турмалин, хлорит, минералы титана (ильменит, сфен, рутил, анатаз), эпидот, скаполит, апатит, слюды (биотит, мусковит), амфиболы, а также сульфиды железа, меди и молибдена [Лебедев, 1950; Никитин, 1960]. Жилы повсеместно сопровождаются экзоконтактовыми амфиболизацией, карбонатизацией и хлоритизацией. Возрастная оценка циркона из этих приконтактовых амфиболитов (U-Pb) составила 1871 ± 19 млн лет [Березин, Скублов, 2014]. Возрастная оценка жил по рутилу (U-Pb) составила 1814 ± 36 млн лет [Козловский и др., 2020].

Бедная Cu-Fe сульфидная минерализация приурочена преимущественно к кварцевым и кварц-плагиоклазовым жилам. Сульфиды образуют прожилки мощностью до 1 см, сложенные в основном борнитом (рис. 1). Повсеместно по борниту развивается гематит в виде прожилков, скоплений ромбовидных или скелетных кристаллов размером от нескольких микрон до 0.1 мм. По трещинам в борните развиваются ковеллин и халькозин. Халькопирит образует прожилки в плагиоклазе, а также ламели или зерна неправильной формы в борните, нередко с включениями последнего. Пирит образует

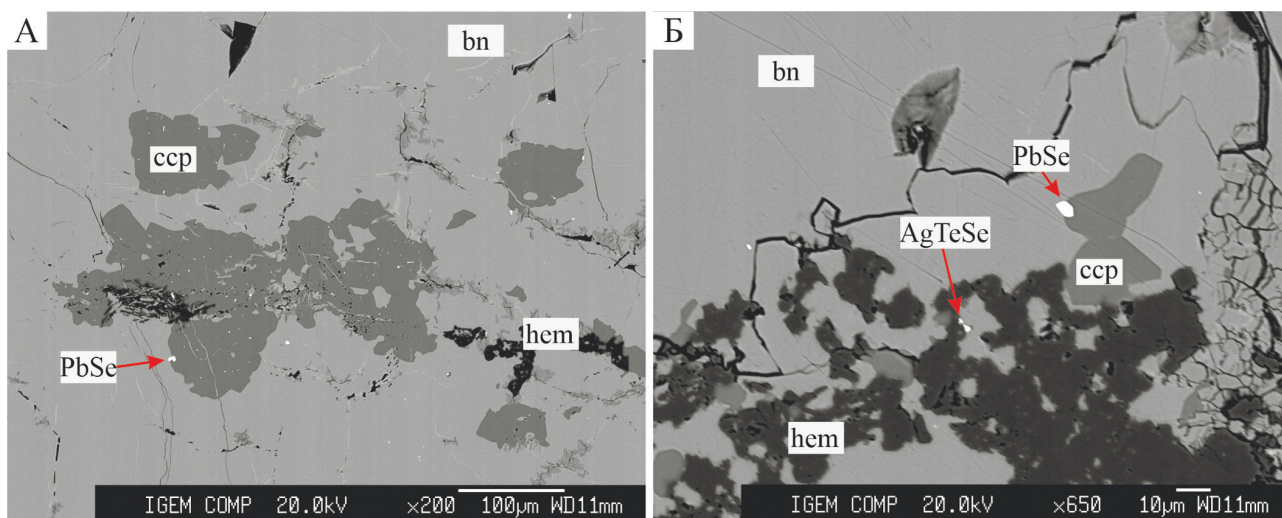


Рис. 1. BSE изображения борнит-халькопиритовой ассоциации в карбонатно-силикатных жилах.

(А) Борнит (bn) с включениями халькопирита (ccp), селенидов свинца (PbSe), а также (Б) селенидов и теллуридов серебра (AgTeSe)

небольшие зерна (осколки), а также изометричные округлые или идиоморфные кристаллы размером 0.01–4.00 мм в борните. Иногда встречаются сростания борнита и дигенита. Дигенит образует вроски в борните и мощные наружные каймы вокруг него. В борните, халькопирите и дигените местами встречаются зерна микронной размерности селенидов и теллуридов свинца, серебра (см. рис. 1) и палладия.

Новые данные, полученные методом LA-ICP-MS, показали, что борнит может содержать Ag от 10 до 248 ppm, Se от 17 до 817 ppm и Bi от ниже предела обнаружения до 494 ppm. Также борнит содержит примеси As (12–112 ppm), Te (до 40 ppm), Cd (до 340) и Pb (до 86 ppm). Дигенит содержит As в пределах от 66 до 96 ppm, Ag от 108 до 184 ppm и Se от 123 до 690 ppm. Также могут присутствовать Te (до 40 ppm), Pd (до 22 ppm), Cd (2–72 ppm), Pb (до 26 ppm) и Bi (5–10 ppm).

Содержание Ag в борнитах в целом коррелирует с содержаниями Se и Bi, за исключением ассоциации борнит + дигенит (рис. 2). По концентрации Ag, Se и Bi можно выделить несколько разновидностей борнита. Наибольшие концентрации Ag содержатся в борните I: 239 ± 13 ppm. Борнит I не имеет включений теллуридов и селенидов Ag и Pb. Борнит II, содержащий микровключения селенидов и теллуридов Ag и Pb, характеризуется более умеренными содержаниями Ag (157 ± 10 ppm). Концентрации Bi и Se в борните I и II колеблются от 208 до 243 ppm и от 428 до 627 ppm соответственно. Наибольшие содержания Ag в борните I и отсутствие микровключений селенидов и теллуридов Ag может говорить о более высокой растворимости соответствующих элементов в твердом растворе борнита I по сравнению с борнитом II. Наличие включений селенидов и теллуридов Ag говорит о насыщении борнита II серебром при более низкой растворимости этого элемента по сравнению с борнитом I. Борнит III (по сравнению с борнитом I и II) имеет самый низкий уровень содержания Ag (31 ± 4 ppm) при наличии микровключений селенидов и теллуридов Ag, т.е. наименьший уровень растворимости Ag. Особенностью борнита III является ассоциация с дигенитом, что обусловило заметное перераспределение Ag в дигенит (142 ± 10 ppm), а Bi – в борнит (465 ± 1 ppm). Также выделяется борнит IV, который объединён Ag и Bi и не содержит включений теллуридов и селенидов Ag. В нем содержания Ag не превышают 80 ppm, а Bi – 130 ppm.

N.J. Cook и др. показали, что концентрации Ag и Bi в борнитах имеют хорошо выраженную положительную корреляцию, и, как правило, наибольшие концентрации этих элементов характерны для высокотемпературных гипогенных борнитов ($>340^\circ\text{C}$) [Cook et al., 2011], что, вероятно, связано с растворимостью этих элементов в борните. Борнит I из карбонатно-силикатных жил Лоухского района, по всей видимости, является наиболее высокотемпературных по сравнению с борнитом II и III, поскольку имеет наибольшие концентрации Ag. Борнит II (насыщенный Ag) по содержанию Ag, Bi и Se наиболее близок к низкотемпературным борнитам из скарновых и эпитеpmальных месторождений ($175\text{--}250^\circ\text{C}$) (рис. 2). Сростания борнита III с дигенитом может говорить о его более низких температурах образования [Cook et al., 2011].

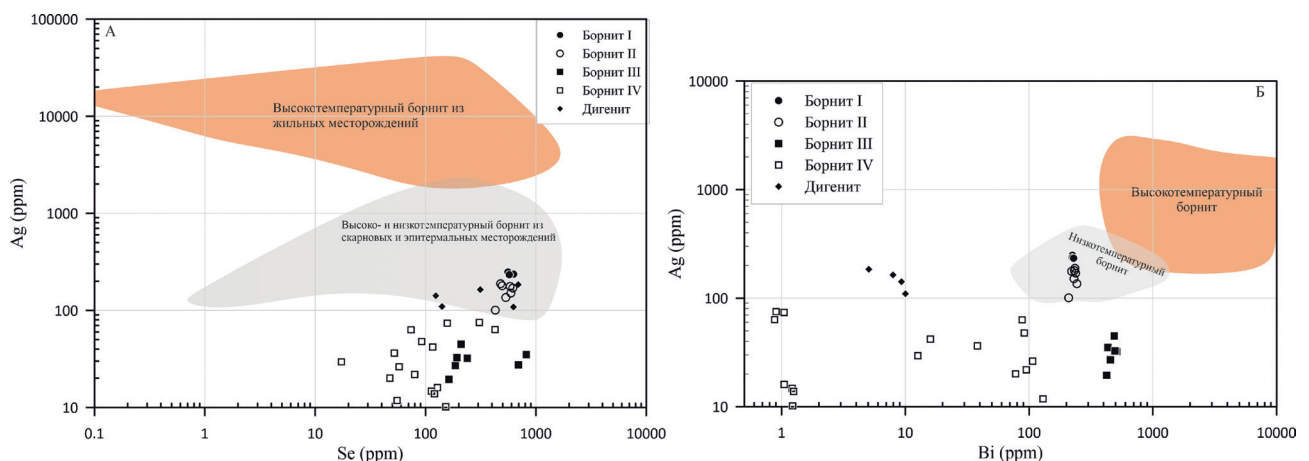


Рис. 2. Графики концентраций (А) Ag–Se и (Б) Ag–Bi для борнитов и дигенита карбонатно-силикатных жил Лоухского района.

Для сравнения приведены борниты из других геологических объектов (выделенные области) [Cook et al., 2011]

ЛИТЕРАТУРА

- Березин А.В., Скублов С.Г. (2014) Эклогитоподобные апогаббровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): Особенности состава, условия и возраст метаморфизма. *Петрология*, 22(3), 265-289.
- Глебовицкий В. А., Смолькин В. Ф. (2005) Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 712 с.
- Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М., Терентьева Л.Б., Сальникова Е.Б., Курдюков Е.Б. (2020) Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелии. *Петрология*, 28(2), 184-209.
- Лебедев В.И. (1950) К минералогии кварцево-карбонатных жил северной Карелии. *Известия Карело-финского филиала Академии Наук СССР*, 1, 3-36.
- Никитин Ю.В. (1960) Молибденитовое оруденение в жилах Северной Карелии. *Труды лаборатории геологии докембрия*, 9, 150-157.
- Слабунов А.И. (2008) Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 296 с.
- Степанов В.С. (1981) Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л.: Наука, 216 с.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Danyushevsky L.V., Gilbert S. (2011) Minor and trace elements in bornite and associated Cu–(Fe)-sulfides: A LA-ICP-MS study Bornite mineral chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(21), 6473-6496.

ЦКП «ГЕОАНАЛИТИК»: МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА, СТРУКТУРЫ И СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД

**Вотяков С.Л., Щапова Ю.В., Упорова Н.С., Замятин Д.А., Панкрушина Е.А.,
Червяковская М.В., Киселева Д.В., Солошенко Н.Г., Окунева Т.Г.**

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Увеличение спроса на природное сырье, содержащее редкие, рассеянные и редкоземельные элементы, предъявляет высокие требования к методам анализа его состава и свойств (оценки качества сырья) с низкими пределами обнаружения и высокой локальностью, возможностью изучения изотопных систем. В аналитических лабораториях, работающих в области наук о Земле, большое внимание уделяется постановке, развитию и апробации соответствующих методик. В ЦКП «Геоаналитик» развит ряд микроаналитических *in situ* методик исследования химического и изотопного состава, структуры и свойств минералов-концентраторов редкоземельных, радиоактивных и переходных элементов (циркона, титанита, монацита и др.) с пространственным разрешением до единиц микрометров, а также методик анализа изотопных Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf-систем растворов минеральных и антропогенных объектов [Pankrushina et al., 2020; Merkulov et al., 2021; Aksenov et al., 2021; Agashev et al., 2020; Shcharova et al., 2020; Минералы-концентраторы..., 2020; Окунева и др., 2022].

Методика электронно-зондового микроанализа легких элементов F, O и следовых содержаний примесных элементов в цирконе, включая оценки содержания воды и OH-групп, (микроанализатор Camtec SX100) учитывает деградацию минерала под действием пучка электронов; апробирована при неизотопном химическом U-Pb-датировании зерен высокоуранных цирконов из пегматитов Среднего Урала при пределах обнаружения U, Th, Pb, F – от 135, 112, 82, 250 ppm, Dy, Gd, Ce, Nd, Sm – 100–150 ppm, Yb, Ho, Pr – 150–200 ppm, Tb, Er, Eu, La, Lu – 200–300 ppm, соответственно.

Методики определения степени окисления Fe в хромшпинели и авторадикационного повреждения структуры (гидратации) циркона (микрзонд Camtec SX100) основаны на регистрации рентгеноэмиссионных спектров FeL_{α} и SiK_{β} в хромшпинели и цирконе, соответственно, наблюдаемых при возбуждении электронным пучком, и количественном анализе параметров спектров с использованием метода центральных моментов (для циркона) и разложения спектров на компоненты с калибровкой по данным мессбауэровской спектроскопии (для хромшпинели).

Методика исследования фазового состава и пространственной ориентировки микровключений в минералах по данным дифракции отраженных электронов (сканирующий электронный микроскоп Jeol-6390LV с приставками EDS X-max80 и EBSD NordlysNano) включает пробоподготовку, регистрацию и анализ дифракционных картин Кикучи с построением ориентационных и фазовых карт; позволяет выполнять определение структуры, локальной ориентировки и их распределения по площади неоднородных полифазных и поликристаллических образцов с минеральными включениями.

Методика идентификации, исследования структуры и свойств минералов по данным рамановской спектроскопии (спектрометр Horiba LabRam HR800 Evolution) включает корректировку (подавление) сопутствующей люминесценции, анализ температурных зависимостей *in situ* спектров, определение физических характеристик динамики решетки, важных для анализа механизмов преобразования минералов в различных рТ-обстановках и установления областей их фазовой стабильности; методика обеспечивает достоверность измерений при сдвигах колебательных мод, их уширениях, обусловленных изоморфизмом примесей, авторадикационными, термическими эффектами; методика включает использование статистических подходов при обработке больших массивов данных и основана на алгоритмах расчета г-коэффициента Пирсона, автокорреляционной функции, параметров асимметрии и эксцесса по полному профилю или по фрагменту спектра; методика перспективна для экспресс-диагностики областей фазовой стабильности и фазовых переходов в минералах в зависимости от внешнего параметра (температуры, давления, химического состава, степени радиационного повреждения и пр.), особенно для анализа сложных плохо разрешенных спектров.

Методика анализа солености и состава флюидных включений в минералах на основе данных рамановской спектроскопии (спектрометр Horiba LabRam HR800 Evolution) включает идентификацию

компонентов включений, определение их мольной доли, оценку плотности флюида по параметрам спектра CO_2 , расчет плотности и давления CH_4 в гомогенных флюидных включениях; оценку солёности включений с использованием метода центральных моментов (на примере кварца).

Методика количественного определения содержания ОН-групп в номинально безводных минералах (на примере орто- и клинопироксена) на основе данных неполяризованной инфракрасной спектроскопии (спектрометр Spectrum One с микроскопом Multi Scope) основана на статистической обработке данных поглощения неполяризованного излучения значительного числа случайно ориентированных зерен с контролем их ориентировок методом дифракции отраженных электронов.

ЛА-ИСП-МС-методика определения состава примесей от Li до U в ряде минералов с содержанием выше 0.1 ppm и локальностью от 25 мкм (квадрупольный масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой (МС-ИСП) NexION 300S с приставкой для лазерной абляции (ЛА) NWR 213) апробирована на серии международных образцов сравнения (ОС) циркона и на представительной выборке зерен минерала из магматических и метаморфических пород Якутии, Урала и Русской платформы (внутрилабораторных ОС).

ЛА-ИСП-МС методики определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ в цирконе (МС NexION 300S и МС высокого разрешения Neptune Plus с ЛА-приставками NWR 213) апробированы на международных и внутрилабораторных ОС циркона; сопоставлены результаты использования двух типов МС; показана перспективность использования МС NexION 300S.

ЛА-ИСП-МС методика определения изотопных отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в цирконе (МС Neptune Plus с ЛА-приставкой NWR 213) апробирована на международных и внутрилабораторных ОС циркона; обоснован вывод о возможности последовательного определения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ как из одного, так и из соседних кратеров в зернах циркона размером 50 мкм и более.

ЛА-ИСП-МС методики определения изотопных отношений $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в ряде фосфатов и силикатов (МС Neptune Plus и ЛА-приставка NWR 213) апробированы на серии международных ОС апатита, титанита, алланита и монацита при диаметре кратера 50–80 и 13–50 мкм (для $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, соответственно).

ИСП-методики определения следовых (до долей ppm) содержаний элементов с атомной массой от 2 до 240 а.е.м. в растворах при одновременном определении большой выборки элементов (Be, Sc, Ni, Cu, Zn, Sr, Y, Zr, Ba, РЗЭ и др.) (ИСП-МС NexION 300S, ИСП-АЭС Optima 8000). Измерения выполняются в режиме количественного анализа с построением градуировочных кривых по мультиэлементным стандартным растворам PerkinElmer Instruments.

ТИМС-методика определения изотопного состава Sm-Nd в растворах пород различного состава с двухстадийным хроматографическим выделением на смолах TRU- и LN-spec (МС Triton Plus). По результатам регулярного анализа стандартных образцов USGS AGV-2 и BHVO-2 точность определения концентраций Sm и Nd – 1% (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0.3% (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0.003% (2σ). Для оценки инструментальной стабильности используется международный стандарт Nd JNdi-1(GSJ).

ТИМС-методика определения изотопного состава Rb-Sr в растворах пород и минералов с хроматографическим выделением на смолах Dowex и LN-spec (МС Triton Plus). Точность определения отношения $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ и концентраций элементов Rb и Sr, рассчитанные по результатам анализа стандартных образцов AGV-2 и BHVO-2 составляет 1% (2σ), отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ менее 0.0025% (2σ). Для оценки инструментальной стабильности используется международный стандарт NIST SRM987.

ИСП-МС-методика определения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в растворах археологических и палеоэкологических проб с хроматографическим выделением на смолах SR-spec (МС Neptune Plus). Определение изотопных отношений проводится методом бреккетинга с использованием NIST SRM 987; методика апробирована на стандартных образцах биогенного апатита (NIST SRM 1400 и 1486).

ИСП-МС методика определения изотопных отношений $\text{Pb}^{204}/\text{Pb}^{206}$, $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$, $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{206}$, $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ в растворах горных пород и минералов с хроматографическим выделением на смоле Dowex AG Ix8 (МС Neptune Plus). Точность и долговременная воспроизводимость определения изотопных отношений $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в NIST SRM 981 составляет 0.059063 ± 10 , 2.16802 ± 15 , 0.914522 ± 12 (2σ, n = 123); стандартное отклонение (SD) единичного измерения в пирите не превышает $\pm 0.02\%$.

ИСП-МС методики определения стабильных изотопов Cu и Zn в растворах руд и минералов с хроматографическим выделением на смолах Dowex AG MP-1 (MC Neptune Plus). Определение изотопных отношений проводится методом бреккетинга с использованием NIST SRM 976 (для Cu) и JMC-Lyon (для Zn).

В цитированных выше работах детально освещены вопросы, связанные с применением и развитием аналитических методик; описаны их метрологические параметры; рассмотрена процедура выбора и аттестации внутрилабораторных ОС; проанализированы возможности для решения задач фундаментальной и прикладной физики и химии минерального вещества, а также в области геохронологической проблематики.

Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на 2021-2023 гг., соглашение № 075-15-2021-680.

ЛИТЕРАТУРА

- Pankrushina E.A., Kobuzov A.S., Shchapova Y.V., Votyakov S.L. (2020) Analysis of temperature-dependent Raman spectra of minerals: Statistical approaches. *Journal of Raman Spectroscopy*, 51, 1549-1562.
- Merkulov O.V., Shchapova Yu.V., Uporova N.S., Zamyatin D.A., Markov A.A., Votyakov S.L. (2021) Vibrational and luminescent properties of polycrystalline zircon: Effect of structural and impurity defects. *Journal of Solid State Chemistry*, 293, 121783.
- Aksenov S.M., Ryanskaya A.D., Shchapova Y.V., Chukanov N.V., Vladykin N.V., Votyakov S.L., Rastvetaeva R.K. (2021) Crystal chemistry of lamprophyllite-group minerals from the Murun alkaline complex (Russia) and pegmatites of Rocky Boy and Gordon Butte (USA): Single crystal X-ray diffraction and Raman spectroscopy study. *Acta Crystallographica Section B: Structural Science, Crystal Engineering and Materials*, B77, 287-298.
- Shchapova Yu.V., Zamyatin D.A., Votyakov S.L., Zhidkov I.S., Kuharenko A.I., Cholakh S.O. (2020) Short-range order and electronic structure of radiation-damaged zircon according to X-ray photoelectron spectroscopy. *Physics and Chemistry of Minerals*. V. 47. Article number: 51 DOI: 10.1007/s00269-020-01120-8
- Agashev A.M., Chervyakovskaya M.V., Sero I.V., Tolstov A.V., Agasheva E.V., Votyakov S.L. (2020) Source rejuvenation vs. re-heating: Constraints on Siberian kimberlite origin from U-Pb and Lu-Hf isotope compositions and geochemistry of mantle zircons. *Lithos*, 364-365, 1-10.
- Минералы-концентраты d- и f- элементов: локальные спектроскопические и ЛА-ИСП-МС исследования состава, структуры и свойств, геохронологические приложения. (2020) Под ред. С.Л. Вотякова. Авторы Щапова Ю.В., Вотяков С.Л., Замятин Д.А., Червяковская М.В., Панкрушина Е.А. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 427 с.
- Окунева Т.Г., Карпова С.В., Стрелецкая М.В., Солошенко Н.Г., Киселева Д.В. (2022) Методика определения изотопных отношений Cu и Zn методом МК ИСП-МС с использованием смолы AG MP-1. *Geodynamics & Tectonophysics*. V. 13. Iss. 2s.

ИСТОРИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ АЛМАЗНОЙ ЭПОПЕИ В РОССИИ

Гаранин В.К.

Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, Москва

Первые находки алмаза на территории России

Алмазная эпопея в России берет свое начало с 17 века. Михаил Васильевич Ломоносов (1711–1765), великий русский ученый, будучи уже академиком Российской академии наук, высказал мысль, что Россия будет приростать Сибирью и ее природными богатствами (алмазом, другими драгоценными камнями и полезными ископаемыми).

В связи с ростом территории России и активном обустройстве ее уже в 19 веке стали известны находки алмаза на ее территории. Первый в России алмаз был найден 5 июля 1829 г. на Урале в Адольфовском логге Крестовоздвиженских золотых приисков, которые располагались вблизи Бисертского завода в Пермской губернии. Камень обнаружен четырнадцатилетним крепостным Павлом Поповым при промыве золота в шлиховом лотке. За драгоценный камень, вес которого составил 0.5 карата, Попов получил вольную. Вскоре там же были обнаружены еще два кристалла.

За 30 лет дальнейших поисков алмаза на Урале был найден 131 алмаз, общий вес которых составил 60 карат.

Напомним, что первый алмаз в Сибири был намыт из шлиха вблизи города Енисейска в ноябре 1897 г. на реке Мельничной. Размер алмаза составлял 2/3 карата.

Здесь необходимо обратить внимание на то, что большей частью находки алмаза в те далекие времена локализуются на Урале. И, конечно, это было связано с активным поиском на этой территории золота, в котором в лотках обнаруживали алмазы. По мере все большего количества находок этого минерала, алмазу стали уделять такое же внимание, что и золоту.

Уральская алмазная провинция – первая алмазная провинция в России Истоки, разведка, добыча и завершение промышленной добычи алмаза на этой территории в конце 20 века

Урал – первый регион советской (российской) алмазодобычи. Эпопея добычи алмаза на Урале началась с 1937 г. На Урале до 1936 г. специализированных поисковых работ на алмазы не проводилось. К этому периоду при поисковых и добычных работах на золото на Среднем и Южном Урале в 18 точках было обнаружено более 300 алмазов. При этом выделился бассейн р. Полуденка на западном склоне Среднего Урала, где найдено около 250 кристаллов, вес одного из которых достигал 3 карата. В 1936 г. были начаты работы по систематическому изучению алмазности Урала.

В результате интенсивных поисковых работ в 40–50-е гг. прошлого века в Пермской области был открыт ряд мелких и средних россыпных месторождений, и проявлений алмазов. В 50-е гг. в связи с открытием уникальных коренных месторождений Якутии объемы поисковых работ на Урале были существенно снижены. С 60-х гг. их основная тяжесть переместилась на Северный Урал, в Красновишерский район Пермской области, где геологами Вишерской экспедиции Пермского геолого-разведочного треста в бассейнах левых притоков р. Вишера (Большой Щугор и Большой Колчим) и правого притока р. Язьва – р. Северный Колчим открыто россыпное поле, где сконцентрированы основные промышленные запасы россыпных алмазов Урала. На сегодня промышленная добыча алмаза на Урале подошла к логическому завершению и продолжается только старательскими партиями.

Алмазы Урала – это в основном додекаэдровиды и округлые камни очень высокой чистоты и качества. Стоимость довольно высокая до 500 долларов за карат. Это россыпные месторождения, значит отсепарированные водными потоками. При этом мелкие алмазы, трещиноватые уносятся потоками, а более крупные и целые остаются в карманах и коллекторах.

Среднестатистический алмаз Урала – это чистый бесцветный, голубоватый или желтоватый додекаэдровид размером от 2 до 8 мм массой в 0.7–1.0 карат для промышленных россыпей и средней массой в 0.3 карата для проявлений.

Разведанные запасы уральского россыпного потенциала составляют около 0.1% общестрановых. В настоящее время здесь добывается около 0.5–1.0% всех алмазов РФ, однако, к сожалению, коренные источники до сих пор не выявлены.

Якутская алмазоносная провинция – самая крупная алмазная провинция России

Интересно отметить тот факт, что начало промышленной добычи алмаза на Урале дало мощный толчок поиску новых территорий в СССР, на которых могли бы быть найдены месторождения алмазов. Выбор специалистов на основе анализа геологических данных не только России, но и зарубежных, уверенно пал на Западную Сибирь. Были организованы геологические экспедиции министерства геологии, которые искали месторождения алмаза в центральной части якутской провинции. И вот в 1953 г. Ларисой Попугаевой была открыта алмазоносная кимберлитовая трубка Зарница. Это первое открытие месторождения алмаза в Якутии. На сегодняшний момент в Якутии действуют 23 коренных месторождения и 44 россыпных месторождения алмаза с разной степенью алмазного потенциала. В трубке Интернациональная содержание алмаза 8 карат/тонна, в трубке Мир – 4 карат/тонна, в трубке Молодость – 0.2 карат/тонна. Морфология алмаза разнообразная – от октаэдров, додекаэдров до кубов, поликристаллических агрегатов, бортов. Чем ниже содержание алмаза в трубках, тем больше додекаэдров и округлых алмазов, возникших за счет растворения. Алмазы встречаются в виде вкрапленников в кимберлитах и в ксенолитах мантийных пород. Разведанных запасов и ресурсов в Якутии хватит до 2050 г. Добыча алмазов ведется из россыпей, карьеров и шахт. 82% добычи алмаза приходится на месторождения алмаза Якутии и 18% на месторождения Архангельской провинции. Якутская алмазоносная провинция – самая крупная провинция в Мире. Более 77% балансовых запасов и почти 88% прогнозных ресурсов России заключено в недрах Республики Саха (Якутия).

Архангельская алмазоносная провинция – вторая алмазная провинция России

В конце 70-х гг. прошлого столетия были открыты первые кимберлитовые трубки в Архангельском регионе. На сегодня в Архангельской алмазоносной провинции два месторождения алмаза: им. М.В. Ломоносова и им. В. Гриба. Содержание алмазов в них примерно 1 карат/тонна. В месторождении им. М.В. Ломоносова шесть тел. Добыча алмаза производится с трубки Архангельская. В трубках месторождений алмазы преимущественно додекаэдрического облика. В трубке им. В. Гриба также ведется добыча алмаза, в нем содержание алмаза несколько более 1 карат/тонна и попадаются крупные кристаллы от 25 до 181 карат. Россыпные месторождения алмаза в Архангельской провинции отсутствуют.

Попигайские импактные алмазы. Месторождения импактных алмазов в Попигайской кольцевой структуре самое крупное промышленно-алмазоносное в мире

В 70-е гг. прошлого столетия был открыта Попигайская кольцевая структура размером в диаметре 100 км с импактными алмазами. Это полифазные агрегаты графит-алмаз-лондсдеелитового состава с размером не более 10 мкм. Алмазы отличаются высокой твердостью, коровым изотопным составом углерода ($\delta \sim 13-18\%$), отсутствием азота. В данной структуре запасы алмаза перекрывают запасы алмаза во всех алмазных месторождениях мира и составляют 268 млрд карат. Пока они не нашли применение в промышленности.

Тенденции развития алмазодобычи в России

В России 1500 трубок кимберлитов и родственных им пород, из них менее 3% трубок имеют промышленное значение, их возраст 350–360 млн лет. Россия является крупнейшей алмазодобывающей страной в мире как по стоимости добытой продукции, так и по ее весу, с годовой добычей 42 млн лет 34 млн карат, что составляет около 30% мирового производства. Россия обладает крупнейшей в мире минерально-сырьевой базой алмазов: их разведанные запасы превышают 1 млрд карат – и остается мировым лидером по производству алмазов в весовом выражении. Главным монополистом алмазодобычи в России является государственная компания ПАО «АЛРОСА». Только месторождением В. Гриба владеет компания АГД-Даймонд, компания банка «Открытие».

В России добыча алмаза ведется из кимберлитовых пород вулканических образований – трубок. Примерно в 2060 г. закончится процесс добычи алмаза из месторождений России. Необходимо обратить внимание на все возрастающую роль в балансе алмазного сырья и изделий из него искусственных алмазов и бриллиантов, а также на тенденции в использовании других природных источников алмаза, таких как импактные алмазы, алмазы из коматиитов и минетт.

СИНТЕЗ, КРИСТАЛЛОХИМИЯ И МАГНЕТИЗМ СИНТЕТИЧЕСКОГО ВАНАДИЕВОГО АНАЛОГА МИНЕРАЛА КОПАРСИТ $\text{Cu}_4\text{O}_2(\text{VO}_4)\text{Cl}$

Гинга В.А.^{1,2}, Сийдра О.И.^{1,2,3}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, *st047371@student.spbu.ru*

²Институт химии силикатов РАН, Санкт-Петербург

³Кольский Научный Центр РАН, Апатиты

Фумаролы шлаковых конусов Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. остаются одними из ведущих геологических объектов на Земле по количеству впервые установленных минералов. С точки зрения магнитных свойств, огромным разнообразием новых минералов меди (II) с интересными кристаллическими структурами характеризуются фумаролы Второго шлакового конуса БТТИ. Однако изучение магнитных свойств на образцах природных минералов осложняется наличием примесей. В связи с этим, весьма перспективным представляется направление по получению чистых синтетических аналогов минералов для последующего изучения их физических характеристик.

Минералы-оксосоли меди (II) представляют большой интерес для химиков и физиков, особенно в свете новых магнитных явлений, возникающих из сложных взаимодействий спин-1/2 Cu^{2+} ионов. Большая часть этих минералов образуется в результате реакций переноса природного газа, т. е. эксгалляционных процессов. Характеристической особенностью эксгалляционных медных минералов является наличие дополнительных атомов кислорода, образующих оксоцентрированный тетраэдр OCu_4 . Тетраэдры OCu_4 представляют собой простейшую фрустрированную единицу, поскольку они содержат четыре спиновых треугольника с потенциально конкурирующими магнитными взаимодействиями.

В лаборатории кафедры кристаллографии СПбГУ в ходе высокотемпературного синтеза методом газотранспортных реакций в тройной системе $\text{CuO-V}_2\text{O}_5\text{-CuCl}_2$ были получены кристаллы синтетического соединения $\text{Cu}_4\text{O}_2(\text{VO}_4)\text{Cl}$, структурного аналога минерала копарсит [Starova et al., 1998; Vergusova et al., 1999] (рис. 1).

Монокристалл синтетического ванадиевого аналога копарсита $\text{Cu}_4\text{O}_2(\text{VO}_4)\text{Cl}$, выбранный для сбора данных рентгеновской дифракции, был установлен на тонком стекловолокне и изучен на рентгеновском дифрактометре Bruker «Карра APEX DUO» с микрофокусной рентгеновской трубкой Mo- $\text{I}\mu\text{S}$ ($\lambda = 0.71073 \text{ \AA}$). Собранные данные были проинтегрированы и скорректированы на поглощение с использованием модели мультисканирования в программном обеспечении Bruker. Кристаллическая структура была дополнительно уточнена в пространственной группе $Pbcm$ до $R_1 = 0.024$ для 712 независимых рефлексов с $F > 4\sigma(F)$ $|F_o| \geq 4\sigma F$ с помощью программы SHELXL [Sheldrick, 2015]. Все атомы были уточнены анизотропно. Определены параметры моноклинной элементарной ячейки синтетического ванадиевого аналога копарсита: $a = 5.458(6)$, $b = 11.182(13)$, $c = 10.374(12) \text{ \AA}$, $V = 633.32(13) \text{ \AA}^3$, $Z = 2$.

Кристаллическая структура чистого ванадиевого аналога копарсита состоит из оксоцентрированных тетраэдров OCu_4 , которые объединяются с образованием цепочек, вытянутых вдоль оси c . Между цепочками располагаются тетраэдры VO_4 , длины и углы связей которых соответствуют значениям, характерным для ванадатных структур. Помимо ванадатных тетраэдров, между цепочками располагаются атомы хлора (рис. 2).

Синтетический чисто ванадиевый структурный аналог копарсита является очень перспективным материалом с возможным проявлением уникальных магнитных свойств. С точки зрения магнетизма, интерес к этому соединению связан с кон-

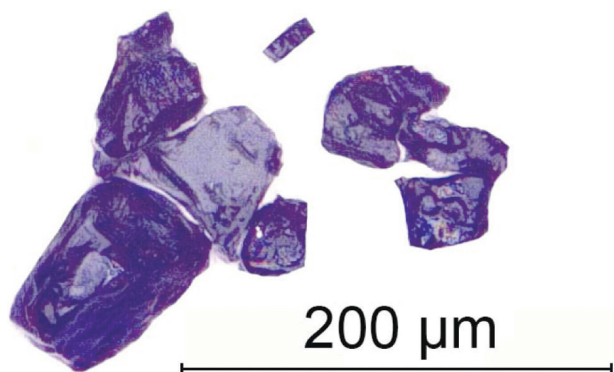


Рис. 1. Фотография кристаллов структурного ванадиевого аналога копарсита, полученного в ходе высокотемпературного синтеза методом газотранспортных реакций

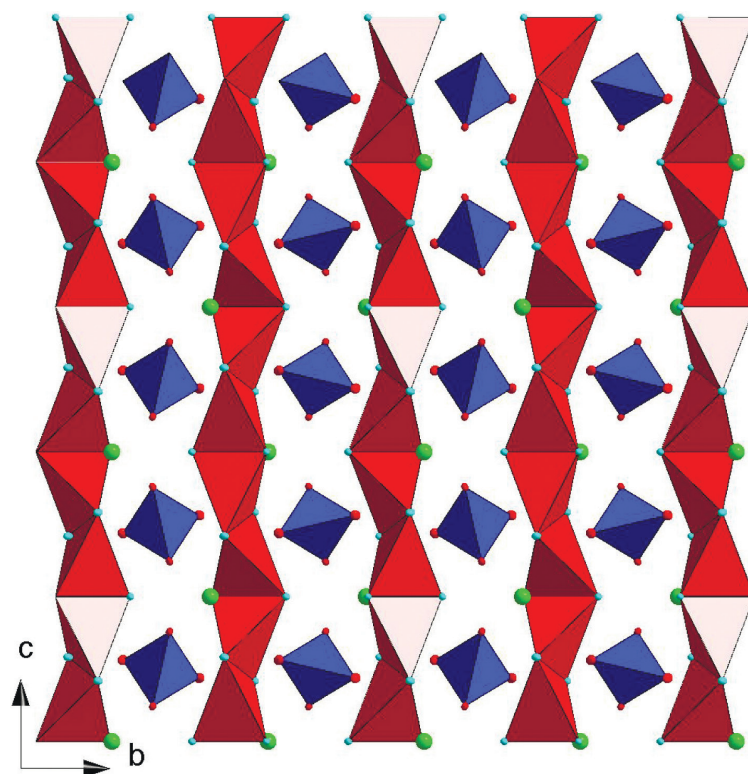


Рис. 2. Проекция кристаллической структуры ванадиевого аналога копарсита вдоль оси a (красные полиэдры – оксоцентрированные тетраэдры OCu_4 , синие полиэдры – тетраэдры VO_4 , зеленые сферы – атомы Cl)

курирующими обменными взаимодействиями Cu-Cu, которые имеют направленный мотив вдоль оси c в кристаллической структуре синтетического ванадиевого аналога копарсита. Более сложный характер проявления подобных обменных взаимодействий был изучен на примере синтетического аналога минерала яршевскит [Siidra et al., 2020]. На данный момент образец синтетического ванадиевого структурного аналога копарсита $Cu_4O_2(VO_4)Cl$ находится в процессе выполнения магнитных исследований.

Работа выполняется при финансовой поддержке гранта РФФИ 19-05-00413 и гранта РНФ 16-17-10085.

Рентгеновские исследования выполнены в РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

ЛИТЕРАТУРА

- Sheldrick G.M. (2015) Crystal structure refinement with SHELXL. *Acta Crystallographica*, 71C, 3-8.
- Siidra O.I., Vladimirova V.A., Tsirlin A.A., Chukanov N.V., Ugolkov V.L. (2020) $Cu_4O_2(VO_4)_4Cl_2$, the first copper oxochloride vanadate: mineralogically inspired synthesis and large spin canting. *Inorganic Chemistry*, 59, 2136-2143.
- Starova G.L., Krivovichev S.V., Filatov S.K. (1998) Crystal structure of $Cu_4O_2((As,V)O_4)Cl$. *Zeitschrift fuer Kristallographie*, 213, 650-653.
- Vergasova L.P., Starova G.L., Krivovichev S.V., Filatov S.K., Ananiev V.V. (1999) Coparsite, $Cu_4O_2[(As,V)O_4]Cl$, a new mineral species from the Tolbachik Volcano, Kamchatka Peninsula, Russia. *Canadian Mineralogist*, 37, 911-914.

ВОЙМАКАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПОКАРБОНАТНОГО НЕФРИТА, СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА

Гончарук И.С.¹, Кислов Е.В.^{1,2}, Вантеев В.В.²

¹Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ

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

Воймаканское месторождение нефрита находится на территории Баунтовского эвенкийского района Республики Бурятия, в географическом отношении – в Средне-Витимской горной стране. Воймаканское проявление выявлено в 1981 г. геологами экспедиции «Байкалкварцсамоцветы» под руководством А.П. Секерина при проведении рекогносцировочных маршрутов в среднем течении р. Ципа. Среди элювиально-делювиальных глыб гранитов и мраморов были обнаружены кальцит-тремолитовые скарны. Систематическое изучение проявления началось в 2012 г. после получения ЗАО «МС Холдинг» лицензии на геологическое изучение, разведку и добычу апокарбонатного нефрита. Были проведены металлометрическое опробование вторичных ореолов рассеяния по сети 50 × 20 м, проходка канав, бурение скважин.

Район расположения Воймаканского месторождения характеризуется широким развитием осадочных, метаморфических пород и набором различных интрузивных тел, осложнен тектоникой. Непосредственно на месторождении развиты стратифицированные отложения суванихинской свиты, интрузивные породы витимканского комплекса и четвертичные отложения (рис. 1).

Метасоматические изменения с образованием нефритоносных зон развиты вблизи контактов мраморизованных доломитов и магматических пород. В гранитах метасоматические изменения выражаются в существенном увеличении содержания эпидота, клиноцоизита, уменьшении содержания биотита, появлении тремолита и хлорита. Метасоматические изменения в карбонатных породах проявлены сильнее, с образованием кальцит-тремолитовых скарнов с желваками, гнездами и жилами нефрита на небольшом удалении от гранитов. Внешне кальцит-тремолитовые скарны представляют собой

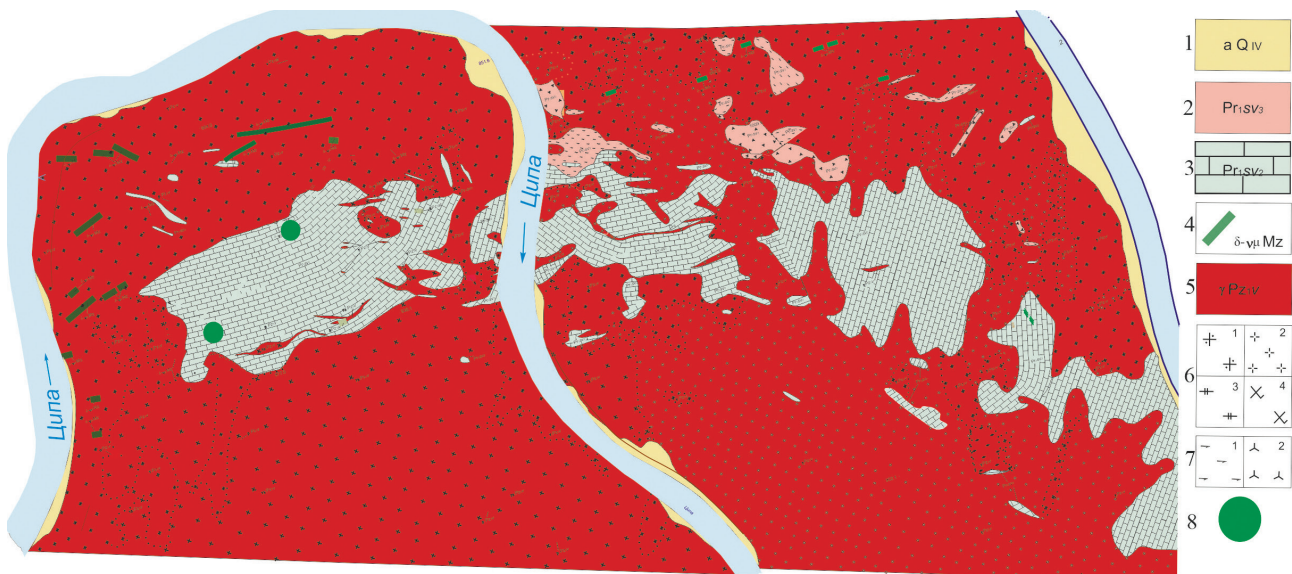


Рис. 1. Геологическая карта Воймаканского месторождения.

1 – аллювиальные отложения русла реки и первой надпойменной террасы; 2 – верхняя подсвита: кварц-биотитовые, биотит-кордиеритовые, силлиманит-биотитовые, биотит-роговообманковые сланцы, гнейсы, амфиболиты, прослои и горизонты кристаллических известняков, метаморфизованных кислых и основных эффузивов; 3 – средняя подсвита: кристаллические известняки, доломиты, прослои биотитовых сланцев; 4 – мезозойские интрузивы: габбро, диориты, габбро-диориты; 5 – Витимкаский интрузивный комплекс: граниты биотитовые и лейкократовые равномернозернистые, реже гнейсовидные, гранодиориты, порфириовидные биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты, диориты, дайки аплитов, пегматитов; 6 – граниты: (1 – порфириовидные, 2 – лейкократовые мелкозернистые, 3 – гнейсовидные, 4 – гранодиориты); 7 – (1 – амфиболиты, 2 – метаморфизованные эффузивы кислого и основного состава нерасчлененные); 8 – залежи нефрита

белые массивные и сланцеватые мелкокристаллические породы. Минеральный состав скарнов: тонколучистый кальцит и скрытокристаллический спутановолокнистый тремолит. Распределение и содержание нефрита крайне неравномерное. Наиболее характерна прожилковая, линзовидная и желвакообразная форма нефритовых обособлений мощностью от миллиметров до нескольких десятков сантиметров с постепенными переходами к кальцит-тремолитовым скарнам.

На Воймаканском месторождении нефрит имеет преимущественно бледно-зеленую (светло-салатную), зеленую (салатную) и серовато-зеленую окраску. Она зависит от содержания железа, возможно других элементов группы железа. Особенность нефрита месторождения – просвечиваемость в пластинах или сколах на глубину от 1 до 5 см. Твердость нефрита 6.0–6.5 по шкале Мооса. Удельный вес – от 2.94 до 2.95 г/см³. Блеск матовый, излом раковистый или занозистый. Содержание сортового нефрита колеблется от 5 до 50%, но среднее содержание сортового нефрита по залежам составляет 3.1–5.2%. По данным недропользователя, при обработке нефрит обладает высокой механической прочностью, выдерживает распиловку толщиной до 5 мм, полировку принимает совершенную с зеркальным блеском. Дефекты: тонкорассеянная примесь скарна, пленки кальцита, гидроксидов железа, марганца и трещиноватость.

Визуальное петрографическое и минералогическое изучение образцов проводилось при естественном освещении, применялась фотофиксация. Минеральный состав изучен на растровом электронном микроскопе LEO-1430VP (Carl Zeiss, Германия) с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments, Великобритания) в ЦКП «Геоспектр» (ГИН СО РАН, Улан-Удэ), аналитик Е.А. Хромова.

Нефрит Воймаканского месторождения характеризуется массивной, реже сланцеватой текстурой и скрытокристаллической, спутанно-волокнутой (фибробластовой) структурой. Скрытокристаллические актинолит-тремолитовые агрегаты выделены нами в первую генерацию. Большинство изученных образцов нефрита были на контакте с амфиболитами. Приконтактная часть нефрита сложена лейстами и игольчатыми агрегатами тремолита, выделенными нами во вторую генерацию. Тремолит второй генерации представлен гипидиоморфными зернами более крупных размеров относительно тремолита первой генерации. Акцессорные минералы – апатит, кварц, магнетит и самородное серебро.

Амфиболиты – наиболее характерные контактовые породы. Они сложены преимущественно агрегатами округлых и изометричных идиоморфных зерен тремолита. Акцессорные минералы – апатит, серпентин, циркон и титанит.

Карбонатные породы кальцит-доломитового состава имеют гранобластовую структуру. Основная масса, порядка 75–80%, сложена мелкими зернами кальцита, который частично замещается хлоритом. Остальную часть слагают агрегаты крупных гипидиоморфных кристаллов доломита с ярко выраженными полисинтетическими двойниками. Размеры зерен достигают 0.25 мм, они отчетливо выражены на общем фоне основной массы кальцита. Акцессорные минералы – англезит, апатит, бадделейт, барит, галенит, рутил, халькопирит.

Таким образом, нефрит Воймаканского месторождения соответствует действующим техническим требованиям (ТУ 41-01-297-77) по качеству и возможности применения в качестве камнесамоцветного сырья. Нефрит образуется на контакте доломитовых мраморов и амфиболитов, образуя обособления в телах кальцит-тремолитовых скарнов. Изучен минеральный состав нефрита и контактовых пород. В нефрите выделено две генерации тремолита, впервые в нефрите обнаружено самородное серебро. Необходимо дальнейшее изучение вещественного состава нефрита и контактовых пород для определения особенностей его происхождения.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003>.

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК им. В. ГРИБА, ЦНИГРИ-АРХАНГЕЛЬСКАЯ И ЛОМОНОСОВСКАЯ, АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Гудимова А.И., Агашева Е.В.

ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Архангельская алмазоносная провинция (ААП) расположена на севере Восточно-Европейской платформы, и к настоящему времени на ее территории открыто около 100 магматических тел основного и ультраосновного состава, представленных кимберлитами, пикритами, оливиновыми мелилититами, базальтами и карбонатитами [Устинов и др., 2021]. Большинство известных кимберлитов ААП являются слабо- или неалмазоносными породами. Промышленные содержания алмазов установлены в шести кимберлитовых трубках Золотицкого поля, образующие месторождение им. М.В. Ломоносова, и в кимберлитовой трубке им. В. Гриба (Верхотинское поле).

Цель настоящей работы состоит в выявлении основных характеристик литосферной мантии (состав, строение, термальный режим) в районе кимберлитовых трубок с разной степенью алмазоносности на основании данных по химическому составу ксенокристов гранатов и хромдиопсидов. Объектами исследования являются: высокоалмазоносная кимберлитовая трубка им. В. Гриба (0.93–1.27 кар/т в диатремовой части [Устинов и др., 2021]), слабоалмазоносная (0.056 кар/т [Голубев и др., 2010]) кимберлитовая трубка ЦНИГРИ-Архангельская (Кепинское поле), состав кимберлитов которых соответствует кимберлитам умеренно-, высокотитанистой серии ААП [Кононова и др., 2007], и высокоалмазоносная (0.23–0.67 кар/т [Устинов и др., 2021]) кимберлитовая трубка Ломоносовская, состав кимберлитов которой соответствует низкотитанистой серии ААП [Кононова и др., 2007]. В работе приводятся данные для 1100 зерен гранатов и 831 зерна клинопироксенов из трубки им. В. Гриба; 450 зерен гранатов из трубки ЦНИГРИ-Архангельская; 326 зерен гранатов и 604 зерен клинопироксенов из трубки Ломоносовская. Для всех зерен гранатов были определены концентрации Ni.

На основании концентраций Cr_2O_3 и CaO с использованием диаграмм [Sobolev et al., 1973; Grütter et al., 2004] были выделены мантийные парагенезисы гранатов, среди которых в процентном соотношении преобладает лерцолитовая ассоциация/G9 для всех изучаемых объектов: 79.4% для трубки Ломоносовская, 72.2% для трубки ЦНИГРИ-Архангельская и 47% для трубки им. В. Гриба. Наибольшее количество гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса «алмазной ассоциации»/G10D зафиксировано для кимберлитовых трубок им. В. Гриба (4%) и трубки Ломоносовская (3.1%). Для слабоалмазоносной трубки ЦНИГРИ-Архангельская процент пиропов «алмазной ассоциации» составляет 0.7%. Значения $\text{Mg}\#$ ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) для гранатов дунит-гарцбургитового парагенезисов для трубок ЦНИГРИ-Архангельская и Ломоносовская варьируют в пределах 0.82–0.85; для трубки им. В. Гриба – от 0.78 до 0.87. Температура гранатов оценивалась с помощью термометра [Canil, 1999]. Гистограмма полученных значений T_{Ni} представлена на рис. 2. Большинство гранатов перидотитовой ассоциации из трубки им. В. Гриба (91%) соответствует диапазону температур от 900 до 1100°C, традиционно считающемуся интервалу температур, при которых стабилен алмаз. Практически все (97%) гранаты перидотитовой ассоциации трубки Ломоносовская характеризуются параметром T от 900 до 1100°C. Отличительной особенностью гранатов перидотитовой ассоциации из трубки ЦНИГРИ-Архангельская является повышенные концентрации Ni: только 2.3% пиропов лерцолитовой и гарцбургитовой ассоциаций характеризуются T 900–1100°C, и для 97.7% гранатов параметры T соответствуют 1100–1300°C.

Для определения мощности теплового потока литосферной мантии были использованы данные по химическому составу хромдиопсидов. Два зерна (0.3%) из трубки Ломоносовская и 120 зерен (14.4%) из трубки им. В. Гриба, по составу относящиеся к мегакристной ассоциации, омфацитам или внекратонным перидотитам, не учитывались. Для расчета P-T параметров использовались только те составы хромдиопсидов, которые по содержанию $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ соответствуют полю «кратонных перидотитов» [Ramsey, Tompkins, 1994], в комбинации с термобарометром [Nimis, Taylor, 2000] и протоколом [Ziberna et al., 2016]. Из трубки им. В. Гриба пригодными для P-T расчетов оказались составы 75 зерен (10%). Полученные значения охватывают диапазон T от 710 до 1163°C и P от 28 до

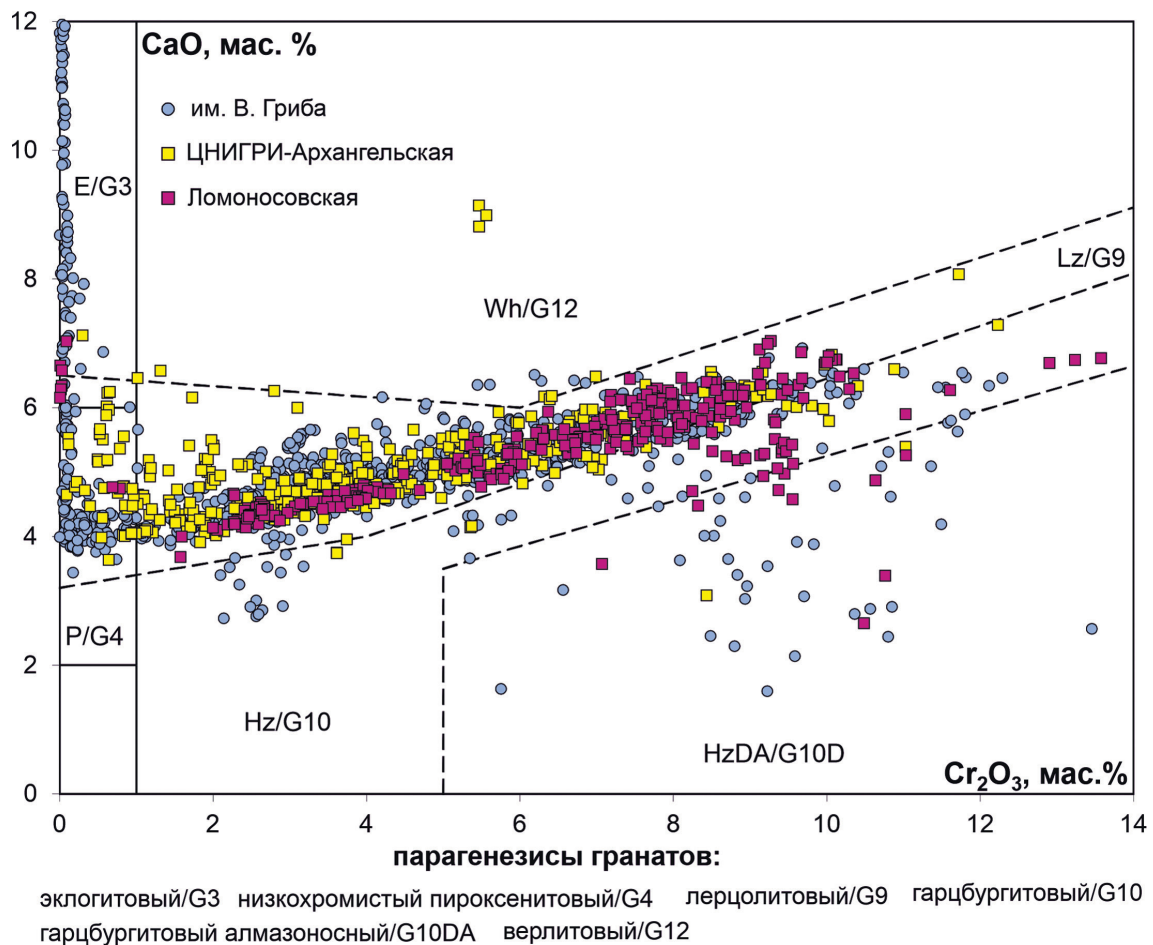


Рис. 1. Распределение CaO/Cr₂O₃ в гранатах из кимберлитовых трубок ААП. Диаграмма [Sobolev et al., 1973] с полями для эклогитов и низкохромистых пироксенитов из [Grütter et al., 2004]

61 кбар, соответствуя интервалу глубины от ~90 до ~180 км. Расчетные P-T параметры указывают на более прогретые верхние (<120 км) и нижние (>150 км) участки литосферной мантии (тепловой режим 37–40 мВ/м²), а в центральной части на более холодный термальный режим, соответствующий 35–37 мВ/м² [Гудимова и др., 2022]. Из трубки Ломоносовская для расчетов P-T параметров использовались составы 103 (17%) зерен хромдиоксидов. Характерно, что расчетные P-T параметры для 99.8% зерен соответствуют полю стабильности алмаза (тепловые потоки 35–40 мВ/м²), что согласуется с данными [Lehtonen et al., 2009]. Полученные значения P-T параметров находятся в диапазоне температур от 897 до 1250°C и давлений от 40–62 кбар, что соответствует интервалу глубины от ~120 до ~190 км. Минимальная мощность «алмазного окна», учитывая данные по хромдиоксидам, составляет 50 км для трубки Ломоносовская и 60 км для трубки им. В. Гриба.

Для определения параметра давления для гранатов из высокоалмазоносных кимберлитовых трубок Ломоносовская и им. В. Гриба использовался метод проецирования полученных значений температур на усредненные значения мощности теплового потока 37 мВ/м². Расчетные P-T параметры указывают на то, что 99% гранатов из трубки Ломоносовская соответствуют полю стабильности алмаза с нижней границей литосферной мантии 170–180 км; гранаты трубки им. В. Гриба сосредоточены на всем участке литосферной мантии до предполагаемой нижней границы в интервале глубин 210–220 км [Агашева и др., 2022]. При условии термального режима 37 мВ/м² мощность «алмазного окна» для трубки им. В. Гриба составит 105 км, а для трубки Ломоносовская 60 км. Тепловой режим литосферной мантии в районе трубки ЦНИГРИ-Архангельская неизвестен, но согласно [Агашева и др., 2022], мы предполагаем более высокие значения мощности теплового потока 40 до 45 мВ/м². В этом случае зону перехода графит-алмаз можно предполагать при параметре T ~1050–1200°C, что соответствует глубине от 140 до 147 км, а максимальная глубина нижней границы литосферной мантии предполагается в интервале 170–200 км. При этом мощность «алмазного окна» может варьиро-

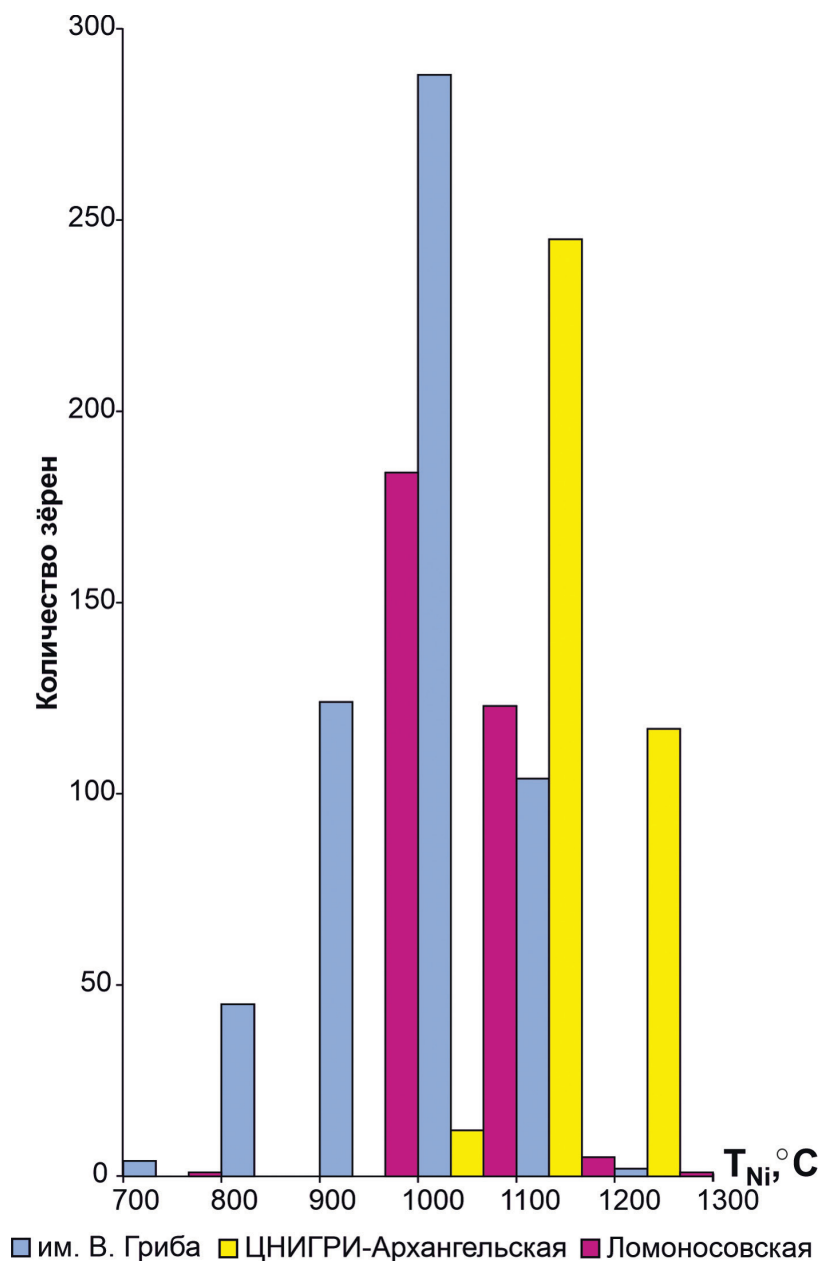


Рис. 2. Гистограммы распределения T_{Ni} для гранатов перидотитовой ассоциации из кимберлитовых трубок ААП

вать от минимальной ~ 22 км при термальном режиме 45 мВ/м^2 до максимальной 60 км при термальном режиме 40 мВ/м^2 .

Результаты настоящего исследования в комплексе с данными, полученными ранее [Lehtonen et al., 2009], позволили установить, что: 1) для всех трубок ААП характерен низкий процент гранатов «алмазной ассоциации», в том числе для высокоалмазоносных трубок: в трубке Архангельская процент G10D составляет 1.6% при содержании алмазов $0.5\text{--}1.6$ кар/т [Агашева и др., 2022]. В связи с этим, низкое содержание пиропов «алмазной ассоциации» (0.7%) в трубке ЦНИГРИ-Архангельская не является свидетельством ее низкой алмазоносности; 2) для всех трубок отмечается сохранность потенциально алмазоносных пород дунит-гарцбургитового типа и высокохромистых пиропов лерцолитовой ассоциации в центральной и нижней частях литосферной мантии, даже при повышенном тепловом потоке $40\text{--}45 \text{ мВ/м}^2$ в районе трубки ЦНИГРИ-Архангельская; 3) сохранение хромдиопсидов исключительно в поле стабильности алмаза для трубки Ломоносовская может предполагать полное отсутствие или минимальное количество клинопироксенсодержащих перидотитов в верхней части литосферной мантии.

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда, грант № 20-77-10018. Отбор образцов осуществлялся в рамках базового проекта ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Агашева Е.В., Агашев А.М., Гудимова А.И., Малыгина Е.В., Червяковский В.С., Прусакова Н.А., Щукин В.С., Голубев Ю.К., Похиленко Н.П. (2022) Состав гранатов из кимберлитов Архангельской области как один из признаков алмазности. *Отечественная геология*, 1, 71-91
- Голубев Ю.К., Прусакова Н.А., Голубева Ю.Ю. (2010) Кепинские кимберлиты, Архангельская область. *Руды и металлы*, 1, 38-45.
- Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А., Каргин А.В. (2007) Алмазность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область). *Геология рудных месторождений*, 49(6), 483-505.
- Устинов В.Н., Неручев С.С., Загайный А.К., Антащук М.Г., Лобкова Л.П., Микоев И.И., Николаева Э.В., О'Брайан Х., Пелтонен П., Пенделяк Р.Н. (2021) Алмазность Севера Восточно-Европейской платформы. СПб.: Наука, 409 с.
- Canil D. (1999) The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136, 240-246.
- Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F. (2004) An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithos*, 77, 841-857.
- Lehtonen M., O'Brien H., Peltonen P., Kukkonen I., Ustinov V., Verzhak V. (2009) Mantle xenocrysts from the Arkhangelskaya kimberlite (Lomonosov mine, NW Russia): Constraints on the composition and thermal state of the diamondiferous lithospheric mantle. *Lithos*, 112, 924-933.
- Nimis P., Taylor W.R. (2000) Single Clinopyroxene Thermobarometry for Garnet Peridotites. Part I. Calibration and Testing of a Cr-in-Cpx Barometer and an Enstatite-in-Cpx Thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139, 541-554.
- Ramsey R.R., Tompkins L.A. (1994) The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil. In *Fifth International Kimberlite Conference, Minas Gerais, Brazil*, 1B, 329-345
- Sobolev N.V., Lavrentyev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. (1973) Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40, 39-52.
- Zibera L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G. (2016) Error Sources in Single-clinopyroxene Thermobarometry and a Mantle Geotherm for the Novinka Kimberlite, Yakutia. *American Mineralogist*, 101, 2222-2232.

К ВОПРОСУ О СОСТАВЕ БИТУМОВ НА ПРИМЕРЕ САДКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Даньшина А.П.

Оренбургский государственный университет, Оренбург, nastia090954@gmail.com

Битумы представляют собой твердые или смолистые вещества, состоящие из углеводородов и их производных в виде азотистых, кислородистых, сернистых и металлосодержащих соединений.

По происхождению битумы делятся на породные и искусственные.

Природные битумы образовались в результате окислительных процессов различной степени интенсивности вследствие подъема нефтесодержащих горизонтов в зону гипергенеза или раскрытия залежи дизъюнктивами. В зависимости от состава исходных нефтей и условий их преобразования, природные битумы условно можно разделить на следующие классы: асфальты, асфальтены, мальты, кериты, озокериты, гуминокериты, антраколиты, нафтоиды, нафтиды. В «чистом виде» природные битумы встречаются крайне редко, зачастую они пронизывают осадочные горные породы. По различным оценкам мировые запасы природного битума составляют порядка 500–1000 млрд т.

Искусственные или технические битумы получают в результате переработки нефтяного сырья, а также каменного угля или торфа.

Химический состав битумов крайне разнообразен и зависит, главным образом, от геологических условий их образования, а также от состава исходных нефтепродуктов, то есть он изменится от месторождения к месторождению (табл. 1).

Основываясь на данных по химическому составу битумов, приведенных в табл. 1, составляющие битума можно разделить на 3 группы [Розенталь и др., 1979].

- Твердая составляющая. В эту группу входят высокомолекулярные углеводороды и их производные с молекулярной массой 1000–5000 г/моль и плотностью более 1 г/см³.

Все они объединены под общим названием «асфальтены». В асфальтенах содержатся карбоиды, не растворимые в летучих растворителях и маслах, и карбены, которые могут растворяться только в CCl₄. К твердой составляющей битумов относят также парафины.

- Смолы. Это аморфные вещества темно-коричневого цвета с молекулярной массой 500–1000 г/моль и плотностью около 1 г/см³.

- Масляные фракции. Эта составляющая часть битумов включает в себя различные углеводороды с молекулярной массой 100–500 г/моль, плотностью менее 1 г/см³.

Интерес с научно-исследовательской, а также практической точки зрения представляет химический состав асфальтитов Садкинского месторождения. Садкинское месторождение расположено на территории Бугурусланского района Оренбургской области. Месторождение приурочено к Садкинской антиклинали, входящей в систему Малокинельских дислокаций, осложняющих погребенный Оренбургский свод [Пономарева и др., 2017].

Таблица 1. Химический состав некоторых битумов и асфальтитов [Розенталь и др., 1979]

Битум или асфальтит	Содержание компонентов, %				
	Углеводороды (масла)	Смолы	Асфальтены	Карбены	Карбоиды
Битум нефтяной ухтинский	51–52	51–52	47	0.7	–
Битум нефтяной грозненский	63	63	37	0.4	–
Садкинский асфальтит	9–14	22–24	64–66	64–66	–
Печорский асфальтит	26	17	44–50	–	–
Гильсонит	22	43	34	0.16–0.32	–

Рис. 1. План и геологический разрез жилы Садкинского месторождения асфальтита [Овчинников и др., 2015]

Асфальтит – это хрупкая твердая разновидность природных битумов, твердый продукт гипергенного изменения нефти. По внешнему виду представляет собой твердые, хрупкие куски черного цвета с бурым оттенком, сильным блеском в свежем изломе, быстро тускнеющим на воздухе [Пономарева и др., 2016].

Садкинское месторождение асфальтита относится к жильному типу (рис. 1) [Овчинников и др., 2015].

Асфальтиты Садкинского месторождения почти на 100% состоят из полимеризованного нефтяного вещества, однако, кроме преобладающих компонентов группы твердых составляющих (см. табл. 1), в них установлены anomalно высокие содержания V (до 1%), Ni (до 0.3%), Mg (1–3% до много более 3%), Mo (до 0.3%), Cu (до 0.2%), Co, Ag, U и др. [Овчинников и др., 2015].

Помимо вышеперечисленного, наиболее поразительной особенностью Садкинского месторождения является обнаружение в шлифах приповерхностных пород, вмещающих жилу асфальтита, обломков эффузивов и вулканического стекла в количестве 20–30% [Овчинников и др., 2015].

Это обусловлено особой геохимической обстановкой, связанной с асфальтитами, а также и с приконтактной зоной, присущей Садкинскому месторождению, которая в свою очередь обязана существованию тектонической трещины и накоплению, а затем и гипергенному изменению в ней углеводородов нефтяного ряда, источником которых считаются нефти нижневерхнепермских отложений, образовавшиеся за счет углеводородов терригенных фаций нижнего карбона. В свою очередь, металлы, вероятно, сорбировались вмещающимися породами из газов, нефти и битумов на небольшой глубине в зоне осветления пород [Овчинников и др., 2015].

Доказательством вышесказанного являются следующие факты: жильный тип месторождения, приуроченность месторождения к тектонической трещине; обнаруженные anomalно высокие содержания: V, Ni, Mo, Cu, Mg, Co, Ag, U и других металлов в асфальтитах и в зоне контакта пород с ними; а также эффузивов, вулканических стекол и крупнокристаллического пирита в приконтактных метасоматитах [Овчинников и др., 2015].

Таким образом, исходя из вышеперечисленного, можно сказать, что дальнейшее изучение особенностей химического состава природных битумов крайне важно как в научном, так и в практическом



отношении, так как особенности их сложения важны для палеорекострукции геохимических обстановок, для региональной оценки перспектив нефтегазоносности, и, главное, битумы служат источниками рассеянных и редких металлов. То есть битумное сырье, так же, как и нефтяное, следует использовать комплексно и рационально.

ЛИТЕРАТУРА

- Овчинников В.В., Пономарева Г.А. (2015) К вопросу о генезисе Садкинского месторождения асфальтита. Вестник Оренбургского государственного университета 3(178). Оренбург, 171-176.
- Пономарева Г.А., Овчинников В.В., Сергеева О.Е., Селина Т.В. (2017) Проявление природного асфальтита в Оренбургской области. Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры: мат-лы Всеросс. науч.-метод. конф. Оренбург: Оренбургский государственный университет, 1328-1332.
- Пономарева Г.А., Пономарев А.А. (2016) Геохимические особенности Садкинского месторождения асфальтита. Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры: мат-лы Всеросс. науч.-метод. конф. Оренбург: Оренбургский государственный университет, 867-869.
- Розенталь Д.А., Березников А.В., Кудрявцева И.Н., Таболина Л.С., Федосова В.А. (1979) Битумы. Получение и способы модификации. Учеб. пособие, Ленинград.

МЕДЬ-ЗАМЕЩЕННЫЕ ТВЕРДЫЕ РАСТВОРЫ СО СТРУКТУРОЙ ВИТЛОКИТА И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ БИМЕДИЦИНСКИХ ПРИМЕНЕНИЙ

Дейнеко Д.В.^{1,2}, Лебедев В.Н.¹, Боровикова А.Ю.^{3,4}, Лазоряк Б.И.¹, Аксенов С.М.^{2,5}

¹Химический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, *deunekomsu@gmail.com*

²Лаборатория Арктической минералогии и материаловедения, КНЦ РАН, Анапиты

³Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

⁴Лаборатория природоподобных технологий и экологической безопасности Арктики, КНЦ РАН, Анапиты

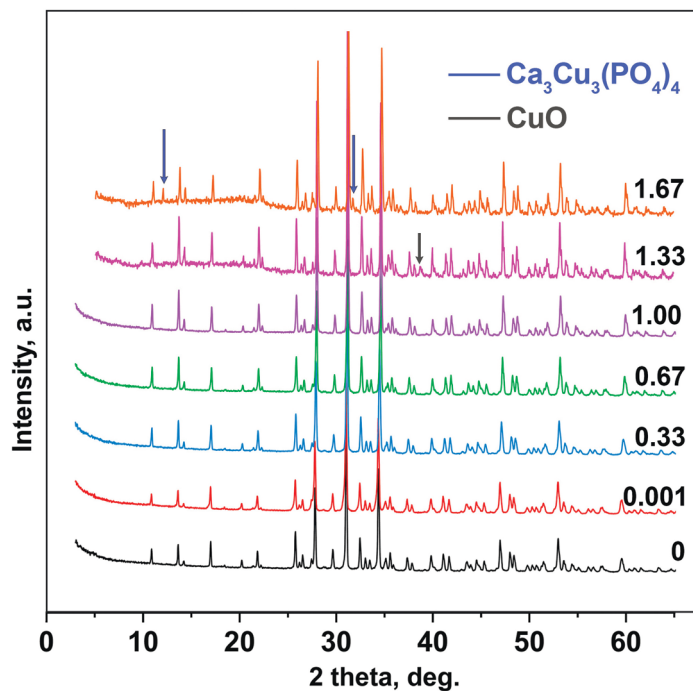
⁵Институт Геологии КНЦ РАН, Анапиты

Фосфат $\beta\text{-Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ (β -ТСП) кристаллизуется в структурном типе минерала витлокита $\text{Ca}_3(\text{MgFe})(\text{PO}_4)_6\text{PO}_3\text{OH}$ (Dickens, Schroeder, Brown, 1974). Родственными минералами являются строциовитлокит $\text{Sr}_9\text{Mg}(\text{PO}_4)_6(\text{PO}_3\text{OH})$ (Britvin et al., 1991), кеплерит $\text{Ca}_9(\text{Ca}_{0.5}\square_{0.5})\text{Mg}(\text{PO}_4)_7$ (Britvin et al., 2021), недавно открытый минерал дейнекоит $\text{Ca}_9\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)_7$ (Miyawaki et al., 2022) и некоторые другие. Указанные выше минералы принадлежат к супергруппе церита. Соединения на основе β -ТСП известны как отличные биосовместимые материалы, поскольку костная ткань построена из комбинации фаз витлокита и апатита ($\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$). Благодаря широкому спектру изоморфных замещений, которые происходят как в минералах, так и в синтетических аналогах на их основе, возможно модифицировать кристаллическую структуру, варьируя катионные и анионные позиции, для создания новых материалов с улучшенными физико-химическими и биологическими свойствами. Структура типа β -ТКФ включает шесть катионных позиций (M1-M6), где позиции M1-M3 (18-кратные) и M5 (6-кратные) всегда заняты, а позиция M4 может варьировать свою заселенность от 0 до 1 в зависимости от типа вводимого иона и его размера, в то время как позиция M6 всегда является вакантной (Yashima et al., 2003). Наличие позиции с переменной заселенностью благоприятствует замещениям в структуре на различные катионы, ввиду возможности компенсации заряда.

Изучению гомовалентных катионных замещений $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{M}^{2+}$, для таких M^{2+} как Cu^{2+} (Zhang et al., 2019) и Sr^{2+} (Roy, Bose, 2012), Mg^{2+} (Kazakova et al., 2021), в $\beta\text{-Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ посвящено множество работ. Введение данных ионов в структуру β -ТСП позволяет получать не только биосовместимые материалы, но и обеспечить их антибактериальными свойствами, что является важным фактором ввиду возможного развития имплантат-ассоциированной инфекции (Jacquart et al., 2022). Было показано, что введение ионов Cu^{2+} в структуру β -ТСП может сдерживать рост бактерий, что способствует защите мест соприкосновения с костными имплантатами от развития патогенных микроорганизмов (Jacobs et al., 2021). Кроме того, ионы Cu^{2+} не проявляют цитотоксичности в определенных концентрациях (Gomes et al., 2018). Однако, большинство работ проведены на Cu^{2+} модифицированных β -ТСП с примесями фаз апатита и пирофосфата кальция. В связи с этим, трудно оценить вклад ионов меди из фазы β -ТСП в антимикробную активность. Также отсутствует систематическое исследование влияния концентрации Cu^{2+} на биологические реакции и распределение катионов по позициям структуры.

В работе был синтезирован ряд твердых растворов $\text{Ca}_{10.5-x}\text{Cu}_x(\text{PO}_4)_7$ при $x = 0, 0.001, 0.333, 0.667, 1.000, 1.333, 1.667$ методом твердофазного синтеза. Исходные реагенты $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (99.9%), CaCO_3 (99.9%), $(\text{NH}_4)_2\text{HPO}_4$ (99.9%), CuO (99.9%) в стехиометрических количествах были подвергнуты предварительному нагреву при 773 К в течение 12 ч и затем отжигу при 1173 К в течение 18 ч с последующим медленным охлаждением до комнатной температуры в печи. Возможность замещения $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Cu}^{2+}$ согласуется с расчетом соотношения D_r , согласно правилу Гольдшмидта (Goldschmidt, 1926). D_r можно рассчитать по формуле: $D_r = (R_n - R_d)/R_n * 100\%$, где R_n – замещаемый ион (Ca^{2+}), а R_d – вводимый ион (Cu^{2+}). Непрерывный твердый раствор требует сходства ионного радиуса между вводимыми ионами и замещаемыми. Значение D_r должно быть меньше 30%. В структурах $\text{Ca}_{10.5-x}\text{Cu}_x(\text{PO}_4)_7$ значение D_r составляет 27% для октаэдрической позиции M6, поэтому ионы Cu^{2+} могут успешно внедряться в структуру β -ТСП в данную позицию, а так же, после ее заполнения, размещаться в позицию M4 (Belik, Yanov, Lazoryak, 2001).

На рис. 1 показаны порошковые рентгенограммы $\text{Ca}_{10.5-x}\text{Cu}_x(\text{PO}_4)_7$. Согласно полученным данным, β -ТСП, легированные медью, являются однофазными. Примеси фаз $\text{Ca}_3\text{Cu}_3(\text{PO}_4)_4$ или $\text{Ca}_2\text{P}_2\text{O}_7$ не

Рис. 2. ИК спектры для $\text{Ca}_{10.5-x}\text{Cu}_x(\text{PO}_4)_7$

фаз со структурой апатита обнаружено не было во всех полученных образцах, что подтверждается данными ИК спектроскопии (рис. 2).

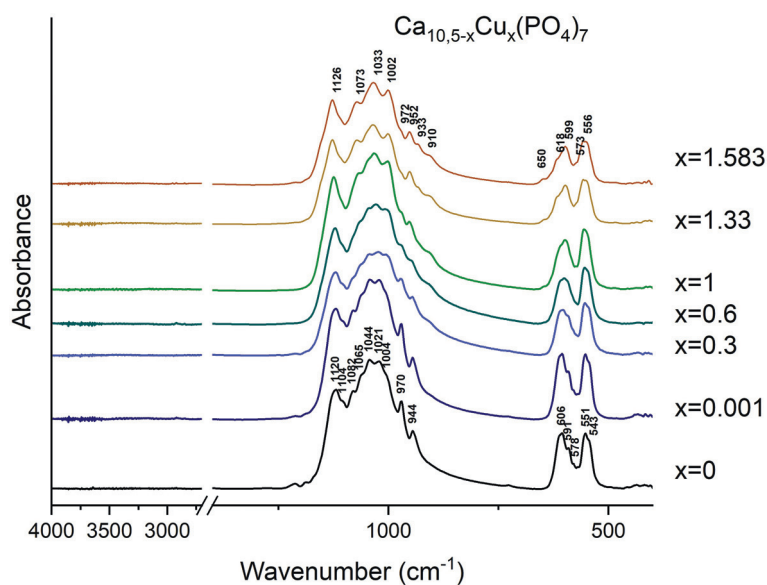
Ранее, было установлено, что фосфаты, со структурой β -ТСП могут кристаллизоваться в пространственных группах $R3c$, $R\bar{3}c$, $R\bar{3}m$ (Deунеко et al., 2020), а также $C2/c$ (Deунеко et al., 2016). Таким образом, обладать нецентросимметричной структурой (проявляя сегнетоэлектрические свойства), так и центросимметричной (соответственно, антисегнетоэлектриками или параэлектриками). Согласно исследованиям методом генерации второй гармоники, во всех образцах из серии $\text{Ca}_{10.5-x}\text{Cu}_x(\text{PO}_4)_7$ присутствовал сигнал, на основании которого был сделан вывод о нецентросимметричном строении. Соответственно, все фосфаты уточнялись в пространственной группе $R3c$. По рентгенограммам уточнена кристаллическая структура образцов с $0 \leq x \leq 1$.

Occupancy of M4 site					Occupancy of M5 site					
0	0.25	0.5	0.75	1.0	0	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0
x in $\text{Ca}_{3-x}\text{Cu}_x(\text{PO}_4)_2$										
0.449 Ca^{2+}				0	1.00 Ca^{2+}					
0.491 Ca^{2+}				0.001	0.995 Ca^{2+}				0.005 Cu^{2+}	
0.500 Ca^{2+}				0.33	0.29 Ca^{2+}				0.71 Cu^{2+}	
0.486 Ca^{2+}				0.66	0.67 Ca^{2+}				0.33 Cu^{2+}	
0.491 Ca^{2+}				1.00	1.00 Cu^{2+}					

Рис. 1. Дифрактограммы серии твердых растворов $\text{Ca}_{10.5-x}\text{Cu}_x(\text{PO}_4)_7$ при $0 \leq x \leq 1.583$.

Примесные фазы CuO (PDF#2 80-1917) и $\text{Ca}_3\text{Cu}_3(\text{PO}_4)_4$ (PDF#2 №72-203) отмечены стрелками

обнаружены до $x = 1.33$. Однако в образце с $x = 1.33$ была обнаружена примесь CuO (см. рис. 1). Количество фазы CuO составляло 3%. Образец с $x = 1.583$ показал наличие примесной фазы $\text{Ca}_3\text{Cu}_3(\text{PO}_4)_4$ (см. рис. 1). Полученные данные подтвердили существование предела замещения в $\text{Ca}_{10.5-x}\text{Cu}_x(\text{PO}_4)_7$ при $x = 1.5$ (Sраeth, Goetz-Neunhoeffer, Hurle, 2020). Замещение $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Cu}^{2+}$ в $\text{Ca}_{10.5-x}\text{Cu}_x(\text{PO}_4)_7$ ведет к смещению дифракционных рефлексов в область больших углов 2θ согласно правилу Брегга, ввиду меньшего ионного радиуса Cu^{2+} ($r_{\text{VI}} = 0.73 \text{ \AA}$) по сравнению с Ca^{2+} ($r_{\text{VI}} = 1.00 \text{ \AA}$). Однако, примесей



показало частичное заполнение позиций М4 ионами Ca^{2+} (рис. 3). Конечные заселенности (a_i) позиции М4 незначительно варьировали

Рис. 3. Заселенность позиций М4 и М5 катионами Ca^{2+} и Cu^{2+} в $\text{Ca}_{10.5-x}\text{Cu}_x(\text{PO}_4)_7$

лись от полузаселенной ($a_i(\text{M4}) \sim 0.5$) (см. рис. 3). Атомы Cu в позиции M4 не были обнаружены, так как они полностью заселяют позиции M5 (см. рис. 3). Состав $\text{Ca}_{9.5}\text{Cu}(\text{PO}_4)_7$ характеризуется полным заполнением позиции M5 атомами Cu (см. рис. 3).

В работе были получены однофазные образцы серии $\text{Ca}_{10.5-x}\text{Cu}_x(\text{PO}_4)_7$. Было установлено, что влияние ионов меди на антибактериальные свойства имеет концентрационную зависимость. В однофазной области не был выявлен цитотоксический эффект.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ (проект 19-77-10013-П).

ЛИТЕРАТУРА

- Belik A.A., Yanov O.V., Lazoryak B.I. (2001) Synthesis and crystal structure of $\text{Ca}_9\text{Cu}_{1.5}(\text{PO}_4)_7$ and reinvestigation of $\text{Ca}_{9.5}\text{Cu}(\text{PO}_4)_7$, *Materials Research Bulletin*, 36(10), 1863-1871.
- Britvin S.N. et al. (1991) Strontiowhitlockite, $\text{Sr}_7\text{Mg}(\text{PO}_3\text{OH})(\text{PO}_4)_6$, a new mineral from the Kovdor deposit, Kola Peninsula. *The Canadian Mineralogist*, 29, 87-93.
- Britvin S.N. et al. (2021) Keplerite, $\text{Ca}_9(\text{Ca}_{0.5}\square_{0.5})\text{Mg}(\text{PO}_4)_7$, a new meteoritic and terrestrial phosphate isomorphous with merrillite, $\text{Ca}_9\text{NaMg}(\text{PO}_4)_7$. *American Mineralogist*, 106(12), 1917-1927.
- Deyneko D.V. et al. (2016) Structural changes in $\text{Sr}_9\text{In}(\text{PO}_4)_7$ during antiferroelectric phase transition. *Inorganic Materials*, 52(2), 176-185.
- Deyneko D.V. et al. (2020) Symmetry Inhomogeneity of $\text{Ca}_{9-x}\text{Zn}_x\text{Eu}(\text{PO}_4)_7$ Phosphor Determined by Second-Harmonic Generation and Dielectric and Photoluminescence Spectroscopy. *Crystal Growth & Design*, acs.cgd.0c00637.
- Dickens B., Schroeder L.W., Brown W.E. (1974) Crystallographic studies of the role of Mg as a stabilizing impurity in $\beta\text{-Ca}_3(\text{PO}_4)_2$. The crystal structure of pure $\beta\text{-Ca}_3(\text{PO}_4)_2$. *Journal of Solid State Chemistry*, 10(3), 232-248.
- Goldschmidt V.M. (1926) Die Gesetze der Krystallochemie. *Die Naturwissenschaften*, 14(21), 477-485.
- Gomes S. et al. (2018) Cu-doping of calcium phosphate bioceramics: From mechanism to the control of cytotoxicity. *Acta Biomaterialia*, 65, 462-474.
- Jacobs A. et al. (2021) Copper-Doped Biphasic Calcium Phosphate Powders: Dopant Release, Cytotoxicity and Antibacterial Properties. *Materials*, 14(9), 2393.
- Jacquart S. et al. (2022) Injectable bone cement containing carboxymethyl cellulose microparticles as a silver delivery system able to reduce implant-associated infection risk. *Acta Biomaterialia*, 145, 342-357.
- Kazakova G. et al. (2021) Resorbable Mg^{2+} -Containing Phosphates for Bone Tissue Repair. *Materials*, 14(17), 4857.
- Miyawaki R. et al. (2022) IMA Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC) – Newsletter 66. *European Journal of Mineralogy*, 34(2), 253-257.
- Roy M., Bose S. (2012) Osteoclastogenesis and osteoclastic resorption of tricalcium phosphate: Effect of strontium and magnesium doping. *Journal of Biomedical Materials Research Part A*.
- Spaeth K., Goetz-Neunhoffer F., Hurler K. (2020) Cu²⁺ doped β -tricalcium phosphate: Solid solution limit and crystallographic characterization by rietveld refinement. *Journal of Solid State Chemistry*. Elsevier Ltd, 285, 121225.
- Yashima M. et al. (2003) Crystal structure analysis of β -tricalcium phosphate $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ by neutron powder diffraction. *Journal of Solid State Chemistry*, 175(2), 272-277.
- Zhang J. et al. (2019) Concentration-dependent osteogenic and angiogenic biological performances of calcium phosphate cement modified with copper ions. *Materials Science and Engineering: C*, 99, 1199-1212.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОТЛОЖЕНИЙ ФРАНСКОГО ЯРУСА ВЕРХНЕВОЗЕЙСКОГО И ВОЗЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Дементьева К.В.

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми

В работе приводится характеристика акцессорных минералов отложений Верхневозейского и Возейского месторождений, обнаруженных в результате изучения практически непрерывного разреза отложений франского яруса в составе нерасчлененных тиманского и саргаевского горизонтов, доманикового, ветласянского, сирачойского, нерасчлененных евлановского и ливенского горизонтов. Месторождения входят в состав Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. В тектоническом отношении Верхневозейское месторождение приурочено к Хорейверской впадине, а Возейское – к Колвинскому мегавалу.

Изучение минерального состава и структуры порово-пустотного пространства пород в объеме 252 образцов проводилось с применением электронного микроскопа ThermoScientific Quattro S и системой для микроанализа компании EDAX Octane Elite. Анализы проводились при увеличениях 1000–10 000х, максимальное 50 000х.

Результаты электронно-микроскопических исследований показали, что изученные отложения состоят преимущественно из кальцита, кварца и глинистых минералов. В породах преобладают массивные и микрослоистые текстуры. Среди структур пелитоморфная и микрозернистая, часто с биокластами. Отложения характеризуются разнообразными акцессорными минералами. Отмечается значительное количество сульфидов (пирит, сфалерит, халькопирит), оксидов (циркон, хромит), силикатов (турмалин), фосфатов (апатит, стронциевый апатит, монацит) и сульфатов (стронциевый барит, целестин, фонтарнаут), встречены единичные включения интерметаллидов (хромферид).

Сульфиды. Обнаружены многочисленные находки пирита разнообразной морфологии (фрамбоиды, отдельные кристаллы, высыпки, прослои, псевдоморфозы по органическим остаткам и др.). Помимо пирита, в глинисто-карбонатно-кремнистых породах сирачойского, ветласянского и доманикового горизонтов установлены включения сфалерита, выполняющего внутриформенное пространство тентакулитовых трубок (рис. 1а). В некоторых случаях, совместно со сфалеритом присутствует халькопирит в качестве включений в матриксе. В сфалерите отмечается примесь Fe (1.2–2.1 мас. %). Наиболее вероятным путем образования сульфидов в составе обогащенных ОВ пород является восстановление серы и высвобождение биофильных металлов при разложении органики.

Оксиды. Цирконы представлены в виде полуокатанных и угловатых зерен, чаще в виде разрозненных обломков. Встречены хорошо оформленные длиннопризматические и округлые хорошо окатанные зерна (рис. 1в). Поверхности цирконов с механическими повреждениями, часто трещиноватые. Хорошая окатанность зерен цирконов может свидетельствовать об их аллотигенной природе, а многочисленные признаки поверхностных деформаций об интенсивности переноса. Хромит встречается в виде угловатых зерен, часто в виде разрозненных обломков, с микротрещинами и деформациями на поверхностях, реже в виде октаэдрических кристаллов (рис. 1д). В одном анализе встречена примесь титана.

Интерметаллиды. Хромферид встречается в виде примазок и пластинчатых агрегатов (рис. 1г). Найденный минерал является природным интерметаллидом, его находки связаны с золото-кварцевыми рудами [Новгородова и др., 1986].

Силикаты. Турмалин (шерл) – найден в виде столбчатых призм, по граням которых различимы штрихи, изредка встречены с поверхностными деформациями (рис. 1е). В качестве примесей во всех встреченных шерлах установлен магний, в единичном случае калий.

Фосфаты. В отложениях встречены многочисленные включения апатита в виде разных по форме обломков. Чаще всего апатит является скелетообразующим минералом встреченных органических остатков и намного реже встречается в виде отдельных кристаллов. Стронциевый апатит установлен в виде таблитчатых зерен и их обломков, реже, в виде призматических хорошо окатанных кристаллов (рис. 1ж). Нахождение стронциевого апатита в соседстве с фрагментами биокластов фосфатного состава на-

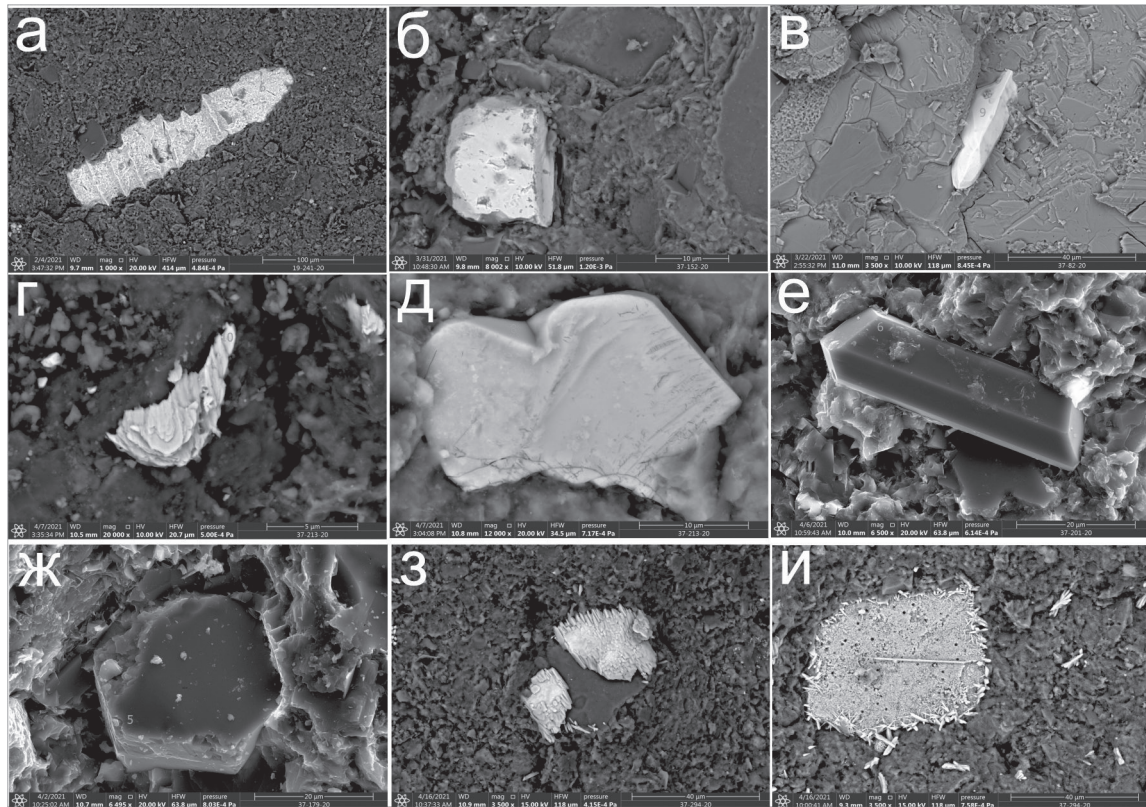


Рис. 1. СЭМ-изображения аксессуарных минералов отложений франского яруса Верхневозейского и Возейского месторождений.

а – сфалерит, выполняющий внутриформенное пространство тентакулитовой трубки, б – зерно монацита, в – циркон, г – хромферид, д – хромит, е – турмалин (шерл), ж – стронциевый апатит, з – стронциевый барит, и – целестин

водит на мысль о его биогенном происхождении. Вероятнее всего, найденный стронций-содержащий апатит являлся составляющей зубов и костей животных.

Монациты встречены в ветласянских отложениях Возейского месторождения в виде овально-округлых и угловатых зерен, размером около 10 мкм, на поверхности которых наблюдаются типичные признаки переноса в водном потоке в виде вмятин и штрихов (рис. 1б). Монацит представлен преимущественно неодим-лантан-цериевой разновидностью (рис. 2), в единичных случаях с примесью тория и иттрия. Широкое распространение монацита было установлено в девонских корах выветривания Тимана [Осовецкий, Меньшикова, 2011]. Первоисточником редкоземельных элементов в них считаются породы рифейского фундамента. Монацит, по всей видимости высвобождался при выветривании материнских пород и переносился в ближайший осадочный бассейн [Юшкин, Котов, 2011].

Сульфаты. Многочисленные включения стронциевого барита найдены в виде обломков зерен и, в некоторых случаях, наростов на реликтах органических остатков (рис. 1з). Стронциевый барит в виде наростов на раковинах, предположительно, связан с природным растворением целестина радиолярий-акантарий. Такое растворение может приводить к локальному пересыщению морской воды $BaSO_4$ и к формированию микрочастиц барита, затем зароняемых в пелагических осадках [Юдович, Кетрис, 2015]. Редкие включения целестина в виде игольчатых агрегатов встречены в парагенезе со стронциевым баритом (рис. 1и).

В мергелях сирачойского горизонта Верхневозейского месторождения были обнаружены игольчатые и призматические кристаллы сульфатов Ca, K, Sr и Na. Изучение химического состава, морфологии и сопоставление с опубликованными литературными данными позволило предположить, что найденный минерал возможно диагностировать как относительно недавно описанный сульфатно-боратный минерал – **фонтарнаунит** $(Na,K)_2(Sr,Ca)(SO_4)[B_5O_8(OH)](H_2O)_2$. Впервые он был обнаружен в 2009 году в образцах керна скважин, пробуренных в окрестностях деревни Доганлар (Западная Анатолия, Турция). Его находки приурочены к отложениям закрытых озерных эвапоритовых бассейнов,

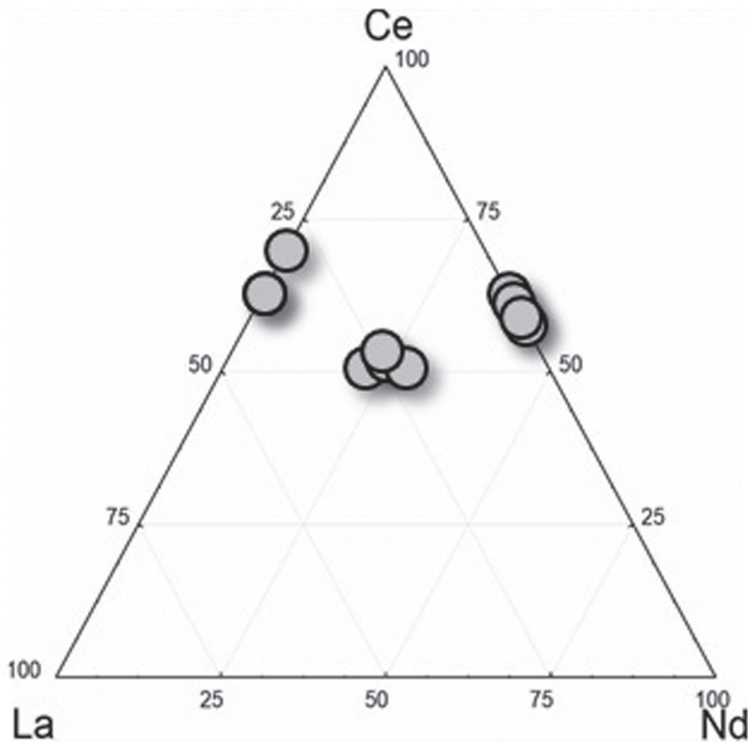


Рис. 2. Тройная диаграмма La–Ce–Nd для монацита из ветласянских отложений Возейского месторождения

сформировавшихся в периоды высокой вулканической и гидротермальной активности [Bernstein, Byrne, 2004; Garcia-Veigas et al., 2010]. Фонтарнаут в изученных отложениях обнаружен в виде отдельных призматических кристаллов и скопления кристаллов (рис. 3а–г). Размер всех встреченных кристаллов не превышает 20 мкм. Минерал встречен в пиритизированной органической оболочке, являющейся, предположительно, цистой зеленых водорослей (см. рис. 3г)

Изучение химического состава фонтарнаута (табл. 1) показало сильное различие с теоретическим составом. Вероятными причинами такого

различия являются ограничения микронзондового метода, не позволяющего определять легкие элементы, с атомным номером меньше 5 (бор), а также неровная поверхность, изучаемого образца, приводящего к нетипичному рассеиванию рентгеновских лучей.

Относительно происхождения фонтарнаута в доманиковом бассейне нельзя сделать однозначных выводов. Необходимо изучение большего количества находок для качественного подхода при изучении его диагностических и типоморфных особенностей. Несмотря на это, столь редкая находка может служить косвенным подтверждением теории о том, что в доманиковом бассейне существовал подводный вулканизм, обеспечивающий привнос в бассейн весьма высоких концентраций SiO_2 [Максимова, 1970]. Попавшие в бассейн седиментации продукты вулканизма могли при взаимодействии с остаточными пластовыми растворами на стадии диагенеза образовывать минеральные включения.

Таким образом, в результате исследований установлено значительное разнообразие акцессорных минералов. По способу образования встреченные минералы можно разделить на группы: аутигенные (в том числе биофильные) – пирит, сфалерит, халькопирит, сфалерит, фонтарнаут, стронциевый апатит, барит, целестин; и аллотигенные – монацит, циркон, хромферид, хромит и шерл. За исключением единичных зерен цирконов и апатитов, встреченных в сирачойских отложениях описанный комплекс акцессорных минералов приурочен к ветласянскому горизонту. Это подтверждает данные о том, что данное время отвечает регрессивной стадии развития доманикового бассейна, способствовавшее интенсивной дезинтеграции береговых склонов, при-

Рис. 3. СЭМ-изображения призматических кристаллов фонтарнаута, приуроченных к пиритизированной органической оболочке.

а – ув. 6 500х, режим SE, б – ув. 15 000х, режим SE, в – ув. 50 000х, режим SE, г – 4–6 точки анализов, ув. 2000х, режим SE

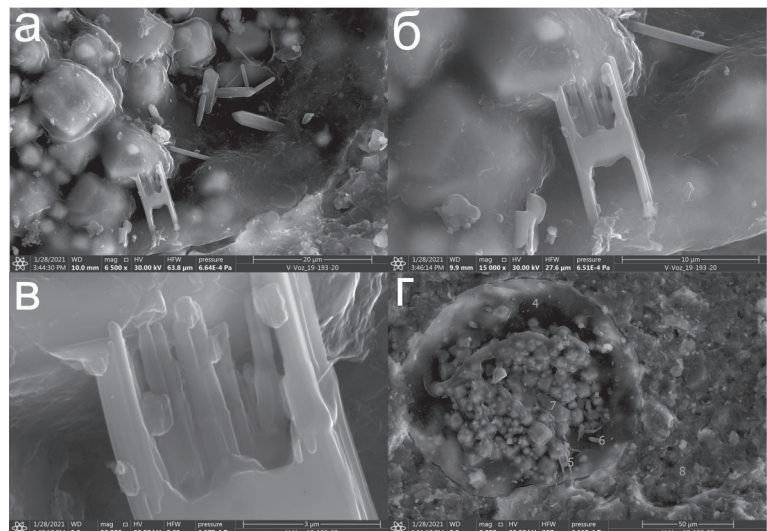


Таблица 1. Химический состав фонтарнауита из сирачойских отложений Верхневозейского месторождения

Анализ	H ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	K ₂ O	CaO	SrO	B ₂ O ₃	Сумма
2	–	4.45	48.44	2.77	31.76	3.43	–	90.85
3	–	4.45	44.69	2.41	29.52	3.90	–	84.97
4	–	5.26	43.94	2.89	26.86	3.78	–	82.74
5	–	3.10	50.43	24.69	23.93	1.89	–	104.05
6	–	4.99	48.44	3.37	32.32	3.43	–	92.55

Теоретический состав: Na₂O – 13.14, SrO – 22.30, SO₃ – 17.23, B₂O₃ – 37.45, H₂O – 9.69 total 100 wt %.

водившее к повышенному поступлению терригенного материала и формированию ветласянских толщ заполнения, которые имели наибольшую приуроченность к юго-западной части Ижма-Печорской впадины и центральной части Колвинского мегавала [Пармузина, 2007]. Аллотигенный характер встреченного комплекса минералов подтверждают полученные результаты исследования их состава, морфологии и специфичных повреждений поверхности. Выявленные данные по исследованию комплекса аксессуарных минералов могут использоваться при реконструкции условий седиментогенеза, объяснять механизмы постседиментационных процессов и указывать на индикаторную роль минералов в осадочных бассейнах.

ЛИТЕРАТУРА

- Максимова С.В. (1970) Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 82 с.
- Новгородова М.И., Горшков А.И., Трубкин Н.В., Цепин А.И., Дмитриева М.Т. (1986) Новые природные интерметаллические соединения железа и хрома хромферид и ферхромид. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. СХV, вып. 3, 355-360.
- Осовецкий Б.М., Меньшикова И.А. (2011) Куларит Вятско-Камской впадины. Пермь: Вестник Пермского университета, 4(13), 8-20.
- Пармузина Л.В. (2007) Верхнедевонский комплекс Тимано-Печорской провинции (строение, условия образования, закономерности размещения коллекторов и нефтегазоносность). СПб.: Недра, 151 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2015) Минеральные индикаторы литогенеза. Москва-Берлин: DirectMEDIA, 562 с.
- Юшкин Н.П., Котов А.А. (2011) Черный монацит («куларит») Тимана. Сыктывкар: Минералогия рудоносных территорий европейского северо-востока, 58.
- Bernstein R.E., Byrne R.H. (2004) Acantharions and marine barite. *Mar. Chem.*, 86(1-2), 45-50.
- Garcia-Veigas J., Rosell L., Alcobé X., Subias I., Orti F., Gundogan I., Helvacı C. (2010) Fontarnauite, a new sulphate-borate mineral from the Emet borate District (Turkey). *Macla*, 13, 97-98.

ОЦЕНКА СТАТИСТИЧЕСКОЙ ЗНАЧИМОСТИ ТЕМПЕРАТУР ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ КОЖИМСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Денисова Ю.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, yulden777@yandex.ru

Апатит все чаще используется в качестве геотермометра для различных пород. Применение термометрии насыщения дает возможность определить температуру образования породы, благоприятной для кристаллизации апатита. Методики Е. Ватсона [Harrison, Watson, 1984], Ф. Беа [Bea et al., 1992], М. Пичеванта [Pichavant et al., 1992] позволяют определять нужные данные с учетом насыщения породы алюминием. Однако не всегда полученные температурные диапазоны согласуются между собой.

Цель представленной работы – изучение статистической значимости температур образования гранитов Кожимского массива, рассчитанных разными методами.

Е. Ватсон и Т. Харрисон первыми выявили взаимосвязь, согласно которой необходимая температура может быть определена на основе колебаний содержаний фосфора и кремнезема между апатитом и рассматриваемой породой:

$$\ln D_p = (8400 + 26400 (\text{SiO}_2 - 0.5))/T - 3.1 - 12.4 (\text{SiO}_2 - 0.5), P_2O_5 (\text{HW}) = 42/D_p,$$

где D_p – соотношение концентрации Р в апатите и расплаве, P_2O_5 ; SiO_2 – весовая доля оксида фосфора, кремнезема в расплаве, мас. вес, Т – температура, Кельвин.

Причем, исследователи отмечают, что представленная формула была выведена для метаалюминиевых пород ($A/CNK < 1$).

Позже Ф. Беа и М. Пичевант предложили свои корректировки для исходной формулы для пералюминиевых пород ($A/CNK > 1$):

$$\text{Ф. Беа: } P_2O_5 (\text{Bea}) = P_2O_5 (\text{HW}) * e^{\frac{6429(A/CNK-1)}{T-273.15}},$$

$$\text{М. Пичевант: } P_2O_5 (\text{PV}) = P_2O_5 (\text{HW}) + (A/CNK - 1) * e^{\frac{-5900}{T} - 3.22\text{SiO}_2 + 9.31}.$$

Используя данные силикатного анализа для гранитов Кожимского массива [Денисова, 2019; Denisova, 2020], были рассчитаны температуры по всем трем методикам (табл. 1). Согласно проведенным расчетам, образование гранитов происходило в случае применения формулы: Е. Ватсона при температурах от 770 до 865°C, Ф. Беа при температурах от 722 до 856°C, М. Пичеванта при температурах от 372 до 856°C.

Также были составлены графики распределения температур образования кожимских гранитов (рис. 1). Диаграммы распределения температур по Ватсону (750°C, 900°C) и Беа (700°C, 900°C) подобны. График температур по Пичеванту показывает три температурных режима, °С: (350, 500), (550, 600), (800, 900), что уже вызывает сомнения в значимости полученных результатов, т. к. автором ранее на основе изучения циркона и монацита было доказано, что исследованные граниты являются высокотемпературными образованиями [Денисова, 2020].

Оценим полученные данные с помощью статистических методов [Овчинников, Коган, 1971]. Определим согласованность распределения эмпирических данных с нормальным законом с помощью критерия согласия Пирсона при уровне значимости $\alpha = 0.05$ (табл. 2) [Bea et al., 1992].

Таблица 1. Температуры образования гранита Кожимского массива, °С

Методика расчета	Номер пробы										Среднее
	К-1	К-2	К-3	К-4	К-5	К-6	К-7	К-8	К-9	К-10	
I	784	860	819	818	856	838	782	770	865	828	822
II	722	798	770	764	856	836	768	770	840	826	795
III	372	463	444	434	856	757	499	770	555	760	591

Примечание. Методика: I – Е. Ватсона; II – Ф. Беа; III – М. Пичеванта. Пробы К-5 и К-8 определены как метаалюминиевые, поэтому для этих проб корректировки Беа и Пичеванта не применяются.

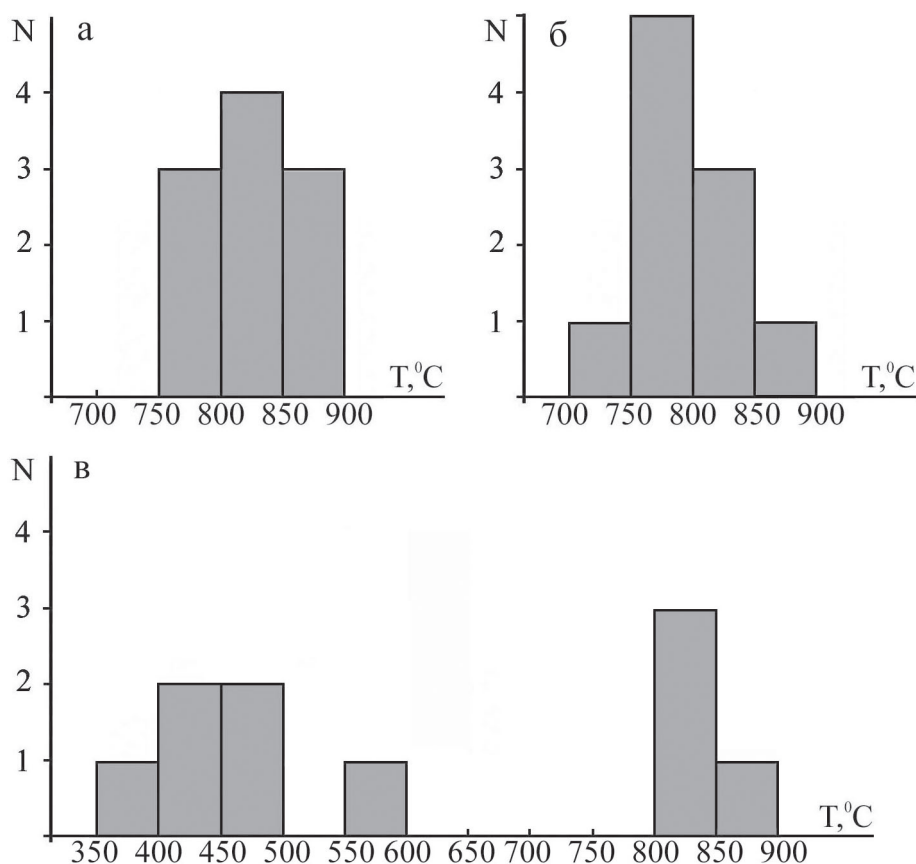


Рис. 1. Температуры насыщения для гранитов Кожимского массива.

а – по Ватсону, б – по Беа, в – по Пичеванту

Таблица 2. Проверка гипотезы о нормальном распределении температур насыщения по апатиту для гранита Кожимского массива

Методика расчета	Критерий согласия Пирсона		
	Количество интервалов	$\chi^2_{\text{расчет}}$	$\chi^2_{\text{крит}}$
I	3	0.82	233.99
II	4	0.4	3.841
III	6	16.84	7.81
IIIч	2	0.05	233.99

Примечание. IIIч – методика М. Пичеванта (частичная). $\chi^2_{\text{расчет}}$ – расчетный критерий Пирсона, $\chi^2_{\text{крит}}$ – табличное значение критерия Пирсона.

Как мы можем видеть, для I и II гистограмм выполняется неравенство $\chi^2_{\text{расчет}} < \chi^2_{\text{крит}}$. Это дает возможность утверждать, показатели, полученные по методике Е. Ватсона и Ф. Беа, распределены по нормальному закону. В случае третьей гистограммы, выполняется неравенство $\chi^2_{\text{расчет}} > \chi^2_{\text{крит}}$. Данные, определенные по методике М. Пичеванта, значительно отличаются от теоретических частот, распределенных по нормальному закону. Предположим, что значимой частью графика III являются только показатели, распределенные в зоне высоких температур, а именно в диапазоне (800°C, 900°C). Проведенные дополнительные расчеты показали, что предположение оказалось верным: температуры рассмотренного интервала имеют нормальное распределение.

Проведем оценку средних температур, полученных по всем трем методикам (по Пичеванту- рассматривается только значимая часть выборки), и определим доверительные интервалы для этих средних значений (табл. 3).

Для уточнения значимости температурных диапазонов по каждой методике расчета используем правило «трех сигм» и его модификации (табл. 4).

Таблица 3. Доверительные интервалы для средних температур насыщения по апатиту для гранита Кожимского массива

Методика расчета	T_{cp} , °C	$t_{крит}^L$	σ	δ	Доверительный интервал, °C
I	822	1.96	40.83	13	809–835
II	795	1.96	42.16	13	782–808
IIIч	786	1.96	21.65	25	761–811

Примечание. $t_{крит}^L$ (при $\gamma = 0.05$) – табличное значение критерия Лапласа, δ – доверительная вероятность, T_{cp} – средняя температура, σ – среднее квадратическое отклонение.

Таблица 4. Расчетные интервалы для средних температур насыщения по апатиту для гранита Кожимского массива при различных уровнях вероятности

Методика расчета	T_{cp} , °C	Начальный интервал	$T_{cp} \pm 3\sigma$ ($\gamma_1 = 99.72\%$)	$T_{cp} \pm 2\sigma$ ($\gamma_2 = 95.44\%$)	$T_{cp} \pm \sigma$ ($\gamma_2 = 68.26\%$)
I	822	770–865	700–945	740–904	781–863
II	795	722–856	668–921	710–879	752–837
IIIч	786	757–856	721–851	742–829	764–808

Как мы видим, начальные диапазоны температур насыщения по Ватсону и Беа определены очень точно. Уже при $\gamma_2 = 95.44\%$ все расчетные показатели попадают в заданный доверительный интервал. Температуры же по Пичеванту, даже при потере 60% полученных в ходе расчета данных, не смогли полностью попасть в доверительный диапазон, определенный при $\gamma_1 = 99.72\%$.

Статистическое изучение полученных по трем методикам температур насыщения показало, что корректировка М. Пичеванта, в отличие от основной формулы Е. Ватсона и дополнения Ф. Беа, не является приемлемой в случае гранитов. Полученный температурный диапазон стал пригоден для анализа только после значительной корректировки, повлекшую за собой большую потерю исходных данных, что не является допустимым.

Исследования проведены в рамках НИР ИГ Коми НЦ УрО РАН № 1021062211107-6-1.5.6; FUUU-2022-0085.

ЛИТЕРАТУРА

- Денисова Ю.В. (2019) Термометрия насыщения циркона, апатита, монацита (Кожимский массив, Приполярный Урал). Известия Коми научного центра УрО РАН, 3(39). Сыктывкар, 25-30. <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2019-3-47-52>
- Денисова Ю.В. (2020) Акцессорные геотермометры гранитов. Тенденции развития науки и образования. № 61. Ч. 2. Самара, 12-15. <https://doi.org/10.18411/lj-05-2020-22>
- Овчинников Л.Н., Коган Р.Н. (1971) О применении методов математической статистики в абсолютной геохронологии. Статистические методы геологических исследований. Вып. 2. 90 с.
- Bea F., Fershtater G.B., Corretgé L.G. (1992) The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effects of aluminium. Lithos, 48, 43-56.
- Denisova Y. (2020) Apatite saturation thermometry of the Kozhim granite massif (the Subpolar Urals). Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham, 53-58. https://doi.org/10.1007/978-3-030-49468-1_7
- Harrison T.M., Watson E.B. (1984) The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 1467-1477.
- Pichavant M., Montel J.M., Richard L.R. (1992) Apatite solubility in peraluminous liquids: experimental data and extension of the Harrison-Watson model. Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 3855-3861.

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НИОБИЙ-ТАНТАЛОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ УЗБЕКИСТАНА

Ежков Ю.Б., Марипова С.Т., Хайдарова А.Б., Журабеков Н.Ж.

*Государственное учреждение «Институт минеральных ресурсов», Ташкент, Узбекистан,
navruzbek.jurabekov@bk.ru*

Развитие зеленой экономики и наступающая новая эра технологических инноваций обусловили огромную потребность в новых материалах и как сырье для них – исключительный интерес к редкоземельным элементам, в том числе, к ниобатам и танталатам [Никулин, 2014].

В мире месторождения ниобий–танталовых руд образовались в широком диапазоне геологического времени – от архея до кайнозоя [Никишина и др., 2013].

Большинство типов месторождений ниобия и тантала характеризуется высокой комплексностью и содержит минералы фосфора, циркония, редких земель, скандия, стронция, бария, железа, титана, тория (месторождения щелочного ряда) или бериллия, рубидия, цезия, олова (граниты и пегматиты) [Zednicek, 2021].

Месторождения, связанные с массивами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов являются одним из основных источников ниобия в мире.

Представителями этих месторождений являются месторождения Белозиминское (Россия) и Сент-Оноре (Канада).

В Узбекистане выявленные проявления ниобий-танталовой минерализации контролируются полями развития гранитоидных пегматитов и апогранитами. Промышленные концентрации тантало-ниобатов подсчитаны в Узбекистане в Лолабулакском пегматитовом поле (Юго-Западный Тянь-Шань) на месторождении Мангит.

Известны рудороявления в Чаткальских горах Срединного Тянь-Шаня, Зирабулакских, Зарафшанских, Каратюбинских горах, и западных окончаниях Гиссарского и Туркестанского хребтов, Южного и Юго-Западного Тянь-Шаня. Обнаружены проявления ниобия и тантала в горах Султанувайс и горных возвышенностях Центральных Кызылкумов. Здесь месторождения ниобия, тантала формировались на заключительных стадиях геологического развития циклов Вилсона в связи с процессами гранитоидного магматизма – на этапе позднеколлизионного развития территории (P_1) в условиях активного внутрикорового магмообразования при участии глубинных структур, поставляющих флюидную и частично энергетическую составляющие.

Изучением проявлений тантало-ниобатовой минерализации в Узбекистане в разные годы занимались Х.М. Абдуллаев, А.В. Авдеев, К.Л. Бабаев, Х.Н. Баймухамедов, Л.А. Быков, Н.К. Джамалетдинов, Ю.Б. Ежков, И.П. Заревич, А.Р. Захидов, С.И. Ибадуллаев, М.И. Исмаилов, К.Г. Исхаков, Е.М. Кадысев, Г.Н. Коробейников, С.Г. Любецкая, Т.М. Мацокина, У.Д. Мамарозиков, А.Н. Нематов, Р.И. Павлов, В.К. Панасюченко, М.М. Посохова, Б.С. Ражабов, П.И. Салов, С.М.чХаликов, И.Х. Хамрабаев, В.Б. Шувалов и др. В результате были установлены закономерности их размещения, вещественный состав, генезис, возможности извлечения полезных компонентов; определены перспективы объектов и районов, намечены направления дальнейших работ [Голованов и др., 2001].

В последние годы Ю.Б. Ежковым, А.А. Халиловым, И.Б. Турамуратовым и др. получены новые данные по геологии редкоземельных металлов в комплексных месторождениях.

К числу наиболее значимых отнесены проявления редкометальных пегматитов, альбитизированных и грейзенезированных гранитов (апогранитов) Лолабулак-Кетменчинской и Баркрак-Ойгаингского рудных зон.

Лолабулак-Кетменчинская зона, объединяющая Кетменчинское, Тымское и Лолабулакское пегматитовые поля, является типичным представителем проявления редкометальной и редкоземельной минерализации Южного и Западного Узбекистана.

Оруденение связано с пегматитами метасоматического происхождения, размещающимися в приконтактных зонах гранитоидных массивов (C_3-P_1). Редкометальные пегматиты тяготеют к наибо-

лее поздним производным гранитоидов, которые сопровождаются интенсивным проявлением альбитизации и грейзенизации.

Пегматиты отмечаются также в экзоконтактовой зоне интрузивов, в песчано-сланцевой и известняковой толщах (S_2).

Гранитоиды пегматитовых полей отчетливо специализированы на ниобий и тантал (от 1–2 до 4 кларков), а в метасоматически измененных породах концентрация их повышается до 10 кларков.

Повышение уровня концентрации элементов в последовательных фазах гранитоидов в конечном счете приводит к выделению собственной минерализации в виде колумбит-танталита [Ежков и др., 2007]. Меньшая часть тантала и ниобия рассеивается в мусковите, альбите, касситерите и др. минералах. В минерализованных участках колумбит-танталит ассоциирует со сподуменом, касситеритом, литиевым мусковитом. Пегматиты сопровождаются зонами метасоматически измененных пород мощностью до 5–6 м. Наиболее высокие содержания ниобия и тантала установлены в микроклин-альбитовой ($Nb - 130, Ta - 180$ г/т), а также альбитовой, альбитизированной и аплитовой зонах.

Наукинское редкометальное месторождение Узбекистана связано с пегматитовым полем. Оно охватывает площадь около 12 км² и локализовано в мраморизованных известняках, на которых залегают метаморфические сланцы (S_2). Изверженные породы представлены небольшими жильными телами кварцевых порфиров, диабазов и пегматитов ($P_1?$). Оруденение связано с секущими жильными телами литиево-бериллиевых пегматитов в сланцах. Они, как правило, не удаляются от контакта с известняками более чем на 50–250 м. Минерализованные зоны вытянуты в субмеридиональном направлении и прослежены на десятки метров. Пегматитовые (рудные) тела имеют протяженность от 17 до 210 м при мощности от нескольких сантиметров до 2.5 м. Содержание окиси лития в них составляет от 0 до 0.6%, олова – 0–0.059%, $Nb_2O_5 - 0-0.27%$, $Ta_2O_5 - 0.02%$. В некоторых жилах содержание бериллия достигает 1.02%. На месторождении в 1956 г. (Корнеев и др.) подсчитаны запасы бериллия при содержаниях 0.64–1.02%, пятиокси тантала – 0.002–0.01%, пятиокси ниобия – 0.005–0.01% и олова – 0.04–0.06%.

В результате поисково-ревизионных работ в 9 км восточнее Лолабулакского пегматитового поля было открыто редкометальное рудопроявление Баянкара, почти полностью скрытое под наносами мощностью до 140 м (В.К. Панасюченко, Б.С. Ражабов, О.А. Никитина, 1999). Оруденение приурочено к крутопадающим гребно- и стволонидным жильным телам и прожилкам лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, пегматитов, аплитов, преобразованных в альбититы и мусковит-кварц-альбитовые метасоматиты, кварцевые, мусковитовые и мусковит-кварцевые грейзены. В них развиты жилы и прожилки дымчатого кварца, также несущие редкометальное оруденение, мощностью от первых метров до миллиметров, образующие надкупольный жильно-прожилковый рудоносный штокверк. Вмещающей средой является толща аповулканогенных серицитовых, хлоритовых, амфиболовых сланцев и роговиков S_{1-2} . Оруденение редкометальное – тантал, ниобий, рубидий, бериллий. Содержание (г/т): тантал – до 240, ниобий – до 160, бериллий – до 850, рубидий – до 880.

В Чаткальских горах районе наибольший интерес на ниобий и тантал представляют грейзенизированные лейкократовые биотитовые граниты с телами аплитов, пегматитов и лампрофиров. Метасоматические изменения, сопровождающие оруденение, интенсивнее всего проявились в восточной экзоконтактовой части массива и Баркракском апикальном выступе. Ниобий-танталовая минерализация (поликраз-иттротанталит с рутилом) отмечена в апогранитах, пегматитах и грейзенах (Келенчек). Максимальные ее концентрации приурочены к альбититам [Ежков и др., 2007].

Геохимические исследования позволили выделить в пределах участков развития апогранитов геохимические ореолы ниобия и тантала, сопоставимые по концентрации с промышленными содержаниями рудных тел. Ореолы ниобия и тантала концентрируются в ближайших экзо- и эндоконтактах апогранитных тел. Содержание (%): $Nb - 0.05-0.1$, $Ta - 0.005-0.05$, $TR - 0.01-0.2$.

Изучение закономерностей формирования и размещения ниобий-танталовых руд позволили выявить следующие их поисковые предпосылки:

- многофазные гранитоидные интрузивы (лейкограниты, аплиты, пегматиты) с наличием процессов микроклинизации, мусковитизации, альбитизации и грейзенизации;
- наличие алюмосиликатной вмещающей флишоидной толщи;
- геохимическая специализация гранитоидных массивов на редкие щелочи и редкие элементы;
- обогащенность вмещающих пород редкими элементами;

- наличие в поздних гранитах акцессорных касситерита, колумбит-танталита и берилла (или фенакита);
- повышенные содержания этих элементов в позднем постмагматическом акцессорном сфене и рутиле;
- на наличие оруденения указывает обогащенность на Ba, Sr, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Nb, Ta и F мусковитов в апогранитах и пегматитах.

ЛИТЕРАТУРА

- Голованов И.М. и др. (2001) Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 611 с.
- Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Новикова И.В. (2011) Иттрий и редкоземельные элементы (Геолого-экономический обзор зарубежных публикаций). Т.: ГП «НИИМР», 91 с.
- Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р. (2007) Лантаноиды, иттрий, тантал и ниобий в апогранитных интрузиях северной части Чаткальского региона. Ташкент: Гр. науч.-практ. конф., 251-255.
- Никишина Е.Е., Дробот Д.В., Лебедев Е.Н. (2013) Ниобий и тантал: состояние мирового рынка, области применения, сырьевые источники. Известия вузов. Цветная металлургия, (5), 28-34.
- Никулин А.А. (2014) Металлы для высоких технологий: тенденции мирового рынка редкоземельных элементов. Проблемы национальной стратегии, (1), 134-152.
- Zednicek T. Trends in tantalum and niobium capacitors. URL: <http://www.avx.com/tantalum/data/tech/trendstanbo.pdf>

ВОДОРΟΣЛЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕГО ОРДОВИКА ПРИТЕЛЕЦКОГО АЛТАЯ

Закирьянов И.Г.^{1,2}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

В 2018 г. в Прителецкой части Алтая был описан разрез «Верхний Турочак», выходы которого находятся в правом борту нижнего течения одноимённого ручья, являющегося правым притоком р. Иогач.

Материалом для настоящей работы послужила коллекция Н.В. Сенникова. На одном из уровней вышеуказанного разреза наблюдаются многочисленные крупные (диаметром до 3 см), субизометричные, округлые, а также слоистые биогенные образования, первоначально определённые как онколиты (рис. 1). С целью определения природы формирования и состава этих аллохем были изготовлены шлифы.

Оптико-петрографические исследования позволили обнаружить красные водоросли, составляющих ~50–60% на фоне других органических остатков (рис. 2). Эти простейшие растения участвовали в формировании онколитоподобных образований.

Красные водоросли относятся к роду *Solenopora* Dybowski, 1878 (распространены с кембрийской по неогеновую системы), встречаются как в виде правильной и субизометричной формы остатков талломов, образованных плотно прилегающими друг к другу нитями, так и в виде ламинарных структур (часто переходящих из одной в другую). Редко наблюдаются желвакообразные формы. Из-за отсутствия спорангиев и чётких продольных сечений определение вида затруднено. Гипоталлий не наблюдается. Клетки периталлия цилиндрической до параллелепипедальной формы, ширина варьирует в пределах 23–45 микрон, толщина стенок не превышает 3 микрон. От похожего рода *Parachaetetes* Deninger, 1906 (ордовик-мел) отличаются расположением перегородок на разных уровнях, имея строевые слоевища типа литоамния.

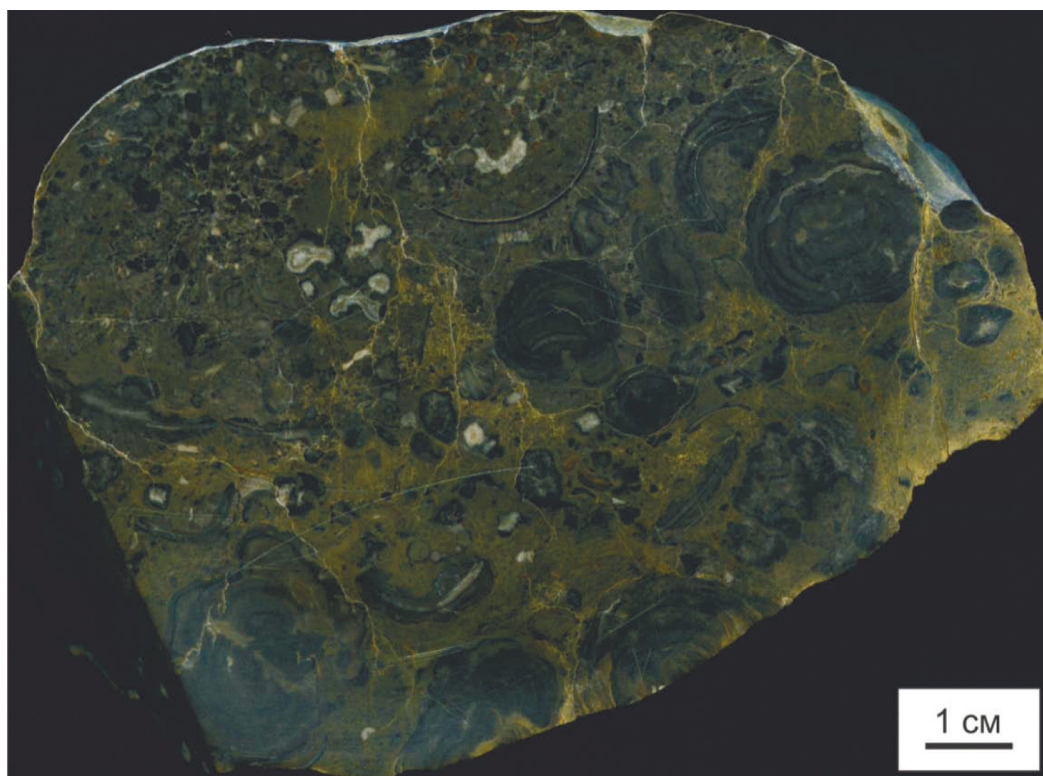


Рис. 1. Пришлифованная поверхность образца с крупными онколитами-родоидами

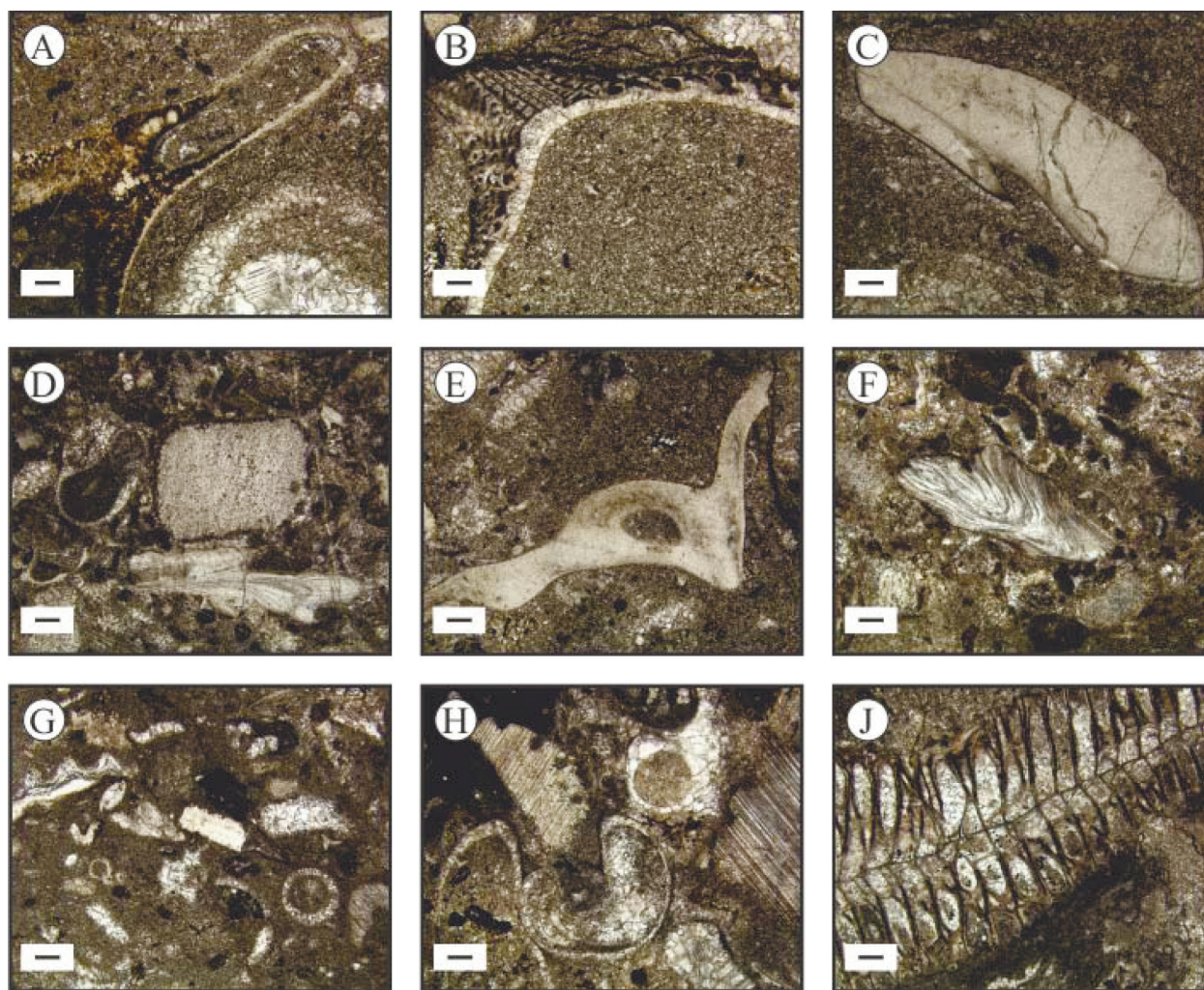


Рис. 2. Биокласты, наблюдаемые в шлифах.

A-F – фрагменты раковин (брахиопод или остракод); G, H – членики криноидей, раковины остракод и проблематика (округлые тела); J – проблематика (фрагмент мшанки?). Масштабная линейка – 0.2 мм.

Таким образом, установлено наличие красных водорослей рода *Solenopora* Dybowski, 1878 в составе верхнеордовикских пород. При относительно активной гидродинамике они могли образовывать крупные онколитоподобные образования.

Работа выполнена в рамках госзадания РАН (проекты СО РАН FWZZ-2022-0003 и FWZZ-2022-0007, проект ИГГ УрО РАН АААА-А18-118053090044-1).

ЛИТЕРАТУРА

- Dybowski W. (1877) Die Chaetetiden der Ostbaltischen Silur-Formation. Verh. Russ. Keis. Miner. Ges. St.Petersb., 2(14), 1-134.
- Deninger K. (1906) Einige neue Tabulaten und Hydrozoen aus mesozoischen Ablagerungen. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart, Band I, 61-70 (Pls. V-VII).

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ В ЖЕЛЕЗНЯКАХ МОРСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА НА ПРИМЕРЕ БАКЧАРСКОГО (РОССИЯ) И ЛИСАКОВСКОГО (КАЗАХСТАН) МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Калинина Н.А., Рудмин М.А.

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск,
kalininatalia58@gmail.com, rudminma@gmail.com*

Ооидовые железняки – это хомогенные осадочные горные породы, содержащие более 15% валового железа или более 5% железистых ооидов, которые, в случае накопления крупных залежей, представляют собой месторождения ооидовых (или оолитовых) железных руд. В зависимости от условий седиментации залежи подразделяются на два подтипа: морские и континентальные [Petranek et al., 1997].

Ооидовые железняки состоят из аутигенных компонентов, которые подразделяются на форменные элементы, включая микроооиды, и цемент, и аллотигенные компоненты. Основные оксиды железняков представлены FeO, Fe₂O₃, SiO₂, Al₂O₃, P₂O₅, MnO. Железо концентрируется в основных *in situ* минералах, представленных оксидами (гетит), гидроксидами (лепидокрокит, гидрогетит), силикатами (шамозит, бертьерин, глауконит) и карбонатами (сидерит) железа. Помимо основных оксидов, в железняках Лисаковского и Бакчарского месторождений отмечаются повышенные содержания редкоземельных элементов [Rudmin et al., 2020a]. Целью данной работы является сравнительный анализ минеральных форм РЗЭ в ооидовых железняках различного генезиса для оценки их перспективности на получение редких металлов [Dutrizac, 2018]. В качестве объектов рассмотрены месторождения ооидовых железняков, сформированные в континентальных (Лисаковское месторождение) и морских (Бакчарское месторождение) обстановках.

Лисаковское месторождение расположено в пределах Тургайского прогиба и приурочено к кутанбулакской свите среднего олигоцена [Формозова, 1973], представленной аллювиальными, преимущественно песчаными отложениями с ооидами гидрогетита, выполняющими древние речные долины. Верхнемеловое-нижнепалеогеновое Бакчарское месторождение расположено в Западной Сибири, в пределах слабо проявленного тектонического поднятия [Белоус и др., 1964]. Железосодержащие осадочные толщи в пределах Западно-Сибирского бассейна прослежены в виде полосы шириной около 150 км и протяженностью около 2000 км [Rudmin et al., 2020b]. Для изучения минералов РЗЭ в ооидовых железняках использовались следующие аналитические методы: петрографический анализ, сканирующая электронная микроскопия (СЭМ), просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ), и масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) и масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС).

Среди ооидовых железняков Бакчарского и Лисаковского месторождений обнаружены как терригенные, так и аутигенные РЗЭ-содержащие минералы. Среди терригенных минералов РЗЭ преобладает монацит, вторичное значение имеет ксенотим. Аутигенные минералы представлены фосфатом легких РЗЭ (ЛРЗЭ; рис. 1а–д) и оксидом Се (рис. 1е). ЛРЗЭ-фосфаты характеризуются разнообразной формой и размерами зерен. Минерал входит в состав железистых сфероидов в виде включений и агрегатов, местами образуя отдельные концентрические зоны (см. рис. 1а). Их отдельные кристаллы встречаются редко. Фосфат встречается в основном в виде ксеноморфных частиц (см. рис. 1в), реже образует призматические кристаллы (см. рис. 1б, в). В рудах Бакчарского месторождения обнаружены микросферулы фосфата легких редкоземельных элементов с концентрически-зональным внутренним строением (см. рис. 1д). Состав фосфата легких редкоземельных элементов характеризуется выдержанным трендом $Se > La \geq Nd$. В результате детальных и комплексных минералогеохимических исследований установлено, что фосфат легких редкоземельных элементов является основной минеральной формой вредной примеси фосфора в ооидовых железных рудах.

Руды Бакчарского месторождения отличаются наличием церита (см. рис. 1е). Можно предположить, что обогащение церием Бакчарских железняков является результатом более высокой степе-

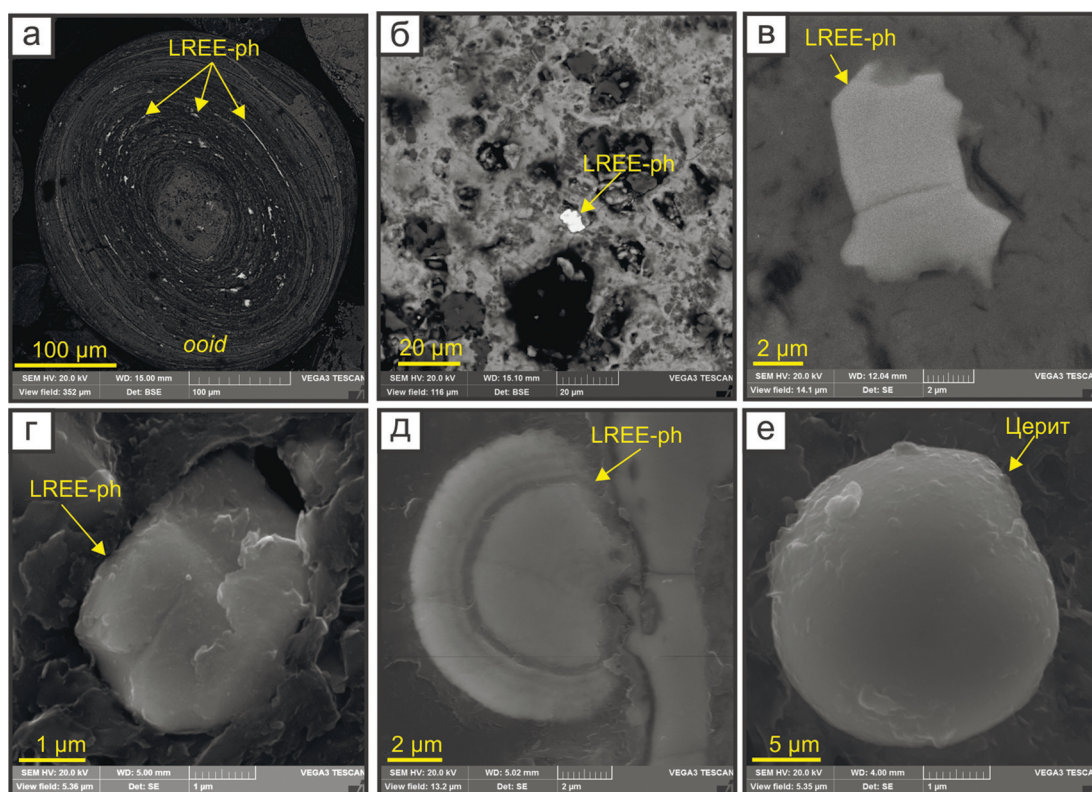


Рис. 1. СЭМ-снимки РЗЭ-фосфата (а–д) и церита (е) в ооидах и цементе железняков Лисаковского (б, в) и Бакчарского (а, г–е) месторождений. LREE-ph – фосфат легких редкоземельных элементов

ни зрелости этого месторождения, развивавшегося при колебаниях окислительно-восстановительных условий, что привело к иммобилизации Се в виде твердой фазы с низкой растворимостью [Rudmin et al., 2020a].

При сопоставлении железняков Лисаковского месторождения с морскими железняками Бакчарского месторождения (Западная Сибирь) отмечается ряд особенностей в распределении РЗЭ в валовом составе руд. Суммарное содержание РЗЭ в железняках Бакчарского месторождения варьирует на уровне 272.7–788.2 г/т, что в несколько раз выше чем в лисаковских рудах (40.8–106.2 г/т). При этом собственно в основных форменных элементах (ооидах) существенно возрастает доля РЗЭ по данным ЛА-ИСП-МС. Среднее содержание РЗЭ в кортексе железистых ооидов Бакчарского месторождения составляет 1583.6 г/т (максимальное 7779.3 г/т). Порядковое повышение суммарной доли РЗЭ в кортексе ооидов морского происхождения указывает на тесную связь процессов образования форменных элементов и концентрирования редкоземельных металлов. Вероятно это объясняется механизмом непрерывной абиогенной адсорбцией ферригидрита и других ионов на его поверхности, включая лантаноиды. Морские ооидовые железняки демонстрируют положительные Се- и Eu-аномалии. В рудах Лисаковского месторождения Се-аномалия в среднем составляет 1.0, а Eu-аномалия 1.2. В морских бакчарских относительно речных лисаковских руд положительная Eu аномалия ниже (в среднем 1.03), а положительная Се-аномалия незначительно выше (в среднем 1.11).

Отличительной особенностью лисаковских руд является истощение легкими РЗЭ при сохранении Се и Eu аномалий, отражающих комплексные источники этих металлов (рис. 2). Распределение РЗЭ в железняках Лисаковского месторождения согласуется с предложением о выветривании ранее сформированных морских железняков Западной Сибири типа Аятского, Синаро-Теченского или Бакчарского месторождений. Растворение неустойчивых фаз морских железняков в аэробных условиях дельтаво-руслового осадконакопления способствовало истощению РЗЭ, которые ранее концентрировались в сульфидно-сульфатной и карбонатной фазах, соответственно [Rudmin et al., 2021].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 21-17-00019).

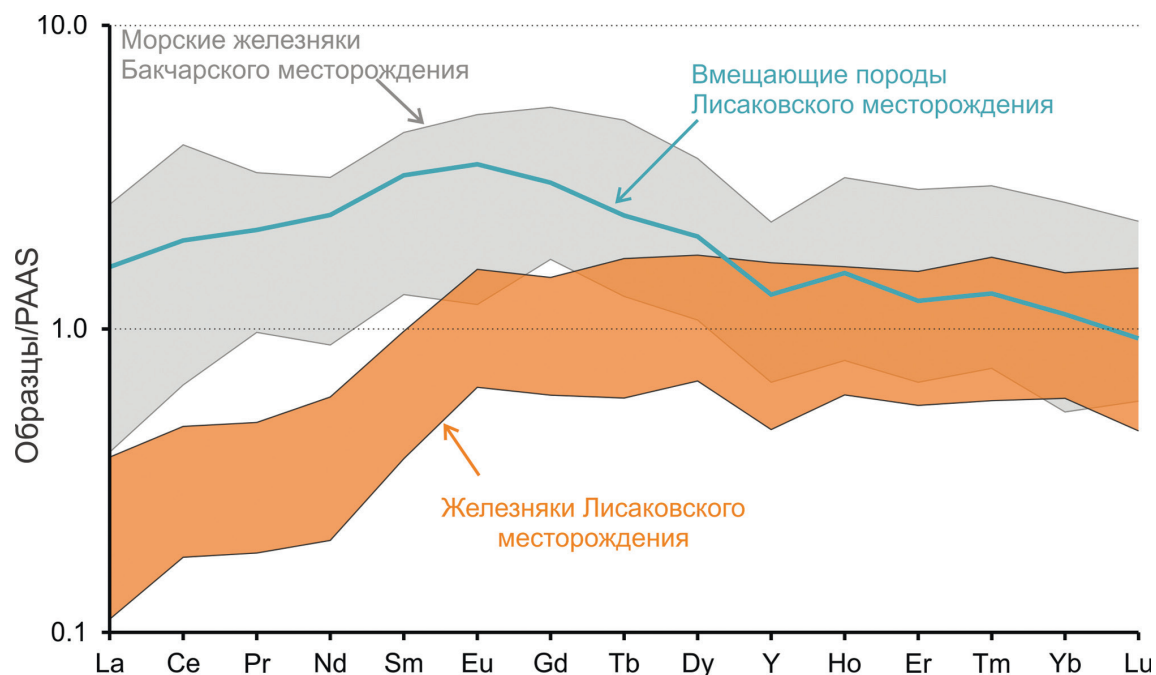


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ ооидовых железняков Лисаковского месторождения в сравнении с морскими железняками Бакчарского месторождения.

Данные нормированы на средние содержание микроэлементов в постархейском австралийском сланце (PAAS) [Rudmin et al., 2021]

ЛИТЕРАТУРА

- Белоус Н.Х. и др. (1964) Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР, 448с.
- Формозова Л.Н. (1973) Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. Труды ГИН АН СССР. Геологическая серия. Т. 250, 172.
- Dutrizac J.E., Soriano C. (2018) Behaviour of the rare earths during goethite (α -FeOOH) precipitation from sulphate-based solutions. *Hydrometallurgy*, 176, 87-96.
- Petranek J., Van Houten F.B. (1997) Phanerozoic ooidal ironstones. *Czech Geological Survey Special Papers*, 7, 71.
- Rudmin M. et al. (2020a) Minerals of Rare Earth Elements in High-Phosphorus Ooidal Ironstones of the Western Siberia and Turgai Depression. *Minerals*, 10(11), 1-16.
- Rudmin M. et al. (2020b) Ooidal ironstones in the Meso-Cenozoic sequences in western Siberia: assessment of formation processes and relationship with regional and global earth processes. *J. Palaeogeogr.*, 9(1), 1-21.
- Rudmin M., Kalinina N., Banerjee S., Reva I., Kondrashova E., Kanaki A., Trubin Y., Baldermann A., Mazurov A., (2021) Origin of Oligocene channel ironstones of Lisakovsk deposit (Turgay depression, northern Kazakhstan). *Ore Geology Reviews* 104391.

ОЦЕНКА СОСТАВА МИНЕРАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ГРАНАТА В ПРИРОДНЫХ АЛМАЗАХ РАЗЛИЧНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ПО ДАННЫМ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

Калугина А.Д.^{1,2}, Зедгенизов Д.А.²

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, anastaskalugina@gmail.com

²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

Гранат является распространенным минералом пород мантии Земли. Глубинные гранаты часто встречаются в виде включений в алмазах и могут быть использованы для характеристики состава и физико-химических параметров среды их образования. Также, высокохромистый пироповый гранат используется в качестве минерала-индикатора в поисках месторождений алмаза.

Широкое использование Рамановской спектроскопии при изучении химических и структурных особенностей минеральных включений, в первую очередь, обусловлено тем, что этот метод не разрушает исследуемый материал, не инвазивен и не требует специальной пробоподготовки. В минералогических исследованиях Рамановскую спектроскопию используют для идентификации минеральных фаз. Однако все больше появляется работ направленных на построение методик оценки количественного химического состава силикатов на основе данных по Рамановской спектроскопии.

Минеральные включения в алмазах обычно относят к перидотитовому или к эклогитовому парагенезисам. Перидотитовые и эклогитовые гранаты по своему химическому составу относятся к твердым растворам пироп-кноррингит и пироп-альмандин-гроссуляр, соответственно. Согласно классификации [Соболев, 1974] включения гранатов перидотитового и эклогитового парагенезиса разделяют по содержанию Cr_2O_3 (в перидотитовых гранатах $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 1$ мас. %, в эклогитовых – < 1 мас. %).

По данным рентгеноспектрального микроанализа большинство исследованных включений гранатов в алмазах относятся к перидотитовому ($n = 101$) или эклогитовому ($n = 63$) парагенезисам и пять включений попали в область гранатов переходного состава ($\text{CaO} - 3.76-4.51$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0.85-2.00$ мас. %) в соответствии с классификацией [Соболев, 1974]. Для исследованных перидотитовых включений характерны повышенные содержания Cr_2O_3 (3.91–15.9 мас. %) и MgO (18.3–23.9 мас. %), а также широкие вариации содержаний CaO и FeO (0.92–8.22, 5.92–8.44 мас. %, соответственно). Содержание MnO варьируют в пределах 0.24–0.46 мас. %; TiO_2 и Na_2O не превышает 0.63 и 0.18 мас. %. Эклогитовые гранаты имеют относительно низкие содержания Cr_2O_3 (< 0.2 мас. %) и MgO (7.76–15.9 мас. %) и широкие вариации CaO (3.93–13.4 мас. %) и FeO (12.4–20.3 мас. %). Содержание MnO , TiO_2 и Na_2O варьируют в пределах 0.26–1.25, 0.18–1.24 и 0.09–0.44 мас. %, соответственно.

В Рамановских спектрах исследованных включений гранатов в алмазах наиболее сильные интенсивные моды проявлены в частотных диапазонах вращательных $\text{R}[\text{SiO}_4]$ ($\sim 360 \text{ см}^{-1}$), деформационных колебательных ν_2 ($\sim 550 \text{ см}^{-1}$) и валентных колебательных ν_1 ($\sim 910 \text{ см}^{-1}$) вибраций в SiO_4 -тетраэдре. Также, в спектрах перидотитовых гранатов хорошо проявлена мода валентных колебаний ν_3 ($\sim 860 \text{ см}^{-1}$), в спектрах эклогитовых гранатов эта мода имеет низкую интенсивность. Для моды валентных колебаний ν_1 характерна самая высокая относительная интенсивность в Рамановских спектрах гранатов различных парагенезисов, однако по мере увеличения содержания Cr ее интенсивность снижается, а для сильно высокохромистых перидотитовых гранатов может наблюдаться раздвоение этой моды с проявление пика $\sim 930 \text{ см}^{-1}$. Считается, что основным фактором смещения этих Рамановских мод в спектре граната является изменение их химического состава. [Kolesov, Geiger, 1997; Kolesov, Geiger, 1998].

Для исследуемых включений граната различных составов были выявлены широкие вариации положений основных Рамановских мод. В Рамановских спектрах перидотитовых включений наблюдались смещения в диапазонах $361.2-365.2 \text{ см}^{-1}$ для $\text{R}[\text{SiO}_4]$, $549.4-559.6 \text{ см}^{-1}$ для ν_2 , $910.9-921.7 \text{ см}^{-1}$ для ν_1 и от $854.9-870.2 \text{ см}^{-1}$ для ν_3 ; в Рамановских спектрах эклогитовых включений наблюдались смещения в диапазонах $355.9-361.2 \text{ см}^{-1}$ для $\text{R}[\text{SiO}_4]$, $554.5-558.7 \text{ см}^{-1}$ для ν_2 и $907.5-918.1 \text{ см}^{-1}$ для ν_1 . Гранаты, попавшие в область переходных составов, показывали вариации $358.5-361.3 \text{ см}^{-1}$ для $\text{R}[\text{SiO}_4]$, $557.8-559.2 \text{ см}^{-1}$ для ν_2 и $918.5-919.3 \text{ см}^{-1}$ для ν_1 .

В гранатах перидотитового и эклогитового парагенезисов для валентных колебательных мод (ν_1 , ν_3) наблюдались сильные смещения от содержаний Ca и Mg. Рамановская мода валентных колебаний (ν_1) показывает отрицательную корреляцию с содержанием Ca ($r = -0.83$ для гранатов перидотитового парагенезиса и $r = -0.97$ для гранатов эклогитового парагенезиса), и положительную корреляцию с содержанием Mg ($r = 0.81$ для гранатов перидотитового парагенезиса и $r = 0.87$ для гранатов эклогитового парагенезиса). Эти корреляции могут быть описаны уравнениями линейной регрессии (1–4):

$$\text{Ca}_{(n)} = -0.064 \nu_1 + 58.725, \quad (1)$$

$$\text{Mg}_{(e)} = 0.056 \nu_1 - 48.645, \quad (2)$$

$$\text{Ca}_{(n)} = -0.066 \nu_1 + 61.086, \quad (3)$$

$$\text{Mg}_{(e)} = 0.091 \nu_1 - 81.433, \quad (4)$$

где ν_1 – частота валентной колебательной моды ν_1 (в см^{-1}), Ca – содержание Ca (в ф.е.) и Mg – содержание Mg (в ф.е.), «п» и «е» – включения гранатов в алмазах перидотитового и эклогитового парагенезисов.

В Рамановских спектрах перидотитовых гранатов смещения валентной колебательной моды (ν_3) также коррелируют с содержаниями Ca ($r = -0.94$) и Mg ($r = 0.89$). Такие зависимости описываются уравнениями (5, 6):

$$\text{Ca}_{(n)} = -0.064 \nu_3 + 58.725, \quad (5)$$

$$\text{Mg}_{(n)} = 0.056 \nu_3 - 48.645, \quad (6)$$

где ν_3 – частота валентной колебательной моды ν_3 (в см^{-1}), Ca – содержание Ca (в ф.е.) и Mg – содержание Mg (в ф.е.), «п» – включения гранатов в алмазах перидотитового парагенезиса.

Деформационная колебательная мода ν_2 имеет зависимости, с большими дисперсиями, от содержания Ca для гранатов эклогитового парагенезиса ($r = -0.75$), для гранатов перидотитового парагенезиса не наблюдалось таких значимых корреляций ($r = -46.2(\pm 22.7)$, при $\alpha = 0.01$). Положение этой моды положительно коррелирует содержаниями Mg для гранатов эклогитового парагенезиса ($r = 0.80$) и для перидотитовых гранатов наблюдалась слабая корреляция ($r = 0.49$).

Для гранатов перидотитового парагенезиса деформационная колебательная мода (ν_2) показывает отчетливые линейные зависимости от содержаний Al ($r = 0.89$) и Cr ($r = -0.85$). Для эклогитовых гранатов подобные зависимости не наблюдаются из-за слабых вариаций содержаний этих элементов. Выявленные корреляции описываются уравнениями регрессии (7, 8):

$$\text{Al}_{(n)} = 0.089 \nu_2 - 48.244, \quad (7)$$

$$\text{Cr}_{(n)} = -0.084 \nu_2 + 47.381, \quad (8)$$

где ν_2 – частота валентной колебательной моды ν_2 (в см^{-1}), Al – содержание Al (в ф.е – формульные единицы) и Cr – содержание Cr (в ф.е.), «п» – включения гранатов в алмазах перидотитового парагенезиса.

Для определения количественного химического состава включений гранатов перидотитового и эклогитового парагенезисов в настоящей работе используются представленные уравнения регрессии (1–4) для определения содержаний Ca и Mg. Для расчёта необходимо сделать допущение, что сумма катионов Mg, Ca и Fe в позиции MeO_8 равна трем (ф.е.). Полагая, что содержания Fe^{3+} в гранатах мантийных парагенезисов крайне малы, а Fe^{2+} занимает позицию MeO_8 . Таким образом, можно составить две системы уравнений для гранатов перидотитового парагенезиса и для гранатов эклогитового парагенезиса:

$$\begin{cases} \text{Ca}_{(n)} = -0.064\nu_1 + 58.725 \\ \text{Mg}_{(n)} = 0.056\nu_1 - 48.645 \\ \text{Ca}_{(n)} + \text{Mg}_{(n)} + \text{Fe}_{(n)} = 3 \end{cases}, \quad (9)$$

$$\begin{cases} \text{Ca}_{(e)} = -0.066\nu_1 + 61.086 \\ \text{Mg}_{(e)} = 0.091\nu_1 - 81.433 \\ \text{Ca}_{(e)} + \text{Mg}_{(e)} + \text{Fe}_{(e)} = 3 \end{cases}, \quad (10)$$

где ν_1 – частота валентной колебательной моды ν_1 (в см^{-1}), Ca – содержание Ca (в ф.е.), Mg – содержание Mg (в ф.е.) и Fe – содержания Fe^{2+} (в ф.е.), «п» и «е» – включения гранатов в алмазах перидотитового и эклогитового парагенезисов.

Для оценки содержаний Mg, Ca и Fe в гранатах перидотитового парагенезиса аналогичным образом можно использовать уравнения (5, 6):

$$\begin{cases} \text{Ca}_{(n)} = -0.054\nu_3 + 46.604 \\ \text{Mg}_{(n)} = 0.048\nu_3 - 39.268 \\ \text{Ca}_{(n)} + \text{Mg}_{(n)} + \text{Fe}_{(n)} = 3 \end{cases}, \quad (11)$$

где ν_3 – частота валентной колебательной моды ν_3 (в cm^{-1}), Ca – содержание Ca (в ф.е.), Mg – содержание Mg (в ф.е.) и Fe – содержания Fe^{2+} (в ф.е.), «п» – включения гранатов в алмазах перидотитового парагенезиса.

Данные по химическому составу, оцененные на основе систем уравнений (9, 10), показывают хорошую сходимость с результатами рентгеноспектрального микроанализа для исследованных гранатов. По результатам решения системы уравнений (9) для перидотитовых гранатов наблюдались суммарные расхождения в ~3–4% компонента (<12% компонента). Ошибка оценки доли пироп-кноррингит составляла ~1–2% компонента (<10% компонента), для альмандина наблюдались расхождения ~1% компонента (<4% компонента), для гроссуляра – ~2% компонента (8% компонента). Суммарные расхождения между данными рентгеноспектрального анализа и данными рассчитанными на основе системы уравнений (10) для эклогитовых гранатов составляли ~4% компонента (<15% компонента), наблюдались ошибки ~1–2% компонента (<12% компонента), ~3% компонента (<14% компонента), ~1% компонента (<4% компонента) для оценок содержаний пироба, альмандина и гроссуляра, соответственно. Для включений гранатов в алмазах перидотитового парагенезиса в результате решения системы уравнений (11) наблюдались суммарные расхождения с данными рентгеноспектрального анализа ~2% компонента (<8% компонента). Ошибка в оценки доли пироп-кноррингита составляет ~1% компонента (<7% компонента), для альмандина наблюдались ошибки ~1% компонента (<5% компонента), для гроссуляра – ~1% компонента (<8% компонента). Для оценки содержаний Al и Cr использовались уравнения регрессии (7) и (8), соответственно. Полученные оценки имеют погрешности в ~0.05 ф.е. (<0.3 ф.е.) для Cr и ~0.06 ф.е. (<0.3 ф.е.) для Al.

Таким образом, выявленные корреляции между смещением положений основных Рамановских мод и содержаниями главных химических компонентов и построенные для них уравнения регрессии могут быть использованы для количественной оценки химического состава включений гранатов в алмазах перидотитового и эклогитового парагенезиса.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российского научного фонда (грант № 22-17-00177).

ЛИТЕРАТУРА

- Соболев Н.В. (1974) Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. М.: Наука, 222 p.
- Kolesov B.A., Geiger C.A. (1997) Raman scattering in silicate garnets: an investigation of their resonance intensities. *Journal of Raman Spectroscopy*, 28(9), 659-662.
- Kolesov B.A., Geiger C.A. (1998) Raman spectra of silicate garnets. *Physics and Chemistry of Minerals*, 25(2), 142-151.

ОБЛАГОРОЖЕННЫЕ ЮВЕЛИРНЫЕ КАМНИ

Кисин А.Ю.

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, kissin@igg.uran.ru

Под облагораживанием понимается любое воздействие на ювелирный камень (за исключением огранки и полировки), которое улучшает физическое восприятие человеком его внешнего вида. Внешний вид камня складывается из цвета, прозрачности, блеска, наличия дисперсии, рисунчатости и т.п. Иначе говоря, облагораживание делает камень более привлекательным, пригодным для использования в качестве ювелирного, а иногда увеличивает срок его носки. Приведенный ниже краткий обзор изложен на основе обзоров [McClure, Smith, 2000; McClure et al., 2010] и материалах журнала *Gems & Gemology*.

Основные причины для облагораживания драгоценных камней:

Красота: облагораживание приводит к значительному улучшению некоторых параметров камня, к большему проявлению того, что мы называем «красотой». В результате облагораживания камни становятся значительно чище, приобретают лучший цвет, а в некоторых случаях – и стабильность (долголетие) цвета, прозрачности, прочности и т.п.

Цена: Прекрасные, высшего класса, природные драгоценные камни без существенных дефектов всегда в дефиците, очень редки и очень дороги. Значительно более доступно сырье среднего и низкого качества, которое в результате применения различных способов облагораживания превращается в весьма прилично выглядящие камни по вполне доступным ценам.

Востребованность: если бы ювелирный мир использовал только необлагороженные драгоценные камни, то цены даже на самые дешевые камни и изделия с ними были космически высокими. Не из-за стоимости камней как таковой, а из-за практической недоступности таких изделий. Использование облагороженных камней дает возможность практически любому человеку найти что-либо нравящееся для себя и для близких.

Основные методы облагораживания ювелирных камней: окрашивание, химическое осветление, покрытие поверхности, импрегнация, отжиг, диффузионное окрашивание, радиоактивное облучение, изменение качества.

Окрашивание. Это один из наиболее старых способов облагораживания ювелирных камней: камень пропитывается каким-либо красителем. **Диагностика:** концентрация цвета по трещинам и порам, спектр (в некоторых случаях), удаление окраски мылом, ацетоном или другими растворителями. В зависимости от типа красителя, диагностика не всегда возможна (например, лавандовый жадеит).

Химическое осветление применяется для осветления или обеления камня, а также для удаления нежелательных оттенков. Обычно не диагностируется; в некоторых случаях может увеличиться пористость материала, например, в жадеите.

Покрывание поверхности. Используется для: а) окрашивания камня нанесением красителя на поверхность камня; б) придания металлического блеска и иризации; в) придания блеска и увеличения долговечности камня (покрытие воском или пластиком). **Диагностика:** покрытие легко царапается и нарушается, особенно на ребрах граней; металловидное покрытие выглядит неестественно.

Импрегнация. Пропитка специальными мастиками. Используется для уменьшения пористости камня, улучшения блеска и его долговечности. **Диагностика:** метод «горячей иглы», УФ-лучи и микроскоп. Наиболее надежные результаты дают инфракрасная и Рамановская спектроскопия.

Отжиг используется для изменения цвета и/или качества. Некоторые ювелирные камни отжигаются при температурах ниже 1000 градусов по Цельсию, что трудно диагностируется. Другие камни отжигаются при более высоких температурах и диагностируются легче. Рубины и сапфиры могут отжигаться в тех и других условиях. Алмазы могут отжигаться при высоких температурах и давлениях. **Диагностика:** частичное растворение включений, дисковидные трещины около включений; иногда наблюдается усиление окраски по трещинам, не имеющих выход на поверхность камня, и внутренним кавернам; графитизированная трещинка в алмазе может служить признаком отжига при высоком дав-

лении. Полезной может быть ультрафиолетовая лампа. Инфракрасная и Рамановская спектроскопия также могут быть полезны, особенно при диагностике алмазов.

Диффузионное окрашивание. Химические элементы-хромофоры диффузионным путем проникают в ограненный камень. Процесс осуществляется при высоких температурах. *Диагностика:* концентрация цвета в приповерхностном тонком слое и вдоль трещин, выходящих на поверхность; экстремально тонкие игольчатые включения, наряду с включениями, показывающими воздействие высоких температур. Оранжевый и желтый цвет облагороженного сапфира может быть сквозным.

Радиоактивное облучение. Некоторые ювелирные камни облучаются различными видами радиации (электронами, гамма-лучами, нейтронами) для изменения их окраски. Полученная окраска может быть стабильной или нестабильной к воздействию температуры и солнечного света. *Диагностика:* за некоторым исключением, данный вид облагораживания установить крайне трудно даже на современном оборудовании. Эффект «зонтика» в области колеты бриллианта показывает, что камень подвергался облучению в циклотроне. Топаз приобретает интенсивную голубую окраску, не наблюдаемую в неизмененных образцах.

Изменение качества. Жидкие, полужидкие или твердые вещества (масла, воск, смолы, полимеры и стекла) заполняют трещины и каверны, имеющие выход на поверхность, что повышает прозрачность камня. *Диагностика:* «флэш-эффект», который может наблюдаться на некоторых заполненных трещинах, когда камень просматривается почти в плоскости трещины. К другим признакам относятся газовые пузырьки, облачность, «структура цветка» непосредственно в заполняющей субстанции.

Все перечисленные выше способы являются так называемыми «принятыми» технологиями. То есть геммологическое сообщество знает о них, согласно с их использованием, и лишь требует от продавца всегда правдиво указывать соответствующую информацию. Надо также помнить, что облагораживанию могут подвергнуты и синтетические камни, например, алмаз с целью изменения цвета; или рубины и сапфиры с целью скрыть их синтетическое происхождение.

Торговля облагороженными камнями

Использование в ювелирном деле облагороженных камней не считается фальсификацией, однако, согласно российскому законодательству, продавцы обязаны оповестить покупателя о применении в реализуемом изделии облагороженных камней и методе их облагораживания, поскольку цена облагороженного камня ниже, чем сравнимого с ним по качеству необлагороженного.

В международной торговле деятельность по облагораживанию камней и реализация таких продуктов на рынке регулируется правилами Международной ювелирной конфедерации СІВЈО, известными под названием «Blue Book». Согласно этим правилам, все облагороженные вставки разделяются на две группы: камни, для которых достаточно общей информации, и камни, в наименовании которых обязательно должны присутствовать слово «облагороженные» и метод облагораживания.

К первой группе относятся вставки, облагороженные исторически сложившимися методами, такими как: залечивание трещин неокрашенными веществами типа масел, воска, смол (кроме стекла и синтетических материалов); парафинирование; термическая обработка и обесцвечивание (осветление).

Ко второй группе относят вставки, облагороженные методами, открытыми сравнительно недавно, например, такими как: облучение, лазерная обработка, диффузионная обработка, НРНТ-обработка, окрашивание, нанесение специальных покрытий, цементация с помощью стекла, пластмасс или синтетических смол и др.

Например, при совершении торговых операций с сапфиром, цвет которого улучшен с помощью термической обработки (так называемые «прогретые камни»), допустимо наименование «сапфир», поскольку в соответствии с правилами СІВЈО, он относится к первой группе. Если же сделка совершается с сапфиром, облагороженным методом диффузионной обработки, то его наименование должно быть «сапфир, облагороженный с помощью диффузионной обработки», поскольку данная вставка, в соответствии с правилами СІВЈО, относится ко второй группе, по которой обязательно сообщение специальной информации.

Кроме описанного правила СИВЮ, для облегчения коммуникации между специалистами ювелирного бизнеса из различных стран в международной торговле существует так называемый NET-код. Рядом с названием ограненной вставки проставляется одна из трех букв этого кода:

- N (Natural) – вставка была обработана только методами шлифовки и полировки;
- E (Enhanced) – вставка, облагороженная с помощью общепризнанных, принятых в торговле методов (первая группа по классификации СИВЮ);
- T (Treated) – вставка, облагороженная методами, требующими предоставления дополнительной информации (вторая группа по классификации СИВЮ).

ЛИТЕРАТУРА

- McClure Sh.F., Smith Ch.P. (2000) Gemstone Enhancement and Detection in the 1990s. *Gems & Gemology*, 36(4), 336-359.
- McClure Sh.F., Kane R.E., Sturman N. (2010) Gemstone Enhancement and Its Detection in the 2000s. *Gems & Gemology*, 46(3), 218-240.

СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО-МЕДЬ-НИКЕЛЕНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Кислов Е.В.

Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, evg-kislov@ya.ru

Северо-Байкальская провинция находится в юго-восточной части складчатого обрамления Сибирской платформы в Северо-Байкальском и Муйском районах Бурятии. Здесь широко развиты ультрамафит-мафитовые массивы с ЭПГ-Cu-Ni оруденением. В рифее в пределах Байкало-Муйской островной дуги сформированы Чайский, Гасан-Дякитский и Нюрундуканский синколизационные и Маринкин островодужный массивы, а в осевой части Сыннырской рифтогенной структуры – Йоко-Довыренский и Авкитский рифтогенные интрузивы.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив (Байкальское месторождение) находится в 60 км к северу от оз. Байкал [Кислов, 1998; Ariskin et al., 2016, 2018; Kislov, Khudyakova, 2020]. Линзовидное тело 26.0×3.5 км субсогласно залегает в карбонатно-терригенных отложениях. Краевая зона и отходящие от нее силлы сложены плагиолерцолитами. Выше зоны: ультрамафитовая; ритмичного чередования плагиодунитов и троктолитов; троктолитов и оливиновых габбро; массивных оливиновых габбро; оливиновых габброноритов. Габбронориты внедрены в подошву и кровлю.

Cu-Ni оруденение приурочено к плагиолерцолитам, реже – габброноритам. Вкрапленные руды прослеживаются согласно простиранию до 1400–1700 м при мощности 8–25 м (в раздувах до 80 м). Массивное оруденение представлено жилообразными телами внутри ареалов сульфидной вкрапленности, в основном на северо-восточном фланге массива (уч. Озерный). Жильные и густовкрапленные руды протягиваются вдоль контакта массива, приурочены к системе сдвиговых трещин. Средние содержания: убогие руды в плагиоперидотитах – Ni – 0.12, Co – 0.01, Cu – 0.03 мас. %; рассеяно-вкрапленные в плагиоперидотитах – Ni – 0.14, Co – 0.02, Cu – 0.06 мас. %; густовкрапленные в плагиоперидотитах – Ni – 0.91, Co – 0.06, Cu – 0.35 мас. %; вкрапленно-прожилковые в габброноритах – Ni – 0.68, Co – 0.05, Cu – 0.49 мас. %; жильные (массивные и брекчиевидные) – Ni – 1.82, Co – 0.10, Cu – 0.48 мас. %. Pd резко преобладает (0.03–1.50 г/т) над Pt (0.02–0.27 г/т) при величине отношения Pt/Pd = 0.06–0.71. Концентрация остальных ЭПГ до: Rh – 0.02, Ru – 0.05, Ir – 0.03 и Os – 0.02 г/т. Максимальные содержания ЭПГ и Au (до 0.66 г/т) установлены в жильных рудах. Прогнозные ресурсы, тыс. т: Ni – 147, Cu – 51.01, Co – 9.47.

Горизонт малосульфидного оруденения ЭПГ на границе расслоенной троктолит-плагиодунитовой и оливингаббровой зон прослежен на 20 км по простиранию и 1 км вглубь по рельефу. Оруденение приурочено к шширо- и жилообразным телам такситовых лейкогаббро и анортозитов мощностью до 1 м, редко более, зачастую обрамленных габбро-пегматитами. По простиранию тела протягиваются согласно расслоенности массива до 10–20 м, образуя прерывистый горизонт. Концентрации Pt достигают 4.1, Pd – 7.8 г/т при содержаниях Cu до 0.71, Ni – 0.43, S – 1.60%. В большинстве проб Pt преобладает над Pd с отношением Pt/Pd до 2.93. Концентрация других ЭПГ достигает: Os – 0.02, Ir – 0.13, Ru – 0.06 и Rh – 0.08 г/т. Au распределено крайне неоднородно с максимальным содержанием 3.34 г/т. Прогнозные ресурсы, т: Pt – 66.0, Pd – 46.2 и Au – 46.2. Тела малосульфидного оруденения отмечаются выше по разрезу, но их мощность, содержания цветных и благородных металлов закономерно снижаются к кровле интрузива.

Авкитский массив с Cu-Ni оруденением расположен на юго-западном фланге Холоднинского Pb-Zn месторождения на водоразделе рек Холодная и Тья [Кислов, 2006]. Удлиненно-линзовидное тело длиной 1400 м приурочено к Авкитскому разлому. Массив вскрыт буровыми скважинами с северо-западного контакта. Ширина, по геофизическим данным, не превышает 400 м. Ультрабазиты залегают согласно с вмещающей толщей нижнего протерозоя, метаморфизованны до антигоритовых и лизардит-антигоритовых серпентинитов, актинолит-хлоритовых, серпентин-тремолит-карбонатных пород. Неизмененные дуниты и перидотиты встречаются редко. Сульфидное оруденение встречено в лежачем эндоконтакте в амфибол-серпентин-хлоритовых породах выше ксенолита кварц-карбонатных роговиков. Линейная зона сульфидного оруденения мощностью около 15 м имеет постепенные контак-

ты. Оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное с постепенными переходами в безрудные метатипербазиты. Сидеронитовые руды содержат до 25–30 об. % сульфидов. Содержание по керну скв. 15: Ni – 0.54%, Co – 0.032, Cu – 0.135% на интервал 18.5 м.

Авкитский массив высокожелезистых и высокотитанистых ультрамафитов в этом районе не единственный. К северо-востоку в зоне Чуя-Холоднинского разлома известны тела интенсивно серпентинизированных ультрабазитов. Верхнехолоднинский ультрамафитовый линзовидный массив находится в верховьях р. Холодная в сланцах тыйской свиты. Линзовидные тела ультрамафитов отмечены по правобережью р. Чая среди мраморов авкитской свиты на фланге Овгольского полиметаллического проявления у подножия Сыннырского хребта. Ультраосновные силлы обнаружены в северо-западном борту Сыннырской рифтогенной структуры вблизи северо-восточного выклинивания Йоко-Довыренского массива. Одно из них, мощностью 10–15 м, залегает среди углеродистых сланцев и кварцитов асектамурской свиты на склоне горы Вершина Тьи. Второе, мощностью 2–4 м, встречено в экзоконтакте Йоко-Довыренского массива, среди мраморизованных карбонатных пород ондокской свиты, представлено шрисгеймитами с сульфидной минерализацией. Г.И. Поликарповым в 1965 г. выявлены сульфидные Cu-Ni проявления в пикрит-диабазе, пикритах по юго-восточному склону Сыннырского хребта на участках Высотном, Снежном, Амнундакан. Это показывает необходимость изучения автономных никеленосных ультрамафитов в районе между Йоко-Довыренским и Чайским массивами.

Чайский дунит-перидотит-габброноритовый массив [Конников и др., 1995; Цыганков, 2005] расположен на северо-западном склоне Верхнеангарского хребта в 90 км северо-восточнее северной оконечности оз. Байкал. Это юго-западная часть Безымянного плутона, отделенная правосторонним сдвигом. Собственно Чайский массив имеет размеры 1.5 × 5.0 км и слагает водораздел в междуречье Чая – Огиендо. Центральную часть слагают серпентинизированные дуниты, по периферии – плагиоперидотиты, в основном плагиолерцолиты. Вторую интрузивную фазу слагают безоливиновые габбронориты и роговообманковые габбро. Они окаймляют ультрабазиты, образуя многочисленные жилообразные тела в ультрамафитах, сопровождаемые оторочками контактово-реакционных пироксенитов.

Оруденение сосредоточено в осевой части ультрамафитового ядра и прослеживается в субширотном направлении на 900–950 м при средней мощности рудной зоны 100 м. При бортовом содержании 0.5% Ni выделено 20 кулисообразно располагающихся рудных тел субвертикального падения. Оруденение сопряжено с пироксенитами и сечет внутреннюю структуру интрузива. Внутри рудной зоны оруденение локализуется либо в пироксенитах, либо на их контакте с перидотитами и дунитами. Мощность рудных тел составляет n м, реже до 15–20 м, по простиранию они прослеживаются на 100–200 м, реже до 400 м. Интенсивность оруденения до глубины 200–250 м остается примерно постоянной, затем убывает. На глубоких горизонтах (1000 м) оруденение выклинивается, переходя в маломощные зоны рассеянно-вкрапленных руд. Средние содержания: Ni – 1.28, Co – 0.05, Cu – 0.38 мас. %. Массивных руд немного, средние содержания: Ni – 5.58, Co – 0.19, Cu – 1.70 мас. %. Брекчиевидные руды состоят из обломков дунитов и перидотитов, сцементированных сульфидизированными пироксенитами, средние содержания: Ni – 1.70, Co – 0.09, Cu – 0.60 мас. %. Рудные бластомилониты распространены мало, встречаются в виде линз длиной 10–15 м, сложенных богатыми (до 11 мас. % Ni) тонкозернистыми "матовыми" рудами, средние содержания: Ni – 6.10, Co – 0.14, Cu – 0,35 мас. %. Содержание благородных металлов низкое: Pt не превышает 0.00n г/т, Pd и Au – 0.0n г/т. Авторские запасы Ni – 260.0, Cu – 86.0, Co – 10.7 тыс. т при средних содержаниях 0.55, 0.18 и 0.023 мас. %. Прогнозные ресурсы Ni – 800, Cu – 270, Co – 33 тыс. т.

Гасан-Дякитский массив напоминает Чайский, расположен юго-западнее него в верховьях одноименной реки в 40 км к северо-востоку от оз. Байкал. Интрузив линзовидной формы площадью около 27 км² вытянут в северо-восточном направлении. Дуниты, перидотиты, пироксениты слагают ряд мелких линзовидных или неправильной формы тел. Троктолиты и оливиновые габбро отмечаются совместно с ультрамафитами. Основную часть массива слагают оливиновые и безоливиновые габбронориты, на их контакте с ультрабазитами отмечаются реакционные пироксениты [Цыганков, 2005]. Отмечены сплошные, брекчиевидные, прожилково- и гнездово-вкрапленные сульфидные руды.

Нюрндуканский массив расположен в 10 км к северо-востоку от северной оконечности оз. Байкал на водоразделе Нюрндукана и Кичеры. Массив обнажается на площади около 85 км². Гипербазиты тяготеют в основном к северо-восточному флангу. Выделены три фазы внедрения: дифференцированная серия от плагиодунитов до оливиновых габбро, безоливиновые габброиды и мелкозернистые офитовые габбро [Цыганков, 2005]. Cu-Ni минерализация приурочена к ультраосновным породам, особенно к зонах трещиноватости и развития пегматоидных жильных габбро. В.П. Бушуев отметил синегенетические вкрапленные руды в гипербазитах и эпигенетические зоны вкрапленных руд в габброноритах и оливиновых габбро. Он показал, что проявления отличаются крайне неравномерным широким характером оруденения, имеют незначительные размеры.

Маринкин дунит-троктолит-габбровый массив расположен в бассейне руч. Маринкина, впадающего в р. Тулдунь (левый приток р. Витим), в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы [Kislov et al., 2020]. Имеет концентрически-зональное внутреннее строение. Площадь около 11 км². Центральную часть слагают дуниты и плагиодуниты, образующие вытянутое в субмеридиональном направлении эллипсовидное тело площадью около 2 км². В северо-восточной части вскрывается расслоенная серия: чередование троктолитов, плагиодунитов, перидотитов, переходящих в более однородные оливиновые габбро и оливиновые габбронориты. Периферийная часть, исходно троктолиты и оливиновые габбро, изменена в цоизитовые, цоизит- и соскюрит-актинолитовые породы. Обнаружены две линейные зоны гнездово-вкрапленного оруденения северо-западного простирания 100 × 500 и 100 × 750 м, приуроченные к разрывным нарушениям. В зонах отмечаются участки брекчированных руд того же простирания. По данным бороздового и штуфного опробования содержание Ni в рудных зонах достигает 0.349, Co – 0.089 и Cu – 0.2 мас. %. Нами повышенные содержания благородных металлов не отмечены: Pt до 20, Pd – 63 и Au – 15 мг/т, но в двух пробах дунитов отмечено 210 мг/т Pt.

Выводы. Изложенные материалы показывают наличие целого Cu-Ni рудного узла между Байкалом и Нюрндуканским золоторудным, Калюмным калий-глиноземным месторождениями. Находящийся восточнее Маринкин массив находится в районе Ирокиндинского и Кедровского золоторудных месторождений. Свежие дуниты Маринкина массива перспективны как минеральная добавка в цемент, что важно в связи с планами строительства цементного завода в Муйском районе. По отдельности эти объекты не имеют большого промышленного значения. Но расстояние между никеленосными интрузивами не превышает 30 км, что не является препятствием для работы горно-металлургического комбината. Особый интерес представляют слабоизученные небольшие, в том числе дайкоподобные тела, с которыми связана сульфидная минерализация. Ранее они считались бесперспективными из-за небольшого объема интрузивных тел. Но сейчас показано, что зачастую богатые Cu-Ni руды формируют рудные тела в небольших интрузивах, подводящих каналах, вследствие перепадов скорости течения магмы и коровой контаминации. Поэтому Северо-Байкальская ЭПГ-медь-никеленосная провинция нуждается в комплексном геологическом доизучении.

Исследование выполнено в рамках госзадания ГИН СО РАН, № гос. рег. АААА-А21-121011390003-9.

ЛИТЕРАТУРА

- Кислов Е.В. (1998) Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 264 с.
- Кислов Е.В. (2006) Авкитское медно-никелевое проявление в поле Холоднинского свинцово-цинкового месторождения и его аналоги. Анализ состояния и развития Байкальской природной территории: минерально-сырьевой комплекс. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 24-27.
- Конников Э.Г., Цыганков А.А., Орсов Д.А. (1995) Чайское медно-никелевое месторождение. Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, т. I, кн. 1, 78-84.
- Цыганков А.А. (2005) Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 306 с.
- Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V., Nikolaev G.S., Fiorentiny M., Gilbert S., Goemann K., Malyshv A. (2016) Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): from original sulfide mineralogy towards thermodynamic modeling of the sulfide geochemistry in poorly mineralized dunites. Mineralium Deposita, 51(8), 993-1011.

- Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G., Kislov E., Fiorentini M., McNeill A., Kostitsyn Yu., Goemann K., Feig S., Malyshev A. (2018) The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility. *Lithos*, V. V, 302-303, 242-262. doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.001
- Kislov E.V., Kamenetsky V.S., Malyshev A.V., Vanteev V.V. (2020) Concentrically-Zoned Mafic-Ultramafic Marinkin Massif, Middle Vitim Highland, Baikal Region, Russia: Inclusions in Chrome Spinel – Key to Mineral Formation Processes. *Minerals: Structure, Properties, Methods of Investigation Proceedings of the 10th All-Russian Youth Scientific Conference* (S. Votyakov, D. Kiseleva, V. Grokhovsky., Yu. Shchapova, Eds). Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences, 111-118.
- Kislov E.V., Khudyakova L.I. (2020) Yoko–Dovyren Layered Massif: Composition, Mineralization, Overburden and Dump Rock Utilization. *Minerals*, 10(682), doi:10.3390/min10080682

НЕФРИТ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЫРДВОМЕНШОР, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ: СОСТАВ И ГЕНЕЗИС

Кислов Е.В.^{1,2,3}, Попов М.П.^{2,4}, Нурмухаметов Ф.М.⁴, Посохов В.Ф.¹, Вантеев В.В.¹

¹Геологический институт им Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, evg-kislov@ya.ru

²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

³Бурятский государственный университет имени Д. Банзарова, Улан-Удэ

⁴Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

Месторождение Нырдовоменшор находится в зоне Главного Уральского разлома в экзоконтакте гипербазитового массива Рай-Из на Полярном Урале в бассейне верхнего и среднего течения ручья Нырдовомен-Шор, в 56 км к северо-западу от г. Лабытнанги в Приуральском районе Ямало-Ненецкого автономного округа [Кислов и др., 2022]. Изучено 8 полированных пластин из аллювиального материала. В качестве дополнительного материала изучены угловатый образец родингита и полированная пластина жадеита.

Два образца 162 и 3/12 представлены диопсидитами, «каркаро» [Киевленко, 2000]: 162 сероватобелый с зеленоватыми прожилками уваровита с черными зернами хромита, 3/21 неоднородного светло-зеленого цвета из-за неравномерного распределения тремолита и хлорита. В составе диопсидита преобладает тонкозернистый диопсид, характерны облакоподобные обособления хлорита, прожилки хлорита с зернами хромита и уваровита (одно зерно – андрадит), мелкие идиоморфные и ксеноморфные зерна хизлевудита. Зерна хромита секутся жилками хлорита. Уваровит корродирует и обрастает хромитом. Тремолит, пентландит, стибнит в сростании с хизлевудитом, титанит с включением ильменита в небольшом количестве появляются в образце 3/21, причем тремолит выполняет трещины в хромите.

Родингит светло-зеленого с желтоватым оттенком на месторождении традиционно называется «калифорнитом», то есть калифорнийским жадом. Но в результате анализа предоставленного образца оказалось, что он состоит из гидрогроссуляра, то есть должен быть отнесен к трансваальскому жаду. В подчиненном количестве отмечаются мелилит и хлорит, образующие маломощные прожилки и облакоподобные обособления. Судя по химическому анализу другого образца, калифорнийский жад, то есть везувианит, на месторождении также есть.

Изучены качественные свойства и минеральный состав нефрита [Кислов и др., 2022]. Нефрит Нырдовоменшорского месторождения характеризуется неоднородной, непривлекательной окраской, трещиноватостью до рассланцованности, низкой просвечиваемостью. По своим качественным характеристикам он не соответствует кондиционному ювелирному или поделочному нефриту [Технические..., 1990].

Минеральный состав нефрита Нырдовоменшора специфичен. Диопсид реликтовый, корродированный. Омфацит, барит, миллерит, фалкондоит ранее в апосерпентиновом нефрите не отмечались. Федоминантный шуйскит ранее вообще не был описан. Еще больший интерес представляет уваровит. Он образует визуально различимые выделения, встречается во всех образцах в большом количестве, образуя самостоятельные зерна и замещающая хромит.

Ранее уваровит описан в нефрите месторождения Фентиен на Тайване [Wan, Yeh, 1984]. Но опубликованные результаты анализа граната соответствуют хромистому гроссуляру (в среднем 11.6% Cr₂O₃, максимальное содержание 12.86%, более высокие результаты анализа ядра кристалла отвечают смеси хромистого гроссуляра и хромита). Уваровит был упомянут как минерал нефрита Нырдовоменшора и месторождений Британской Колумбии (Канада) без приведения анализов [Сутурин и др., 2015]. Гранат состава гроссуляр-уваровит отмечен в нефрите месторождения Наславице в Польше [Gil et al., 2015] и Баженовского месторождения хризотил-асбеста [Kislov et al., 2021]. Пока единственная достоверная находка обильного низкоглиноземистого уваровита в апосерпентиновом нефрите зафиксирована в месторождении Манас в Северном Тянь-Шане на севере Синцзян-Уйгурского автономного округа Китая [Wang, Shi, 2021].

Апосерпентинитовая природа нефрита уточнена при использовании химического состава. Считается, у апосерпентинитового нефрита значение $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+})$ обычно >0.06 , тогда как у аподоломитового нефрита ниже 0.06 [Siqin et al., 2012]. У нефрита Нырдовоменшора значение $Fe_2O_{3общ}/(MgO + Fe_2O_{3общ})$ варьирует $0.19–0.21$.

Содержание Cr, Ni, Co в нефрите также можно использовать для различения апосерпентинитового и аподоломитового нефритов [Siqin et al., 2012]. Содержание Cr ($900–2812$ г/т), Ni ($958.7–1898.0$ г/т) и Co ($42–207$ г/т) в апосерпентинитовом нефрите относительно высоки, тогда как содержание Cr ($2–179$ г/т), Ni ($0.05–471.0$ г/т) и Co ($0.5–10.0$ г/т) в аподоломитовом нефрите относительно низкое [Graves, Yun, 2010; Liu et al., 2011; Kostov et al., 2012; Siqin et al., 2012]. Разброс содержаний Cr, Ni, Co в российских месторождениях шире. Апосерпентинитовый нефрит в среднем: Оспинское месторождение – $1170, 1020, 65$ (16 проб); Горлыкгольское – $270, 1050, 97$ (3); Бортогольское – $580, 100, 53$ (3); Уланходинское – $1200, 1400, 62$ (26); Китайское – $30, 120, 5$ (1); Хамархудинское – $660, 590, 54$ (32); Парамское – $1500, 1250, 64$ (8); Келянское – $1700, 1800, 56$ (1); Куртушибинское – $970, 1230, 61$ (3); Агардакское – $1100, 420, 42$ (1); Халиловское – $180, 600, 22$ (10); Козмодемьяновское – $800, 900, 50$ (1). Аподоломитовый нефрит российских месторождений в среднем: $32, 19, 6$ [Сутурин и др., 2015].

Содержание этих элементов в нефрите Нырдовоменшора, по 4 проанализированным пробам, хоть и пониженное (Cr – $400–700$, Ni – 400 , Co – $21–24$ г/т), но соответствующее апосерпентинитовому нефриту. Ранее приводились более высокие содержания: $1110, 570, 68$ по 7 анализам [Сутурин и др., 2015]. Таким образом, нефрит Нырдовоменшора типично апосерпентинитовый.

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) колеблется $0.460–0.948$ г/т, характер распределения плоский со слабым правым уклоном – обогащением легкими РЗЭ, положительной Eu аномалией. На месторождении Manas отмечена положительная аномалия Eu, а на месторождениях Восточного Саяна – отрицательная при правом уклоне [Wang, Shi, 2021]. Положительная аномалия Eu свидетельствует о комплексном источнике рудообразующего флюида [Wang, Shi, 2021]. На месторождении Kutcho отмечен левый уклон – обогащение тяжелыми РЗЭ, что объяснено кислой средой образования нефрита, а слабоотрицательная аномалия Eu приписана восстановительной металлогенической среде [Jiang et al., 2021]. Проведено сравнение профилей РЗЭ месторождений Kutcho и Polar (Канада), Rium и South Westland (Новая Зеландия), Golmud (Цинхай, Китай), Manas (Синьцзян, Китай) и Уланхода (Восточный Саян, Россия) [Jiang et al., 2021]. Содержание Σ РЗЭ колебалось от 0.250 до 7.660 г/т – нефрит Kutcho имеет более высокое значение Σ РЗЭ ($2.141–2.920$ г/т), тогда как значение Σ РЗЭ нефрита Новой Зеландии самое низкое ($0.378–0.671$ г/т). Поскольку величина Σ РЗЭ увеличивается с уменьшением pH, предполагается, что металлогеническая среда нефрита Kutcho была очень кислой. В относительно восстановительных условиях δ Eu демонстрирует отрицательную аномалию, что показано для всех 5 месторождений. Golmud, Manas и Уланхода показывают правый уклон [Jiang et al., 2021]. Исходя из особенностей распределения РЗЭ в нефритах Нырдовоменшора можно предположить, что он формировался под воздействием комплексного, не кислого раствора при окислительной обстановке.

Таким образом, нефрит Нырдовоменшорского месторождения некондиционный. Он формировался благодаря как метаморфическим, так и метасоматическим процессам. Первоначально по серпентиниту развился диопсидит, затем замещенный нефритом. Метаморфизм усилил метасоматоз в серпентинитовом меланже и обеспечил скрытокристаллическую спутанно-волоконистую структуру нефрита. Затем метаморфизм и метасоматоз привели к формированию омфацита и растрескиванию нефрита, чем снизили его качество. Продолжение процесса должно привести к преобразованию в жадеит, залегающего западнее нефритовых залежей. В ходе этих процессов увеличивался вклад корового флюида.

Полученные результаты позволяют недропользователю отказаться от лицензии или скорректировать территорию участка недр, а властям ЯНАО расширить природный парк и повысить его привлекательность за счет дополнительной изученности. Специфика минерального состава позволит в случае криминального оборота различить нефрит Нырдовоменшора, добыча которого в настоящее время нелегальна.

Работа выполнена по проекту РНФ № 22-27-20003.

ЛИТЕРАТУРА

- Киевленко Е.Я. (2000) Геология самоцветов. М.: Земля, 582 с.
- Кислов Е.В., Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М., Посохов В.Ф. (2022) Нефрит месторождения Нырдово-меншор, Полярный Урал: качество, состав, происхождение. Петрология и рудоносность магматических формаций. Мат-лы науч. конф. Новосибирск, 100-102.
- Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. (2015) Месторождения нефрита. Иркутск: Изд-во ИГУ, 377 с.
- Технические условия ТУ 41-07-052-90. (1990) Камни цветные природные в сырье. М.: НПО «Кварц-самоцветы», 28 с.
- Gil G., Barnes J.D., Boschi C., Gunia P., Szakmany G., Bendo Z., Raczynski P., Peterdi B. (2015) Origin of serpentinite-related nephrite from Jordanów and adjacent areas (SW Poland) and its comparison with selected nephrite occurrences. *Geological Quarterly*, 59(3), 457-472.
- Grapes R.H., Yun S.T. (2010) Geochemistry of a New Zealand nephrite weathering rind. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 53, 413-426.
- Jiang B., Bai F., Zhao J. (2021) Mineralogical and geochemical characteristics of green nephrite from Kutcho, northern British Columbia, Canada. *Lithos*, 388-389, 106030.
- Kislov E.V., Erokhin Y.V., Popov M.P., Nikolayev A.G. (2021) Nephrite of Bazhenovskoye Chrysotile–Asbestos Deposit, Middle Urals: Localization, Mineral Composition, and Color. *Minerals*, 11, 1227.
- Kostov R.I., Protochristov C., Stoyanov C., Csedreki L., Simon A., Szikszai Z., Uzonyi I., Gaydarska B., Chapman J. (2012) Micro-PIXE geochemical fingerprinting of nephrite neolithic artifacts from Southwest Bulgaria. *Geoarchaeology*, 27, 457-469.
- Liu Y., Deng J., Shi G., Yui T.-F., Zhang G., Maituohuti A., Yang L., Sun X. (2011) Geochemistry and petrology of nephrite from Alamas, Xinjiang, NW China. *J. Asian Earth Sci.*, 42, 440-451.
- Siqin B., Qian R., Zhou S.J., Gan F.X., Dong M., Hua Y.F. (2012) Glow discharge mass spectrometry studies on nephrite minerals formed by different metallogenic mechanisms and geological environments. *Int. J. Mass Spectrom.*, 309, 206-211.
- Wan H.M., Yeh C.L. (1984) Uvarovite and grossular from the Fengtien nephrite deposits, Eastern Taiwan. *Mineral. Magazine*, 48(346), 31-37.
- Wang J., Shi G. (2021) Comparative Study on the Origin and Characteristics of Chinese (Manas) and Russian (East Sayan) Green Nephrites. *Minerals*, 11, 1434.

ОСОБЕННОСТИ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ПОВЕРХНОСТИ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА

Клепиков И.В.¹, Васильев Е.А.²¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, klepikov_igor@mail.ru²Санкт-Петербургский государственный горный университет, Санкт-Петербург

Изучение морфологии кристаллов алмаза есть основа любой их минералогической или геммологической классификации. Важные классификационные признаки это форма кристалла, рельеф и особенности поверхности его граней. Классический октаэдр алмаза является плоскогранным. Однако большинство кристаллов алмаза подверглись частичному растворению/травлению с появлением характерного рельефа, который описывается как сноповидная, черепитчатая, занозистая штриховка, шагрень. При растворении/травлении появляются тригональные, квадратные, дисковидные, овальные скульптуры. В случае сильного растворения грани скругляются, образуются поверхности додекаэдрида, дитригональные формы. На поверхности кристаллов с признаками пластической деформации на начальной стадии растворения появляются цепочки тригональных ямок и слои механических (полисинтетических) двойников, секущие весь объем. При механическом износе поверхность кристаллов покрывается сеткой мелких серповидных или ромбовидных трещин, иногда наблюдается выкрашивание ребер, леденцовая скульптура. Постростовое облучение приводит к появлению на поверхности зеленых и желтых/коричневых пятен пигментации. Последние рассматриваются как признак древности, так как для их образования необходим нагрев кристаллов до 500°C, что предполагает процессы регионального метаморфизма. Таким образом, на поверхности кристаллов остаются следы постростовых изменений, происходящих на разных этапах пребывания кристаллов в горных породах. Из общих соображений можно предположить, что физические характеристики поверхностного слоя не должны отличаться от характеристик объемной части кристалла. Однако практика изучения пластин показывает, что у многих кристаллов характеристики поверхностного слоя имеют явные отличительные особенности [Васильев и др., 2019]. Эти особенности четко выявляются по фотолюминесценции (ФЛ) и не обусловлены ростовой зональностью. На рис. 1 приведены изображения ФЛ плоскопараллельной пластины, полученные при разной экспозиции на приборах DIAMOND VIEW (рис. 1а, б), ALROSA DIAMOND INSPECTOR VIEW PRO (возбуждение 225 нм) (рис. 1в, г) и изображение монохромной катодолюминесценции (КЛ) (рис. 1д).

Эта плоскопараллельная пластина вырезана из кристалла россыпи Красновишерского района (Урал), который представляет собой сильно растворенный осколок большого кристалла. Как видно на рис. 1, в образце сильно люминесцирует естественная поверхность, а полированная поверхность светится намного слабее. Эта особенность справедлива и для зеленого, и для красного компонентов ФЛ. ФЛ полированной поверхности можно выявить только при большой экспозиции, в этом случае изображение участков естественной поверхности получается пересвеченным. Аналогичные особенности можно выявить на изображениях КЛ полированной пластины кристалла 126-76 с фрагментами естествен-

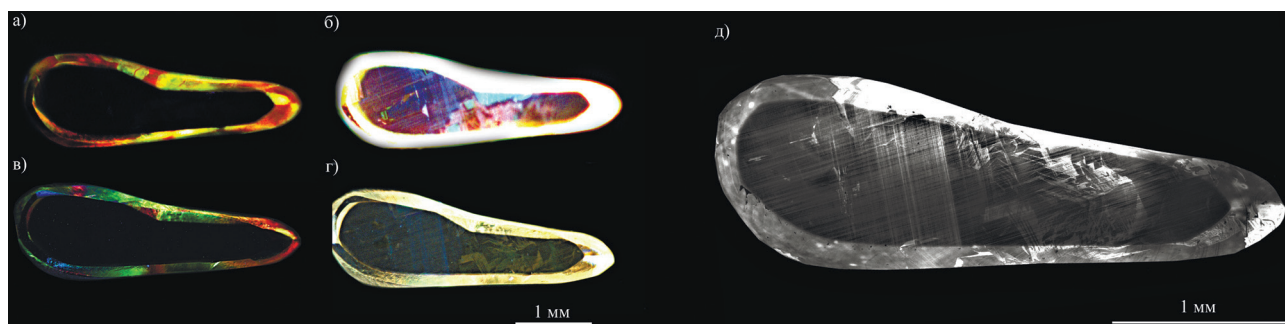


Рис. 1. Изображение фотолюминесценции кристалла 681-66, полученное при разной экспозиции на приборах DIAMOND VIEW (а, б), ALROSA DIAMOND INSPECTOR VIEW PRO (возбуждение 225 нм) (в, г) и монохромной катодолюминесценции (г)

ной поверхности, видно, что более яркий участок в КЛ соответствует неполированному фрагменту поверхности кристалла (рис. 2).

Очень контрастная разница в яркости КЛ поверхности и объемной части кристалла видна на следующем образце (рис. 3). Лицевая поверхность этого кристалла и боковые округлые сечения отполированы, а яркие в КЛ длинные торцы – естественные поверхности. Видно, что интенсивно светится именно естественная поверхность кристалла, вне зависимости от ее положения относительно источника электронов и детектора КЛ. Те же особенности свечения видны и в ФЛ этого кристалла.

Повышение яркости люминесценции поверхностного слоя кристаллов алмаза связано с естественным облучением. Это облучение, вследствие низкой дозы, чаще всего не сопровождается изменением окраски или появлением пятен пигментации. При облучении в алмазе генерируются вакансии, которые захватываются азотными дефектами *C*, *A*, *BI* и образуют активные в люминесценции дефекты *NV* (575 нм), *H3*, *H4*. Доминирующим видом излучения, изменяющим характеристики алмаза, является α -излучение. Максимальная глубина проникновения α -частиц с энергией 8,8 МэВ, образующихся при распаде в ряду урана, составляет 28 мкм [Nasdala et al., 2013]. Радиационные дефекты распределены равномерно по объему, облученному параллельным пучком α -частиц. Поэтому естественное облучение увеличивает контраст ростовых и деформационных неоднородностей в приповерхностном слое кристалла (глубиной до 28 мкм). Однако зависимость между интенсивностью люминесценции и концентрацией азота не линейная, ярче люминесцируют низкоазотные слои алмаза [Васильев и др., 2004],

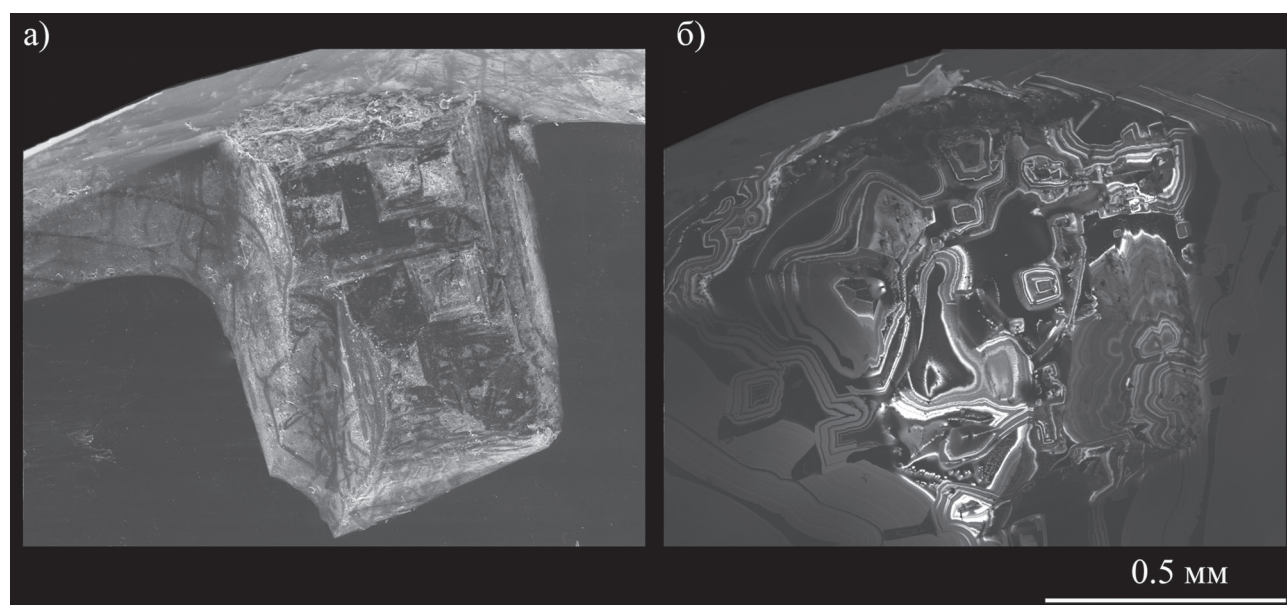


Рис. 2. Изображение SEI (а) и катодолуминесценции (б) фрагмента кристалла 126-76 с естественной и полированной поверхностью

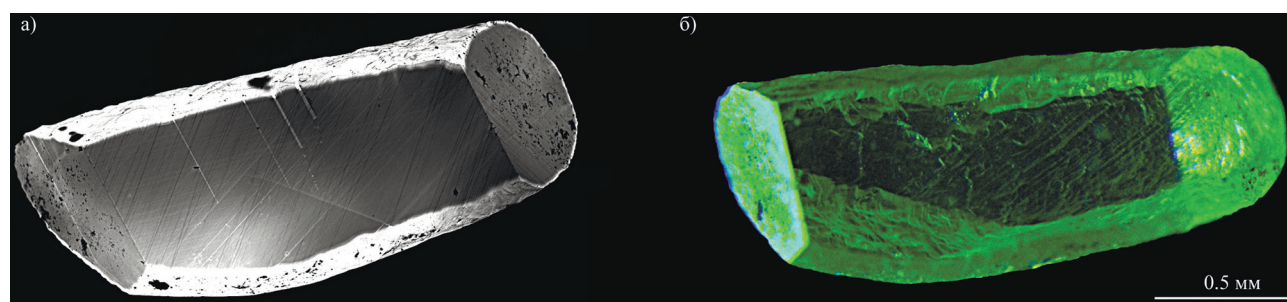


Рис. 3. Изображение катодолуминесценции приполированного кристалла 691-66: а – изображение КЛ; б – изображение ФЛ. Лицевая поверхность этого кристалла и боковые округлые сечения отполированы, а яркие в КЛ и ФЛ длинные торцы – естественные поверхности

так как в них слабее тушение ФЛ. Концентрация самих центров люминесценции в этом случае лимитируется не концентрацией азота, а концентрацией наведенных вакансий – то есть, дозой облучения. Для определения природы радиационного контрастирования ростовых и деформационных неоднородностей необходимы дальнейшие комплексные исследования.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 21-77-20026.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильев Е.А., Иванов-Омский В.И., Помазанский Б.С., Богуш И.Н. (2004) Тушение люминесценции N3 центра примесью азота в природном алмазе. Письма в журнал технической физики, 30(19), 7-11.
- Васильев Е.А., Клепиков И.В., Козлов А.В., Антонов А.В. (2019) Природа удлиненной формы кристаллов алмаза из россыпей Урала. Записки Горного института, 239, 492-496.
- Nasdala L., Grambole D., Wildner M., Gigler A.M., Hainschwang T., Zaitsev A.M., Harris J.W., Milledge J., Schulze D.J., Hofmeister W., Balmer W.A. (2013) Radio-colouration of diamond p. a spectroscopic study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 5, 843-861.

ДЕФОРМАЦИИ, МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ В ЗОНАХ РЕГИОНАЛЬНЫХ СДВИГОВ НА ПРИМЕРЕ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА, ТЯНЬ-ШАНЬ

Конопелько Д.Л.^{1,2}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Региональные сдвиговые разломы, как правило, формируются на постколлизийной стадии развития орогенов. Они могут пересекать линейные складчатые пояса или совпадать с общим простиранием структур в результате реактивации ранее образованных сутурных швов. Некоторые региональные сдвиги образуются или реактивируются в результате значительно более поздних наложенных внутриконтинентальных деформаций [Jepson et al., 2018a, 2018b]. Региональные сдвиги являются проницаемыми зонами, и с ними могут быть связаны проявления магматизма и минерализации. Зоны растяжения в региональных сдвигах часто связаны со сдвиговыми дуплексами, формирующимися в условиях простого сдвига или трансензии, выражением которых на поверхности являются структуры типа pull apart. Таласо-Ферганский разлом в Тянь-Шане является типичным региональным сдвигом с амплитудой правостороннего смещения в течение мезозоя и кайнозоя около 200 км при длине около 2000 км [Буртман, 2015; Конопелько, 2020]. Таласо-Ферганский разлом имеет северо-западное простирание и со смещением пересекает субширотные структуры Тянь-Шаня. Его возникновение связано с постколлизийным сжатием, когда в пермском периоде после герцинской коллизии левосторонние сдвиги сменились правосторонними с образованием ряда долгоживущих региональных разломов. Характер магматизма и деформаций в зоне Таласо-Ферганского разлома изучены нами в его центральной части к югу от Токтогульского водохранилища [Konopelko et al., 2017]. Установлено, что в зоне разлома присутствуют пластины милонитизированных неопротерозойских (778–728 млн лет) гранитоидов и раннепермские (279 млн лет) пегматоидные граниты, внедрившиеся вдоль разлома. Ar-Ar датировка 241 млн лет, полученная для слюд из пегматоидных раннепермских гранитов, представляет собой один из наиболее древних возрастов, характеризующих прогрев, связанный с началом правосторонних смещений по разлому. Более молодые датировки 228 и 199 млн лет, полученные для слюд из милонитизированных неопротерозойских гранитов, указывают на продолжительный характер высокотемпературных деформаций вдоль разлома. Минерализация, связанная с Таласо-Ферганским разломом, изучена нами на месторождении золота Джамгыр, которое расположено к северу от Токтогульского водохранилища на перевале Карабура [Konopelko et al., 2013]. Рудные тела на месторождении Джамгыр связаны с золотоносными кварцевыми жилами, расположенными в зоне Таласо-Ферганского разлома в деформированном граните Бешторского комплекса и совпадающие по простиранию с разломом. Неопротерозойский возраст гранита (815 млн лет) установлен с помощью уран-свинцового датирования по цирконам, а возраст минерализации (805 млн лет) установлен с помощью датирования мусковита из золотоносных кварцевых жил Ar-Ar методом. Новые докембрийские датировки в комбинации с результатами структурных исследований указывают на то, что в этом районе раннепермский Таласо-Ферганский разлом, возможно, наследует более древнюю структурную границу между докембрийскими террейнами, что также предполагалось ранее другими авторами [Voytenko, Khudoley, 2012]. Эти примеры иллюстрируют многообразие структурных стилей, деформаций и магматизма, связанных с региональными сдвигами, типичным представителем которых является Таласо-Ферганский разлом.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 21-77-20022.

ЛИТЕРАТУРА

- Буртман В.С. (2015) Тектоника и геодинамика Тянь-Шаня в среднем и позднем палеозое. Геотектоника, 4, 67-85.
- Конопелько Д.Л. (2020) Палеозойский гранитоидный магматизм западного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 196 с. <https://doi.org/10.21638/11701/9785288060250>

- Jepson G., Glorie S., Konopelko D., Gillespie J., Danišik M., Mirkamalov R., Mamadjanov Y., Collins A.S. (2018a) Low-temperature thermochronology of the Chatkal-Kurama terrane (Uzbekistan-Tajikistan): Insights into the Meso-Cenozoic thermal history of the western Tian Shan. *Tectonics*, 37-10, 3954-3969. <https://doi.org/10.1029/2017TC004878>
- Jepson G., Glorie S., Konopelko D., Mirkamalov R., Danišik M., Collins A.S. (2018b) The low-temperature thermo-tectonic evolution of the western Tian Shan, Uzbekistan. *Gondwana Research*, 64, 122-136. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.08.003>
- Konopelko D., Klemm R., Petrov S.V., Apayarov F., Nazaraliev B., Vokueva O., Scherstén A., Sergeev S. (2017) Precambrian gold mineralization at Djamgyr in the Kyrgyz Tien Shan: tectonic and metallogenic implications. *Ore Geology Reviews*, 86, 537-547. <https://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.03.007>
- Konopelko D., Seltnann R., Apayarov F., Belousova E., Izokh A., Lepekina E. (2013) U-Pb-Hf zircon study of two mylonitic granite complexes in the Talas-Fergana fault zone, Kyrgyzstan, and Ar-Ar age of deformations along the fault. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73, 334-346. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.04.046>
- Voytenko V.N., Khudoley A.K., (2012) Structural evolution of metamorphic rocks in the Talas Alatau, Tien Shan, Central Asia: implication for early stages of the Talas-Ferghana Fault evolution. *C.R. Geosci.*, 344, 138-148. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2011.11.004>

МОЛОЧНО-БЕЛЫЙ КВАРЦ ЛАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) – СЫРЬЕ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦЕВЫХ КОНЦЕНТРАТОВ

Корекина М.А., Черкасова О.А

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс,
maria@mineralogy.ru*

Ларинское месторождение гранулированного кварца расположено на Южном Урале, на территории Челябинской области, в 70 км от г. Миасс. Активный интерес к месторождению возник в 60-е годы прошлого столетия, когда в СССР исследовательскими работами была доказана возможность замены горного хрусталя для плавки прозрачного кварцевого стекла концентратами из гранулированного и прозрачного кварца. Жильный безрудный кварц на Ларинском месторождении представлен двумя онтогенетическими типами: гранулированным и молочно-белым [Емлин и др., 1988]. В процессе геологоразведочных работ проводилась попутная добыча, результаты которой показали, что гранулированный кварц является источником сырья для плавки прозрачного кварцевого стекла. Молочно-белый кварц месторождения по своей химической чистоте отвечает маркам КПО-4, КПО-5, однако имеет пониженные коэффициенты светопропускания [Дюцкий, Кусова, 1999]. В настоящее время такой кварц рассматривается в качестве нишевого продукта для производства светотехнических изделий, а развитие методов обогащения такого кварца, позволяет получить кварцевый концентрат удовлетворительного качества, что расширяет границы его применения в производстве высокотехнологичных кварцевых продуктов [Анфилов и др., 2012; Данилевская и др., 2011].

Цель настоящего исследования состоит в оценке потенциала молочно-белого кварца Ларинского месторождения для получения высокочистых кварцевых концентратов на основе поэтапного обогащения кварца традиционными методами с использованием дополнительной операции – СВЧ-декрепитации [Насыров, 2009]. Эффективность обогащения определена по результатам оценки содержания элементов-примесей в необогащенном и глубокообогащенном кварцевых концентратах методом ICP-OES спектроскопии.

Принципиальная схема обогащения молочно-белого кварца Ларинского месторождения включает в себя следующие основные операции: ручное дробление; измельчение на дисковой мельнице DM200 Retsch; классификация, путем просеивания с использованием полиэтиленовых сит; полиградиентная электромагнитная сепарация, на сепараторе ЭВС-10/05; сверхвысокочастотная декрепитация (СВЧ-декрепитация) на базе микроволновой печи; кислотная обработка с использованием смеси соляной и плавиковой кислот; финишная промывка деионизированной водой, до уровня нейтральной pH. Данная схема зарекомендовала себя при обогащении кварца из разных месторождений [Игуменцева и др., 2018; Игуменцева и др., 2019; Корекина, 2021].

Минералого-петрографический анализ шлифов, с определением количества и локализации минеральных и флюидных включений в кварце, выполнен с использованием поляризационных микроскопов AxioLab ZS и Olimpus BX 51 с цифровыми приставкам. Валовый состав содержания элементов-примесей в необогащенной и обогащенной кварцевой крупке был изучен с использованием метода ICP-OES спектроскопии, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, аналитики М.В. Штенберг, Р.Т. Занулина).

Жилы Ларинского месторождения сложены молочно-белым, серовато-белым слабопрозрачным, участками полупрозрачным скрытошестоватым гигантозернистым кварцем с фрагментами индукционных поверхностей граней. В жильной массе часто наблюдаются зоны катаклаза, выделяемые по трещиноватости и сопутствующими катакlastическими структурами. Прослеживается происхождение современного облика кварцево-жильной массы с такой последовательностью событий: выпадение раннего жильного кварца → пластическая деформация → дробление раннего кварца с образованием катакlastических структур → перекристаллизация раннего кварца с образованием мелких зерен более позднего, новообразованного.

В процессе минералого-петрографических исследований по величине индивидов диагностирован кварц двух типов: 1) неравномернозернистый, с размером зерен от 0.01–0.1 мм до 1 см, обладающий катакластической структурой; 2) шестоватый крупно-гигантозернистый кварц. Хрупкая деформация в зернах представлена многочисленными прямолинейными и криволинейными внутризерновыми и трансзерновыми трещинами, к которым приурочены газовой-жидкие включения (ГЖВ) размером 1–15 мкм. ГЖВ формируют цепочки, густо насыщенные включениями газа и жидкости, а также локализуются в объеме зерна. Включения минералов представлены единичными чешуйками слюды и гетита.

Установлено, что более 80% кварцевых концентратов, полученные в результате обогащения, по сумме элементов-примесей находятся в интервале 21–50 ppm и соответствуют критериям особо чистого кварца (HPQ) [Harben, 2002; Müller et al., 2007]. Элементный состав основных примесей ($Al < 30$, $Ti < 10$, Na и $K < 8$, Li и $Ca < 5$, $Fe < 3$, $P < 2$ и $B < 1$ ppm) обогащенного кварца на 77–88% так же соответствует этим критериям.

Проведенные исследования показывают, что в результате обогащения молочно-белого кварца Ларинского месторождения примеси в кварце могут быть сведены к минимуму или полностью удалены во время переработки данного типа кварца данной технологией обогащения. Низкие концентрации элементов-примесей в глубокообогащенных кварцевых концентратах из молочно-белого кварца Ларинского месторождения подтвердили его природную химическую чистоту и возможность потенциального использования в качестве нишевого продукта для производства высокотехнологичных продуктов на его основе.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ и Челябинской области в рамках научного проекта № 22-27-20077 и в рамках Госзадания 075-00880-22 ПР.

ЛИТЕРАТУРА

- Анфилогов В.Н., Кабанова Л.Я., Игуменцева М.А., Насыров Р.Ш., Штенберг М.В., Лебедев А.С., Рыжков В.М., Ардышев П.А. (2012) Геологическое строение, петрография и технологические характеристики кварца кварцевого месторождения «жила Толстиха». Разведка и охрана недр, (12), 12-16.
- Данилевская Л.А., Скамницкая Л.С., Дубинчук В.Т., Раков Л.Т. (2011) Виды примесных фаз и элементов-примесей, выделяемых на различных стадиях обогащения кварца. В сб. «Минералогическая оценка месторождений полезных ископаемых и проблемы раскрытия минералов». Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 134-140.
- Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Якшин В.И. (1988) Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 272 с.
- Игуменцева М.А., Кабанова Л.Я., Анфилогов В.Н., Штенберг, М.В. Блинов И.А., Рыжков В.М. (2019) Кварцевые обособления в сланцах и амфиболитах Восточно-Уфалейской зоны как источник кварцевого сырья (Южный Урал). Литосфера, 19(4), 588-597. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-4-588-597>
- Игуменцева М.А., Кузьмин В.Г., Анфилогов В.Н., Кабанова Л.Я., Рыжков В.М., Штенберг М.В., Зайнуллина Р.Т. (2018) Кварц жилы № 175 Кыштымского месторождения гранулированного кварца (Южный Урал) как эталон для оценки качества кварцевого сырья. Разведка и охрана недр, (5), 48-53.
- Корекина М.А. (2021) Оценка возможности использования молочно-белого кварца Новотроицкого месторождения для получения кварца, Южный Урал. Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 332(8), 99-108.
- Насыров Р.Ш. (2009) СВЧ-декрепитация газожидкостных включений в кварцевых зернах. Обогащение руд, (2), 26-27.
- Цюцкий С.С., Кусова Т.А. (1999) Кварцевое сырье Уральской кварценозной провинции и перспективы его использования. Разведка и охрана недр, (3), 9.
- Harben P.W. (2002) The Industrial Mineral Hand Book-A Guide to Markets, Specifications and Prices, 4th ed.; Industrial Mineral Information: London, UK. 412. ISBN-13978-1900663519.
- Müller A., Ihlen P.M., Wanvik J.E., Flem B. (2007) High-purity quartz mineralisation in kyanite quartzites, Norway. Miner. Depos., (42), 523-535. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0124-8>

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХОМУТИНСКОГО И ЮЖНО-ХОМУТИНСКОГО МАССИВОВ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Коровин Д.Д.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Геохимические особенности пород девонских интрузий Восточной зоны Среднего Урала до настоящего времени изучены очень слабо, что затрудняет реставрацию геодинамических условий их образования и сопоставление процессов магматизма востока Среднего Урала с другими регионами подвижного пояса. Одним из наиболее крупных ареалов магматизма, расположенного в пределах восточной окраины среднеуральского сегмента подвижного пояса, является Рефтинский габбро-гранитоидный массив. В его западной части кварцевые диориты и тоналиты рефтинского комплекса прорваны небольшими по размеру плутонами девонского возраста, сложенными гранитоидами калиево-натриевого состава, в некоторых телах присутствуют также породы основного и среднего состава [Смирнов, 1981].

Автором выполнено изучение содержаний петрогенных, редких и рассеянных элементов в породах двух тел: Хомутинского и Южно-Хомутинского массивов и проведено сравнение этих пород с аналогичными образованиями, формировавшимися в островодужных геодинамических условиях.

Породы рассматриваемых массивов были разделены на две ассоциации: габброидную и гранитоидную. В первую ассоциацию включены: габбро, диориты, кварцевые диориты, во вторую: гранодиориты и граниты. Габброидная ассоциация горных пород охватывает интервал SiO_2 от 48.26 до 60.02 мас. %, в свою очередь интервал гранитоидной ассоциации SiO_2 варьирует от 62.85 до 77.70 мас. %. Отмечается закономерное понижение содержаний MgO от 8.25 до 0.01 мас. %, и CaO от 13.55 до 1.05 мас. %, по мере повышения содержания кремнезёма. Породы габброидной ассоциации Хомутинского массива имеют нормальную щёлочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в габбронорите составляет 2.47, в габбро – 2.88–3.33, в диоритах – 3.92–4.05, в кварцевых диоритах – 5.34–5.50 мас. %). Гранитоиды Хомутинского и Южно-Хомутинского массивов по содержанию щелочей варьируют от пород нормальной щёлочности до умеренно-щелочных (в гранодиоритах – 6.38–6.81, в гранитах – 731–939 мас. %). По величине $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (15–21 – в габбро, 4–9 – в диоритах и 1.3–3.3 – в гранитах) породы Хомутинского, Южно-Хомутинского массива принадлежат к натриевому типу щёлочности.

В породах габброидной ассоциации общее содержание редкоземельных элементов увеличивается с ростом кремнекислотности от габбро (20.63 г/т) и диоритов (18.52–22.36 г/т) к кварцевым диоритам (48.79–50.20 г/т). Графики распределения РЗЭ в габбро и диоритах характеризуются наличием положительной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.23$ в габбро и 1.35–1.38 в диоритах), в кварцевых диоритах знак европиевой аномалии меняется на противоположный ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.83$ –0.88). Величина лантан-иттербиевого отношения с повышением кремнекислотности пород увеличивается от габбро (1.59), к диоритам (3.59–4.78) и кварцевым диоритам (4.96). По содержанию и распределению РЗЭ породы первой ассоциации близки базальтам островных дуг (рис. 1а).

Поведение редких земель в породах гранитоидной ассоциации имеет обратную тенденцию: с повышением содержания кремнезёма сумма РЗЭ уменьшается от гранитов, гранодиоритов (86.44–81.70 г/т) до лейкогранитов (45.02–30.31 г/т). На графиках распределения РЗЭ как в гранодиоритах, так и в гранитах наблюдается отрицательная Eu аномалия. Величина Eu/Eu^* варьирует в гранодиоритах от 0.83 до 0.86, в граните 0.67, в лейкогранитах от 0.48 до 1.03 (рис. 1б). Лёгкие элементы спектра преобладают над тяжёлыми: величина лантан-иттербиевого отношения варьирует в гранодиоритах от 3.43 до 7.62, в граните 5.87 и в лейкогранитах от 3.58 до 7.17. По содержанию РЗЭ породы гранитоидной ассоциации близки гранитами островных дуг (IAG), отличаясь от них наличием отрицательной Eu аномалии, может быть связано с фракционной кристаллизацией расплава, что вполне вероятно, т.к. в породах габброидной ассоциации наблюдается положительная европиевая аномалия.

Спайдер-диаграммы распределения редких и рассеянных литофильных элементов (рис. 2а) характеризуются наличием хорошо выраженных минимумов Th, Nb, Ce и максимумов Ba, K, Sr, что является характерной особенностью островодужных базальтов (IAB) [Вольнец и др., 1990]. Рис. 2 наглядно иллюстрирует однотипный характер распределения элементов в изученных габ-

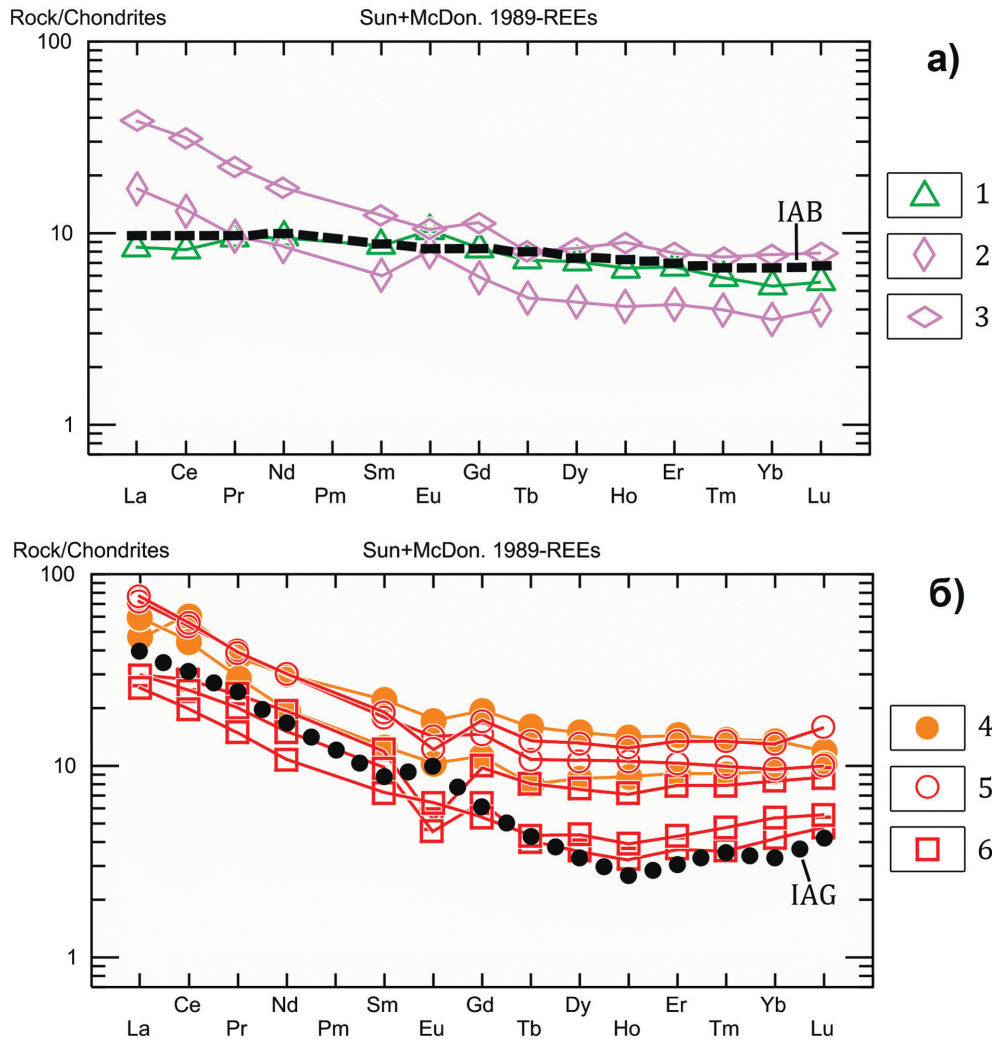


Рис. 1. Распределение РЗЭ [Sun, McDonough, 1989] в породах Хомутинского и Южно-Хомутинского массивов: а) в породах габброидной ассоциации и их сравнение с базальтами островных дуг [Гриб и др., 2009]; б) – в породах гранитоидной ассоциации и их сравнение с гранитами островных дуг [Руднев и др., 2013].

Условные обозначения здесь и на рис. 2: 1 – габбро Хомутинского массива, 2 – диориты Хомутинского массива, 3 – кварцевые диориты Хомутинского массива, 4 – гранодиориты Южно-Хомутинского массива, 5 – гранодиориты Хомутинского массива, 6 – граниты Хомутинского массива

броидах и в базальтах островных дуг, а также отчётливо выраженную закономерность, заключающуюся в повышении концентраций всех литофильных редких элементов с повышением калиевой щёлочности.

Для графиков распределение редких и рассеянных литофильных элементов в гранитоидах описываемых массивов также свойственно наличие максимума по К и в меньшей степени по Sr, а также Nb минимум (рис. 2б). Кроме того, они имеют отчетливые минимумы Ta и Ti и максимум Zr. По наблюдаемому характеру распределения и содержанию большинства элементов изученные гранитоиды очень близки островодужным гранитам (IAG), описанным С.Н. Рудневым с соавторами [Руднев и др., 2013].

На дискриминационных диаграммах породы изученных массивов коррелируют с базальтами островных дуг и островодужными гранитами. Исходя этого, можно сделать вывод о формировании Хомутинского и Южно-Хомутинского массива в островодужной геодинамической обстановке. Сходство геохимических особенностей обоих массивов, отражённых на диаграммах редких и рассеянных элементов, наводят на мысль о том, что Хомутинский и Южно-Хомутинский массивы – это один массив, со сложным строением. Однако, данную гипотезу ещё предстоит проверить.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (регистрационный № АААА-А18-118052590032-6).

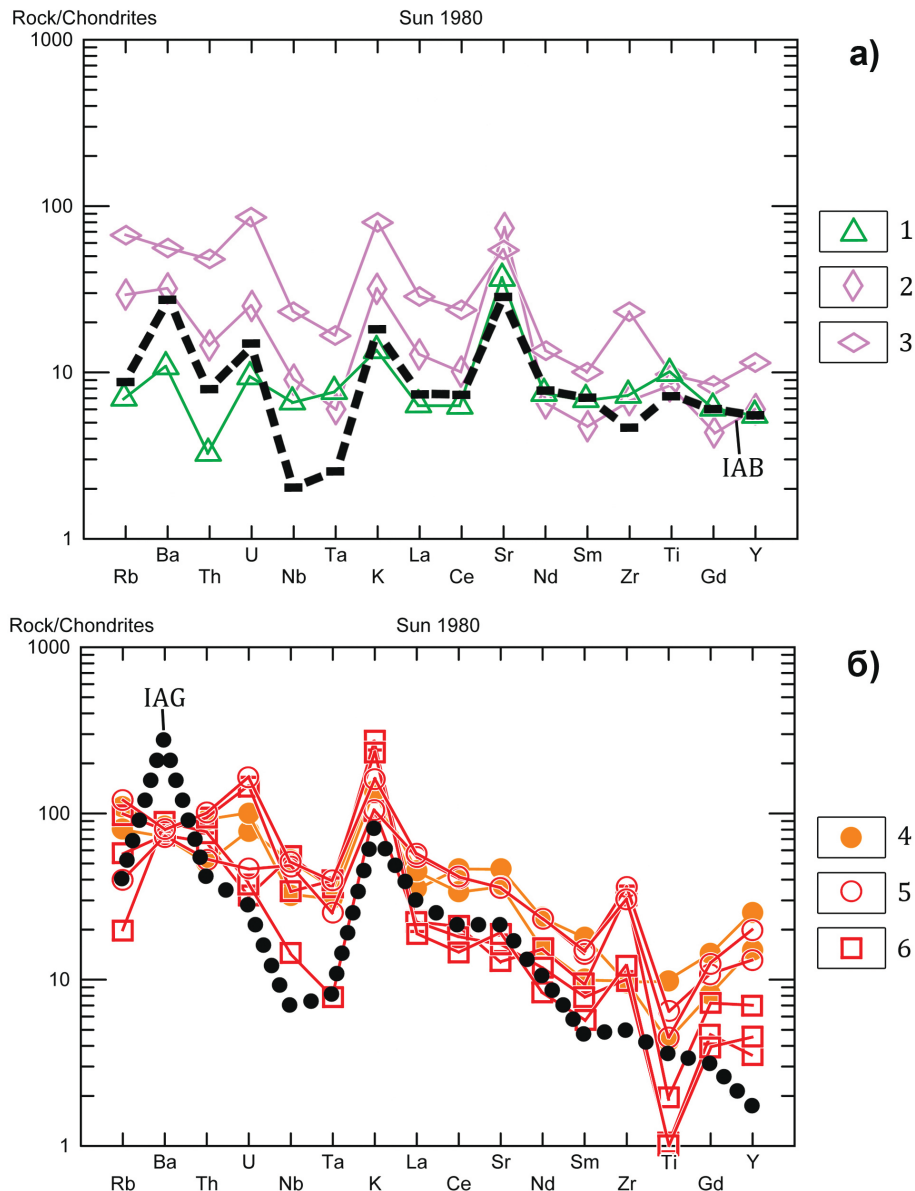


Рис. 2. Спайдер-диаграммы [Sun, 1980] распределения редких и рассеянных, литофильных элементов в породах Хомутинского и Южно-Хомутинского массивов: а) в породах габброидной ассоциации и их сравнение с базальтами островных дуг [Гриб и др., 2009]; б) – в породах гранитоидной ассоциации и их сравнение с гранитами островных дуг [Руднев и др., 2013]

ЛИТЕРАТУРА

- Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. (1990) Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка). Геология и геофизика, (5), 3-13.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б. (2009) Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра. Вулканология и сейсмология, (6), 1-23.
- Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А. (2013) Ранние этапы островодужного плагиогранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна. Геология и геофизика, 54(1), 27-44.
- Смирнов В.Н. (1981) Габбро-гранитоидные серии Восточной зоны Урала. Доклады АН СССР, 259(6), 1453-1457.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.
- Sun S.S. (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs, Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A, 297, 409-445.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА СКАРНОВЫХ ПОРОД НА ТАРУТИНСКОМ МЕДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Корякина А.В.¹, Плотинская О.Ю.²

¹Московский государственный университет, Москва, anna8691koryakina@yandex.ru

²Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, Москва

Тарутинское медноскарновое месторождение находится в 220 км к югу от г. Челябинска, в зоне сочленения Восточно-Уральской вулканогенной зоны и Зауральского микроконтинента.

Месторождение приурочено к южному контакту Южно-Карамысовского массива диоритов и вулканогенно-осадочной катенинской толщи силурийско-девонского возраста [Грабежев и др., 2005].

Зоны известковых скарнов сформировались по останцам мраморов и вмещающих их гранитоидов и состоят из мелких скарновых тел мощностью от 1–28 м и длиной 50–100 м [Грабежев и др., 2002]. Скарны представлены гранатовыми, амфибол-гранатовыми, пироксен-гранатовыми, пироксеновыми и эпидотовыми разновидностями.

Среднее содержание меди при бортовом содержании 0.4% составляет 1.33%. К попутным ценным компонентам относится золото (0.11 г/т) и серебро (9.43 г/т), а также железо магнетитовое в медно-магнетитовых рудах (27.68%). Утвержденные балансовые запасы медной руды – 4.583 млн т, меди – 63.7 тыс. т. [<https://www.rosnedra.gov.ru>].

Целью нашей работы стало исследование особенностей минерального и химического состава скарнов Тарутинского месторождения. Изучение состава минералов проводилось в нескольких образцах из скв. 3712 на электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV (Япония) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy-350 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания, аналитик Н.Н. Коротаяева). Изучены составы зерен граната и пироксена. Методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА) было проведено определение концентрации главных оксидов и некоторых микроэлементов в пробах. Анализ проводился в ЦКП «ИГЕМ-Аналитика» в ИГЕМ РАН, Москва (аналитик н.с. А.И. Якушев) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical (Нидерланды).

Зерна граната из образцов Т-3712-163.1 Т-3712-164.0 и Т-3712-169.9 идиоморфные с ярко-выраженной зональностью, которая видна, как в проходящем свете, так и в обратно-рассеянных электронах (рис. 1а).

Составы гранатов образца Т-3712-163.1 отвечают андрадиту с варьирующей долей гроссулярового минала (от Grs_2 до Grs_{15}) и 2–5% пиральспитовой составляющей. Гранаты обладают ярко-выраженной зональностью, характеризующейся изменением состава от Adr_{96} в центре к Adr_{81} на периферии.

В образце Т-3712-164.0 также наблюдается тренд изменения состава от более железистого ядра к менее железистой периферии, но значения составов ядра и промежуточной зоны становятся очень схо-

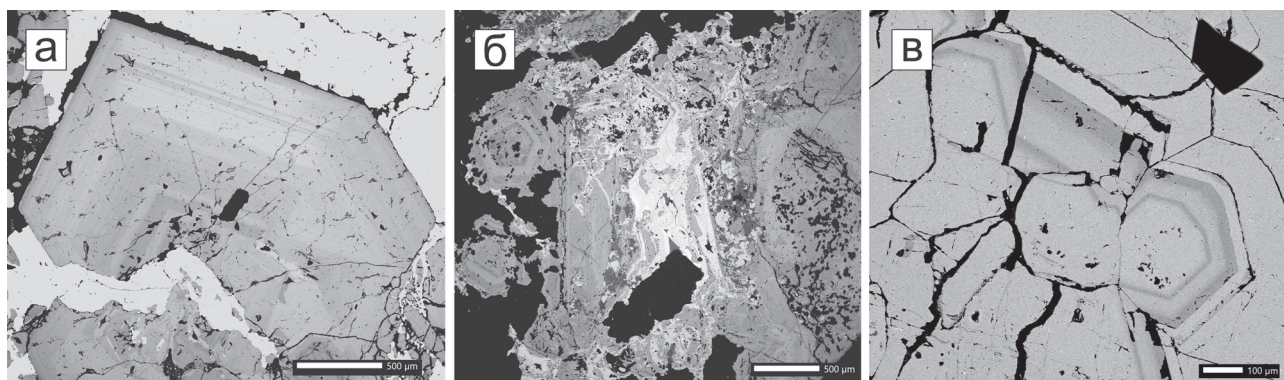
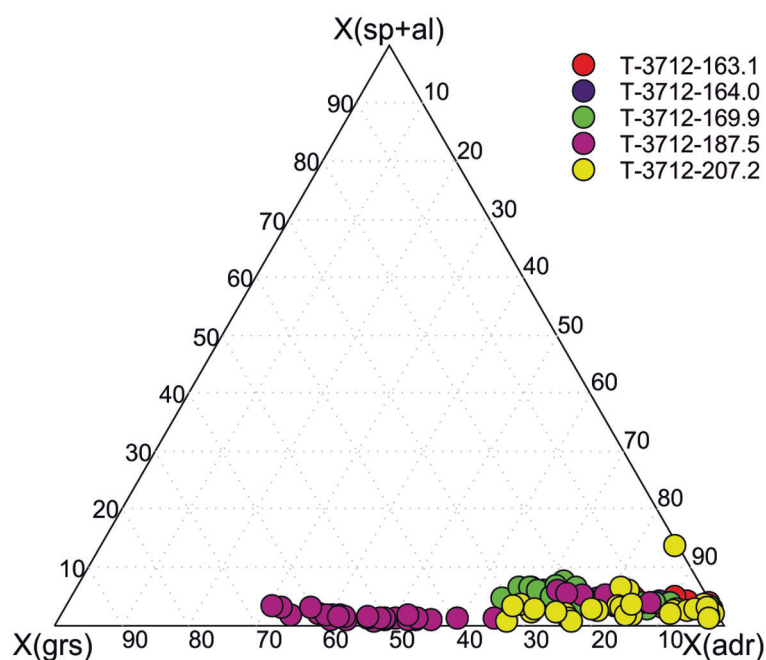


Рис. 1. Гранаты Тарутинского месторождения, изображения в обратно-рассеянных электронах: а – Т-3712-169.9, б – Т-3712-187.5, в – Т-3712-207.2

Рис. 2. Составы гранатов из образцов Т-3712-163.1, Т-3712-164, Т-3712-169.9, Т-3712-187.5, Т-3712-207.2



жими. Составы немного сдвигаются в сторонуgrossулярового минала и изменяются от Adr_{96} до Adr_{77} .

Составы гранатов из образца Т-3712-169.9 еще более существенно сдвигаются в сторонуgrossулярового минала. Вариации составов меняются от Adr_{65} до Adr_{96} , а доля суммы спессартинового и альмандинового миналов возрастает до 7.5% (рис. 2).

В образце Т-3712-187.5 зерна граната ксеноморфные, в обратно-рассеянных электронах имеют мозаичную зональность, однако встречаются зерна ростовой зональностью (рис. 1б).

Вероятно, гранатовый скарн изначально состоял из идиоморфных зональных зерен, которые подверглись перекристаллизации при более поздних процессах, в результате чего большинство зерен стали ксеноморфными с мозаичной зональностью, а некоторые сохранили реликтовую ростовую зональность. Составы граната существенно сдвигаются в сторонуgrossулярового минала относительно описанных выше образцов, в том числе составы зерен гранатов с реликтовой ростовой зональностью. Состав изменяется от Adr_{64} до Adr_{34} , доля суммы спессартинового и альмандинового миналов уменьшается до 2%. Однако встречаются зоны с более высокими содержаниями андрадитового минала (от Adr_{87} до Adr_{74}) и 5% суммы спессартинового и альмандинового миналов (см. рис. 2). Эти зоны цементируют гранаты с реликтовой ростовой зональностью.

Образец Т-3712-207.2 на 90% состоит из зерен граната, который представлен двумя генерациями, отличающимися по цвету на просвет: медово-оранжевые и светло-медовые. В основной массе зерна граната ксеноморфные, разные по цвету зерна составляют разные зоны и отделяются друг от друга жилами и прожилками, состоящими из кальцита, кварца и рудных минералов. Со стороны прожилков встречаются идиоморфные и зональные гранаты (рис. 1в). В некоторых прожилках можно заметить зерна граната, у которых в процессе кристаллизации был изменен габитус. Несмотря на различный цвет зерен их состав одинаков и отвечает андрадиту с варьирующей долейgrossулярового минала (от Grs_2 до Grs_{29}) и 1.0–3.5% суммы спессартинового и альмандинового миналов (см. рис. 2).

Пироксен, являющийся типоморфным минералом скарнов, имеет ограниченное распространение на Тарутинском месторождении и был встречен только в двух образцах: Т-3712-169.9 и Т-3712-187.5.

В образце Т-3712-169.9 зерна пироксена характеризуются отчетливой мозаичной зональностью. По составу отвечает ряду диопсид-геденбергит и изменяется от Di_{53} до Di_{74} , а также характеризуется примесью йохансенитового минала до 1–2%.

В образце Т-3712-187.5 зерна пироксенов в обратно-рассеянных электронах также имеют мозаичную зональность, однако их зерна более растресканы. Состав сдвигается в сторону диопсидового минала и изменяется от Di_{86} до Di_{98} .

Далее описанные нами образцы были изучены методом рентген-флуоресцентного анализа. На основе полученных результатов можно сказать, что наибольшее количество рудных элементов – меди (от 566 до 3734 ppm) и железа (от 20.52 до 21.32%) содержатся в скарновых породах, у которых состав граната отвечает более андрадитовому миналу, то есть в образцах Т-3712-164.0, Т-3712-163.1 и Т-3712-207.2.

Типоморфные минералы скарнов Тарутинского месторождения – гранат и пироксен – имеют состав, характерный для скарновых пород, связанных с медным оруденением [Meinert, 1992]. Состав гра-

ната отвечает андрадит-гроссуляровому ряду с преобладанием андрадитового минала; состав пироксена отвечает диопсид-геденбергитовому ряду, с преобладанием диопсидового минала. Однако в разных образцах, а значит в разных зонах метасоматической колонки, зерна как граната, так и пироксена, характеризуются особенностями состава и структуры. Что говорит нам о том, что в разных зонах метасоматической колонки в один и тот же момент времени были разные условия кристаллизации.

При соотношении полученных результатов РФА и электрон-микроскопического анализа была выделена интересная закономерность: породы, в которых составы граната и пироксена обеднены железом, обеднены и рудными элементами. Это значит, что при процессах изменения этих пород, железо было вынесено из граната и пироксена и частично отложено в виде магнетита в этих же зонах. Но большая часть железа была отложена в других зонах метасоматической колонки, вероятно на геохимическом барьере вместе с другими рудными элементами.

ЛИТЕРАТУРА

- Грабежев А.И., Белгородский Е.А., Сотников В.И., Гмыра В.Г. (2002) Скарны Тарутинского скарново-медно-порфирирового месторождения (Южный Урал). *Петрология*, 10(1), 46-59.
- Грабежев А.И., Гмыра В.Г., Вигорова В.Г., Пальгуева Г.В. (2005) Гранаты из скарнов Гумешевского и Тарутинского скарново-медно-порфирировых месторождений. *Вестник Уральского отделения*, 4, 55-60.
- Meinert L.D. (1992) Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*.
- На Южном Урале готовятся осваивать Тарутинское месторождение меди, 23/08/2021, <https://www.rosnedra.gov.ru/article/13497.html>, дата обращения 05/08/2022.

РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ ДЛЯ БАЗАЛЬНЫХ ВЕНДСКИХ ОСАДКОВ ТОВСКОГО И АРХАНГЕЛЬСКОГО ВЫСТУПОВ ЗИМНЕБЕРЕЖНОЙ ЗОНЫ (АРХАНГЕЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Красовская Б.П.^{1,2}, Ерофеева К.Г.^{1,2}, Самсонов А.В.², Третьяченко В.В.³

¹Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва, b3lk@list.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

³АК «АЛРОСА», Мирный

Реконструкция состава питающих провинций терригенных пород является важным компонентом палеогеографических реконструкций. Одним из методов реконструкции источников сноса для не-метаморфизованных обломочных пород является изучение минералов тяжелой фракции. Ассоциации минералов тяжелой фракции, а также их химический состав позволяют надежно идентифицировать источники сноса терригенного материала.

Объектом исследования настоящей работы являются базальные терригенные породы верхнего венда, вскрытые скважинами на Товском и Архангельском выступах (Зимний берег Белого моря, Архангельская провинция). Здесь вендские отложения залегают на кристаллическом фундаменте.

Методика исследования включала петрографическое изучение пород, изучение морфологии минералов тяжелой фракции (сканирующий электронный микроскоп, ИГЕМ РАН), определение химического состава рутила и граната (электронно-зондовый микроанализатор, ИГЕМ РАН), изучение внутреннего строения зерен циркона (католюминесценция, ИГЕМ РАН) и их U-Pb изотопное датирование (LA-ICP-MS, ГИН РАН).

На Архангельском выступе базальные породы венда были вскрыты на глубине 860 м и представлены коричневато-красным грубозернистым песчаником с примесью гравийного материала (~15–20%), состоящим из остроугольных обломков *Kfs*¹ размером от 0.5 до 5 мм (~40%), остроугольных зерен *Q* размером до 5 мм (~20%), иногда погруженных в глинистый цемент (~15%).

Минералы тяжелой фракции из конгломерата представлены хорошо окатанными зернами *Mnz* от светло-желтого до насыщенного грязно-зеленого цвета, обломками винно-розовых зерен *Grt*, обломками призматических зерен *Rt* черного цвета и изометричными и короткопризматическими бесцветными и серыми зернами *Zr* со сглаженными ребрами и вершинами.

Зерна *Grt* имеют состав $Alm_{55-83}Prp_{13-36}Grs_{2-4}Sps_{1-4}$. На петрогенетических треугольных диаграммах *Alm-Prp-Grs* и *Alm-Prp-Sps* [Aubrecht et al., 2009] фигуративные точки их составов формируют тренд, параллельный линии *Prp-Alm*, и расположены в областях кислых и средних гранулитов, гнейсов с переходными P-T параметрами от гранулитовой к амфиболитовой фации и, в меньшей степени, гнейсов, метаморфизованных в амфиболитовой фации (рис. 1А).

Фигуративные точки составов *Rt* на петрогенетической диаграмме *Cr-Nb* [Zack et al., 2004] расположены в области метапелитов (рис. 1Б). С использованием геотермометра [Watson et al., 2006] были рассчитаны температуры кристаллизации *Rt*, варьирующие от 486 до $947 \pm 20^\circ\text{C}$, что соответствует температурам метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фаций.

Зерна *Zr* имеют однородное и осцилляторное внутреннее строение. Последние структуры иногда подчеркиваются широкими метамиктными зонами. Реже встречаются зерна с полностью метамиктными ядрами. Большинство *Zr* формируют высокий (75% определений) пик с возрастом 1.92 млрд лет и слабо проявленными отдельными пиками с возрастными от 2.0 до 3.0 млрд лет. 95% зерен *Zr* имеют палеопротерозойские возрасты, оставшиеся 5% относятся к нео- и мезоархею.

В пределах Товского выступа базальные породы венда были вскрыты на глубине 980 м и представлены зеленовато-серым грубозернистым песчаником с примесью гравийного материала (~25%), состоящим из сростков крупных зерен *Kfs* и *Q* размером до 7 мм и остроугольных зерен *Q* размером до 1.5 мм и *Kfs* размером до 2 мм, погруженных в тонкозернистую глинистую массу.

¹ Аббревиатуры минералов приведены согласно [Whitney, Evans, 2010].

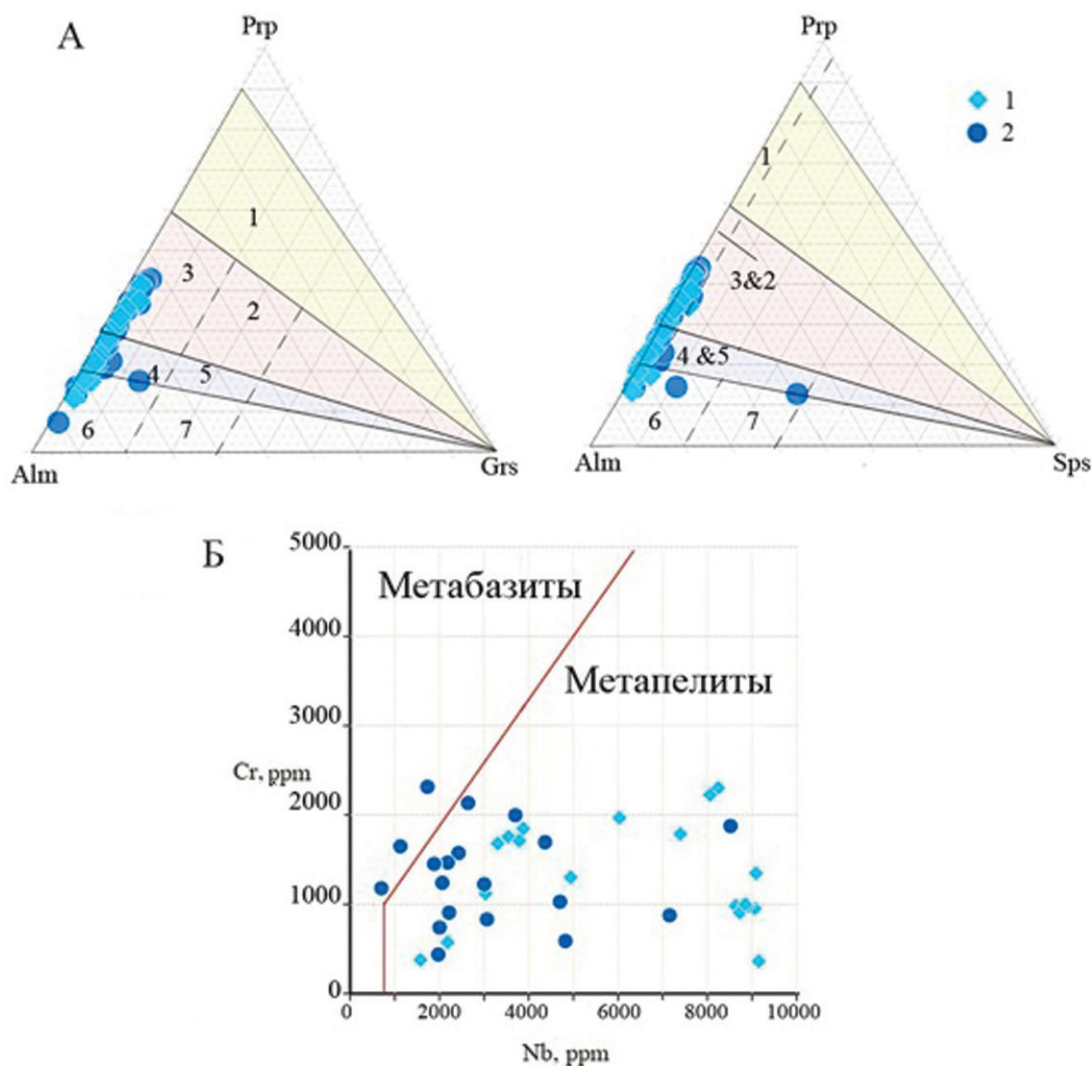


Рис. 1. Петрогенетические диаграммы составов *Grt* и *Rt* из песчаников Архангельского (1) и Товского (2) выступов

А – треугольные диаграммы для *Grt* по [Aubrecht et al., 2009]. Поля и цифры на диаграммах соответствуют составам *Grt* из: 1 – ультрабазических эклогитов и гранатовых перидотитов; 2, 3 – пород эклогитовой и гранулитовой фаций; 4, 5 – пород, метаморфизованных от условий амфиболитовой к условиям гранулитовой фаций; 6, 7 – пород амфиболитовой фации, голубых сланцев, скарнов, серпентинитов и магматических пород.

Б – бинарная Cr-Nb диаграмма составов *Rt* по [Zack et al., 2004]

Минералы тяжелой фракции представлены вытянутыми слабо-окатанными темно-зелеными зернами *Tur*, слабоокатанными черными зернами *Rt* и *Ilm*, изометричными желтыми зернами *Mnz*, обломками зерен *Grt* оранжевого и бледно-розового цвета и изометричными и короткопризматическими серыми и бесцветными зернами *Zr* с сильно сглаженными ребрами и вершинами.

Зерна *Grt* имеют близкий состав с гранатами из конгломератов Архангельского выступа ($Alm_{45-82}Prp_{1-49}Grs_{1-9}Sps_{1-3}$) и на треугольных диаграммах Alm-Prp-Grs и Alm-Prp-Sps дополняют их тренд, параллельный линии Prp-Alm (см. рис. 1А), что указывает на их близкие источники сноса.

Фигуративные точки составов большинства зерен *Rt* на диаграмме Cr-Nb расположены в области метапелитов, аналогично *Rt* из конгломератов Архангельского выступа. 3 точки состава расположены в области метабазитового источника (см. рис. 1Б). Рассчитанные температуры кристаллизации *Rt* варьируют от 608 до $947 \pm 20^\circ\text{C}$.

Зерна *Zr* имеют неоднородное осцилляторное внутреннее строение с невыдержанными зонами и смазанными границами между ними. В строении многих зерен встречаются метамиктные области, реже полностью метамиктные центральные части. U-Pb датирование зерен *Zr* выявило высокий основной пик с возрастом 1.92 млрд лет и чуть менее высокий – 1.97 млрд лет. Менее выраженные пики отвеча-

ют возрастам от 2.1 до 2.83 млрд лет. 83% зерен *Zr* имеют палеопротерозойские возрасты, оставшиеся 17% относятся к нео- и мезоархею.

Изученные разновозрастные отложения терригенных пород базального венда Архангельского и Товского выступов в целом имеют схожий петрографический и минеральный состав, близкие химические составы минералов тяжелой фракции (*Grt* и *Rt*), указывающие на близкие P-T условия метаморфизма пород источников, а также схожие спектры распределения U-Pb возрастов *Zr*. Полученные данные показывают, что преобладающими источниками сноса для терригенных пород базального венда являлись преимущественно кислые породы или метапелиты, метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Основной возрастной пик *Zr* 1.92 млрд лет близок возрасту гранулитового метаморфизма (1.91 млрд лет) при коллизии Лапландско-Кольского орогена (ЛКО) [Bridgwater et al., 2001; Tuisku, Huhma, 2006]. Накопление зерен *Zr* такого возраста в базальных осадках венда указывает на процессы разрушения корней коллизионного орогена. Возраст 1.98 млрд лет, более значимо проявленный в *Zr* из песчаников Товского выступа, соответствует возрасту гранодиоритов фундамента Зимнего берега [Samsonov et al., 2012]. Более древние и менее выраженные возрастные пики соответствуют интрузивам и кристаллическим комплексам фундамента Фенноскандинавского щита.

В то же время, для песчаников Товского выступа фиксируется большее разнообразие в составе минералов тяжелой фракции (присутствует *Tur* и *Ilm*), единичные составы *Rt* указывают на присутствие metabазитового источника, а спектр распределения возрастов *Zr* – на более значимое влияние архейских источников сноса в сравнении с вендскими песчаниками Архангельского выступа. Это может указывать на поступление AR материала с северного обрамления Лапландско-Кольского орогена.

ЛИТЕРАТУРА

- Aubrecht R., Méres S., Sýkora M., Mikuš T. (2009) Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica*, 60(6), 463-483.
- Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Marker M., Bushmin S.A., Alexeyev N.L., Daly J.S. (2006) Age and provenance of early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data. *Terra Nova*, 13, 32-37.
- Samsonov A.V., Tretyachenko V.V., Nosova A.A., Larionova Yu.O., Lepekhina E.N., Larionov A.N., Ipatieva I.S. (2012) Sutures in the early Precambrian crust as a factor responsible for localization of diamondiferous kimberlites in the northern East European Platform. 10th International Kimberlite Conference, Bangalore, 10IKC35.
- Tuisku P., Huhma H. (2006) Evolution of Migmatitic Granulite Complexes: Implications from Lapland Granulite Belt, Part II: Isotopic dating. *Bulletin of the geological society of Finland*, 78, 143-175.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151, 413-433.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Zack T., von Eynatten H., Kronz A. (2004) Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sediment. Geol.*, 171, 37-58.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВЕЩЕСТВА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПЛЮМА В РАЙОНЕ РУДНОГО УЗЛА СЕМЕНОВ (САХ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ КОЛОНОК

Кукса К.А.¹, Черкашев Г.А.^{1,2}, Бич А.С.², Кузнецов В.Ю.¹,
Бельтенов В.Е.², Фирстова А.В.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, katerina.kuksa@spbu.ru

²ФГУП ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург

Состав металлоносных осадков, ассоциирующих с современными океанскими сульфидными рудами, традиционно используется как в поисковых целях, так и для реконструкции режима изменения характера гидротермальной деятельности во времени. Однако пространственное распределение материала гидротермального плюма в пределах Срединно-Атлантического хребта практически не изучено. Считается, что латеральный разнос невелик и ограничен шириной рифтовой долины. Распространению же гидротермальной взвеси вдоль хребта посвящена единственная работа [Cave et al., 2002], результаты которой показали, что он может переноситься на расстояние до 25 км. В настоящей работе приводятся первые данные о составе дистальных металлоносных осадков гидротермального рудного узла Семенов (САХ), и влиянии на них вещества активного курильщика Семенов-2.

Участок исследования расположен в западном борту рифтовой долины САХ на подводной горе, вытянутой по широте примерно на 10 км при ширине около 4.5 км [Иванов и др., 2008]. Рудный узел Семенов состоит из пяти гидротермальных полей, локализованных на глубинах от 2400 до 2950 м. Преобладающие типы руд — серно-колчеданные и медно-колчеданные, последние наиболее полно представлены на поле Семенов-2 [Мелекесцева, 2011]. Проксимальные металлоносные осадки этого поля также характеризуются высокими содержаниями железа (до 29%) и меди (до 4.5%) [Русаков и др., 2013].

С севера к горе примыкает субгоризонтальная терраса в интервале глубин 2800–3300 м, покрытая чехлом осадков мощностью от ~25 до ~700 см [Бельтенов и др. 2010]. Направление придонных течений и морфология данной структуры позволяют предполагать, что распространение гидротермального вещества от места разгрузки флюида происходит преимущественно с юга на север, а не радиально.

Для проверки данной гипотезы, а также установления дальности распространения вещества гидротермального плюма Семенов-2 нами был изучен состав поверхностных осадков из 9 колонок, расположенных в пределах террасы радиально на разном удалении (1.5–6.0 км) от области разгрузки флюида.

Исследованные осадки представлены бежевыми кокколито-фораминиферовыми высококарбонатными илами (CaCO_3 – 77–85%) и содержат в среднем SiO_2 ~7%, Al_2O_3 ~2,3%, TiO_2 ~0,13%, P_2O_5 ~0,09%. Величина Ti/Al варьирует от 0.065 до 0.070. В пересчете на бескарбонатное вещество (бкв) осадки содержат ~4–5% Fe, 0.016–0.041% Cu и 0.010–0.014% Zn. Согласно классификации К.Бострёма по средней величине индекса $100 \cdot \text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn}) = 55$ осадки относятся к немаллоносным [Boström et al., 1969]. Однако, оценка доли гидротермального компонента в осадках по методике, изложенной в работе [Cave et al., 2002], показала, что даже после вычитания из их состава пелагического материала, в них остаются значимые количества ряда металлов (в среднем 0.05–0.34% Fe, 10–60 г/т Cu, 2–11 г/т Zn, 8–18 г/т V), а также 80–350 г/т P и 1.5–4.7 г/т As (табл. 1).

При этом полученные оценки средних величин элемент/Fe отношений в “расчетном” плюмовом веществе приповерхностного слоя осадков рудного узла Семенов весьма близки к значениям, полученным для гидротермального плюма ТАГ [German et al., 1991; Feely et al., 1998]. Этот факт является независимым подтверждением присутствию в поверхностных осадках взвеси активного гидротермального плюма. Косвенно это подтверждается и результатами минералогических наблюдений – по наличию в осадках данных колонок минералов-индикаторов гидротермальной деятельности (гидроокислов железа и барита) [Бельтенов и др., 2010].

Максимальные содержания элементов, мигрирующих в гидротермальном плюме в форме сульфидов (Cu, Zn) отмечаются в осадках, расположенных наиболее близко к рудному полю (рис. 1А). В центральной и восточной частях террасы на расстоянии ~4–5 км от области разгрузки флюида их

Таблица 1. Величины межэлементных отношений, использованные для расчета доли пелагического материала в поверхностных осадках рудного узла Семенов, полученные для плюмового вещества курильщика Семенов-2 и ТАГ [German et al., 1991; Feely et al., 1998]

Элементные отношения	Пелагические осадки Мирового океана	Элементные отношения	Расчетное плюмовое вещество	Гидротермальный плюм ТАГ
Fe/Al	0.63210	Cu/Fe	0.0222	0.0154
Cu/Al	0.00162	Zn/Fe	0.0031	0.0020
Zn/Al	0.00173	P/Fe	0.2011	0.2100
P/Al	0.01500	V/Fe	0.0096	0.0051
V/Al	0.00180	As/Fe	0.0018	0.0016
As/Al	0.00032			

Примечание. В качестве представителя фоновых пелагических илов были использованы величины среднего состава пелагических осадков Мирового океана [Лисицын, 1978].

концентрация сохраняется постоянной, а далее, по мере увеличения расстояния до 6 км уменьшается в 2–3 раза, но все же остается различимой. В то же время осадки, расположенные в западной части террасы, и находящиеся гипсометрически несколько выше, отличаются чрезвычайно низкими содержаниями как меди, так и цинка.

Концентрации элементов, сорбируемых оксигидроксидами железа взвеси плюма (V, P, As), напротив, увеличиваются в осадках по мере их удаления от области разгрузки гидротермального флюида (рис. 1Б). При этом, так же, как и в первом случае, осадки, расположенные на западной окраине террасы отличаются наиболее низкими концентрациями всех элементов, что позволяет предполагать минимальное влияние плюмового вещества на их состав.

Таким образом, применение методического подхода, предложенного в работе [Cave et al., 2002], к неметаллоносным осадкам рудного узла Семенов позволило выявить присутствие в них вещества активного гидротермального курильщика поля Семенов-2, а также оценить характер распространения сульфидных и оксигидроксидных частиц в зависимости от удаленности от области разгрузки флюида. Можно констатировать, что материал плюма в районе рудного узла Семенов распространяется на расстояние не менее ~6 км от места разгрузки, охватывая главным образом центральную и восточную части примыкающую к горе террасы. Это позволяет использовать материалы опробования донных осадков, широко развитых на террасе, для реконструкции во времени истории гидротермальной деятельности в пределах всего рудного узла.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 22-27-00375).

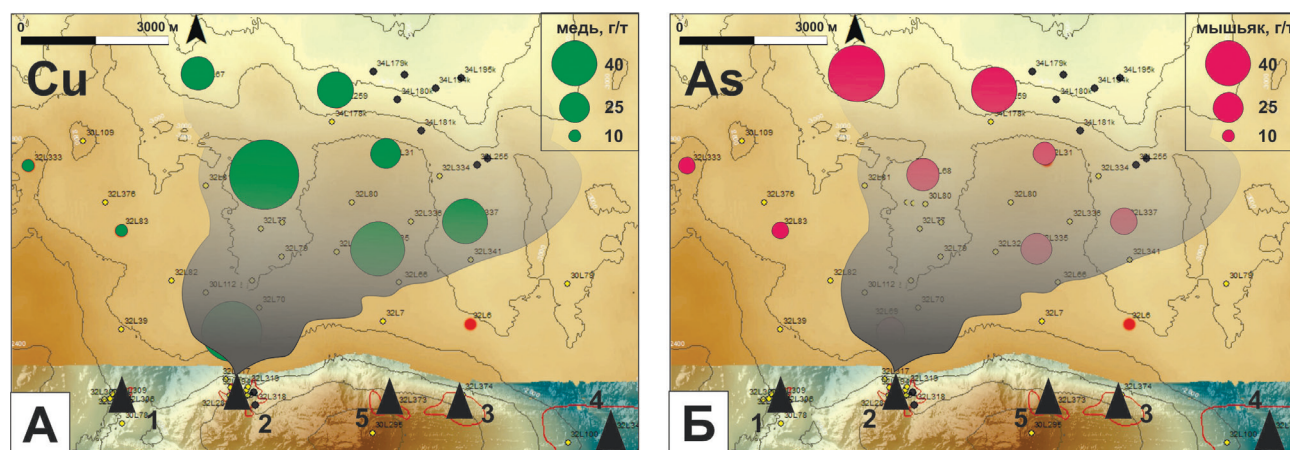


Рис. 1. Положение исследованных донных осадков в пределах рудного узла Семенов (по [Бельтнев и др., 2010] с изменениями) и содержание в осадках меди (1А) и мышьяка (1Б).

Черные треугольники – гидротермальные поля и их номера, серой заливкой показана область распространения вещества плюма современного курильщика Семенов-2

ЛИТЕРАТУРА

- Бельтенов В.Е. и др. (2010) Геолого-геофизические исследования с целью выделения участков, перспективных на ГПС, в осевой зоне САХ (в пределах 11°–12°30' с.ш.) и поисковые работы на участке 13°31' с.ш. Фонды ФГУНПП «ЛМГРЭ», г. Ломоносов.
- Иванов В.Н., Бельтенов В.Е., Степанова Т.В. и др. (2008) Сульфидные руды нового рудного узла 13°31' с.ш. САХ. Металлогения древних и современных океанов-2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 19-22.
- Лисицын А.П. (1978) Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 368 с.
- Мелекесцева И.Ю. (2011) Минеральный и химический состав руд гидротермального поля Семенов-2. Разведка и охрана недр, 12, 10-16.
- Русаков В.Ю. и др. (2013) Минералого-геохимическая зональность осадков гидротермального узла “Семенов” (13°31'–13°30' с.ш. Срединно-Атлантический хребет). Геохимия, 8, 717-742.
- Boström K., Peterson M.N.A., Joensuu O., Fisher D.E. (1969) Aluminum-poor ferromanganous sediments on active oceanic ridges. J. Geophys. Res., 74, 3261-3270.
- Cave R.R., German C.R., Thompson J., Nesbitt R.W. (2002) Fluxes to sediments underlying the Rainbow hydrothermal plume at 36°14'N on the Mid-Atlantic Ridge. Geochim. Cosmochim. Acta, 66(11), 1905-1923.
- Feely R.A., Trefry J.H., Lebon G.T., German C.R. (1998) The relationship between P/Fe and V/Fe ratios in hydrothermal precipitates and dissolved phosphate in seawater. Geophysical Research Letters, 25(13), 2253-2256.
- German C.R., Campbell A.C. Edmond J.M. (1991) Hydrothermal scavenging at the Mid-Atlantic Ridge: Modification of trace element dissolved fluxes. Earth Planet. Sci. Lett., 107(1), 101-114

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СИНЕЙ БЛАГОРОДНОЙ ШПИНЕЛИ НОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ БАЙ БУИ (МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЛУК ЙЕН, СЕВЕРНЫЙ ВЬЕТНАМ)

Кукса К.А.¹, Бочаров В.Н.¹, Соколов П.Б.², Мараховская О.Ю.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, katerina.kuksa@spbu.ru

²ООО СОКОЛОВ, Санкт-Петербург

Синяя благородная шпинель является одним из редких драгоценных камней, которые чрезвычайно высоко ценятся на ювелирном рынке. В настоящее время образцы ювелирного качества добываются главным образом во Вьетнаме, а также, в меньших количествах, в Бирме, Танзании, Тайланде и Шри-Ланке [Balley, Groat, 2019]. В северном Вьетнаме в провинции Йен Бай синюю шпинель добывают главным образом из аллювиально-делювиальных отложений. До настоящего времени в пределах месторождения Лук Йен были известны лишь четыре точки проявления синей шпинели в коренных мраморах: Май Трунг, Фан Тханх, Бай Сан и Ба Линх Мот. Минералогия вмещающих шпинель мраморов, а также особенности микроэлементного состава самой шпинели были рассмотрены ранее в серии работ [Chauvire et al., 2015; Huong et al., 2018; Sokolov et al., 2019; Кукса и др., 2019]. В настоящем сообщении мы приводим первые данные об оптических свойствах, химическом составе и природе окраски синей благородной шпинели пятого, недавно открытого проявления Бай Буи.

Проявление Бай Буи расположено в северной части горного массива Лук Йен, в межгорной впадине на высоте около 460 м. Шпинель добывают главным образом из делювия кор выветривания, реже разрабатывают жилы и гнезда в коренных мраморах. Зерна минерала варьируют по цвету от серовато-синего до интенсивно-синего и ярко-голубого. Нами были изучены химический состав (методом ЛА-ИСП-МС) и спектральные характеристики трех зерен шпинели, представляющих основные цветовые разновидности, встречающиеся в пределах данной выработки.

Основной особенностью оптических спектров поглощения шпинелей проявления Бай Буи является наличие двух широких интенсивных полос поглощения в видимой области (рис. 1). Конфигурация спектров поглощения позволяет отнести наблюдаемые полосы к электронным переходам в ионах Cr^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} и Co^{2+} .

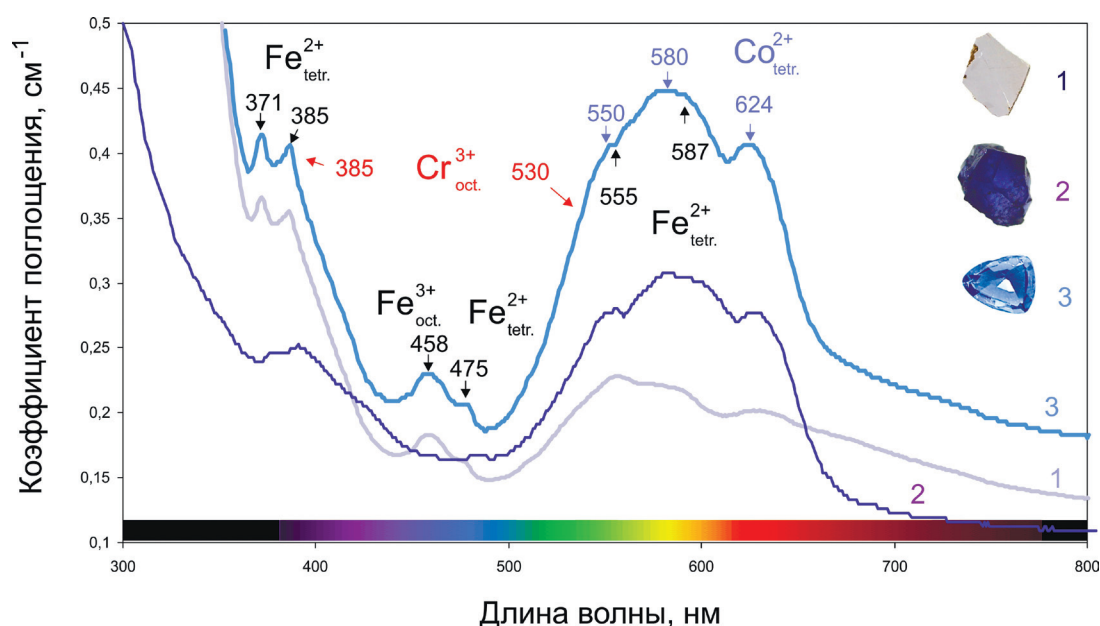


Рис. 1. Кривые поглощения света в видимой области спектра для основных цветовых разновидностей благородной шпинели проявления Бай Буи (месторождение Лук Йен, С. Вьетнам).

1 – серо-синий, 2 – ярко-синий, 3 – голубой. Соответствие отдельных пиков спектральной кривой дано: для Co, по [D'Ippolito et al., 2015], для остальных элементов, по [Andreozzi et al., 2019]

Таблица 1. Микроэлементный состав зерен шпинели проявления Бай Буи, месторождение Лук Йен (С. Вьетнам), г/т

№ обр.	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Co	Zn	Ga
1	38	39	373	254	28654	8	5	548	141
2	109	187	1093	169	6229	551	144	781	279
3	5	6	10	112	18041	39	64	596	170

Это хорошо согласуется с микроэлементным составом шпинели (табл. 1), в котором отмечаются значимые концентрации железа, кобальта и других хромофоров (Cr, V). Так, зерно № 1 серовато-синего цвета содержит всего 5 г/т кобальта, что недостаточно для окрашивания шпинели в голубой цвет [D'Ippolito et al., 2015]. Соответственно, мы полагаем, что серовато-синий цвет этого зерна обусловлен главным образом электронными переходами в ионах двухвалентного железа, находящегося в тетраэдрической координации.

В зернах № 2 (ярко-синем) и № 3 (голубом) уровни концентрации Co превышают критическую величину в 10 г/т, начиная с которой влияние Co в тетраэдрической координации на абсорбцию света становится заметным [D'Ippolito et al., 2015]. Однако, содержание железа в зерне № 2 составляет всего 6230 г/т. Ранее нами было показано, что голубой “кобальтовый” цвет наблюдается лишь в тех зернах шпинели, соотношение Fe/Co в которых превышает 110 [Sokolov et al., 2019]. Однако, несмотря на то, что величина данного отношения в синей шпинели № 2 составляет всего 43, высокие концентрации Cr (>1000 г/т) могут также оказывать влияние на тон и интенсивность окраски, что наблюдалось ранее в образцах шпинели других проявлений месторождения Лук Йен [Belley, Palke, 2021]. Таким образом, мы полагаем, что интенсивный синий цвет зерна № 2 обусловлен электронными переходами в ионах Co^{2+} в тетраэдрической позиции и Cr^{3+} в октаэдрической позиции.

Голубая окраска зерна №3, отличающегося промежуточными уровнями содержания Fe и Co, по всей видимости обусловлена электронными переходами в ионах обоих элементов, замещающими Mg в тетраэдрической позиции в структуре шпинели. Несмотря на то, что уровни содержания Fe значительно выше, чем всех остальных элементов, его влияние на окраску зерен голубого цвета менее значимо, чем влияние кобальта, который в тетраэдрической координации поглощает свет в ~20 раз сильнее [Chauvire et al., 2015].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 22-27-00172) с использованием оборудования Научного парка СПбГУ: Ресурсных Центров “Оптические и лазерные методы исследования вещества” и “Геомодель”. Микроэлементный состав шпинели был определен в сертификационно-испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН, г. Черноголовка, Московская обл.

ЛИТЕРАТУРА

- Кукса К.А., Соколов П.Б., Мараховская О.Ю., Гуссиас Г.А., Браункомб У. (2019) Минералогия, геохимия и вопросы генезиса благородной шпинели месторождения Лук Йен, Вьетнам. Минералогия, 5(3), 56-69.
- Andreozzi G.B., D'Ippolito V., Skogby H., Hålenius U., Bosi F. (2019) Color mechanisms in spinel: a multi-analytical investigation of natural crystals with a wide range of coloration. Phys. Chem. Minerals, 46(4), 343-360.
- Belley Ph.M., Groat L.A. (2019) Metacarbonate-hosted spinel on Baffin Island, Nunavut, Canada: Insights into the origin of gem spinel and cobalt-blue spinel. Can. Mineral., 57, 147-200.
- Belley Ph.M., Palke A. (2021) Purple gem spinel from Vietnam and Afganistan: Comparison of trace element chemistry, cause of color and inclusions. Gems and Gemology, 57(3), 228-238.
- Chauvire B., Rondeau B., Fritsch E., Ressigeac Ph., Devidal J.-L. (2015) Blue spinel from the Luc Yen district of Vietnam. Gems & Gemology, 51(1), 2-17.
- D'Ippolito V., Andreozzi G.B., Hålenius U., Skogby H., Hametner K., Günther D. (2015) Color mechanisms in spinel: Cobalt and iron interplay for the blue color. Phys. Chem. Minerals, 42, 431-39.
- Huong L.T.-T., Haeger T., Phan T.-L. (2018) Study of impurity in blue spinel from the Luc Yen mining area, Yen Bai province, Vietnam. Vietnam Journal Earth Science, 40(1), 47-55.
- Sokolov P., Kuxa K., Marakhovskaya O., Gussias G.A. (2019) In search of cobalt blue spinel in Vietnam. In Color Summer, 43, 43-49.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОРОШКА (ЧУКОТСКИЙ АО)

Леденев Н.Б.^{1,2}, Плотинская О.Ю.²

¹*Kinross Gold Corporation, Toronto, Nikita.Ledenev@Kinross.com*

²*ИГЕМ РАН, Москва*

Месторождение Морошка расположено на Крайнем Северо-Востоке России, на территории Анадырского района Чукотского автономного округа, в 197 км на юго-восток от ближайшего крупного населенного пункта – г. Билибино и в 5 км от более известного месторождения Купол, в пределах Купольского рудного узла.

Купольский рудный узел расположен в области мелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса протяженностью 3000 км. Данный пояс относят к вулканической дуге андийского типа, тектонически приуроченной к мезозойской Анюйской тыловогужной складчатой зоне [Белый, 1994]. Месторождение Морошка, как и его Юго-Западный фланг, рудопроявление «Провидение», расположено в восточной части Купольского грабена Северо-Восточного простирания [Blenkinsop, 2019].

Au-Ag оруденение месторождения сконцентрировано в крутопадающей (~80°) жильной зоне, не выходящей на поверхность, средней мощностью 1.5–2.0 м субмеридионального направления протяженностью около 600 м.

Рудные тела участка Морошка представляют из себя жилы адуляр-кварцевого, или адуляр-сульфидно-кварцевого состава с массивными, коломорфно-полосчатыми, крустификационными, брекчиевыми и кокардовыми текстурами. Мощность рудных тел не выдержанная, отмечаются раздувы и пережимы. Основными жильными минералами являются кварц, халцедон, адуляр, гидрослюда; рудными – арсенопирит, марказит, пирит, полибазит, блёклые руды, галенит, сфалерит, самородное золото (электрум) и др. Предварительная последовательность минералообразования представлена в табл. 1. Так же, как и в пределах главной рудной зоны Купола, отношение Au:Ag в рудах участка Морошка меняется в широких пределах, наибольшая частота встречаемости – от 1:6 до 1:60, в среднем – 1:30 [Григорьев и др., 2014]. С 2018 г. по настоящее время ведется добыча руд подземным способом.

Изучение особенностей минерального состава, выявление минеральных ассоциаций и последовательности минералообразования может быть существенным вкладом для понимания процессов образования эпитермальных обстановок на крайнем Северо-Востоке России, где отсутствует единый взгляд на генезис и классификацию золоторудных месторождений.

Состав рудных минералов определен на сканирующий электронных микроскопах Jeol JSM-6480LV с ЭДС (аналитик В.О. Япаскурт, МГУ) и JSM-5610LV с ЭДС (аналитик М.С. Никольский, ИГЕМ РАН).

В рудах участка Морошка золото встречается как в свободной форме, так и в сростаниях с различными сульфидными минералами. Размер выделений золота колеблется от первых микрометров, до 100–150 мкм, в среднем составляет от 30 до 70 мкм, выделения имеют изометричную или удлинённую форму (рис. 1). Относительно крупные золотины размером 0.5 мм встречаются довольно редко.

Таблица 1. Предварительная последовательность минералообразования

Минералы/ассоциации	I	II	III	IV	V	VI
Пирит-I	+++					
Пирит-II (Мышьяковистый)		++				
Арсенопирит			++			
Халькопирит				++		
Тетраэдрит				++		
Сфалерит				++		
Галенит					+	
Полибазит					+	
Самородное золото						+

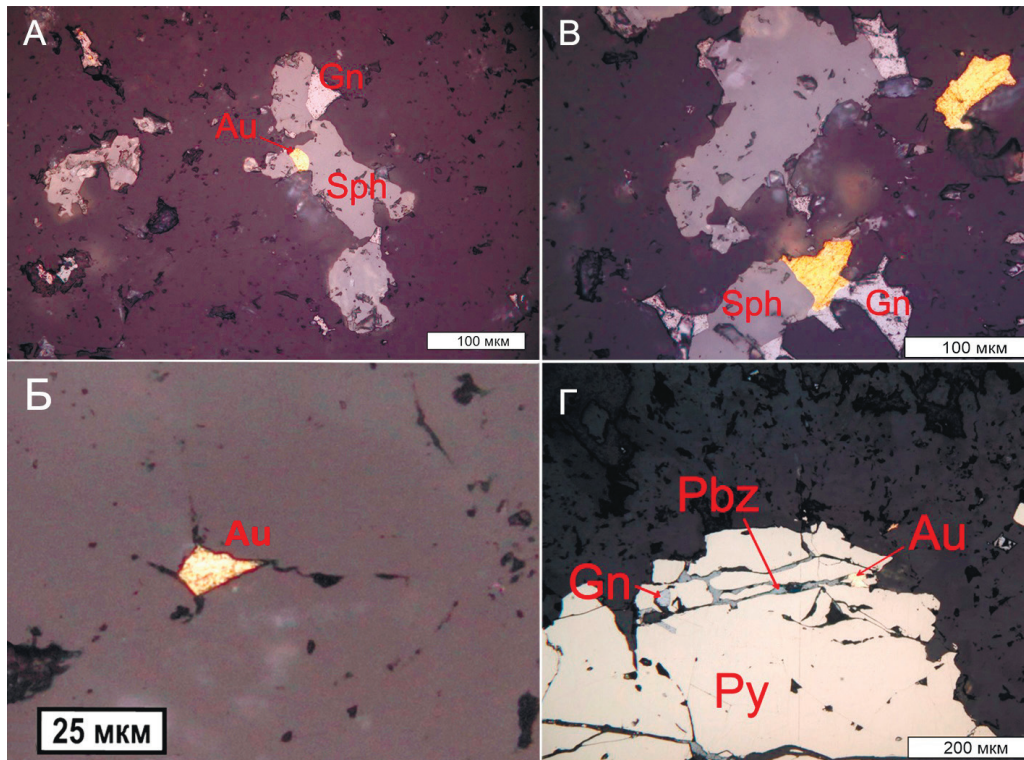


Рис. 1. Самородное золото месторождения Морошка.

Фото в отражённом свете: А – самородное золото (Au) в ассоциации со сфалеритом (Sph) и галенитом (Gn), Б – самородное золото в кварце В – самородное золото в ассоциации со сфалеритом (Sph) и галенитом (Gn). Г – галенит (Gn), Полибазит (Pbz) и самородное золото (Au) развиваются по трещинам в раннем пирите (Py)

Цвет самородного золота различный, что свидетельствует о различиях в пробности. Наиболее широко представлено светлое, низкопробное золото, в сростаниях с халькопиритом, тетраэдритом, сфалеритом, а также галенитом и полибазитом. Разброс по пробности ограничен значениями от 397.4 до 630.2‰, средняя пробность – **503.6‰**. Основной примесью золота является серебро, таким образом, золото участка «Морошка» представлено электрумом. В отдельных случаях встречаются примеси ртути до 5.93 мас. %. Закономерности между пробностью и минеральными ассоциациями не обнаружено (рис. 2).

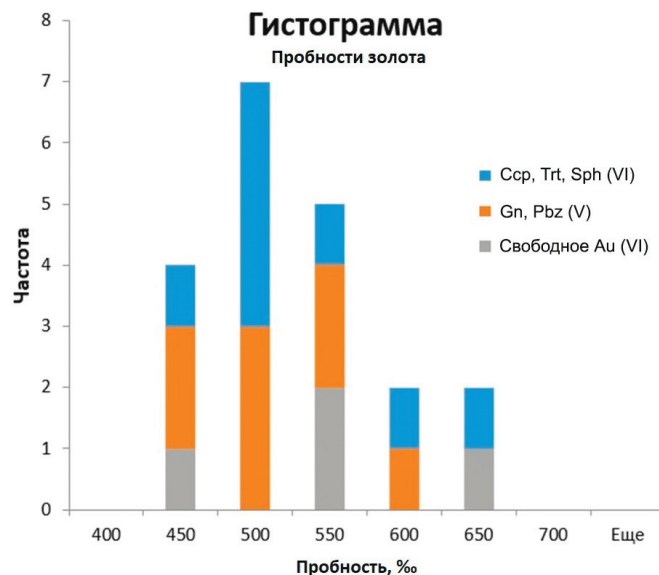


Рис. 2. Гистограмма пробности самородного золота месторождения Морошка.

Номера ассоциации соответствуют табл. 1

Следует отметить, что данные по пробности золота для участка «Морошка» отличаются от данных, полученных для участков «Южный Бис» и «Северный» (650–660‰) в пределах главной рудной зоне Купола. Помимо электрума и высокопробного золота, в пределах данных участков отмечен кюстелит [Леденев, 2016]. Тем не менее, данные по пробности золота для Морошки укладываются в значения по месторождению Купол. В целом, для Купола, золото характеризуется достаточно широкими вариациями пробности – от 298 до 875‰ [Савва, 2019], наиболее распространено золото с пробностью 450–550‰.

Авторы благодарны Н.М. Никольскому (ИГЕМ РАН) и В.О. Япаскурту (МГУ) за выполнение аналитических работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Белый В.Ф. (1994) Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 76 с.
- Григорьев Н.В., Курашко В.В. и др. (2014) Отчет о результатах проведения разведочных работ на рудопроявлении Морошка в пределах Западно-Купольной площади в 2012–2014 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1 сентября 2014., г. Магадан.
- Леденев Н.Б. (2016) Геологическое строение и состав рудной минерализации золото-серебряного месторождения Купол. СПб.: СПбГУ, 54 с.
- Савва Н.Е. (2019) Минералогия серебра Северо-Востока России. (2018) [Науч. ред. А.А. Сидоров]; Сев.-Вост. комплекс. НИИ ДВО РАН. М.: Изд-во Триумф, 544 с.
- Blenkinsop T. (2019) Going for Gold at Kupol, report for Kinross Gold Corporation. UK: Cardiff University, School of Earth and Ocean Sciences, 38 p.

СЛЕДЫ ОРГАНОМИНЕРАЛИЗАЦИИ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЯКАХ АЯТСКОЙ СВИТЫ (ТУРГАЙСКИЙ ПРОГИБ)

Максимов П.Н., Рудмин М.А.

Томский политехнический университет, Томск, *pnm1@tpu.ru, rudminma@tpu.ru*

Условия формирования, включая минералообразующие процессы, залежей фанерозойских ооидовых железняков долгое время служат предметом многочисленных дискуссий [Young, 1989; Kimberley, 1994; Rudmin et al., 2019]. Ооидовые железняки – наиболее близкие фанерозойские аналоги докембрийских железистых кварцитов. Осадочные ооидовые железняки имеют широкое геохронологическое и географическое распространение в фанерозое. Существует несколько гипотез о механизмах образования железистых ооидов в подобных месторождениях [Chan, 2007; Kimberley, 1979; Salama, 2013]: прямое осаждение из коллоидных растворов, замещение ранее образованных карбонатных структур, механическая аккреция, микро–метасоматоз по типу реакций 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, отражают взаимоотношение между внутренними (микробные сообщества и микробный метаболизм) и внешними (физико-химические процессы) факторами [Konhauser, 2007]. Следы этих процессов в древних породах как правило могут проявляться в отличительных структурных элементах и/или составе *in situ* минералов.

В данной работе проводится поиск и интерпретация признаков деятельности микроорганизмов, участвующих в формировании железистых ооидов, микро-онкоидов и пелоидов среди верхнемеловых отложений аятской свиты Тургайского прогиба (Северный Казахстан). В верхнем мелу изучаемая территория представляла собой уникальный внутриконтинентальный бассейн – Тургайский пролив, узкий и вытянутый в меридиональном направлении, соединявший Западно-Сибирское и Среднеазиатское (Туранское) моря [Найдин, 2006]. В основу исследований положены материалы, отобранные из меловых вскрышных пород Варваринского месторождения (Северный Казахстан). Представляемые результаты были получены с применением следующих методов: петрографический анализ, сканирующая электронная микроскопия (СЭМ), рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС), Rock-Eval пиролиз, изотопная масс-спектрометрия.

Изучаемые железняки отличаются бурым цветом, пористой текстурой и ооидовой структурой, с некоторой долей детритовой органики замещенной сидеритом (рис. 1А). Минеральный состав железняков представлен сидеритом, бертьерином, гётитом, кварцем, полевыми шпатами, а также пиритом, гипсом и др. Сидерит выполняет как цемент породы (рис. 1Б, В), так и некоторую часть ооидов. Ооиды имеют ритмично-зональное внутреннее строение, выраженное в чередовании кольцевых зон (концен-

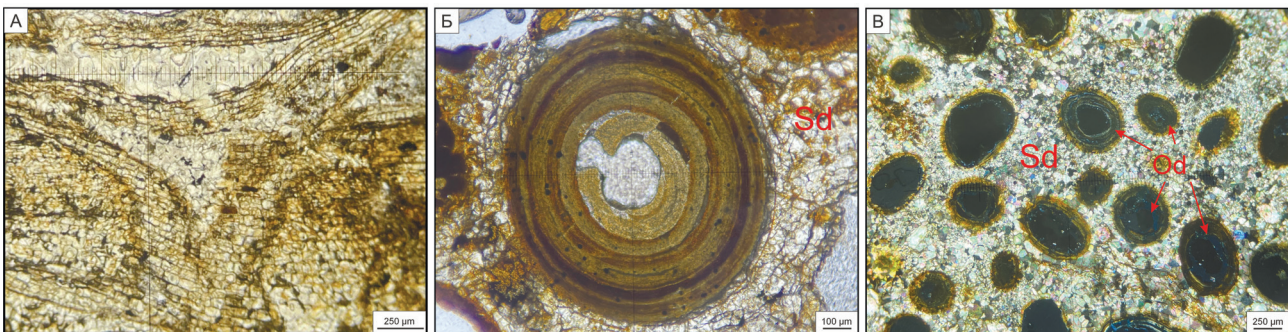


Рис. 1. Снимки ооидовых железняков в проходящем свете.

А – органогенная структура, замещенная сидеритом; Б – ооид с структурами обволакивания; В – ооиды и сидеритовый цемент (скрещенные николи). Sd – сидерит, od – ооид

тры или ламелии) за счет изменения преобладания бертьерина или гётита (рис. 2А). Пелоиды характеризуются однородной внутренней структурой в виде сплошной массы гётита либо бертьерина, с преобладанием последнего. Размер ооидов и пелоидов не превышает 1 мм.

В аятских ооидовых железняках общее содержание органического углерода составляет от 1.0 до 1.8%. Это подтверждается присутствием различных фрагментов палеобиоты: детритовые остатки водорослей (ткани), микростроматолиты, микро- и нанотрубчатые бактериоформы и следы бактериальных матов (рис. 3). Наличие бактериморфов в кортексе ооидов указывает на процессы органоминализации при их формировании. Вероятно, подобный биохимический механизм был связан с деятельностью железо-редуцирующих бактерий на момент накопления железняков [Максимов, Рудмин, 2022]. Зачастую, наблюдается полное и/или частичное замещение концентров, вплоть до ядер, ооидов пиритом (рис. 2Б), который также образуется в зонах микротрещин. Наличие бактериморфов указывает на наличие геохимического микробарьера на границе микроконкреций и цементирующего (связывающего) материала, что зачастую характерно для биогенных образований, покрытых химически устойчивыми полимерами. Реликтами этих внеклеточных природных полимеров с высокой молекулярной массой в осадочных горных породах являются микро- и нано-плёнки (extracellular polymeric substances – EPS). Эти плёнки часто отмечаются в железистом кортексе ооидов аятских железняков (рис. 3Б, В).

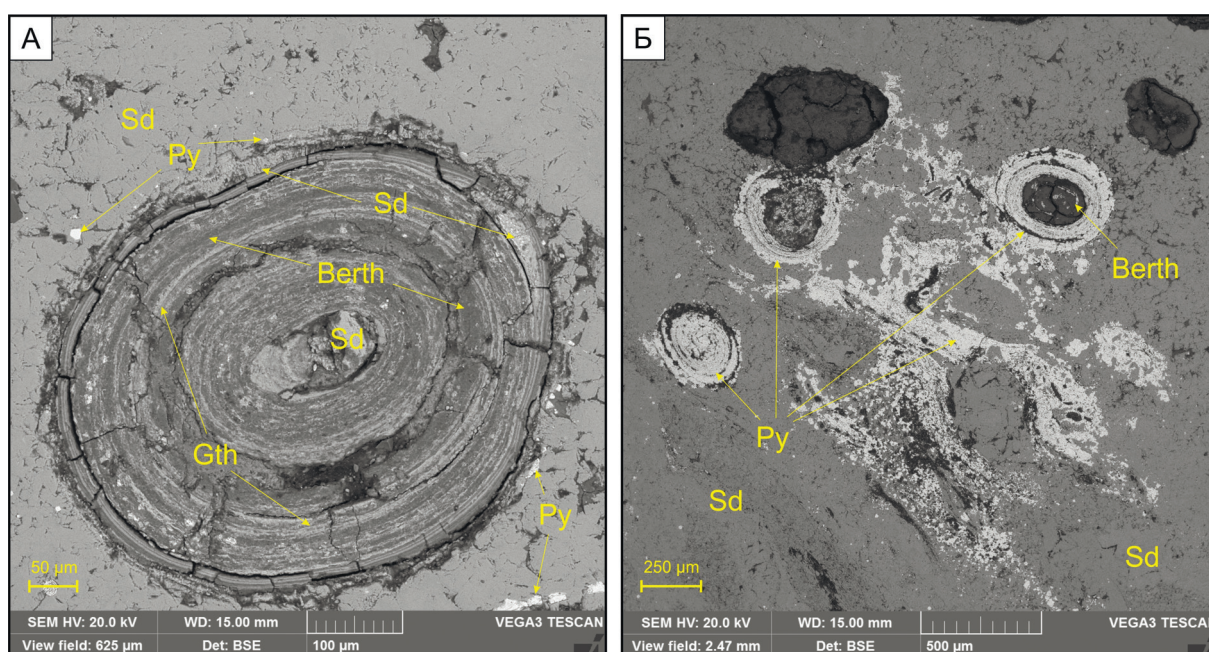


Рис. 2. СЭМ-изображения *in situ* минералов железняков аятской свиты.

А – ооид с контрастной ритмично-зональной внутренней структурой; Б – замещение ооидов пиритом в области микротрещин.
Sd – сидерит, Py – пирит, Berth – бертьерин, Gth – гётит

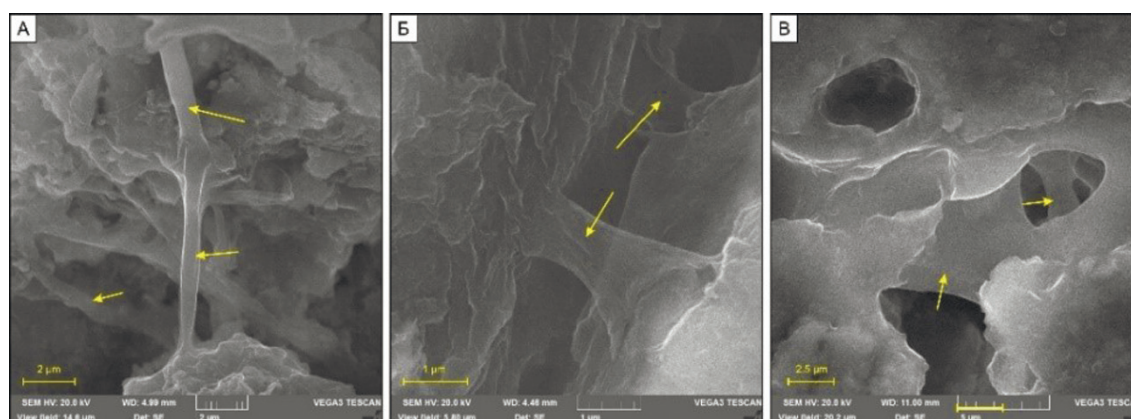


Рис. 3. Минерализация органических фрагментов различными минералами

С другой стороны, в железняках аятской свиты на микроуровне фиксируется минерализация органических остатков сидеритом и/или пиритом (см. рис. 1А) [Максимов, Рудмин, 2022]. Вероятно, это было связано с деятельностью анаэробных микроорганизмов. По результатам РФА и ИСП-МС были рассчитаны различные геохимические индексы, включая факторы обогащения (enrichment factors – EF) для редокс-чувствительных микроэлементов. Аятские железняки характеризуются повышенными значениями (относительно вмещающей толщи) следующих геохимических индексов: P EF (40.4), Co EF (162.4), Ba_{bio} (289.0), As EF (115.9). Анализ химического состава отдельных минеральных фаз оолитов (по данным СЭМ ЭДС съёмки) показывает в среднем до 2% содержание фосфора в гётите. Высокое содержание фосфора в гётите указывает на его потенциальное формирование за счёт активности железоредуцирующих бактерий. Повышенные содержания Zn и Pb в корреляции с Fe_(общ), учитывая наличие аутигенного пирита и вюртцита, объясняется деятельностью сульфат-редуцирующих бактерий при раннем диагенезе. Результаты анализа стабильных изотопов углерода и кислорода ($-15.6\text{‰ } \delta^{13}\text{C}$ и $-2.3\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$), выполненные по сидериту, указывают на углерод органического происхождения, как свидетельство вклада биотического фактора в формирование аятских железняков. Ассоциация сидерита и пирита в детрите свидетельствует о сообществе метанотрофных архей и сульфат-редуцирующих бактерий. Эти наблюдения указывают на недооцененную важность оценки влияния микроорганизмов при осаждении месторождений морских железных руд для понимания их генезиса.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Российского научного фонда (грант № 21-17-00019).

ЛИТЕРАТУРА

- Максимов П.Н., Рудмин М.А. (2022) Минералого-геохимические особенности верхнемеловых морских железняков аятской свиты (Тургайский прогиб). Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 333(5), 70-80.
- Найдин Д.П. (2006) Разрез верхнего мела Кушмурун, Торгайский пролив. Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, 4, 3-9.
- Chan M.A. и др. (2007) Models of iron oxide concretion formation: field, numerical, and laboratory comparisons. Geofluids, 7(3), 356-368.
- Emerson D., Revsbech N.P. (1994) Investigation of an Iron-Oxidizing Microbial Mat Community Located near Aarhus, Denmark: Field Studies. Applied and environmental microbiology, 60(11), 22-31.
- Houten F.B.V., Bhattacharyya D.P. (1982) Phanerozoic Oolitic Ironstones – Geologic Record and Facies Model. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 10(1), 441-457.
- Kimberley M.M. (1979) Origin of Oolitic Iron Formations. SEPM Journal of Sedimentary Research, 49(1), 111-131.
- Kimberley M.M. (1994) Debate about ironstone: has solute supply been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids? Terra Nova, 6(2), 116-132.
- Konhauser K. (2007) Introduction to geomicrobiology. Blackwell Publ., 425 p.
- Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. (2019) Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia. Marine and Petroleum Geology, 100, 309-325.
- Salama W., Aref M.M. El, Gaupp R. (2013) 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, 11(1), 15-28.
- Young T.P. (1989) Phanerozoic ironstones: an introduction and review. Geological Society, London, Special Publications, 46(1), 19-25.

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАЛА

Масленников В.В.

Южно-Уральский научный центр минералогии и геоэкологии, Миасс, mas@mineralogy.ru

Урал является крупнейшей в Мире колчеданоносной провинцией, запасы колчеданных руд которой лишь уступают запасам Иберийского пиритового пояса (Испания, Португалия), превосходя последний по запасам $\text{Cu} + \text{Zn}$. Ни одна из провинций в Мире не может также сравниться с Уралом по разнообразию рудно-формационных типов и подтипов колчеданных месторождений. Общие данные по закономерностям локализации, геологическому строению, минералогии и условиям формирования колчеданных месторождений Урала приводятся в работах А.Н. Заварицкого, С.Н. Иванова, В.А. Прокина, П.Ф. Сопко, Е.П. Ширая, М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцова, В.П. Молошага, В.Ф. Рудницкого, И.Б. Серавкина, А.М. Косарева, Е.С. Контаря, А.Г. Жабина, В.В. Зайкова, А.В. Пуркина, Е.С. Контаря, Н.Р. Аюповой, Н.П. Сафиной, А.С. Целуйко, С.Г. Тесалиной, Т.Н. Сурина, Э.Н. Баранова, М.И. Исмагилова, Г.Н. Пшеничного, И.В. Викентьева, Ю.Ф. Юрина, А.Г. Злотника-Хоткевича, Т.Н. Шадлун, П.Я. Яроша и др. Этими исследователями обоснована связь колчеданных месторождений с подводными вулканогенными и ультрамафитовыми формациями, выделены рудно-формационные типы колчеданных месторождений, среди которых доминируют уральский (базальты>риолиты), баймакский или куроко (базальты<риолиты), атлантический (ультрамафиты), кипрский или оманский (базальты), бесси (базальты и их тефротурбидиты). Более того, И.Б. Серавкин недавно выделил, как минимум, три подтипа месторождений уральского типа.

На протяжении последних десятилетий в Институте минералогии УрО РАН активно развивались исследования, в основе которых – сравнительный анализ геологической позиции, минералогии и геохимии рудных фаций древних и современных колчеданообразующих систем. Основная цель – объяснение причин морфогенетического, минералогического и геохимического разнообразия месторождений колчеданного семейства и ассоциирующих с ними металлоносных отложений. Некоторые результаты, полученные на основе рудно-фациального анализа, представлены в данных тезисах.

Многие колчеданные месторождения, приуроченные к одним и тем же структурам и однотипным формациям, характеризуются существенными различиями. Эти различия касаются формы, рудно-фациальных, минералогических и геохимических особенностей рудных тел. Рудно-фациальный анализ ряда колчеданных месторождений Урала показал, что форма рудных залежей и соотношения придонных гидротермальных и рудокластических фаций взаимосвязаны. Чем больше рудокластических мелкообломочных фаций присутствует в залежи, тем более пластообразной оказывается ее форма. По соотношению рудных фаций и форме залежей автором построен непрерывный ряд, включающий четыре рудно-фациальных или морфогенетических типа (морфотипа) колчеданных месторождений:

1. Слабо разрушенные гидротермальные сульфидные холмы с крутыми склонами, с преобладанием гидротермальных массивных руд и элювиальных рудных брекчий над мелкообломочными рудокластическими фациями (Ново-Сибайское, Озерное, Яман-Касинское, Комсомольское, Ново-Шемурское), $L/M = 2-4$, где L – максимальная длина залежи, а M – её максимальная мощность.

2. Умеренно разрушенные гидротермальные сульфидные холмы с пологими склонами, переходящие в чашеобразные линзы с преобладанием грубообломочного рудокластического материала над мелкообломочным (Блявинское, Узельгинское, Чебачье, Учалинское, Молодежное, Таш-Тау, Жарлы-Аша, Приорское), $L/M = 4-7$.

3. Сильно разрушенные реликтовые гидротермальные сульфидные холмы, переходящие в протяженные пластообразные залежи с преобладанием мелкообломочного рудокластического материала (Александринское, Октябрьское, Талганское, XIX партсъезда, им. III Интернационала, Сафьяновское), $L/M = 8-14$.

4. Переотложенные пластообразные и лентовидные залежи с преобладанием мелкообломочных рудокластитов и полосчатых продуктов их придонного преобразования (Джуса, Балта-Тау, Летнее, Зимнее, Акжарская группа, Маукское, Восточно-Семеновское, Восточно-Молодежное), $L/M = 15-40$ и более.

В этом же ряду увеличивается относительный объем субмаринных гипергенных рудных фаций, наследующих зоны придонного окисления – гальмиролиза (магнетитовые, гематитовые), выщелачивания (кварцевые, баритовые) и повторного моносльфидного обогащения (халькопиритовые, сфалеритовые, борнитовые, галенитовые, теннантитовые и др.), постепенно исчезают колломорфные руды, ухудшается степень сохранности фрагментов труб “черных курильщиков” и сульфидизированной фауны, увеличивается степень диагенетической дифференциации и раскристаллизации сульфидов. В пределах выявленного морфогенетического ряда колчеданных залежей установлена закономерная смена минералов неустойчивых в окислительных условиях к более устойчивым. В целом, выделенные морфогенетические типы колчеданных залежей не вполне соответствуют рудно-формационным типам колчеданных месторождений Урала. Уральский рудно-формационный тип содержит все морфотипы колчеданных залежей. В кипрском типе встречаются второй и третий морфотипы, в типе куроко – преобладают третий и четвертый морфотипы, и, наконец, для типа бесси характерен четвертый морфотип.

Главной причиной, определяющей степень разрушения сульфидных построек, является продолжительность экспозиции сульфидных построек на морском дне. В полициклических разрезах (Гайский, Верхнеуральский, Бурибайский рудные районы) наблюдается смена вверх по разрезу морфотипов колчеданных залежей от первого и второго к третьему и четвертому. В целом, эти тенденции коррелируют с изменением режимов вулканизма и осадконакопления. Колчеданные залежи первого и второго морфотипов связаны с компактными зонами растяжения, характеризующимися высокой гидротермальной активностью и непродолжительными перерывами в вулканической деятельности. Вероятно, продолжительность этих перерывов была недостаточна для полного разрушения сульфидных холмов и развития осадконакопления. Рудные залежи этих морфотипов обычно перекрыты эффузивами. Слоистые пачки встречаются лишь на выклиниваниях рудных тел. Рудные залежи третьего морфотипа часто перекрываются вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями. В четвертом морфотипе вулканогенно-осадочные отложения занимают еще более значительное место. Нередко они встречаются как в висячем так и в лежащем боках рудных залежей. Использование соотношения осадочных и эффузивных фаций позволило увидеть корреляцию режимов вулканизма и формы рудных тел.

Таким образом, на примере Урала предлагается классифицировать колчеданные месторождения по комплексу взаимосвязанных генетических признаков, которые включают форму рудных тел, соотношение и состав гидротермальных, рудокластических и гальмиролитических фаций. Дополнительными параметрами могут служить геохимические признаки, коррелирующие с морфогенетическими характеристиками рудных тел. Морфогенетическая классификация оказалась весьма полезной для анализа особенностей геодинамических режимов вулканизма и осадконакопления и даже для решения проблем разной сохранности оруденелой фауны в рудах колчеданных месторождений. Выявлена зависимость биопродуктивности колчеданообразующих систем Урала и других древних и современных регионов от физико-химических условий их формирования, зависящих от состава рудовмещающих формаций и отраженных в минеральных и геохимических парагенезисах донных гидротермальных отложений. Установлено, что по мере нарастания в геологическом разрезе количества кислых вулканитов и уменьшения роли ультрамафитов и базальтов, меняется минеральный состав курильщиков и снижается биопродуктивность рудных построек. В этом же направлении увеличивается количество токсичных элементов (Tl, Sb) в гидротермальных фациях и изменяется минеральный и химический состав гидротермальных труб палеокурильщиков. Показано, что вероятность находок оруденелой фауны в рудах колчеданных месторождений во многом зависит от степени разрушения сульфидных построек, которая увеличивается в ряду режимов сопутствующего вулканизма: интенсивный → циклический → затухающий → эпизодический.

В рудах большинства рудно-формационных типов вулканогенных колчеданных месторождений Урала (24 месторождения) обнаружены аналоги современных черных, белых, серых и бесцветных курильщиков, сформированных в различных геотектонических обстановках. Впервые дано всеобъемлющее сопоставление минералогии и геохимии древних и современных курильщиков, залегающих на ультрамафитовых, базальтовых, риолит-базальтовых, риолитовых основаниях в ассоциации как с яшмами, так и с углеродистыми алевропелитами. Дано сравнение уральских курильщиков с курильщиками Понтида, Рудного Алтая, Хокуроко и 17 гидротермальных полей Тихого и Атлантического океанов. Показано, что единство моделей формирования древних и современных курильщиков обеспечивается

сходством процессов взаимодействия гидротермальных флюидов с морской водой. Разнообразие связано с зависимостью состава курильщиков от состава рудовмещающих формаций и зрелости рудогенерирующих гидротермальных систем, а также локальных вариаций физико-химических параметров среды минералообразования. Установлена закономерная смена минеральных парагенезисов курильщиков от теллуридно-арсенидных к золото-галенит-сульфосольным в пределах рудно-формационного ряда колчеданных месторождений. В этом же ряду в сульфидах труб уменьшаются концентрации Fe, Co, Ni, Sn, Se, Te при возрастании роли As, Sb, Tl, Pb, Bi, Ba, Cd, Ag и Au. Методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией выявлены признаки гидротермально-осадочной и гидротермально-метасоматической дифференциации ассоциаций минералов и химических элементов при формировании зональности труб как древних, так и современных курильщиков.

Созданы модели минералого-геохимической эволюции в условиях литогенеза сульфидных отложений от стадии гидротермально-осадочной и кластогенной седиментации, до стадий гальмиролиза, диагенеза и катагенеза применительно к различным рудно-формационным типам колчеданных месторождений. Показано, что в ряду от гидротермальных фаций к субмаринным гипергенным закономерно изменяются формы нахождения и ассоциации химических элементов. В частности показано, что формирование аутигенных теллуридов, кроме стадии метагенеза, связано с еще двумя стадиями минералообразования – гидротермальной, диагенетической, в то время как селениды Pb и Ag, аутигенные сульфиды Ag, Cu, Ge, V, Re и In концентрируются только на стадии субмаринного гипергенеза за счет растворения сульфидов, содержащих эти элементы в виде изоморфной примеси. Особое внимание уделено рудным диагенитам колчеданных месторождений Урала и сульфидным конкрециям в различных по составу металлоносных осадках. На основе микрогеохимического картирования методом ЛА-ИСП-МС выявлена геохимическая зональность пиритовых конкреций, включающая как минимум две зоны обогащения химическими элементами (ядро и кайму), а также промежуточную зону обеднения. Разнообразие геохимической зональности сульфидных конкреций зависит от исходных составов вмещающих осадков и примесных рудокластов.

Многие колчеданные месторождения кипрского и уральского типов окружены ареалами оксидно-железистых отложений, среди которых выделяются гематитовые и магнетитовые. На других месторождениях, как правило, принадлежащих к месторождениям баймакского типа, их место занимают пирит-кремнистые породы розового или серого цветов. Иногда магнетитовые линзы и слои могут составлять значительную часть колчеданных залежей (Новый Сибай, Летнее, Осеннее, Зимнее, Ново-Шемурское, Приорское, Маукское и др.). Для формирования апогиалокластитовых магнетитов наиболее благоприятными были базальтовые тефротурбидиты. Гематит-кремнистые породы связаны с месторождениями риолит-базальтовой формации, ассоциирующими с известняками. Нами установлено, что в большинстве своем они являются гальмиролитами (или лучше – гальмиролизитами) – разнообразными продуктами полного субмаринного преобразования (гальмиролиза или подводного выветривания) сульфидных, гиалокластических и карбонатных отложений. Во многих случаях апогиалокластитовые и апосульфидные железистые гальмиролиты в результате процессов гальмиролиза почти полностью утрачивают облик исходных осадков и превращаются в железные руды. Подверженные гальмиролизу сульфиды и гиалокластиты могли служить источником необходимых для железных руд количеств окисного железа.

Разнообразие околорудных отложений на уральских колчеданных месторождениях определялось исходными соотношениями компонентов, участвовавших в гальмиролизе гиалокластических осадков. Джаспериты образовались в результате гальмиролиза гиалокластических осадков в присутствии примеси органических и известковистых веществ. Органическое вещество способствовало появлению смектитов с FeII, преобразовавшиеся затем по схеме замены в тетраэдрической позиции Al^{3+} на Fe^{3+} : ферринонтронит \rightarrow гизингерит \rightarrow опал и ферригидрит. Вследствие гидролиза при растворении углекислых солей кальция ($2CaCO_3 + 2H_2O = Ca(OH)_2 + Ca(HCO_3)_2$) углекислый газ может вымываться, а среда становится щелочной (pH до 8.0–8.4). Таким образом, карбонаты поддерживали субщелочные среды, благоприятные для выноса гидроксокарбонатных комплексов обычно инертных или малоподвижных элементов-гидролизатов, таких как Al, Ti и PЗЭ, при относительном накоплении кремнезема и гидроксидного железа (иногда – сидерита). При формировании госсанитов в процессах гальмиролиза, кроме гиалокластического и известковистого материала, участвовали сульфидные частички и, вероятно,

но, органическое вещество, связанное с бактериальным хемосинтезом. Вынос элементов-гидролизатов затруднен из-за снижения рН иловых вод при окислении пирита. В этих условиях, кроме гематита и магнетита, формировались хлорит и аутигенные минералы РЗЭ и титана. Слабокислых и субщелочных условий было недостаточно для выноса кремнезема. Предполагается, что кремнезем мог бы выноситься в более щелочных условиях ($\text{pH} > 9$) в локальных глубоководных соляных бассейнах (brine-pools), создаваемых обедненными кислородом металлоносными рассолами газо-гидротермального происхождения. Возможность влияния таких бассейнов на колчеданообразование обсуждалась в последние десятилетия такими выдающимися геологами как Н.С. Скрипченко, М. Соломон, Ф. Торнос, Я. Петер и др. Формирование рассолов могло быть связано с литосферно-гидросферными взаимодействиями, а не только с растворением захороненных эвапоритов, как это предполагается для Красного моря, где, наряду с эвапоритами, в глубоководных соляных бассейнах формируются оксидно-железистые отложения, в том числе и магнетитовые. Судя по литологическим наблюдениям, во многих случаях связь между формированием апогиалокластитовых оксидно-железистых пород и колчеданообразующей гидротермальной деятельностью, вероятно, была парагенетической, а не генетической. Гидротермальные источники, также как и зоны просачивания восстановленных газов, обычно сопровождаются аномальным бактериальным хемосинтезом. Можно предполагать, что пригидротермальные бактерии, реликты которых широко представлены в оксидно-железистых гальмиролитах, смешанные с гиалокластитами, и были причиной активного гальмиролиза вулканических стекол, как это наблюдается в современных океанах.

Автор благодарит сотрудников ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН Н.Р. Аюпову, У.А. Ятимова, А.С. Целуйко, Г.А. Третьякова за помощь в исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 22-17-00215.

МИНЕРАЛ ИНСИЗВАИТ $PtBi_2$, КАК ИНДИКАТОР ОБСТАНОВОК МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Межуева А.А.¹, Каримова О.В.¹, Зиновьева Н. Г.²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, ann_mezhueva@mail.ru

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

Минерал инсизваит $PtBi_2$ найден и впервые описан в жилах, секущих массивные пирротиновые руды на месторождении Инсизва в Южной Африке. Он встречается в виде мелких округлых зерен, размером до 70×120 мкм [Sabri, Harris, 1972]. Минерал распространен на месторождениях с платиново-висмутовой минерализацией. Его находки зафиксированы в магматическом комплексе Бушвельд Южной Африки, Cu-Ni сульфидных рудах на месторождении Садбери в Канаде, в Ni-Fe-Cu сульфидах магматического комплекса Конакри в Гвинеи и других. Значительные находки минерала фиксируются в рудоносных интрузивах Норильского рудного поля.

Кристаллическая структура минерала характеризуется кубической сингонией, пространственной группой $Pa\bar{3}$. Относится к структурному типу пирита [Brese, Schnering, 1994]. Синтетическим аналогом минерала является фаза β - $PtBi_2$ (рис. 1). Интересно, что фазы данного состава характеризуются четырьмя полиморфными модификациями [Okamoto, 1991], имеющими различные температурные интервалы стабильности. Следовательно, можно предположить, что наличие минерала инсизваита в геологической системе может указывать на определенные температурные диапазоны обстановок минералообразования.

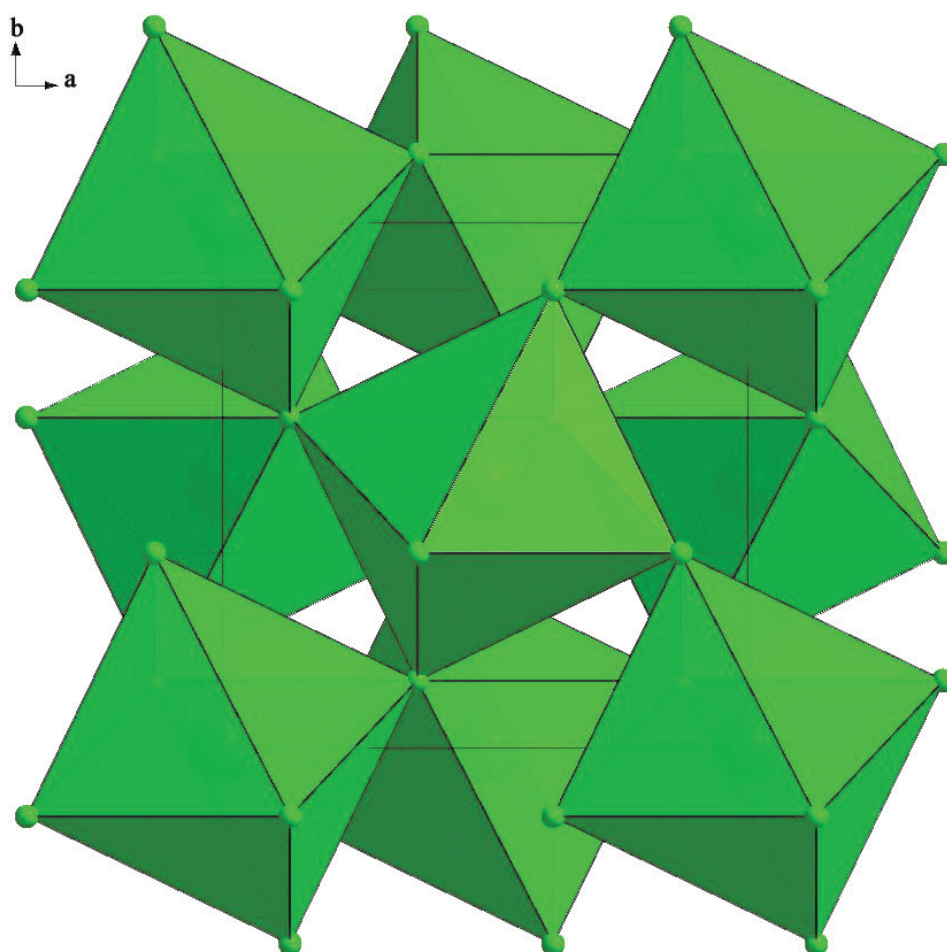


Рис. 1. Кристаллическая структура β - $PtBi_2$ полиморфа или минерала инсизваита в полиэдрической модели октаэдров $PtBi_6$ в плоскости ab

Нами было проведено термическое исследование синтетического аналога минерала инсизваита $PtBi_2$ в инертной атмосфере и на воздухе. В инертной атмосфере нами описаны термические превращения из среднетемпературной β -модификации в более высокотемпературную γ -модификацию, а затем и в самую высокотемпературную δ - $PtBi_2$ фазу. Кристаллическая структура высокотемпературного γ - $PtBi_2$ полиморфа (рис. 2) относится к тригональной пространственной группе $P31m$ [Shipunov et al., 2020]. Кристаллическая структура δ -модификации на сегодняшний день еще не решена.

Интересным с точки зрения кристаллохимии является переход высокосимметричной среднетемпературной кубической модификации в высокотемпературную, но менее симметричную, тригональную модификацию. Сравнение данных кристаллических структур показало следующее:

1. Смещения Pt и Bi обуславливают разрыв некоторых связей Pt-Bi-Pt.

2. Происходит искажение и увеличение октаэдра $PtBi_6$ – элементарной единицы кристаллической постройки.

3. В результате симметрия ячейки понижается и из четырех осей третьего порядка, имеющих в кубической ячейке, остается только одна. Соединение октаэдров в кубической фазе происходит через общие вершины, в то время как в тригональной фазе – через общие ребра, что обуславливает уменьшение расстояний Pt-Pt внутри слоя. Кроме того, расстояние Pt-Pt между слоями равно параметру c элементарной ячейки.

4. Таким образом, кристаллическая постройка из каркасной кубической превращается в слоистую гексагональную, причем данная перестройка происходит с разрывом некоторых химических связей достаточно резким скачком.

Так как при трансформации кристаллическая структура претерпевает значительные изменения, такая перестройка должна происходить с постоянным поступлением энергии. Причем как в сторону прямого перехода $\beta \rightarrow \gamma$, так и в сторону обратного перехода $\gamma \rightarrow \beta$ полиморфов $PtBi_2$. Это возможно, например, при длительном температурном воздействии.

Термическое исследование на воздухе показало уже совсем иные преобразования. Мы наблюдаем разложение и окисление инсизваита $PtBi_2$, проходящие в несколько стадий. Конечными продуктами данной серии экспериментов являются оксид висмута Bi_2O_3 , со структурой вторичного минерала бисмита и двойной оксид $Bi_2Pt_2O_7$, с пирохлоровой структурой.

Исследование методом электронно-зондового микроанализа показало характерную текстуру преобразованных зерен в виде тонкодисперсной смеси фаз (рис. 3). Размер зерен вторичных фаз мень-

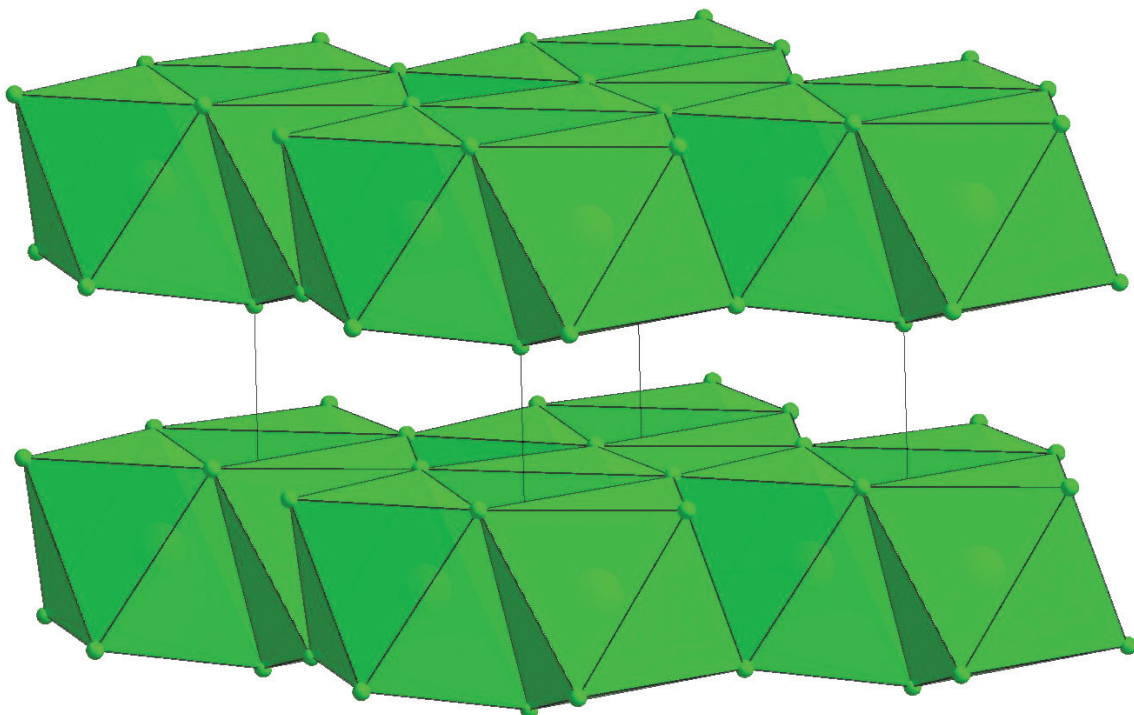


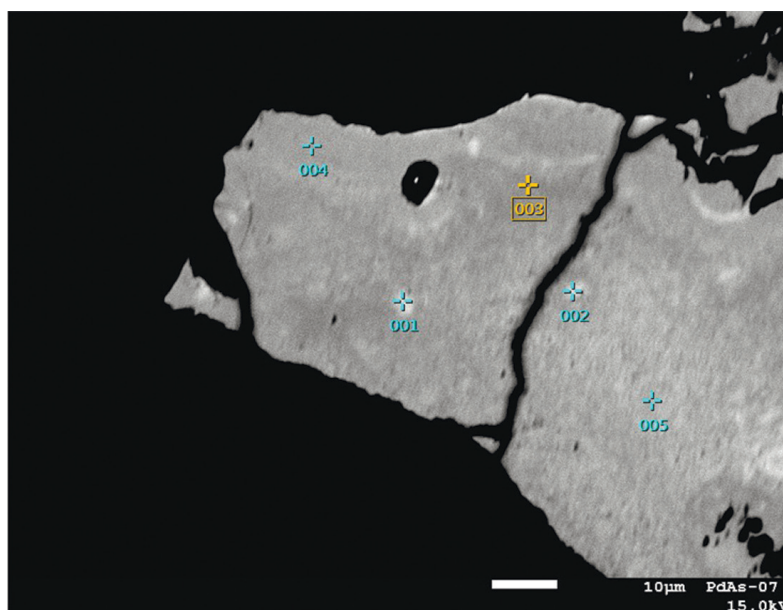
Рис. 2. Кристаллическая структура γ - $PtBi_2$ фазы в полиэдрической модели октаэдров $PtBi_6$

Рис. 3. Изображение образца (в режиме обратно-рассеянных электронов) после температурного преобразования

ше размера области генерации рентгеновского излучения анализируемых точек. На изображении более светлые участки характеризуют фазу Bi_2O_3 , а более темные – $\text{Bi}_2\text{Pt}_2\text{O}_7$. Эмпирическая формула фазы данного состава была рассчитана на 7 атомов кислорода и имеет вид $\text{Pt}_{1.80}\text{Bi}_{2.27}\text{O}_7$. Полученная формула отличается от идеальной формулы пирохлора $\text{Bi}_2\text{Pt}_2\text{O}_7$, что может быть объяснено захватом фазы Bi_2O_3 в анализируемую область или возможной дефектностью структуры. Изоморфизм Pt и Bi между двумя позициями мы считаем мало реализуемым из-за большой разницы ионных радиусов катионов Bi^{3+} и Pt^{4+} . Однако получить структурную формулу для данной фазы не представляется возможным из-за тонкодисперсности смеси фаз, непригодной для дальнейших структурных исследований.

Наличие таких текстур в природных образцах руд металлов платиновой группы, состоящих из металлической платины и оксидов висмута, в совокупности с другими данными может свидетельствовать о произошедшем преобразовании минерала инсизвайта. Подобные преобразованные зерна встречаются в описании руд в литературе. Например, в работе [Еременко, Петров, 2016] по изучению окисленных жильных руд месторождения г. Ниттис отмечается существование минеральной фазы, представленной тонкодисперсными смесями (менее 1 мкм). В ее состав входят, в том числе, фазы, содержащие Pt, и фазы, представленные оксидными формами висмута.

Таким образом, можно предположить, что наличие минерала инсизвайта PtBi_2 (или продуктов его преобразований) в геологических системах может указывать на определенные условия обстановки минералообразования. Однако для использования минерала инсизвайта в качестве геотермометра необходимо проведение дальнейших экспериментов. Необходимо оценить зависимость температур кристаллизации модификаций PtBi_2 и пределы их устойчивости от временного фактора, давления и наличия дополнительных минеральных фаз в среде кристаллизации. Кроме того, необходимо изучить и поведение минерала в других окислительно-восстановительных условиях.



ЛИТЕРАТУРА

- Еременко Е.Г., Петров С.В. (2016) Особенности благороднометалльной минерализации в окисленных жильных сульфидных рудах г. Ниттис (Мончегорский район). Мат-лы Всеросс. конф. с междунар. участием «Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов»: I науч. чт. памяти проф. В.Г. Лазаренкова. Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 66-70.
- Brese N.E., von Schnering H.G. (1994) Bonding trends in pyrites and a reinvestigation of the structures of PdAs_2 , PdSb_2 , PtSb_2 and PtBi_2 – Zeitschrift fuer Anorganische und Allgemeine Chemie, 620, 393-404.
- Cabri L.J., Harris D.C. (1972) The new mineral insizwaite (PtBi_2) and new data on niggliite (PtSn). Mineralogical Magazine, 38, 794-800.
- Okamoto H. (1991) The Bi-Pt (bismuth-platinum) system. Journal of phase equilibria, 12(2), 207-210.
- Shipunov G., Kovalchuk I., Piening B.R., Labracherie V., Veyrat A., Wolf D., Lubk A., Subakti S., Giraud R., Dufouleur J., Shokri S., Cagliaris F., Hess C., Efremov D.V., Buchner B., Aswartham S. (2020) Polymorphic PtBi_2 : Growth, structure and superconducting properties. Phys. Rev. Materials, 4(12), 124202-124210.

СОВРЕМЕННЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПОЛЯ: ЧТО, ГДЕ, КОГДА?

Мелекесцева И.Ю.

Институт минералогии, ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, Миасс, melekestseva-irina@yandex.ru

Что? Гидротермальные сульфидные поля – это активные или потухшие залежи сульфидов на морском дне. Отличительной чертой активных полей является присутствие труб курильщиков, которые в зависимости от температуры и цвета дыма бывают черными, серыми, белыми, красными, желтыми или мерцающими. Обобщенная структура гидротермального сульфидного поля включает гидротермально-измененные породы, штокверковую минерализацию в них, сульфидный холм с массивными сульфидами, курильщиками и обломочными рудами, а также продукты их окисления [Fouquet et al., 1993; Petersen et al., 2000; Marques et al., 2006]. Необходимыми элементами для образования курильщиков являются активная магматическая камера на глубине, трещины в породах, по которым поступает горячий флюид и холодная морская вода [Hannington et al., 1995].

Где? Гидротермальные сульфидные поля известны во всех геодинамических структурах Мирового океана. В настоящий момент их насчитывается более 300 (www.interridge.com). Большинство полей находится в быстросрединговых хребтах, а самые крупные – в медленно- и промежуточно-срединговых, задуговых бассейнах и рифтах, покрытых осадками.

В быстросрединговых хребтах высокотемпературные флюиды циркулируют на относительно малых глубинах (1–2 км). Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) содержит около половины известных сульфидных полей. Здесь поля небольшие с ресурсами менее нескольких тысяч тонн, что связано с частыми вулканическими извержениями и быстрым раздвижением рифта. Самое крупное гидротермальное поле ВТП расположено на 12°43' с.ш., высота его сульфидного холма составляет 70 м [Fouquet et al., 1996].

Промежуточно-срединговые хребты (Хуан-де-Фука, Горда) характеризуются более низкими объемами магматических извержений, более глубокими осевыми долинами и сильным структурным контролем над потоком гидротермальных флюидов. Эти хребты являются проксимальными континентальными окраинами и характеризуются интенсивным осадконакоплением. Мощные осадочные толщи являются барьером для извержения базальтов на морском дне. Месторождения сульфидов в таких хребтах более обеднены цветными металлами, чем сульфидные поля в хребтах без осадков.

Сульфидное месторождение Бент-Хилл в рифте Миддл Вэллей, заполненном осадками, является одним из крупнейших месторождений океана [Zierenberg et al., 1993]. Оно состоит из четырех сульфидных холмов, один из которых имеет высоту 60 м. На поле обломочные сульфидные слои переслаиваются с гидротермально-измененными и неизмененными осадками на флангах сульфидных холмов. Содержание Zn в рудах сильно варьирует и достигает 11.2 мас. %, Cu – 1.2 мас. %. Содержание других металлов низкое: до 2600 г/т Pb, до 45 г/т Ag, до 371 мг/т Au.

Медленно- и ультрамедленносрединговые хребты (Срединно-Атлантический (САХ), Центрально-Индийский) характеризуются низким уровнем магматизма и периодическими извержениями базальтов. Их принципиальным отличием от быстро- и промежуточно-срединговых хребтов является присутствие симметричного и асимметричного типов срединга и гидротермальных систем, связанных с базальтами и ультрамафитами.

Одним из примеров гидротермальных полей в симметричной части хребта является поле Брокен Спур на базальтах (29° с.ш. САХ) [Богданов, 1997]. Поле залегает на глубинах 3080–3110 м в рифтовой долине и на ее склонах. Самая крупная постройка достигает 37 м в высоту и 20 м в диаметре. В трубах доминируют халькопирит, изокубанит, пирротин и ангидрит, а ульевидные постройки-диффузеры сложены, в основном, ангидритом. Образцы с холма и основания построек обогащены пиритом, марказитом и сфалеритом.

Из-за низкой магматической активности в медленно- и ультрамедленносрединговых хребтах растяжение морского дна является, в основном, тектоническим. Это приводит к формированию осно-

вания (внутриокеанического корового комплекса ВОК), сложенного ультрамафитами и ассоциирующими с ними габброидами [MacLeod et al., 2009]. ВОКи представляют собой результат долгоживущих разломов типа детачмент с огромными пологими смещениями, которые выводят на морское дно породы нижней коры и мантии.

Главной сенсацией середины 1990-х гг. стало открытие полей на ультрамафитах. Первым полем стало поле Логачев на 14°45' с.ш. [Богданов, 1997]. Сейчас известно более десяти полей, ассоциирующихся с ультрамафитами. Наиболее известные из них сосредоточены в северной части САХ. В отличие от полей на базальтах, поля на ультрамафитах имеют более плоские сульфидные холмы, некоторые поля холмов не имеют, а трубы курильщиков располагаются прямо на ультрамафитах (например, Ашадзе). Руды этих полей отличаются высокими содержаниями Cu, Zn, Co, Au. Главными рудными минералами являются халькопирит, изокубанит, пирротин, сфалерит.

Огромные структуры ВОК также содержат гидротермальные поля и на базальтах: например, поле ТАГ. Оно является одним из наиболее изученных, а также одним из немногих, где проведено бурение [Petersen et al., 2000]. Здесь образование сульфидов началось около 20 тыс. лет назад и выразилось в формировании округлого холма диаметром около 200 м и высотой около 50 м с приблизительными ресурсами в 3.9 млн т сульфидного материала при средних содержаниях меди 2.1% и 0.6% цинка.

Не менее многочисленны гидротермальные поля в островодужных структурах, главным образом, Тихого океана. Их главным отличием является обогащенность руд полиметаллами, благородными металлами и связанными с ними элементами: Zn, Pb, Cu, As, Sb, Ag, Au, Hg и Ba. Они часто рассматриваются как аналоги известных колчеданных месторождений Японии типа Куроко [Halbach et al., 1993]. Минералогические особенности руд этих полей связаны с присутствием разнообразных сульфосолей Pb, Sb и As, самородного серебра, ялпаита, прустита, геокронита, энаргита, реальгара, аурипигмента и других редких минералов.

Одним из уникальных объектов является вулкан Бразерс в дуге Тонга-Кермадек, который одновременно содержит высокотемпературную (>300°C) систему черных курильщиков с высокими содержаниями металлов и низкими содержаниями газов во флюиде и низкотемпературную (122°C) систему белых курильщиков с низкими содержаниями металлов, высокими содержаниями газов, самородной серой и бактериальными матами [de Ronde et al., 2011]. Такое сочетание является результатом фазовой сепарации под морским дном. В обеих системах установлен магматический вклад в рудообразование, что выражается в обогащении руд Cu и Au, а также отложении теллуридов Bi и Au.

Когда? Одним из главных вопросов, связанных с современными гидротермальными полями, является их потенциальная разработка в будущем. Наиболее близко к этой цели приблизилась компания «Наутилус Минералс» (Канада), которая провела разведочные работы на гидротермальном поле Солвара-1 в задуговом бассейне Манус. Подсчитанные разведанные запасы руды составили 1540 т при содержаниях 8.1% Cu, 0.9% Zn, 6.4 г/т Au и 34 г/т Ag [Open-file reports of Nautilus Minerals]. К сожалению, пока о разработке объекта говорить не приходится по причине банкротства компании в 2020 г.

В заключении приведем примеры некоторых «рекордсменов» морского дна. Наибольшие возможные ресурсы сульфидов (40 млн т) сосредоточены в гидротермальном узле Семенов, ассоциирующем с ВОК 13°30' с.ш. САХ [Черкашёв и др., 2013]. Самые высокие содержания Au установлены в рудах гидротермального поля Семенов-2 (до 180 г/т) [Melekestseva et al., 2017]. Наиболее глубоко залегающее поле (4975 м) – поле Биби в Карибском море [Connelly D. and the JC44 scientific party, 2010]. Самое северное гидротермальное поле – поле Лаки Би в трогге Лена (81° с.ш., Северный Ледовитый океан) [Snow et al., 2001], самое южное – поле Три сестры в проливе Брансфилд (62°61' ю.ш., Атлантический океан) [Petersen et al., 2004]. Самая высокая температура изливающегося гидротермального флюида (464°C в течение 20 с) зарегистрирована на гидротермальном поле Систер Пик (5° ю.ш. САХ) [Koschinsky et al., 2008]. Из последних минералогических находок можно отметить сфалерит с самым высоким содержанием Cd (до 41.38 мас. %) и фазу CdS, обнаруженных в серых курильщиках Ириновского гидротермального поля (13°20' с.ш., САХ) (неопубликованные данные автора) впервые для океанических руд.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Ю.А. (1997) Гидротермальные рудопоявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 166 с.
- Черкашѐв Г.А., Иванов В.Н., Бельтенѐв В.И. и др. (2013) Сульфидные руды Северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта. *Океанология*, 53(5), 680-693.
- Connelly D. and the JC44 scientific party (2010) New hydrothermal vents located on the Mid-Cayman spreading centre: cruise RRS James Cook 44, March-April 2010. *Interridge News*, 19, 23-25.
- de Ronde C.E.J., Massoth G.J., Butterfield D.A. et al. (2011) Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers Volcano, Kermadec Arc, New Zealand. *Mineralium Deposita*, 46, 541-584.
- Fouquet Y., Knott R., Cambon P. et al. (1996) Formation of large sulfide mineral deposits along fast spreading ridges. Example from off-axial deposits at 12°43' N on the East Pacific Rise. *Earth and Planetary Science Letters*, 144, 147-162.
- Fouquet Y., Wafik A., Cambon P. et al. (1993) Tectonic setting and mineralogical and geochemical zonation in the Snake Pit sulfide deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23°N): *Economic Geology*, 88, 2018-2036.
- Halbach P., Pracejus B., Marten A. (1993) Geology and mineralogy of massive sulphide ores from the Central Okinawa Trough, Japan. *Economic Geology*, 88, 2210-2225.
- Hannington M.D., Jonasson I.R., Herzig P.M., Petersen S. (1995) Physical and chemical processes of seafloor mineralization at mid-oceanic ridges. *Seafloor hydrothermal systems: Physical, chemical, biological, and geological interactions. Geophysical Monograph*, 91, 115-157.
- Koschinsky A., Garbe-Schönberg D., Sander S. et al. (2008) Hydrothermal venting at pressure-temperature conditions above the critical point of seawater, 5° S on the Mid-Atlantic Ridge. *Geology*, 36(8), 615-618.
- MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J. et al. (2009) Life cycle of oceanic core complexes. *Earth and Planetary Science Letters*, 287, 333-344.
- Marques A.F.A., Barriga F.J.A.S., Chavagnac V., Fouquet Y. (2006) Mineralogy, geochemistry, and Nd isotope composition of the Rainbow hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge: *Mineralium Deposita*, 41, 52-67.
- Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A. et al. (2017) Gold- and silver-rich massive sulfides from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13' N, Mid-Atlantic Ridge: A case of magmatic contribution? *Economic Geology*, 112, 741-773.
- Petersen S., Herzig P.M., Hannington M.D. (2000) Third dimension of a presently forming VMS deposit: TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge, 26°N. *Mineralium Deposita*, 35, 233-259.
- Petersen S., Herzig P.M., Schwarz-Schampera U. et al. (2004) Hydrothermal precipitates associated with bimodal volcanism in the Central Bransfield Strait, Antarctica. *Mineralium Deposita*, 39, 358-379.
- Snow J., Jokat W., Hellebrand E., Mühe R. (2001) Magmatic and hydrothermal activity in Lena Trough, Arctic Ocean. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 82, 193-198.
- Zierenberg R.A., Koski R.A., Morton J.L., Bouse R.M. (1993) Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba Trough, southern Gorda Ridge. *Economic Geology*, 88, 2069-2098.

ДИФфуЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА КОНТАКТАХ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И МЕДИ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

Мурзин В.В.¹, Варламов Д.А.²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, murzin@igg.uran.ru

²Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, dima@iem.ac.ru

Диффузионные процессы между рудными минералами в природных условиях описываются достаточно редко. Ширина диффузионных зон на контактах редко достигает нескольких десятков микрон, поскольку при повышенных температурах в сухих условиях появлению и сохранению этих зон на контактах между рудными минералами препятствуют высокие скорости диффузии компонентов и выравнивание состава минералов при их перекристаллизации, а в водной среде – вынос компонентов в водный раствор [Демин, Сергеева, 1981]. Образованию же широких «зафиксированных» диффузионных профилей элементов на контактах минералов в природных условиях может способствовать фактор времени (длительности процесса) в гипергенных обстановках, что продемонстрировано на примере Au-Cu руд.

Аннинское золоторудное месторождение расположено в пределах Богомолковского кварцево-жильного рудного поля, в правом борту долины р. Салды в 6 км к ЮВ от г. Красноуральск. Кварцевые и альбит-карбонат-кварцевые жилы СЗ простираения содержат убогую вкрапленную сульфидную минерализацию, представленную пиритом (\pm арсенопирит), халькопиритом, галенитом, сфалеритом, крупным самородным золотом со средним содержанием золота 8 г/т. [Сазонов и др., 2001]. Ранее [Переляев, 1951] в зоне окисления кварцевых жил Аннинского золоторудного месторождения на глубине 12 м были обнаружены образцы с зернами самородного золота и сростаниями их с самородной медью и купритом, образованные, вероятно, при окислении первичных блеклых руд. У крупных изометричных зерен самородного золота и меди были найдены тонкие периферические каемки губчатого зонального золота с переходными зонами диффузии золота в медь промежуточного золотомедного состава [Мурзин, Малюгин, 1987].

Нами был исследован агрегат Cu-Au фаз, образованных в условиях гипергенеза.

Агрегат сложен зернами первичного самородного золота (пробность 814-834, примеси 0.2–0.6 мас. % Cu, а в краевых частях до 1.1 мас. % Hg) и гипергенной почти беспримесной (до 0.15 мас. % Ag) самородной меди с каймами вторичного «ажурного» (кавернозного) золота, которое представлено Au-Ag твердыми растворами (пробность 677-838) с широко варьирующими содержаниями примесей меди (от 0.4 до 15.0 мас. %) и примесью ртути (до 2.3 мас. %). Межзерновое пространство в агрегатах меди остается полым или выполнено оксидами железа и купритом (рис. 1а–г). Куприт нарастает на ажурное золото, заполняет в нем поры, а также развивается по самородной меди (см. рис. 1б). В составе полиминеральных агрегатов обнаружены немногочисленные группы выделений медистого золота, имеющих монолитное или кавернозное строение, причудливую морфологию и размеры до 50 мкм (см. рис. 1г). Медистое золото характеризуется составами с вариациями золота от 33.4 до 52.7 мас. % и меди от 46.3 до 66.4 мас. %. Количество примеси серебра в медистом золоте не превышает 2.5 мас. %.

Между телом зерен самородной меди и каймой «ажурного» золота присутствует реакционная диффузионная зона шириной до 20 мкм с двухслойным строением. В слое монолитного строения, прилегающем к зерну меди, образуются бинарные Au-Cu составы, которые в следующем кавернозном слое сменяются составами с постепенно возрастающим содержанием серебра.

Золото диффундирует в самородную медь постепенно, вплоть до достижения эквиаомного состава AuCu. В качестве промежуточной стабильной фазы образуются твердые растворы на основе интерметаллида AuCu₃ с полем составов, простирающемся от AuCu₃ до AuCu₅. Серебро при замещении меди золотом не участвует в диффузионном процессе вплоть до достижения состава AuCu₂ (не более 1.3 ат. % Ag). Затем содержание Ag в фазах реакционной зоны возрастает до 15 ат. % для фаз эквиаомного состава AuCu. В «ажурном» золоте медь замещает до 20% атомов золота при инертном поведении серебра. Фазовый состав реакционной зоны в целом согласуется с диаграммой состояния системы Au-Cu с интерметаллидами AuCu₃, AuCu и Au₃Cu, однако присутствие в составе контактирующих

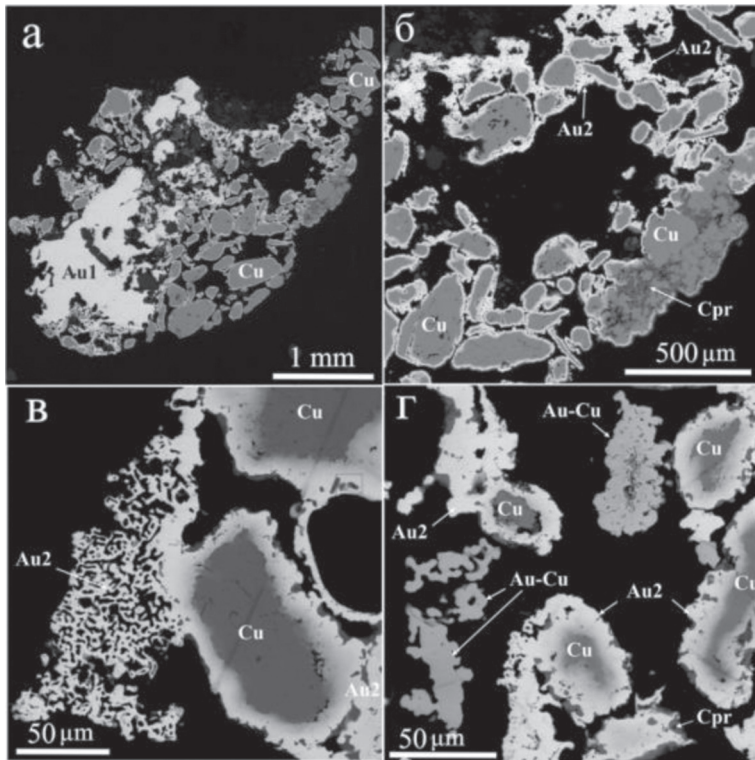


Рис. 1. Строение изученного агрегата зерен первичного золота (Au1) и гипергенной меди (Cu).

а – общий вид; б–г – фрагменты: б – зерна самородной меди, замещающейся купритом (Cpr) и обрастающие «ажурным» золотом (Au2), в – каймы «ажурного» золота на самородной меди с реакционной зоной между ними, г – выделения медистого золота $AuCu_{3,5}$ (Au-Cu) среди зерен меди с каймами «ажурного» золота. (BSE)

металлов Au-Ag твердого раствора обусловило вовлечение в диффузионные процессы серебра в области эквипомного состава и, поэтому, отсутствия в зоне реакции интерметаллида Au_3Cu .

По данным микрозондирования ясно, что процессы взаимодиффузии меди и золота захватывают всю ширину каймы ажурного золота. Ртуть в диффузионном слое распределена равномерно и не участвует в диффузионном процессе, а серебром резко обога-

щена кайма ажурного золота с её внешней стороны (рис. 2). На снятых профилях фиксируется двухслойное строение реакционной диффузионной зоны. В слое монолитного строения, примыкающем к зерну меди, образуются бинарные Au-Cu составы, которые в следующем кавернозном слое сменяются составами с постепенно возрастающим содержанием серебра.

Таким образом, в изученном агрегате выделяются пять основных самородных фаз, различающихся химическим составом – самородная медь, первичное самородное золото, медистое золото, вторичное «ажурное» золото и фазы реакционной зоны на контакте самородной меди и «ажурного» золота.

Золото диффундирует в самородную медь постепенно вплоть до достижения эквипомного состава $AuCu$. В качестве промежуточной стабильной фазы образуется медистое золото, отвечающее по составу твердым растворам на основе интерметаллида $AuCu_3$ (аурикуприд) с полем, простирающимся от $AuCu_3$ до $AuCu_{2,5}$. Серебро при замещении меди золотом практически не участвует в диффузионном процессе в реакционной зоне вплоть до достижения состава $AuCu_2$ (не более 1.3 ат. % Ag). Затем содержание Ag в фазах реакционной зоны возрастает до 15 ат. % для фаз эквипомного состава $AuCu$. В (Au,Ag) твердом растворе, слагающем ажурное золото, медь замещает до 20 % атомов золота при практически инертном поведении серебра.

Выводы.

1. Изученный нами агрегат гипергенных самородных золота и меди был изначально представлен сростаниями блеклой руды с самородным золотом и кварцем. Окисление первичного

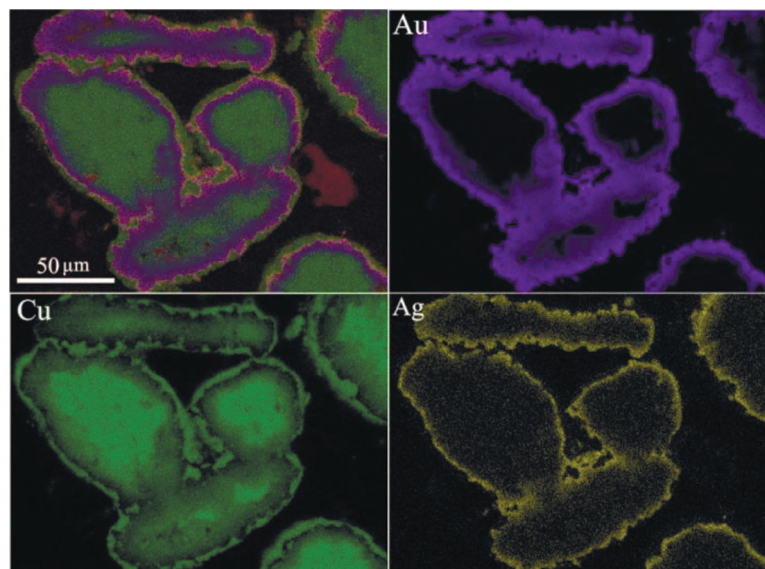


Рис. 2. Участок зерен самородной меди с каймами «ажурного» золота и реакционной зоной в характеристических лучах $AuMa$, $CuKa$, $AgLa$, а также интегральный снимок

агрегата блеклой руды и золота в зоне гипергенеза привело к переходу меди и частично золота в раствор, последующему отложению из него зерен самородной меди и формированию на них каемок вторичного «ажурного» золота в восстановительных условиях. После смены восстановительных условий на окислительные началось образование куприта.

2. Показана возможность протекания процессов взаимодиффузии на контактах самородных золота и меди в низкотемпературных природных условиях зоны гипергенеза с фиксацией диффузионных зон.

3. Ширина реакционной зоны на контактах зерен гипергенных зерен самородной меди и вторичного золота кавернозного строения достигает размеров до 20 мкм, а сама она имеет двухслойное строение. В слое, примыкающем к зерну меди, образуются бинарные Au-Cu составы, представленные твердыми растворами на основе соединения $AuCu_3$, а также обогащенные серебром промежуточные фазы между $AuCu_3$ и AuCu. В слое, примыкающем к кавернозному золоту, проявлена диффузия меди в Au-Ag твердые растворы до достижения ими состава (Au,Ag)Cu.

4. В целом изученный нами фазовый состав реакционной зоны согласуется с общими закономерностями формирования состава диффузионного слоя в бинарных металлических системах в соответствии с диаграммами их состояний, т.е. образования интерметаллидов $AuCu_3$, AuCu и Au_3Cu . Присутствие в составе контактирующих металлов золото-серебряного твердого раствора обусловило вовлечение в диффузионные процессы серебра в области эквиатомного состава и, как следствие, отсутствия в реакционной зоне интерметаллида Au_3Cu .

Исследования проведены в рамках тем НИР ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации АААА-А18-118052590028-9) и ИЭМ РАН (FMUF-2022-0003).

ЛИТЕРАТУРА

- Демин Ю.И., Сергеева Н.Е. (1981) Межфазовые диффузионные зоны в рудообразующих минералах как показатель интенсивности преобразования колчеданных месторождений. Геология рудных месторождений, (5), 65-78.
- Мурзин В.В., Малюгин А.А. (1987) Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 96 с.
- Переляев А.П. (1951) Ассоциация самородного золота и самородной меди супергенного происхождения. Записки ВМО, 80(4), 289-291.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (2001) Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 622 с.

ПЫШМИНСКО-КЛЮЧЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (СР. УРАЛ): МИНЕРАЛОГИЯ СТАДИЙНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕДНО-КОБАЛЬТОВЫХ РУД

Мурзин В.В.¹, Варламов Д.А.², Викентьев И.В.³

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, murzin@igg.uran.ru

²Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, dima@iem.ac.ru

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва, viken@igem.ru

Пышминско-Ключевское месторождение – наиболее крупное из известных сульфидных медно-кобальтовых месторождений Урала. При отработке на месторождении выделялись следующие минеральные типы руд: пиритовые кобальтоносные, халькопиритовые, халькопирит-пиритовые и пирротинные (медно-никель-кобальтовые). Кроме того, в рудах месторождения широко распространен магнетит, содержание которого в наиболее богатых этим минералом участках достигает 50–60% от общего объема рудной массы [Малахов и др., 1941]. Содержание меди в рудах достигает 17.6% (среднее 1.6%), кобальта – 0.34% (среднее 0.028%), никеля в среднем – 0.1–0.3% [Малахов, Вахромеев, 1940]. Сульфидные медно-кобальтовые руды этого месторождения несут также благородные металлы ($Ag > Au > Pd > Pt$), U, Mo. Среднее содержание золота в месторождении по фондовым данным И.А. Щербака [1965ф] составило 1.14 г/т, серебра – 10.84 г/т.

Месторождение залегает в субмеридиональной полосе вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород среднего и основного состава, граничащей с востока с поясом небольших протяженных тел ультраосновных пород, трассирующих Верх-Исетский глубинный разлом. В северо-западной части рудного поля располагается Балтымский, а в западной – Шувакишский габбровые массивы девонского возраста.

В пределах вулканогенной полосы располагается 52 рудоносные зоны, сгруппированные на восьми участках (рис. 1). Рудоносные зоны – зоны сильного рассланцевания и метасоматического преобразования вулканогенных пород, имеющие резкие контакты с последними и залегающие несогласно как по отношению к слоистости, так и к сланцеватости порфириров. Рудные тела в пределах рудоносных зон представлены жилло- и пласто-

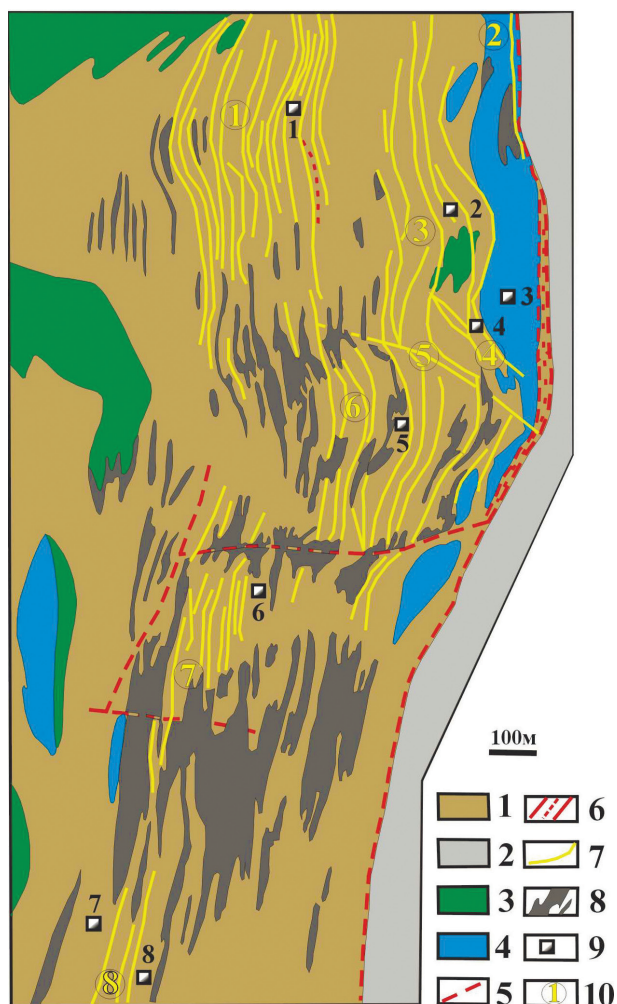


Рис. 1. Геологическое строение Пышминско-Ключевского месторождения (с использованием материалов [Сазонов и др., 1999; И.А. Щербак, 1965ф]).

1 – рудовмещающая порфирировая толща (пропилитизированные андезит-базальты и базальты) (D); 2 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы арамилской толщи (С); 3 – габбро и габбро-диориты Шувакишского и Балтымского массивов (D); 4 – серпентиниты (O_{1-2}); 5 – тектонические нарушения; 6 – зоны интенсивного рассланцевания; 7 – рудоносные зоны; 8 – зоны лиственитизации; 9 – шахты – Поздняя (1), Северная (2), Новая (3), Александровская (4), Центральная (5), Ново-Ключевская (6), Заключевская (7) и Старательская (8); 10 – рудоносные зоны и их группы (с запада на восток): 1 – группа Поздних зон, 2 – Ново-Восточная, 3 – группа Параллельных зон, 4 – Западная и Восточная, 5 – рудная зона Пышма, 6 – группа центральных зон, 7 – группа Западно-Ключевских зон, 8 – группа Заключевских зон

образными залежами сплошных и вкрапленных сульфидных руд. Их размеры варьируют по простиранию от 10 до 470 м, по падению – от 20 до 840 м, по мощности – от 0.2 до 8.6 м.

Выделяются две формации околорудных метасоматитов – ранние пропилиты и более поздние листвениты [Сазонов и др., 1999]. Медно-кобальтовые руды сопровождаются пропилитами эпидот-актинолитовой и серицит-хлоритовой фаций. Листвениты несут вкрапленную сульфидную минерализацию, а также кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки, местами золотоносные. В целом, наблюдается отчетливая метасоматическая зональность месторождения. Метасоматиты пропилитовой формации развиты на всей площади месторождения, затухая вместе с выклиниванием медно-

Таблица 1. Стадийность минералообразования пропилитов и сопряженных с ними руд

Минералы	Стадии (генерации минералов)		
	I	II	III
Актинолит	-----		
Биотит	-----		
Альбит	-----		
Хлорит	-----	-----
Эпидот		
Апатит	
Монацит		
Серицит	-----	
Кварц		-----	-----
Карбонат	-----	-----
Магнетит	-----	-----
Ильменит	-----	
Гематит		
Пирит	-----	-----	-----
Пирротиновый твердый раствор (высокосернистый гексагональный пирротин)	-----	Некогерентный распад на промежуточный гексагональный или моноклинный пирротин + пирит	
Моносulfидный твердый раствор Fe-Ni-S (mss)	-----	Некогерентный распад на гексагональный пирротин + пентландит (замещается виоларитом)	
Халькопиритовый промежуточный твердый раствор (iss)	-----	Распад на халькопирит + высокий кубанит → низкий кубанит (T < 200°C) → Ni-троилит (T < 138°C)	
Серебросодержащий моносulfидный твердый раствор Fe-Ni-S (mss)	Распад на аргентопентландит + пентландит → пирротин → «сотовый» по аргентопентландиту	
Пирротин гексагональный (промежуточный)		-----	Переходит в моноклинный
Пирротин моноклинный			-----
Пентландит		-----	Замещается виоларитом
Кобальтин		
Виоларит		
Халькопирит 2 стадии		-----	Распад с выделением макинавита (T < 153°C)
Халькопирит 3 стадии			-----
Сфалерит
Молибденит		
Мелонит	
Гессит		
Самородное золото	
Теллурувисмутит		
Уранинит	-----	
T, °C	>450–500	430–300	<300
P, кбар	1.3	0.48–0.54	

Примечание. Количественные соотношения минералов: ----- основные, - - - - - второстепенные, редкие, очень редкие.

кобальтового оруденения в направлении с севера на юг. Метасоматиты березит-лиственитовой формации развиты в южной части месторождения, а также за южными его пределами, где они сопровождаются золотоносными кварцевыми жилами.

Изученные нами минеральный состав руд, стадийность и P - T -условия их образования приведены в табл. 1. Оруденение сформировано в три стадии при постепенном снижении P - T параметров – высокотемпературной ($T > 500$ – 450°C , $P = 1.3$ кбар), высоко-среднетемпературной ($T = 450$ – 300°C , $P = 0.54$ – 0.48 кбар) и средне-низкотемпературной (менее 300°C). По мере остывания глубинной рудно-магматической системы имело место понижение фугитивности серы и кислорода разгружающегося флюида (f_{S_2} – от 10^{-5} при 500°C до $10^{-13.5}$ при 250°C и f_{O_2} – от 10^{-21} при 500°C до 10^{-38} при 250°C) и повышение его щелочности от кислой до слабощелочной – $\text{pH} = 5$ при 350°C до $\text{pH} = 8$ при 150°C , что обусловило повышение степени золотоносности руд от ранней стадии к поздней.

Cu-Co оруденение изученного месторождения является гидротермально-метасоматическим, сформированным одноэтапно при постепенном снижении P - T параметров и проявлении внутрирудных тектонических деформаций. Остаются открытыми вопросы о генетическом родстве медно-кобальтового оруденения рудного поля с золоторудным, сопряженным с березитами-лиственитами, а также о наличии временного разрыва между ними.

Исследования проведены в рамках тем НИР ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации АААА-А18-118052590028-9), ИЭМ РАН (FMUF-2022-0003); частично поддержаны РФФИ (20-05-00849).

ЛИТЕРАТУРА

- Малахов А.Е., Вахромеев С.А. (1940) Пышминско-Ключевское месторождение как особый генетический тип среди медисто-колчеданных месторождений Урала. Труды Свердловского горного института. Вып. 5. Свердловск: СГИ, 64-77.
- Малахов А.Е., Вахромеев С.А., Опарин Ф.П., Соловьев Ю.С. (1941) Пышминско-Ключевское полиметаллическое месторождение. Москва-Свердловск: Металлургиздат, 84 с.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (1999) Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 570 с.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВО ФЛЮОРИТЕ ИЗ МРАМОРА СВЕТЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Озорнин Д.А., Иванченко Е.Г.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, mr.ozornin@mail.ru

Светлинское месторождение золота приурочено к зоне тектонического сочленения Заураловского (Алапаевско-Сухтелинского) синклиория и Кочкарского (Челябинско-Суундукского) антиклинория, а в географическом отношении находится в 30 км от г. Пласт Челябинской области. Месторождение является полигенным и полихронным, его образование происходило в несколько стадий и растянуто во времени. Промышленное оруденение относится к золото-кварц-сульфидному типу и связано с метаморфизованной до зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочной толщей девон-силлурийского возраста (Заураловский синклиорий), пронизанной серией кварцевых жил разных типов [Сазонов и др., 1989; Vikent'eva et al., 2020].

Кочкарский антиклинорий в контурах карьера представлен толщей раннекаменноугольных мраморов и содержащих разнообразную минерализацию. Одним из распространённых минералов является флюорит. Флюорит наблюдается как в магнезиально-кальцитовом, так и в доломитовом мраморе, образуя прожилки, вкрапленность зерен размером до 0.5 см в ассоциации с розовым тальком (рис. 1б, в). Особо крупные кристаллы флюорита до 7 см находятся в инкрустированных кавернах в мраморе, совместно с кварцем, гипсом, доломитом, кальцитом (рис. 1а). Окраска флюорита от бесцветной до темно-фиолетового.

Изучение флюидных включений, захваченных флюоритом в процессе своего роста, было проведено методом термокриометрии флюидных включений. Исследование проводилось в ИГГ УрО РАН на термокриостоліке THMSC-600 фирмы «Linkam» (Англия), установленный на микроскопе «Amplival». Во флюорите присутствуют первичные и преобладающие вторичные включения. Первичные включения представлены вытянутыми, амебообразными, угловатыми вакуолями, реже отрицательными кристаллами, заполненные двумя (жидкость + газ) или тремя (жидкость + газ + кристалл) компонентами (рис. 2а, б).

Вторичные включения представляют собой шарообразные двух и трехфазные вакуоли, располагающиеся «шторками» по залеченным трещинам (рис. 2в). Кроме флюидных включений в образцах флюорита были замечены необычные концентрические образования с точечным центром и тремя

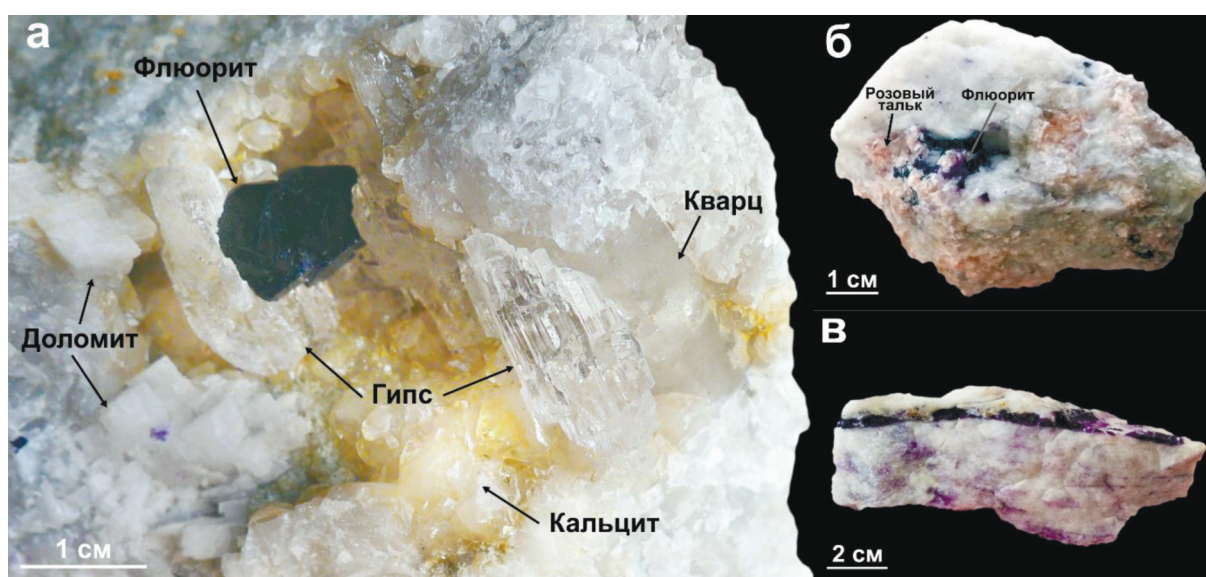


Рис. 1. Флюорит в мраморах Светлинского месторождения золота.

а – полость в магнезиально-кальцитовом мраморе, инкрустированная кристаллами флюорита, гипса, кварца, доломита и желтого кальцита; б – флюорит в ассоциации с розовым тальком в магнезиально-кальцитовом мраморе; в – прожилок и вкрапленность флюорита в магнезиально-кальцитовом мраморе

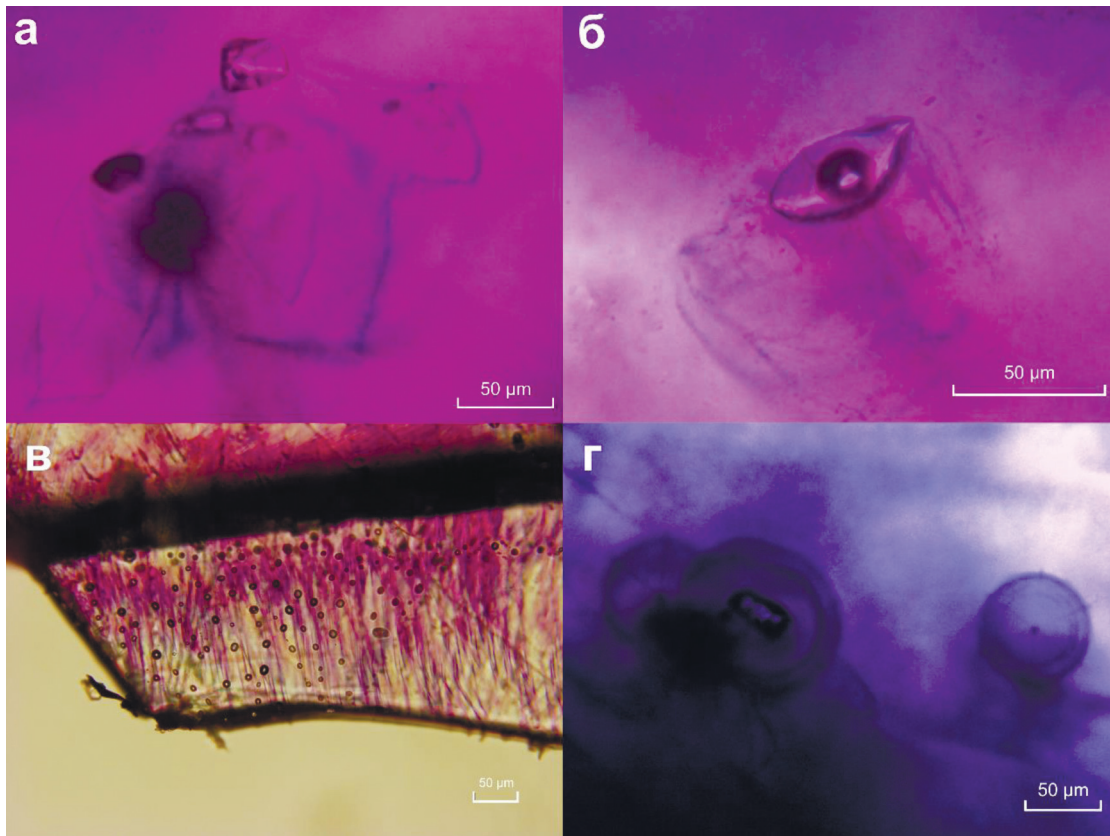


Рис. 2. Включения во флюорите со Светлинского месторождения золота.

а – первичные включения вытянутой формы и в форме отрицательного кристалла; б – двухфазное первичное включение каплевидной формы; в – скопление шарообразных вторичных включений; г – концентрические образования

пересекающимися в нем лучами под одинаковым углом (рис. 2г). Природа этих объектов остается непонятной. С целью определения состава флюидов и температурного режима минералообразования во флюорите было выполнено изучение термокриметрии газовой-жидких включений. При исследованиях методом термокриметрии флюидных включений производилось сначала охлаждение включений, а потом нагревание, поскольку при нагревании возрастает вероятность разгерметизации газовой-жидких включений.

Присутствие в газовой фазе вторичных включений CO_2 хорошо определяется по его тройной точке, т. е. точке существования всех трех фаз: твердой, жидкой и газообразной. Для чистого CO_2 она равна -56.6°C . Это значение во флюорите смещено до -61.8°C . Эти данные позволяют предполагать наличие чистой CO_2 или CO_2 с небольшой примесью газов, вероятнее всего сероводорода в количестве до 9.6% [Giuliani et al., 2003]. Определить тройную точку в первичных включениях невозможно, поскольку была изморозь, которая помешала наблюдению за включением.

При нагревании сначала фиксировалась температура гомогенизации газовой фазы в жидкую. Исчезновение газовой фазы во вторичных включениях происходило при температуре $21.0\text{--}27.8^\circ\text{C}$. В трехфазных первичных включениях определить температуру частичной гомогенизации не удалось по техническим причинам. Растворение твердой фазы также является типом гомогенизации в жидкость (полная гомогенизация), но характерный для включений насыщенных растворов. Полная гомогенизация первичных включений наступила при $282.9\text{--}305.9^\circ\text{C}$, некоторые включения декрепитировали еще до полной гомогенизации (при 396.9°C). Температура полной гомогенизации вторичных включений составила $250.6\text{--}299.1^\circ\text{C}$. С помощью температуры частичной гомогенизации определялась плотность углекислоты. Температура полной гомогенизации включения принимается за минимальную температуру его консервации минералом-хозяином, т. е. за температуру образования минерала или зоны минерала, в которой находится данное включение.

Плотность CO_2 во вторичных включениях определяли на линии равновесия жидкость–пар по температуре частичной гомогенизации углекислого газа CO_2 при $21.0\text{--}27.0^\circ\text{C}$ в жидкость [Вукалович,

Алтунин, 1965]. Она соответствовала значениям около $0.66\text{--}0.77\text{ г/см}^3$. Сведения о плотности углекислого газа были использованы для определения приблизительного давления минералообразующей среды, которое равно сумме парциального давления углекислого газа данной плотности при температуре гомогенизации включения и парциального давления паров воды раствора при этой же температуре [Клевцов, Леммлейн, 1959; Bischoff, 1991]. Полученные значения давления для флюорита составляют от 0.911 до 1.245 кбар.

Во флюорите много крупных флюидных включений, которые при комплексном исследовании флюорита, кварца, доломита, кальцита, гипса, могут дать рассуждения о процессах минералообразования.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (гос. регистрация № АААА-А18-118052590028-9).

ЛИТЕРАТУРА

- Вукалович М.П., Алтунин В.В. (1965) Теплофизические свойства двуокиси углерода. М.: Атомиздат, 455 с.
- Клевцов П.В., Леммлейн Г.Г. (1959) Определение минимального давления образования кварца на примере кристаллов с. Памира. Зап. Всес. минер. об-ва, 88(6), 661-666 с.
- Сазонов В.Н., Попов Б.А., Григорьев А.Н., Мурзин В.В., Мещнер Э.И. (1989) Корово-мантийное оруденение в салических блоках эвгеосинклинали. Свердловск: УрО АН СССР, 113 с.
- Bodnar R.-J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{NaCl}$ fluid inclusions. Fluid inclusions in minerals: methods and application. Ed. by: Benedetto De Vivo, Maria Luce Frezzottii. Pontignano-Siena, 117-130.
- Giuliani G. et al. (2003) $\text{CO}_2\text{--}\text{H}_2\text{S}\text{--}\text{COS}\text{--}\text{S}_8\text{--}\text{AlO}(\text{OH})$ -bearing fluid inclusions in ruby from marble-hosted deposits in Luc Yen area, North Vietnam. Chemical Geology, 167-185.
- Vikent'eva O., Prokofiev V., Borovikov A., Kryazhev S., Groznova E., Pritchkin M., Vikentyev I., Bortnikov N. (2020) Contrasting Fluids in the Svetlinsk Gold-Telluride Hydrothermal System, South Urals. Minerals, 10, 37. <https://doi.org/10.3390/min10010037>

КОРЕННАЯ И РОССЫПНАЯ ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ УЛЬБЕЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

Павлова М.А.^{1,2}, Каварзин П.В.³, Бушуев Я.Ю.³, Петров С.В.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, milana.a.pavlova@yandex.ru

²Южно-Уральский Федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс

³Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург

Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс давно известен своим золотым потенциалом, однако количество коренных разрабатываемых месторождений здесь во много раз уступает россыпным, из чего и проистекает актуальность работы, целью которой является выявление коренного источника золота, питающего россыпи ближнего сноса вокруг Ульбейского массива. Район исследования расположен в центральной части Охотского массива в зоне юго-западного обрамления Ульбейского гранитоидного массива [Казакова и др., 2013]. Предметом исследования является золото из 3 россыпей, приуроченных к ручьям, дренирующим юго-восточный контакт монцогранитов Ульбейского массива (K_2) и вмещающих измененных андезитов (K_2), а также золото из выявленных нами летом 2021 г. коренных рудных зон. Ранее в работах были сделаны предположения о пространственной и генетической принадлежности коренного золоторудного источника к Ульбейскому массиву, а также отмечена его пространственная близость к россыпным месторождениям [Павлова и др., 2021; и др.].

В ходе летнего полевого сезона 2020 г. с целью выявления коренной золоторудной минерализации было проведено литогеохимическое опробование по сети 100×100 м в верховье руч. Левый Джанку по обоим его бортам (106 точек опробования). По итогу проведения аналитических работ и составления карты аномалий золота, содержания которого в отдельных точках достигали 6 г/т, была запроектирована проходка канав с бороздовым опробованием. В качестве наиболее перспективного участка был выбран левый борт ручья Левый Джанку, вдоль которого были пройдены три канавы перпендикулярно логам, предположительно подчёркивающим разрывные нарушения. В результате работ по проходке канав были вскрыты и опробованы три рудные зоны. Хвосты бороздовых проб были промыты до серого шлиха. Для установления генетических связей между россыпным золотом и коренными зонами золоторудной минерализации были выделены зерна золота из шлиховых проб (55, 64, и 82 знаков из россыпей руч. Гранитный, руч. Левый Джанку, руч. Пасмурный соответственно), а также из тяжелой фракции протолочек (8, 69, 10 из 1-ой, 2-ой и 3-ей зоны соответственно), проведены анализы химического состава золота на СЭМ Hitachi S-3400N с ЭДС приставкой (РЦ СПбГУ «Геомодель», аналитик Н.С. Власенко).

Выявленное оруденение во всех трех зонах оказалось разного типа.

Первая зона золоторудной минерализации отнесена нами к золото-сульфидному типу, расположена на экзоконтакте гранитоидов – в скарнированных андезитах и представлена маломощными, взаимопересекающимися галенит-сфалеритовыми прожилками, приуроченными в своем большинстве к зонам наибольшей тектонической нарушенности (рис. 1а). Золото локализуется и в галените, и в сфалерите, относительно высокопробное – 834‰.

Вторая зона золоторудной минерализации представлена кварцевыми жилами в эндоконтактовой части гранитоидов. Мощность жил составляет первые десятки сантиметров. Жилы встречаются как с молочно-белым кварцем, так и друзовидным, медово-жёлтого цвета, с железистыми корками и налетами (рис. 1б, в). Медианные значения пробности золота в кварцевых жилах, как с молочно-белым кварцем, так и медово-жёлтым друзовидным, занимают единый промежуток 700–800‰, в следствие чего все кварцевые жилы были объединены в один золото-кварц-сульфидный генетический тип оруденения.

Третья зона мощностью в среднем 5 м является наиболее сложно картируемой и представлена ожелезненным ноздреватым кварцем/окварцованной брекчией (рис. 1г), также находится в апикальной части монцогранитов. Формационная типизация оруденения на данный момент не выяснена.

Стоит отметить, что из примесей в составе золота только в единичных зернах встречается Hg.

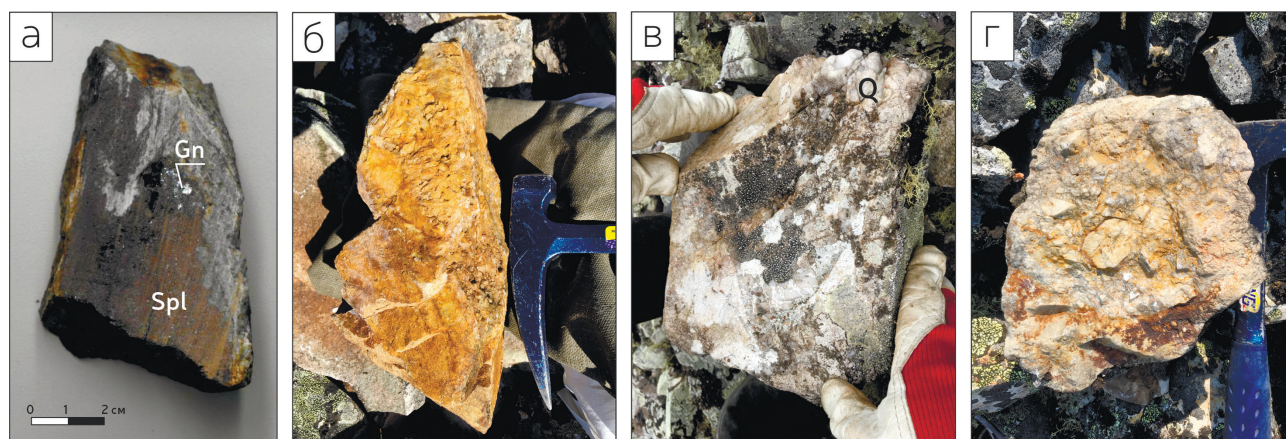


Рис. 1. Фотографии образцов.

а – фрагмент галенит-сфалеритового прожилка, б – жила друзовидного медово-желтого кварца, в – жила молочно-белого кварца, г – ноздреватый кварц/окварцованная брекчия. *Gn* – галенит, *Spl* – сфалерит, *Q* – кварц

Как было показано ранее [Гуськов и др., 2022], россыпь руч. Левый Джанку имеет сложное двухпластовое строение, пробность золота разных пластов различается. Состав золота нижнего продуктивного пласта наиболее схож с составом золота из расположенной восточнее россыпи руч. Гранитный, а состав золота из верхнего продуктивного пласта сопоставим с составом золота из россыпи руч. Пасмурный, что хорошо заметно на гистограммах составов (рис. 2). Данный факт можно интерпретировать как то, что россыпь руч. Гранитный и нижний продуктивный пласт россыпи руч. Левый Джанку образовались при разрушении одного коренного источника с преобладающей пробностью золота 500–700‰ (низкопробное золото по Н.В. Петровской), а россыпь руч. Пасмурный и верхний продуктивный пласт россыпи руч. Левый Джанку сформировались при разрушении коренного источника другого типа с преобладающей пробностью 700–800‰ (золото средней пробности). Данная гипотеза не противоречит строению и возрасту образования россыпей.

Аналогичные гистограммы пробности построены и для коренного золота (рис. 3). Гистограмма для состава золота из кварцевых жил бимодальная – преобладающее значение 700–800‰, но есть ещё одна мода – 400–500‰. Модальные значения пробности золотин, выделенных из окварцованной

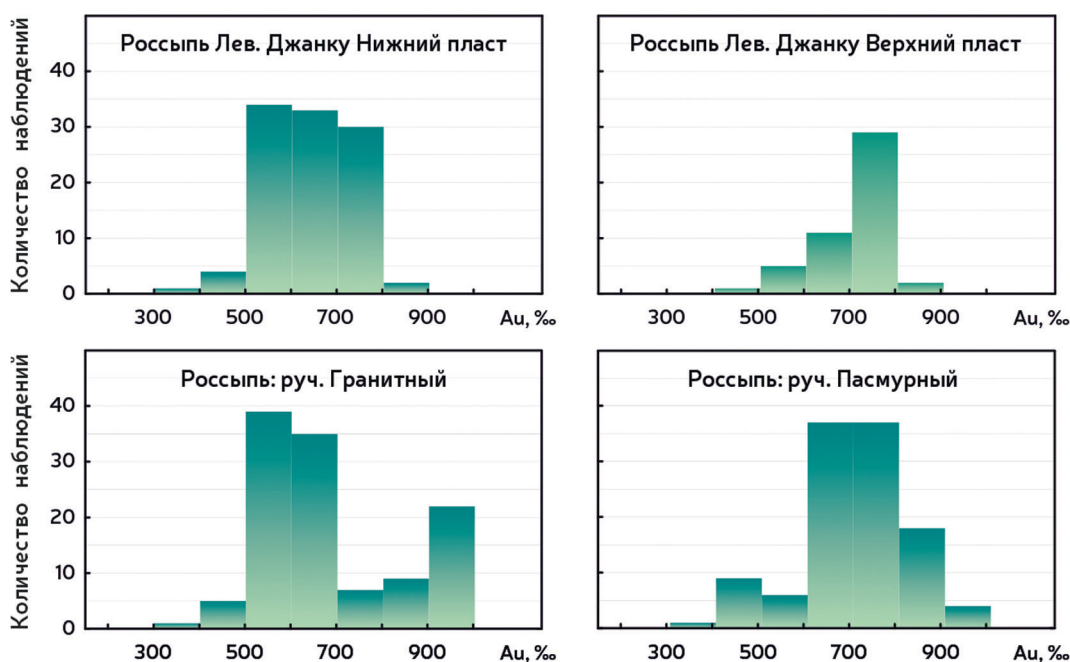


Рис. 2. Гистограммы пробности россыпного золота.

Замеры выполнены в центральных частях золотин; сканирующий электронный микроскоп с энергодисперсионной приставкой

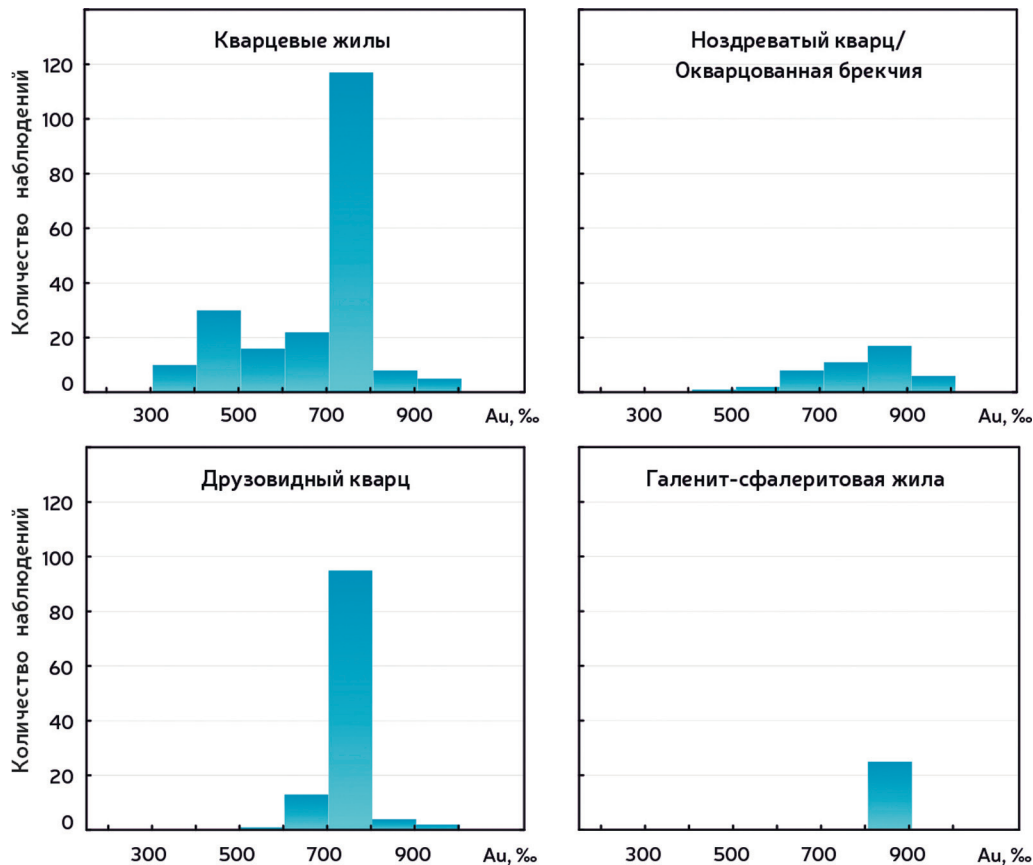


Рис. 3. Гистограммы пробыности коренного золота.

Замеры выполнены в центральных частях золотин; сканирующий электронный микроскоп с энергодисперсионной приставкой

брекчии, попадают в промежуток 800–900‰ (высокопробное золото). Золото из галенит-сфалеритовой рудной зоны также является высокопробным (800–900‰).

Таким образом, для верхнего продуктивного пласта россыпи руч. Левый Джанку и россыпи руч. Пасмурный основным питающим источником скорее всего является золото-кварц-сульфидное оруденение (кварцевые жилы). Вероятнее всего, в формировании россыпи руч. Пасмурный участвовали и источники с более высокопробным золотом золото-сульфидного оруденения из зоны экзоконтакта и/или ноздреватый кварц/окварцованная брекчия из зоны эндоконтакта. Для россыпи руч. Гранитный и нижнего продуктивного пласта россыпи руч. Левый Джанку основным питающим коренным источником могло быть золото из кварцевых жил (мода 400–500‰), либо иной коренной источник, эродированный ранее, однако влияние ранее упомянутых типов коренных источников не исключено.

ЛИТЕРАТУРА

- Гуськов Д.А., Гуськов Д.А., Павлова М.А., Смирнов Д.И., Гембель Л.Р., Каварзин П.В. (2022) Геологическое строение и рудная имнерализация участка Джанку Хабаровского края. Металлогения древних и современных океанов-2022. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 125-128.
- Казакова Г.Г., Васькин А.Ф., Кропачев А.П., Щербаков О.И. и др. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 Оймякон. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 400 с.
- Павлова М.А., Решетников П.А., Гуськов Д.А., Петров С.В., Бушуев Я.Ю. (2021) Россыпная минерализация юго-западного обрамления Ульбейского гранитоидного массива (Охотский террейн). Новое в познании процессов рудообразования: Десятая Росс. молодеж. науч.-практ. Школа с междунар. участием. М.: ИГЕМ РАН, 224-227.
- Петровская Н.В. (1973) Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: ИГЕМ РАН, 345 с.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА (ОБЗОР)

Пальянова Г.А.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

Самородное золото является наиболее распространенным минералом золота [Петровская, 1973]. Чистое золото без примесей в природе встречается редко. Главный элемент-примесь в самородном золоте – это серебро, которое образует с золотом непрерывный твердый раствор. В качестве изоморфных примесей в самородном золоте часто присутствуют Cu, Hg и Pd. Для этих элементов известны и интерметаллиды золота. Ряд примесных элементов (Rh, Ru, S, Se, Te, Sb и другие) могут входить изоморфно в состав золота, однако их количества незначительны из-за низкой растворимости в этом металле [Диаграммы..., 1996]. В самородном золоте установлен широкий спектр элементов-примесей, включающий также Pt, Ir, Fe, As, Bi, Ti, Cr, Ni, Co, Mn, W, Sn, U, Th, He, редкоземельные, щелочные, щелочноземельные и другие элементы [Николаева и др., 2013; Chapman et al., 2021]. Некоторые элементы присутствуют в самородном золоте в виде микровключений собственных минералов.

Цель обзора – обобщить опубликованные данные по химическому составу самородного золота месторождений разных генетических типов, показать разнообразие элементов-примесей и вариации их концентраций, выявить причины, которые определяют химизм этого минерала и обосновать возможность использования его состава в качестве индикатора рудообразующих процессов и рудоформационных типов месторождений.

Элементы-примеси в самородном золоте определяют рядом методов – химическим, спектральным, электронно-зондовым микроанализом (ЕРМА). Химический и спектральный методы требуют значительное количество исследуемого вещества и его очистку от минералов, находящихся в сростании. При использовании ЕРМА чувствительность обнаружения многих элементов ограничена концентрациями выше 0.1–0.01 мас. %. Следует также учитывать возможное отклонение аналитических данных от реальных, что связано с наклепом примесей на поверхности самородного золота, возникающим при полировке. Данные, полученные с использованием электронно-зондового микроанализа, приводятся в большинстве опубликованных работ при исследовании состава самородного золота.

Систематические исследования примесей в самородном золоте разных территорий РФ и СНГ проводились в ЦНИГРИ [Николаева и др., 2013]. При определении химического состава природного золота использовался приближенно-количественный масс-спектрометрический анализ с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), что позволило определить в нём 70 химических элементов. Недостатком этого метода является необходимость наличия большой навески золота и невозможность разделения изоморфных примесей и минеральных микровключений в нём. За рубежом для исследования состава самородного золота широко используется метод LA-ICP-MS [Chapman et al., 2021]. Этот метод позволяет определить наличие микроэлементов, концентрации которых больше 1 ppb, но меньше 1 мас. %. Одно из преимуществ этого метода – чистка поверхности образца перед анализом.

Данные по пробности обычного самородного золота (с примесями серебра), а также составам минеральных ассоциаций на эндогенных месторождениях разных генетических типов обобщены в ряде работ [Morrison et al., 1991; Palyanova, 2008; Николаева и др., 2013; Liang, Hoshino, 2015]. Составы минералов золота в системах Au–Ag–Cu, Au–Ag–Hg, Au–Ag–Pd и примеры месторождений, где они установлены, представлены в обзоре [Пальянова, 2020].

В Au–Cu природных твердых растворах содержание серебра в основном не превышает 4 мас. %, но может достигать 40 мас. %. Среди интерметаллидов золота и меди известны: Cu_3Au – аурикуприд, $CuAu$ – тетрааурикуприд, Au_3Cu – название не утверждено ММА. Минералы системы Au–Ag–Cu установлены в рудах Au–кварцевых, Au–Ag–эпитермальных, Au–Cu–порфириновых, Au–Cu–скарновых месторождений и других объектов с повышенными содержаниями золота, серебра и меди. Ag–Au–Cu твердые растворы широко развиты в разнообразных базит-гипербазитовых комплексах, а также в серпентинизированных породах. Аурикуприд и тетрааурикуприд обнаружены в золото-медно-порфириновых рудах месторождения Кемесс (БС, Канада). Аурикуприд установлен в магматических Cu–Ni–ЭПГ-рудах (например, Норильск и Талнах, Россия).

В системе Au–Ag–Hg наиболее часто присутствуют кубические α -амальгамы: “ртутистое” золото (Au,Ag,Hg) содержит до 18 мас. % Hg. Более редки интерметаллиды: $(\text{Au,Ag})_3\text{Hg}_2^*$, Au_2Hg_3^* , ауригидраргирумит (Au_6Hg_5). “Ртутистое” золото характерно для Au–Hg-месторождений, а также широко развито на некоторых Au–Ag-эпитермальных, Au-скарновых, Au-содержащих колчеданно-полиметаллических и других типах золоторудных месторождений. В России успешно эксплуатируются на золото с попутной добычей ртути такие месторождения, как Воронцовское (Урал), Олимпиадинское (Красноярский край), Тас-Юрях (Хабаровский край). Существует ряд перспективных золото-ртутных месторождений – это Извилистое и Тарейское (Таймыр), Звездочка и Гал-Хая (Якутия), Гиткуюлинское (Камчатка). Золото-ртутные оруденения Алтае-Саянской складчатой области относят к разным формационным типам: Au–As–Hg, Au–Sb–Hg, Au–Te–Hg и Au–Cu–Hg. Содержание ртути в самородном золоте и соотношение в нем Au : Ag : Hg являются типоморфными признаками для руд разных типов золото-ртутных месторождений.

Концентрации Pd для Ag–Au–Pd-природных твердых растворов в самородном золоте достигают 20 мас. %, но чаще составляют 0.п–п мас. %. Максимальные количества до 50 мас. % Pd установлены в порпечите железистых кварцитов Лебединского и Стойленского месторождений (Курская магнитная аномалия). Предсказывается существование интерметаллидов состава Au_3Pd , AuPd_3 , Au_2Pd и AuPd . Палладистое золото нередко содержит примеси Cu и (или) Hg. Систематизированы данные по составам палладистого золота четырех десятков месторождений и рудопроявлений. На более чем десяти из них палладистое золото имеет экзогенное происхождение и обнаружено в россыпях и корах выветривания. На большинстве месторождений палладистое золото характеризуется эндогенным генезисом. В России известно более десятка рудопроявлений с палладистым золотом. Au-Pd минерализация установлена в вольфрамит-кварцевых жилах Сихотэ-Алиня. Палладистое золото в ассоциации с минералами Pt установлено в россыпях бассейна р. Маят и р. Большая Куонамка (Анабарский массив, северо-восток Сибирской платформы). В черных сланцах заонежской свиты (Карелия) обнаружено палладистое золото с мелкими ориентированными включениями самородного Pd. Несколько объектов находится на Урале – это Au-Pd рудопроявления Баронское, Чудное, Нестеровское и Озёрное.

Тесные генетические связи палладистого золота с магматическими и постмагматическими флюидами проявлены в платформенных расслоенных базит-гипербазитовых интрузиях, содержащих медно-никелевое оруденение. В них палладистое золото присутствует как в магматических сульфидных рудах, так и в малосульфидных постмагматических метасоматитах. Крупные проявления такого типа – малосульфидного, существенно золото-палладиевого оруденения в различных габбро-гипербазитовых комплексах – известны в Норильском районе (Талнахское, Норильск-1 и 2, Черногорское, Вологодчанское), в массиве Скаергаард, в Джон-Мэлвил рифе массива Стиллиуотер и ряде других.

Интерметаллиды золота со свинцом и оловом – анюит (AuPb_2), хуньчуньит (Au_2Pb), юаньцзянит (AuSn) обнаружены в россыпях [Спиридинов, 2010]. Новоднеприт (AuPb_3) и анюит установлены вместе с аурикупридом, самородными золотом и свинцом в зоне окисления на Новоднепровском золоторудном месторождении (Сев. Казахстан). В 2019 г. зарегистрирован новый минерал румойит AuSn_2 .

Механизм формирования самородного золота разного химического состава зависит от множества факторов. Широкий спектр элементов-примесей связан с различной геологической и геохимической средой, в которой происходила мобилизация, транспортировка, отложение золоторудной минерализации. Содержание элементов в самородном золоте зависит от их количеств в гидротермальных растворах, которые контролируются температурой, наличием элементов-лигандов – Cl, S, в меньшей степени Se, Te, а также pH растворов и окислительно-восстановительными условиями [Gammons, Williams-Jones, 1995; Pal'yanova, 2008]. Золото и элементы-примеси могут транспортироваться не только гидротермальными растворами, суперкритическими флюидами, но и газовыми смесями, а также сульфидными, силикатными и карбонатными расплавами.

Химический состав самородного золота – один из важнейших типоморфных признаков, характеризующий специфику каждого золоторудного месторождения - может быть индикатором магматических, метаморфических, метасоматических и гипергенных процессов, а также составов рудообразующих флюидов, типов рудных формаций и металлогенических провинций.

Работа выполнена по Государственному заданию ИГМ СО РАН, а также при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-05-00393).

ЛИТЕРАТУРА

- Диаграммы состояния двойных металлических систем. (1996) Под ред. Н.П. Лякишева. М.: Машиностроение. Т. 1, 992 с.
- Николаева Л.А., Некрасова А.Н., Миляев С.А., Яблокова С.В., Гаврилов А.М. (2013) Геохимические особенности самородного золота месторождений различных рудно-формационных типов. Геология руд. месторождений, 55(3), 203-213.
- Пальянова Г.А. (2020) Минералы золота и серебра в сульфидных рудах. Геология руд. месторождений, 5, 426-449.
- Петровская Н.В. (1973) Самородное золото. М.: Наука.
- Спиридонов Э.М. (2010) Обзор минералогии золота в ведущих типах Au-минерализации. Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Апатиты: Изд-во К & М.
- Chapman R.J., Banks D.A., Styles M.T., Walshaw R.D., Piaolo S., Morgan D.J., Grimshaw M.R., Spence-Jones C.P., Matthews T.J., Borovinskaya O. (2021) Chemical and physical heterogeneity within native gold: implications for the design of gold particle studies. Mineralium Deposita, 56(8), 1563-1588.
- Gammons C.H., Williams-Jones A.E. (1995) Hydrothermal geochemistry of electrum: Thermodynamic constraints. Econ. Geol., 90, 420-432.
- Morrison G.W., Rose W.J., Jareith S. (1991) Geological and geochemical controls on the silver content (finesness) of gold in gold-silver deposits. Ore Geol. Rev., 6, 333-364.
- Liang Y., Hoshino K. (2015) Thermodynamic calculations of Au_xAg_{1-x} – fluid equilibria and their applications for oreforming conditions. Appl. Geochem., 52, 109-117.
- Pal'yanova G. (2008) Physicochemical modeling of the coupled behavior of gold and silver in hydrothermal processes: gold fineness, Au/Ag ratios and their possible implications. Chem. Geol., 255, 399-413.

ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ

Плотинская О.Ю.

ИГЕМ РАН, Москва, plotin@igem.ru

Генезис месторождений порфирового семейства, прежде всего, медно-порфировых, является одной из наиболее широко обсуждаемых тем в мировой геологической литературе [Seedorf et al., 2005; Sillitoe, 2010]. В частности, широко дискутируются вопросы генерации рудоносных магм, особенности процессов концентрирования основных рудных компонентов и механизмы их осаждения в пределах порфировых систем. Краткий формат доклада не позволяет провести детальный обзор данной проблемы, поэтому ограничимся упоминанием наиболее значимых исследований и обзоров в этой области.

Несмотря на то, что месторождения порфирового семейства образуются в разных геотектонических обстановках, большинство из них связано с известково-щелочным андезитоидным островодужным (надсубдукционным) магматизмом [Sillitoe, 2010; Sun et al., 2015; Richards, 2021 и др.], поэтому в данном докладе механизмы генерации материнских расплавов мы рассмотрим именно на примере надсубдукционных обстановок.

Механизм генерации магм, ответственных за формирование порфировых месторождений

В основе модели генерации рудоносных магм в зонах развития надсубдукционного магматизма лежит общепринятое представление о том, что при погружении океанической плиты («слэба») под континентальную (или под другую океаническую) плиту на глубине порядка 70–150 км происходит дегидратация водосодержащих минералов (амфиболов и др.). Высвободившаяся вода поднимается вверх, в астеносферную мантию, вызывая её частичное плавление [Candela, Piccoli, 2005; Audetat, Simon, 2012; и цитируемая литература]. Считается, что для выплавления большого объёма магм оптимальным является угол погружения слэба в 30–45° [Richards, 2021]. В этих условиях локальное выполаживание слэба и утолщение континентальной коры считаются благоприятными факторами для формирования большого количества крупных порфировых месторождений [Cooke et al., 2005].

Сформировавшиеся базитовые магмы отличаются от базальтов MORB повышенными содержаниями таких элементов как S, Cl, LILE (K, Rb, Cs, Ca, Sr, Ba), U, Pb, Cu, As, Sb, V, Tl и др., которые, предположительно, также поступают из слэба при его дегидратации [Richards, 2021]. Ключевой характеристикой таких магм является их окисленное состояние ($\Delta FMQ > 1$), при котором в расплаве растворяется большое количество окисленной серы S^{6+} [Sun et al., 2015]. По данным исследования расплавных включений оно может достигать 0.9 мас. % [Audetat, Simon, 2012; и цитируемая литература].

На данный момент нет единого мнения о геохимическом поведении рудных элементов на этапе начального плавления астеносферной мантии в условиях мантийного клина. Распространено мнение, что большая часть металлов, образующих впоследствии промышленные концентрации на порфировых месторождениях (Cu, Ag, Au, а также Ni), обособляются в виде сульфидных расплавов и/или моносульфидного твёрдого раствора (Mss), тогда как Mo, Sn, W и др. концентрируются в силикатном расплаве [Audetat, Simon, 2012; и цитируемая литература]. Однако многие полагают, что такой процесс должен обеднять потенциально рудоносные магмы рудными элементами и что окисленное состояние магм должно препятствовать выделению рудных элементов в отдельные жидкие или твёрдые фазы [Richards, 2021].

Образовавшиеся порции расплавов поднимаются к границе мантии и континентальной коры (Мохо) на глубину порядка 20–50 км, где происходит частичная ассимиляция континентальной коры и, как следствие, эволюция состава магм от базальтовых к андезитоидным. Этот процесс получил название MASH (Melting, Assimilation, Storage, Homogenization, т.е. плавление, ассимиляция, накопление, гомогенизация). Именно этот процесс формирует ключевые характеристики «порфировых» магм: обогащение Sr и обеднение средними и тяжёлыми РЗЭ и Y и, как следствие, высокие отношения Sr/Y и La/Yb [Audetat, Simon, 2012; Richards, 2021; и цитируемая литература].

Далее рудоносные андезитоидные магмы поднимаются в зону верхней континентальной коры, где образуют крупные магматические камеры на глубине 5–15 км. В таких камерах происходит рассло-

ение магмы на более основную в нижней части очага и более кислую (вплоть до гранитного состава) и обогащённую летучими компонентами, в первую очередь HCl и SO₂ [Audetat, Simon, 2012]. Магматические расплавы на этом этапе по-прежнему окисленные, о чём свидетельствует присутствие магматического ангидрита в интрузивных породах многих порфириновых месторождений. Здесь же происходит отделение флюида от магмы и переход таких экономически значимых элементов как Cu, Au и др. во флюидную фазу [Richards, 2021 др.]. Подъём небольших порций флюидонасыщенной магмы приводит к развитию наземного андезитоидного вулканизма и к формированию под вулканами малых интрузий с порфиридной структурой, в апикальных частях которых формируется штокверковое медно-порфириное оруденение, как правило, на глубине 2–4 км.

Эволюция флюида в порфириной системе

Дальнейшая эволюция порфириной гидротермальной системы детально исследована на основании изучения флюидных включений [Bodnar et al., 2014; и цитируемая литература]. Первичный магматогенный флюид, отделившийся от материнской магмы обычно имеет солёность около 5–20 мас. %-NaCl экв. и температуру 550–700°C, возможно более [Sillitoe, 2010]. Медь в этом флюиде присутствует, главным образом, в виде хлоридных комплексов. На некоторых месторождениях зафиксировано, что именно этот флюид ответственен за образование калиевых метасоматитов в корневых зонах порфириновых систем. Снижение температуры и давления приводит к разделению флюида на две несмешиваемые фазы: (1) рассол с солёностью 35–70 мас. %-NaCl экв., обогащённый хлоридами Na, K, Fe и (2) малоплотный (газовый) флюид, обогащённый SO₂, H₂S, CO₂, HCl и HF, объём которого превышает объём рассола примерно на один порядок. Обе фазы сосуществуют при температурах от около 500 до 200°C. В настоящее время нет единого мнения о том, какая именно из фаз ответственна за перенос (и, как следствие, осаждение) рудных компонентов. Исследования последних десятилетий, главным образом изучение состава индивидуальных флюидных включений при помощи лазерной абляции [Heinrich et al., 1999; и др.] показывают, что именно в малоплотном флюиде переносятся Cu, Au, Ag, и S, тогда как в рассоле переносится Mo. Однако имеются и данные о высоких содержаниях рудных элементов, прежде всего Cu, в рассоле [Wolfe, Cooke, 2011] и в настоящее время этот вопрос остаётся дискуссионным и требует дальнейших исследований.

Остывание первично магматогенного флюида приводит к поступлению в порфириновую систему метеорных вод. С процессом смешения магматогенного флюида и метеорных вод связывают образование поздних, «субэпитермальных» ассоциаций, в которых, как правило, широкое распространение имеют сульфиды или сульфосоли полиметаллов, а также золото и серебро [Sillitoe, 2010].

ЛИТЕРАТУРА

- Audetat A., Simon A.C. (2012) Magmatic controls on porphyry copper genesis. SEG Special Publication, 16, 553-572.
- Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnis M. (2014) Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. Treatise. In: Holland H.D. and Turekian K.K. (eds.) Treatise on Geochemistry, Second Edition. Oxford: Elsevier, 13, 119-142.
- Candela P.A., Piccoli P.M. (2005) Magmatic processes in the development of porphyry-type ore systems. *Economic Geology*, 100, 25-38.
- Cooke D.R., Hollings P., Walshe J.L. (2005) Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls. *Economic Geology*, 100, 801-818.
- Heinrich C.A., Günther D., Audétat A., Ulrich T., Frischknecht R. (1999) Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, 27, 755-758.
- Richards J.P. (2021) Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? *Geosphere*, 18, 130-155.
- Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M.J., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.C. (2005) Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*, 100, 251-298.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry-copper systems. *Economic Geology*, 105, 3-41.
- Sun W., Huang R-F., Li H., Hu Y-B., Zhang C-C., Sun S-J., Zhang L-P., Ding X., Li C-Y., Zartman R.E., Ling M-X. (2015) Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, 65, 97-131.
- Wolfe R., Cooke D.R. (2011) Geology of the Didipio region and genesis of the Dinkidi alkalic porphyry Cu-Au deposit and related pegmatites, northern Luzon, Philippines. *Economic Geology*, 106, 1279-1315.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Поленов Ю.А., Кисин А.Ю.

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, fgg.gl@m.ursmu.ru

История использования различных природных разновидностей кварца уходит вглубь веков. Использование кварцевого материала как промышленного сырья начинается в XVI веке с его применения наиболее развитыми странами Европы в стекольном производстве и в качестве флюса в металлургии. С открытием пьезоэлектрических свойств кварца во второй половине XIX века возможность его применения еще более расширяется [История..., 2017].

Природное кварцевое сырье и, в первую очередь, получаемые из него особо чистые кварцевые концентраты находят широкое применение в различных отраслях промышленности высоких технологий – радиоэлектронной, полупроводниковой, электротехнической, светотехнической, оптической, авиационной, космической и др.

Для развивающейся промышленности нашей страны требуется большое количество специальных конструкционных материалов, способных работать при низких и высоких температурах, резких их перепадах, в вакууме, при высоком уровне излучений, в химически активных и агрессивных средах. В числе других материалов указанным требованиям наиболее полно отвечают кварцевые материалы, обладающие сочетанием ряда ценных свойств: высокой светопрозрачностью в ультрафиолетовой, видимой и инфракрасной областях спектра, идеальной радиопрозрачностью, нечувствительностью к термоудару, химической инертностью по отношению к агрессивным средам, радиационной устойчивостью, высокими диэлектрическими, оптическими свойствами и кристаллизационной стойкостью, высокой механической прочностью, особыми электрическими и другими характеристиками [Жильный кварц..., 1995].

Специальные кварцевые материалы и изделия на их основе находят все более широкое применение в радиоэлектронной, авиационной, химической, электротехнической, металлургической и других отраслях народного хозяйства, а также в космической технике, атомной энергетике, машиностроении и приборостроении, телевидении, кинематографии, медицине и средствах связи. Прозрачные кварцевые и оптические стекла и изделия на их основе в последнее время все более широко используются в качестве конструкционного материала для оснащения искусственных спутников и космических кораблей, панорамного остекления самолетов, изготовления приборов ночного видения, оптических локаторов, систем перехвата и оптической связи, применяются в конструкциях радарных установок и в быстродействующих ЭВМ. Резко возрастает потребность в кварцевых трубах и стержнях для получения световодов и супертонкого кварцевого волокна. Кварцевые и оптические стекла незаменимы при создании высокотемпературных реакторов с гомогенным распределением ядерного топлива, при изготовлении крупногабаритных телескопов и коротковолновых радиотелескопов. Основными потребителями кварцевого сырья являются наиболее развитые в техническом отношении страны, а уровень потребления особо чистых концентратов в значительной мере определяет научно-технический и оборонный потенциал этих стран. На мировом рынке отмечается стабильный рост (5–7% ежегодно) потребления особо чистых кварцевых концентратов и цен на них.

Россия относится к крайне ограниченному числу стран, которые не только широко используют в промышленности кварцевое сырье, но и имеют собственную сырьевую базу. По ресурсному потенциалу кварца Россия занимает, наряду с США, ведущее место в мире.

Минерально-сырьевая база кварца России, используемого в высокотехнологичных производствах, традиционно объединяет месторождения пьезооптического кварца, горного хрусталя, гранулированного, прозрачного и молочно-белого жильного кварца. Востребованность и обеспеченность различными видами кварцевого сырья неоднозначна [Белковский, 2011; История..., 2017; Приполярный..., 2012; Репина, 2016].

За полувековой период (1937–1991 гг.) на Урале открыто 6 месторождений пьезооптического кварца, 7 месторождений гранулированного кварца, 5 месторождений молочно-белого кварца, 2 месторождения прозрачного жильного кварца [Жильный..., 1995; История..., 2017].

1. Потребность в природном пьезооптическом сырье в настоящее время практически отсутствует, поэтому большинство месторождений горного хрусталя, являющихся источниками пьезооптического кварца и плавочного сырья, временно законсервированы. В целом, за более чем 60-летний период своего развития была подготовлена серьезная база хрусталеносных месторождений: на Приполярном Урале – это месторождения Желанное, Додо, Пуйва, Пелингичей, Николай-Шор; на Южном Урале – месторождения Астафьевское, Теренсайское, Светлинское. Месторождения относились по действующей шкале к разряду крупных и средних объектов, а Астафьевское месторождение (Челябинская обл.) является уникальным.

Запасы этих месторождений отработаны не полностью. Однако в связи с тем, что природный пьезооптический кварц вытеснен синтетическими монокристаллами (ИКК), а горный хрусталь по своему химическому составу редко отвечает современным требованиям промышленности к плавочному сырью, данный блок МСБ кварцевого сырья временно законсервирован [Жильный..., 1995; История..., 2017].

Следует восстановить добычу кристаллов горного хрусталя на Астафьевском месторождении для извлечения слабо деформированного пьезокварца, содержащихся в качественных кристаллах, и в целях получения затравочного материала для синтетического производства.

2. В состоянии определенной стабилизации находится сырьевая база молочно-белого (непрозрачного) кварца. Разведанные запасы этого кварца, сосредоточенного, главным образом, в безрудных кварцевых жилах Урала (месторождения Гора Хрустальная, Светлореченское, Караяновское).

Обеспеченность отечественной промышленности этим видом минеральной продукции более чем достаточна (200–300 лет), и наращивание ее запасов экономически нецелесообразно [Жильный..., 1995].

3. Основной и весьма серьезной проблемой сырьевой базы кварца России в настоящее время является обеспечение отечественной промышленности сырьем для наплава специальных прозрачных кварцевых стекол, используемых, в первую очередь, в микроэлектронике, волоконной оптике, производстве высоко интенсивных источников света.

В течение последнего десятилетия, а особенно в последние годы, требования промышленности к качеству кварцевых концентратов резко возросли. К этому отечественная промышленность оказалась неподготовленной, так как, во-первых, при разведке и оценке месторождений плавочного сырья в предшествующие годы не была обеспечена достаточная детализация качественных характеристик запасов и ресурсов, а во-вторых, отечественные промышленные технологии обогащения кварца явно отстали от мирового уровня и не обеспечивают получение концентратов требуемого качества [Белковский, 2011; Репина, 2016].

Анализ существующей сырьевой базы кварца для плавки показывает, что при наличии у России различных генетических типов кварца промышленное значение на плавочное сырье имеют лишь некоторые из них и все размещены в пределах Уральского региона. Урал был и может оставаться основным поставщиком сырья особо чистого кварца. Запасы этих видов сырья значительны, а месторождения располагаются в благоприятных экономико-географических условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Белковский А.И. (2011) Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения (Средний Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 234 с.
- Жильный кварц Урала в науке и технике. Геология основных месторождений кварцевого сырья. (1995) (Авторы Евстропов А.А., Бурьян Ю.И., Кухарь Н.С., Серых Н.М., Цюцкий С.С.) М.: Недра, 207 с.
- История поисков, разведки и освоения Уральских хрусталеносных месторождений (1937–1991). (2017) (Составители Ю.А. Поленов, В.Н. Огородников, Е.В. Бурлаков, В.В. Григорьев). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 114 с.
- Приполярный Урал: минералы хрусталеносных жил. (2012) (Авторы Буканов В.В., Бурлаков Е.В., Козлов А.В., Пожидаев Н.А.). Минералогический альманах. Т. 17. Вып. 2, 125 с.
- Репина С.А. (2016) Месторождение жильного кварца и горного хрусталя Желанное. Екатеринбург: УрО РАН, 287 с.

ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ХВОСТОВ ПОЛЕВОШПАТОВОГО ПРОИЗВОДСТВА

Пугач В.В., Останина В.А.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Vova5011999@mail.ru

Минеральный и химический состав хвостов были изучены на оборудовании в секторе наноминералогии центра коллективного пользования Пермского государственного национального исследовательского университета. Анализировался состав хвостов горно-обогатительного комбината, производящего полевошпатовый концентрат. Масса пробы 5 кг. Проводились следующие анализы: Гранулометрический анализ [Маккавеев, 1961], минералогический анализ, рентгенофазовый анализ, рентгенофлуоресцентный анализ.

Проба была отквартована [Арсланов и др., 1978], до навески массой 200 г. Гранулометрический анализ хвостов полевошпатового производства показал, что данный материал сложен на 46.6% частицами размером 0.25–0.1 мм, на 38.7% представлен классом 0.1–0.01 мм, на 14.5% – классом 0.5–0.25 мм и на 0.2% – классом 1.0–0.5 мм (табл. 1).

Минеральный состав определялся при помощи бинокулярного микроскопа [Осовецкий, 2009] Meiji Techno EMT 2 10x, 30x (с окулярами 10x). Среди наиболее крупных зерен 1.0–0.5 мм, были выявлены следующие минералы: слюда 39.7%, КПШ 27.7%, сростки с кальцитом 19.4%, сульфиды такие как пирит 10%. Среди фракции 0.5–0.25 мм выделены – слюда 33.3%, сростки с кальцитом 30.9%, КПШ 29.3%. Во фракции 0.25–0.1 мм выделяются слюда в размере 46.75%, сростки с кальцитом 6.49%, КПШ 35.06%. Класс <0.1 не был исследован данным способом, так как разделение подручными средствами невозможно в связи с мелким размером частиц. Так же были определены непредставительные минералы в процентном содержании <1%: обломки полевошпатовых пород со слюдой, гематит, ожелезненный шпат, лейкоксен, турмалин (табл. 2).

Рентгенофазовый анализ [Князев, Сулейманов, 2005] образцов выполнялся с применением рентгеновского порошкового дифрактометра D2 Phaser (фирма «Bruker», ФРГ). В результате Рентгенофазового анализа был определен более точный минеральный состав проб. Характеристики прибора: рентгеновская трубка с медным анодом (излучение – $\text{CuK}\alpha$, $\lambda = 1.54060 \text{ \AA}$), генератор с напряжением –

Таблица 1. Массовое и процентное содержание хвостов по гранулометрическим классам

Фракция, мм	Масса, г	Содержание, %
1.0–0.5	0.43	0.2
0.5–0.25	28.37	14.5
0.25–0.1	91.2	46.6
0.1–0.01	75.91	38.7
Сумма	196	100

Таблица 2. Минеральный состав хвостов полевошпатового производства по гранулометрическим классам

Наименование минерала	1.0–0.5 мм		0.5–0.25 мм		0.25–0.1 мм	
	Количество	Содержание, %	Количество	Содержание, %	Количество	Содержание, %
Слюда	202	39.7	97	33.3	108	46.75
Сростки с кальцитом	99	19.4	90	30.9	15	6.49
КПШ	141	27.7	85	29.3	81	35.06
Пирит	63	10	12	4.1	14	6.06
Ильменит	1	0.2	3	1	2	0.88
Нефелин	3	3	4	1.4	11	4.76
Сумма	509	100	291	100	231	100

30 кВ, силой тока – 10 мА; детектор линейный – LYNXEYE. Порошковая проба помещалась в кювету, производилась съёмка дифрактограммы. Условия съёмки: расходящаяся щель 0.6 мм, щели Соллера – первичная 2.5°, вторичная 2.5°; угловой диапазон от 5 до 70°; скорость набора импульсов в каждой точке 1.0 с; шаг – 0.03°. Обработка кривых (сглаживание, поиск пиков) и качественный анализ выполнялись с помощью программы Diffrac.Eva. Для поиска минеральных фаз использовалась база данных порошковой дифрактометрии – PDF-2. Количественный анализ валового состава пробы выполнялся с помощью программного обеспечения Topas 4-2, которое реализует безэталонный анализ на основе метода Ритвельда – процедуры минимизации отклонения между экспериментальной и теоретически рассчитанной дифрактограммами. Сумма минеральных фаз рассчитывалась к 100%.

По рентгенограмме смеси минералов фракции 0.5–0.25, 0.25–0.1 и 0.1–0.01 мм определяют интенсивность аналитических линий минералов и эталона, составляют отношения между ними и далее, используя градуировочные графики определяют количественное содержание минералов. В результате рентгенофазового анализа пробы были выявлены следующие составы образцов (табл. 3).

Сравнив с результатами минералогического описания под бинокулярным микроскопом, предварительно были выявлены следующие минералы: анальцим, альбит, эгирин-авгит, хлорит, сфен, магнетит, титаномагнетит, апатит; в процентном содержании, представленном в таблице. Биотит и остаточный полевой шпат были определены в меньшем количестве по отношению к микроскопическому анализу.

Рентгенофлуоресцентный метод исследования химического состава вещества по вторичному характеристическому рентгеновскому излучению, возбуждаемому с помощью частиц высокой энергии – фотонов, протонов, тяжелых ионов. Для анализа горной породы наиболее часто применяют фотонный способ возбуждения, источником которого служат мощные рентгеновские трубки или радиоактивные изотопы [Черноруков, Нипрук, 2012]. Рентгенофлуоресцентный анализ выполнялся на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (фирмы Bruker, ФРГ).

Основные характеристики прибора:

- 1) источник рентгеновского излучения: мощность – 4 кВт; максимальный ток –170 мА; материал анода – родий;
- 2) термостабилизированный базовый блок спектрометра с гониометром на основе шаговых двигателей;
- 3) проточный пропорциональный и сцинтилляционный детекторы;
- 4) кристаллы-анализаторы для анализа элементов: от азота до кремния; от алюминия до титана; от калия до урана.

Таблица 3. Минеральный состав по данным рентгенофазового анализа

Название минерала	Содержание, %		
	0.5–0.25 мм	0.25–0.1 мм	0.1–0.01 мм
Слюда	19	13	7
КПШ	21	19	22
Пирит	3	1	1
Ильменит	5	5	1
Магнетит	2	3	0
Эгирин-авгит	4	10	11
Нефелин	5	9	19
Хлорит	6	4	3
Альбит	8	9	23
Сфен	14	14	5
Титаномагнетит	6	6	1
Гематит	1	1	0
Анальцим	4	4	3
Апатит	2	2	4
Сумма	100	100	100

Таблица 4. Химический состав хвостов полевошпатового производства по гранулометрическим классам, по данным РФА

Элемент, мас. %	0.5–0.25 мм	0.25–0.1 мм	0.1–0.01 мм
SiO ₂	33.11	35.27	45.22
TiO ₂	6.30	5.20	1.14
Al ₂ O ₃	11.02	12.40	18.24
Fe ₂ O ₃	32.20	29.54	8.28
MnO	0.65	0.57	0.25
CaO	5.94	8.04	9.85
K ₂ O	3.79	4.13	6.24
P ₂ O ₅	0.46	0.50	0.48
SO ₃	9.85	5.96	1.38
Ba	0.01	0.02	0.07
Cu	0.01	0.01	0.00
Zn	0.02	0.02	0.01
Pb	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.00
Sr	0.12	0.17	0.39
V	0.08	0.08	0.02
Rb	0.01	0.01	0.01
Zr	0.53	0.48	0.16
Ga	0.00	0.00	0.00
La	0.01	0.01	0.01
Nb	0.04	0.04	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	2.57	3.20	5.58
MgO	1.36	1.10	0.34
П.п.п.	1.26	1.27	5.22
Сумма	109.36	108.01	102.91

В связи с тем, что рентгенофлуоресцентным анализом не может быть определено содержание воды, гидроксила, диоксида углерода и т.п. обязательным элементом операций пробоподготовки является предварительное определение потерь при прокаливании (ППП). Определение потери при прокаливании осуществлялось по методике НСАМ № 118-Х с применением аналитических весов серии GR-202 («A&D CO.LTD», Japan). Потерей при прокаливании силикатных горных пород является выраженное в процентах уменьшение массы навески порошка исследуемой усреднённой пробы за счёт улетучивания воды (кристаллизационной, гигроскопической, адсорбционной и воды включений) или удаления углекислого газа карбонатов в составе цемента. При определении ППП навеску силикатных горных пород прокаливают в течение часа при медленном повышении температуры до постоянного веса при температуре 950°C, затем охлаждают в эксикаторе и взвешивают с точностью до второго знака после запятой. Прокаливание и взвешивание повторяют до получения постоянной массы. Прокаливание осуществлялось с помощью высокотемпературной электропечи ПЛ 10/12.5. Пробоподготовка осуществлялась по отраслевой методике – Инструкции № 313-РС. Она предусматривала сокращение первичной навески до 10 г квартованием, истирание до крупности частиц 10 мкм в мономельнице Пульверизетте-6 (фирма Fritsch, ФРГ). Далее навеска истертой пробы (2 г) тщательно смешивалась с воском в соотношении 4:1. Под давлением 20 т на гидравлическом лабораторном прессе VANEОХ 25t PR-25A-ND (FLUXANA GmbH&Co.KG, Германия) из полученной смеси изготавливалась таблетка диаметром 40 мм на подложке из борной кислоты. Измерение проводилось по программе количественного химического анализа для силикатных горных пород, созданной по калибровочным графикам на стандартах российского производства. Данным методом определялось содержание макрокомпонентов в оксидной форме: SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO*, MgO, CaO, MnO, Na₂O, K₂O, чувствительностью до 0.01%. Кроме того, одновременно по той же калибровке определялось содержание наиболее распространенных малых элементов с чувствительностью до 0.0001%.

В результате рентгенофлуоресцентного анализа был определен химический состав хвостов полевошпатового производства размерных фракций 0.5–0.25, 0.25–0.1 и 0.1–0.01 мм (табл. 4). В результате анализа наблюдается, что во всех трех фракциях наибольшее процентное содержание занимает SiO_2 . Содержание Fe_2O_3 , во фракции 0.1–0.01, примерно в 4 раза, и содержание SO_3 в 6–10 раз меньше, чем в двух других фракциях.

В результате анализов было выявлено, что представительной является фракция 0.25–0.1 мм. При помощи бинокулярного микроскопа был определен предварительный минеральный состав, с помощью дифрактометра определен более точный минеральный состав, определен относительный химический состав по данным рентгенофлуоресцентного анализа. Все данные занесены в таблицы. В будущем будут проводиться исследования отдельных зерен под электронным микроскопом и анализ элементного состава вещества при помощи масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А., Голубчина М.Н., Искандерова А.Д. и др. (1978) Геологический словарь: в 2 т. (Отв. ред. акад. К.Н. Паффенгольц). Недра, 456 с.
- Князев А.В., Сулейманов Е.В. (2005) Основы рентгенофазового анализа. Н. Новгород, 23 с.
- Маккавеев А.А. (1961) Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. (Ред. О.К. Ланге). 186 с.
- Осовецкий Б.М. (2009) Шлиховой метод. Пермь, 163 с.
- Черноруков Н.Г., Нипрук О.В. (2012) Теория и практика рентгенофлуоресцентного анализа. Электронное учебно-методическое пособие. Н. Новгород: Нижегородский госуд. ун-т, 57 с.

МЕДЬ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ: ЭКСПЕРИМЕНТ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Рубцова Е.А., Трофимов Н.Д., Акинфиев Н.Н., Плотинская О.Ю., Тагиров Б.Р.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, rkata@mail.ru*

Введение. Порфировые месторождения являются важнейшим источником меди в мире. Эти месторождения имеют гидротермальный генезис и образуются при участии хлоридных флюидов, содержащих растворенную серу. В настоящее время установлено, что основными формами переноса Cu при высоких (около- и сверхкритических *PT*-параметрах) являются хлоридные и гидросульфидные комплексы.

В настоящей работе получены экспериментальные данные о составе основных комплексов Cu в присутствии хлоридных (Cl⁻) и гидросульфидных (HS⁻) лигандов в широком диапазоне *PT*-условий. Это позволяет провести моделирование процессов переноса и осаждения меди, в результате которых происходит образование месторождений медно-порфирового типа.

Экспериментальная часть. Данные по переносу меди были получены из опытов, выполненных в двух экспериментальных системах, в которых основными комплексообразующими лигандами были HS⁻ и Cl⁻-ионы. Для изучения устойчивости хлоридных комплексов меди были проведены эксперименты по совместному растворению меди и серебра в кислых хлоридных растворах при 350°C/1000 бар, 450°C/1000 и 650°C/1500 бар в широком диапазоне концентраций хлоридов (0.02*m* HCl + (0–15*m*) NaCl). В результате были определены значения константы совместного растворения Cu_(к) и Ag_(к): Cu_(к) + AgCl₂⁻ = Ag_(к) + CuCl₂⁻. Во всём диапазоне составов растворов константа не зависит от содержания хлоридов, поэтому был сделан вывод о постоянстве состава основных комплексов Cu в широком диапазоне *PT*-параметров. Поскольку основным комплексом серебра является AgCl₂⁻, во всех экспериментах, вплоть до концентрации насыщения по NaCl, преобладает комплекс CuCl₂⁻.

Используя надёжные значения константы образования AgCl₂⁻, заимствованные из литературы, определены значения константы реакции растворения меди Cu_(к) + HCl_(р-р) + Cl⁻ = CuCl₂⁻ + H_{2(р-р)} при температуре до 900°C и давлении до 2000 бар.

Для изучения комплексообразования меди в сульфидно-хлоридных растворах была измерена растворимость синтетического халькозина Cu₂S при температуре 350 и 450°C и давлении 500–1000 бар. Установлено, что растворимость Cu₂S описывается реакциями образования комплексов CuHS^o и Cu(HS)₂⁻ (сульфидные растворы), а также CuCl^o и CuCl₂⁻ (сульфидно-хлоридные растворы). В кислых сульфидных флюидах при pH < 5, где H₂S и CuHS^o являются доминирующими формами S и Cu, растворимость Cu не зависит от pH. В щелочных флюидах халькозин растворяется с образованием комплекса Cu(HS)₂⁻ при всех изученных *PT*-параметрах.

Путём обработки экспериментальных данных в рамках модели НКФ (Хелгесон-Киркхэм-Флауэрс) создана термодинамическая база данных для частиц водного раствора в системе Cu–H–O–S–Cl, которая позволяет моделировать гидротермальный перенос и осаждение меди в гидротермальных системах вплоть до 1000°C/5000 бар.

Моделирование. Термодинамическое моделирование было основано на рассмотрении равновесий в 15-компонентной системе Na–K–Ca–Mg–Al–Fe–Cu–Zn–Au–Si–P–S–Cl–O–H. Расчеты проводились с использованием программного пакета HCh с подключенной базой данных SLOP07. Наши экспериментальные данные для Cu и Au были интегрированы в базу данных. Моделирование проводилось с использованием проточного политермического ступенчатого реактора, на каждой стадии которого устанавливалось равновесие раствора с породой. Параметром этого равновесия является отношение массы раствора *W* к массе свежей породы *R*, с которой он реагировал (соотношение *W/R*). Состав раствора, поступающего в следующий “реактор”, соответствует составу раствора, который провзаимодействовал с породой на предыдущем этапе. Флюид на протяжении всего моделирования остается гомогенным. Целью моделирования было установить параметры образования рудных минералов, содержащих Cu и Au, первоначально содержащихся в магматическом флюиде и рассеянных во вмещающих породах в процессе взаимодействия флюида и породы.

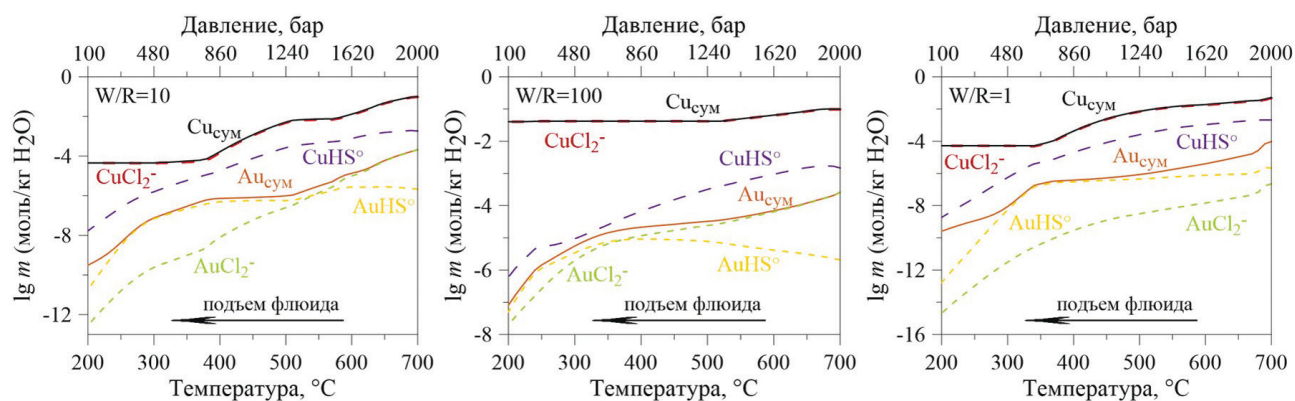


Рис. 1. Температурная зависимость суммарных концентраций металлов и концентрации их основных комплексов во флюиде, находящемся в равновесии с вмещающими породами во время просачивания флюида.

Исходный состав флюида на 1 кг H_2O , моль: $NaCl - 0.8$, $KCl - 0.8$, $FeCl_2 - 0.2$, $CuCl - 0.1$, $CaCl_2 - 0.04$, $HCl - 0.02$, $H_2S - 0.2$, $SO_2 - 0.2$, $AuCl - 0.001$, $ZnCl_2 - 0.1$

Нами были исследованы гидрогеохимические процессы взаимодействия модельного магматического флюида с горными породами при просачивании флюида вверх по разрезу, сопровождающиеся снижением температуры и давления. Относительная “скорость просачивания” флюида через породы была установлена начальным соотношением (W/R). Высокие значения этого коэффициента физически соответствуют высоким скоростям подъема флюида, в то время как низкие значения – медленному просачиванию и, соответственно, высокой степени изменения вмещающей породы. Снижение температуры замедляет процессы взаимодействия в системе флюид–порода, и этот эффект был учтен путем увеличения отношения W/R с уменьшением температуры. Начальное соотношение (W/R), характеризующее относительную скорость просачивания жидкости, является параметром модели.

В качестве примера для моделирования выбрано Калиновское медно-порфировое месторождение на Южном Урале [Plotinskaya et al., 2014]. Породами, через которые просачивался флюид здесь являлись афировые базальты саргазинской свиты, средний химический состав которых был взят из [Пужаков, 1999]. Состав модельного флюида был взят из данных идеализированного химического состава магматических флюидов средней солености [Heinrich, 2005].

Результаты расчетов. Для моделирования мы использовали три разных отношения W/R : 1, 10, 100, где низкое соотношение $W/R = 1$ соответствует самому медленному просачиванию флюида, а $W/R = 100$ – самому быстрому.

Медь переносится преимущественно в виде $CuCl_2^-$, золото – в виде двух комплексов: $AuHS^\circ$ и $AuCl_2^-$. В целом, концентрации Cu и Au в жидкости уменьшаются с понижением температуры в рассматриваемом диапазоне температур 700–200°C из-за осаждения твердых фаз (рис. 1). Порядок осаждения минералов меди общий: борнит → халькопирит, для соотношения $W/R = 100$ при низких температурах осаждаются борнит → халькопирит → ковеллин → халькозин (рис. 2). При этом осаждение происходит только в некоторых интервалах температур, которые отличаются для разных соотношений W/R . Концентрация меди в растворе не меняется в левых частях графика, потому что медь не образует минеральных фаз при низких температурах, это видно на графиках осаждения минералов.

Выводы. Экспериментально была продемонстрирована высокая способность хлоридных флюидов концентрировать рудные металлы. Таким образом, хлоридные рассолы могут переносить экономически значимые количества Cu и Au с последующим образованием порфировой минерализации. Основными формами нахождения Cu и Au в гидротермальных флюидах являются комплексы $CuCl_2^-$ и $AuCl_2^-$. Минеральный состав, полученный в результате моделирования с медленным просачиванием флюида ($W/R = 1$ и $W/R = 10$), соответствует минеральному составу руд Калиновского месторождения, где медная минерализация представлена преимущественно халькопиритом $CuFeS_2$ с небольшим количеством борнита Cu_5FeS_4 .

Работа выполнена при поддержке РФФ (грант 20-17-00184).

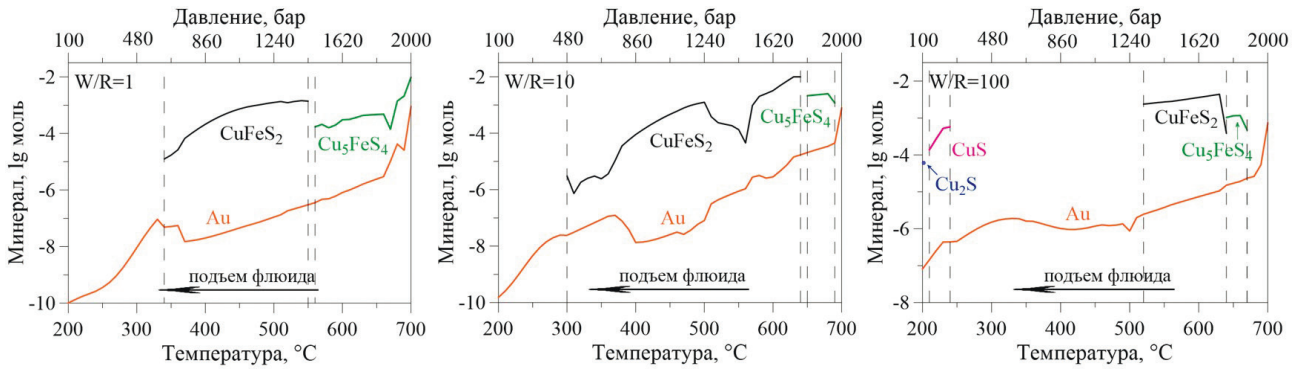


Рис. 2. Количество минералов (моль), образовавшихся из 1 кг гидротермального флюида при разных соотношениях W(флюид)/R(базальт)

ЛИТЕРАТУРА

- Пужаков Б.А. (1999) Продуктивные гранитоиды, метасоматоз и оруденение Биргильдинско-Томинского рудного узла. Специальность 04.00.08. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург.
- Heinrich C.A. (2005) The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita*, 39, 864-889.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Groznova E.O., Seltmann R., Lehmann B. (2014) The Late Paleozoic porphyry–epithermal spectrum of the Birgilda–Tomino ore cluster in the South Urals, Russia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79, 910-931.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНАЛЬНОСТИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ФУНДАМЕНТА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО И СЕВЕРО-ТАТАРСКОГО СВОДОВ)

Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М.

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий,
Казань lena353@list.ru*

Изученные коры выветривания развиваются по породам кристаллического фундамента архей-протерозойского возраста и залегают на достаточно больших глубинах повсеместно в центральной части Волго-Уральской антеклизы и в более мелких тектонических структурах, входящих в ее состав (Южно-Татарский и Северо-Татарский своды), что установлено глубоким и разведочным бурением. Формирование коры выветривания происходило в континентальный период до начала образования отложений осадочного чехла антеклизы, под мощным покровом которых и залегают коры выветривания. В соответствии с возрастом пород осадочного чехла выделяют следующие коры выветривания: добавлинские (рифей-венд), доэйфельские, доживетские и дофранские [Лапинская, Журавлев, 1967; Ситди-ков, 1968; Кристаллический фундамент..., 1996].

По морфологическим признакам данные коры выветривания делятся на следующие типы: площадной, линейный (трещинный) и трещинно-площадной. В пределах исследуемого региона наиболее развиты площадные коры выветривания мощностью от нескольких метров до 20–25 м и реже более, для которых характерно зональное строение профиля выветривания с выделением нескольких зон (снизу вверх): дезинтеграции, цементации, гидратации и выщелачивания, окисления, вторичной гидратации. Линейные коры выветривания имеют достаточно ограниченное распространение и фиксируются в зонах тектонических разломов фундамента, для них характерно значительное повышение мощности (до 50 м и более) по сравнению с площадным типом. При этом в профиле не наблюдается отчетливой зональности, но прослеживается вещественная характеристика, свойственная типичной коровой формации [Лапинская, Журавлев, 1967; Никитина и др., 1971].

В большинстве изученных разрезов скважин выделяется неполный профиль выветривания. Важно отметить, что степень сохранности и развитие полного профиля выветривания на изучаемой территории связаны с более поздней историей развития региона. Так в областях поднятий фундамента коры выветривания могут быть целиком или частично разрушены в результате эрозии при сохранении нижних зон профиля, могут переотлагаться в участках понижений фундамента или подвергаться вторичным изменениям.

Основным критерием выделения коры выветривания в разрезах скважин является переход от неизмененных пород фундамента к выветрелым породам с увеличением степени изменения вверх по разрезу и соответственно наличие минералого-геохимической зональности в профилях выветривания. Вещественный состав коры выветривания и особенности развития тонкодисперсных и глинистых минералов в процессе гипергенеза по различным площадям фундамента изменчивы и связаны в значительной степени с минералого-петрографическими особенностями исходных пород фундамента, которые представлены различными магматическими и метаморфическими типами.

Разнообразие исходных пород фундамента, особенности формирования и вторичные процессы изменения кор выветривания определяют интерес к данной геологической формации и ее уникальность. Глинистые минералы играют главную роль в составе коры выветривания и определяют ее особенности. Смена ассоциаций глинистых минералов по профилю выветривания позволяет выделять различные зоны, что подтверждает зональное строение данной формации [Сидорова, Ситдикова, 2013; Sidorova et al., 2015]. Так, для зоны дезинтеграции характерна начальная степень выветривания, что выражается в наличии сложного минерального состава при сохранении первичных минералов пород фундамента и развитии продуктов гипергенных изменений. Выше по профилю, при переходе в зоны цементации и гидратации-выщелачивания, порообразующие минералы постепенно уступают место гипергенным минералам. В зоне окисления минеральный состав значительно упрощается и во многих случаях исчезают различия между кора выветривания, сформированными по различным породам

фундамента. Состав верхней части полного профиля выветривания практически мономинеральный и в большинстве изученных профилей представлен в основном каолинитом. Исключением является случай, когда на сформированный профиль выветривания накладываются более поздние вторичные процессы изменения, происходящие в основном за счет просачивания и инфильтрации вод из покрывающих коры выветривания отложений осадочного чехла. При этом формируется специфический инверсионный тип профиля с развитием зоны вторичной гидратации. Минеральными индикаторами этой зоны являются сидерит, пирит, вторичный кварц, смешанослойные глинистые минералы и др.

На базе количественного соотношения основных глинистых минералов данных кор выветривания – каолинита, хлорита, иллита и смешанослойной фазы иллит-смектит, выделены ведущие парагенетические ассоциации глинистых минералов и установлено их распределение, как по профилю выветривания в отдельных зонах, так и в пределах изученных площадей. При этом следует отметить, что в нижних зонах профиля выветривания на начальных этапах гипергенного изменения пород фундамента состав ассоциаций глинистых минералов наиболее сложен и разнообразен.

ЛИТЕРАТУРА

- Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтеносности. (1996) Казань: Дента, 174 с.
- Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г. (1967) Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение. М.: Недра, 174 с.
- Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. (1971) Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания и некоторые вопросы методики их изучения. М.: Наука, 91 с.
- Ситдииков Б.С. (1968) Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: Изд-во КГУ, 436 с.
- Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М. (2013) Ассоциации глинистых минералов древних кор выветривания – потенциальных коллекторских зон кристаллического фундамента Татарского свода. Георесурсы, 5(55), 3-7.
- Sidorova E., Sitdikova L., Izotov V. (2015) The major types of the weathering crust of the Eastern Russian plate and its mineralogical and geochemical features. Procedia Earth and Planetary Science, 15, 573-578.

НЕОДНОРОДНОСТЬ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ПИРОХЛОРА И ВОЗРАСТ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РУД ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО С КАРБОНАТИТАМИ КОМПЛЕКСА ВУОРИЯРВИ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Сорохтина Н.В.¹, Беляцкий Б.В.², Кононкова Н.Н.¹

¹ГЕОХИ РАН, Москва, nat_sor@rambler.ru

²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, bbelyatsky@mail.ru

Комплекс Вуориярви расположен в северо-восточной части Фенноскандинавского щита на границе Кольского п-ва с Карелией, представляет собой кольцевую интрузию центрального типа и занимает площадь около 20 км² [Афанасьев, 2011]. Вмещающими породами являются архейские гранито-гнейсы зоны сочленения с протерозойскими вулканогенно-осадочными породами. Комплекс характеризуется последовательной сменой пород от магматической к гидротермальным стадиям: оливиниты, клинопироксениты, породы ийолит-мельтейгитовой серии, флогопит-диопсидовые (с форстеритом) фоскориты и сосуществующие с ними кальцитовые карбонатиты, форстерит или гумит содержащие фоскориты и кальцитовые карбонатиты, тетраферрифлогопит-амфиболовые фоскориты, доломит-кальцитовые, анкерит-доломитовые карбонатиты, фениты. В пределах комплекса выделяется несколько участков с различными типами преобладающей минерализации: Тухтавара – с апатит-магнетитовыми, апатит-магнетит-перовскитовыми рудами, Пятиянваря и Намова – с редкоземельной минерализацией и Нескевара – с апатит-магнетитовыми и редкометально-редкоземельными рудами.

Наиболее богатыми редкими металлами являются фоскориты и карбонатиты средних стадий формирования участка Нескевара, главные минералы которых представлены фторапатитом, гумитом (или амфиболом), тетраферрифлогопитом, магнетитом, кальцитом и доломитом. Состав аксессуарных минералов-носителей редких металлов чрезвычайно разнообразен, благодаря аутометасоматозу первичных пород карбонатитовой серии, который происходил при воздействии постмагматических гидротермальных растворов, обогащенных REE, Sr и Ba. К ранним фазам относятся: минералы гр. пирохлора нескольких генераций (главный рудный минерал), цирконолит, бадделеит и ильменит с содержанием Nb₂O₅ до 4 мас. %. К минералам наложенных или вторичных ассоциаций относятся: циркон, бельковит Ba₃(Nb,Ti)₆(Si₂O₇)₂O₁₂, терновит (Mg,Ca)Nb₄O₁₁*nH₂O, франконит Na(Nb₂O₅)(OH)*3H₂O, хошелгаит (Ca,Na,Sr)(Nb,Ti,Si,Al)₄O₁₁*8H₂O, лабунцевит-(Mg) Na₄K₄(Ba,K)₂Mg(Ti,Nb)₈(Si₄O₁₂)₄(O,OH)₈*10H₂O, лабунцевит-(Fe) Na₄K₄(Ba,K)₂Fe²⁺(Ti,Nb)₈(Si₄O₁₂)₄(O,OH)₈*10H₂O, нескеварит-(Fe) K₃Na₂Fe²⁺(Ti,Nb)₄(Si₄O₁₂)₂(O,OH)₄*5-6H₂O, вуориярвит-(K) K₂(Nb,Ti)₂(Si₄O₁₂)(O,OH)₂*4H₂O, ненадкевичит (Na,v)₈Nb₄(Si₄O₁₂)₂(O,OH)₄*8H₂O, коробицынит Na₂(Ti,Nb)₂(Si₄O₁₂)(OH,O)₂*3-4H₂O [Сорохтина и др., 2019; Чуканов и др., 2003; Волошин и др., 1990].

Изучены внутреннее строение и неоднородность химического состава минералов гр. пирохлора (Nb>Ta>Ti) из обогащенных этим минералом (до 5–10 об. %) пород карбонатитовой серии. Строение всех изученных зерен и кристаллов пирохлора отличается гетерогенностью (рис. 1). Ранние генерации минерала характеризуются концентрической зональностью и многочисленными твердофазными включениями. Крупные (50–300 мкм) обычно представлены кальцитом, доломитом, фторапатитом и магнетитом и имеют состав близкий к составу минералов из основной массы породы. Мелкие (менее 20 мкм) – представлены Sr-Ca-Ba карбонатами, бадделеитом (часто в виде структур распада), цирконолитом, фазой близкой по составу к Nb-обогащенному рутилу (или ильменорутилу), ильменитом, флюоритом, цирконосиликатами. При воздействии наложенных постмагматических растворов минералы гр. пирохлора преобразуются, появляется вторичная, часто диффузная зональность, краевые части зерен растворяются и замещаются вторичными ниобиевыми фазами, параллельно с этим могут формироваться более поздние метакристаллы пирохлора следующих генераций в которых встречаются реликтовые включения бадделеита в сростании с Th,U,Ta-обогащенным пирохлором. По поверхности кристаллов пирохлора развиваются листоватые агрегаты минералов группы франконита, комковатый циркон с реликтами Th-обогащенного пирохлора. Самые поздние генерации пирохлора формируют мелкие (около 10–30 мкм) незональные кристаллы и их сростки с минимальным числом примесей.

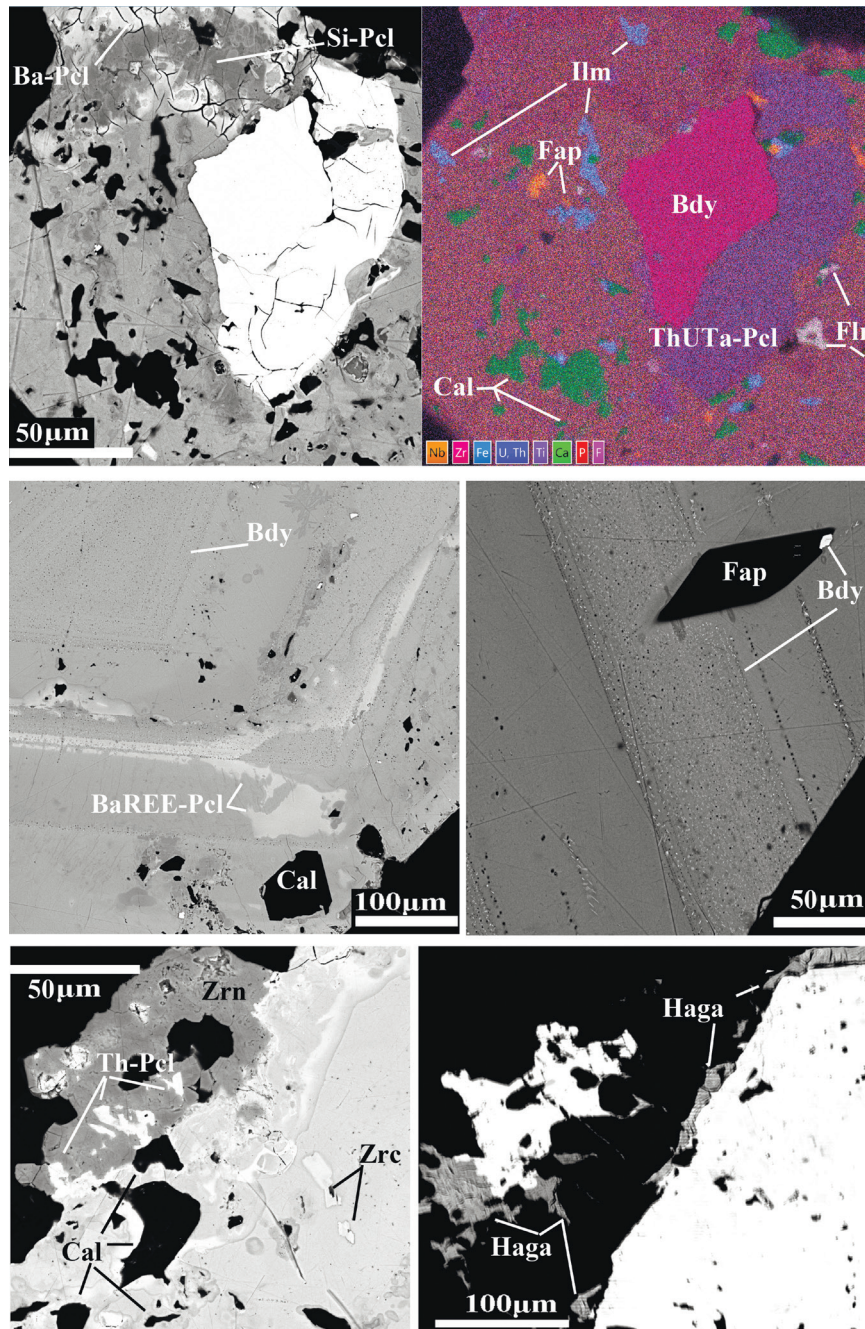


Рис. 1. Изображение в отраженных электронах и в фальш-цветах зерен пироклора из пород карбонатитовой серии участка Нескевара щелочно-ультраосновного комплекса Вуориярви с включениями: Cal – кальцит, Fap – фторапатит, Bdy – бадделейт, Ilm – ильменит, Flr – флюорит, Zrc – циркон, Zrn – цирконолит, Haga – хошелагаит и зонами Th-Pcl – торий-обогащенного, ThUTa-Pcl – торий-уран-тантал-обогащенного, BaREE-Pcl – барий-редкоземельно-обогащенного, Si-Pcl – кремний-обогащенного и Ba-Pcl – барий-обогащенного пироклора

Изученные минералы гр. пироклора различаются по химическому составу (рис. 2). Центральные части зерен характеризуются осцилляторной зональностью с соответствующими вариациями содержания Nb, Ta, Ti, Th, Ca, REE. В промежуточных зонах с вторичной диффузной зональностью отмечается уменьшение суммы катионов в позиции А при увеличении содержания Th, Ba и Sr. В краевых участках декатионирует, в позиции F появляется (OH)-группа и H₂O, возрастает содержание Si, что соответствует эволюции состава минералов гр. пироклора в щелочных породах и карбонатитах (см. рис. 2). Обнаружены в краевой зоне и по трещинам участки, обогащенные ThO₂ до 9, U₂O до 10 и BaO до 20 мас. %, могут быть или реликтовыми включениями более ранних генераций минерала, или возникать как вторичные зоны замещения при катионнообменных процессах. Последовательная смена U-, Ti-, Ta-обогащенных пироклоров – Nb-обогащенными с повышенными содержаниями Th, Sr и Ba происходит со-

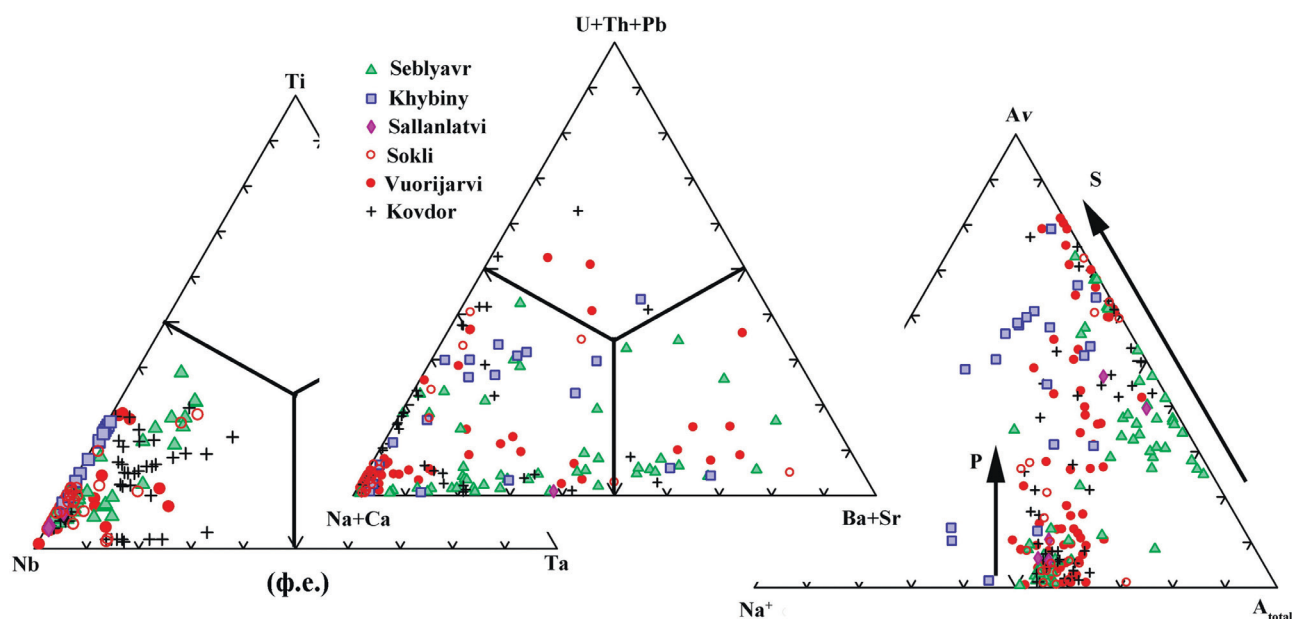


Рис. 2. Эволюция состава минералов гр. пирохлора (арфу) из палеозойских щелочных и щелочно-ультраосновных интрузий Фенноскандии [Сорохтина и др., 2019].

Стрелками показаны первичный (P) и вторичный (S) тренды эволюции состава пирохлора из щелочных пород и карбонатитов [Lumpkin, Ewing, 1995]

гласно известным изоморфным реакциям замещения: $2\text{Ti}^{4+} + \text{U}^{4+} \leftrightarrow 2\text{Nb}^{5+} + \text{Ca}^{2+}$; $\text{Ta}^{5+} \leftrightarrow \text{Nb}^{5+}$; $\text{U}^{4+} + \text{вакансия} \leftrightarrow 2\text{Ca}^{2+}$; $2\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow \text{Ba}^{2+} + \text{Sr}^{2+}$.

Для минералов группы пирохлора характерно уменьшение содержания Pb, Th, U и Th/U отношения от ранних карбонатитов к поздним. Пирохлор ранних фоскоритов комплекса Вуориярви имеет возраст около 420, более поздних кальцитовых карбонатитов – 350, доломитовых – 325 млн лет [Сорохтина и др., 2019]. Пирохлоровая минерализация массива Вуориярви формировалась в несколько этапов, минералообразующая система могла вторично обогащаться компонентами из дополнительных флюидных источников, что фиксируется по изменению локального U-Pb возраста минерала в участках перекристаллизации и диффузного катионообмена. Возраст минерала – 420 млн лет отражает время формирования всего комплекса, а возраст – 325 млн лет – активизацию процессов переотложения рудного вещества. Локальное датирование пирохлора позволяет установить последовательность постмагматических низкотемпературных преобразований структуры и состава, так как закрытие U-Pb системы минерала контролируется взаимодействием с остаточными щелочными флюидами.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Б.В. (2011) Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб.: Роза ветров, 224 с.
- Волошин А.В., Субботин В.В., Пахомовский Я.А., Бахчисарайцев А.Ю., Ямнова Н.А., Пушаровский Д.Ю. (1990) Бельковит $\text{Ba}_3(\text{Nb},\text{Ti})_6(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_{12}$ – новый минерал из карбонатитов массива Вуориярви (колский иполуостров). Доклады АН СССР, 315(5), 1218-1220.
- Сорохтина Н.В., Беляцкий Б.В., Антонов А.В., Лепехина Е.В., Кононкова Н.Н. (2019) Фазовая и внутрифазовая неоднородность минералов группы пирохлора и вариации возраста формирования редкометальной минерализации массива Вуориярви, Кольский п-ов. Тр. Ферсмановской науч. сессии ГИ КНЦ РАН, 16, 559-564.
- Чуканов Н.В., Пеков И.В., Задов А.Е., Волошин А.В., Субботин В.В., Сорохтина Н.В., Расцветаева Р.К., Кривовичев С.В. (2003) Минералы группы лабунцовита. М.: Наука, 323 с.
- Lumpkin G.R., Ewing R.C. (1995) Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: Pyrochlore subgroup. Amer. Miner., 80, 732-743.

ПОЛИМОРФИЗМ КАРКАСОВ ЛОВОЗЕРИТОВОГО ТИПА: ОСОБЕННОСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ S6R-БЛОКОВ И ПРИНЦИПЫ ГЕНЕРАЦИИ НОВЫХ СТРУКТУР

Степенщиков Д.Г.^{1,2}, Аксенов С.М.^{1,2}

¹Геологический институт, ФИЦ Кольский научный центр РАН, Апатиты, stepen@geoksc.apatity.ru

²Центр наноматериаловедения, ФИЦ Кольский научный центр РАН, Апатиты, aks.crys@gmail.com

Природные и синтетические представители группы ловозерита с общей формулой $A_3B_3C_2\{M[Si_6O_{18}]\}$, где $A = Na, Ca$; $B = Na, Ca$; $C = Mn, Ca, Fe, Na$; $M = Zr, Ti, Ca$ [Pekov et al., 2009], характеризуются микропористым строением и рассматриваются как потенциальные материалы с ионопроводящими свойствами. Основу их структуры составляет гетерополиэдрический $\{MSi_6O_{12}(O_{6-x}OH_x)\}$ -каркас, образованный шестичленными кремнекислородными $[Si_6O_{18}]$ -кольцами, объединенные MO_6 -октаэдрами. При этом, данные каркасы обладают модулярным строением, а в качестве фундаментального строительного блока в структурах всех ловозеритоподобных соединений может быть выделена псевдокубическая «протоячейка» [Черницова и др., 1975; Ямнова, 2009] (или S6R-блок [Кривовичев, 2015]) с параметром $a \sim 7.5 \text{ \AA}$ и общей формулой $C_2MSi_6O_{18}$, в которой разные компоненты занимают определенные позиции (рис. 1): M -катионы в вершинах блока, атомы Si в центрах шести октантов, а оставшиеся два октанта (вдоль одной из тройных осей куба) центрированы C -катионами.

Согласно [Кривовичев, 2015] разбиение пространства кубическими S6R-блоками обладает следующими свойствами:

1. Разбиения изоэдральны, т.е. все блоки S6R являются симметрично эквивалентными относительно пространственных групп соответствующих кристаллических структур.

2. Соседние блоки S6R могут объединяться как целыми гранями, так и прямоугольными половинами граней. Иными словами, ловозеритовые разбиения в общем случае не являются нормальными разбиениями или разбиениями «грань к грани».

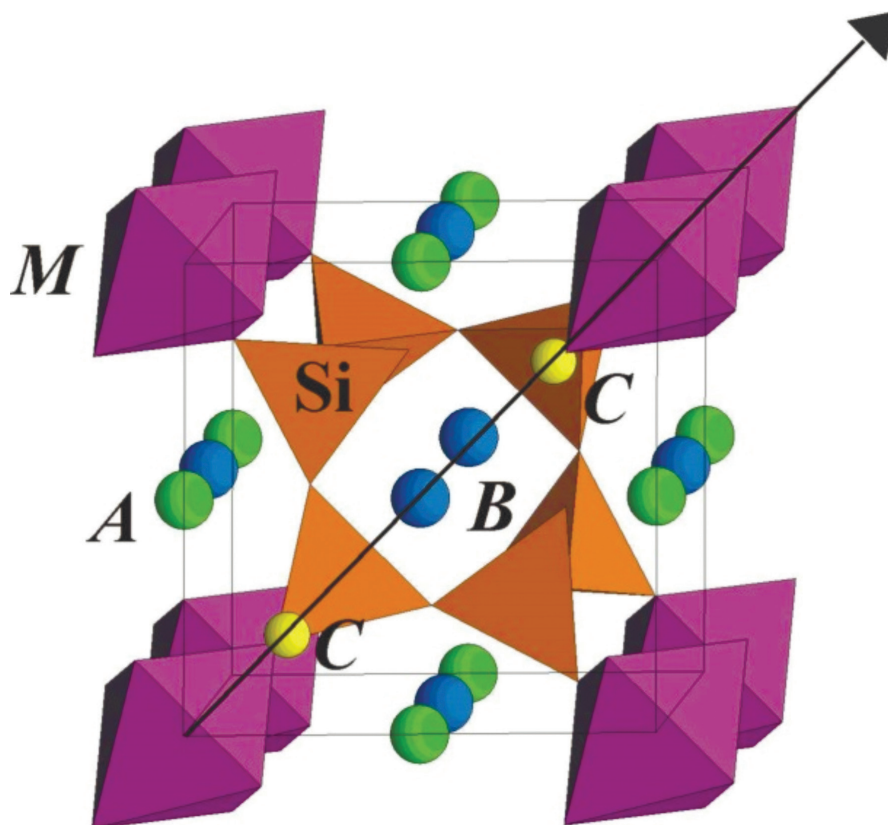


Рис. 1. Псевдокубический модуль в структурах ловозеритоподобных соединений [Ямнова, 2009]

3. При любом объединении блоков ν -октанты соседних блоков объединяются общими вершинами, но никогда общими ребрами или гранями. Из этого следует, что тип объединения блоков однозначно определяет расположение в них ν -октантов. При объединении по граням ориентировка соседних блоков одинакова, а при объединении блоков половинами граней ориентировка меняется строго однозначно.

При сохранении всех свойств, всего существует десять возможных типов разбиений. Вместе с тем остается интересным вопрос – какими принципиально могут быть разбиения пространства при несоблюдении первого свойства, т. е. отсутствие однозначности определения трехмерной периодической структуры первой субобклейкой. Анализ показывает, что многообразие таких разбиений хотя и более обширно, но тем не менее подчиняется ограниченному набору принципов построения.

Отойдём от метода построения первой обклейки отдельного S6R блока (далее просто блоки) и будем рассматривать разбиения послойно. Как и на иллюстрациях в [Кривовичев, 2015] будем различать белые блоки, стыкуемые на одном уровне и серые блоки, находящиеся выше слоя белых блоков на половину длины ребра блока.

Рассмотрим отдельный слой, в котором отсутствуют серые блоки. Если блоки стыкуются только по полным граням, то возможен единственный тип слоя (рис. 2а). Если же в таком слое хотя бы одна пара блоков стыкуется по половине грани, то каждый блок из этой пары порождает бесконечные параллельные цепочки блоков (рис. 2б). К этим цепочкам могут примыкать другие бесконечные цепочки, стыкуемые с данными по целым или по половине граней. В результате, из белых блоков можно создать только один обобщенный тип слоя, а именно набор бесконечных лент из блоков, каждая из которых стыкуется с соседней по половинам граней. Такие слои можно кодировать последовательностью чисел, каждое из которых указывает толщину в блоках соответствующей ленты. Например, последовательность (2, 2, 1, 3) соответствует слою, показанному на рис. 1в. В рамках данной нотации слой на рис. 1а соответствует единственной ленте бесконечной ширины, т. е. последовательности (∞).

Теперь рассмотрим место серых блоков на слое. Очевидно, что при виде на слой сверху, серые блоки могут стыковаться с белыми только по целым сторонам (2-е правило), что возможно только во внутренних цепочках каждой ленты. При этом число и порядок расположения серых блоков абсолютно произволен (рис. 3а), а их ориентировка задается 3-м правилом однозначно. Для крайних цепочек лент замена хотя бы одного белого блока на серый влечет замену всех белых блоков данной, а также смежной с ней цепочки соседней ленты на серые блоки (рис. 3б). При этом, если соседняя лента состоит только из одной цепочки, то замене на серые блоки подлежат и белые блоки смежной с ней крайней цепочки третьей ленты (рис. 3в).

Рассмотренные принципы демонстрируют все потенциальное разнообразие строения отдельного слоя разбиения пространства на S6R блоки. Главной особенностью такого строения является ленточная структура слоя. Хотя в отдельных случаях это не так очевидно. В рамках данного подхода рассмотрим примеры из [Кривовичев, 2015]. В табл. 2 в статье [Кривовичев, 2015] разбиения для диаграмм

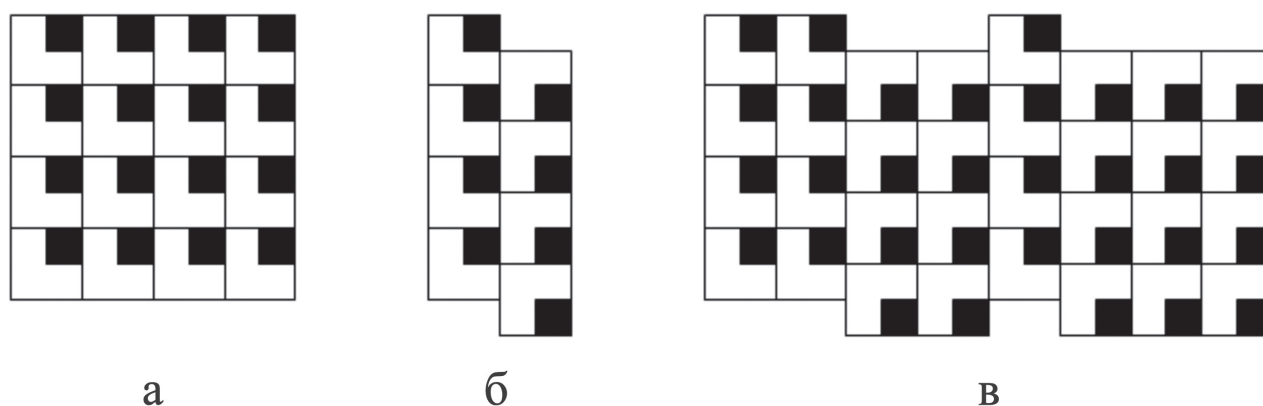


Рис. 2. а – слой из блоков, стыкуемых только по целым граням, б – две бесконечные цепочки блоков, состыкованные по половинам граней, в – частный случай обобщенной структуры слоя, соответствующий последовательности (2, 2, 1, 3)

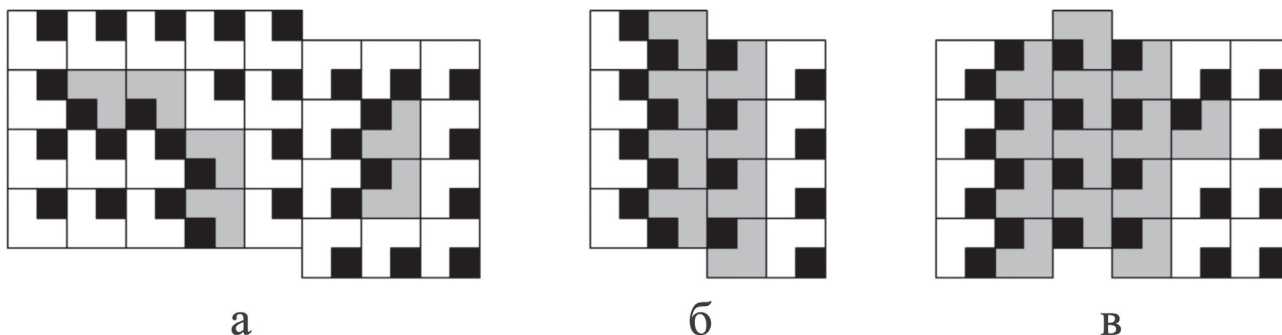


Рис. 3. а – произвольная замена белых блоков на серые внутри каждой ленты для слоя (5, 3), б – замена белых блоков на серые у крайних цепочек слоя (2, 2), в – замена белых блоков на серые у крайних цепочек слоя (2, 1, 3), при этом также на третьей ленте во внутренней цепочке один белый блок заменен на серый

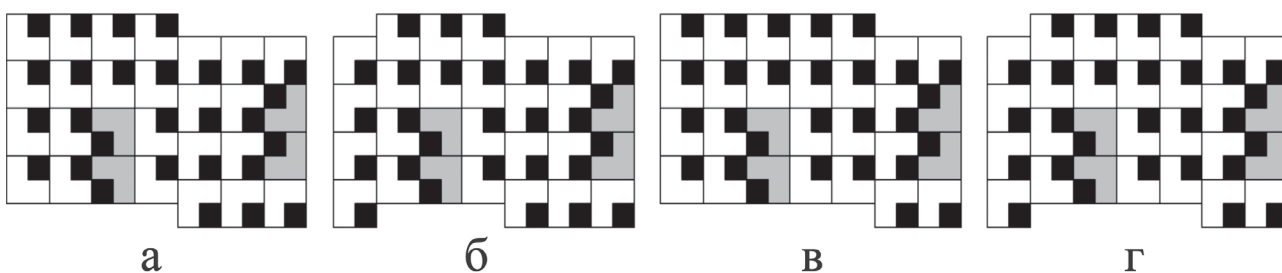


Рис. 4. а – пример 1-го слоя и соответствующий вариант 2-го слоя; б, в, г – остальные варианты 2-го слоя, полученные смещением цепочек второй группы (1-я и 5-я цепочки слева). Таким образом, всего существует $2^2 = 4$ варианта структуры 2-го слоя для данного на рисунке 4а 1-го слоя

0000, 1111, 0101 и 0111 являются случаями ленты (∞) без замены белых блоков, с шахматной, чередующейся полосчатой и прямоугольно-шахматной заменой белых блоков на серые соответственно, а для диаграммы 0102 – случай замены белых блоков на серые в крайних цепочках чередующихся лент ширины 2. На рис. 5 в статье [Кривовичев, 2015] для ленты (∞) показаны три случая упорядоченной замены белых блоков на серые. Отметим здесь, что шахматный порядок замены допускает «клетки» любого размера. Наконец, на рис. 6 в статье [Кривовичев, 2015] показан еще один способ чередующейся полосчатой замены белых блоков ленты (∞) на серые. Здесь также допустима любая ширина как белых, так и серых полос. Нижнее же разбиение на рис. 6 в статье [Кривовичев, 2015] указано неверно (нарушено 2-е правило).

Структура второго и всех последующих слоев разбиения пространства также подчиняется вполне определенным принципам. Самый главный из них заключается в том, что последующие слои не допускают произвольного расположения серых блоков – их позиции всецело задаются структурой первого слоя. Разделим цепочки всех лент первого слоя на две группы: первая содержит цепочки, включающие в себя хотя бы один серый блок, а также цепочки смежные с такими цепочками, вторая группа содержит цепочки из белых блоков, не смежных с серыми блоками (рис. 4). Тогда в следующем слое над цепочками первой группы будут располагаться точно такие же цепочки. Цепочки же второй группы допускают два способа пристыковки к ним белых блоков – по целой или по половине грани, причем первый случай означает, по сути, полное копирование первого слоя. Если во второй группе число цепочек условно равно m , то без учета симметрии, второй слой допускает 2^m вариантов структуры (см. рис. 4). Если $m = 0$, то второй и все последующие слои полностью копируют первый, т. е. разбиение пространства в данном вырожденном случае задается полностью структурой первого слоя.

Таким образом, нами выполнен детальный анализ разбиения пространства кубическими S6R-блоками ловозеритового типа, что существенно расширяет подход, предложенный ранее С.В. Кривовичевым [2015].

ЛИТЕРАТУРА

- Кривовичев С.В. (2015) Локальный подход и теория ловозеритовых структур. Тр. Математического ин-та им. В.А. Стеклова, 288, 120-132.
- Черницова Н.М., Пудовкина З.В., Воронков А.А., Капустин Ю.Л., Пятенко Ю.А. (1975) О новом кристаллохимическом семействе ловозерита. Зап. Всесоюз. минералог. общ-ва, 104(1), 18-27.
- Ямнова Н.А. (2009) Сравнительная и модулярная кристаллохимия новых силикатов с гетерополиэдрическими каркасами и пентаборатов с полярными борокислородными слоями. Проблемы кристаллологии, 121-143.
- Рекон I.V., Krivovichev S.V., Zolotarev A.A., Yakovenchuk V.N., Armbruster T., Pakhomovsky Ya.A. (2009) Crystal chemistry and nomenclature of the lovozerite group. European Journal of Mineralogy, 21, 1061-1071.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖАЙСАН

Туктибаев А.И., Жантимиров К.Т., Баизбаев М.Б.

ТОО «Zhanashyr Project», Караганда, Республика Казахстан

Месторождение Жайсан расположено в западной оконечности Кендыктасских гор, являющихся северо-западным продолжением хребта Заилийский Алатау. По административному делению месторождение «Жайсан» находится на территории Шуского района Жамбылской области Республики Казахстан.

Жайсанское месторождение расположено в 250 км северо-восточнее областного центра г. Тараз, в 53 км на юго-восток от г. Шу. В 20 км в северо-западном направлении расположен рудник «Шатыркуль» ПО «Балхашцветмет» ТОО «Корпорация Казахмыс».

В геологическом строении описываемого района принимает участие широкий комплекс осадочных, метаморфических и магматических пород – от докембрийских до современных. Весь комплекс пород стратиграфического разреза характеризуется значительным разнообразием литологического состава и находится в сложных структурных взаимоотношениях, что обусловлено неоднократно повторяющейся складчатостью, многофазным проявлением интрузивной деятельности.

Породы докембрия протягиваются двумя полосами северо-западного простирания шириной до 10 км и более, слагая крылья антиклинальной структуры. В ядре складки размещается интрузия гранитоидов Курдайско-Шатыркульского комплекса.

Отложения среднего-верхнего кембрия залегают на стыке Шу-Илийских и Кендыктасских гор в блоке между Чокпарским и Кербулакским разломами. На близлежащей к району территории они представлены осадочной подсвитой жайсанской свиты – конгломераты, филлитовидные сланцы, песчаники, алевролиты, углисто-кремнистые, углисто-глинистые сланцы.

Отложения ордовика широко развиты к югу и юго-востоку от месторождения Жайсан, где они слагают комплекс осадков, разделенных по литологическому составу и положению в разрезе на две свиты – щербактинскую и ргайтинскую. Щербактинская свита, представлена переслаиванием рассланцованных мелко-среднезернистых кварц-полимиктовых песчаников и филлитовидных, серицит-хлорит-кварцевых сланцев. Ргайтинская свита, представлена вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, туфопесчаниками, туфами порфиритов, порфиритами, известняками, различными сланцами.

В Кендыктасских горах отложения девона представлены в основном живетским ярусом. В среднем течении реки Суганды к востоку от месторождения Жайсан отложения девона образуют брахисинклинальную структуру и представлены оливиновыми базальтовыми порфиритами, разнозернистыми песчаниками, красноцветными песчаниками, гравелитами алевролитами, конгломератами.

Карбоновая система протягивается широкой (2–3 км) полосой северо-западного простирания вдоль северо-восточных склонов Кендыктасских гор. В основном залегают базальные конгломераты.

Отложения палеогена наблюдаются в междуречье Суганды и Кокпатас, где они слагают синклинальную структуру. Образования представляют собой гравелиты, грубо-крупнозернистые песчаники, желтые глины с линзами серых разностей, бурые слоистые алевропесчаники.

Неогеновые континентальные отложения пользуются ограниченным развитием и залегают в пониженных частях рельефа, перекрывают отложения палеогена. Отложения представлены галечниками, буровато-коричневыми щебенистыми глинами, средне-мелкозернистыми песчаниками, конгломерат-песчаниками, грубозернистыми песками.

Четвертичные отложения в Кендыктасе распространены сравнительно широко. Отложения представлены в основном суглинками, желтовато-серыми глинами, грубозернистыми песками и реже галькой. Эффузивные породы участвуют в различных, приведенных выше, стратиграфических комплексах докембрия и палеозоя.

Район Кендыктасских гор изобилует разнообразными полезными ископаемыми, проявления которых разбросаны по всей площади и исчисляются сотнями. Здесь обнаружены скопления различных металлов: меди, молибдена, золота, железа, урана, кобальта, свинца, цинка, никеля, ванадия.

Наиболее многочисленной и промышленно-интересной является группа молибдено-медных месторождений гидротермального происхождения. Различие в физико-механических свойствах горных пород заметно влияет на отложения руд. Наиболее благоприятными оказались крупнозернистые биотитовые граниты и гранодиориты, которые и вмещают основные запасы разведанных руд.

К ним относятся в той или иной степени разведанные или опоискованные месторождения Шатыркуль, Жайсан, Унгурлю, Актасты, Акжазык и ряд других мелких проявлений. В целом район является крупной меднорудной провинцией на юге Казахстана. В геологическом строении Жайсанского рудного поля принимают участие гранитоиды Курдайско-Чатыркульского комплекса, отнесенные к верхнему ордовику.

Месторождение сложено следующими разновидностями пород: гранодиоритами, биотитовыми гранитами и биотит-роговообманковыми гранитами. Гранодиориты слагают северную и северо-восточную части месторождения. Остальную часть месторождения слагают биотитовые граниты. Контакты гранодиоритов с гранитами интрузивные и весьма неровные. Граниты часто в виде заливов далеко заходят в гранодиориты, а также залегают в них в виде отдельных штоков.

В юго-восточной части месторождения в зоне контактов гранитов и гранодиоритов развиты незначительные тела биотито-роговообманковых гранитов с неясными контактами и постепенными переходами в них. Существует мнение, что биотито-роговообманковые граниты являются эндоконтактовой оторочкой гранодиоритов, как результат дифференциации интрузирующей гранитной магмы в гранодиориты. Граниты и гранодиориты пересекаются дайками аплитовидных мелкозернистых гранитов, пегматоидных гранитов, микродиоритов, диоритовых и диабазовых порфиритов, кварц-карбонатными и кварц-магнетитовыми жилами.

Дайки аплитовидных и пегматоидных мелкозернистых гранитов, в основном, тяготеют к приконтактовой зоне гранодиоритов и биотит-роговообманковых гранитов. В биотитовых гранитах эти дайки встречаются реже. Дайки микродиоритов и диабазовых порфиритов распространены, как в гранитах, так и в гранодиоритах.

Следует отметить, что по сравнению с месторождением Шатыркуль, на месторождении Жайсан дайки основных пород имеют более широкое развитие и часто являются рудоконтролирующими, совпадая по простиранию и падению с кварц-карбонатными и кварц-магнетитовыми телами с медным оруденением.

Ордовикские интрузии гранитоидов Жайсанского рудного поля подверглись интенсивному метаморфизму в герцинскую фазу тектогенеза, в результате чего возникла система мелких и крупных разломов, которые в период проявления гидротермальной деятельности явились основными рудовмещающими структурами.

В период формирования месторождения разломы многократно вскрывались, залечивались жильными породами и затем вновь обновлялись последующими тектоническими подвижками, что отчетливо подтверждается взаимоотношением жильных дериватов и брекчированным характером руд, развитых в полосе разломов.

На территории Жайсанского рудного поля прослеживаются несколько тектонических зон северо-восточного простирания, к которым приурочены кварц-карбонатные жилы с медным оруденением. Среди наиболее крупных выделяются 10 рудных зон, именуемых: Первой Южной, Южной, Промежуточной, Северной, Новой, Первой Северной, Второй Северной, Третьей Северной, Четвертой Северной и Пятой Северной (рис. 1).

Морфология рудных тел зависит и от состава вмещающих пород. Рудные тела, залегающие в гранодиоритах, имеют значительно меньшие размеры по простиранию и по падению, по сравнению с рудными телами, залегающими в гранитах. Мощности рудных тел, залегающих среди гранодиоритов, также значительно меньше по сравнению с рудными телами, залегающими среди гранитов.

Размеры рудных тел весьма непостоянны: так длина их варьирует от 100 м до 700–1700 м. Средняя истинная мощность основных рудных тел колеблется от 1.55 до 2.86 м, достигая по отдельным скважинам 13.39 м (скв. 241). На глубину рудные тела прослеживаются до 400–650 м, а иногда и более метров.

При подсчете запасов меди выделены 14 мелких рудных тел, в основном, это маломощные рудные тела, расположенные вблизи основных рудных тел, и которые могут быть использованы при обра-

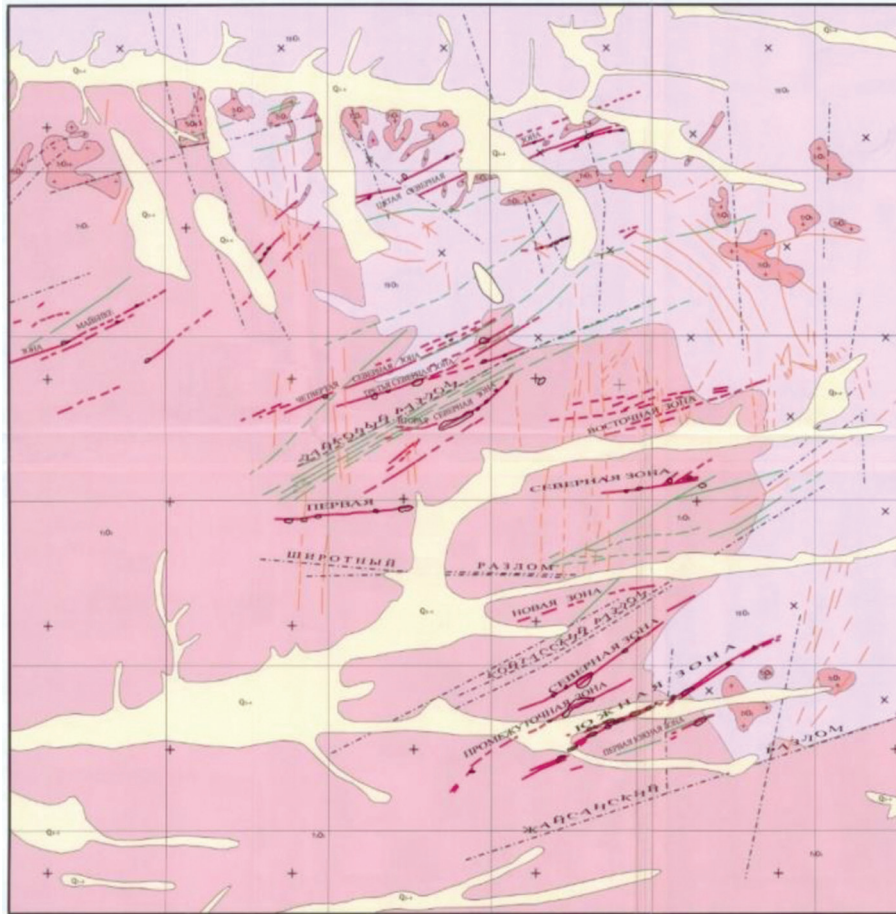


Рис. 1. Геологическая карта Жайсанского рудного поля

ботке месторождения. В пределах 4 рудных зон на месторождении установлены 69 рудных тел различной величины и мощности. По 15 рудным телам подсчитаны балансовые и забалансовые руды.

ЛИТЕРАТУРА

- Правила обеспечения промышленной безопасности для опасных производственных объектов, ведущих горные и геологоразведочные работы. (2015)
- Проект промышленной разработки месторождения «Жайсан» подземным способом отработки. (2014) Фонды ГПИ. Астана.

РЕАКЦИОННЫЕ КАЙМЫ В Nd-ПИРОХЛОРОВЫХ КЕРАМИКАХ

Уланова А.С.

ИГЕМ РАН, Москва

Важнейшей задачей завершающей стадии ядерного топливного цикла является разработка технологии безопасной изоляции ядерных отходов от биосферы. К числу наиболее изученных кристаллических матриц предложенных для иммобилизации высокоактивных отходов (ВАО) ядерной энергетики относятся титанаты и цирконаты со структурой пирохлора [Ewing et al., 2004].

В рамках работ по изучению системы $\text{NdO}_{1.5}\text{-TiO}_2\text{-ZrO}_2$ был проведён твердофазный синтез керамик: 6 образцов с 60 моль. % $\text{NdO}_{1.5}$ и 6 образцов 35 моль. % $\text{NdO}_{1.5}$ и систематически изменяющимся, с шагом в 8 моль. %, содержанием $\text{TiO}_2/\text{ZrO}_2$, при температурах 1350, 1450 и 1500°C. Шихта из навесок оксидов Nd_2O_3 , TiO_2 и ZrO_2 прессовалась в таблетки и спекалась в муфельной печи «Снол 12\16» в течение 8 часов. Эксперимент проводился по методике, указанной в [Shoup et al., 1996].

Фазовый состав образцов определялся методом порошковой рентгеновской дифракции на дифрактометре Empyrean Malvern Panalytical ($\text{CuK}\alpha$, 40 kV, 20 mA, шаг 0.02°, ИФХЭ РАН). Строение керамик и определение химического состава фаз, слагающих образцы, проводилось на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-5610lv, оснащённым энерго-дисперсионным детектором ULTIM MAX-100 и системой анализа AZtec.

Анализ продуктов синтеза показал следующее.

1. Температура 1350°C недостаточна для синтеза керамик. Спустя некоторое время после извлечения из печи, все таблетки рассыпались в порошок.
2. Температура 1450°C недостаточна для синтеза образцов керамик с 60 моль. % $\text{NdO}_{1.5}$.
3. Температура 1450°C достаточна для синтеза керамик с 35 моль. % $\text{NdO}_{1.5}$ и пригодна для дальнейшего исследования.

Все полученные керамики характеризуются высокой пористостью. Межфазовые границы четкие, однако, кристаллографические очертания у зерен отсутствуют, такое строение Nd-Ti-Zr керамик неоднократно описывалось в литературе. Так, например, в работе [Harvey et al., 2005] изучались керамики $\text{Nd}_2(\text{Zr}_{1-x}\text{Ti}_x)\text{O}_7$ полученные твердофазным синтезом при 1500°C. Однако данные керамики спекались 48 часов, а после охлаждения образцы перетирали в порошок, прессовали и снова отправляли в печь. Но даже при таких условиях синтеза образцы получались пористыми ~90% как и в нашем случае.

При анализе 12 образцов методами порошковой дифракции и сканирующей электронной микроскопии была выявлена закономерность, – чем больше содержание Zr в образце, тем ярче выражены границы их образования. Это связано с тем, что фазообразование начинается с тугоплавких веществ, а ZrO_2 самый тугоплавкий (2715°C) в изучаемой системе (TiO_2 – 1870°C и $\text{NdO}_{1.5}$ – 2320°C), и, наоборот, при увеличении содержания Ti в образцах, керамика получается более плотной.

При температуре 1500°C в синтезированных образцах 2 (60% $\text{NdO}_{1.5}$, 8% TiO_2 , 32% ZrO_2 моль.), 3 (60% $\text{NdO}_{1.5}$, 16% TiO_2 , 24% ZrO_2 моль.), 4 (60% $\text{NdO}_{1.5}$, 24% TiO_2 , 16% ZrO_2 моль.), 7 (35 $\text{NdO}_{1.5}$, 65 ZrO_2 моль. %), 8 (35% $\text{NdO}_{1.5}$, 13% TiO_2 , 52% ZrO_2 моль.) наблюдается образование зёрен бадделейта с реакционными каймами пирохлора.

Образование реакционных кайм ранее наблюдалось в работе [Yudintsev et al., 2019]. В этой работе был синтезирован муратаит-кричтонит с составом (моль. %) 55 TiO_2 , 10 MnO, 10 CaO, 5 Al_2O_3 , 5 Fe_2O_3 , 5 ZrO_2 , 10 Gd_2O_3 методом ХПС (холодное прессование с последующим спеканием) в течение 1,2,3,4 и 6 часов при температурах 1200, 1250, 1300, 1350°C. Было показано как при 1200°C в течение 2 часов синтеза образуются муратаитовая кайма вокруг ZrO_2 и кричтонитовая вокруг TiO_2 . Однако при повышении температуры и времени синтеза реакционные каймы исчезают. Авторы отмечают, что из-за присутствия оксидов Zr и Ti полное фазовое равновесие наступает только при синтезе от 1300°C и выше.

Интересно то, что образец 4 (60% $\text{NdO}_{1.5}$, 24% TiO_2 , 16% ZrO_2 моль.), содержит в себе две различные по природе каймы: $\text{Nd}_2\text{Zr}_2\text{O}_7$ и Nd_2TiO_5 (рис. 1). Кайма из циркониевого пирохлора образуется вокруг бадделейта как и в выше указанных образцах, а кайма из Nd_2TiO_5 образуется вокруг титанового

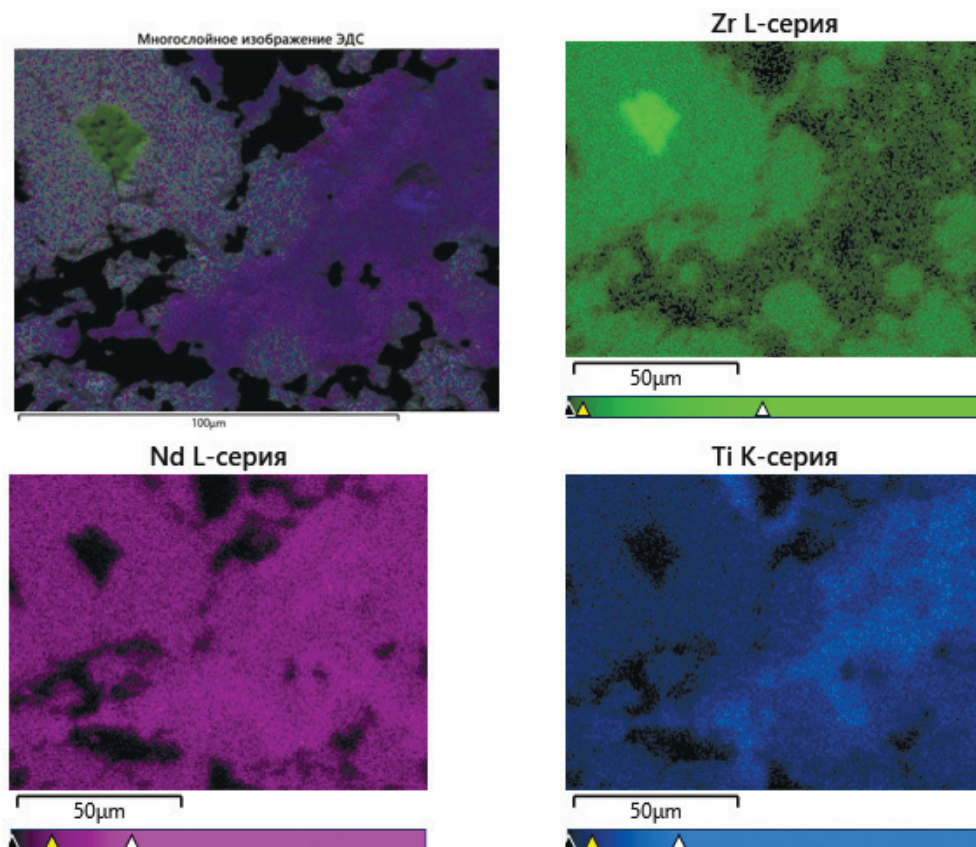


Рис. 1. ЭДС картирование образца 4 на распределение Nd, Ti, Zr элементов

пирохлора. Само существование двух различных пирохлоров можно объяснить, тем что во время фазообразования, оксиды циркония и титана не прореагировали до конца, и образовали собственные фазы. Однако при расшифровке дифрактограммы образца определили присутствие только одной кубической фазы с составом $\text{Nd}_2(\text{Zr}_{1.5}\text{Ti}_{0.95})_2\text{O}_7$.

Исходя из выше сказанного, присутствие оксида циркония в образцах 2 (60% $\text{NdO}_{1.5}$, 8% TiO_2 , 32% ZrO_2 моль.), 3 (60% $\text{NdO}_{1.5}$, 16% TiO_2 , 24% ZrO_2 моль.) 4 (60% $\text{NdO}_{1.5}$, 24% TiO_2 , 16% ZrO_2 моль.), 7 (35 $\text{NdO}_{1.5}$, 65% ZrO_2 моль. %), 8 (35% $\text{NdO}_{1.5}$, 13% TiO_2 , 52% ZrO_2 моль.) указывает на то, что система не достигла полного равновесия. Картирование по распределению элементов в образце 4 (60% $\text{NdO}_{1.5}$, 24% TiO_2 , 16% ZrO_2 моль.) показало, что распределение циркония равномерно вокруг оксида циркония, а значит, что во время «остывания» образца, цирконий в пирохлоре распределился равномерно. Возможно, для полного «растворения» оксида циркония в пирохлоре, необходимо больше чем 8 часов спекания при заданных температурах.

ЛИТЕРАТУРА

- Ewing R.C., Weber W.J., Lian J. (2004) Nuclear waste disposal–pyrochlore (A2B2O7): nuclear waste form for the immobilization of plutonium and “minor” actinides. *J. Appl. Phys.*, 95(11), 5949-5971.
- Harvey E.J. et al. (2005) Solid solubilities of $(\text{La,Nd})_2(\text{Zr,Ti})_2\text{O}$ phases deduced by neutron diffraction. *J. Solid State Chemistry*, 178(3), 800-810.
- Shoup S.S., Bamberger C.E., Tyree J.L., Anovitz L.M. (1996) Lanthanide-Containing Zirconotitanate Solid Solutions 1,2. *J. Solid State Chemistry*, 127.
- Yudintsev S.V., Stefanovsky S.V., Nikonov B.S., Stefanovsky O.I., Nickolsky M.S., Skvortsov M.V. (2019) Phase formation at synthesis of murataite-crichtonite ceramics. *J. Nuclear Materials*, 517, 371-379. <https://doi.org/10.1016/j.jnucmat.2019.02.013>

ВОЗМОЖНОСТИ ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И АНАЛИЗАТОРА В ЦКП «ГЕОАНАЛИТИК» (ИГГ УРО РАН)

Упорова Н.С.

*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург,
nuporova84@gmail.com*

В настоящее время в Институте геологии и геохимии УрО РАН успешно функционирует центр коллективного пользования «Геоаналитик» (ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН), web сайт: geoanalyst.igg.uran.ru), созданный в 2009 г. на базе лаборатории физико-химических методов исследования минерального вещества ИГГ УрО РАН. Центры коллективного пользования научным оборудованием являются эффективным инструментом расширения доступа ученых России к современному точному научному оборудованию и являются прогрессивной организационной формой выполнения крупных научных и научно-технических проектов в вузах, научных организациях и промышленных предприятиях России.

Термический анализ в течение длительного времени широко применяется в практике минералого-петрографических исследований как один из традиционных методов диагностирования минералов и установления особенностей их конституции, выяснения парагенезисов минералов для стратиграфических составлений, определения качества разных видов минерального сырья [Буковшин, 1999]. Несмотря на появление более информативных физико-химических методов, термоанализ не утратил своей актуальности и является повседневным рабочим методом в массовых исследованиях для решения важного комплекса геологических задач. Вместе с тем эффективность термического анализа определяется характером используемых методических приемов на всех этапах исследования, начиная с постановки тех или иных геологических задач, и соответственно, отбора и подготовки проб, учета влияния различных факторов на форму кривых нагревания и квалифицированной расшифровкой, и интерпретацией полученных результатов.

Принципиальной основой термического анализа является изучение свойств веществ и процессов, происходящих в них при нагревании (или охлаждении) по определенной заданной программе.

Чуть более трех лет пользователи ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН) могут исследовать вещество на современном приборе синхронного термического анализа STA 449 f5 Jupiter фирмы NETZSCH (Германия). В данном оборудовании реализовано два метода: 1) дифференциальный термический анализ (ДТА), базирующийся на регистрации тепловых эффектов, сопровождающих физические превращения и химические реакции, происходящие под воздействием высоких температур; 2) термогравиметрия (ТГ), термовесовой анализ, основанный на получении и изучении закономерностей изменения массы вещества при нагревании. Погрешность в определении температуры составляет ($\pm 1^\circ$), ошибка в определении изменения массы ($\pm 0.05\%$) (свидетельство о поверке № С-С/14-02-2022/131933018). Обработка данных ДТА-ТГ производится с помощью программного обеспечения NETZSCH Proteus.

Особенности измерений вещества на приборе STA 449:

- возможный температурный интервал: 30–1600°C;
- атмосфера: синтезированный воздух, аргон;
- материал тигля: оксид алюминия, платина;
- скорость сканирования: любая от 1 до 40°C/мин;
- масса пробы: от 10 мг;
- образец: любое органическое или неорганическое вещество в жидком, аморфном, метамиктном либо кристаллическом состояниях инертное к материалу тигля и не выделяющее ядовитых паров.

Недостатками данного метода можно считать его разрушительное действие на образец, если в нем происходят необратимые реакции, а также неинформативность исследования термоинертных веществ в заданном температурном интервале.

Высокая чувствительность, относительная быстрота термического анализа позволяет: а) осуществлять диагностику более 700 минеральных видов и разновидностей [Иванова и др., 1974]; б) определение количественного фазового состава многих типов измененных горных пород; в) определения

степени гидротермального изменения ультраосновных и основных пород; г) определение разных типов органических веществ при определении формы нахождения рассеянного органического вещества в породах и многое другое [Иванова и др., 1974].

Одной из фундаментальных и прикладных современных возможностей термического анализа – это исследование кинетики процессов и реакций, которые происходят в веществе с изменением температуры. Кинетика – это мощный метод исследования и прогнозирования поведения реакции в различных условиях, когда трудно выполнить измерения или, когда время реакции очень короткое или очень долгое. NETZSCH Thermokinetics – это программное обеспечение для кинетического анализа термических данных, полученных при помощи приборов фирмы NETZSCH-Gerätebau GmbH. Оно предназначено для определения механизма и кинетической модели реакций, для определения кинетических параметров (энергия активации реакции, предэкспоненциальный множитель, порядок и тип реакции) и использования этой информации в виде одной модели с несколькими параметрами в дальнейшем для прогнозирования хода реакций в других температурных условиях и для оптимизации технологического процесса. NETZSCH Thermokinetics может использоваться как для модель-независимого анализа, так и для анализа с помощью методов линейной и многовариантной нелинейной регрессии. Необходимым условием для изучения кинетики реакций – это исследование термического поведения вещества несколько раз с разными скоростями нагрева. Количество температурных исследований ДТА (ТГ, X, где X – это степень превращения) при разных скоростях сканирования определяется задачами исследования и достаточно двух кривых ДТА (ТГ, X), однако для получения более стабильного точного результата расчетов рекомендуется использовать не менее трех зависимостей ДТА.

Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на 2021–2023 гг., соглашение № 075-15-2021-680.

ЛИТЕРАТУРА

- Буковшин В.В. (1999) Современные методы исследования минерального вещества (термический и термоллюминесцентный анализы). Учебное пособие. Воронежский госуниверситет, 38 с.
- Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. (1974) Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 399 с.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ШИЛГОН (РЕСПУБЛИКА САХА-ЯКУТИЯ)

Усанова О.И., Селиванов П.В., Бондаренко Н.В., Бужинская Е.В.

*Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва,
sunny.olesia@mail.ru, donpavlensio@yandex.ru, nicolasbond@yandex.ru, katja-buzhin@yandex.ru*

Доклад посвящен исследованию структурных особенностей золоторудного проявления Шилгон. Рудопоявление Шилгон, расположенное в пределах Верхоянского складчатого пояса в пределах бассейна р. Яна, приурочено к восточному флангу рудоконтролирующей субширотной разрывной структуры и локализуется в сводовой части антиклинальной изоклинальной складки [Богданович, 2014ф].

По результатам поисково-ревизионных работ, прошедших в 2014 г. под руководством Ю.И. Богдановича, основные перспективы рудного поля были связаны с субширотными разрывами.

В 2021 г. ФГБУ ЦНИГРИ (Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов) продолжил поисково-ревизионные работы на территории Шилгонского рудного поля, включающего в том числе и рудопоявление Шилгон. Одной из целей этих работ стала разработка прогнозно-поисковых моделей золоторудных объектов Шилгонского рудного поля.

В докладе представлена первичная структурная модель района рудопоявления Шилгон, составленная на основе обработки и систематизации массива трещин в программе Stereonet [Allmendinger et al., 2013]. Уделено внимание разработке критериев выделения различных систем трещин, в части случаев определена связь выделенных систем трещиноватости с положением рудных зон.

С точки зрения тектонического анализа рассматривая территория расположена в пределах Верхоянского складчато-надвигового пояса Северо-Азиатского кратона, включающего Сибирскую платформу и серию складчато-надвиговых поясов (в том числе Верхоянский) на её периферии. Характер деформаций в пределах пояса определён надвигами и складками. Деформации берут начало в конце юрского периода (порядка 150 млн л. н.) и завершаются в середине мелового (120 млн л. н.).

Верхоянский складчато-надвиговый пояс вытянут вдоль северо-восточной окраины Сибирской платформы на 2500 км при ширине до 500 км. Пояс сформирован на месте пассивной континентальной окраины и отделен от Сибирской платформы протяженными системами пологих надвигов. Пояс образован клином деформированных терригенных осадков позднепалеозойского и раннемезозойского возраста, сформированных в условиях накопления в пределах пассивной континентальной окраины: это шельфовые, дельтовые и склоновые осадки [Тектоника..., 2001]. В пределах рудопоявления Шилгон наблюдаем преимущественно ритмичные толщи алевролитов, аргиллитов и песчаников с большим содержанием органического вещества; образование которых большинство исследователей связывает с турбидитными потоками.

Большую часть объектов Шилгонского рудного поля (включая рудопоявление Шилгон) относят к золото-кварцевой формации. Для этой формации характерны золотоносные кварцевые жилы и прожилки в амагматичных терригенных толщах. Кварц здесь в большинстве случаев представлен ранним «метаморфогенным» серовато-белым и молочно-белым кварцем. Особенностью продуктивных минеральных ассоциаций кварца является их формирование из растворов с невысокой (менее 7 мас. % NaCl экв.) соленостью, насыщенных метаном и углекислым газом. Первоисточником этих растворов являются апикальные части нескрытых плутонов кислого состава в пределах Куранахского антиклинория.

В пределах рудопоявления Шилгон выделяются также локальные участки слабого развития золото-сурьмяной формации, однако эта минерализация является наложенной и не несет с собой существенной золоторудной нагрузки, являясь фактически безрудной [Богданович, 2014ф].

Оруденение на территории связано с положением в сводах антиклиналей, рудоконтролирующими как правило являются субвертикальные разломы субширотного простирания, что подтверждается структурными исследованиями на основе анализа трещиноватости.

При обработке замеров использовалось программное обеспечение Stereonet версии 9.1.0 за авторством Р. Альмендингера [Allmendinger et al., 2013; Cardozo, Allmendinger, 2013]. Все плоскости трещин выносились на нижнюю полусферу, где затем разделялись по группам согласно азимуту простирания и углу падения. Для каждой группы математически выделялась средняя плоскость, далее изучались примечания в полевых материалах (заполнение и/или тип трещины), что позволяло интерпретировать происхождение тех или иных трещин.

Затем делался вывод о возможном положении осей напряжений. Так, если замеренные плоскости являлись пластинами кливажа, ось сжатия устанавливалась как ортогональная к плоскостям кливажной зоны. В случае с трещинами отрыва, заполненными, как правило, кварцевым или кварц-карбонатным веществом, ортогонально устанавливалась ось растяжения. В редких случаях можно было диагностировать сколовые трещины, ось сжатия в таком случае совпадала с биссектрисой острого угла между двумя плоскостями сколов [Ребецкий и др., 2017].

Итогом работы с трещинами стала схема реконструкции осей напряжений (рис. 1), по которой устанавливается обстановка субширотного сжатия в сводовой части крупной антиклинальной структуры. Практически повсеместно распространены субвертикальные субмеридиональные трещины кливажа. В замке антиклинали отмечается поворот оси сжатия на 45°, что может свидетельствовать о повороте блока влево (против часовой стрелки). Минерализация трещин отрыва связана с двумя возмож-

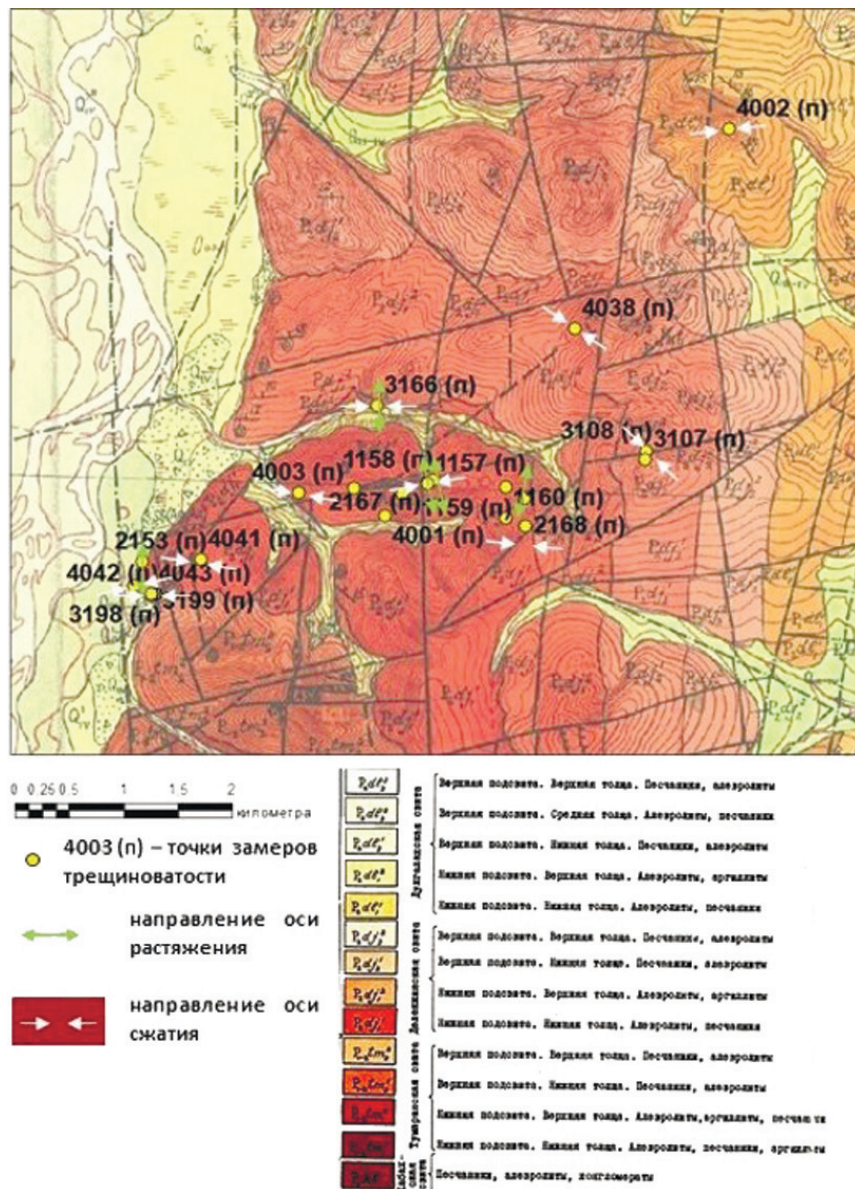


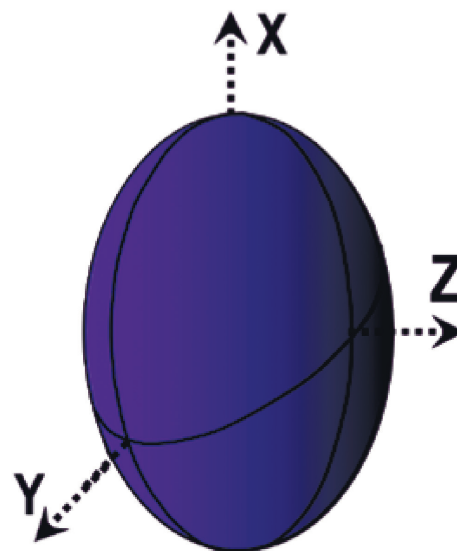
Рис. 1. Реконструкция осей напряжений по данным анализа трещиноватости

Рис. 2. Модель одноосного эллипсоида деформаций сплющивания ($X = Y > Z$)

ными направлениями растяжения. Наиболее выражены субширотные субвертикальные трещины отрыва. Они параллельны основным рудоконтролирующим дизъюнктивам изученной территории.

Второе выраженное направление растяжения является ортогональным к земной поверхности (направленно вверх). Рекомендуется обратить внимание на распространение рудной минерализации по пологим поверхностям отрыва.

Вероятно, в эллипсоиде напряжений ось сжатия (σ_3) ориентирована примерно горизонтально широтно, а ось растяжения (σ_1) – либо полого меридионально, либо вертикально, при этом ось σ_2 по величине близка к σ_1 ; эллипсоид напряжений близок к одноосному эллипсоиду сплющивания, ему соответствует такой же эллипсоид деформаций с соотношением осей $X = Y > Z$ (рис. 2).



Отмечается, что коллектив авторов-составителей Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения обращает внимание на необходимость изучения ряда моментов, направленных на выявление формационных и структурных особенностей региона в связи с проявлением золото-сульфидной минерализации [Щербаков и др., 2008].

Таким образом, исследования, приведенные в докладе, являются актуальными не только для рудопроявления Шилгон, но и способствуют проведению поисковых и прогнозно-поисковых работ на рудное золото для данного региона.

ЛИТЕРАТУРА

Изданная

- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. (2017) От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы: монография. М.: ГЕОС, 234 с.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). (2001) М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 571 с.
- Щербаков О.И., Кропачев А.П., Гамянин Г.Н. и др. (2008) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 335 с.
- Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D. (2013) Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- Cardozo N., Allmendinger R. W. (2013) Spherical projections with OSXStereonet: Computers & Geosciences, 51(0), 193-205. Cambridge, England.

Фондовая

- Богданович Ю.И., Айриян А.С. и др. (2014) Отчет о результатах работ по объекту 120-84 (111-89) «Поисково-ревизионные работы на золото и золото-сурьмяное оруденение на северо-западном фланге Дулгалахской минерагенической зоны (Республика Саха (Якутия))». ОАО «Янгеология», ФГУНПП «Росгеолфонд», ЯФ «ТФИДФО». 846 л. текста, 63 табл., 73 текст. прил., 95 рис., 30 граф. прил., 72 библ.

ФОРМА НАХОЖДЕНИЯ СЕРЕБРА В ОТВАЛАХ ЛЕВИХИНСКОГО РУДНИКА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Федоров С.А.^{1,2}, Мазухина А.А.², Власов И.А.²

¹Институт металлургии УрО РАН, Екатеринбург

²Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

Левихинская группа медноколчеданных месторождений относится к уральскому рудноформационному типу (медно-цинково-колчеданная) с содержаниями в руде золота от 0.4 до 1.1 г/т, серебра от 10 до 19 г/т [Контарь, 2013]. Добыча руды из месторождений велась открытым и подземным способами вплоть до начала 2000-х гг. [Рыбникова и др., 2011]. К настоящему времени накопилось огромное количество техногенных отходов рудника, включающие в себя отвалы вскрышных пород и пиритных концентратов. В работе [Fedorov et al., 2022] показано, что в ряде отобранных проб с отвалов содержания золота варьируют от 0.5 до 3.5 г/т, серебра от 2.7 до 33 г/т. Эти отвалы могут служить потенциальным сырьем на перечисленные металлы. Однако, чтобы разрабатывать технологию извлечения благородных металлов из отходов, необходимо знать, как распределены металлы в этих отходах. В настоящей работе исследовалась форма нахождения серебра в отходах, а также их вещественный и гранулометрический составы.

Пробоотбор осуществлялся с поверхности отвалов (схема, рис. 1) на глубину до 10–15 см, средняя масса каждой пробы составляла 1 кг. Пробы представляют собой рыхлый материал, содержащий псефитовую, псаммитовую и алевролитовую фракции (размер частиц от менее 0.04 до более 50 мм). Проводился гранулометрический анализ для ряда проб: материал просеивался через сита с размером ячейки 10, 5, 1, 0.5, 0.315, 0.16, 0.08 и 0.045 мм. Перед просеиванием материал был подвергнут обесшламливанию. Результаты анализа для двух разных материалов (отвалы вскрышных пород и пиритные концентраты) приведены в табл. 1.

Минеральный состав определялся под оптическим микроскопом Axio Image и рентгенофазовым анализом на рентгеновском дифрактометре XRD 7000C. Рудные минералы исследовались под сканирующим электронным микроскопом VEGA LMS фирмы TESCAN, оснащенный энергодисперсионной приставкой Xplore30 фирмы OXFORD instruments. Химический состав был установлен с помощью атомно-эмиссионного спектрометра с индуктивно связанной плазмой Spectroflame Modula S.



Рис. 1. Схема точек пробоотбора с отвалов Левихинского рудника

Материалы, которыми сложены отвалы рудника, неравномерны по гранулометрическому и вещественному составу. В поверхностном слое отвалов вмещающих пород преобладают крупные и средние фракции (табл. 1), где размер зерен более 1 мм (суммарное содержание 46.8 мас. % для фракций +10, -10+5 и -5+1). При этом содержание глинистых частиц в отвалах значительное (27.3 мас. %). В пиритных концентратах резко начинают преобладать шламы, которые занимают более половины всего объема. По вещественному составу материалы можно разделить на три группы: 1 – рыхлый материал желтоватого цвета, сложенный преимущественно вмещающими породами (преимущественно кварц-серицитовыми сланцами), кварцевым песком, гидроокислами железа, халцедоном и глинистыми минералами; 2 – щебень и песок оранжевых и бурых цветов с высоким содержанием окислов и гидроокислов железа (от 10 до 25 мас. %); 3 – серые пески с крупными фрагментами колчеданных руд (до 1 м), предположительно отвалы пиритных концентратов. В первой группе в минеральном составе преобладают кварц (до 90 мас. %), мусковит (до 10 мас. %), полевые шпаты (до 10 мас. %), гидроокислы железа (гематит и гетит, до 4 мас. %) и др. Содержание серебра в них в среднем варьируется от 4 до 6 г/т. Во второй группе в составе начинают преобладать гидроксиды и оксиды железа – 10–25 мас. %, появляются сульфиды (до 5 мас. %), содержание серебра в отдельных пробах достигает 33 г/т. Третья группа на 60–70% состоит из сульфидов, в основном пирита, реже встречаются халькопирит, сфалерит, блеклая руда. Здесь количество серебра от 6 до 8 г/т. Зависимость содержания серы от содержания серебра в пробах отсутствует.

На поиск формы нахождения серебра анализировались только последние две группы отходов, так как там отмечены более высокие содержания благородного металла и других ценных компонентов (золота, меди, цинка и т.п.). Исследованы все классы крупности, представленные в табл. 1. Серебро установлено в классах крупности менее 0.08 мм в пиритных концентратах в тяжелой фракции (после ручной доводки). Металл находится в форме сульфида Ag_2S , предположительно, акантита. Минерал образует друзовидные агрегаты и сферолиты, размеры варьируют от 10 до 50 мкм (рис. 2). Агрегаты состоят из псевдоромбических, копьевидных и игольчатых кристаллов, которые характерны для акантита. Минерал содержит примеси железа, содержание которых достигает 4 мас. %. Содержание самого серебра в акантите – от 82 до 86 мас. %. Также примесь серебра установлена в отдельных кристаллах пирита (до 1 мас. %).

В целом, в тяжелых фракциях после ручной доводки и гравитационного обогащения, установлены высокие содержания серебра – от 12 (при обогащении пиритных концентратов) до 621 г/т (при обогащении отходов, содержащих большое количество гидроокислов железа). В легкой фракции и шламах содержания металла обычно не превышают 3–4 г/т. В результате, возможно из конкретных групп отходов получать достаточно богатые гравитационные концентраты.

Таким образом, в работе приведено исследование вещественного и гранулометрического состава техногенных отходов с Левихинского рудника. Показано высокое содержание шламов в составе рыхлого материала (от 27 до 56 мас. %), большое количество крупной фракции с размером более 1 см (вы-

Таблица 1. Гранулометрический состав проб с отвалов Левихинского рудника

Фракция	Массовая доля, %	
	Отвалы вмещающих пород	Пиритные концентраты
+10	14.4	10.5
-10 + 5	11.2	4.1
-5 + 1	21.2	7.3
-1 + 0.5	10.1	5.1
-0.5 + 0.315	5.9	4.2
-0.315 + 0.16	6.3	6.1
-0.16 + 0.08	2.9	5.0
-0.08 + 0.045	0.5	1.2
-0.045	0.2	0.2
Шламы	27.3	56.4
Сумма	100.0	100.0

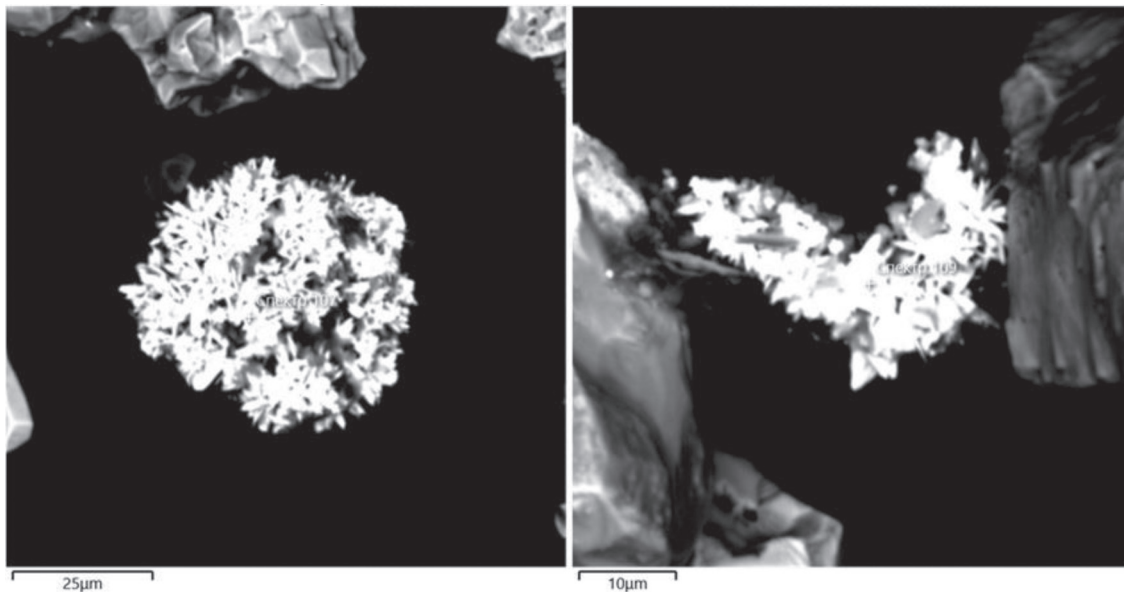


Рис. 2. Сrostки кристаллов сульфида серебра (предположительно, акантита) из тяжелой фракции -0.08 мм пиритного концентрата. Снимок сделан в режиме BSE

ше 10 мас. %). Однако серебро в отходах обнаружено в тонкой фракции, размер частиц менее 0.08 мм. Сам металл представлен акантитом, который образует кристаллические агрегаты размерами не более 50 мкм. Такие агрегаты свободно извлекаются в тяжелую фракцию (концентрат) при гравитационном обогащении.

Исследование проведено в рамках реализации федеральной программы стратегического академического лидерства «Приоритет 2030» (ФГБОУ ВО «Уральский государственный горный университет»).

ЛИТЕРАТУРА

- Контарь Е.С. (2013) Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург: УГГУ, 199 с.
- Рыбникова Л.С., Фельдман А.Л., Рыбников П.А. (2011) Проблемы инженерной защиты гидросферы при отработке и ликвидации рудников Среднего Урала (на примере Левихинского рудника). Водное хозяйство России, (2), 58-71.
- Fedorov S., Zavyalov S., Yurak V. (2022) Ore mineralization of technogenic waste from the Levikhinsky copper-zinc mine. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science, (988), 1-6.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛА-ИСП-МС ПРОФИЛИРОВАНИЯ ГЕМАТИТ-МАГНЕТИТОВЫХ ООЛИТОВ РУДНОГОРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Целуйко А.С., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Ягимов У.А., Артемьев Д.А.

*Южно-Уральский научный центр минералогии и геоэкологии, Миасс (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН),
celyukoa@rambler.ru*

В предлагаемой работе рассматриваются типохимические особенности оолитовых руд, природа которых на месторождениях различного генезиса до сих пор является дискуссионной [Заварицкий, 1929; Шнюков и др., 1971; Кузьмин, 2019]. Противоречивыми остаются концепции магматического, гидротермально-метасоматического, гидротермально-осадочного и хемогенно-осадочного железнанокопления на фоне которых появляется все больше данных о возможности появления промышленных концентраций железа по гальмиролитической модели разложения гиалокластитов и вулканокластитов [Масленников, 2004; Maslennikov et al., 2012; Аюпова et al., 2022]. Подходящим объектом для выявления связи между гальмиролизом и рудонакоплением является Рудногорское железорудное месторождение, на котором происходили процессы взаимодействия трапповых магм, карбонатно-соленосных отложений и погребенных рассолов [Мазуров и др., 2018].

Рудногорское железорудное месторождение (Ангаро-Илимский железорудный район, Иркутская область) связано со специфическими условиями сочетания траппового вулканизма и галогеновых отложений Сибирской платформы. Характерной особенностью месторождения является приуроченность к трем воронкообразным диатремам, пересекающим слоистую нижнесилурийскую толщу мергелей, песчаников, глин, доломитов и выполненной вулканитами и брекчиями траппов тунгусской серии [Смирнов, 1978]. Рудные тела Рудногорского месторождения представлены крутопадающими пластовыми телами сплошных магнетитовых руд, залегающими внутри «трубок взрыва» и выходящими за их пределы. В рудах, сложенных магномагнетитом (более 7 мас. % MgO), гематитом, хлоритом, кальцитом, апатитом, гранатом, пироксенами, серпентином и титанитом широко развиты оолитовые, полосчатые, почковидные, цементационные и сферически-скорлуповатые текстуры [Смирнов, 1978]. Многочисленные поры и каверны в рудах маркируют гнезда растворившегося галита. Брекчии, заполняющие трубку, подверглись частичному превращению в пироксен-гранатовые, гранат-хлоритовые, хлорит-серпентин-кальцитовые метасоматиты, однако степень развития скарнов значительно меньше чем на других железорудных месторождениях района, например, в сравнении с Коршуновским месторождением.

Штуфные пробы гематит-магнетитовых руд были отобраны В.В. Масленниковым и А.С. Целуйко в карьере Рудногорского месторождения в 2021 г. Оптические исследования минералов проводились на микроскопе Olympus BX51. ЛА-ИСП-МС профили через гематит-магнетитовые оолиты выполнены на масс-спектрометре Agilent 7700х, оборудованном приставкой для лазерной абляции New Wave Research UP-213 в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (аналитик Д.А. Артемьев).

Среди отобранных образцов можно выделить несколько текстурно-структурных типов руд: цементационные, полосчатые, оолитовые и строматолитовые.

В цементационных рудах магнетитом замещен тонкообломочный цемент вулканокластитов и развивались маломощные каймы (до 0.5 мм) магнетита и гематита вокруг сглаженно-угловатых обломков «скарнированных» пород как это описано на Коршуновском месторождении [Кобелев и др., 2012].

Полосчатые руды сложены чередованием пористых гематитовых и магнетитовых слоев мощностью до 1–2 см, сложенных каемчатыми или полными псевдоморфозами магнетита и гематита по мелким гиалокластам, редкими гематит-магнетитовыми оолитами, в разной степени послойно преобразованными в субгедральные кристаллы магнетита и гематита. Предполагается, что пластовые тела полосчатых гематит-магнетитовых руд образовались метасоматическим путем по слоям карбонатных пород [Смирнов, 1978] или, что более вероятно, в результате гальмиролиза дистальных тефротурбидитов базальтового состава [Масленников, 2022]. Фрагменты полосчатых магнетитовых руд, окруженные слоистыми каймами, встречаются среди рудных брекчий. В базальтовых лавах и их лавокластах иногда встречаются ксенолиты полосчатых руд.

Среди полосчатых гематит-магнетитовых руд обнаруживаются линзы с оолитовым строением, которые могут маркировать собой реликтовые сиповые котлы [Масленников, 2022]. В оолитовых рудах часто можно заметить косую слоистость, выклинивание отдельных линз и градиацию оолитов по размерам. Обычно это является характерным признаком аллохтонных оолитовых образований [Кузьмин, 2019]. Оолитовые руды сложены шаровидными и эллипсоидальными концентрически-скорлуповатыми пористыми агрегатами гематита и магнетита, заключенными в магнетитовый, хлоритовый или кальцитовый цемент. Диаметр оолитов варьирует от 1 мм до 4 см, при преобладании разновидностей до 1 см. Линзы оолитов часто перекрываются агрегатами почковидных гематит-магнетитовых строматолитов, с включениями ориентированных пластинок апатита, кальцита, хлорита, титанита и скарновых минералов.

ЛА-ИСП-МС профиля были пройдены по 10 гематит-магнетитовым и магнетит-гематитовым оолитам, отличающимся по размерам и особенностям зональности (рис. 1). Оолиты размером до 1–2 мм имеют ярко выраженное зональное строение (см. рис. 1А): 1) ядро, представленное вкрапленной или сплошной псевдоморфозой магнетита по гиалокласту; 2) реакционная кайма магнетита и гематита; 3) каймой, сложенной тонким пересливанием разнозернистого магнетита, гематита и нерудных минералов; 4) периферийные слои некоторых оолитов сложены радиально-лучистыми агрегатами магнетита. Появление таких агрегатов обычно связывают с частичной перекристаллизацией тонкозернистых минералов [Кузьмин, 2019]. Завершающая рост оолита кайма состоит из субгедральных кристалликов магнетита и гематита. Три оолита меньшего размера (до 0.5–0.7 мм) имеют отсутствующее или

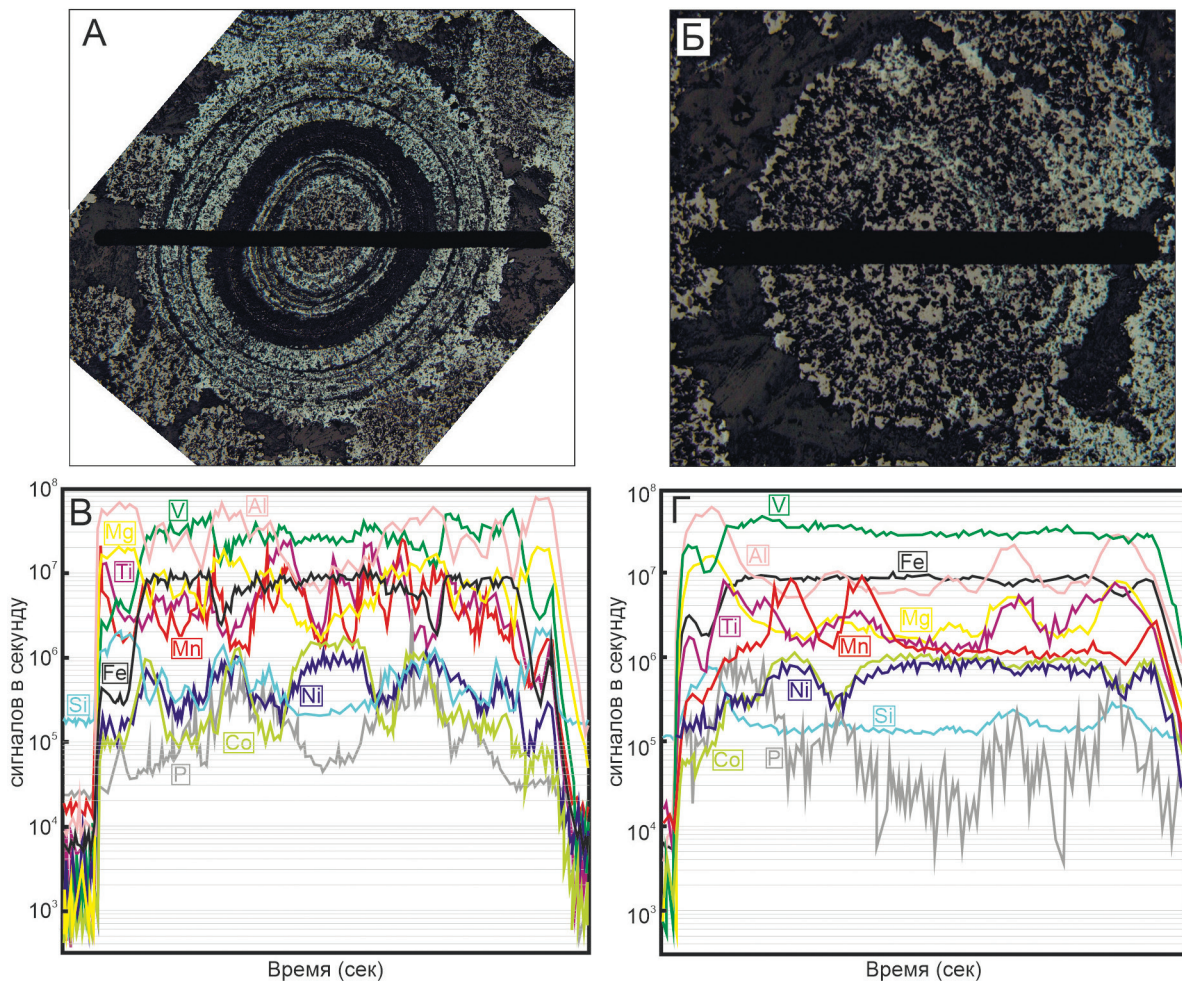


Рис. 1. Микрофотографии (А, Б) и тренды индивидуальных спектров ЛА-ИСП-МС анализов с линиями Fe, Co, Ni, V, Mn, Ti, Mg, Al, Si и P (В, Г) в гематит-магнетитовых оолитах Рудногорского железорудного месторождения.

Черная линия на микрофотографиях – путь следования лазерного пробоотборника, цветные линии (В, Г) показывают интенсивность содержаний элементов на пути лазерного пучка. Размеры линии на фото А – 1.5 мм, на фото Б – 0.65 мм

слабовыраженное зональное строение: внутренняя от внешней зоны отделена тонким нерудным прослоем, а краевая часть оолита обрастает мелкими субгедральными зернами магнетита и гематита (см. рис. 1Б). Рудные агрегаты оолитов сильно пористые, с признаками замещения магнетита гематитом. ЛА-ИСП-МС профиля диаметрально пересекают оолиты, частично захватывая нерудную или рудную массу вокруг.

По данным ЛА-ИСП-МС профилирования рудные зоны равномерно обогащены примесями Fe, V, Ti, Ge (см. рис. 1В, Г). Интенсивность содержаний Co и Ni отображается на трендах ЛА-ИСП-МС анализов в виде довольно резких пиков, приуроченных к слоям и агрегатам магнетита, а также к магнетитовым каймам вокруг оолитов. Пики Co и Ni зачастую соразмерны и отчетливо коррелируют друг с другом (см. рис. 1В, Г). При этом в некоторых крупных оолитах примесь Co и Ni довольно равномерно распределена в гематит-магнетитовых агрегатах. Тренды интенсивности марганца отличаются резкими пиками, связаны как с рудными, так и нерудными агрегатами, часто коррелируют с пиками Ti. Примесями Si, Al, Mg, Ca, Li, U, Zn, P, PЗЭ, иногда Ga, As и Sc обогащены нерудные промежуточные зоны и нерудная матрица вокруг оолитов (см. рис. 1В, Г). Примесями Na, K, Cr в равной мере обогащены как рудные, так и нерудные агрегаты. Слабовыраженные пологие пики Ca, Si, Al, Mg и PЗЭ, коррелирующие с провалами линии тренда Fe также связаны с рудными агрегатами с повышенным количеством микровключений силикатов и кальцита. Характерной особенностью некоторых оолитов является концентрирование P, U, Cr, Sc и PЗЭ в промежуточной нерудной зоне, при отсутствии повышенных содержаний в нерудной матрице окружающей оолит. В небольших магнетитовых оолитах со слабовыраженным зональным строением и отсутствующими переходными нерудными зонами примеси Co и Ni, как правило, распределены равномерно, Ti и Mn образуют отдельные резкие пики в краевой части. Несмотря на повышенные содержания Mg, Al и Si в магнетите и гематите, главным его концентратом, судя по ЛА-ИСП-МС профилям, является поздний хлорит.

Все исследованные оолиты демонстрируют схожие тренды распределения элементов-примесей. В магнетите и гематите концентрируются Fe, V, Ti; зонально распределены Co, Ni, Mn и Ti; к промежуточной нерудной зоне оолитов тяготеют примеси P, U, Cr, Sc и PЗЭ. Сходство распределения химических элементов в оолитах различного строения может указывать на близкую схему привноса и выноса примесей при их росте.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 22-17-00215.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А.Н. (1929) Об оолитовой структуре. Труды Минералогического музея АН СССР, 3, 25-35.
- Кузьмин А.М. (2019) Периодическо-ритмические явления в минералогии и геологии. (Под ред. А.Я. Пшеничкина). Томск: STT, 336 с.
- Масленников В.В. (2004) Гальмиролиз и железонакопление. Топорковские чтения. Мат-лы XI Междунар. науч. горно-геол. конф. Рудный: РИИ, 33-45.
- Масленников В.В. (2022) Проблемы моделей рудообразования. Металлогения древних и современных океанов-2022. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 5-8.
- Мазуров М.П., Гришина С.Н., Титов А.Т., Шихова А.В. (2018) Эволюция рудно-метасоматических процессов в крупных скарновых железорудных месторождениях трапповой формации Сибирской платформы. Петрология, 26(3), 265-281.
- Рудные месторождения СССР. (1978) (Под ред. В.И. Смирнова). Изд. 2-е перераб. и доп. Т. 1. М.: Недра, 352 с.
- Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. (1971) Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наукова Думка, 333 с.
- Ayupova N.R., Novoselov K.A., Maslennikov V.V., Melekestseva I.Yu., Hollis S.P., Artemyev D.A., Tessalina S.G. (2021) The formation of magnetite ores of the Glubochenskoe deposit, Turgai iron belt, Russia: new structural, mineralogical, geochemical, and isotopic constraints. Mineralium Deposita, 56, 103-123.
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R. (2012) Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals. Ore Geol. Rev., 47, 5-41.

ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ НА МИХЕЕВСКОМ МЕДНО-ПОРФИРОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Чистякова Д.А.^{1,2}, Плотинская О.Ю.²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, *chistyakova_2000@list.ru*

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Серпентиниты на порфириновых месторождениях встречаются довольно редко и это определяет интерес к их минеральному и химическому составу, а также к процессам их образования и преобразования. Несмотря на это, в литературе этим породам уделяется мало внимания. В данной работе рассмотрены процессы, приведшие к появлению и изменению серпентинитов на Михеевском медно-порфириновом месторождении.

Михеевское медно-порфириновое месторождение находится в 200 км к югу от г. Челябинска. Вмещающие породы представлены вулканогенно-осадочными образованиями позднедевонского возраста. Интрузивные породы подразделены на два комплекса [Грабежев, Белгородский, 1992]: Ульяновский и Михеевский. Ульяновский имеет позднедевонский возраст [Грабежев, Белгородский, 2012] и представлен диоритовыми порфиритами и андезитами. Михеевский имеет близкий возраст (356 ± 6 Ма) [Грабежев, Ронкин, 2011] и представлен диоритовыми порфиритами и плагиогранодиорит-порфирами.

Метасоматиты Михеевского месторождения, развивающиеся по интрузивным и вулканогенно-осадочным породам, описаны в работе [Грабежев, Белгородский, 1992]. Выделяется метасоматическая зональность (от внутренней зоны к внешним): серицитизированные породы, серицитизированные и хлоритизированные породы, пропилитизированные породы. Ореолы имеют в основном линейный характер и соотносятся с рудными телами. Также на месторождении широко развиты серпентиниты. Они представляют собой метаморфизованные ультрабазиты и образуют небольшие послойные тела и мелкие лентообразные массивы. Данные тела на месторождении ранее детально не изучались.

Исследования проведены на электронном микроскопе «JEOL JSM-IT500» с энергодисперсионным спектрометром «INCA X-Maxn» на кафедре петрологии геологического факультета МГУ (аналитики Н.Н. Кошлякова, Н.Н. Коротаева). Рентгенофазовый анализ был выполнен в ЦКП «ИГЕМ-Аналитика», ИГЕМ РАН, Москва (аналитик И.А. Морозов). Рентгенометрический анализ порошковых препаратов проводился при помощи рентгеновского дифрактометра ULTIMA-IV фирмы Rigaku (Япония). Рабочий режим – 40 кВ-40 мА, медное излучение, никелевый фильтр, диапазон измерений – с 3 до 65 градусов 2θ , шаг по углу сканирования $0.02^\circ 2\theta$, полупроводниковый детектор – DTex/Ultra, скорость сканирования – $3^\circ 2\theta/\text{мин}$. Диагностика минерального состава проводилась методом сопоставления экспериментального и эталонных спектров из базы данных PDF-2 в программном пакете Jade 6.5, компании MDI. Рамановская спектроскопия минералов была проведена на кафедре минералогии геологического факультета МГУ (аналитик М.Ф. Вигасина) выполнена на микроскопе «EnSpectr R-532».

Серпентиниты Михеевского месторождения по степени гидротермальных изменений можно разделить на две группы: слабо метасоматически измененные серпентиниты с лизардитом и апосерпентинитовые метасоматиты с хромсодержащим мусковитом. В слабо измененных образцах встречается лизардит с реликтами бастита, но, в основном, порода сложена лизардитом, доломитом, кальцитом, хлоритом, пиритом, халькопиритом, тальком, кварцем, мусковитом, хромшпинелидом (по составу являющемся хромовой шпинелью) (рис. 1А), изредка встречаются миллерит, виоларит, пентландит. Отличительной особенностью апосерпентинитовых метасоматитов является наличие хромсодержащего мусковита ярко-зеленой окраски (рис. 1Б). Также присутствуют кальцит, доломит, пирит, халькопирит и зерна хромшпинелидов, более мелкие чем в слабо метасоматически измененных породах. Редко встречаются герсдорфит, хлорит с повышенным содержанием хрома. Порода разбита поздними кварц-карбонатными прожилками.

В химическом составе минералов частой примесью является никель (вплоть до собственных минералов), хром является частой примесью для мусковита, где его содержание может достигать 4.56 мас. %. Он также встречается в хлоритах из апосерпентинитовых метасоматитов и отсутствует в хлоритах из серпентиновых пород.

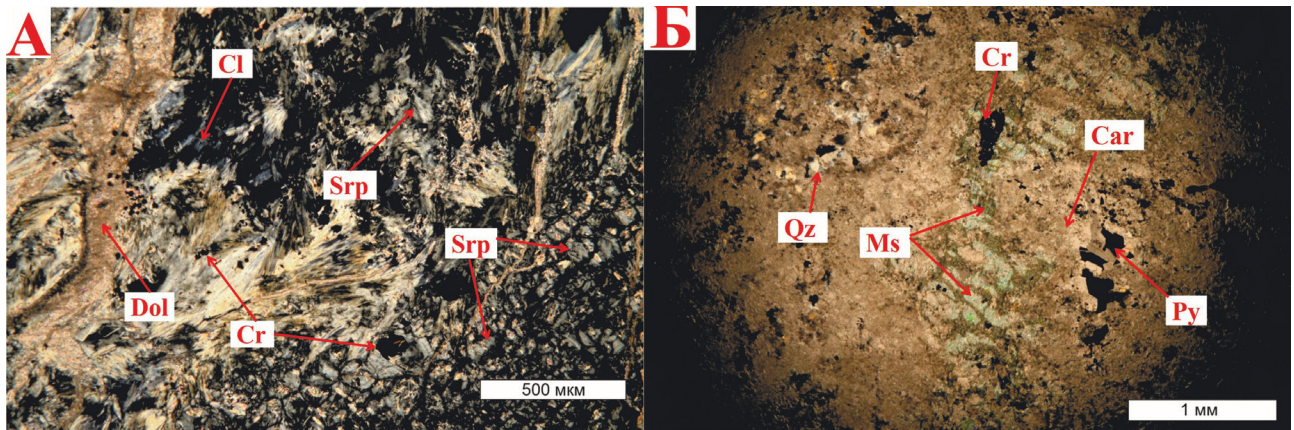


Рис. 1. А – доломитовый прожилок в серпентиновой породе, обр М-7-2-19 (Cl – хлорит, Cr – хромшпинелид, Dol – доломит, Srp – серпентин); Б – серицит-карбонатный метасоматит, обр. М-6-21-1, в проходящем поляризованном свете (Car – карбонатные минералы, Cr – хромшпинелид, Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц)

Ближайшие к Михеевскому месторождению тела серпентинизированных гарцбургитов находятся примерно в двух-трёх км к западу и относятся к Дружининскому габбро-гарцбургитовому офиолитовому комплексу ордовикского возраста [Тевелев и др., 2018]. В изученных серпентинитах Михеевского месторождения реликты гарцбургитов обнаружены не были. Но морфология зерен серпентина, минеральный состав серпентинитов, химический состав реликтового хромшпинелида идентичны таковым в серпентинизированных гарцбургитах Дружининского комплекса, что позволяет предполагать близости гипербазитов Михеевского месторождения к Дружининскому комплексу. Отсутствие контактовых изменений во вмещающих вулканогенно-осадочных породах и приуроченность тел гипербазитов к трещинам и разрывным нарушениям указывают на то, что тела серпентинитов представляют собой протрузии.

В работах [Barnes, Roeder, 2001; Савельев и др., 2008], образование магнетитовых кайм вокруг зерен хромшпинелидов (рис. 2А) объясняется процессами серпентинизации. В тоже время мелкие зерна хромшпинелидов нацело замещаются магнетитом и поэтому каймы у таких зерен нет. При дальнейшем метасоматозе хром из хроммагнетита переходит в хромсодержащий мусковит (рис. 2Б) [Кашкай, Аллахвердиев, 1965].

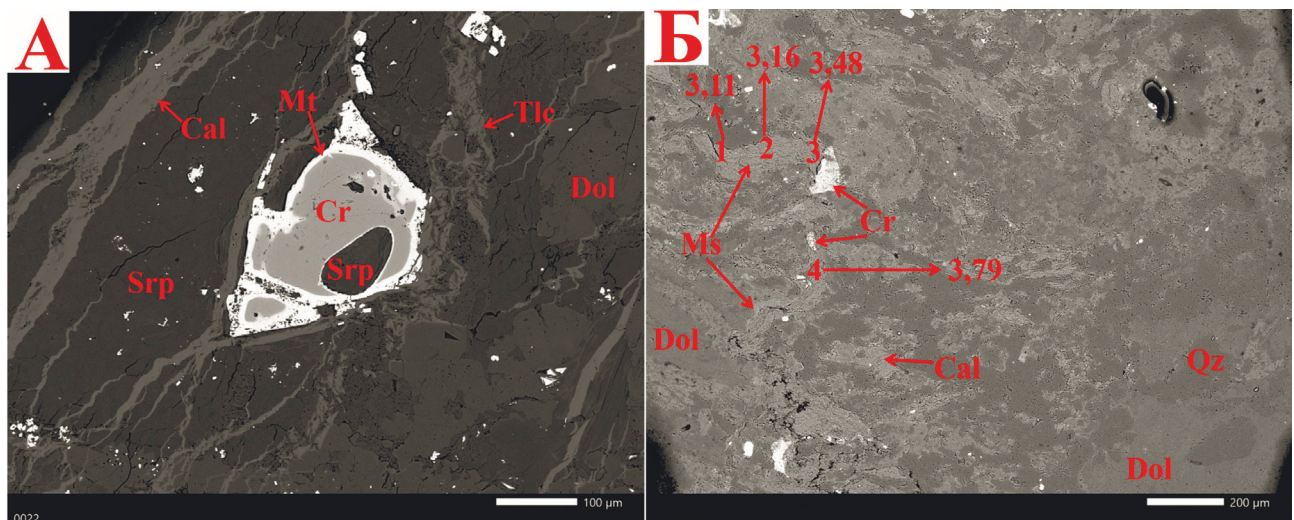


Рис. 2. А – выделение хромшпинелида с каймой магнетита среди серпентин-карбонатной породы, обр. М-7-2-17 (Cal – кальцит, Cr – хромшпинелид, Dol – доломит, Mt – магнетит, Srp – серпентин, Tlc – тальк); Б – выделения хромсодержащего мусковита.

Фото в отраженных электронах. 1–4 номера анализов соответствующие концентрации Cr_2O_3 , обр. М-5-21-4 (Cal – кальцит, Cr – хромшпинелид, Dol – доломит, Ms – мусковит, Qz – кварц)

Предполагаемая последовательность процессов минералообразования в серпентинитах следующая:

1. Серпентинизация гарцбургитов и образование кайм магнетитового состава на хромшпинелидах, возможное образование хлорита;
2. Протрузия тел серпентинитов по трещинам и разрывным нарушениям в вулканогенно-осадочных породах;
3. Образование тальк-карбонатных метасоматитов;
4. Образование кварц-серицит-доломитовых метасоматитов. При замещении хроммагнетита или хромистого хлорита образуется хромсодержащий мусковит (фуксит);
5. Образование пирита и халькопирита;
6. Формирование поздних прожилков кальцита и кварца.

Авторы благодарят М.Ф. Вигасину, Н.Н. Кошлякову, Н.Н. Коротаеву, И.А. Морозова за проведенную работу.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГЕМ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Варлаков А.С. (1999) Серпентины ультраосновных пород Урала. Урал. минерал. сб., (9), 78-101.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург: Наука, Уральское отд., 200 с.
- Грабежев А.И. (2012) Рениеносные медно-порфировые системы Урала: геологическое положение, изотопно-петрогеохимическая и возрастная латеральная зональность. Литосфера, (4), 190-207.
- Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л. (2011) U-Pb Возраст цирконов из рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений южного Урала. Литосфера, (3), 104-116.
- Кашкай М.А., Аллахвердиев Ш.И. (1965) Листвениты, их генезис и классификация. Баку: АН АзССР, 143 с.
- Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. (2008) Геология, петрохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 320 с.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Бурштейн Е.Ф. и др. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. второе. Сер. Южно-Уральская. Лист N-41-XXV (Карталы). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 175 с.
- Barnes S.J., Roeder P.L. (2001) The Rang of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. J. Petrology, 42, 2279-2302.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОРОГЕННОГО ТИПА СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОДЕЛИ ИХ ГЕНЕЗИСА

Чугаев А.В.

ИГЕМ РАН, Москва, vassachav@mail.ru

Особенности генезиса золоторудной минерализации в докембрийских метаморфических поясах является ключевым вопросом рудной геологии и широко обсуждается в научной литературе [Groves et al., 1998; Goldfarb, Groves, 2015]. В экономическом отношении эти месторождения играют ведущую роль в общем балансе добычи золота в мире. К их числу принадлежат такие известные объекты мирового класса как Колар (Индия), Сухой Лог (Россия), Хоумстейк (США). Обобщение их геолого-структурных и минералого-геохимических черт позволили Д.И. Гровсу с соавторами [Groves et al., 1998] выделить среди них два основных генетических типа: орогенные месторождения (orogenic gold deposits) и месторождения, связанные с магматизмом (intrusion-related deposits). Несмотря на различное происхождение, месторождения этих двух типов по ряду геологических признаков весьма сходны [Goldfarb, Groves, 2015], что затрудняет генетическую идентификацию конкретного месторождения без привлечения широкого спектра геологических и геохимических данных.

В настоящем докладе проблема генезиса орогенных месторождений золота рассмотрена на примере Северного Забайкалья. Эта территория включает Байкало-Патомский (БПП) и Байкало-Муйский (БМП) докембрийские складчатые пояса. Здесь находится крупнейший золотодобывающий регион России, в пределах которого известно несколько десятков коренных месторождений золота орогенного типа [Goldfarb et al., 2001; Чугаев и др., 2017; Tarasova et al., 2020]. Среди них отчетливо выделяется две группы месторождений. К первой принадлежат золоторудные месторождения, локализованные в высокоуглеродистых метаморфизованных осадочных толщах неопротерозойского возраста БПП. Наиболее известное из них - месторождение мирового класса Сухой Лог (>1500 т, Au). Сходство этих месторождений по геологическому строению и минеральному составу руд позволила исследователям объединить их в единый «сухоложский» тип. Золоторудная минерализация представлена прожилково-вкрапленными рудами, которые образуют относительно простые по морфологии и значительные по протяженности платообразные тела, приуроченные к замкам складок и их крыльям. Они не имеют четких геологических границ. Главными рудными минералами, доля которых не превышает 3–4 об. %, являются пирит, пирротин и арсенопирит. Их содержание, а также соотношение сильно варьирует как внутри рудных тел, так и от месторождения к месторождению. Сульфиды присутствуют в виде отдельных зерен и скоплений, а также совместно с кварцем образуют линзовидные выделения и маломощные кварцевые прожилки, субпараллельные полосчатости метаосадочных пород. Самородное золото высокопробное (>750), представлено мелкими выделениями в сростании с сульфидами, реже в кварце [Буряк, 1982; Tarasova et al., 2020]. Отношение Au/Ag в рудах >1.

Вторая группа представлена месторождениями, локализованными в различных по составу докембрийских магматических и метаморфических комплексах БМП. Рудными телами на этих месторождениях являются кварцевые жилы сложной морфологии и с крайне неравномерным распределением рудных минералов, доля которых не превышает 1–2 об. %. Положение рудных тел контролируется тектоническими зонами. Состав рудных минералов разнообразен. Наряду с сульфидами (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит) и самородным золотом присутствуют шеелит, минералы группы блеклых руд, теллуриды золота и серебра. Самородное золото образует различные по форме и размеру выделения в кварце и в сульфидных минералах. Единственной примесью в нем является Ag, содержание которого сильно варьирует (пробность от 269 до 907) [Плотинская и др., 2019]. Геохимической особенностью руд является низкое отношение Au/Ag (<1).

Результаты геохронологических исследований [Кучеренко, 1989; Лаверов и др., 2007; Юдовская и др., 2011; Chugaev et al., 2022] показывают, что формирование месторождений Северного Забайкалья происходило в течение двух этапов. С ранним (450–430 млн лет назад) этапом связано образование руд месторождений «сухоложского» типа, тогда как жильная золоторудная минерализация БМП моложе и сфор-

мировалась в раннепермское время (280–270 млн лет назад). Изотопно-геохимические (Pb, Sr, Nd, $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$) «метки» [Русинов и др., 2008; Дубинина и др., 2014; Чугаев, Чернышев, 2017; Prokofiev et al., 2019; Tarasova et al., 2020] рудного вещества указывают на то, что ведущим источником минералообразующих компонентов для месторождений «сухоложского» типа являлись вмещающие неопротерозойские породы черносланцевой формации БПП. Участие магматического источника в их генезисе не установлено. Для раннепермских месторождений вовлечение в рудообразующие процессы вещества докембрийских комплексов БМП также подтверждается [Chugaev et al., 2022]. Rb-Rb изотопная систематика этих месторождений выявила связь золоторудной минерализации с мафическим щелочным магматизмом региона.

Геохронологические и изотопные данные, а также палеореконструкции для Северного Забайкалья на палеозойское время [Donskaia et al., 2013] уточняют представления об образовании золоторудной минерализации и позволяют обосновать следующие генетические модели. Формирование месторождений «сухоложского» типа описывается в рамках метаморфогенно-гидротермальной модели [Буряк, 1982], согласно которой рудные компоненты (включая золото) извлекались из вмещающих высокоуглеродистых толщ флюидами, возникшими при дегидратации и декарбонатизации осадков в результате развития регионального метаморфизма. На ордовикско-силурийский период приходится активная фаза аккреции Баргузино-Витимский микроконтинента к южной границе Сибирского кратона, которая вызвала метаморфизм в регионе с пиком около 480–460 млн лет назад и формирование основных складчатых структур БПП. На границе карбона-перми происходит смена тектонического режима и развитие в регионе внутриплитного магматизма, вызванного тепловым воздействием на метасоматизированную подкоровую литосферную мантию южной окраины Сибирского континента астеносферной мантии. Сформировавшиеся в результате этих процессов субщелочные и щелочные (высококальциевые) базитовые магмы выступали источником как рудных компонентов, так и тепла для рудообразующих гидротермальных систем. Их функционирование происходило в тектонических зонах, выступающих проводниками глубинных рудоносных расплавов и флюидов. При этом флюид имел смешанную природу и включал не только магматическую, но и метеорную составляющую.

ЛИТЕРАТУРА

- Буряк В.А. (1982) *Метаморфизм и рудообразование*. М.: Недра, 256 с.
- Дубинина Е.О., Чугаев А.В., Иконникова Т.А., Авдеенко А.С., Якушев А.И. (2014) Источники вещества и флюидный режим формирования кварц-карбонатных жил на месторождении золота Сухой Лог, Байкало-Патомское нагорье. *Петрология*, 22(4), 347-379.
- Кучеренко И.В. (1989) Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы. *Известия АН СССР. Серия геологическая*, (6), 90-102.
- Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. (2007) Этапы формирования крупномасштабной благороднометальной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения. *Доклады РАН*, 415(2), 236-241.
- Плотинская О.Ю., Чугаев А.В., Бондарь Д.Б., Абрамова В.Д. (2019) Минералого-геохимические особенности руд Кедровско-Ирокиндинского рудного поля (Северное Забайкалье). *Геология и геофизика*, 60(10), 1407-1432.
- Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев В.Г., Щегольков Ю.В., Альшева Э.И., Борисовский С.Е. (2008) Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе. *Геология рудных месторождений*, 50(1), 3-46.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В. (2017) Rb-Rb изотопная систематика орогенных месторождений золота Байкало-Патомского складчатого пояса (Северное Забайкалье, Россия) и оценка роли неопротерозойской коры в их формировании. *Геохимия*, (11), 1027-1040.
- Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Y.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Y.I., Oleinikova T.I. (2022) ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia). *Ore Geology Reviews*, 144, 104855.
- Chugaev A.V., Vanin V.A., Chernyshev I.V., Shatagin K.N., Rassokhina I.V., Sadasuyuk A.S. (2022) Lead Isotope Systematics of the Orogenic Gold Deposits of the Baikal-Muya Belt (Northern Transbaikalia): Contribution of the Subcontinental Lithospheric Mantle in Their Genesis. *Geochemistry International*, DOI: 10.1134/S0016702922110039

- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. (2013). Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences*, 62, 79-97.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. (2015) Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 233, 2-26.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. (1998) Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, 13, 7-27.
- Prokofiev V.Y., Safonov Y.G., Lüders V., Borovikov A.A., Kotov A.A., Zlobina T.M., Selektor S.L. (2019) The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions. *Ore geology reviews*, 111, 102988.
- Tarasova Y.I., Budyak A.E., Chugaev A.V., Goryachev N.A., Tauson V.L., Skuzovatov S.Y., Parshin A.V. (2020) Mineralogical and isotope-geochemical ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$ and Pb-Pb) characteristics of the Krasniy gold mine (Baikal-Patom Highlands): Constraining ore-forming mechanisms and the model for Sukhoi Log-type deposits. *Ore Geology Reviews*, 119, 103365.

МЕТОД ГИДРОСЕПАРАЦИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ РУД, ШЛИХОВЫХ ПРОБ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ, СОДЕРЖАЩИХ ЗОЛОТО

Чумаков А.В., Аликин О.В.

ООО «ЦНТ Инструментс», Санкт-Петербург, Tchumakov.A.V@yandex.ru

Общеизвестно, что даже разные по генезису, содержащие благородные металлы руды имеют несколько объединяющих их признаков [Рудашевский и др., 2017]: низкие концентрации «рудных» минералов; часто малые размеры (<1 мм) зерен «полезных» минералов; высокие значения плотности минералов золота и других благородных металлов ($6\text{--}20$ г/см³); часто интенсивные более поздние изменения руд и вмещающих их пород. Вышеизложенное обуславливает необходимость интенсивного обогащения исследуемых материалов по самым разным технологическим сценариям.

Одним из наиболее эффективных способов обогащения твердых полезных ископаемых в лабораторных условиях является метод гидросепарации, лежащий в основе универсальной технологии минералого-геохимических исследований [Рудашевский и др., 2018].

Метод гидросепарации осуществляет разделение материалов с разной плотностью в пульсирующем водном потоке. Конкуренция масс частиц, захваченных восходящим слабым ламинарным потоком, приводит к осаждению тяжелых частиц на дне разделительной трубки и удалению легкой фракции. Предварительная классификация материала по размерам зерен – все зерна в пределах одной фракции имеют близкие размеры – обеспечивает при гидросепарации реальное разделение образца по плотности фаз, а не по весу частиц, как это имеет место практически во всех гравитационных приборах и технологиях. Обогащение измельченных материалов методом гидросепарации позволяет получить «тяжелый» концентрат (HS-концентрат), обеспечивающий статистически представительную информацию о «тяжелых» минералах для всего объема образца в интервале крупности частиц в пределах 0.010–0.5 мм.

В зависимости от массы исходной пробы материал разделялся через колонку сит. При помощи гидросепаратора CNT HS-11 в каждом классе крупности получают несколько технологических продуктов: 1) «легкие» хвосты (T_1) гидросепарации путем предварительного удаления легких минералов на длинной трубке LGST; 2) промежуточные хвосты (T_2) гидросепарации путем сокращения материала на длинной трубке LGST; 3) «тяжелые» (FC) и предварительные (PC) концентраты путем доводки на короткой трубке SGST. В конце процесса получается концентрат, представляющий собой репрезентативную выборку индивидуальных частиц тяжелых минералов, сепарированных по гидравлической крупности. Таким образом, распределение минеральных видов в выборке характеризует их распределение во всей пробе.

Данный метод применялся авторами при исследовании трех геологических объектов.

Каиштауская рудоносная площадь. Исследованы две композитные пробы золотосодержащих железных руд: первичные сульфидные руды и окисленные руды. С учетом минерального состава и структурно-текстурных особенностей, крупнокусковой материал первичных руд (половинки кернов 72 мм) измельчался на шаровой мельнице с короткой экспозицией (кратковременными циклами) до класса 100% – 20 мм с целью и минимизации переизмельчения. Проба окисленных руд представлена рыхлым материалом и дополнительному дроблению не подвергалась. В ходе пробоподготовки после измельчения на шаровой мельнице материал каждой пробы разделялся методом ручного мокрого рассева на 11 размерных классов, диапазоны которых соответствуют границам рудоподготовительных операций для различных технологических сценариев.

На начальных стадиях удалялись легкие минералы жильных и вмещающих пород (кварц, гидрослюды, полевые шпаты и карбонаты), а также их сростки с минералами. В тяжелые HS-конcentратах главным образом концентрировались сульфиды (пирротин, пирит, арсенопирит и др.) и самородное золото, а для окисленных руд – оксиды железа (магнетит, гётит и гематит) [Чумаков и др., 2021].

Во всех изученных технологических продуктах гидросепарации авторами установлены формы нахождения золота (рис. 1). Главным минералом золота в двух изученных пробах является серебряистое золото, с разным содержанием серебра и бимодальным характером распределения по крупности.

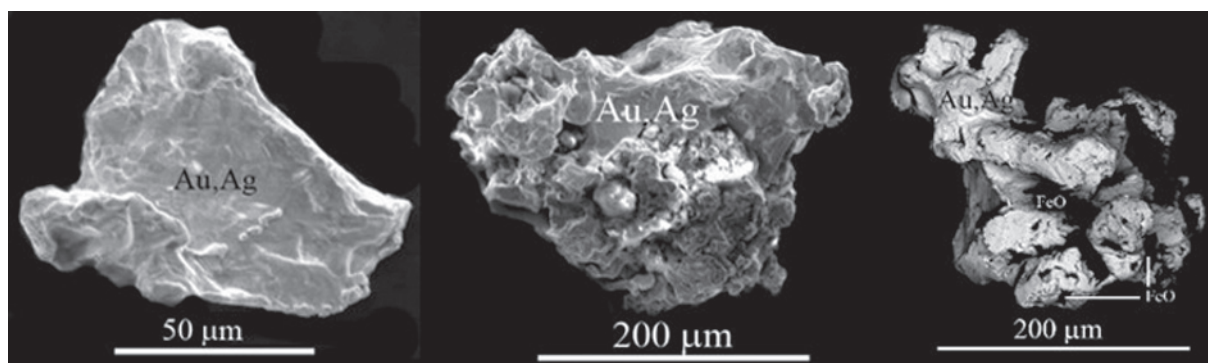


Рис. 1. Самородное золото Каштауской площади (окисленная руда).

(Au,Ag) – серебристое золото, FeO – железистые пленки

Шлихи Мурунской площади. Для исследования передана 51 шлиховая проба – «черные» шлихи различной степени промывки, отобранные на обширной территории к востоку от Мурунского массива. Основная задача состояла в обнаружении зерен самородного золота и минералов-индикаторов. В результате выполненных работ получена информация о минеральном составе продуктов гидросепарации шлиховых проб, диагностированы и зафиксированы единичные зерна самородного золота (рис. 2).

Состав «легких» фракций представлен в основном кварцем и полевыми шпатами, также диагностированы единичные зерна слюды. Состав фракций, «средних» по плотности (T_2), также довольно однообразен и представлен амфиболами (преимущественно роговой обманкой), эпидот-цоизит, гранат, оливин и диопсид. Состав «тяжелых» фракций (С и РС) довольно однообразен. В незначительно отличающихся соотношениях тяжелые минералы представлены преобладающими магнетитом и гетитом, а также ильменитом и гематитом, в единичных количествах встречены зерна-сростки пирита, сфалерита, галенита и халькопирита с нерудными минералами, а также свободные зерна самородного золота, рутила/анатаза и титанита.

Самородное золото представлено в виде уплощенных, в редких случаях субизометричных, пластинчатых зерен. Стоит отметить, что семь из восьми знаков самородного золота обнаружены в фракции <0.1 мм. Один знак диагностирован в классе $-0.315 + 0.1$ мм. Зерна имеют характерный для золота желтый цвет, степень окатанности весьма различна: от почти угловатых и до хорошо окатанных зерен.

Хвосты обогащения россыпи р. Куклянда. Техногенные отложения обогащения россыпи (хвосты). Проба отобрана из «бункера», в котором накапливались хвосты при ежедневном смыве концентрата с ковриков, а также при его доводке. Цель – определение минерального состава хвостов обогащения, формы потерь самородного золота при обогащении, оценка попутных ценных минералов (рис. 3).

Распределение минеральных видов тяжелой фракции в разных гранулометрических классах неоднородно: во фракции 0.315–0.5 мм большую часть составляет монацит; во фракциях 0.2–0.315 и 0.1–0.2 мм преобладает ильменит. Наблюдается закономерность: с уменьшением размера фракции резко возрастает доля ильменита и сокращается доля монацита [Аликин и др., 2017]. Установлено, что с

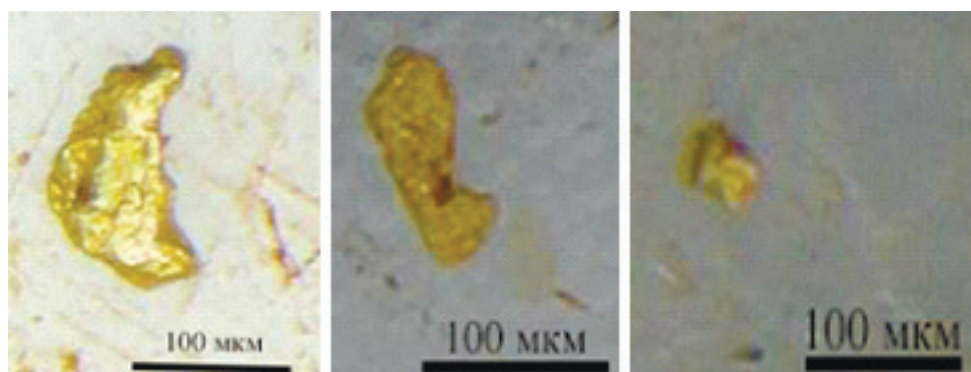


Рис. 2. Микрофотографии зерен самородного золота из HS-концентратов шлиховых проб

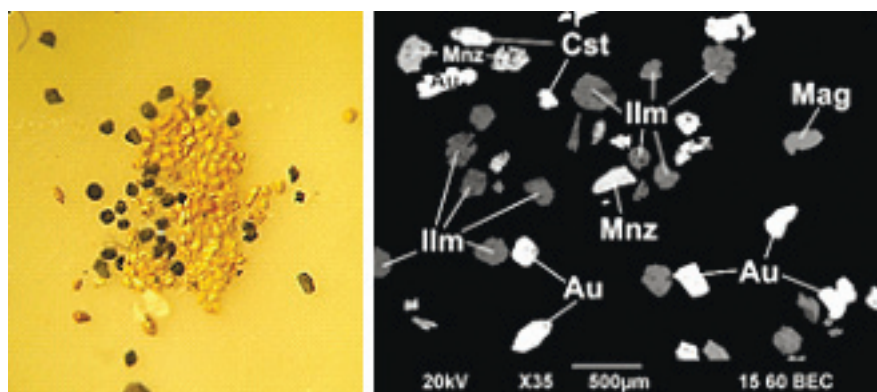


Рис. 3. Самородное золото, россыпь р. Куклянда, фр. 0.1–0.125 мм.
Au – самородное золото, Ilm – ильменит, Mnz – монацит, Mag – магнетит

уменьшением класса крупности возрастает пробыность золота. Всего обнаружено 3 разновидности золота, в том числе электрум с повышенным содержанием осмия. Найденные акцессорные минералы: тефроит, невянскит (Ir_3Os), ферберит, рутил, псевдобрукит-нигрин.

Полученные результаты показали принципиальную возможность использования метода гидросепарации в поисковой минералогии на примере поиска зерен золота и минералов-спутников. В отличие от методик с применением тяжелых жидкостей и концентрационных столов, метод гидросепарации более чувствителен к зернам размером <0.1 мм, не токсичен и не загрязняет пробы минералами, в отличие от тяжелых жидкостей, где зерна с одинаковой плотностью равномерно распределяются по всему объему.

Таким образом, метод гидросепарации – универсальная методика для выделения «тяжелых» фракций, поиска и диагностики частиц золота и других минералов благородных металлов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аликин О.В., Горбунов А.А., Хасиятов Д.Ф. (2017) Применение метода гидросепарации для изучения тяжелой фракции (на примере отложений россыпи реки Куклянда). Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чт. памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. (Отв. ред. И.И. Чайковский). Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т., вып. 20, 13-21.
- Рудашевский В.Н., Рудашевский Н.С. (2017) Минералогия золота. Записки ВМО, вып. 1, 125-147.
- Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н., Антонов А.В. (2018) Универсальная минералогическая технология исследования пород, руд и технологических продуктов. Региональная геология и металлогения, (73), 88-102.
- Чумаков А.В., Аликин О.В., Богданов Г.В. (2021) Формы нахождения золота на уч. Шор-Шалбан Южный (Каштауская рудоносная площадь, Кемеровская область). Новое в познании процессов рудообразования: сб. науч. ст. М.: ИГЕМ РАН, 371.

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МАССИВНЫХ «МЕДИСТЫХ» И ВКРАПЛЕННЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ НОРИЛЬСК 1 И ОКТЯБРЬСКОЕ

Швецова Е.Е.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск*

Цель исследований – выявление минералого-геохимических особенностей сульфидных ассоциаций и минералов элементов платиновой группы (ЭПГ) во вкрапленных и массивных рудах месторождений Норильск 1 и Октябрьское для получения представления о генезисе сульфидной минерализации с МПГ.

На месторождении Норильск 1 область исследования представлена массивными пирротиновыми и халькопиритовыми экзоконтактовыми «медистыми» рудами, а также вкрапленной сульфидной минерализацией Основного Рудного Горизонта интрузии. Массивные пирротинового руды сложены: пирротин (Po) 65–72%, халькопиритом (Cp) 12–18%, пентландитом (Pn) 4–7%, магнетитом (Mt) 7–10% и единичными зернами пирита (Py). Массивные халькопиритовые руды сложены Cp 50–57%, Po 15–20%, Pn 18–20% и Py 7–10%. В обоих типах массивных руд МПГ представлены только куперитом (PtS). Концентрации ЭПГ и Au в пирротинового рудах составляют (ppm): Pt 10.75, Pd 39.52, Ir 0.73, Ru 0.19, Rh 6.89, Os 0.45, Au 0.34; в халькопиритовых рудах (ppm): Pt 122.9, Pd 277.04, Ir 0.11, Ru 0.02, Rh 2.08, Os 0.07, Au 4.07. В халькопиритовых рудах концентрация ЭПГ является более высокой, поскольку эти элементы накапливаются во фракционированном сульфидном расплаве и обогащают его [Mansur et al., 2020].

Вкрапленные руды (5–7% рудных минералов) месторождения Норильск 1 сложены Mt 35–65%, Py 15–27%, Po 10–27%, Cp 15–22%, Pn 5–15%, халькозином и гетитом 1–5%. МПГ характеризуются большим разнообразием: изоферроплатина (Pt₃Fe) и железистая платина (Pt,Fe), что свидетельствует о ее кристаллизации в условиях ниже буфера FMQ [Roeder, Jamieson, 1992]. Система Pt–Pd–Sn представлена твердым раствором атокит–рустенбургит (Pd₃Sn–Pt₃Sn) и Pt-паоловитом (Pd,Pt)₂Sn; характерной особенностью является присутствие Au в структуре этого минерала. Во вкрапленных рудах были установлены мончеит Pt(Te,Bi)₂, мертиейт II Pd₈(Sb,As)₂, стибнопалладинит Pd₃(Sb,As)₂, сперрилит PtAs₂, винцентит (Pd,Pt)₃As и электрум Au,Ag. Pt-Fe сплавы и атокит–рустенбургит образовались на ранней стадии кристаллизации сульфидного расплава. Затем, при понижении температуры, образовались Pt-паоловит, стибнопалладинит, мончеит, и мертиейт II. На поздней стадии раннее образованные минералы претерпевали твердофазные превращения: из изоферроплатины выпадал винцентит, а из рустенбургита и мертиейта II – сперрилит. Концентрации ЭПГ и Au во вкрапленных рудах составляют (ppm): Pt 7.32, Pd 10.14, Ir 0.04, Ru 0.04, Rh 0.35, Os 0.01, Au 0.37.

Отношение железа к никелю в пентландите отражает термодинамические условия его образования [Vaughan, Craig, 1978; Barton, Skinner, 1967; Колонин и др., 2000; Косяков и др., 2003; Kaneda et al., 1986]. Показатель $k = Ni/(Ni + Fe)$ в пентландитах массивных пирротинового руд месторождения Норильск 1 варьирует в пределах 0.43–0.55. Соответственно, фугитивность серы (Ig/S_2) изменяется от –11.7 до –8.7. В халькопиритовых массивных рудах показатель $k = 0.53–0.56$, Ig/S_2 изменяется от –9.2 до –8.4. Во вкрапленных сульфидных рудах $k = 0.50–0.62$; Ig/S_2 варьирует от –9.2 до –7.3. Фугитивность серы свидетельствует об эволюции сульфидного расплава, чем выше ее значение, тем более эволюционированным был сульфидный расплав. Уверенно можно сказать, что сульфидный расплав, из которого кристаллизовались массивные халькопиритовые руды, был более эволюционированным по сравнению с исходным расплавом массивных пирротинового руд. Показатель k для пентландита вкрапленных руд свидетельствует о том, что эти руды были более фракционированы по сравнению с массивными (рис. 1).

Руды Октябрьского месторождения представлены прожилково-вкрапленным экзоконтактовым «медистым» типом. Было исследовано три пробы, две из которых являются пирротинового рудами: (1) Po 45–60%, Cp 30–55%, Pn 5–25%, Mt ≤ 1%, кубанит (Cb), Py – единичные зерна (60–75% рудных минералов). Минералы благородных металлов представлены куперитом и Au-Ag сплавами. Кон-

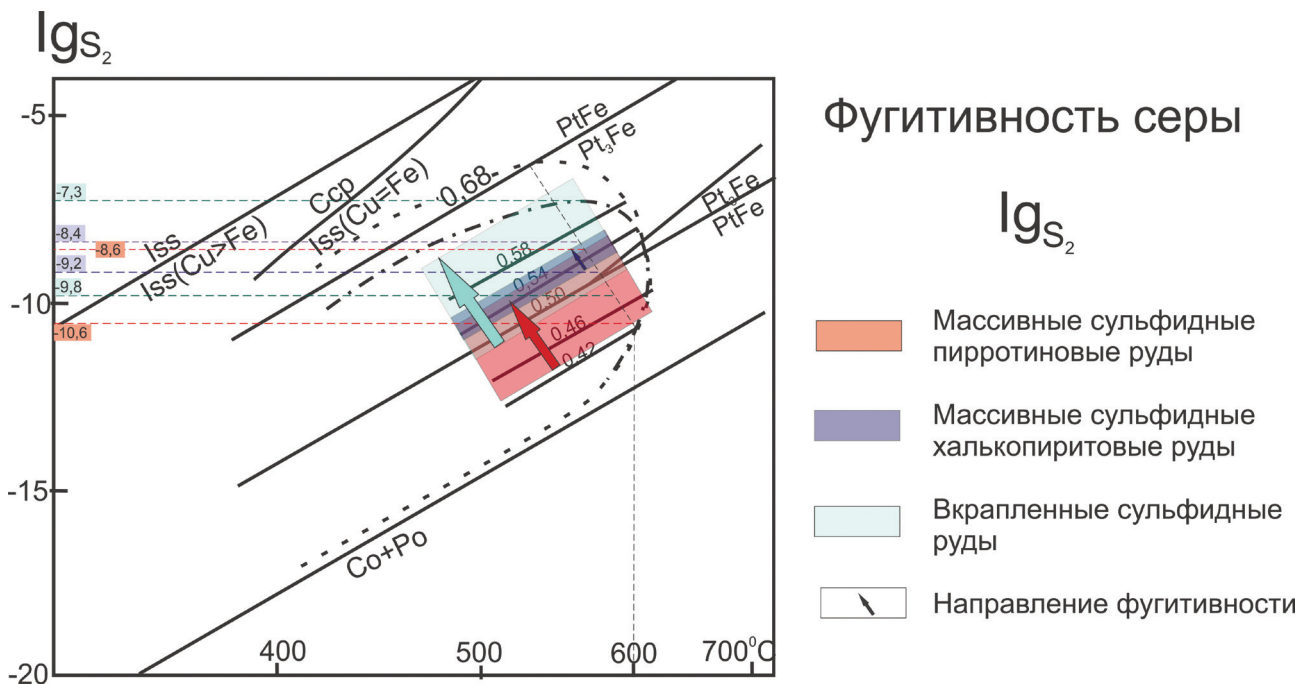


Рис. 1. Физико-химическое состояние пентландита из вкрапленных и массивных руд месторождения Норильск 1 [Vaughan, Craig, 1978; Barton, Skinner, 1967; Колонин и др., 2000; Косяков и др., 2003; Kaneda et al., 1986]

центрации (ppm): Pt 1.68, Pd 5.33, Au 0.28; (2) Po 50–70%, Pn 15–25%, Cp 10–25%, Cb 5%, галенит (Gn) $\leq 1\%$; Py, куперит и Au-Ag сплавы – единичные зерна (до 45% рудных минералов). Концентрации благородных металлов (ppm): Pt 1.31, Pd 4.51, Au 0.09. Третья проба халькопиритовых руд сложена: Cp 50–70%, Pn 15–30%, Cb 12–25% и Po и Py – единичные зерна (55–75% рудных минералов). Концентрации (ppm): Pt 14.33, Pd 30.14 и Au 1.52. МПП представлены куперитом и рустенбургитом; присутствуют Au-Ag сплавы. Халькопиритовые руды более обогащены ЭПГ и проявляют большее разнообразие в минералогии ЭПГ.

Показатель $k = Ni/(Ni + Fe)$ в Pn из рудника Октябрьский имеют следующие значения: для первого и второго образцов пирротиновых руд – 0.40–0.56. Ig/S_2 изменяется от –10.5 до 8.7; для халькопиритовых руд $k = 0.54–0.56$; Ig/S_2 изменяется от –9.0 до –8.5. Таким образом, составы пентландита свидетельствуют, что халькопиритовые руды являются более эволюционированными в отношении фугитивности серы.

Сравнительный анализ всех типов руд показал, что сульфидный расплав вкрапленных руд месторождения Норильск 1 является наиболее эволюционированным по сравнению с сульфидным расплавом массивных руд. Наименее эволюционированными являются массивные пирротиновые руды обоих месторождений (рис. 2).

В ходе изучения МПП образцов «медистых» руд из обоих исследованных месторождений Норильского района было установлено, что разнообразие МПП зависит от эволюции сульфидного расплава. Расплав эволюционирует от высокотемпературного к низкотемпературному, поздние его порции насыщаются медью и летучими компонентами по сравнению с моносульфидным твердым раствором (MSS), из которого образуются пирротиновые руды. Поэтому халькопиритовые сульфидные руды месторождения Норильск 1 отличаются большим разнообразием МПП по сравнению с пирротиновыми рудами обоих месторождений.

Вкрапленные руды месторождения Норильск 1 отличаются еще большим разнообразием по сравнению с массивными сульфидными рудами. Такие различия в минеральных ассоциациях МПП, скорее всего, могли быть связаны с фракционированием сульфида в промежуточной камере. Все халькогены (мышьяк, сурьма, висмут, олово и теллур), с которыми у ЭПГ сильное сродство, в первую очередь переходят в расплав, захватывая с собой ЭПГ. Более легкоплавкая порция мафитового расплава, насыщенная халькогенами, внедряется в камеру становления с сульфидными каплями, образуя вкрапленные руды, обогащенные халькогенидами. Затем происходит внедрение более поздней порции распла-

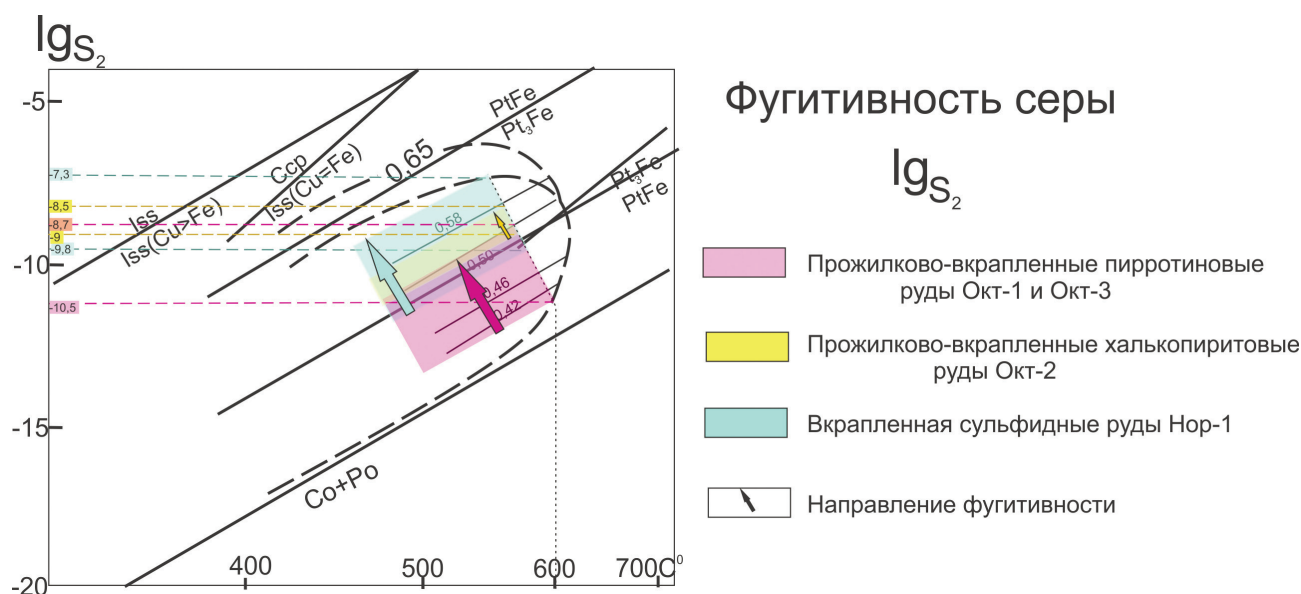


Рис. 2. Физико-химическое состояние пентландита вкрапленных руд месторождения Норильск 1 и прожилково-вкрапленных руд месторождения Октябрьское [Vaughan, Craig, 1978; Barton, Skinner, 1967; Колонин и др., 2000; Косяков и др., 2003; Kaneda et al., 1986]

ва, менее насыщенной халькогенами, из которой в последствии образуются линзы массивных сульфидных руд. Халькопиритовые руды по сравнению с пирротиновыми рудами Октябрьского и Норильск 1 месторождений, фракционируя на месте становления, концентрируют в себе большее количество ЭПГ, поскольку эти элементы накапливаются в более поздних порциях эволюционирующего сульфидного расплава.

ЛИТЕРАТУРА

- Колонин Г.Р., Орсов Д.А., Синякова Е.Ф., Кислов Е.В. (2000) Использование соотношения Ni: Fe в пентландитах для оценки летучести при формировании серосодержащей ЭПГ сульфидной минерализации Йоко-Довыренского массива. *Респ. Рус. акад. науч. Доклады РАН*, 370(1), 87-91.
- Косяков В.И., Синякова Е.Ф., Шестаков В.А. (2003) Зависимость летучести серы от состава фазовых ассоциаций Fe-FeS-NiS-Ni при 873°K. *Геохимия*, 7, 730-740.
- Barton P.B. Jr., Skinner B.J. (1967) Sulfide mineral stabilities. In H.L. Barnes, Ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Holt, Rinehart and Winston, N. Y.
- Kaneda H., Takenouchi S., Shol T. (1986) Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system. *Mineralium Deposita*, 21, 169-180.
- Mansur E.T., Barnes S.J., Duran C.J. (2020) An overview of chalcophile element contents of pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite, and pyrite from magmatic Ni-Cu-PGE sulfide deposits. *Mineralium Deposita*, 56(6806).
- Roeder P.L., Jamieson H.E. (1992) Composition of chromite and co-existing Pt-Fe alloy at magmatic temperatures. *Australian J. Earth Sci.*, 39, 419-426.
- Vaughan D.J., Craig J.R. (1978) *Mineral Chemistry of Metal Sulphides*. Cambridge University Press: Cambridge and London, 493 p.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ САЛЮТ (СИХОТЭ-АЛИНЬ)

Шевырева М.Ж.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

Месторождение расположено в Кемском террейне, являющемся фрагментом тыловой части раннемеловой Самаргинско-Монеронской островодужной системы. Террейн сложен баррем-альбскими терригенными, в основном, флишевыми отложениями, переслаивающимися с вулканитами основного и среднего состава. Ниже общая характеристика месторождения приведена, главным образом, по результатам оценочных и разведочных работ [Дубровин и др., 2019]. Месторождение приурочено к куполу, выполненному в центральной части покровами игнимбритов риодацитов и малыми интрузиями гранитов, сиенитов и других пород приморского (раннесенонского) комплекса. Периферическая часть сложена породами маастрихского андезит-риолит-гранитового, палеоценового риолит-андезитового вулканоплутонических и олигоцен-миоценового андезибазальтового вулканического комплексов, а также ассоциированными с ними позднемеловыми-палеогеновыми и неогеновыми вулканогенно-терригенными отложениями. Из-за многочисленных просадок купол имеет блоковое строение и осложнен кальдерой. Месторождение представлено сложной комбинацией рудоносных зон в гидротермально измененных породах. Они представляют собой сочетания кварцевых жильно-прожилковых систем, жил и прожилков выполнения свободного пространства или метасоматической природы, тел взрывных брекчий, тел адуляр-кварцевого (иногда с флюоритом) состава выполнения полостей с брекчиево-кокардовой, фестончатой, ритмично-полосчатой и крустификационной текстурами. Содержания Au и Ag возрастают с увеличением доли жильного материала, поэтому и минералы благородных металлов в большей мере распространены в верхних частях рудоносных зон. Ниже приведены новые сведения о минералогии, касающиеся некоторых известных ранее минералов (табл. 1) и обнаруженных на месторождении впервые.

Экзогенные минералы благородных металлов представлены акантитом, самородным Ag и аргентярозитом. Акантит обычно слагает включения в пирите (рис. 1а) и арсенипирите. Его образование, являвшееся начальной стадией экзогенного изменения этих минералов, обусловлено присутстви-

Таблица 1. Минеральный состав месторождения Салют и степень распространения минералов по результатам оценочных и разведочных работ [Дубровин и др., 2019]

	Главные	Второстепенные	Редкие
Нерудные	Кварц Адуляр	Хлорит Плагиоклаз Карбонаты Мусковит (серицит) Флюорит	Биотит Сфен Апатит Циркон Барит Шеелит Касситерит
Рудные	Аргентит (акантит)	Пирит Халькопирит Сфалерит Самородное серебро Полибазит Самородное золото Гидрокислы Fe, Cu, Ag, Mn (гетит, куприт, манганозит и др.)	Халькозин Ковеллин Штрומейерит Алтаит-? Пираргирит Марказит Галенит Самородный висмут Теллуриды висмута Гематит

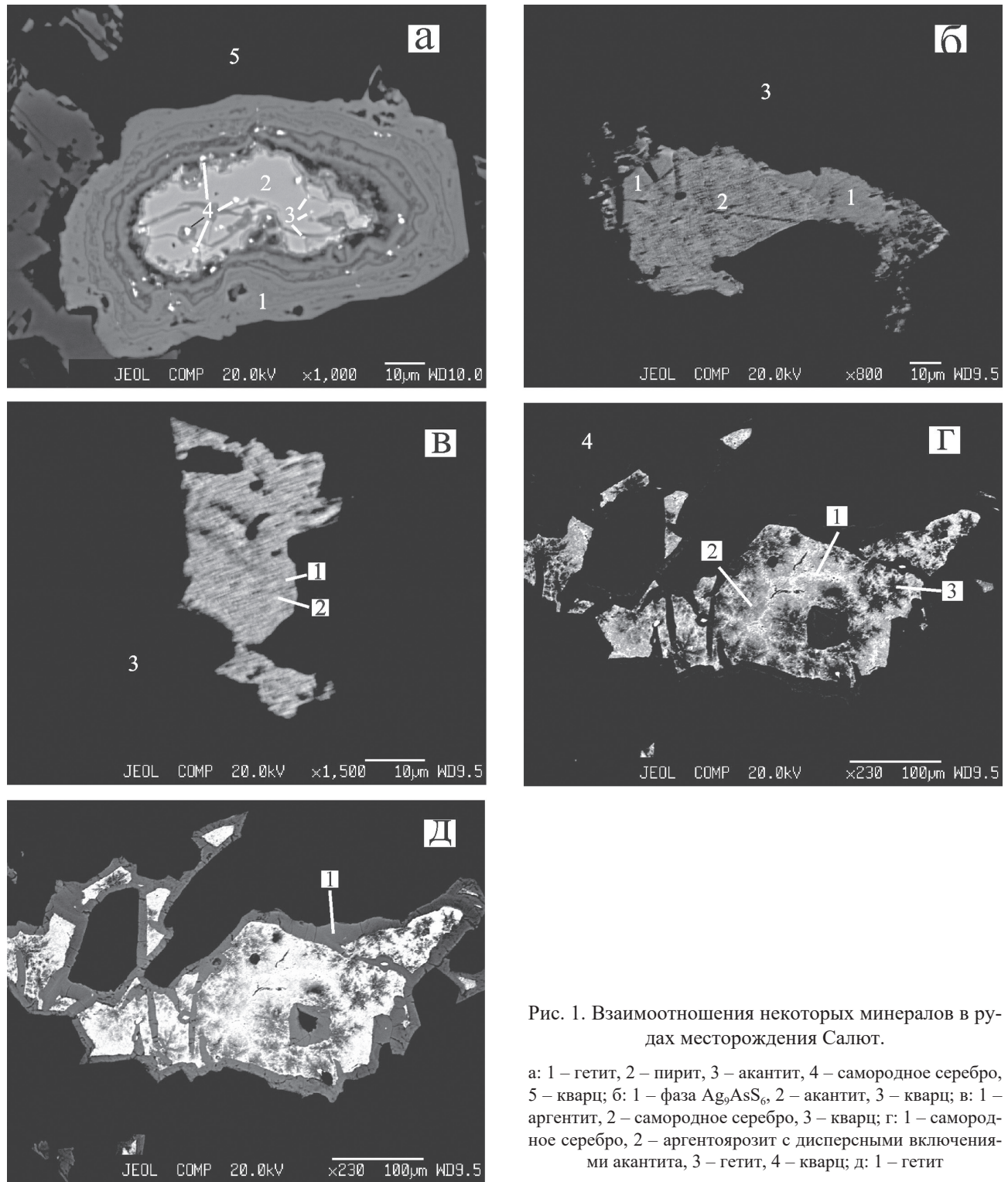


Рис. 1. Взаимоотношения некоторых минералов в рудах месторождения Салют.

а: 1 – гетит, 2 – пирит, 3 – акантит, 4 – самородное серебро, 5 – кварц; б: 1 – фаза Ag_9AsS_6 , 2 – акантит, 3 – кварц; в: 1 – аргентит, 2 – самородное серебро, 3 – кварц; г: 1 – самородное серебро, 2 – аргентярозит с дисперсными включениями акантита, 3 – гетит, 4 – кварц; д: 1 – гетит

ем в них S. Она осаждала из растворов Ag, заимствованное при экзогенном разложении эндогенных Ag-содержащих минералов руд. Экзогенные минералы Ag встречаются также в зернах замещенного арсенопирита (?) сложного строения (рис. 1г), где самородное Ag образует некое подобие сеток. Ячейки выполнены аргентярозитом с мельчайшими включениями акантита и дендритоподобными выделениями гетита. Краевые части зерен представлены каемками гетита (рис. 1д). Иногда акантит возникал также путем замещения соединения Ag_9AsS_6 (рис. 1б). Экзогенные минералы, ассоциирующие с акантитом и самородным Ag из-за особенностей образования последних и широкого распространения As-содержащего (до 1.29 мас. %) пирита и арсенопирита (до 2.23 Sb), представлены, в основном, богатыми Fe, As и S соединениями. К ним относятся гетит – по результатам рентгеноспектрального ми-

кроанализа $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 0.85\text{H}_2\text{O}$, ярозит – $\text{K}_{0.75}\text{Fe}_{2.86}[(\text{SO}_4)_{2.02}(\text{AsO}_4)_{0.04}(\text{PO}_4)_{0.08}]_{2.14}(\text{OH})_{5.11}$, фармакосидерит – $(\text{K}_{1.19}\text{Ba}_{0.06})_{1.25}(\text{Fe}_{3.20}\text{Al}_{0.66})_{3.86}[(\text{AsO}_4)_{3.07}(\text{PO}_4)_{0.07}]_{3.14}(\text{OH})_4 \cdot 6\text{-}7\text{H}_2\text{O}$, фосфатно-сульфатный аналог фармакосидерита – $\text{K}_{1.37}\text{Fe}_{4.04}[(\text{PO}_4)_{1.45}(\text{SO}_4)_{1.08}(\text{AsO}_4)_{0.43}]_{2.96}(\text{OH})_4 \cdot 6\text{-}7\text{H}_2\text{O}$, бендадаит – $\text{Fe}_{3.12}(\text{AsO}_4)_{1.88}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, сульфат железа $\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, скородит – $\text{Fe}_{0.98}[(\text{AsO}_4)_{0.97}(\text{PO}_4)_{0.05}]_{1.02}\text{O}_4 \cdot 1.51\text{H}_2\text{O}$, аргентоярозит – $\text{AgFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, симплезит – $(\text{Fe}_{2.88}\text{Al}_{0.18})_{3.06}[(\text{AsO}_4)_{1.84}(\text{PO}_4)_{0.10}]_{1.94} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, сульфатный аналог фармакосидерита – $(\text{K}_{1.06}\text{Ba}_{0.02})_{1.08}(\text{Fe}_{3.82}\text{Al}_{0.07})_{3.89}[(\text{SO}_4)_{2.79}(\text{PO}_4)_{0.14}(\text{AsO}_4)_{0.05}(\text{SiO}_4)_{0.05}]_{3.03} \cdot 7.26\text{H}_2\text{O}$, $\text{Fe}_4(\text{AsO}_4)(\text{OH})_5$ – $\text{Fe}_{3.98}(\text{AsO}_4)_{1.02}(\text{OH})_5$, а также члены плюмбогуммит-гинсдалитового ряда. Встречаются марокит, коронидит – $\text{Pb}_{1.03}(\text{Mn}_{7.85}\text{Cu}_{0.12})_{7.97}\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, и другие. Эндогенные минералы благородных металлов представлены аргентитом, самородным Ag, богатым Ag тетраэдритом – $(\text{Cu}_{13.81}\text{Ag}_{5.34})_{19.15}(\text{Fe}_{3.75}\text{Zn}_{1.25})_{5.00}\text{Sb}_{7.85}\text{S}_{26.82}$, ялпаитом – $\text{Cu}_{1.03}\text{Ag}_{2.95}\text{S}_{2.02}$, фазой Ag_9AsS_6 – по анализу $\text{Ag}_{8.94}\text{As}_{1.02}\text{S}_{6.04}$, $\text{Ag}_8\text{Sb}_2\text{S}_7$ – $\text{Ag}_{8.29}\text{Sb}_{2.09}\text{S}_{6.62}$, самородным Au и другими соединениями (см. табл. 1). Наряду с ними в рудах встречаются не содержащие Ag или Au эндогенные минералы, такие, как пирит, бертьерит, арсенопирит, самородная Sb, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда теннантит-тетраэдритового ряда $\text{Cu}_{20.69}(\text{Fe}_{1.92}\text{Zn}_{1.45})_{3.37}(\text{As}_{5.08}\text{Sb}_{2.86})_{7.94}\text{S}_{27.39}$ и др. Аргентит (в момент образования, судя по условиям кристаллизации и кубическому габитусу кристалла) образует самостоятельные ксеноморфные выделения или сложные кристаллические агрегаты. Иногда он вместе с самородным Ag слагает структуры распада твердых растворов (рис. 1в). Наблюдались кристаллы теллурсодержащего (до 0.77 мас. %) аргентита в ассоциации с фазой $\text{Ag}_8\text{Sb}_2\text{S}_7$. Самородное Ag встречается в виде включений в аргентите и акантите. Богатая Ag блеклая руда в сростании с аргентитом образует включения в пирите, ассоциирующем с арсенопиритом. Ялпаит образует сростания со сфалеритом, содержащим включения самородного Ag. Фаза Ag_9AsS_6 наблюдалась в виде удлинённых выделений в кварцевых участках полевошпат-кварцевой породы в ассоциации с самородным Au, сфалеритом и аргентитом, содержащим включения самородного Ag. Иногда она частично замещена экзогенными акантитом и самородным Ag. Фаза $\text{Ag}_8\text{Sb}_2\text{S}_7$ наблюдалась в кварце вместе с аргентитом, в виде удлинённых кристаллов ромбического сечения или их агрегатов. В геологической литературе упоминалась в качестве блеклой руды. Самородное Au наблюдалось в сростании со сфалеритом и соединением Ag_9AsS_6 .

Таким образом, в рудах месторождения присутствуют редкие в природе и необычные по составу минералы и минеральные разновидности эндогенного и экзогенного происхождения. Большое влияние на качество руд оказали экзогенные процессы, обусловившие перераспределение Ag на месторождении, причем важнейшую роль в его осаждении играли богатые серой минералы, такие как пирит, арсенопирит и др. Из-за влияния экзогенных процессов в рудах из минералов Ag наиболее распространен акантит. Однако, значительное количество Ag связано, очевидно, и с эндогенными минералами этого элемента, так как они встречаются достаточно часто и, в отличие от акантита, образуют гораздо более крупные зерна и их скопления.

ЛИТЕРАТУРА

Дубровин В.И. и др. (2019) Отчет о результатах оценочных и разведочных работ на рудное золото и серебро, проведённых в 2012–2019 гг. на месторождении Салют в Тернейском муниципальном районе Приморского края, с подсчётом запасов по состоянию на 01.07.2019 г. ООО “Терней Золото”, г. Дальнегорск.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ БОКСИТОВ ЮЖНО-СУХТЕЛИНСКОЙ ПЛОЩАДИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Шепель Е.В., Аюпова Н.Р., Брюхов С.И.

*Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
Миасс, liena-safina@mail.ru*

Южно-Сухтелинский участок (Челябинская область) находится в Арамилско-Сухтелинской структурно-формационной зоне на Южном Урале, которая рассматривается как северное продолжение Магнитогорской мегазоны, глубоко эродированное и шарьированное к востоку на сиалический блок Восточно-Уральской зоны [Пучков, 2000; Сначев и др., 2006]. В геологическом строении участка принимают участие базальты и их гиалокластиты шеметовской толщи ордовика, трахибазальтовый, углеродисто-кремнистый, терригенный комплекс каменноугольной системы и палеоген–неогеновые песчано-глинистые отложения [Тевелев и др., 2002]. Магматические образования представлены мелкими линзовидными телами ордовикских серпентинитов и гранодиоритов карбона.

Нами исследован минеральный состав бокситов, вскрытых в карьере Большой карстовый. Бокситовый горизонт мощностью до 3–4 м залегает на органогенных известняках девона. Для минералогических исследований были отобраны штучные образцы бокситов размером от 10 × 20 до 30 × 30 см. Минеральный состав бокситов изучен с применением рентгеновского анализа (дифрактометр SHIMADZU XRD-6000, Си-анод, графитовый монохроматор, аналитик П.В. Хворов) с количественным определением минерального состава в программе SIROQUANT V4. Микроскопические исследования проводились в отраженном свете с использованием микроскопа Olympus BX51 с цифровой приставкой и камерой для фотографирования DP12. Для определения химического состава минералов применен сканирующий электронный микроскоп Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act: диаметр электронного пучка 1 микрон, ток пучка 15 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, время счета 120 с для пиков, время задержки 10–15% для пиков (аналитик И.А. Блинов).

Исследованные образцы бокситов представлены обломочными оолит-пизолитовыми и яшмовидными разностями. Оолит-пизолитовые бокситы состоят из концентрически-зональных образований шарообразной, овальной и неправильно-округловатой форм диаметром от первых мм до 0.5–0.7 см, равномерно распределенных в основной тонкообломочной железисто-глиноземистой массе кирпично-красного цвета. Яшмовидные бокситы характеризуются тонкозернистой структурой, содержат крупные (до 1.5 см) обособления гематита. Основная масса яшмовидных бокситов также состоит из "микрроолитов", представляющих собой какой-либо обломок, окаймленный одним или несколькими тонкими концентрическими соединениями Fe и Al.

По результатам рентгенодифрактометрических исследований выявлено, что в составе бокситов Южно-Сухтелинского участка основными минералами являются гиббсит (28–49%) и гематит (40–77%). В основной массе оолит-пизолитовых бокситов количество гиббсита и гематита примерно в одинаковых соотношениях (44–49% и 47–49%, соответственно), а для оолитов-пизолитов характерно преобладание гематита (54–60%). Кроме того, в оолитах и пизолитах хорошо диагностируется присутствие корунда (до 21%), а в составе яшмовидных бокситов установлен каолинит (до 20%). Ядро оолитов и пизолитов состоит из реликтовых обломочных гиббситовых зерен, часто с тонкими кристалликами корунда, которое окаймляется чередующимися несколькими (до 6–8) гиббситовыми и гематитовыми зонами, а завершающей каймой во всех случаях является гиббситовая зона. В ядре некоторых оолитов отмечаются хлоритизированные стекловатые обломки. Наблюдается активное замещение глиноземистого вещества гематитом, вплоть до образования сплошных гематитовых оолитов и пизолитов. Для оолитов и пизолитов характерны трещины синерезиса.

Характерной чертой бокситов является присутствие в них биоморфов фораминифер и брахиопод гиббсит-гематитового и гематитового состава, а также наличие многочисленных гиббситовых бактериоморфных трубчатых структур.

Гиббсит представлен шестиугольными табличками, звездчатыми агрегатами в основной массе, оолитах, биоморфах. Кристаллы гиббсита водяно-прозрачные, желтые, оранжевые, красные. Харак-

терной чертой химического состава гиббсита является присутствие широко варьирующих содержаний Fe_2O_3 и SiO_2 . В составе гиббсита отмечаются примеси (до, мас. %): TiO_2 (2.70), Cr_2O_3 (0.87), MgO (0.33) и CaO (0.32). Уменьшение содержаний Al_2O_3 сопровождается увеличением содержаний Fe_2O_3 , вплоть до образования гематита.

Гематит в виде сплошной массы в оолитах и пизолитах слагает концентрически-зональные слои, биоморфозы, образует изолированные обособления колломорфно-почковидной структуры. В химическом составе гематита отмечаются примеси (мас. %): Al_2O_3 (4.20–4.35), SiO_2 (0.78–0.87), V_2O_5 (0.17–0.51), в некоторых случаях TiO_2 и CaO .

Хлорит присутствует в ядре оолитов и в виде самостоятельных хлоритизированных обломочных частиц в основной массе. В составе хлорита отмечается примесь V_2O_5 (до 1.40 мас. %). Гематит в хлорите образует скопления, как бы отделяясь от хлоритового вещества.

Анатаз представлен в виде желтовато-бурых, белых-синеватых хлопьевидных агрегатов, округлых зональных зерен, кристаллов таблитчатых форм. Он обнаружен как в основной массе, так и в оолитах, его содержание в пробах достигает 2%. В составе анатаза установлена примесь Fe_2O_3 (0.80–2.31 мас. %).

Магнетит образует неправильные зерна и октаэдры размером до 20 мкм серого с коричневатым оттенком цвета. Встречается в основной массе и в оолитах и его содержание в пробе варьирует от 2 до 6%.

РЗЭ-содержащий ксенотим обнаружен в основной массе и оолитах как в виде крупных (до 100 мкм) неправильных выделений и короткопризматических кристаллов, а также многочисленных выделений размером до 2–3 мкм. Для ксенотима характерно присутствие тяжелых редкоземельных элементов от Gd до Dy.

Монацит приурочен к межобломочной основной массе боксита, образует изометричные выделения размером до 5–7 мкм.

Циркон в бокситах представлен фрагментами кристаллов и изометрическими кристаллами с новообразованной аутигенной каймой. В химическом составе циркона отмечаются примеси FeO (1.09–2.14 мас. %) и HfO_2 (0.70–0.93 мас. %).

Каолинит образует обособленные овальные или неправильные скопления листочков и пакетов с четкими границами в тонкодисперсной основной массе яшмовидных бокситов. Размеры пакетов колеблются до 0.2 мм. Кристаллы гиббсита в каолините всегда хорошо огранены и прозрачны. Процессы постепенного замещения зерен гиббситом видны на примере частично замещенных обломков крупных червеобразных кристаллов (вермикулитов) каолинита.

Таким образом, для бокситов отмечается интенсивный процесс замещения кластогенного материала Al-Fe веществом с образованием оолитовых и пизолитовых структур и признаки последовательной дифференциации рудного вещества в морских условиях. Обломочная природа бокситов, присутствие в ядре оолитов фрагментов хлоритизированных гиалокластов предполагает, что первичным субстратом для их формирования, скорее всего, являлись широко распространенные на участке исследований гиалокластиты основного состава, занесенные на карбонатные породы. Гиалокластический и фаунистический известковистый материал, превращенный в бокситовидный Al-Fe материал с высоким содержанием минералов титана, а также наличие минералов РЗЭ предполагают подвижность элементов-гидролизатов в процессах преобразования первичного вещества и превращения его в бокситы. Наличие обильного биогенного материала может свидетельствовать о формировании бокситов в условиях газовых просачиваний на морском дне [Масленников, 2021].

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 22-17-00215.

ЛИТЕРАТУРА

- Масленников В.В. (2021) О возможной роли сипового биогальмиролиза в формировании субмаринных месторождений. Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН, 27, 5-9.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 146 с.
- Сначёв А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначёв В.И. (2006) Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 176 с.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А. (2002) Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 120 с.

ТИТАНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ПОРОД ФЕДОТОВСКОЙ СВИТЫ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Шумихина П.Г., Бадьянова И.В.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь

Район исследования находится в Горнозаводском городском округе Пермского края. Исследуемая территория расположена в пределах Западно-Уральской зоны складчатости и западного крыла Центрально-Уральского поднятия. В строении принимают участие породы верхнего рифея [Суслов, 2018]. Моложе этих отложений являются мезозойские отложения кор выветривания. Также здесь присутствуют четвертичные отложения. Территория Горнозаводского района расположена полностью в пределах крупной тектонической структуры первого порядка – Уральской складчатой области (западной части Урало-Сибирской эпигерцинской области завершённой складчатости), в пределах двух тектонических структур второго порядка: Западно-Уральской внешней зоны складчатости (ЗУЗС) и Центрально-Уральского поднятия (ЦУП) [Баранов и др., 2008] (рис. 1).

Интрузивные образования исследуемой территории представлены Линевской группой даек плагиогранит-порфиров и гранитоидами. Полезные ископаемые Горнозаводского района представлены хромитовой рудой, известняками, золотом, платиной, мрамором и алмазами.

Целью данной работы являлось изучение титансодержащих минералов тяжелой фракции шлиховых проб, отобранных из кор выветривания. Две пробы из скважин (1 и 2) и одна проба из шурфа (3) были изучены при помощи минералогического анализа с использованием бинокулярного микроскопа МБС-10, изучен минеральный состав шлиховых проб, отобраны монофракции титансодержащих минералов и приведено морфологическое описание их зёрен, а именно, рутила, лейкоксена, брукита, ильменита и анатаза (по [Бетехтин, 2008]). Минеральный состав тяжелой фракции проб кор выветривания представлен в табл. 1.

В изученных пробах тяжелой фракции преобладает магнетит, за исключением пробы 3, в которой преобладает титансодержащий минерал – брукит (процентное содержание в пробе – 54.3%). Из всех минералов, встречающихся в изученных пробах, реже всего встречается турмалин, который был обнаружен в пробе 1 (процентное содержание в пробе – 0.2%). Из титансодержащих минералов реже всего встречается анатаз.

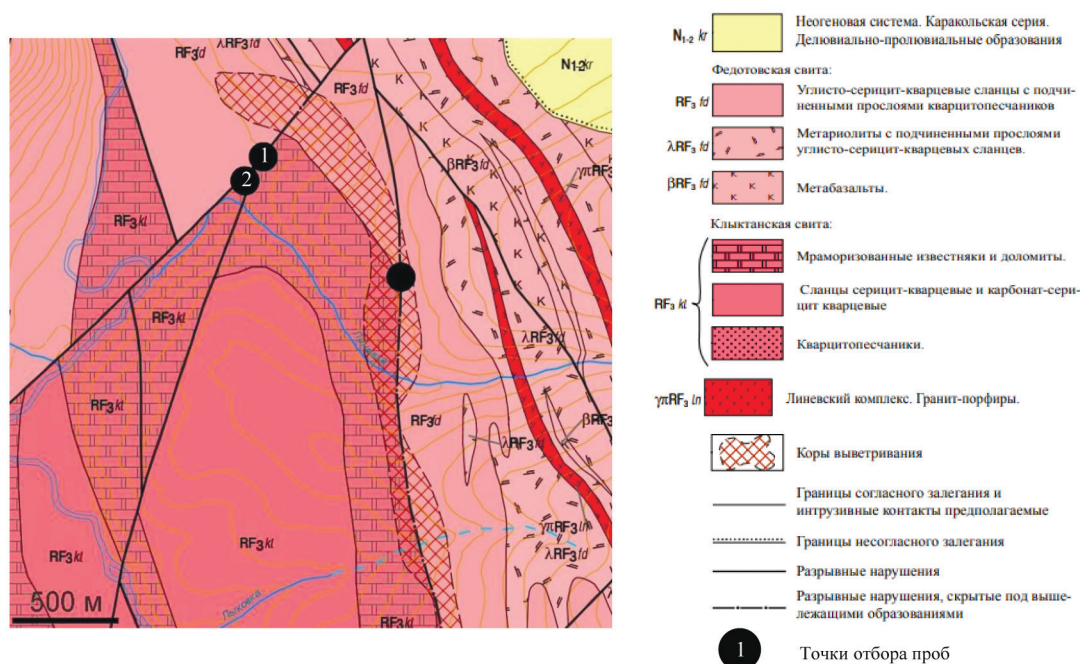


Рис. 1. Геологическая карта с точками отбора проб, масштаб 1:25000

Таблица 1. Минеральный состав тяжелой фракции проб кор выветривания

Минерал/проба	1	2	3
	Содержание в пробе, %		
Рутил	0.4	7.4	0.0
Лейкоксен	0.8	9.8	2.3
Брукит	0.0	0.0	54.3
Ильменит	0.4	0.2	1.1
Анатаз	0.0	0.2	0.0
Циркон	15.3	4.7	12.5
Монацит	6.7	10.8	0.0
Магнетит	61.5	50.8	0.0
Гематит	5.2	4.5	0.0
Пирит	0.0	0.0	0.4
Гидроксид железа	4.83	3.4	0.9
Турмалин	0.2	0.0	0.0
Эпидот	0.0	1.9	0.0
Слюдистые агрегаты	4.2	0.0	0.2
Псевдоморфоза гематита по пириту	0.0	3.8	0.0
Мартит	0.0	2.4	0.0
Целестин	0.0	0.0	1.4
Техногенная стружка	0.2	0.0	26.8
Сумма	100.0	100.0	100.0

По результатам минералогического анализа можно заключить, что в пробах рутил чаще всего встречается в виде окатанных зёрен оранжевого или красного цвета, размером до 0.5 мм. Самое высокое процентное содержание рутила установлено в пробе 2, которое составляет 7.4%.

Лейкоксен представлен зернами от желтовато-белого до светло-коричневого цвета, размером от 0.2 мм до 0.5 мм, с шероховатой поверхностью, иногда угловатыми осколками. Больше всего лейкоксена содержится в пробе 2 – 9.8%.

Брукит встречен в виде кристаллов и их осколков коричневого цвета, размером от 0.2 мм до 0.5 мм. Брукит преобладает в пробе 3, где его процентное содержание составляет 54.3%.

Ильменит представлен уплощёнными ромбоэдрическими кристаллами или их сростками от железно-черного до темно-бурого цвета. В пробах содержание ильменита мало, самое большое содержание в пробе 3, которое составляет 1.1%.

Анатаз встречен был в виде кристаллов и их осколков бледно-голубого и бледно-зеленого цвета, размером около 0.5 мм. Был обнаружен только в пробе 2, где его содержание составляет 0.2% (рис. 2).

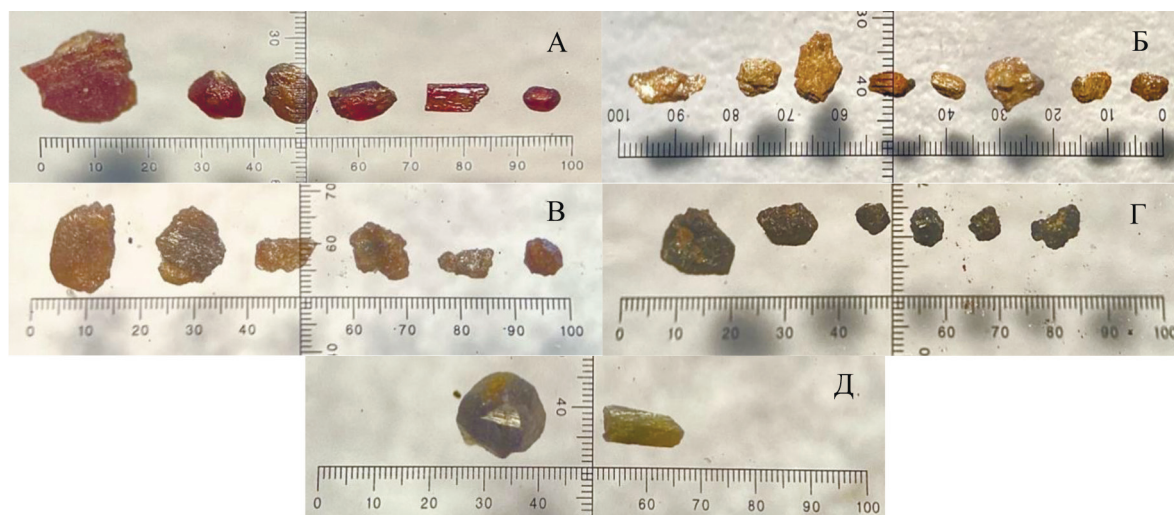


Рис. 2. Фотографии зерен титансодержащих минералов под бинокулярным микроскопом: А – рутил; Б – лейкоксен; В – брукит; Г – ильменит; Д – анатаз

Источником титансодержащих минералов, предположительно, являются углистые черные сланцы, которые в результате внедрения линевских интрузий претерпели метасоматическое изменение. Титансодержащие минералы являются устойчивыми к выветриванию. При разрушении метасоматически измененных углистых сланцев процессами выветривания, эти устойчивые к выветриванию минералы перешли в кору выветривания и накопились в ней.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадьянова И.В. (2018) Коры выветривания верхнерифейских черносланцевых отложений среднего Урала. Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. статей. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т., 80-83.
- Баранов С.В., Будякова Н.Л., Ширинкин А.И. (2008) Схема территориального планирования горнозаводского муниципального района. Москва.
- Бетехтин А.Г. (2008) Курс минералогии. М.: Изд-во «КДУ», 327 с.
- Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А., Лукьянова Л.И. и др. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Лист О-40 – Пермь. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 497 с. + 6 вкл.
- Полезные ископаемые Горнозаводского городского округа Пермского края. URL: https://gornozavodskii.hosting.pstu.ru/files2/files/2015/INVESTOR/poleznie_iskopaemie.pdf

АКЦЕССОРНОЕ МЕДИСТОЕ ЗОЛОТО В ХРОМИТИТАХ АГАРДАГСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (РЕСПУБЛИКА ТЫВА)

Юричев А.Н.

Томский государственный университет, Томск, juratur@yandex.ru

Агардагский ультрамафитовый массив, являющийся одним из наиболее крупных массивов республики Тыва, имеет протяженность ~23 км при ширине до 3.5 км. Он входит в состав Южно-Тувинского офиолитового пояса и структурно приурочен к Агардагской шовной зоне, которая отделяет Сангиленский срединный массив от раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоны [Добрецов и др., 1977]. В строении массива участвуют в разной степени серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, а также аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, которые претерпели интенсивные пластические деформации и постоянно обнаруживают признаки метаморфических пород. В полях развития дунитов выявлено большое количество хромитовых рудопроявлений, которые образуют линзовидные, полосчатые и шпировидные тела [Юричев и др., 2013]. Наряду с ультрамафитами в массиве присутствуют небольшие дайко- и штокообразные тела габбро-диабазов и диабазов, которые нередко превращены в родингиты [Агафонов и др., 2005].

В процессе изучения аншлифов средне-густовкрапленных хромититов, автором были диагностированы микроскопические (до 5 мкм) включения медистого золота. Оно наблюдается преимущественно в виде самостоятельных изолированных выделений, главным образом, в серпентинит-хлоритовом агрегате между зерен хромшпинелидов либо в зонах трещиноватости по ним. Минерал имеет неправильную комковатую форму, с вмято-пластичной и чешуйчатой скульптурой отдельных индивидов (рис. 1).

В его химическом составе существенно преобладают два компонента: золото (58–61%) и медь (30–34%), а серебро диагностируется в виде постоянной примеси (7–9%) (табл. 1). Отмечено, что при достаточно широких границах смесимости золота и меди часто сохраняется их пропорциональное соотношение, стремящееся к $Au/Cu = 2/1$. В отношении других химических элементов диагностированная триада характеризуется «стерильностью».

Выявленное медистое золото обнаруживает значительное сходство с подобными природными сплавами из хромититов арсенидного никель-кобальтового месторождения Бени-Буазера (Марокко) и, в меньшей степени, из родингитов золоторудного месторождения Золотая Гора Карабашского массива Южного Урала (рис. 2).

При этом, как показывают предыдущие исследования, медистое золото в виде природного сплава Au-Cu-Ag нередко является акцессорным типоморфным минералом реститовых ультрамафитовых

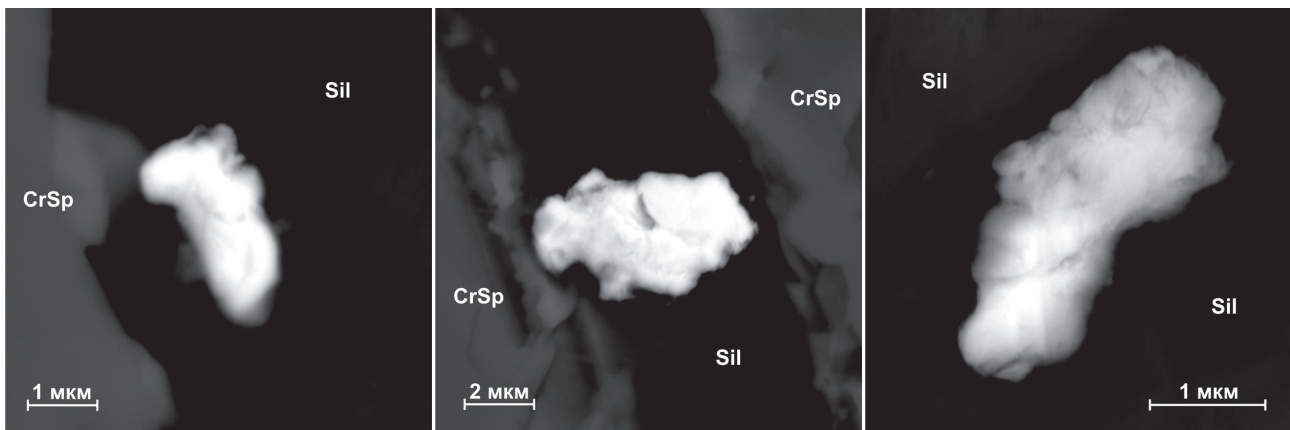


Рис. 1. Акцессорное медистое золото из хромититов Агардагского ультрамафитового массива (микрофотографии в режиме BSE).

CrSp – хромшпинель; *Sil* – силикатная матрица, представленная лизардит-хлоритовым агрегатом

Таблица. 1. Химический состав медистого золота из агардагских хромититов, мас. %

№ п.п.	Au	Cu	Ag	Всего	Формула
1	59.41	31.04	8.52	98.97	$Au_{0.49}Cu_{0.44}Ag_{0.07}$
2	59.99	30.84	8.28	99.12	$Au_{0.50}Cu_{0.43}Ag_{0.07}$
3	59.32	31.57	8.42	99.31	$Au_{0.49}Cu_{0.44}Ag_{0.07}$
4	60.51	30.16	9.20	99.87	$Au_{0.50}Cu_{0.42}Ag_{0.08}$
5	58.96	30.17	9.47	98.59	$Au_{0.49}Cu_{0.43}Ag_{0.08}$
6	60.39	30.45	9.28	100.12	$Au_{0.50}Cu_{0.43}Ag_{0.07}$
7	58.57	34.31	7.19	100.07	$Au_{0.47}Cu_{0.47}Ag_{0.06}$
8	58.12	34.02	7.36	99.5	$Au_{0.47}Cu_{0.47}Ag_{0.06}$

Примечание. Исследование выполнено на Tescan Mira 3 LMU с энергодисперсионным детектор UltimMax100 (Oxford Instruments) в ЦКП «АЦ ГПС», ТГУ (г. Томск). Измерения проводились на вольфрамовом катоде при ускоряющем напряжении 20 кВ и текущем токе 15 нА. Диаметр пучка зонда 1–2 мкм. В качестве стандартов для Au, Ag, и Cu применены чистые металлы. Аналитические линии: $L\alpha$ – для Au и Ag, $K\alpha$ – для Cu.

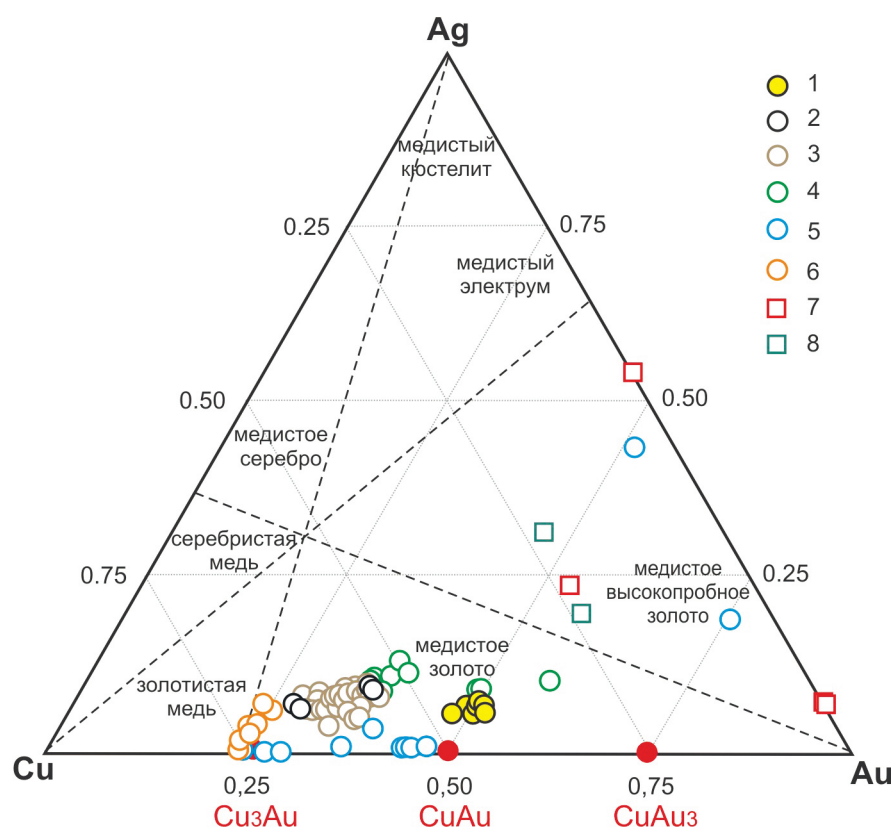


Рис. 2. Тройная диаграмма Cu–Au–Ag с составами (ат. доли) трёхкомпонентных природных сплавов золота, меди и серебра из различных ультрамафитовых объектов.

1 – хромититы Агардагского массива (Южная Тува); 2 – аподунитовые серпентиниты Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян) [Юричев, 2021б]; 3 – хромититы Харчерузского массива (Полярный Урал) [Юричев, 2021а]; 4 – хромититы арсенидного никель-кобальтового месторождения Бени-Буазера (Марокко) [Oen, Kieft, 1974]; 5 – родингиты золоторудного месторождения Золотая Гора (Карабашский массив, Южный Урал) [Murzin et al., 2018]; 6 – хромититы Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) [Кузнецов и др., 2007; Шайбеков и др., 2015]; 7 – мафит-ультрамафиты Хурай-Жалгинского массива (Восточный Саян) [Жмодик и др., 2008]; 8 – ультрамафиты Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян) [Григорьева и др., 2018]. Красными заливками на диаграмме отмечено положение теоретических составов известных природных сплавов меди и золота

массивов Урала, Западного и Восточного Саянов и Тывы (см. рис. 2). Его мобилизацию из большого объема «материнского» лерцолитового субстрата, содержащего элементы триады в состоянии рассеяния, автор склонен связывать с процессами частичного плавления последнего. А последующее перетложение и локализацию минерала в хромититах (силикатные интерстиции между зерен хромшпинелидов) – с наложенными метасоматическими процессами (гидратация).

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л.В., Лхамсурэн Ж., Кужугет К.С., Ойдуп Ч.К. (2005) Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы. Улаанбаатар: Монгольский государственный университет науки и технологии, 224 с.
- Григорьева А.В., Дамдинов Б.Б., Служеникин С.Ф. (2018) Рудная минерализация в ультрабазитах и метасоматитах Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян). Геология рудных месторождений, 60(2), 141-163.
- Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П., Пономарева Л.Г., Савельева Г.Н., Савельев А.А. (1977) Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Н.: Недра, 222 с.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. (2008) Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Изд-во «Гео», 304 с.
- Кузнецов С.К., Онищенко С.А., Котельников В.Г., Филиппов В.Н. (2007) Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Полярного Урала. Докл. АН, 414(1), 67-69.
- Шайбеков Р.И., Кузнецов С.К., Гайкович М.М., Шевчук С.С. (2015) Сульфидная и благороднометаллическая минерализация в хромовых рудах Латоргинско-Кершорской площади Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Литосфера, (1), 75-85.
- Юричев А.Н. (2021) Акцессорная золото-серебряная минерализация из хромититов Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал). Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 332(3), 229-236.
- Юричев А.Н. (2021) Акцессорные минералы золота и серебра в ультрамафитах Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян). Руды и металлы, (4), 109-120.
- Юричев А.Н., Чернышов А.И., Кульков А.С. (2013) Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва). Известия Томского политехнического университета, 323(1), 130-136.
- Murzin V.V., Chudnenko K.V., Palyanova G.A., Varlamov D.A., Naumov E.A., Pirajno F. (2018) Physicochemical model of formation of Cu–Ag–Au–Hg solid solutions and intermetallic alloys in the rodingites of the Zolotaya Gora gold deposit (Urals, Russia). Ore Geology Reviews, 93, 81-97.
- Oen I.S., Kieft C. (1974) Nickeline with pyrrhotite and cubanite exsolutions, Ni–Co rich loellingite and an AuCu alloy in Cr-Ni ores from Beni-Bousera, Morocco. Neues Jahrbuch Fur Mineralogie, Monatshefte, 1-8.

КАРБОНАТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ПРИМОРСКОГО КРАЯ**Якимов Т.С.¹, Шапаренко Е.О.², Томиленко А.А.², Бульбак Т.А.²**¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток,
yakimov-timur@mail.ru*²*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

В работе приведены оригинальные результаты по составу флюидов, извлеченных из глендонита, благодаря одноактному ударно-деструктивному извлечению летучих компонентов из флюидных включений и их беспиролизный хромато-масс-спектрометрический анализ, которые, несмотря на ограниченный объем аналитических данных, представляют научный и практический интерес.

В последние годы участились находки икаита и глендонита в Японском море в ходе научно-исследовательских рейсов ТОИ ДВО РАН, преимущественно, в шельфовой и околошельфовой зонах. Первые исследования биохеомогенных карбонатов данного района опубликованы Р.Б. Шакировым с соавторами в 2020 г., где выдвигалось предположение о том, что икаит служит индикатором потока метана. В литературе генезис икаита и глендонита широко описан и представлен в двух ступенях: 1) икаит – метастабильный аутигенный минерал, образующийся в морских осадках при температуре -1°C вкуче с деструкцией органического материала; 2) при $T +4-5^{\circ}\text{C}$ икаит испытывает дегидратацию, что ведет к псевдоморфизму кальцита и образования глендонита. Поскольку вышеописанное указывает на то, что икаит не что иное, как индикатор углеводородов, то глендонит, следовательно, палеоиндикатор. В следствии чего, появился закономерный вопрос, как решить проблему палеоиндикации прибегнув к современным методам. Поэтому не случайно был выбран хромато-масс-спектрометрический метод.

Состав флюидных включений исследован в образце глендонита обнаруженного на континентальном шельфе Приморского края в районе Татарского пролива Японского моря. Глендонит представляет собой плотную неразмываемую карбонатную конкрецию оливково-серого цвета с пористой микротекстурой внутри. Формы конкреций разнообразны: продолговатая, овальная, почковидная, каплевидная, грушевидная, веретенообразная.

Образцы отобраны из осадка, полученного в результате проведения комплексной научно-исследовательской экспедиции на НИС «Академик Опарин» (рейс № 61), где Глендонит был отмыт на геологическом лотке от пелитового осадка и не подвергался воздействию кислот, растворителей и органических веществ, которые могли бы оказать воздействие на первичный флюид. Беспиролизная газовая хромато-масс-спектрометрия (GC-MS) проводилась в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева в лаборатории термобарогеохимии на газовом хромато-масс-спектрометре Focus GC/DSQ II MS (Thermo Scientific, USA) [Бульбак и др., 2020].

Методом беспиролизной газовой хромато-масс-спектрометрии в составе летучих, извлеченных из флюидных включений в глендоните определены H_2O , CO_2 , широкий спектр углеводородов и S-N-F содержащих соединений. Полученные результаты отображены на хроматограмме (рис. 1). Количество обнаруженных соединений составляет 155 компонентов. Процентное содержание углеводородов с S-N-F соединения достигает порядка 0.8 отн. %, CO_2 составляет 37.6 отн. %, H_2O – 61.6 отн. %. В исследованных флюидных включениях, помимо воды и углекислоты, обнаружены представители 13 гомологических рядов органических соединений. В их число вошли бескислородные алифатические и циклические углеводороды (парафины, олефины, циклические алканы и алкены, арены, полициклические ароматические углеводороды-ПАУ), кислородсодержащие углеводороды (спирты, эфиры, фураны, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты), азот-, серо-, галогенсодержащие соединения. В обнаруженной группе парафинов средние углеводороды преобладают над легкими, что подтверждается отношением $\Sigma(\text{C}5-\text{C}12)/\Sigma(\text{C}1-\text{C}4)$ и составляет 5.1, что также отражено на гистограмме.

Незначительный объем углеводородов (0.8 отн. %) при $\text{CO}_2 \sim 37.5$ отн. % наводит на несколько предположений: небольшое содержание органического вещества подверженного деструкции; миграция углеводородов из минералообразующей среды биохеомогенных карбонатов; низкая растворяющая способность углекислоты. Первое подразумевает под собой логичный вывод, что на момент перекристаллизации минерала органическое вещество почти отсутствовало в донных отложениях. Второе

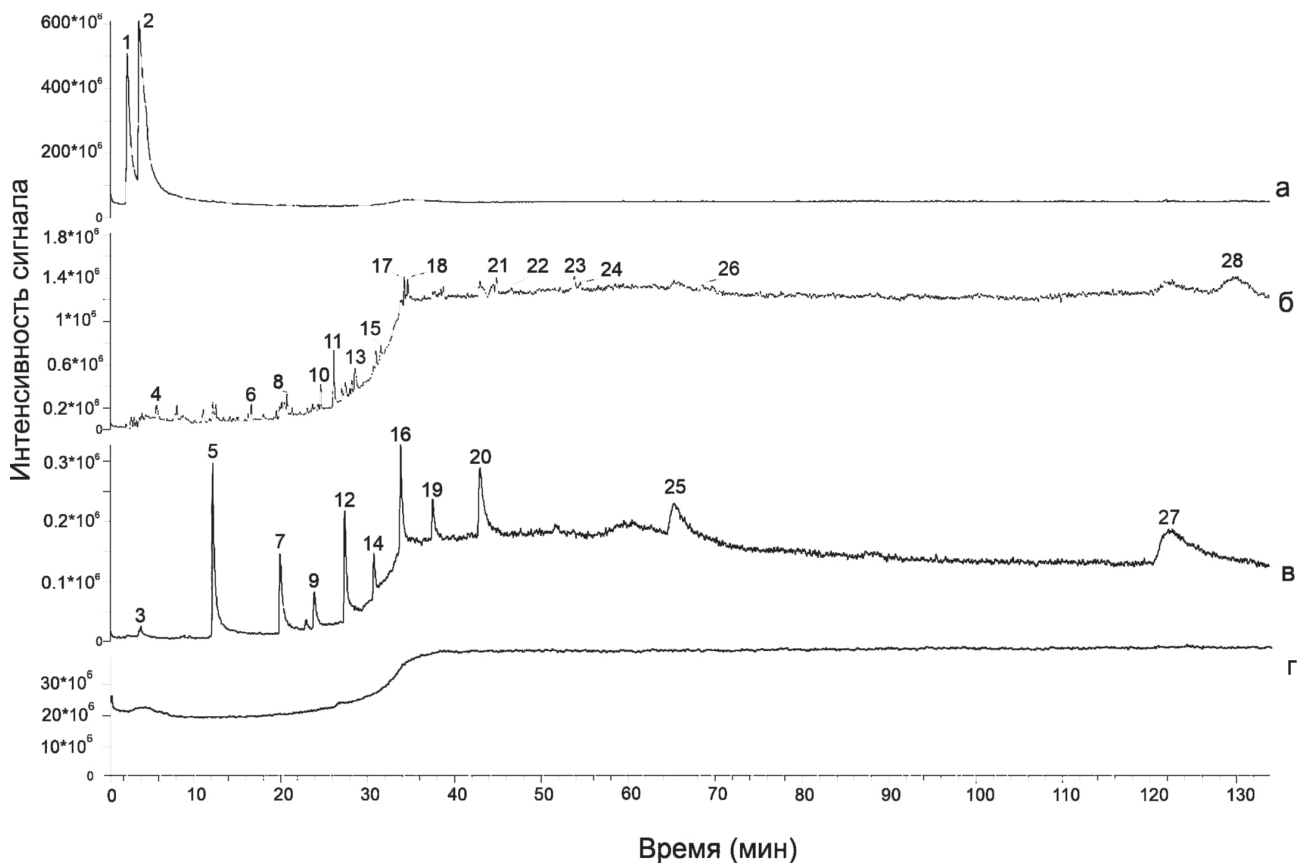


Рис. 1. Результаты GC-MS анализа летучих компонентов, извлеченных из флюидных включений в глендоните.

а – хроматограмма по полному ионному току (TIC) и реконструированные ионные хроматограммы по току ионов: б – m/z (43 + 57 + 71 + 85); в – m/z 60, г – бланк.

1 – диоксид углерода (CO_2), 2 – вода (H_2O), 3 – оксид-сульфид углерода (COS), 4 – 2-Метил-1-пропен (C_4H_8), 5 – н-Уксусная кислота ($\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$), 6 – н-Гептан (C_7H_{16}), 7 – н-Бутановая кислота ($\text{C}_4\text{H}_8\text{O}_2$), 8 – н-Октан (C_8H_{18}), 9 – н-Пентановая кислота ($\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}_2$), 10 – н-Нонан (C_9H_{20}), 11 – 2-Этилгексаналь ($\text{C}_8\text{H}_{16}\text{O}$), 12 – н-Гексановая кислота ($\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_2$), 13 – 2-Этил-1-гексанол ($\text{C}_8\text{H}_{18}\text{O}$), 14 – н-Гептановая кислота ($\text{C}_7\text{H}_{14}\text{O}_2$), 15 – н-Ундекан ($\text{C}_{11}\text{H}_{24}$), 16 – н-Октановая кислота ($\text{C}_8\text{H}_{16}\text{O}_2$), 17 – н-Декалаль ($\text{C}_{10}\text{H}_{20}\text{O}$), 18 – н-Додекан ($\text{C}_{12}\text{H}_{26}$), 19 – н-Нонановая кислота ($\text{C}_9\text{H}_{18}\text{O}_2$), 20 – н-Декановая кислота ($\text{C}_{10}\text{H}_{20}\text{O}_2$), 21 – н-Тетрадекан ($\text{C}_{14}\text{H}_{30}$), 22 – гамма-Декалактон ($\text{C}_{10}\text{H}_{18}\text{O}_2$), 23 – н-Тридеканаль ($\text{C}_{13}\text{H}_{26}\text{O}$), 24 – н-Пентадекан ($\text{C}_{15}\text{H}_{32}$), 25 – н-Додекановая кислота ($\text{C}_{12}\text{H}_{24}\text{O}_2$), 26 – н-Тетрадеканаль ($\text{C}_{14}\text{H}_{28}\text{O}$), 27 – н-Тетрадекановая кислота ($\text{C}_{14}\text{H}_{28}\text{O}_2$), 28 – гамма-Тетрадеканон ($\text{C}_{14}\text{H}_{26}\text{O}_2$)

предположение оперирует тем, что икаит является индикатором газогидратов. Также стоит отметить, что в работах Е.Ю. Буслаевой и М.И. Новгородовой было подмечено, что часть флюидной или газовой фазы, которая захватывается в силу абсорбции кристаллизующейся поверхности, представляет собой ни что иное как микропробу и не может рассматриваться измеряемыми концентрациями с исходной средой минералообразования, явно, превосходящих объемов. Но при этом в работе Andrew Gize отмечено, что углекислота обладает транспортирующей способностью и осуществляет перенос углеводородов, но ввиду высокой доли воды-растворяющая способность диоксида углерода крайне низкая. Авторы склонны придерживаться третьего варианта трактовки. Кислородсодержащие органические соединения доминируют над циклоалканами и алифатическими углеводородами (см. рис. 1), что указывает на наличие в минералогенетической среде свободного кислорода. В статье P.F. Greenwood с соавторами (2013) указал, что карбоновые кислоты могут увеличивать пористость, тем самым способствуя миграции органических комплексов. Флюиды, законсервированные в глендоните, по агрегатному состоянию можно отнести к жидким.

Результаты метода беспиролизной газовой хромато-масс-спектрометрии с ударным разрушением пробы показали состав флюидных включений в глендоните. Растворы флюидных включений разнообразны по видовому составу вещества, характеризуются повышенным содержанием воды ~ 61.6 отн. % и CO_2 ~ 37.5 отн. % и определяются как окисленный водно-углекислотный флюид с пониженным содержанием углеводородов и S-N-F-содержащими соединениями 0.8 отн. %. Малый объем угле-

водородов и азот-сера-галогенсодержащих соединений свидетельствует о низкой растворяющей способности CO_2 , при высокой доле H_2O .

Таким образом, изучение флюидных включений глендонита из Японского моря хромато-масс-спектрометрическим методом позволяет проследить эволюционный период деструкции органического вещества в минералообразующей среде континентального шельфа.

ЛИТЕРАТУРА

Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Гибшер Н.А. и др. (2020) Углеводороды во флюидных включениях из самородного золота, пирита и кварца месторождения советское (Енисейский край, Россия) по данным беспирилизной газовой хромато-масс-спектрометрии. Геология и геофизика, 61(11), 1535-1560. DOI: 10.15372/GiG2020145 EDN IHRPCS.

ПРИЗНАКИ ВКЛАДА ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОБРАЗОВАНИЕ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ CU-U-AU-AG МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛИМПИК ДАМ

Якубович О.В.^{1,2}, Каменецкий В.С.³, Саватенков В.М.^{1,2},
Фокина Е.Л.¹, Королева А.В.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, *Olya.v.yakubovich@gmail.com*

²Институт геологии и геохронологии РАН, Санкт-Петербург

³Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

Месторождение Олимпик Дам, расположенное в Южной Австралии, является уникальным месторождением меди, урана, золота и серебра. Считается, что формирование оруденения происходило в несколько этапов и охватывает широкий диапазон возрастов от 1600 до 500 млн лет (Aruhtina, 2016; Ehrig et al., 2021). На данный момент не существует общепринятой модели формирования этого месторождения.

В этой работе мы изучили фрагмент породы и самородное золото из зоны Yellow-5, расположенной вблизи центральной части комплекса брекчий Олимпик Дам. Главная особенность этой зоны связана с тем, что она характеризуется очень высокими содержаниями золота, до 48 кг на тонну, а золото, преимущественно находится в самородной форме, в отличие от других зон месторождения. Порода представляет собой интенсивно гематитизированную и серицитизированную брекчию гранитов. Самородное золото находится в ассоциации с баритом, также присутствуют мелкие включения Au в кварце. Золото неоднородно по своему химическому составу: примесь меди достигает 23%, и, как правило, обогащенные медью участки тяготеют к периферии зерен.

Изучение изотопного состава гелия в золоте из месторождения Олимпик Дам (SUERC), показало, что гелий имеет сильно радиогенный изотопный состав ($^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-10}$), концентрация гелия в зернах достигает $10^{-3} \text{ см}^3/\text{г}$. U-Th-He возраст самородного золота варьирует от 1250 до >4500 млрд лет ($n = 13$; определение по методике аналогичной описанной в работе [Yakubovich et al., 2020] в ИГГД РАН). При этом наименьшее значение возраста получено по зерну с наибольшей концентрацией урана. Это позволяет предположить существенное влияние захваченного гелия на U-Th-He возраст, и сделать вывод о том, что формирование золота происходило в среде, сильно насыщенной радиогенным гелием. Такие обстановки характерны для минерализации в коровых условиях, в присутствии древних, не имеющих непрерывного обмена с атмосферой, грунтовых вод [Cabral et al., 2022]. Магматические флюиды, как правило, не содержат высоких концентраций гелия, и имеют более высокие $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношения.

Изотопный состав свинца в самородном золоте имеет сильно радиогенный состав (метод TIMS, ИГГД РАН; выделение свинца из золота по методике [Standish et al., 2013]). Полученные данные позволяют построить две Pb-Pb изохроны с возрастом 552 ± 8 млн лет ($n = 3$) и 1420 ± 22 млн лет ($n = 4$). В эти промежутки времени, в соответствии с историей геологического развития региона, породы месторождения Олимпик Дам находились в приповерхностных условиях. Так, 1400 млн лет назад начинается осадконакопление в топографической депрессии комплекса брекчий, а в эдиакарии на породы месторождения ложится комплекс базальных конгломератов. Таким образом, на основе полученных He и Pb данных, можно предположить, что образование самородного золота в зоне Yellow-5 месторождения Олимпик Дам происходило при участии гипергенных процессов.

Органический углерод является хорошим трассером экзогенных процессов. Для того чтобы проверить есть ли в породе из зоны Yellow-5 органический углерод нами был проведен термический анализ гематита из цементирующей матрицы (кафедра геохимии СПбГУ), а также свежий скол породы изучен методом ЭСХА (РЦ ФМИП; СПбГУ). Оба метода показали, что в составе породы есть до 2% термически устойчивых (до 650°C) органических (органоминеральных) соединений. Точная диагностика этих органических соединений на данном этапе невозможна, однако, по результатам ЭСХА можно предположить наличие сложной структуры, вероятно, содержащей ароматические бензольные кольца. Поверхностное загрязнение образцов органическим веществом кажется маловероятным, так как (1) для загрязнений характерен отличный спектр углерода; (2) сигнал сохраняется и после обработки образца ионным пучком.

На основании полученных данных можно сделать вывод о вкладе экзогенных процессов в формирование минерализации уникального месторождения Олимпик Дам. Полученных данных недостаточно, чтобы сделать вывод о масштабах вклада этого процесса в общую минерализацию массива, но достаточно, чтобы сделать предположение, что минералы одновозрастные с самородным золотом (например, уранинит, гематит и REE-фторкарбонаты) тоже были образованы при участии древних гипергенных процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ 22-77-10088.

ЛИТЕРАТУРА

- Apuhtina O. (2016) Distribution, petrology, geochemistry and geochronology of carbonate assemblages at the Olympic Dam deposit. University of Tasmania.
- Cabral A.R., Deng C., Yin R., Yakubovich O.V., Stuart F.M., Tupinambá M., Lehmann B. (2022) Metal recycling tracked by mercury and helium isotopes in platinum–palladium nuggets from Córrego Bom Sucesso, Brazil. *Chemical Geology*, 593, 120752.
- Ehrig K., Kamenetsky V.S., McPhie J., Macmillan E., Thompson J., Kamenetsky M., Maas R. (2021) Staged formation of the supergiant Olympic Dam uranium deposit, Australia. *Geology*, 49(11), 1312-1316.
- Standish C., Dhuime B., Chapman R., Coath C., Hawkesworth C., Pike A. (2013) Solution and laser ablation MC-ICP-MS lead isotope analysis of gold. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 28(2), 217-225.
- Yakubovich O., Podolskaya M., Vikentyev I., Fokina E., Kotov A. (2020) U-Th-He geochronology of pyrite from the Uzelga VMS deposit (South Urals) – new perspectives for direct dating of the ore-forming processes. *Minerals*, 10(7), 629.

Научное издание

**XXVIII Всероссийская научная конференция
Уральская минералогическая школа – 2022**

Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников
академических институтов и преподавателей ВУЗов
геологического профиля

Рекомендовано к изданию
ученым советом Института геологии и геохимии УрО РАН

Редакторы *Р.С. Паламарчук, В.С. Жданова, Д.А. Горбунов*

Компьютерная верстка *Н.С. Глушковой*



Подписано в печать 12.09.22. Формат 60×84 1/8. Печать офсетная
Усл. печ. л. 22,6. Тираж: 100 экз. Заказ №

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620110, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, д. 15
www.igg.uran.ru

Отпечатано в типографии
ООО Универсальная Типография «Альфа Принт»
г. Екатеринбург, пер. Автоматики, д. 2, литера Ж
Тел. (343) 222-00-34 доб. 107, с.т. 8-912-283-69-07

