

Федеральное агентство научных организаций
Институт минералогии Уральского отделения
Российской академии наук

Министерство образования и науки РФ
Южно-Уральский
государственный университет

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2016**

ОТ МИНЕРАЛОГЕНЕЗА К МЕСТОРОЖДЕНИЯМ
Материалы Двадцать второй научной молодежной школы

**METALLOGENY OF ANCIENT
AND MODERN OCEANS–2016**

FROM MINERAL GENESIS TO DEPOSITS
Proceedings of the XXII Scientific Youth School

Миасс
2016

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Научное издание. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. 312 с.

ISBN 978-5-7691-2437-2

В сборник вошли материалы XXII научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям» (25–29 апреля 2016 г.). Первая глава сборника рассматривает проблемы общей геологии и металлогении, включая палеозойские и современные океанические структуры. Отдельные главы посвящены месторождениям черных, цветных и благородных металлов Урала, Сибири, Кавказа, Кольского полуострова, Ближнего Востока, Монголии, Вьетнама, ЮАР и Атлантического океана. В главе месторождений нерудного сырья и актуальных геолого-минералогических исследований приведены результаты изучения рудовмещающих комплексов и минералов России, Бразилии и Колумбии.

Проведение Школы и издание материалов осуществлено при поддержке РФФИ (проект 16-35-10041-мол_г) и Общества экономических геологов.

Илл. 72. Табл. 38.

Ответственные редакторы:

профессор, д.г.-м.н. В. В. Масленников, к.г.-м.н. И. Ю. Мелекесцева

Члены редколлегии: к.г.-м.н. Н. Р. Аюпова, д.г.-м.н. Е. В. Белогуб, к.г.-м.н. Л. Я. Кабанова,
к.г.-м.н. К. А. Новоселов, к.г.-м.н. Е. Е. Паленова, д.г.-м.н. В. А. Попов,
к.г.-м.н. Н. П. Сафина, к.г.-м.н. П. В. Хворов

УДК 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans–2016. From mineral genesis to deposits. Scientific edition. – Miass: IMin UB RAS, 2016. 312 p.

ISBN 978-5-7691-2437-2

Proceedings of the XXII Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans–2016. From mineral genesis to deposits” (April 25–29, 2016) include abstracts devoted to the geology, metallogeny, geodynamics, mineralogy, and geochemistry of mineral deposits from oceanic and paleoceanic structures. The individual chapters consider the results of study of ferrous, base metal, and precious metal deposits of the Urals, Siberia, Caucasus, Kola Peninsula, Middle East, Mongolia, Vietnam, Republic of South Africa, and Atlantic Ocean. The chapter on nonmetallic deposits and topical geological-mineralogical problems include the results of study of ore-hosting complexes and minerals from Russia, Brazil, and Columbia.

Holding of the School and abstract publishing is supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 16-35-10041-мол_г), and Society of Economic Geologists.

Figures 72. Tables 38.

Editors-in-Chief:

Professor V. V. Maslennikov and I. Yu. Melekestseva

Editorial board: N. R. Ayupova, E. V. Belogub, L. Ya. Kabanova, K. A. Novoselov,
E. E. Palenova, Professor V. A. Popov, N. P. Safina, P. V. Khvorov

*Посвящается светлой памяти
Е. К. Мархинина (1926–2016)*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XXII научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям». Школа проводится ежегодно с 1995 г. Институтом минералогии Уральского отделения Российской академии наук (ИМин УрО РАН) и Южно-Уральским государственным университетом (ЮУрГУ, филиал в г. Миассе).

Цель Школы – знакомство студентов и аспирантов с современными принципами металлогенического анализа разновозрастных структур океанического происхождения, достижениями морской и континентальной геологии и геологоразведочного дела. Школа предназначена для координации и повышения эффективности многоуровневой подготовки научных специалистов в области полезных ископаемых из различных вузов и научных организаций геологического профиля России и зарубежных стран. Главной социальной задачей Школы является формирование творческих связей состоявшихся и будущих молодых специалистов и привлечение в науку талантливой молодежи.

За 1995–2015 гг. в Школе участвовало более 1000 студентов из многих российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Бурятского, Воронежского, Иркутского, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Сибирского, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Южного, Южно-Российского технического, Южно-Уральского, Челябинского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого, Киевского, Криворожского, Львовского, Харьковского), Белоруссии (Белорусского), Казахстана (Рудненского индустриального).

В разные годы в Школе участвовали выдающиеся специалисты в области геологии, металлогении и минералогии: академики РАН А. П. Лисицын и В. А. Коротев, член-корреспонденты РАН В. Н. Анфилов, В. Н. Пучков, Е. В. Складов, академики РАЕН Е. К. Мархинин и Ю. А. Богданов. Из иностранных ученых в работе Школы принимали участие профессора С. Скотт (Канада, Университет Торонто), А. Малахов (США, Университет Гонолулу), Р. Китагава (Япония, Университет Хиросимы), Ф. Баррига (Португалия, Лиссабонский университет), П. Герциг (Германия, Фрайбургская горная академия), П. Нимис (Италия, Университет г. Падуа), Ж.-Ж. Оржеваль (Франция, Бюро геологических исследований).

Труды Школы издаются ежегодно под общим названием «Металлогения древних и современных океанов» (продолжающееся рецензируемое издание). Данный выпуск содержит статьи профессоров, студентов и аспирантов разнообразной тематики: от глобальных проблем тектоники, магма- и рудообразования до тонких минералогических исследований с использованием современных методик и аппаратуры. В разделе «Краткие сообщения» опубликованы реферативные сообщения по различным тематикам, в том числе подготовленные юными геологами. Особенно-

стью Школы с 2004 г. является прямая трансляция заседаний в сети Интернет, что позволяет заочным участникам выступать в режиме *on-line*, получать ответы на вопросы и участвовать в дискуссиях. В программу Школы входит полевая экскурсия на месторождения палеоокеанических структур. Неизменным объектом экскурсии является Естественно-научный музей Ильменского заповедника, в котором представлена обширная коллекция минералов из рудных месторождений Мира.

Финансовая поддержка Школе в 2016 г. оказана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 16-35-10041-мол_г) и Обществом экономических геологов.

**Оргкомитет XXII научной молодежной школы
«Металлогения древних и современных океанов–2016»**

Масленников В. В., проф., Институт минералогии УрО РАН – *председатель*
Зайков В. В., проф., Институт минералогии УрО РАН – *почетный председатель*
Анфилов В. Н., чл.-корр. РАН, Институт минералогии УрО РАН
Аюпова Н. Р., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Баррига Ф., проф., Лиссабонский университет (Португалия)
Белогуб Е. В., д.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН – *зам. председателя*
Бортников Н. С., акад. РАН, ИГЕМ РАН
Вотяков С. Л., акад. РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН
Жуков И. Г., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Зайкова Е. В., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Коротеев В. А., акад. РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН
Кривовичев В. Г., проф., Санкт-Петербургский государственный университет
Лисицын А. П., акад. РАН, Институт океанологии РАН
Мелекесцева И. Ю., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН – *ученый секретарь*
Моисеев И. Б., к.г.-м.н., Учалинский ГОК
Муфтахов В. А., доц., Южно-Уральский государственный университет, филиал

в г. Миассе

Новоселов К. А., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Пучков В. Н., чл.-корр. РАН, Институт геологии УНЦ РАН
Симонов В. А., д.г.-м.н., Институт геологии и минералогии СО РАН
Скотт С., проф., Университет Торонто (Канада)
Теленков О. С., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Херрингтон Р., проф., Музей Естественной истории (Лондон, Великобритания)
Юминов А. М., к.г.-м.н., Южно-Уральский государственный университет, филиал

в г. Миассе

Е. В. Зайкова
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
liza@mineralogy.ru

Памяти ученого-вулканолога Е. К. Мархинина

5 февраля этого года на 90 году ушел из жизни Евгений Константинович Мархинин – удивительный человек – ученый, писатель, поэт, ветеран Великой отечественной войны. Его книга «Цепь Плутона» вышла в серии «XX век: Путешествия. Исследования. Открытия», в которую входят произведения В. Обручева, И. Папанина, Ж. Кусто, Т. Хейердала, Г. Тазиева. В издательстве «Прогресс» книга была издана на английском и французском языках.

В 1951 г. Евгений Константинович окончил Московский геологоразведочный институт и четыре года работал в Средней Азии на разведке угольных месторождений. Лучшего распределения он не мог получить, так как отец его был репрессирован. Здесь он стал настоящим геологом-практиком. Затем ему удалось попасть на Камчатку в лабораторию вулканологии АН СССР, где он прошел путь от аспиранта до начальника Камчатской вулканологической станции им. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. С 1962 г. Е. К. Мархинин работал в Институте вулканологии. Только мужественный человек мог руководить лабораторией активного вулканизма, т. е. работать на действующих вулканах.

В 1958 г. Евгений Константинович стал кандидатом, в 1966 г. – доктором геолого-минералогических наук. В 1987 г. получил звание «Заслуженный деятель науки РСФСР», в 1989 – звание профессора. В 1991 г. был избран в действительные члены РАЕН по специальности «Вулканология».

Он изучил десятки вулканов, вулканических извержений и их последствий; разработал методику определения количества газовых компонентов, участвующих в вулканических взрывах; опубликовал с соавторами карты опасных зон для вулканов Камчатки и Курильских островов (1962 г.); описал гидротермы Курильских островов.

Е. К. Мархинин является основателем новой отрасли геологических знаний – биовулканологии. Он первым доказал возможность образования предбиологических соединений в процессе вулканизма, установил определяющую роль вулканизма в формировании не только земной коры, но также атмосферы и гидросферы.

Благодаря Евгению Константиновичу с вулканическими сооружениями Камчатки познакомилась многие геологи, работающие в областях древнего вулканизма, в том числе и работники нашего института. Именно его пример подвиг нас на создание школы «Металлогения древних и современных океанов». Е. К. Мархинин был на одном из совещаний в Миассе в 1983 г. В Миассе издан один из его первых поэтических сборников «Мы – вулкана сыны».

По состоянию здоровья Е. К. Мархинин покинул любимый край вулканов и более двадцати лет жил в городе Туапсе, Краснодарский край. Но он не забыл про вулканы и провел семь международных научных конференций «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы». Его огромный вклад в культурную жизнь города был отмечен в некрологе «Туапсинских вестей»: «Мы потеряли редкого человека, ученого, глыбу, явление и целый интеллектуальный пласт жизни. Спасибо, что он был».

У Евгения Константиновича есть сведения о том, что он из тех «Мархиной», один из которых, кажется при Александре Невском, был прозван «Пушкой» и от него



Е. К. Мархинин на совещании в г. Миассе, 1983 г.

пошли Пушкины. Возможно, с этим связан его поэтический дар. Хотя сама романтичность профессии геолога и вулканолога располагает к написанию стихов. Многие его стихи являются философскими. Последняя книга, пришедшая в г. Миасс в декабре 2015 г., называется «Что есть Бог?».

Хочется немного добавить и о человеческих качествах Евгения Константиновича. Долгие годы в Туапсе у Мархиных было крохотное полуподвальное помещение в городе и дачка у самого моря, где в хорошую погоду поднимался флаг Земли, подаренный ему на международном совещании. Половина дачи постоянно предоставлялась старым и новым друзьям, которые отвечали ему любовью и уважением. Виктор Безенков сделал о нем несколько замечательных фильмов, семейство Волкодавов вносило огромный вклад в проведение конференций. Поражало благожелательное отношение к соседям: одна соседка — полусумасшедшая, постоянно боявшаяся, что ее отравят, вторая — женщина-инвалид с сожителем, живущим без прописки. К обеим он относился с пониманием и уважением. Он любил животных: кошку привез с Камчатки в портфеле.

Огромное место в жизни ученого занимала супруга Ирина Борисовна. Когда-то он въехал в медпункт, где она работала, на лошади, и она стала его женой, другом, ангелом-хранителем. Сменила профессию медика на петрографа, а когда у Евгения Константиновича возникли серьезные проблемы с сердцем, смогла обеспечить ему условия, в которых он еще долго и плодотворно работал.

Закончить заметку хочется строками Е. К. Мархинина, которые И. Г. Волкодав взял эпиграфом к сборнику своих песен на стихи Евгения Константиновича:

*«Если ты геолог, значит
У тебя душа поэта,
Если ты геолог, значит
Ты ученый и солдат...»*

Часть 1. ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

***В. В. Масленников¹, А. Ю. Леин², С. П. Масленникова¹,
В. А. Котляров¹, А. С. Целуйко¹***

*¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
maslennikov@mineralogy.ru*

² – Институт океанологии РАН, г. Москва

«Белые», «черные», «серые» и «мерцающие курильщики» современных и древних океанов (обзор)

К настоящему времени в современных океанах обнаружено более 160 гидротермальных систем действующих и потухших «черных курильщиков». Наиболее значительные результаты по минералогии и геохимии современных сульфидных руд приводятся в работах Ю. А. Богданова, Н. С. Бортникова, А. Ю. Леин, А. П. Лисицына, И. В. Викентьева, И. Ф. Габлиной, Н. Н. Мозговой, Г. А. Черкашева, И. Ю. Мелекесцевой, И. Джонассона, М. Хэннингтона, И. Фуке, С. Скотта, П. Хальбаха, М. Тиви, С. Петерсена, К. де Ронде, Х. Беркенбош, Р. Хеймон и др. Гораздо меньше сведений имеется о минералогии и геохимии древних «черных курильщиков», фрагменты которых в последние годы обнаружены сотрудниками Института минералогии УрО РАН в рудах более 30 колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Понтида, Кипра, Калифорнии, Аппалачей и Хокуроко. Гидротермальные трубы «черных курильщиков» нередко обнаруживают существенные различия в минеральной зональности и типохимизме сульфидов. При изучении минерального и микроэлементного составов древних «черных курильщиков» стало ясно, что высказанное ранее предположение об их идентичности современным гидротермальным трубам подтверждается не полностью. Поэтому назрела необходимость объяснения причин многообразия гидротермальных колчеданообразующих систем не только с позиций рудно-формационного анализа, но и на основе минералого-геохимических исследований гидротермальных труб, зашифровавших различия в условиях минералообразования.

Решение этой задачи предусматривает изучение минералогии и геохимии гидротермальных труб, обнаруженных в рудах метаморфизованных колчеданных месторождений Урала (Дергамышское, Бурибайское, Султановское, Юбилейное, Яман-Касы, Молодежное, Узельгинское-1 и -4, Талганское, Валенторское, Сафьяновское, Александринское, Джусинское и др.), Рудного Алтая (Николаевское, Артемьевское, Зареченское), Понтида (Чейли, Лаханос, Киллик, Кызылкая, Кутлулар), Хокуроко (Мацуки, Мацумине, Аинай, Фурутобе, Эзури, Косака-Учинотай, Косака-Мотояма, Ханава), Аппалачей (Кид-Крик). Эта уникальная по разнообразию труб коллекция «палеокурильщиков», насчитывающая более 1000 образцов, находится в Институте минералогии УрО РАН. В музеях других стран (Япония, Турция, Англия) имеются лишь единичные фрагменты труб «палеокурильщиков», не отражающие всего их многообразия. Для сравнения привлечены данные по гидротермальным постройкам Атлантического (поля Рейнбоу, Брокен Спур, Лаки Страйк, Снейк Пит, Менез Гвен,

Логачев и др.) и Тихого (Хакурей, Суйо, Сюзетта, Пакманус, Северный и Центральный Лау, Галапагосский центр, ВТП 9° с.ш., Гуаймас, Эсканаба) океанов, предоставленных А. Ю. Леин, Ю. А. Богдановым, А. П. Лисицыным, И. Джонассоном, Т. Урабе, П. Херцигом (проекты Президиума РАН, ЮНЕСКО, MinUrals и др.).

В современных гидротермальных системах выделяются, в основном, «белые» и «черные курильщики», реже упоминаются «серые» и «прозрачные (мерцающие) курильщики». Каждый тип характеризуется своими минералогическими особенностями. В пределах каждого типа выделяются различные по составу минеральные разновидности.

«Белые курильщики» поставляют в гидротермальный плюм частички ангидрита, опала или барита. Соответственно, выделяются ангидритовые, опаловые и баритовые трубы с незначительной примесью сульфидов. Ангидритовые трубы формируются по соседству с трубами «черных курильщиков», в основном, на базальтовом или серпентинитовом основаниях СОХ. Предполагается, что температуры формирования «белых курильщиков» самые низкие (до 200 °С). Однако, ангидрит, обладающий ретроградной растворимостью, начинает формироваться при температуре 160 °С и отлагается при гораздо более высоких температурах, достигающих температур «черных курильщиков». Вероятно, следует различать среднетемпературные (160–270 °С) и высокотемпературные (>270 °С) разновидности ангидритовых труб «белых курильщиков». Первые эволюционируют в сфалерит-пиритовые и пирит-сфалеритовые трубы, вторые – в пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы в соответствии с моделью [Наумов, 1983]. Суть модели состоит в первоначальном формировании пористой ангидритовой трубки, в которой осуществляется почти свободная циркуляция холодной, насыщенной кислородом, морской воды, поставляющей и продуцирующей сульфат, осаждающий гидротермальный кальций. По мере запечатывания пор на внутренней стенке такой трубы отлагаются сульфиды в соответствии с температурой гидротермальных сульфидов. Одна из таких изученных нами труб из гидротермального поля 9° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия состоит из гематит-ангидритовой оболочки. Внутренняя часть покрыта тонкой корочкой халькопирита, частично замещенного борнитом. Повышенные содержания Se (579–2734 г/т) в халькопирите свидетельствуют о высоких температурах минералообразования, сопоставимых с температурой «черных курильщиков». Следует отметить, что ангидрит быстро растворяется в морской воде, и его трубы в древних колчеданных месторождениях не найдены.

В отличие от ангидритовых труб баритовые и опаловые трубы «белых курильщиков», скорее всего, формируются в средне- и низкотемпературных условиях, поскольку барит и опал не обладают ретроградной растворимостью. Опаловые трубы имеют более широкое распространение, чем баритовые. Формирование опаловых труб, в основном, происходит за счет кондуктивного остывания флюидов при умеренном участии окружающей океанской воды, недосыщенной кремнеземом. Баритовые трубы «белых курильщиков» распространены на поле Ваи Лили в южной части задугового бассейна Лау Западной Пацифики. Гораздо реже они встречаются на гидротермальных полях СОХ. Исключение представляют гидротермальные поля сегментов СОХ, подверженные влиянию горячих точек (Гора Осевая хребта Хуан-де-Фука, поля Лаки Страйк и Менез Гвен в Атлантике). Другие обстановки, благоприятные для формирования баритовых труб, связаны с рифтами, покрытыми осадками (хребты Эндевор и Эксплорер, трог Эсканаба в Тихом океане). Баритовые трубы «курильщиков» без реликтов ангидрита описаны в рудах месторождений куроко типа

[Shimazaki, Horikoshi, 1990]. Опаловые трубы в рудах колчеданных месторождений пока не обнаружены. Возможно, отложение «скорлупы» ангидрита не происходило ввиду первоначально низких температур гидротермальных струй ($<160\text{ }^{\circ}\text{C}$). В отличие от опаловых, баритовые трубы формируются в конвективном потоке смешения гидротермальных флюидов с морской водой. Барит выпадает либо при избытке Ba^{2+} , либо при доминировании SO_4^{2-} по сравнению с океанской водой. Можно предполагать, что, в отличие от ангидритовых труб, формирование баритовых «белых курильщиков» связано с более зрелыми гидротермальными системами, достигшими стадии разложения полевых шпатов в реакционной зоне, продуцирующей гидротермальные флюиды. В горячих точках благоприятные условия для формирования баритовых труб также обеспечиваются повышенными содержаниями Ba в исходных базальтах. Избыток сульфата мог обеспечиваться окислением H_2S при взаимодействии его с морской водой.

Ангидритовые, баритовые и опаловые трубы при запечатывании пор и повышении температуры могут эволюционировать в сульфидные трубы «черных», «серых» и «мерцающих курильщиков» или диффузеров. Очевидно, часть зрелых «белых курильщиков» образована сульфидными трубами. Скорее всего, они представлены кварц-пиритовыми или барит-сфалеритовыми трубами с незначительным количеством халькопирита. Необходимо отделение таких «белых курильщиков» от других типов сульфидных труб.

«Черные курильщики» являются наиболее изученными. Температура их дыма достигает $350\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$, а сам дым представляет собой взвесь частичек пирротина, пирита, халькопирита и других сульфидов. Строение труб «черных курильщиков», сформированных на базальтовом, серпентинитовом и осадочном субстратах имеет свои особенности. Наружный слой оболочки труб, формирующихся на базальтах, обычно сложен колломорфным пиритом. В среднем слое встречаются марказит и кристаллы пирротина и сфалерита. Во внутренней части оболочки доминирует эвгедральный пирит, сцементированный халькопиритом. Внутренняя стенка трубы последовательно обрастает халькопиритом в ассоциации с изокубанитом, пиритом и сфалеритом. Аналогичное строение имеют пирит-халькопиритовые трубы месторождений кипрского типа (Фигаро, Скуриотисс, Мусулос, Матиатис, Перистерка, Питарокма и Агрокипия) [Oudin, Constantinou, 1984; Little et al., 1999], а также на месторождении Яман-Касы, относящегося к уральскому типу [Maslennikov et al., 2013]. Для этих труб древних и современных «черных курильщиков» редкие минералы не характерны.

Оболочка типичной трубы «черного курильщика», формирующегося на серпентинитах, редко содержит колломорфный пирит. Его место занимают ангидрит, псевдоколломорфный халькопирит, а также дигенит и борнит, каналы заполнены халькопиритом и продуктами распада твердых растворов, близких по составу к изокубаниту и халькопириту. В халькопирите встречаются пентландит, самородное золото, редко арсениды Fe и Co и теллуриды Hg [Богданов и др., 2015], а также станнин [Evrard et al., 2015]. На Дергамышском месторождении (Южный Урал), залегающем среди серпентинитов, нами обнаружены богатые халькопиритом трубы – возможные аналоги современных «черных курильщиков». В некоторых оболочках присутствует колломорфный пирит, псевдоморфозы пирита по пирротину или вторичный кальцит. В халькопирите, заполнившем каналы труб, предварительно определены станнин, кобальтовый пирит и электрум.

Оболочки труб «черных курильщиков», формирующихся на осадочном и базальтовом основаниях СОХ, обычно сложены или карбонатами и ангидритом, или баритом. В каналах доминируют пирротин, высокожелезистый вюртцит, халькопирит и изокубанит. Среди редких минералов встречаются алтаит, тетрадимит, галенит, самородное серебро, блеклые руды, сульфосоли Pb, арсенопирит, сульфиды Bi и Ag, касситерит [Богданов и др., 2006]. Древние аналоги этих труб пока не обнаружены.

«Черные курильщики» формируются на дацитах и осадках трога Окинава [Halbach, Pracejus, 1993]. В своем составе они несут черты характерные, как для «черных» (пирротин, арсенопирит, изокубанит), так и для «серых» (галенит, барит, блеклые руды, сульфиды мышьяка, сульфосоли Pb) «курильщиков», сформированных на дацитовом основании. Близкими древними аналогами являются пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы Николаевского (Рудный Алтай) и Сафьяновского (Урал) колчеданных месторождений, залегающих на дацитах, переслаивающихся с черными сланцами.

«Серые курильщики». Пирит-халькопирит-сфалеритовые «серые курильщики» встречены также на поле 9° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия [Леин, Иванов, 2009]. Также как и в «черных курильщиках», в оболочке труб угадываются псевдоморфозы сфалерита по пирротину. По сравнению с типичными «черными» и «белыми курильщиками» халькопирит «серых курильщиков» содержит на два-три порядка больше сильно варьирующих Sb (7–304 г/т), As (1–385 г/т) и Pb (0.1–311 г/т) (при умеренных содержаниях Se от 66–684 до 1084 г/т). Судя по высоким варьирующим содержаниям Mo (72–2084 г/т) и V (1–579 г/т), гидротермальные флюиды «серых курильщиков» смешивались с океанской водой.

П. Хальбах с соавторами [Halbach et al., 2003] отнес золотосодержащие халькопирит-опал-марказит-пирит-сфалеритовые трубы «серовато-белых (*grayish white*) курильщиков» бассейна Северный Фиджи к специфической разновидности «белых курильщиков». Каналы труб инкрустированы тонкими срастаниями халькопирита, сфалерита и опала, а оболочки, кроме опала, содержат марказит и пирит. В трубах присутствуют обильные сульфосоли Pb, As, Ag и S. В отличие от типичных «белых курильщиков» СОХ они имеют другой механизм формирования [Halbach et al., 2003]. Опираясь на данные о высоких содержаниях хлора во флюидных включениях, авторы заключили, что сфалерит этих труб отлагается из среднетемпературных, бедных сероводородом рассолов, возникших в условиях фазовой сепарации флюидов. Очевидно, к этой же группе относятся обогащенные халькопирит-барит-сфалеритовые «светло-серые» и «белые курильщики» гидротермального поля Пакманус и других островодужных комплексов. Близкие по составу «серые курильщики» имеются на гидротермальных полях Горы Осево [Богданов и др., 2006]. Их особенностью является ассоциация барита и опала в оболочке труб с кристалликами пирротина, наряду с иорданитом и галенитом. В целом, эти «курильщики», в отличие от «серых курильщиков» СОХ, характеризуются еще более высокими концентрациями Pb, Ag, Au, As и Sb. Очевидно, такие «курильщики» являются единственными представителями на Александринском месторождении (Урал), а также на месторождении Косака-Мотояма (Хокуроко). Халькопирит-пирит-сфалеритовые и сфалеритовые трубы с кварцем или баритом нам удалось обнаружить почти на всех месторождения уральского и куроко (баймакского) типов в качестве конечных членов минералогических рядов труб от разновидностей, богатых халькопиритом, к разновидностям, богатым сфалеритом, кварцем и баритом. Для всех этих труб характерна богатая золото-галенит-блекловорудная ассоциация. Их другая особенность – крайне низкие содер-

жания Se (<100 г/т) и Te (<1 г/т) в халькопирите по сравнению с типичными «черными курильщиками».

Богатые халькопиритом трубы высокотемпературных разновидностей «серых» или «темно-серых курильщиков» встречаются в островодужных комплексах Западной Пацифики (например, поля Бразерс и Сюзетта). Температура гидротермальных флюидов «темно-серых курильщиков» достигает 274–302 °C [Berkenbosch et al., 2012]. Предполагается, что темно-серые дымы, в отличие от черных, не содержат частичек пирротина или содержат их в незначительных количествах. В кальдере вулкана Бразерс выделены барит-ангидрит-халькопиритовые и барит-борнит-халькопиритовые трубы «темно-серых курильщиков». В них наблюдается парадоксальное сочетание минералов, характеризующих высокую фугитивность серы (энаргит, теннантит, галенит, иорданит, реальгар, аурипигмент, борнит) с минералами, формирующимися при низкой и умеренной фугитивности серы (пирротин, теллуриды висмута и золота, самородные висмут и теллур) [Berkenbosch et al., 2012]. В борнит-халькопиритовых трубах, кроме пирита, барита, марказита, сфалерита, галенита, теннантита и самородного золота, нами обнаружены многочисленные микровключения теллуrowисмутита, гессита и самородного теллура. Предполагается, что формирование этого типа «темно-серых курильщиков» сопровождалось эманациями магматических газов, включающих Te_2 , Bi, Au и другие летучие компоненты. В отличие от «черных курильщиков» СОХ халькопирит охарактеризованных «серых курильщиков» содержит на два порядка меньше Se и Co. Вероятно, степень окисления флюидов, формирующих «серые курильщики», гораздо выше, чем флюидов «черных курильщиков». Очевидно, близкими древними аналогами «темно-серых курильщиков» и являются пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы с теллуридами (Урал, Понтиды) [Revan et al., 2014]. Однако большинство из них формировалось при низкой фугитивности серы [Масленников и др., 2010; Maslennikov et al., 2013].

«Мерцающие курильщики» или диффузеры выпускают теплые бесцветные растворы (<10–50 °C) и формируются на поздних стадиях развития «черных» и «серых курильщиков». Нередко их объединяют в одну группу с «белыми курильщиками». Теплые истощенные флюиды просачиваются сквозь стенки ульевидных построек, а также куполовидных или шпильевидных окончаний труб «черных» и «серых курильщиков». Низкие температуры выходящих на поверхность флюидов (<10–50 °C) не позволяют транспортировать значительные количества растворенных металлов. Однако в недрах постройки (трубы) температуры и свойства растворов могут существенно отличаться от флюидов, выходящих на поверхность. Это доказывается при искусственном разрушении диффузеров, когда бесцветные эманации вдруг сменяются черными, серыми и белыми. Характерная особенность диффузеров, запечатывающих трубы «черных курильщиков» – значительное количество вюртцита, пирротина и изокубанита при минимальных количествах халькопирита, кристаллы которого могут оконтуривать поры, по которым сочится флюид. Диффузеры, завершившие рост «серых курильщиков», кроме доминирующего сфалерита и барита, содержат немного халькопирита, обильные включения сульфосолей, галенита, аурипигмента и реальгара. В рудных брекчиях древних колчеданных месторождений фрагменты диффузеров обычно не распознаются, поскольку не имеют отчетливой зональности. Однако при определенных навыках в них можно выделить оболочки и небольшие каналы диаметром меньше 1 см. На месторождениях кипрского типа встречаются, в основном, марказит-пиритовые диффузеры со сфалеритом, на месторождениях куроко типа найдены барит-сфалеритовые разновидности, на месторождениях уральского типа

обнаружены обе разновидности. Отделить их от труб «белых (светло-серых) курильщиков» можно по размерам осевых каналов, диаметр которых в диффузерах обычно <1 см. Среди современных «мерцающих курильщиков» следует отметить карбонатные и серные разновидности. Они пока слабо изучены и не имеют древних аналогов.

Таким образом, нами разработаны критерии диагностики древних аналогов «черных, серых, белых» и «мерцающих курильщиков», или диффузеров. Аналоги «черных курильщиков» встречаются лишь на месторождениях атлантического и кипрского типов, залегающих на базальтах и серпентинитах, соответственно. На месторождениях уральского и куроко типов, связанных с бимодальными мафическими и фельзитовыми комплексами, присутствуют, главным образом, аналоги «темно-серых» и «светло-серых курильщиков». Однако аналоги «черных курильщиков» могут быть встречены на некоторых месторождениях алтайского типа, залегающих не только над дацитами, но и над черными сланцами. Аналоги «белых курильщиков» на месторождениях атлантического и кипрского типов отсутствуют ввиду растворения ангидрита. На месторождениях уральского и куроко типов они представлены барит-сфалеритовыми и баритовыми разновидностями. В рудно-формационном ряду от месторождений атлантического и кипрского типов к уральскому и куроко типам в трубах и диффузерах уменьшается количество пирита, марказита и халькопирита, изокубанита и псевдоморфоз пирита по пирротину при возрастании количества сфалерита, кварца и барита. В этом же направлении исчезают теллуриды и сульфоарсениды, нарастает роль золото-галенит-блекловорудной ассоциации, концентрации Se, Sn, Te, Co и увеличиваются содержания As, Sb, Tl и Pb.

Работы выполнялись по гранту РФФИ № 14-05-00630. Авторы благодарят А. П. Лисицына, Ю. А. Богданова, Я. Джонассона, Т. Урабе, П. Херцига за возможность изучения коллекции труб современных «черных курильщиков», а также Р. Ларжа и Л. Данюшевского за методическую помощь в изучении состава сульфидов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией.

Литература

- Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевиц А. М., Гурвич Е. Г. Гидротермальный рудоге-
нез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- Богданов Ю. А., Леин А. Ю., Лисицын А. П. Полиметаллические руды в рифтах Средин-
но-Атлантического хребта (15–40° с.ш.): минералогия, геохимия, генезис. М.: ГЕОС, 2015. 256 с.
- Леин А. Ю., Иванов М. В. Биохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
- Масленников В. В., Леин А. Ю., Масленникова С. П., Богданов Ю. А. Фанерозойские
«черные курильщики» как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера.
2010. № 3. С. 153–162.
- Berkenbosch H. A., de Ronde C. E. J., Gemmel B. J. B., McNeil A. W., Goemann K. Mineralo-
gy and formation of black smoker chimneys from Brothers submarine volcano, Kermadec arc // Eco-
nomic Geology. 2012. Vol. 107. P. 1613–1633.
- Evrard C., Fouquet Y., Moëlo Y., Rinnert E., Etoubleau J., Langlade J. A. Tin concentration in
hydrothermal sulphides related to ultramafic rocks along the Mid-Atlantic Ridge: a mineralogical
study // European Journal of Mineralogy. 2015. Vol. 27. P. 627–638.
- Halbach P., Pracejus B. Geology and mineralogy of massive ores from the Central Okinawa
Trough, Japan // Economic Geology. 1993. Vol. 88. P. 2210–2225.
- Halbach P. E., Tunnicliffe V., Hein J. R. Energy and mass transfer in marine hydrothermal
systems // 89th Dahlem Workshop, Berlin, October 14–19, 2003. 365 p.
- Haymon R. M. Growth history of hydrothermal black smoker // Nature. 1983.
Vol. 301. P. 695–698.

Little C. T. S., Herrington R. J., Haymon R. M., Danelian T. Early Jurassic hydrothermal vent community from the Franciscan Complex, San Rafael Mountains, California // *Geology*. 1999. Vol. 27. № 2. P. 167–170.

Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V., Herrington R. J., Stanley C. J. Tellurium-bearing minerals in zoned sulfide chimneys from Cu-Zn massive sulfide deposits of the Urals, Russia // *Mineralogy and Petrology, Special Issue: Ore deposits of the Urals*, 2013. Vol. 107 (1). P. 67–99.

Oudin E., Constantinou G. Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // *Nature*. 1984. Vol. 308. P. 349–353.

Revan M. K., Genc Y., Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. D. Mineralogy and trace element geochemistry of sulfide minerals in hydrothermal chimneys from Upper-Cretaceous VMS deposits of the eastern Pontide orogenic belt (NE Turkey) // *Ore Geology Reviews*. 2014. Vol. 63. P. 129–149.

Shimazaki H., Horikoshi E. Black ore chimney from the Hanaoka Kuroko deposits, Japan // *Mining Geology*. 1990. Vol. 40. № 5. P. 313–321.

В. Н. Анфилов

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
anfilov@mineralogy.ru*

Тектоника плит:

величайшее заблуждение и выдающиеся открытия

Концепция тектоники плит как альтернатива стабильному положению континентов зародилась в 1915 г. после публикации немецким геофизиком Альфредом Вегенером книги «Происхождение материков и океанов». Идея А. Вегенера о раздвигании океанического дна базировалась на сходстве очертаний береговых линий Африки и Южной Америки. Второе рождение концепции, после которого она овладела умами многих выдающихся геологов и геофизиков, произошло в 1962 г. после публикации статей Р. Дица и Г. Хесса. Идея, высказанная Р. Дицем и Г. Хессом, сводится к тому, что по оси срединно-океанического хребта происходит образование океанической коры, которая симметрично растекается в стороны. Авторами было высказано предположение, что причиной этих движений является тепловая конвекция в мантии. Одним из первых авторов, который попытался обосновать тепловую конвекцию в мантии, был Д. Маккензи с соавторами [McKenzie et al., 1974]. С этого момента, как считает В. Н. Жарков, впервые появилась модель, благодаря которой геология сделала шаг «по переходу из разряда описательных наук в разряд точных наук» [Жарков, 1983]. Прежде чем рассматривать обоснованность модели тепловой конвекции в мантии, рассмотрим некоторые геологические факты, которые категорически не согласуются с концепцией тектоники плит.

1. Идея раздвигания континентов родилась на основе сходства очертаний береговых линий Африки и Южной Америки. Удивительно, что до настоящего времени никто, кроме Е. М. Рудича [1984], не сделал серьезной попытки сравнить геологические разрезы этих материков, которые, согласно идее спрединга, должны совпадать вплоть до мелового или юрского периодов. На рисунке 1 приведена палеотектоническая схема для раннего и среднего рифея, из которой видно, что ни о каком совпадении разрезов рифея для Америки и Африки не может быть речи.

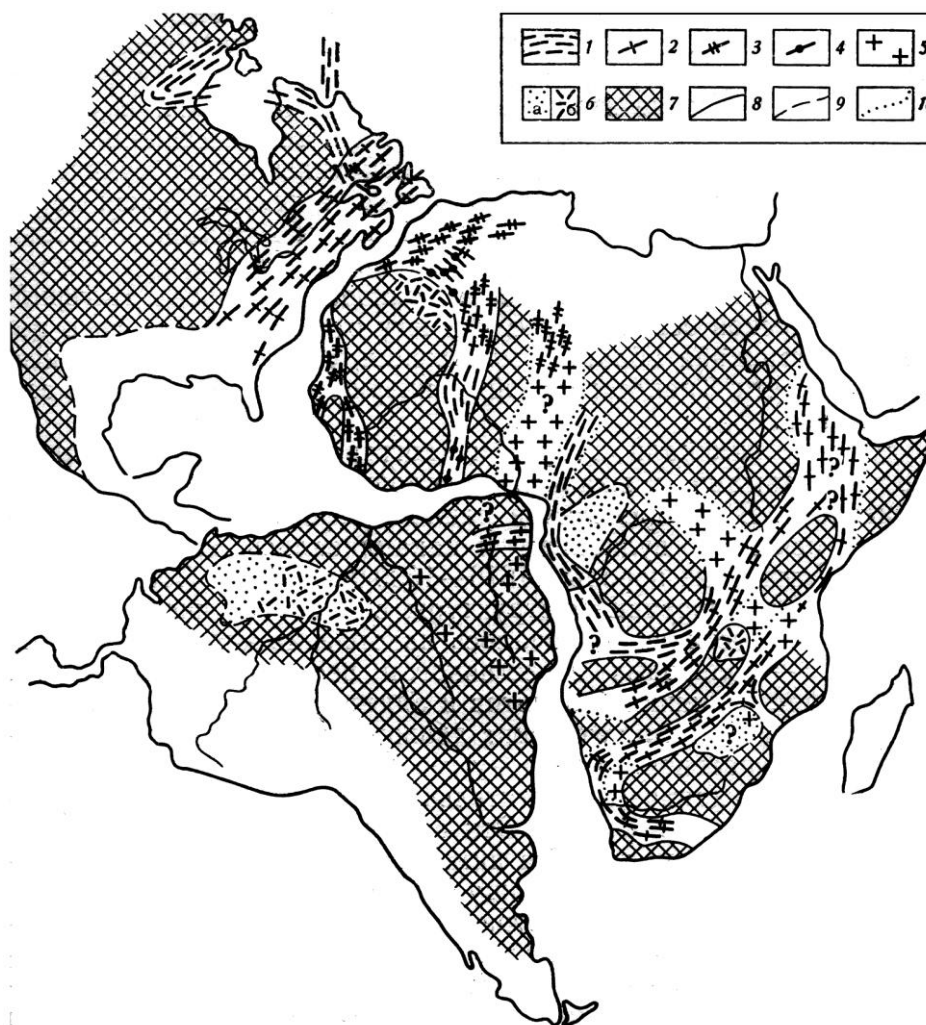


Рис. 1. Сопоставление разрезов рифея Америки и Африки [Рудич, 1977].

1–3 – складчатые пояса; 4 – складки платформенного чехла; 5 – зоны омоложения; 6–10 – платформенные отложения.

2. В 1969 г. было начато глубоководное бурение дна Тихого океана, результаты которого опубликованы в 1978 г. Целью проекта была проверка основных положений тектоники плит. В разных участках дна океана было пробурено более 500 скважин [Рудич, 1984]. В результате ни одно из положений тектоники плит не нашло подтверждения, и в то же время установлены многочисленные факты, противоречащие этой концепции. Отметим некоторые из них. Размещение разновозрастных мелководных осадков относительно осевой линии Срединного хребта не соответствует последовательности, предполагаемой тектоникой плит. В одних и тех же разрезах присутствуют мелководные осадки широкого возрастного диапазона, что категори-

чески противоречит основным положениям тектоники плит. Не обнаружено горизонтальных перемещений блоков океанической коры трансформными разломами. Более того, отдельные блоки в этой области испытали одновременные погружения различной амплитуды. Возраст пород, определенный по магнитным полосовым аномалиям, не соответствует их палеонтологическому возрасту. Профиль скважин, пробуренный через Японский желоб, не подтвердил наличие в этой области зоны субдукции.

3. В последние годы в Срединно-Атлантическом хребте в породах габбро-перидотитового комплекса обнаружены цирконы с возрастом до 3.2 млрд лет [Сколотнев и др., 2010]. Как отмечают Ю. Е. Погребницкий и А. И. Трухалев, этот комплекс по многим параметрам аналогичен породам габбро-перидотитового комплекса Главного Уральского разлома, что коренным образом противоречит концепции тектоники плит [Погребницкий, Трухалев, 2002].

В основе тектоники плит лежат представления о том, что в кристаллической, неравномерно нагретой мантии Земли возникают круговые конвективные потоки, которые способны перемещать литосферные плиты, имеющие мощность до 100 км и горизонтальные размеры в несколько тысяч км [Добрецов и др., 2001]. Идея свободной конвекции в мантии основана на следующем силлогизме:

1. В неравномерно нагретой жидкости возможна свободная конвекция.
2. В определенных условиях твердое тело ведет себя как жидкость.
3. Следовательно, в твердом теле также возможна свободная конвекция.

Считая, что вывод, сделанный на основе двух посылок этого силлогизма, верен, авторы конвективных моделей используют для мантии Земли критерии подобия, которые применяются при описании конвективного теплопереноса в жидкости, полагая, что они применимы и для твердого тела. К сожалению, справедливость этого вывода далеко не очевидна и подобие процессов теплопереноса в кристаллическом веществе мантии и в жидкости требует специального обсуждения.

Единственным условием, позволяющим определить корректность применения к твердой мантии безразмерных параметров, характеризующих конвекцию в жидкости, является безусловное выполнение для нее критериев подобия. Иначе, «можно получить формально верный, но физически ошибочный результат» [Кутателадзе, 1986]. Например, если рассчитывается градиент плотности в мантийной конвективной ячейке с вертикальным размером в 700 км, мы должны быть уверены, что во всем этом интервале среда однородна и, при отсутствии гравитационной неустойчивости в твердой мантии, также как в модельной жидкой системе, реализуется непрерывное адиабатическое распределение плотности. Поэтому при расчете числа Релея мы не имеем права использовать в качестве переменной среднюю плотность вещества мантии, если в ней существуют неоднородности (например, минералы с разной плотностью), в которых отклонения плотности выше ее температурного градиента, обусловленного неравномерным нагревом. О полиминеральном составе мантии свидетельствует наличие в ней переходных зон на глубинах 400 и 650 км, которые связаны с фазовыми превращениями в оливине и пироксене и с распадом оливина на пироксен со структурой перовскита и периклаза [Рингвуд, 1982]. В интервале глубин от 400 до 700 км мантия состоит из оливина, пироксена и Ca-Fe граната. Плотность кристаллических фаз, присутствующих в мантии, варьирует от 4.1 г/см³ у пироксена со структурой перовскита до 3.6 г/см³ у оливина со структурой шпинели, что намного больше изменения плотности, обусловленного ее неравномерным прогревом. Поэтому уравнения, описывающие процесс теплопереноса в однородной среде, в принципе, не применимы для такого материала, каким является вещество мантии.

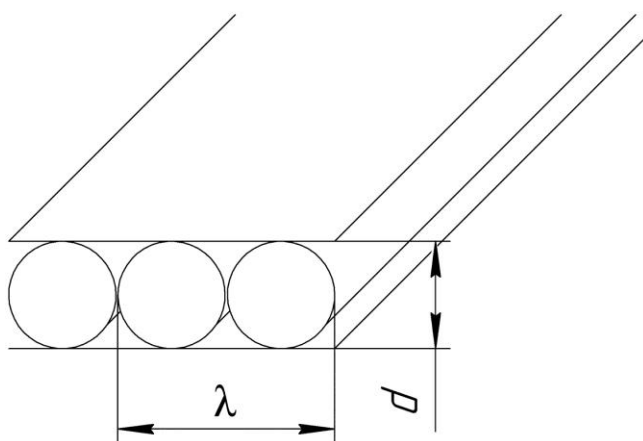


Рис. 2. Соотношение между вертикальным (d) и горизонтальным (λ) размерами конвективных ячеек.

Предположим, что, несмотря на возражения, высказанные выше, конвекция в мантии возможна. При этом возникают следующие проблемы. Максимальный горизонтальный размер конвективной ячейки не может быть больше $1.4 d$ (рис. 2)

[Жарков, 1983]. В. Н. Жарков считает, что для того чтобы конвективный поток мог перемещать литосферные плиты, вертикальный размер конвективной ячейки d должен быть не менее 700 км. Однако при такой величине конвективной ячейки передвигать литосферные плиты размером $10 d$ (7000 км) невозможно, но, как отмечает В. Н. Жарков, увеличить горизонтальный размер ячеек до $10 d$ также невозможно [Жарков, 1983].

Существует вторая проблема. На глубине около 400 км существует переходная зона, обусловленная образованием более плотной модификации оливина. Она фиксируется увеличением плотности на 0.2 г/см^3 . Благодаря скачку плотности основание конвективных ячеек не может опуститься ниже этой границы. Поэтому допустимый вертикальный размер конвективной ячейки не может быть больше 350 км.

Таким образом, главным достижением исследований, инициированных тектоникой плит, является установление системы современных тектонических плит, контурных сочлененными тектономагматическими границами, проходящими не только по дну океанов, но и по континентам. Эта система должна стать основой для построения новой глобальной тектоники, свободной от догм тектоники плит.

Литература

- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, ГЕО, 2001. 409 с.
- Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 406 с.
- Кутателадзе С. С. Анализ подобия и физические модели. Новосибирск: Наука, 1986. 295 с.
- Погребницкий Ю. Е., Трухалев А. И. Происхождение глубинных базит-гипербазитовых пород – ключевая проблема Срединно-Океанического хребта // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. СПб ВНИИОкеангеология. 2002. С. 49–62.
- Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.
- Рудич Е. М. Атлантический океан и дрейф континентов. М.: Наука, 1977. 176 с.
- Рудич Е. М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
- Сколотнев С. Г., Бельтнев В. Е., Лепехина Е. Н., Ипатьева И. С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические условия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
- McKenzie D. P., Roberts Y. M., Weiss N. O. Convection in Earth's mantle: towards a numerical simulation // Journal of Fluid Mechanics. 1974. Vol. 62. Pt. 3. P. 465–538.

В. Н. Пучков
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
puchkv@ufaras.ru

**Взаимосвязь плитных и плюмовых процессов
в глобальном и региональном масштабе.
Плюмовые процессы на Урале**

Проявления плюм-тектоники и плейт-тектоники – суть разные стороны процесса термохимической конвекции [Добрецов, Кирдяшкин, 1993; Пучков, 2009] во всех «твердых» оболочках Земли, кроме внутреннего ядра. Конвекция пространственно разделяется на частично обособленные контуры с разными параметрами, отражающими их различия по фазовому состоянию, составу, температуре, вязкости и скорости движения вещества. Вследствие такого частичного обособления мы можем говорить о кооперации, взаимодействии и взаимовлиянии плейт- и плюм-тектонических процессов и сделать вывод о большом разнообразии этих проявлений, нуждающихся в систематизировании и классификации. Главными тектоническими силами, вызывающими движение плит, признаны интрузивное раздвигание в оси СОХ, погружение плит в мантию под действием силы тяжести, и волочение плит астеносферными течениями, связанными с верхним контуром мантийной конвекции.

Что касается плюмовых процессов, в них преобладают вертикально-направленные силы плавучести разогретых вследствие теплообмена с ядром и насыщенных флюидами и легкоплавкими компонентами отдельных участков мантии, приводящие к подъему обширных районов литосферы, ее растяжению, возникновению грабенов и радиальнонаправленных напряжений, и, в конечном счете, к созданию крупных магматических провинций (КМП) (*Large Igneous Provinces*) [Ernst, 2014]. Вместе с тем, колоссальная энергия суперплюмов расходуется не только на возникновение КМП, но и на усиление и периодическую реорганизацию конвективных течений в астеносфере, а значит, и на движение плит. Кроме того, плюмы взаимодействуют с литосферой – в том числе, толстой и холодной литосферой кратонов, вызывая ее эрозию снизу (со стороны подошвы), понижая сопротивление силам растяжения и разрыва, способствуя рифтогенезу активного типа и распаду континентов и суперконтинентов.

Взаимодействие плюмовых и плейт-тектонических процессов проявляется разнообразно: при сборке и распаде суперконтинентов, при активном рифтогенезе и образовании пассивных окраин континентов вулканического типа, генезисе вулканических цепей с закономерным изменением возраста вулканов на океанических (и реже континентальных) составляющих плит. К этой группе явлений принадлежат и более сложные случаи взаимодействия плюмов с мощными континентальными плитами, когда может происходить возникновение комплексов радиальных даек. Описан феномен «мантийного ветра» и его влияние на форму плюмов и анизотропию окружающей их мантии, с образованием параболических структур. Особое внимание привлекает описанное во многих публикациях взаимодействие плюмов и СОХ, при котором плюмы искажают первичную морфологию СОХ, «притягивая» или расщепляя их, вследствие ослабления литосферы над ними.

Плюмовой активности в субдукционно-коллизионных поясах, наоборот, уделялось незаслуженно мало внимания, несмотря на наличие отдельных очень

основательных региональных исследований, и автор попытался частично компенсировать этот пробел, обсудив эту проблему на примере геологической истории Урала. На Урале вопрос о широком развитии плюмовых процессов был поднят лишь в последнее десятилетие [Пучков, 2010; 2013; Puchkov et al., 2013; 2016], что объясняется сложностью выявления плюмов в древних складчатых областях, где невозможно применение сейсмотомографии, а магматические комплексы частично скрыты под более молодыми осадками, частично эродированы, и вдобавок подверглись интенсивным деформациям.

Петрохимическая характеристика пород плюмов и суперплюмов, при преобладании траппов, может быть очень разнообразной – от пикритов до риолитов, и включать также кимберлиты и карбонатиты. При этом исключаются магматические формации зон спрединга типа I-MORB и надсубдукционных зон.

Благодаря совершенствованию аналитических методов, на Урале геохимический облик магматических пород устанавливается в последнее время с достаточной достоверностью, а возраст их непрерывно уточняется, что при сопоставлении с данными других регионов, приводит к выводу о возможной принадлежности их к плюмам и суперплюмам субглобального масштаба [Краснобаев и др., 2013а; 2013б; Пучков и др., 2011; Puchkov et al., 2013; 2016]. Наиболее перспективными в этом плане являются магматические комплексы Урала (в пределах его западного склона), Пай-Хоя и Новой Земли, где по ним можно предположительно наметить восемь плюмовых и суперплюмовых эпизодов.

1. Вулканизм и малые интрузии нижнего рифея (RF_1). На Башкирском мегантиклинории, вблизи основания нижнего рифея (бурзянская серия), сложенного в основном терригенными и карбонатными отложениями, залегают субщелочные базальты навышской подсвиты. Из пробы этих базальтов получены цирконы магматического габитуса и хорошей сохранности, по которым определен возраст 1752 ± 11 млн лет. Этот возраст принят нами как реперный, приближающийся к возрасту основания нижнего рифея в стратотипическом разрезе [Краснобаев и др., 2013а]. Данная датировка вулканитов вписывается в эпизод магматической деятельности (1750–1780 млн лет), проявившейся на целом ряде континентов.

2. Вулканиты и интрузии среднего рифея (RF_2). В основании среднего рифея залегает машакская свита, сложенная базальтами с подчиненными риолитами, а также терригенными толщами от конгломератов до глинистых сланцев. Свита развита в осевой и восточной областях Башкирского мегантиклинория и резко (на расстоянии 20 км) исчезает к западу, попадая в размыв. Вместе с особенностями химизма вулканитов, это обстоятельство позволяет предполагать, что мы имеем здесь западный борт грабена.

Возраст машакской свиты в последнее время был существенно уточнен U-Pb анализами по цирконам в трех лабораториях (SHRIMP во ВСЕГЕИ, в аналитическом Центре университета Кертин, Австралия и CA-IDTIMS в аналитической лаборатории Университета Бойси, США) [Краснобаев и др., 2013б; Puchkov et al., 2013]. Риолиты машакской свиты, расположенные в 300 м выше основания среднего рифея, датированы в пределах 1380–1385 млн лет. Это совпадает с ранее полученной по нашим образцам U-Pb методом (бадделеит) датировкой Главной Бакальской дайки, рвущей бакальскую свиту (1385.3 ± 1.4 млн лет), и ранее опубликованным датировкам Бердяшского плутона и Кусинско-Копанской интрузии. Генетически значимым представляется отнесение к машакскому уровню карбонатитового комплекса Сибири, поскольку карбонатиты обычно сопровождают КМП [Ernst, 2014].

Нами показано, что машакское магматическое событие распространялось далеко за пределы области развития машакской свиты – на участки развития раннего рифея в Башкирском мегантиклинории в виде даек и силлов южной периклинали Тараташского поднятия и на смежную часть Восточно-Европейской платформы в виде долеритов в скважинах Мензелино-Актанышская-183 и Восточноаскинская-1, Палью-1 на Тимане; вулканы этого возраста известны в Гренландии, Лаврентии, на Сибирском кратоне. Как и в случае с рубежом 1750 млн лет, машакский вулканизм может представлять собой магматическое событие субглобального масштаба на суперконтиненте Нуна [Puchkov et al., 2013].

3. Верхний (RF₃) и низы завершающего (RF₄) рифея. В верхнем рифее вулканы неизвестны. В последнее время стратиграфия вулканогенно-терригенной толщи на восточном крыле Башкирского мегантиклинория, которая раньше выделялась в качестве аршинской свиты и относилась к нижнему венду, была пересмотрена. Эта свита переведена нами в ранг серии в составе четырех свит. Изучение цирконов, выделенных из вулканогенных пород игонинской свиты, позволило прийти к выводу о полихронности аршинского вулканизма – о проявлении двух основных этапов в его эволюции с рубежами 707.0 ± 2.3 и 732.1 ± 1.7 млн лет [Puchkov et al., 2013]. Вблизи этих вулканитов находятся комагматичные им Бурангуловский и Мазаринский габбро-гранитные массивы того же возрастного уровня. В связи с этим предложено выделять аршинскую серию в качестве завершающего рифея (RF₄, аршиний), в границах примерно 750–600 млн лет. Помимо вышеуказанных магматических пород, в терминальном рифее предполагается развитие мисаелгинского интрузивного комплекса, который представлен двумя дифференцированными феррогаббродиабаз-пикритовыми телами, расположенными в западной части Тараташского выступа. Возраст диабаз из этих тел – 726 ± 13 млн лет (Rb-Sr метод). На платформе в скважине 1-Кипчак описаны лавовые потоки измененных трахибазальтов, датированные Rb-Sr методом как 730 млн лет. Все эти магматические проявления вписываются в гипотетическую КМП, возникшую на самом крупном фрагменте распадающегося суперконтинента Родиния.

4. Верхи завершающего рифея. К аршинию может быть отнесена также более молодая Кирыбинская расслоенная перидотит-пироксенит-габбровая интрузия, расположенная на северо-востоке Башкирского мегантиклинория, которая была датирована как 680 ± 3.4 млн лет. По данным В. М. Горожанина (устное сообщение), к ним по возрасту (689 ± 5 млн лет, Rb-Sr метод) близки оливиновые базальты Кривой Луки. Близкие по возрасту магматиты известны и в Кваркушском антиклинории. Это шегровитский комплекс трахибазальтов – 672 ± 22 млн лет, журавликовский верлит-габбро-гранодиоритовый – 671 ± 7.5 млн лет, Троицкий гранитоидный – 671 ± 24 млн лет. Близкий возраст имеют базиты Онежского грабена: 667 ± 31 млн лет. Это могут быть фрагменты скрытой КМП.

5. Ордовикские вулканы и дайки, связанные с грабеновыми фациями. Образование грабеновых фаций – грубообломочных толщ весьма переменной мощности, сопровождаемое субщелочным вулканизмом, связано на Урале с рифтогенезом, который предвещает заложение пассивной континентальной окраины и океанического бассейна [Пучков, 2010]. Наличие обширной области магматических проявлений позволяет отнести сформировавшуюся окраину к вулканическому типу, образование которого предполагает наличие плюмовой компоненты и выражается в формировании КМП. Аналогичные комплексы отмечаются на востоке Сибирского кратона.

6. Позднеордовикско-силурийский магматический комплекс. Конкордантные U-Pb (SHRIMP) датировки цирконов получены для субщелочных базальтоидов, залегающих в поле развития айской свиты, среди аршинской серии в Тирлянской мульде, вблизи машакской свиты на р. Кузьелга и на хр. Бол. Шатак. Все датировки укладываются в узкий интервал 435–455 млн лет (конец ордовика – лландовери) [Пучков и др., 2011]. Из событий, ранее известных на Южном Урале, лишь одно относительно близко к ордовикско-силурийскому интрузивному этапу по возрасту и территориально, а возможно, и генетически: это возникновение большей части Ильмено-Вишневогорского щелочного карбонатитового комплекса (410–446 млн лет), испытавшего затем преобразования на коллизионных рубежах позднего девона и перми.

7. Девонский магматизм. Новый обзор геологических данных и изотопных определений возраста долеритовых даек и вулканических излияний на всем протяжении Урало-Новоземельской складчатой области указывает на наличие в ней девонских дайковых роев и связанных с ним эффузивов [Ernst, 2014; Puchkov et al., 2016]. Один из этих роев имеет субмеридиональное простирание и связан с несколькими импульсами магматизма (в том числе верхнедевонским) в пределах пассивной окраины Восточно-Европейского континента (точнее Лавруссии). Второй выявляется на Пай-Хое и имеет по U-Pb определениям франско-фаменский возраст и северо-западное простирание. Третья область базальтового вулканизма (палеонтологически датированные базальтовые излияния поздне-среднедевонско-раннефранского возраста) широко представлены на Новой Земле. Все эти магматические проявления на период их формирования принадлежали восточному флангу Днепровско-Кольской КМП.

8. Триасовый магматизм. Триасовая КМП, наложившаяся на большую часть Урало-Новоземельской складчатой зоны, охватывает огромную территорию, включая Западно-Сибирскую плиту, Таймыр, Кузбасс и Сибирскую платформу, и эту провинцию следует называть Урало-Сибирской [Пучков, 2010]. Магматические события на границе перми и триаса можно рассматривать как проявления гигантского суперплюма. На Урале и в Приуралье к ним принадлежат излияния трапповых базальтов триасового возраста, развитые в Тургае, Челябинском районе Южного Урала, в Сосьвинском грабене, на западном склоне Полярного Урала, а также отдельные проявления триасового магматизма на Пай-Хое. С плюмами на Урале связан целый спектр полезных ископаемых [Puchkov, 2016].

Литература

Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г. Применение двухслойной конвекции к структурным особенностям геодинамики Земли // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 1. С. 3–26.

Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Бушарина С. В., Лепехина Е. Н. Цирконология навьюшских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Доклады академии наук. 2013а. Т. 448. № 4. С. 1–6.

Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н., Бушарина С. В., Сергеева Н. Д., Падерин И. П. Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013б. Т. 21. № 5. С. 3–20.

Пучков В. Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника 2009. № 1. С. 3–22.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пучков В. Н. Плюмы в истории Урала // Бюллетень МОИП. Отделение геологии. 2013. № 4. С. 64–73.

Пучков В. Н., Козлов В. И., Краснобаев А. А. Палеозойские U-Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория // Геологический сборник ИГ УНЦ РАН. 2011. № 9. С. 36–43.

Ernst R. E. Large igneous provinces. Cambridge University press, 2014. 633 p.

Puchkov V. N. General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why // Ore Geology Review. 2016. doi:10.1016/j.oregeorev.2016.01.005.

Puchkov V. N., Bogdanova S. V., Ernst R., Söderlund U. et al. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. 2013. Vol. 174. P. 109–124.

Puchkov V. N., Ernst R. E., Hamilton M. A., Söderlund U., Sergeeva N. A Devonian > 2000-km long dolerite swarm belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswell // GFF. Journal of the Geological Society of Sweden. 2016. Vol. 138. Is. 1. P. 6–16.

А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

maslov@igg.uran.ru

Литогеохимические особенности отложений и палеогеодинамические реконструкции¹

Конец XX столетия ознаменовался значительным расширением исследований областей, переходных между континентами и океанами. Для интерпретации обстановок формирования распространенных здесь терригенных ассоциаций активно привлекаются данные об их валовом химическом составе. На их основе в 1980-х гг. разработаны дискриминационные диаграммы, широко вошедшие в практику исследований. Так, для разграничения отложений активных и пассивных континентальных окраин предложена диаграмма $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ [Maynard et al., 1982]. В целях идентификации тектонических обстановок накопления палеозойских граувакк созданы диаграммы $(Fe_2O_3^*+MgO)-K_2O/Na_2O$, $(Fe_2O_3^*+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ и др. [Bhatia, 1983], а несколько позднее – диаграмма SiO_2-K_2O/Na_2O [Roser, Korsch, 1986]. В работе [Bhatia, Crook, 1986] для выводов о геодинамической природе терригенных отложений использованы диаграммы Th–La–Sc, Sc–Th–Zr/10 и Sc/Cr–La/Y.

В основу построений [Maynard et al., 1982] положено представление о том, что рециклированные, зрелые терригенные образования, свойственные областям со спокойной тектоникой (платформы и пассивные континентальные окраины), характеризуются преобладанием K_2O над Na_2O и SiO_2 над Al_2O_3 . Напротив, присущие областям активной тектоники незрелые породы (граувакки и др.) характеризуются относительно небольшими величинами K_2O/Na_2O и SiO_2/Al_2O_3 . Примерно такой же принцип заложен в основу диаграммы SiO_2-K_2O/Na_2O [Roser, Korsch, 1986]. На графиках [Bhatia, 1983] отчетливо выражены изменения химического состава терригенных

¹ В основу настоящего сообщения положены материалы статьи: Маслов А. В., Подковыров В. Н., Мизенс Г. А., Ножкин А. Д., Фазлиахметов А. М., Малиновский А. И., Худолей А. К., Котова Л. Н., Купцова А. В., Гареев Э. З., Зайнуллин Р. И. Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления // Геохимия. 2016. № 6. В печати.

пород от океанических островных дуг к зрелым/приконтинентальным, и далее к породам континентальных окраин: снижение TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, рост $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$.

Кейс № 1. На примере отложений нижнего и среднего рифея Учуро-Майского региона (УМР) и Башкирского мегантиклинория (БМА) рассмотрена возможность использования указанных диаграмм для расшифровки палеогеодинамических обстановок формирования платформенных осадочных последовательностей. В УМР к рифею относятся учурская (RF_1), аимчанская и керпыльская (RF_2), лахандинская и уйская (RF_3) серии [Маслов и др., 2012]. Терригенные и карбонатно-терригенные последовательности бурзяния (RF_1) и юматиния (RF_2) в УМР накапливались, согласно геологическим данным, в относительно небольших эпикратонных бассейнах. В начале позднего рифея был сформирован глубоководный рифтогенный прогиб, развитие которого завершилось ~940–950 млн лет назад. Типовой разрез рифея БМА объединяет бурзянскую (RF_1), юматинскую (RF_2) и каратаускую (RF_3) серии. В бурзянии и юматинии здесь существовали небольшие эпикратонные бассейны; для каратавия реконструируется латеральный ряд формаций, присущий океаническому бассейну. В самом начале бурзяния и юматиния на территории БМА имели место процессы внутриконтинентального рифтогенеза.

На диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ практически все точки составов *песчаников* нижнего и среднего рифея УМР локализованы в области значений, типичных для терригенных образований пассивных континентальных окраин (ПКО). На диаграмме $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ситуация несколько иная – подавляющая часть точек псаммитов тяготеет к области составов, свойственных песчаникам ПКО, а точки песчаников тоттинской свиты (RF_2) расположены в полях активных континентальных окраин (АКО) и океанических островных дуг (ООД). Последнее может быть связано с постепенной активизацией тектонических процессов, приведшей к рифтогенной деструкции и орогенезу уйского времени. На диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})-\text{TiO}_2$ точки псаммитов учурской, аимчанской, керпыльской и лахандинской серий демонстрируют существенный разброс. Достаточно неопределенная ситуация с распределением точек песчаников нижнего и среднего рифея УМР наблюдается и на диаграмме F1–F2. Если обратиться к анализу соотношений Th, La и Sc в псаммитах УМР то можно видеть, что на диаграмме Th–La–Sc последние тяготеют, в основном, к полю песчаников континентальных окраин. В то же время, ряд точек псаммитов аимчанской и керпыльской серий расположен в поле составов, характерных для периферии зрелых/приконтинентальных островных дуг (ЗОД).

Глинистые породы нижнего и среднего рифея УМР на диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ также практически полностью отвечают полю ПКО. На диаграмме $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ подавляющее большинство точек глинистых пород учурской, аимчанской, керпыльской и лахандинской серий также расположено в поле ПКО. К полю АКО на данной диаграмме тяготеет ряд точек тонкозернистых обломочных пород трехгорной свиты (RF_1), а также значительное число точек тоттинских аргиллитов (RF_2). Последнее может быть следствием процессов активизации в условиях нивального климата и поступлением в бассейн слабо преобразованной процессами выветривания тонкой алюмосиликокластике. Иная картина наблюдается на диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})-\text{TiO}_2$, где почти все точки глинистых пород рифея УМР расположены в полях ЗОД и ООД. На диаграмме F1–F2 подавляющая часть точек глинистых пород сосредоточена в поле АКО. На диаграмме Sc–Th–Zr/10 глинистые породы тяготеют почти исключительно к полю ЗОД. На диаграмме Sc/Cr–La/Y по значениям параметра Sc/Cr они

близки к отложениям ПКО, тогда как величины La/Y в значительной части образцов заметно выше.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ все образцы *песчаников* БМА расположены в поле составов, характерных для терригенных отложений ПКО. Практически та же ситуация наблюдается и на диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O . Напротив, на диаграмме $(Fe_2O_3^*+MgO)-TiO_2$ можно видеть значительный разброс точек песчаников как юшинской (RF_1), так и зигазино-комаровской и авзянской свит (обе – RF_2): в первом и последнем случаях образуемые ими области отвечают как полям ПКО и АКО, так и полю ЗОД. Псаммиты зигазино-комаровской свиты по соотношению $(Fe_2O_3^*+MgO)$ и TiO_2 частично локализованы в перечисленных выше полях, а частично располагаются вне их. Наконец, на диаграмме F1–F2 две трети точек песчаников нижнего и среднего рифея БМА тяготеют к полю ПКО, остальные расположены в поле АКО.

Глинистые породы нижнего и среднего рифея БМА по параметрам K_2O/Na_2O и SiO_2/Al_2O_3 отвечают ПКО. На диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O разброс фигуративных точек несколько шире; их 60–70 % расположено в поле ПКО, тогда как 30–35 % отвечает образованиям более активных обстановок. Геохимические особенности глинистых пород в одном случае свидетельствуют о принадлежности их к отложениям ЗОД, а в другом – позволяют предполагать их сходство с образованиями ПКО.

Резюме. Приведенные выше материалы показывают, что только некоторые из обычно используемых дискриминационных палеотектонических диаграмм позволяют с определенной степенью достоверности реконструировать обстановки формирования платформенных осадочных последовательностей. Для песчаников такими диаграммами являются $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ и SiO_2-K_2O/Na_2O . На диаграммах $(Fe_2O_3^*+MgO)-TiO_2$ и F1–F2 в поля ПКО попала только часть точек песчаников УМР и БМА, хотя, исходя из геологической ситуации, все они являются платформенными или субплатформенными образованиями. Платформенная природа глинистых пород рифея УМР и БМА с наибольшей степенью достоверности устанавливается также с помощью диаграмм $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ и SiO_2-K_2O/Na_2O . На двух других не наблюдается соответствие между геологической природой глинистых пород и положением их точек в классификационных полях. Особенно ярко это выражено для диаграммы $(Fe_2O_3^*+MgO)-TiO_2$, которая, как и ряд других диаграмм М. Бхатиа, разработана для обломочных пород приостроводужных бассейнов. Диаграммы $Sc-Th-Zr/10$ и $Sc/Cr-La/Y$ для глинистых пород также не дают информации, адекватной геологическим наблюдениям. Малоинформативна для песчаников в этом отношении и диаграмма $Th-La-Sc$.

Кейс № 2. В 2013 г. опубликованы новые дискриминационные диаграммы для терригенных пород с высоким (63–95 %) и низким (35–63 %) содержанием SiO_{2adj} [Verma, Armstrong-Altrin, 2013]. Границы классификационных полей на них проведены на основе ряда математических выкладок, а эталонными объектами послужили неоген-четвертичные терригенные образования известных тектонических обстановок (Курило-Камчатская, Рюкю, Филиппинская и другие островные дуги; рифты Мексики, Бразилии, Нигерии, Китая, Монголии и др.; коллизионные зоны Непала, Индии, Италии и др.). Для диаграммы с $63 \% < (SiO_2)_{adj} < 95 \%$ «проценты соответствия» для образцов из островодужных, рифтогенных и коллизионных обстановок варьировали в пределах 94–96, 79–85 и 83–88 %. Для диаграммы с $(SiO_2)_{adj}$ от 35 до 63 % для тех же обстановок «проценты соответствия» равны 90, 75–92 и 96–100 %. Предложенные диаграммы апробированы на двух выборках данных. Первая включает обломочные породы известных тектонических обстановок: 1) миоцен-плейстоценовые образова-

ния бассейна Сикоку (островодужные обстановки); 2) современные отложения Нижней Калифорнии (рифтовые обстановки); 3) пески Гималаев (коллизийные обстановки) и др. «Процент соответствия» для них составил 60 % и более. Вторая выборка объединяет ряд более древних объектов: 1) серия Модис зеленокаменного пояса Барбертон (форландовый бассейн); 2) глинистые породы пояса Абитиби (Канада) (островодужные обстановки); 3) нижнепротерозойские образования кратона Бунделькханд (Индия) (пассивная окраина); 4) неопротерозойские отложения серии Хаммамат (Египет) (орогенные обстановки). «Проценты соответствия» для данной выборки варьируют, но также являются весьма высокими.

Для сравнения новых диаграмм и диаграмм 1980-х гг. командой исследователей (В. Н. Подковыров, Г. А. Мизенс, А. Д. Ножкин, А. М. Фазлиахметов, А. И. Малиновский, А. К. Худолей, Л. Н. Котова, А. В. Купцова, Э. З. Гареев, Р. И. Зайнуллин и автор этих строк) был сформирован банк аналитических данных, включающий валовые химические анализы песчаников и глинистых пород, накапливавшихся в коллизийных, рифтогенных, островодужных, а также платформенных обстановках.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ точки терригенных пород большинства *рифтогенных* последовательностей тяготеют к полю ПКО. Несколько по-иному распределены здесь фигуративные точки песчаников айской (RF₁) и машакской (RF₂) свит БМА, а также песчаников и глинистых сланцев уйской серии УМР: одна часть их расположена в поле ПКО, другая – в поле АКО. Примерно также распределены точки пород рифтогенных обстановок на диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O . Точки глинистых сланцев айской и машакской свит сосредоточены здесь, однако, в основном, в поле ПКО, часть же их присутствует в поле островодужных образований.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ почти все точки *островодужных образований* сосредоточены в области составов, сформированных в АКО. На диаграмме $(Fe_2O_{3\text{общ}}+MgO)-Al_2O_3/SiO_2 \sim 8\%$ их попадает в поле АКО; остальные сконцентрированы в полях ЗОД и ООД.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ фигуративные точки песчаников и глинистых пород *коллизийных обстановок* сосредоточены преимущественно в поле ПКО. Только относительно небольшая часть псаммитов верхнего венда Южного Урала и Беломорско-Кулойского плато присутствует и в поле АКО. В этом же поле локализована значительная доля точек песчаников верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины (нескладчатая моласса). Точки песчаников вулканогенной молассы Олюторского террейна сконцентрированы почти исключительно в поле АКО. На диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O точки псаммитов вулканогенной молассы почти полностью сосредоточены в поле ООД. К полю АКО тяготеют почти все фигуративные точки псаммитов верхневендской молассы Южного Урала и нескладчатой молассы, выполняющей Шкаповско-Шиханскую впадину. Наконец, в поле ПКО сосредоточено основное количество точек псаммитов нескладчатой молассы верхнего венда Беломорско-Кулойского плато и Днестровского перикратона, а также глинистых пород шунтарской, сосновской и ряда других свит Енисейского кряжа, накапливавшихся в обстановке коллизии. На диаграмме $(Fe_2O_{3\text{общ}}+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ к полям ПКО и АКО тяготеет большинство точек песчаников нескладчатой молассы Беломорско-Кулойского плато, Днестровского перикратона и Шкаповско-Шиханской впадины. В основном, в этих же полях сосредоточены точки псаммитов верхневендской молассы Южного Урала. Песчаники вулканогенной молассы Олюторского террейна отвечают полям составов, характерных для АКО и ЗОД.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ почти все точки песчаников и глинистых пород, принадлежащие по общегеологическим критериям к *платформенным* и сходным с ними образованиям, локализованы в поле ПКО. Некоторым исключением являются только юрские отложения западной части Западной Сибири, фигуративные точки которых попадают в поле АКО. Своеобразие состава последних проявлено и на диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O , где они расположены, главным образом, в полях АКО и ООД. Все сказанное дает основания предположить, что они сложены слабо переработанным материалом островодужных ассоциаций Урала. Все остальные точки платформенных песчаников и глинистых пород, как и точка РААС, сосредоточены в поле ПКО. На диаграмме $(Fe_2O_{3\text{общ}}+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ в поле ПКО, к которому, казалось бы, должны тяготеть все точки терригенных платформенных образований из нашего банка данных, сосредоточено 60–70 % образцов песчаников рифея УМР, а также некоторая часть алевропсаммитов юры Западной Сибири. Глинистые породы бакальской, зигазино-комаровской и авзянской свит БМА тяготеют к полям ЗОД и ООД, а точки юрских псаммитов, в основном, попадают в поля АКО и ЗОД. К этим же полям, а также к полю ООД приурочены глинистые породы венда Непско-Ботубинской антеклизы. Все сказанное подтверждает вывод о том, что использование диаграмм М. Бхатиа, несмотря на присутствие на них поля ПКО, для платформенных отложений некорректно.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ практически все фигуративные точки песчаников и глинистых пород каратавия БМА, а также удерейской, горбилокской и кординской свит Енисейского кряжа, накапливавшиеся в обстановках, сходных с *обстановками пассивных окраин*, сосредоточены в поле ПКО. На диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O точки глинистых пород Енисейского кряжа достаточно компактно локализованы в поле АКО. Совокупности же точек песчаников и глинистых пород каратауской серии, хотя и тяготеют к полю ПКО, распадаются на ряд кластеров. Весьма интересным является распределение точек песчаников и глинистых пород, представляющих обстановки пассивных окраин, на диаграмме $(Fe_2O_{3\text{общ}}+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$. Здесь 80–85 % песчаников каратауской серии сосредоточено в поле ПКО, тогда как ассоциирующие с ними глинистые породы локализованы, главным образом, в полях ЗОД и ООД. Примерно такое же положение занимают и глинистые породы удерейской, горбилокской и кординской свит Енисейского кряжа. Это может быть иллюстрацией известного вывода о том, что химический состав песчаников является более чутким индикатором палеогеодинамических обстановок, чем состав глинистых пород [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

Подавляющее большинство песчаников и глинистых пород, сформировавшихся в *рифтогенных* или сходных с ними обстановках, характеризуется $(SiO_2)_{adj} > 63 \%$, поэтому для них использована диаграмма для высококремнистых составов. На ней две трети точек соответствует полю составов рифтогенных обстановок; остальные попадают в поле коллизионных отложений.

Породы, накапливавшиеся в *островодужных обстановках*, принадлежат как высоко-, так и низкокремнистым образованиям. На низкокремнистой диаграмме в соответствующее им поле попали только точки девонских песчаников восточного склона Южного Урала, тогда как осадочно-метаморфические образования Предивинского террейна и Канского блока распределились примерно поровну в полях составов рифтогенных и коллизионных обстановок. На высококремнистой диаграмме в островодужном поле сосредоточено около 100 % образцов девонских песчаников Южного Урала, что соответствует реальной геологической ситуации. В это же поле попало

значительное число образцов юдинской и предивинской толщ Предивинского и Арзыбейского террейнов. Осадочно-метаморфические образования Канского блока, напротив, тяготеют к полям рифтогенных и коллизионных обстановок.

На диаграмме $(\text{SiO}_2)_{\text{adj}} > 63\%$ в поле *коллизионных обстановок* попало 80–85 % точек песчаников молассы Предуральского прогиба. Точки пород остальных объектов распределены в полях рифтогенных и коллизионных образований. Песчаники верхневендской молассы БМА сконцентрированы, в основном, в поле составов рифтогенных обстановок, что не согласуется с представлениями одних авторов, но достаточно хорошо отвечает точке зрения других. Вынесение на эту же диаграмму составов пород ряда *платформенных ассоциаций*, хотя она и строилась без учета их химического состава, показало, что точки разных объектов распределяются между полями рифтогенных и коллизионных образований.

Резюме. Анализ распределения точек на разных диаграммах показал, что на графиках Дж. Мейнарда с соавторами, а также Б. Розера и Р. Корша точки пород рифтогенных обстановок сосредоточены в поле ПКО. На диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ совокупность составов рифтогенных образований распределена во всех классификационных полях, что делает использование ее для выявления отложений рифтогенных обстановок некорректным. Точки пород коллизионных обстановок на диаграмме Дж. Мейнарда с соавторами сосредоточены в поле ПКО. На диаграмме Б. Розера и Р. Корша более половины точек этого типа обстановок сконцентрировано в поле АКО, а на диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ они локализованы в полях ПКО, АКО и ЗОД. Все сказанное подтверждает вывод, что только некоторые из широко используемых диаграмм (в первую очередь, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$) позволяют с определенной степенью достоверности реконструировать обстановки формирования платформенных осадочных последовательностей. На диаграмме Б. Розера и Р. Корша поля терригенных пород различных обстановок имеют более чем 60–70 %-ное перекрытие; разграничить их корректно невозможно.

На высокремнистой диаграмме $\text{DF}_1 - \text{DF}_2$ принципиальные отличия в расположении точек терригенных пород платформенных, рифтогенных и коллизионных ассоциаций отсутствуют. Кроме того, отсутствуют области, относящиеся к какому-то одному классификационному полю. Контуры большинства из них занимают, как правило, часть поля рифтогенной ассоциации и часть поля коллизионной. Островодужные ассоциации смещены в область значений $-4 < \text{DF}_2 < +6$ при относительно неизменных величинах DF_1 (–5, –4...+4). При этом псаммиты островодужных обстановок Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала локализованы в соответствующем им по геологическим наблюдениям поле как на высоко-, так и на низкремнистой диаграммах, а вот осадочно-метаморфические образования различных структурных элементов Енисейского кряжа и его обрамления тяготеют к области сочленения границ полей и распознать их природу с помощью данной диаграммы практически невозможно.

Следовательно, диаграммы обоих поколений позволяют более или менее корректно разграничить терригенные ассоциации только платформенных, рифтогенных, пассивно-окраинных и островодужных обстановок. Фигуративные точки пород коллизионных ассоциаций самостоятельного поля на них не образуют.

Кейс № 3. Так как жизнь не стоит на месте, активно тестируются старые и разрабатываются новые дискриминационные диаграммы. В самом начале 2016 г. опубликована статья, посвященная разграничению отложений активных и пассивных окраин [Verma, Armstrong-Altrin, 2016]. Основой для нее явились аналитические

данные (как породообразующие оксиды, так и редкие и рассеянные элементы) по неоген-четвертичным отложениям различных регионов. Анализ диаграмм предшественников показал, что величина «процента успеха» для большинства из них варьирует от 0 до 30 %. Новая диаграмма авторов, базирующаяся на двух дискриминационных функциях, включающих сведения о содержаниях породообразующих и малых элементов, позволяет, по их мнению, с вероятностью 87–97 % и 84–86 % разграничить отложения, сформированные в обстановках АКО и ПКО. Будем тестировать ее и мы.

Литература

Маслов А. В., Подковыров В. Н., Гареев Э. З. К оценке палеогеодинамических обстановок формирования осадочных последовательностей нижнего и среднего рифея Учуро-Майского региона и Башкирского мегантиклинория // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 5. С. 55–68.

Тейлор С. Р., МакЛеннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. Vol. 91. № 6. P. 611–627.

Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. Vol. 92. P. 181–193.

Maynard J. B., Valloni R., Ho Shing Ju. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // Journal of Geological Society of America. Special Publications. 1982. № 10. P. 551–561.

Roser B. D., Korsch R. J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // Journal of Geology. 1986. Vol. 94. № 5. P. 635–650.

Verma S. P., Armstrong-Altrin J. S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chemical Geology. 2013. Vol. 355. P. 117–133.

Verma S. P., Armstrong-Altrin J. S. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings // Sedimentary Geology. 2016. Vol. 332. P. 1–12.

В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, А. Н. Савичев

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
igg.gl@m.ursmi.ru

Значение современной генетической систематизации жильного кварца при проведении кварцевметрической съемки (на примере Уфалейского кварценосного района)

На рубеже 50–60-х годов прошлого столетия в промышленность начал внедряться новый вид природного кварцевого сырья – гранулированный кварц, на много лет определивший пути развития сырьевой базы кварца для плавки прозрачного кварцевого стекла – особо чистого кварца (в современной терминологии – сырьевой источник для высококачественных кварцевых концентратов – HRK).

Начало систематического исследования кварца на Урале связано с именем профессора СГИ Г. Н. Вертушкова [1966, 1970]. В результате совместной работы коллектива кафедры минералогии Свердловского горного института и геологов производственных организаций в период с 1961 по 1966 гг. был разработан метод поле-

вых наблюдений и лабораторных исследований жильного кварца – кварцеметрическая съемка, эффективность которой доказана ее использованием в течение 50 лет. Кварцеметрическая съемка представляет собой комплекс работ, позволяющий выявить типы кварца и установить закономерности их распределения на исследуемой площади, и включает в себя следующие элементы: изучение свойств жильного кварца, которые позволяют количественно характеризовать объект исследования; выделение и описание типов жильного кварца; изучение свойств жильного кварца конкретного геологического региона и отнесение того или иного образца к определенному типу кварца; генетическое истолкование результатов.

Первоначально, жильный кварц в пределах Уфалейского мигматитового комплекса делился на два структурных типа [Емлин и др., 1988; Мельников, 1988]: 1) гигантозернистый массивный кварц (а – стекловидный, б – молочно-белый) и 2) гранулированный кварц (а – однородный «кыштымский тип», б – неоднородный «уфалейский тип»).

К первому типу относятся первичные структуры, обусловленные процессами роста индивидов, ко второму типу – структуры вторичные, возникшие в процессе метаморфических преобразований жильного кварца. Гранулированный кварц возник в процессе метаморфизма исходного гигантозернистого кварца [Вертушков, 1955; Вертушков и др., 1970].

По мнению Е. П. Мельникова [1988], многоэтапность формирования гнейсово-мигматитовых комплексов обуславливает совмещение в одной зоне различных типов кварцевых жил, относящихся к разным возрастным семействам. В развитие этих воззрений Л. Е. Серковой [1990] была предложена уточненная классификация промышленно-генетических типов кварцевых образований, где кроме уфалейского и кыштымского типов, появляются пугачевский, слюдяногорский и щербакровский.

Процессы, протекающие в жилах в период отложения кварца и в дальнейшем, в результате которых существенно изменяется строение и состав жильной массы, Г. Н. Вертушков [1955; 1970] назвал метаморфизмом жильного кварца. Э. Ф. Емлин и др. [1988] рассматривали гранулированный кварц как «агрегат гранобластовой структуры, слагающий часто будинированные и согласные, реже секущие жилы, претерпевшие термодинамометаморфизм совместно с вмещающими породами. Гранулированный кварц находится в общем ряду метаморфогенных структур, он содержит следы реликтовых структур роста и более поздние эпигенетические изменения кварца». По нашему убеждению неправомерно применять термин метаморфизм для объяснения существенного изменения строения и состава жильной массы как в период отложения кварца, так и при дальнейших его преобразованиях. Такой подход не позволяет объективно рассматривать участие в генезисе кварцевых жил, сложенных мелкозернистым кварцем, образованных в результате гидротермальных процессов – метасоматоза, грейзенизации и других, протекавших в самые разные временные этапы и стадии.

Подводя итоги прошедшего периода, можно сказать, что к настоящему времени описано и дано объяснение, часто совершенно по-разному, большинству наблюдаемых в природном жильном кварце текстурных и структурных особенностей. Остается актуальной проблема классификации жильного кварца на базе последних достижений и максимально приближенной к практике геологоразведочных работ. В этом отношении заслуживает большого внимания и внедрения в практику геологоразведочных и исследовательских работ, предложенная А. А. Кораго и А. В. Козловым [1988] классификация текстур и структур жильного кварца хрусталеносных областей.

Т а б л и ц а

Генетическая типизация жильного кварца Уфалейского кварценосного района

Тип кварца по структурным особенностям	Геологические тела	Минерально-технологический тип	Родоначальный магматический комплекс	Генетический, формационный тип	Геодинамический режим	Эталонные кварцевые жилы
Светло-серый, мелко-среднезернистый (1–3 мм)	Маломощные согласные прожилки			Метаморфогенный, первично-зернистый	Метаморфизм карельского мегацикла (1.8–1.7 млрд лет)	
Серый, полупрозрачный, средне-крупно-зернистый (2–10 мм)	Субсогласные тела мощностью до 1 м	Слюдяногорский	Чусовской комплекс субщелочных гранитоидов, «гиганто-мигматиты»	Метаморфогенный, вторично-зернистый, перекристаллизованный	Рифтогенез рифейского мегацикла (1.35–1.0 млрд лет)	Кварцевая жила № 170
Молочно-белый, мелкозернистый (1–2 мм)	Крупные тела в шовных рифтогенных зонах	Уфалейский	Битимский комплекс субщелочных гранитоидов, альбититы, карбонатиты	Гидротермально-метасоматический, первично-зернистый,	Байкальский (кадомский) коллизионный цикл (620–525 млн лет)	Кварцевая жила № 175
Серый, тонкозернистый льдистоподобный	Крупные тела в шовных зонах	Егустинский	Козловгорский комплекс субщелочных гранитоидов-сиенитов, нельсониты	Гидротермально-метасоматический, первично-зернистый,	Завершение байкальского (кадомского) коллизионного цикла (500–400 млн лет)	Кварцевые жилы №№ 2136, 191
Молочно-белый, полупрозрачный, крупно-гигантозернистый	Плитообразные тела разной мощности и протяженности	Пугачевский	Нижне-уфалейский комплекс гранитоидов	Гидротермальный, первично-зернистый,	Ранняя коллизия палеозойского цикла (360–320 млн лет)	Кварцевые жилы № П-3, П-21
Светло-серый, полупрозрачный, гранулированный среднезернистый (до 3–5 мм)	Будинообразные тела разной мощности и протяженности	Кыштымский	Кизильский комплекс микроклиновых гранитов	Метаморфогенный, вторично-зернистый, гранулированный	Поздняя коллизия палеозойского цикла (310–240 млн лет)	Кварцевая жила № 101 (Болотная)
Светло-серый, полупрозрачный, крупнозернистый (фрагментарно-катакластический)	Плитообразные тела разной мощности и протяженности	Вязовский	Кизильский комплекс микроклиновых гранитов	Метаморфогенный, вторично-зернистый, катакластический	Поздняя коллизия (310–240 млн лет)	Вязовское поле
Бесцветный или дымчатый, стекловидный, гигантозернистый	Плитообразные тела разной мощности и протяженности	Щербаковский	Кизильский комплекс микроклиновых гранитов	Гидротермальный, первично-зернистый, гиганто-зернистый	Поздняя коллизия (310–240 млн лет)	Щербаковская

Проведение кварцетрической съемки, как эффективного метода геологического изучения кварцево-жильных полей, в настоящий период явно сдерживается отсутствием генетически обоснованных классификаций типов жильного кварца и кварцево-жильных образований с указанием их возрастных взаимоотношений. Это приводит к несопоставимости результатов работ разных исследователей, невозможности или большим трудностям в сравнении описаний кварца разных регионов, а зачастую и не совсем правильному выбору объектов геологоразведочных работ. Кварцетрическая съемка, без сомнения, является одним из наиболее рациональных методов полевых исследований кварца и кварцевых объектов. Такую съемку необходимо проводить не только при поисках безрудных кварцевых жил и пьезокварца, но и при поисках месторождений кварцево-жильного типа других видов полезных ископаемых. Основным полевым методом кварцетрической съемки является метод визуального геологического обследования.

За прошедший период проведены разносторонние исследования свойств разных типов кварца Уфалейского метаморфического комплекса, но и по настоящее время не найдены ответы на многие проблемы генезиса геологических тел, сложенных зернистым кварцем. В последнее время появилось большое количество статей и диссертаций, рассматривающих жильный кварц Кыштымского месторождения как однотипный, гранулированный, упуская из виду, что на Кыштымском месторождении несколько генетических типов жильного кварца, большую часть из которых нельзя называть гранулированным.

Наши исследования подтвердили наличие разновидностей кварца, имеющих различие в текстурно-структурных особенностях и позволили найти этому генетические объяснения [Огородников и др., 2007; 2014]. Нами выделены следующие типы жильного кварца (табл.): метаморфической дифференциации, слюдяногорский, уфалейский, егустинский, пугачевский, кыштымский и шербаковский, каждый из которых имеет свой генезис.

Жилы метаморфической дифференциации сложены первично-зернистым грануломорфным кварцем, образовавшимся при метаморфизме. Слюдяногорский тип кварца образуется при метаморфогенно-метасоматических процессах перекристаллизации с кварцем гранобластовой структурой. Уфалейский тип кварца отлагается метасоматическим путем с образованием первично мелкозернистого агрегата, который при последующих преобразованиях претерпевает перекристаллизацию, приводящую к образованию неравномерной гетерогранобластической структуры кварцевого агрегата. Егустинский тип кварца образуется метасоматическим путем с образованием первично мелкозернистого агрегата. Из всех выделенных генотипов кварца только кыштымский является гранулированным, образующимся по жилам, сложенным первоначально гигантозернистым стекловидным кварцем пугачевского типа. Пугачевский (вязовский) кварц сложен первоначально гигантозернистым, молочно-белым или стекловидным кварцем, претерпевшим в последующем неполную катакlastическую деформацию (фрагментарно-катакlastический кварц). Таким образом, разные онтогенетические типы кварца характеризуются различными условиями образования и, как следствие, различными структурами кварца, которые и должны быть использованы при кварцетрической съемке.

Литература

Вертушков Г. Н. Метаморфизм жильного кварца // Тр. СГИ. 1955. Вып. XXII. С. 193–201.

- Вертушков Г. Н., Соколов Ю. А., Якишин В. И., Борисков Ф. Ф.* Кварцеметрическая съемка как метод поисков жильных месторождений // Тр. СГИ. 1966. Вып. 48. С. 224–230.
- Вертушков Г. Н., Борисков Ф. Ф., Емлин Э. Ф., Синкевич Г. А., Соколов Ю. А., Якишин В. И.* Жильный кварц восточного склона Урала // Тр. СГИ. 1970. Вып. 66. Ч. II. 103 с.
- Емлин Э. Ф., Синкевич Г. А., Якишин В. И.* Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Ср.-Ур. книжное изд-во, 1988. 270 с.
- Кораго А. А., Козлов А. В.* Текстуры и структуры жильного кварца хрусталеносных областей. Л.: Недра, 1988. 159 с.
- Мельников Е. П.* Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, 1988. 216 с.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А.* Минералогия шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН–УГГУ, 2007. 187 с.
- Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. и др.* Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализации месторождений Урала кварцево-жильного типа. Екатеринбург: УрО РАН–УГГУ, 2014. 312 с.
- Серкова Л. Е.* Типоморфные особенности жильного безрудного кварца (по данным ИК- и ЭПР-спектроскопии) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1990. 20 с.

В. И. Сначев

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
SAVant@inbox.ru*

Новый вариант модели образования Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал)

Белорецкий высокобарический зональный метаморфический комплекс расположен в восточной части Башкирского мегантиклинория в пределах Маярдакского антиклинория. Он подковообразно огибает северное замыкание Зилаирского синклинория и протягивается в северо-восточном направлении на расстоянии около 120 км при ширине 20–40 км. В его строении принимают участие нижне-, средне- и верхнерифейские отложения, общая мощность которых составляет 4–5 км [Алексеев и др., 2009]. Исходными породами комплекса являются песчано-глинистые, карбонатные и углеродистые отложения, заметно реже – интрузивные тела и эффузивы основного состава. Они испытали несколько этапов преобразований, в результате чего сформировался зональный комплекс, центральная часть которого диаметром 7–8 км сложена породами эклогитовой, промежуточная шириной 2–10 км – амфиболитовой и внешняя шириной 15–20 км – зеленосланцевой фаций метаморфизма. Их образование происходило при 12–13 кбар и 600–650 °С, 5.0–5.5 кбар и 500 °С и 2–3 кбар и 350–400 °С, соответственно (рис.).

Интерес к Белорецкому комплексу связан с выявлением в углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты проявлений золота Отнурок и ряда локальных участков с его промышленным содержанием [Рыкус и др., 2000; Сначев и др., 2007].

На проблему формирования комплекса существует множество точек зрения, что само по себе уже говорит о неоднозначности ее решения. В частности, интенсивный метаморфизм пород восточной части западного склона Урала, в том числе и

Белорецкого комплекса, различными исследователями связывался с геосинклинальным тектогенезом, невоскрытыми гранитными интрузиями, влиянием зоны Главного Уральского разлома, эпиконтинентальной орогенной активизацией, конвергенцией литосферных плит, орогенезом в обстановке активной континентальной окраины и коллизии литосферных плит, преобразованием пород в зонах тектонического сжатия и т. д. [Алексеев и др., 2009]. Однако ни одна из точек зрения не в состоянии объяснить концентрическую зональность метаморфического комплекса.

Вариант с невоскрытым Ахмеровским гранито-мигматитовым массивом, на поверхности представленным небольшими выходами гнейсовидных и метаморфизованных гранитов [Алексеев и др., 2009; Рыкус и др., 2011] и четко фиксируемым на глубине геофизическими методами, также не подходит, т. к. время его становления (1381 ± 23 млн лет [Краснобаев и др., 2008]) исключает метаморфизм развитых по его периферии средне-верхнерифейских образований. Вместе с тем известно, что гранито-мигматитовые купола являются многофазными и формируются на протяжении нескольких сотен миллионов лет. С заключительной (вендской?) фазой становления рассматриваемого гранитоидного массива, хотя и с большой натяжкой, по-видимому, можно увязать формирование Белорецкого зонального метаморфического комплекса в его современном виде.

Нами предлагается другой вариант образования комплекса. Его физическая суть заключается в следующем. Всем автолюбителям хорошо известно, если на лобовом стекле машины образуется трещина, ее движение можно на время остановить, лишь просверлив на самом острие трещины отверстие размером 1.5–2 мм. В этом случае напряжение, возникающее во время тряски автомобиля, концентрируется уже не на острие трещины, а распределяется по всей периферии отверстия. При этом в зависимости от величины напряжения здесь образуется сеть микротрещин, интенсивность которой заметно уменьшается с удалением от отверстия. В результате получается классическая картина концентрической зональности, связанная с результатом разрядки напряжения. Понятно, что с течением времени и наложением новых ударов сеть микротрещин постепенно сгущается и продвигается перпендикулярно границе отверстия и на каком-то этапе трещина все же преодолевает отверстие и движется вперед. Этот простой механизм попробуем применить для объяснения зональности в пределах Белорецкого метаморфического комплекса, немного усложнив его, поместив на пути трещины сложно преодолимое препятствие.

Для решения проблемы образования комплекса достаточно обратиться к Красноморской рифтовой системе, механизм формирования которой рассмотрен А. В. Разваляевым [1988]. В данной работе показано, что в процессе образования рифтов проявляется одна и та же закономерность: при внедрении рифтовых структур в древние кратоны происходит их выклинивание (Кенийский рифт) либо отклонение от своего первоначального простирания по периферии этих древних кратонов (Байкальский рифт при приближении к Алданскому щиту). Развитие Красноморской рифтовой системы в северо-западном направлении было существенно ослаблено Синайской глыбой, привело к ее расщеплению на заметно менее выраженный Суэцкий грабен, трансирующийся серией параллельных разломов того же направления в сторону дельты р. Нил, и грабен залива Акаба, далее в северном направлении прослеженный по системе разломов долины р. Иордан [Разваляев, 1988]. При этом породы южного окончания Синайского блока испытали интенсивный дислокационный метаморфизм в период возрастания и разрядки напряжения, связанного с продвижением Красноморского рифта в северо-западном направлении.

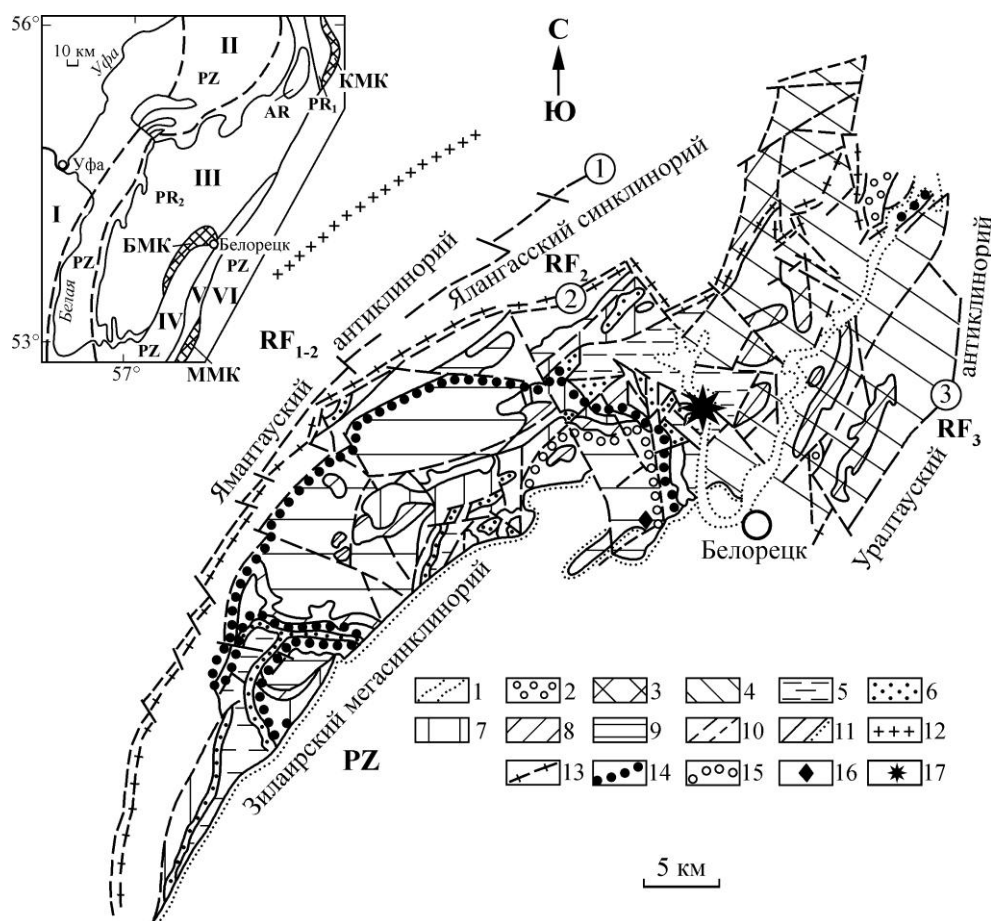


Рис. Схема геологического строения и метаморфической зональности Белорецкого комплекса (по А. А. Алексееву).

1 – кайнозой; 2 – венд, аршинская свита; 3 – верхний рифей, зильмердакская свита; 4–8 – средний рифей: 4 – авзянская, 5 – зигазино-комаровская, 6 – зигальгинская, 7 – белетарская, 8 – аюсапканская свиты; 9 – нижний рифей, кызылташская и буганакская свиты; 10 – разрывные нарушения региональные (а) и местного значения (б); 11 – геологические границы согласные (а) и несогласные (б); 12–15 – изограды: 12 – хлоритоида, 13 – биотита, 14 – граната, 15 – омфацита; 16 – участок развития кианит-талковых сланцев; 17 – положение проявления золота Отнурок. На врезке: I – Восточно-Европейская платформа, II – Предуральский прогиб, III – Башкирский мегантиклинорий, IV – Зилаирский синклинорий, V – Уралтауский антиклинорий, VI – Магнитогорский мегасинклинорий; КМК – куртинский эклогит-сланцевый комплекс, БМК – белорецкий эклогит-сланцевый комплекс, ММК – максютовский эклогит-глаукофановый комплекс; PZ – палеозойские, PR₂ – верхнепротерозойские, PR₁ – нижнепротерозойские, AR – архейские породы.

На Южном Урале в раннепалеозойское время в связи с началом новой эпохи растяжения формируется серия рифтогенных структур (Медногорско-Кракинская, Магнитогорская, Восточно-Уральская и Октябрьско-Денисовская), представляющих

собой либо самостоятельные образования, либо сложноветвящуюся рифтовую систему, подобную Красноморской, ось которой приходилась, по всей видимости, на Магнитогорскую мегазону. Основанием, подвергшимся в раннем палеозое деструктивным процессам, явился рифей-венский субстрат, реликты которого обнажены в пределах Башкирского мегантиклинория и Восточно-Уральского поднятия, представляющих собой к этому времени единую структурно-формационную зону. В ее пределах нас интересует Медногорско-Кракинская рифтовая структура (Зилаирский синклинирий), как было отмечено в начале статьи, на северном замыкании которой и расположен Белорецкий метаморфический комплекс.

Можно предположить длительную, многоэтапную историю формирования комплекса, которая началась в среднем рифее во время становления Ахмеровского гранито-гнейсового массива, несомненно, оказавшего метаморфическое воздействие на отложения нижнего рифея и являющегося интрузивным аналогом кислых пород машакской свиты [Савельев и др., 2009]. В дальнейшем в пределах Южного Урала, как уже было отмечено выше, этапы рифтогенеза были проявлены в начале верхне-рифейского и вендского времени, первый из которых – в ослабленном виде. Однако наиболее мощный период рифтогенеза отмечен в раннепалеозойское время, когда была заложена разветвленная сеть континентальных рифтов, из которых только Магнитогорский рифт прошел океаническую стадию и практически весь цикл Уилсона, а развитие Медногорско-Кракинского континентального рифта остановилось уже в начале ордовика. Учитывая, что возраст основной фазы метаморфизма пород Белорецкого комплекса оценивается соответственно в 510–635 и 542–597 млн лет [Glas-tacher et al., 1999], можно предположить, что начало заложения глубинных разломов и формирования Медногорско-Кракинского континентального рифта произошло в позднем (а, возможно, в раннем) венде или на границе докембрия и палеозоя, тем более что последующий этап рифтогенеза унаследует многие черты предыдущего, проявляя при этом автономность.

Продвигаясь сначала в меридиональном, а затем в северо-восточном направлении система разломов «уперлась» в вязкие породы гранито-гнейсового Белорецкого купола. Нарастающее напряжение вызвало резкое увеличение давления и оказало интенсивное метаморфизирующее воздействие как на гранитоиды, так и на вмещающие их рифей-вендские отложения. В этот период, по-видимому, и образовался зональный метаморфический комплекс в современном его виде. В какой-то момент произошла разрядка напряжения, и разлом, обогнув его с востока, а, возможно и расщепившись на две дугообразные ветви (западную и восточную), продвинулся по дуге, трассируемой габбро-гипербазитовыми массивами (Кракинским, Тирлянским, Бирсинским, Кирыбинским), до сочленения с Главным Уральским разломом [Знаменский и др., 1994; Ковалев, Сначев, 1998].

Предложенный механизм формирования Белорецкого зонального метаморфического комплекса в дальнейшем может быть уточнен новыми абсолютными датировками, полученными по образующим его гранитоидам и вмещающим породам, а также заменен более обоснованной моделью или использован для объяснения истории образования других гранито-гнейсовых куполов, в частности, Ларинского, а также веерного расщепления Челябинского грабена одноименным гранито-гнейсовым массивом.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-Поволжье № 14-05-97005.

Литература

- Алексеев А. А., Ковалев С. Г., Тимофеева Е. А. Белорецкий метаморфический комплекс. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. 210 с.
- Знаменский С. Е., Ковалев С. Г., Сначев В. И., Даниленко С. А., Знаменская Н. М., Рачев П. И. Платиноносность гипербазитовых массивов Башкирской части зоны Главного Уральского разлома // Познание, освоение и сбережение недр Республики Башкортостан. Уфа: АН РБ, 1994. С. 57.
- Ковалев С. Г., Сначев В. И. Гипербазитовые массивы Крака (геология, петрология, метаталлогения). Уфа: УНЦ РАН, 1998. 104 с.
- Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н., Родионов Н. В., Нехорошева А. Г., Киселева К. Н. Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Доклады академии наук. 2008. Т. 418. № 2. С. 241–246.
- Разваляев А. В. Континентальный рифтогенез и его предыстория. М.: Недра, 1988. 191 с.
- Рыкус М. В., Сначев В. И., Бажин Е. А. Анорогенные граниты западного склона Южного Урала: состав, петрогенезис, минерагения // Нефтегазовое дело. 2011. № 5. С. 282–301.
- Рыкус М. В., Сначев В. И., Сначев А. В. Золото в дислоцированных углеродистых толщах палеоконтинентального сектора Южного Урала // Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков. Уфа: Тау, 2000. С. 179–191.
- Савельев Д. Е., Пучков В. Н., Ардисламов Ф. Р., Сначев В. И. Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. 2009. № 4. С. 3–26.
- Сначев В. И., Пучков В. Н., Савельев Д. Е., Мосейчук В. М., Сначев А. В., Шиянова А. А., Рыкус М. В. Рудоносность углеродистых отложений северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Геологический сборник № 6. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 227–232.
- Glasmacher U. A., Reynolds P., Alekseev A. A., Puchkov V. N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology west of the Main Uralian Fault, Southern Urals, Russia // Geologische Rundschau. 1999. 87. P. 515–525.

А. М. Косарев¹, С. А. Светов², С. Ю. Чаженгина², Г. Т. Шафигуллина¹

¹ – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

amkosarev@mail.ru

² – Институт геологии КАР НЦ, г. Петрозаводск

Вариолитовые бониниты бурибайского вулканического комплекса, Южный Урал: химия минералов

В работе исследован химический состав минералов бонинитовых вариолитов (пробы Т-27 и Т-21, Т-42, br₂²) бурибайского палеовулканического комплекса (D₂e₂) с использованием данных [Spadea et al., 1998; 2002; Косарев и др., 2009] и новых данных микрозондового анализа, проведенного в химической лаборатории Института геологии Карельского научного центра РАН (г. Петрозаводск).

Бурибайский риолит-базальтовый комплекс (D₁e₂br) знаменует начальный этап формирования фронтальной раннедевонской энсиматической островной дуги в Магнитогорской мегазоне на Южном Урале [Серавкин и др., 1992; Spadea et al., 1998; 2002; Косарев др., 2014]. Комплекс состоит из трех толщ: нижней долерито-базальтовой (br₁), средней пиллоу-базальтовой (br₂) и верхней риодацит-базальтовой (br₃). Бони-

нитовые вариолиты слагают лавовый поток подушечного строения, залегающий в средней части разреза толщи пиллоу-базальтов (br₂) в разрезе р. Таналык, представляющий собой удаленную зону Юбилейного колчеданного рудного поля. По характеру вторичных изменений это периферическая область гидротермальной конвективной ячей с проявлением окислительного диагенеза. Бонинитовые вариолиты состоят из стекловатых кварц-альбитовых вариолей и существенно хлоритового матрикса. В основной массе вариолитов содержатся скелетные игольчатые выделения тонких длинных лейст клинопироксена («пироксеновый спинифекс»), присутствуют также Cr-шпинель, сфен, замещенные вторичными минералами оливин и ранний пироксен, пироксен микрофенокристов и микролитов, плагиоклаз в метельчатых структурах в слабо девитрифицированном стекле и вариолях. Из вторичных минералов присутствуют гематит, гранат, кварц, актинолит, эпидот, хлорит, пренит, карбонат. В толще также присутствуют пумпеллиит и селадонит.

Среди клинопироксенов бонинитовых вариолитов установлены эндиопсиды, салиты, авгиты и субкальциевые авгиты. Преобладающая направленность эволюции химизма пироксенов – понижение кальциевости и возрастание железистости. Салитовый тренд: салит (Ca_{47.64}Mg_{38.26}Fe_{14.10}) → салит (Ca_{48.78}Mg_{34.46}Fe_{16.77}). Эндиопсид – авгитовый тренд: эндиопсид (Ca_{44.2}Mg_{46.3}Fe_{9.5}) → авгит (Ca₄₄Mg_{39.4}Fe_{16.6}) → (Ca_{40.1}Mg_{48.6}Fe_{11.3}) → авгит (Ca_{37.67}Mg_{52.3}Fe_{10.02}) → авгит (Ca_{30.05}Mg_{51.47}Fe_{18.48}) → субкальциевый авгит (Ca_{24.5}Mg_{36.7}Fe_{38.8}). Приведенные ряды пироксенов являются идеализированными и представлены выборочными составами. На диаграмме Wo–En–Fs выделяется поле салитов и поле эндиопсидов-авгитов-субкальциевых авгитов. В последнем намечаются два тренда: «авгитовый» и «пижонитовый». Последний завершается субкальциевыми авгитами. В пироксенах, установленных в глобулах, наблюдается выраженная зональность, которая проявляется в уменьшении кальциевости и возрастании железистости от ядра к кайме. Эти данные соответствуют установленному эволюционному тренду химизма исследованных пироксенов. В целом, пироксены «среднего» стратиграфического уровня сходны с ассоциацией клинопироксенов, присутствующих в колчеданосных вулканитах надсубдукционного офиолитового комплекса Троодос [Crawford et al., 1989; Baily et al., 1991].

Хромшпинель представлена богатой Cr разновидностью, в которой содержание Cr₂O₃ варьирует от 54.03 до 60.28 мас. % (Cr# 0.73–0.80, Mg# 0.55–0.56), и по составу относится к алюмохромитам. Минерал образует однородные идиоморфные зерна в глобулах и матриксе размером от 10 до 30 мкм, реже до 150 мкм. Состав хромшпинели близок к таковому шпинелидов из бонинитов и высокомагнезиальных андезитов [Spadea et al., 1998].

Лейкократовые вариоли диаметром до 1 см присутствуют в виде девитрифицированного стекла, иногда с элементами метельчатых структур, или представлены агрегатом микрогранобластового-микрозернистого строения с зернами плагиоклаза (альбита) и кварца. В некоторых случаях на границе лейкократовых вариолей и меланократового хлоритового матрикса располагаются микролиты пироксена. Внутри вариолей присутствуют микрофенокристы и микролиты пироксена, чешуйки хлорита, выделения рудного минерала и гематита. Состав кварц-альбитового агрегата (мас. %): SiO₂ 64.70–74.36, Al₂O₃ 20.58–23.80, MgO 0.06–2.10, CaO 0.20–2.58, Na₂O 6.07–11.37, K₂O 0.04–3.40 [Косарев и др., 2009]. Обособление лейкократовой (вариоли) и меланократовой фаз расплава произошло, вероятно, при участии ликвации исходного магнезиального базальтового расплава [Серавкин, Косарев, 1979].

Гидрогранаты имеют округлую, реже октаэдрическую форму, размер зерен 0.1–0.12 мм, и по составу они близки к андрадитам. Присутствие в составе гранатов воды подтверждается наличием в их рамановском спектре отчетливого асимметричного пика с частотой 3650 см^{-1} , соответствующего колебаниям ОН-групп. Скопление гидрогранатов обнаружено в миндалине кварц-гранат-хлоритового состава, где они образуют цепочку сросшихся округлых выделений во внешней зоне миндалины, часто соприкасаясь с ее краем. Гидрогранаты ксеноморфны по отношению к позднемагматическим микролитам пироксена. Кристофер Мишель-Леви получила андрадит при давлении 500 бар и 500 °С, а Янич синтезировал андрадит под давлением 150 атм. и температуре 480 °С [Дир и др., 1965]. Судя по ассоциации гидрограната во внешней зоне миндалины с халцедоновидным кварцем и хлоритом, можно предполагать, что гранат возник на ранней стадии гидротермального автотематоморфизма при температурах близких к 500 °С.

Хлорит является ведущим минералом зеленокаменноизмененных вулканитов и околорудных метасоматитов колчеданных месторождений Южного Урала. В исследуемых породах хлорит присутствует в основной массе матрикса и в миндалинах, представлен магнезиально-железистой разновидностью, близко стоящей к прохлоритам [Пшеничный и др., 1974]. Колебания главных окислов в хлоритах следующие (мас. %): FeO' 10.47–15.6; MgO 19.8–26.3; Al₂O₃ 11.3–18.2; FeO'/MgO 0.43–0.67.

Сопоставление концентраций Cu и Zn в бонинитовых базальтах, бонинитовых вариолитах и пироксенах из вариолитов показывает пониженные средние валовые содержания (x_{cp}): Cu – 38 г/т (при колебаниях от 4 до 230 г/т) и Zn – 84 г/т (при вариациях от 43 до 130 г/т); в пироксенах из бонинитовых вариолитов Cu – 80.3–144.5 г/т, Zn – 136–191 г/т. Видно, что пироксены являются одним из главных концентраторов Cu и Zn в основных породах породной толщи. При разложении пироксенов и замещении их хлоритом и актинолитом концентрации Cu заметно уменьшаются в связи с ее выносом из породы, а Zn сохраняет концентрации близкие к первичным в связи с его более устойчивой связью с хлоритом.

Таким образом, химические составы вулканитов и клинопироксенов бонинитовых вариолитов, присутствие среди них салитов, эндиопсидов, авгитов, субкальциевых авгитов позволяет относить эти породы к типу высококальциевых бонинитов. Выплавление исходных для высококальциевых бонинитов магм происходило в надсубдукционном мантийном клине при высоких концентрациях флюидной фазы, высокой степени плавления мантийного субстрата и высокой температуре. Формирование бонинитов и бонинитовых базальтов фиксирует прогрессивную стадию эволюции поднимающегося мантийного диапира. Постмагматическая стадия включает высокотемпературный автотематоморфизм (гидрогранат, высокотемпературный кварц) – умереннотемпературный автотематоморфизм (хлорит, эпидот, гематит) – гальмиролиз и окислительный диагенез (саладонит) – метаморфизм погружения пренит-пумпеллитовой и эпидот-актинолитовой фаций. Судя по составу хлорита, процессы окислительного диагенеза и метаморфизма погружения выносом железа не сопровождалась. Пониженные концентрации железа являются характерной первично-магматической чертой бонинитовых петрогенетических серий.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ПРАН-№ 5 и совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.

Литература

- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 1. 366 с.
- Косарев А. М., Тесалина С. Г., Минибаева К. Р. Химический состав магматических и метаморфических минералов бонинитовых вариолитов Бурибайского палеовулканического комплекса // Геологический сборник. 2009. № 8. С. 120–125.
- Косарев А. М., Серавкин И. Б., Холоднов В. В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–25.
- Пишеничный Г. Н., Середина М. А., Боброва М. С. Хлориты Юбилейного месторождения и их взаимоотношения с оруденением // В кн.: Минералогия, геохимия, метаморфизм и полезные ископаемые Башкирского Зауралья. Уфа: БФАН СССР, 1974. С. 17–26.
- Серавкин И. Б., Косарев А. М. О происхождении контрастных и непрерывных серий базальт-липаритовой формации Южного Урала // Доклады АН СССР. Т. 245. № 5. 1979. С. 1210–1214.
- Серавкин И. Б., Косарев А. М., Салихов Д. Н. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Bailey D. G., Langdon G. S., Malpas J., Robinson P. T. Ultramafic and related lavas from the Margi area, Troodos ophiolite // Cyprus crystal study project initial report, holes CY-1 and 1a. Geological Survey of Canada. Paper 90–20. 1991. P. 187–202.
- Crawford A. J., Falloon T. J., Green D. H. Classification petrogenesis and tectonic setting of boninites // In: Crawford A. J. (Ed.). Boninites. London, 1989. P. 2–49.
- Spadea P., Kabanova L., Scarrow J. H. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // Ofioliti. 1998. V. 23. № 1. P. 17–36.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: petrogenetic aspects of the forearc–arc Complex // Mountain Building in the Urals: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 2002. V. 132. P. 101–134.

Л. Н. Козарко, Н. А. Мигдисова

*Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва
migdisova@geokhi.ru*

Типизация магматизма островов Зеленого Мыса, Атлантический океан

Нами обработана представительная коллекция образцов, собранных во время комплексной геологической экспедиции Геологического института АН СССР и 9 рейса «Академик Борис Петров» (ГЕОХИ РАН), работавших на островах Зеленого Мыса в течение трех полевых сезонов (1982–1986 гг.) в рамках национального проекта «Литос» программы «Мировой океан». Коллекция первичных магм с островов Сал, Сантьягу, Сан-Висенти, Боавишта, Фогу, Маю и Сан-Николау состоит из 39 образцов, которые были исследованы с помощью рентгенофлюоресцентного, микрозондового и ICP-MS анализов в ГЕОХИ РАН. В работе также использованы обширные современные базы данных GeoRock и PetDB. Выборка по породам Зеленого Мыса из баз данных составила 1100 индивидуальных анализов. Для сравнения образцов и анализов из баз данных отобраны неизмененные вулканиты с описанием и результатами химических анализов на все главные петрогенные и редкие (в том числе, редкоземельные) элементы. В нашем исследовании основное внимание сосредоточено

на слабодифференцированных высокомагнезиальных магмах, являющихся результатами частичного плавления мантии, не подвергавшихся глубокой дифференциации и не испытывавших влияния вторичных процессов.

Первичные расплавы характеризуются высокими магнезиальными числами, значительным содержанием никеля и являются жидкостями, равновесными с оливином мантии в области высоких температур и давлений [Green, Ringwood, 1967]. В нашей работе использован параметр магнезиальности $Mg\#_{at}$, который равен $100 \times (MgO/40.319) / ((MgO/40.319) + (FeO/71.847))$. После систематизации данных и с учетом перечисленных выше условий, были отобраны высокомагнезиальные составы пород океанических островов Зеленого Мыса и Канарских островов с интервалом содержания $Mg\#_{at}$ от 44 до 78 (что грубо соответствует содержанию MgO 6.8–24 мас. %). Расплавы с повышенным $Mg\#_{at}$ (более 24 мас. % MgO) не использовались в работе. Они, с большой долей вероятности, могут представлять оливиновые кумуляты (гетерогенные системы оливин-расплав, возникающие в результате отсадки оливина), образующиеся в силу того, что в расплавах повышенной щелочности поле кристаллизации оливина является очень широким [Green, Ringwood, 1967].

Проведена типизация первичных расплавов островов Зеленого Мыса с оценкой распространенности каждого магматического типа. Для проведения петрохимической классификации составы из выборки по первичным магмам нанесены на диаграмму $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (рис.), предложенную впервые [Le Bas, Streckeisen, 1991] и одобренную и усовершенствованную международной ассоциацией по номенклатуре горных пород [Классификация..., 1997]. Точки составов щелочных магм островов Зеленого Мыса попадают в четыре поля: фойдиты, пикробазальты-пикриты, тефриты-базаниты и базальты (см. рис.). Базальтовое поле, в свою очередь, мы подразделяем на два поля – субщелочных базальтов и базальтов нормальной щелочности (толеитов). Такое деление было предложено в работе [MacDonald, 1974], а линия разграничения известна как линия Макдональда-Кацуры. Таким образом, первичные расплавы Зеленого Мыса образуют пять петрохимических типов.

1. Фойдиты (27 %) – низкремнеземистые ($SiO_2 < 41$ мас. %) породы, обычно с высоким содержанием щелочей и нормативного нефелина (до 15 %). Среди этой группы встречаются породы с нормативным ларнитом и модальным мелелитом. Для большинства вулканитов содержание суммы щелочей составляет выше 4 %. Для группы характерно максимальное содержание MgO и присутствие фельдшпатоидов.

2. Пикробазальты (анкармиты) (28 %). Для них, наряду с высоким содержанием MgO , характерны низкие значения нормативного нефелина (около 5 %).

3. Базаниты-тефриты (39 %) – наиболее представительная группа, отличается от предыдущей по уровню содержания суммы щелочей – около 6–8 %. Наряду с высоким содержанием MgO , для них характерны высокие концентрации нормативного нефелина, часто наблюдается модальный нефелин или другие фельдшпатоиды. В этой группе очень сильно варьируют содержания щелочей и MgO при относительно узком интервале содержаний SiO_2 (41–45 мас. %).

4. Щелочные базальты (5 %) выделены как содержащие нормативный нефелин. Группа характеризуется довольно слабой дисперсией в отношении петрогенных элементов.

5. Базальты нормальной щелочности – толеиты (1 %). По составу это толеитовые базальты, кварц-нормативные или с исключительно низким содержанием нормативного нефелина. Однако эти породы нельзя отнести к типичным толеитам (MORB) океанического дна согласно [Hofmann, 2003], т. к. по своим геохимическим и

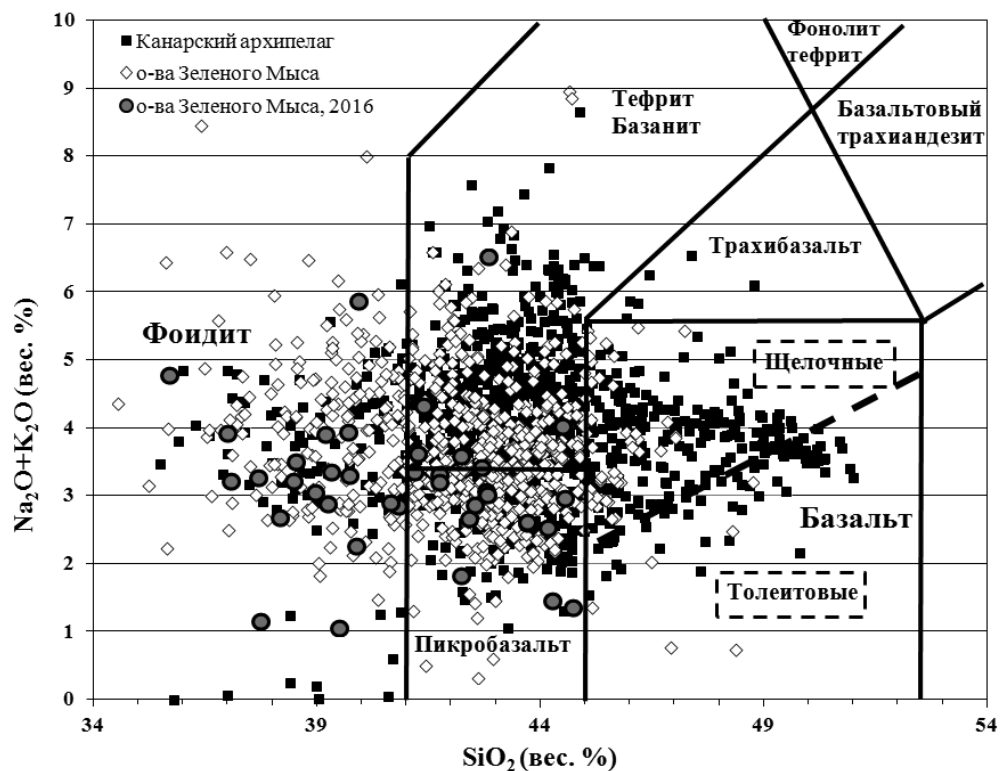


Рис. Типизация первичных лав островов Зеленого Мыса.

изотопным характеристикам они аналогичны щелочным базальтам. Достаточно большая выборка позволяет надежно охарактеризовать как соотношение типов первичных расплавов, так и их средние составы.

Таким образом, среди пород островов Зеленого Мыса преобладают базанитовые и тефритовые разности (39 %). Фойдиты и пикриты составляют 27 и 28 %, соответственно. Базальты образуют совсем небольшую группу (суммарно 6 %), где щелочные базальты наиболее распространены (5 % против 1 % толеитов). В результате, можно сделать вывод о преобладающем базанитовом характере щелочного магматизма островов Зеленого Мыса, тогда как фойдитовый и пикритовый типы играют вторую роль, будучи представленными в равных долях. Базальтовая компонента играет, очевидно, также подчиненную роль. В принципе, это достаточно ожидаемо с учетом отмеченного ранее в островах Зеленого Мыса превалирования высокомагнезиальных расплавов над продвинутыми (см. рис.).

Интересно отметить, насколько типично такое распределение магматических типов пород на фоне картины базальтов океанических островов Атлантики (ОИВ) в целом. Как было показано ранее [Жогарко и др., 2002], первичные высокощелочные составы фойдитового и базанитового типов составляют более 40 % от общего числа первичных магм, наиболее часто встречаемыми породами в ОИВ являются толеиты, составляя 47 %. На втором месте, представляя собой вдвое меньшую группу, находятся базаниты (23 %). Сразу следом за ними находятся щелочные базальты (18 %),

фоидиты и пикриты имеют самую низкую распространенность (8 и 4 %, соответственно). При сопоставлении характера магматизма островов Зеленого Мыса и ОИВ Атлантики видно, что если оставить за пределами рассмотрения низкомагнезиальную, а, соответственно, высококремнеземистую часть выборки, отмечается общая специфика распределения типов щелочных расплавов: главную роль во всех случаях играют базанитовые расплавы, составляя до 40 %.

Нами может быть сделан вывод о преобладающем базанитовом характере щелочного магматизма островов Зеленого Мыса при подчиненном фоидитовом и пикритовом типах. Щелочно-базальтовая компонента и толеитовый магматизм развиты незначительно. Отличием вулканитов Зеленого Мыса является повышенная доля фоидитов и незначительная роль щелочных базальтов и толеитов, что, в целом, нетипично для ОИВ Атлантики.

Литература

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 248 с.

Козарко Л. Н., Асавин А. М., Ряховский В. И. Типизация первичных расплавов и петрохимическое районирование внутриплитного щелочного магматизма Атлантики // Доклады академии наук. 2002. Т. 385. № 1. С. 1–4.

Green D. H., Ringwood A. E. The genesis of basaltic magmas // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1967. Vol. 15. P. 103–190.

Hofmann A. W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // Treatise on Geochemistry. 2003. Vol. 2. P. 61–101.

Le Bas M. J., Streckeisen A. L. The IUGS systematics of igneous rocks // Journal of Geological Society. London, 1991. Vol. 148. P. 825–833.

MacDonald R. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks // Bulletin Volcanologique. 1974. Vol. 38. P. 498–516.

В. А. Зайцев

*Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва
va_zaitsev@inbox.ru*

Эволюция внутриплитного магматизма Атлантики на примере анализа банка данных разновозрастных пород – подходы и результаты

В последние десятилетия периодически возникают дискуссии об эволюции магматизма Земли, что неизбежно связано с представлениями об эволюции мантии, поставляющей вещество и энергию. Наиболее ярко это проявлено в случае магматизма, связанного с плюмами, которые несут информацию не только о процессах в самой мантии, но и на границе раздела мантия-ядро. Анализ распределения возрастов карбонатитов привел к выводу о прогрессивном увеличении количества проявлений карбонатитов в геологической истории [Woolley, 1989]. И. Вайцер с соавторами [Veizer et al., 1992] считают, что это распределение отражает сохранность проявлений карбонатитов в процессах эрозии и орогенеза. Более общее рассмотрение (не только карбона-

титового, но и щелочного магматизма в геологической истории) предпринято Л. Н. Когарко [2006] и привело ее к выводу, что наблюдаемое распределение датировок отражает рост активности щелочного магматизма в геологической истории. Этот рост связывается с процессом прогрессивного окисления мантии за счет субдукционного привноса в нее окислителей – воды и углекислоты.

В свете этой дискуссии интересно рассмотреть эволюцию внутриплитного магматизма Атлантического океана, поскольку он практически со всех сторон окружен пассивными океаническими окраинами, а это значит, что для геологического изучения доступна практически вся созданная с момента его возникновения океаническая литосфера.

Для статистического анализа была использована база данных GIM, созданная в рамках проекта «Электронная Земля. Геодинамика, геохимия, металлогения, электронная картография». Первичная выборка содержала 23515 анализов пород, свойств внутреннего магматизму Атлантического океана, из них 6655 анализов содержали данные о возрасте породы, определенном с точностью до периода и лучше. Из рассмотрения были изъяты данные по Исландии, Карибскому бассейну и дуге Скотта, поскольку магматизм этих участков не является чисто внутриплитным.

Для того, чтобы проследить, как менялась геохимия внутриплитного магматизма в ходе эволюции Атлантического океана, удобно воспользоваться систематикой, предложенной в работе [Когарко и др., 2002]: по содержанию MgO 8–24 % 1235 анализов из общего числа отнесено к первичным магмам, после чего первичные магмы были разделены на пять типов: I – фойдиты, II – пикриты, III – тефриты-базаниты, IV – щелочные базальты и V – толеиты. Распределение анализов каждого из типов первичных магм по возрастам приведено в таблице.

Т а б л и ц а

**Распределение анализов, характеризующих внутриплитный магматизм
Атлантического океана по временным интервалам**

	Длительность, млн лет	Число анализов	Число анализов длительность (млн лет ⁻¹)	Первичные магмы, %*					Доля первичных магм, %
				I тип	II тип	III тип	IV тип	V тип	
K	80	2503	31.29	4/1	5/1	3/1	8/2	473/96	20
K ₁	45.9	2156	44.86	1/0	1/0	1/0	6/1	419/98	20
K ₂	34.1	319	8.94	3/5	4/6	2/3	2/3	51/82	19
P	42.47	1495	35.20	14/5	1/0	3/1	0/0	249/93	18
P ₁	9.70	226	22.25	0/0	0/0	0/0	0/0	4/100	2
P ₂	21.9	424	18.49	0/0	0/0	1/2	0/0	58/98	14
P ₃	10.87	800	70.30	0/0	1/1	0/0	0/0	187/99	24
N	21.22	1416	66.73	28/10	14/5	76/27	8/3	159/56	20
N ₁	17.7	1144	61.73	3/2	8/4	27/14	2/1	147/79	16
N ₂	3.52	261	70.82	25/26	6/6	48/49	6/6	12/12	37
Q	1.81	680	375.69	7/3	2/1	93/39	54/23	81/34	35
Q ₁	1.71	80	44.68	4/13	2/7	20/67	2/7	2/7	38
Q ₂	0.10	422	4030.69	1/1	0/0	67/38	34/19	74/42	42

П р и м е ч а н и е . *, числитель – число анализов, знаменатель – отношение этого числа к числу всех анализов первичных магм данного возраста.

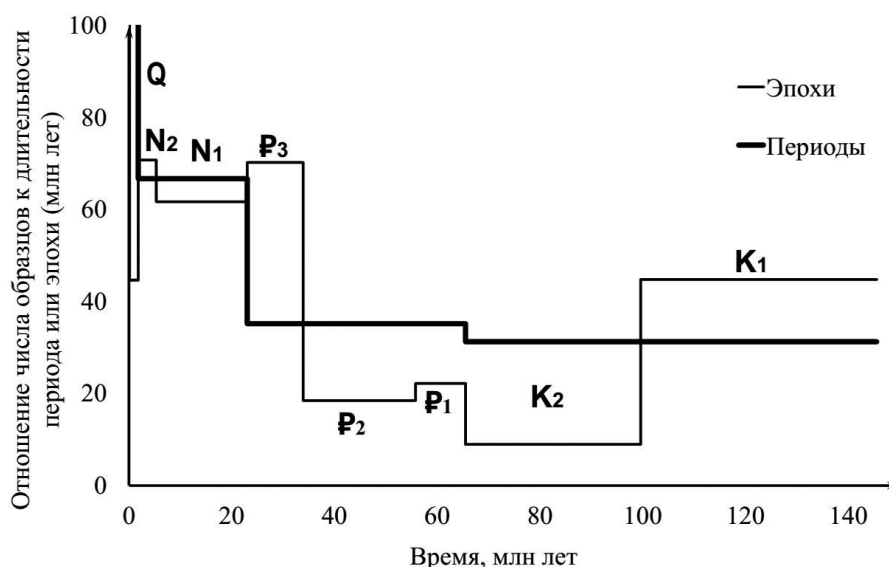


Рис. 1. Эволюция активности внутриплитного магматизма Атлантического океана – модифицированная гистограмма во времени, выраженная как отношение числа анализов к длительности соответствующего периода или эпохи. Величины для голоцена (4031) и четвертичного периода (376) выходят за пределы графика.

Особенностью имеющейся общности анализов является преобладание не абсолютных (изотопных), а геологических датировок, что делает невозможным построение по ним классических гистограмм, используемых в построениях Л. Н. Когарко и А. Вулли, поскольку деление геохронологической шкалы неравномерно. Приведенные на рисунке 1 графики являются, по существу, модифицированными гистограммами, где по оси времени отложены длительности промежутков времени, а по вертикальной – отношение количества анализов к длительности соответствующего периода или эпохи. В этом случае, площадь под каждым из горизонтальных отрезков пропорциональна количеству образцов в базе данных, а высота отрезка – отражает **суммарную** активность внутриплитного магматизма Атлантического океана для данного временного промежутка. Рисунок 1 отчетливо демонстрирует рост суммарной активности внутриплитного магматизма Атлантического океана во времени, начиная с позднего мела. Высокий уровень внутриплитной активности для раннего мела может быть объяснен раскрытием океана под действием суперплюмов. Чрезвычайно высокая величина отношения, рассчитанная для последнего промежутка времени (422 анализа, возраст которых относится к голоцену, длительностью всего 100 тыс. лет), несравнима со значениями, характерными для более ранних промежутков времени. Объяснение этого не может быть только геологическим, а в большей степени связано с эффектом опробования.

Поскольку площадь Атлантического океана существенно увеличивалась за время его существования, логично оценивать также **удельную** активность внутриплитного магматизма, как отношение суммарной активности к площади океана в соответствующий момент времени (площадь океана в разные моменты времени взята из работы [Асавин, Чесалова, 2006] с поправкой на датировки палеомагнитных инверсий

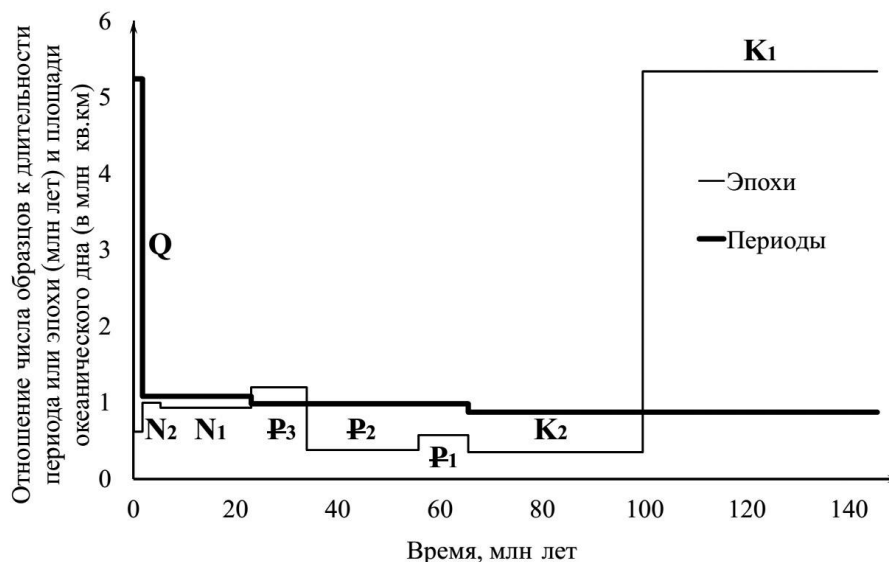


Рис. 2. Эволюция активности внутриплитного магматизма Атлантического океана – модифицированная гистограмма во времени, выраженная как отношение числа анализов к длительности соответствующего периода или эпохи. Величина для голоцена (56) выходит за пределы графика.

[Gee, Kent, 2007]). На рисунке 2 показана эволюция «удельной активности» магматизма Атлантики. На графике видно, что она оставалась практически постоянной в течение всего времени, начиная с позднего мела и лишь для четвертичного периода наблюдается ее возрастание. Таким образом, начиная с позднего мела, способность мантии под Атлантическим океаном продуцировать магматизм сохранялась постоянной, и рост числа проявлений вулканизма был связан с увеличением площади океана.

Рассмотрим эволюцию соотношения между первичными магмами и дифференциатами и эволюцию доли разных типов первичных магм. Рассмотрение последней колонки таблицы показывает, что доля первичных магм во внутриплитном магматизме Атлантического океана сначала уменьшалась, а затем – возрастала до современного уровня. Очевидно, эта доля не связана с какой-либо эволюцией мантии, а определяется процессами, проходящими в верхних оболочках Земли, где происходит дифференциация расплавов.

Соотношение различных типов первичных магм также закономерно меняется в ходе эволюции Атлантического океана. До раннего неогена включительно преобладают толеиты при подчиненном значении остальных типов магм. В неогене и четвертичном периоде доля толеитов уменьшается, в то время как доли других типов магм увеличиваются. Наименее ярко это проявлено для пикритов, доля которых невелика и приблизительно одинакова в неогене и плейстоцене. Для фойдитов и базанит-тефритов максимум проявлен более отчетливо, причем для фойдитов он приходится на плиоцен, а для базанит-тефритов – на плейстоцен. Доля щелочных базальтов в неогеновом и четвертичном периодах постепенно растет, достигая своего максимума в современное время. Также в современное время наблюдается повторный рост доли толеитов, причем более резкий, чем рост доли щелочных базальтов. Таким образом, можно

выстроить типы первичных магм по времени максимального развития в неоген-четвертичное время: фойдиты – пикриты – тефрит-базаниты – щелочные базальты – толеиты (повторный рост). Этот ряд совпадает с рядом уменьшения плотности расплавов, рассчитанным при помощи программы Glass Density Calc v3.0 по средним составам из работы [Когарко и др., 2002]: фойдиты – 2.96, пикриты – 2.90, тефрит-базаниты – 2.88, щелочные базальты – 2.82, толеиты – 2.78 (в качестве содержания воды взята оценка среднего для внутриплитных магм содержания 0.44 % [Коваленко и др., 2000]). Расчет выполнен для давления 30 кбар и температуры 1000 °С.

Плотность расплавов – важнейшая характеристика, определяющая их транспорт к поверхности и геометрические характеристики вулканических центров через условие гидростатического равновесия [Масуренков, 1979]. Поэтому наличие четкой связи между плотностью магм и наблюдаемым распределением их возрастов свидетельствует о том, что изменение пропорций типов первичных магм связано не с эволюцией состава мантийного источника, а с процессами в верхних этажах литосферы, прежде всего, построением вулканических аппаратов и их разрушением, определяющими для пород того или иного состава и возраста сохранность и доступность для опробования.

В ряде случаев, в пределах одного острова наблюдаются породы, сформированные при застывании разновозрастных первичных магм. При рассмотрении геологии таких островов становится очевидным существование контрастных комплексов, более древний из которых толеитовый – формирует большую часть объема постройки. Часто он представлен интрузивными породами и продуктами подводных излияний, тогда как более молодые породы формируют стратовулканы. Таким образом, статистический анализ банка данных показывает, что эволюция внутриплитного магматизма Атлантического океана определяется не направленным изменением состава мантийного субстрата, а ростом океана и закономерными различиями в сохранности разных типов пород.

Литература

- Асавин А. М., Чесалова Е. И. Существовал ли временной сдвиг в активности толеитового и щелочного вулканизма Атлантического океана? // Тез. вулканол. сов. Улан-Удэ, 2006. Т. 3. С. 12–16.
- Коваленко В. И., Наумов В. Б., Ярмолюк В. В., Дорофеева В. А. Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. № 2. С. 131–164.
- Когарко Л. Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 1–10.
- Когарко Л. Н., Асавин А. М., Ряховский В. И. Типизация первичных расплавов и петрохимическое районирование внутриплитного, щелочного магматизма Атлантики // Доклады академии наук. 2002. Т. 358. № 1. С. 97–100.
- Масуренков Ю. П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 221 с.
- Ge J. S., Kent D. V. Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity time scale. Columbia University Academic Commons, 2007. <http://hdl.handle.net/10022/AC:P:12454>.
- GIM. База данных по геохимии внутриплитного магматизма. http://earth.jssc.ru/databases_ru.php
- Glass Density Calc v3.0. <http://www.kaylaicovino.com/tools-for-petrologists/>
- Veizer J., Bell K., Jansen S. L. Temporal distribution of carbonatites // Geology. 1992. Vol. 20. P. 1147–1149.
- Woolley A. R. The spatial and temporal distribution of carbonatites // in Bell K. (ed.) Carbonatites: Genesis and evolution. London, Unwin Hyman, 1989. P. 15–37.

В. А. Симонов, А. В. Котляров
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
simonov@igm.nsc.ru

**Физико-химические параметры кислых магматических систем,
имеющих тесную связь с формированием сульфидных месторождений
в древних субдукционных (переходных континент-океан) зонах**

В последние годы в результате изучения расплавных включений в кварце получен значительный объем информации о физико-химических параметрах кристаллизации кислых магматических комплексов пород, обладающих тесной пространственной и генетической связью с колчеданными месторождениями Урала и Алтае-Саянской складчатой области [Наумов и др., 1999; Симонов и др., 1999; 2005; 2006; Карпухина и др., 2013; Simonov et al., 2010]. В нашем распоряжении имеется представительное количество оригинальных данных (около 200 анализов) по составам расплавных включений в кварце из пород месторождений Урала (Яман-Касы и Вишневское) и Алтае-Саянской области (Кызыл-Таштыг, Юбилейное и Салаирское рудные поля в Сибири, а также Николаевское в Казахстане). Этот значительный объем данных дополнен информацией по составу включений в кварце месторождений Верхнеуральского рудного района (около 30 анализов) из работы [Наумов и др., 1999].

Судя по результатам предыдущих работ, большинство отмеченных выше колчеданных месторождений формировалось в древних субдукционных (переходных континент-океан) зонах в условиях развития островных дуг и окраинных морей (или задуговых бассейнов) различного возраста [Масленников, Зайков, 1998; Симонов и др., 1999; Лапухов и др., 2001; Зайков, 2006]. К наиболее древним (кембрийским) структурам принадлежат месторождения Тувы (Кызыл-Таштыг) и Салаирского кряжа. Для сульфидных месторождений Урала возраст вмещающих толщ варьирует от силура (Яман-Касы) до девона (Вишневское и Верхнеуральский район). Месторождения Рудного Алтая (Юбилейное и Николаевское) формировались в девоне. Таким образом, на основе изучения расплавных включений есть возможность выяснить особенности эволюции во времени параметров магматических систем, тесно связанных с формированием колчеданных месторождений.

Расплавные включения исследовались в высокотемпературной микротермокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984]. Эксперименты с включениями в кварце при высоких температурах проводились согласно методикам, опубликованным ранее [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Учитывая высокие содержания SiO_2 и, соответственно, повышенную вязкость расплавов во включениях, время опытов было увеличено по сравнению с экспериментами с включениями в минералах из основных пород. Составы стекол расплавных включений проанализированы на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск).

В кварце из пород рассмотренных месторождений исследовались первичные расплавные включения (10–50 мкм), которые равномерно располагаются в центральных частях вкрапленников либо формируют прямолинейные полосы по зонам роста кристаллов. Формы включений правильные округлые, с некоторой огранкой. Часть включений содержит прозрачное стекло с газовым пузырьком, а другие – заполнены

микрозернистой темной массой. В ходе высокотемпературных экспериментов (820–850 °C) во включениях изменяются фазы, и по краям появляется светлая кайма расплава. При температурах 900–1000 °C содержимое большинства включений плавится, и в расплаве обособляется несколько газовых пузырьков, которые при повышении температуры заметно уменьшаются. Если во включениях сохранились кристаллические фазы, то при дальнейшем нагреве они расплавляются, и в гомогенном расплаве остается один газовый пузырек. Полностью гомогенными включения из кварца месторождений Алтае-Саянской области становятся в большинстве случаев при температурах 1055–1180 °C. Близкие температуры гомогенизации расплавных включений в кварце эффузивов были получены и другими исследователями [Бабанский и др., 1995; Титов и др., 1996; Карпухина и др., 1998]. В то же время, для месторождений Урала определен более широкий диапазон температур гомогенизации (910–1190 °C) включений в кварце, частично совпадающий с данными по Алтае-Саянской области, а также включающий и более низкие значения (910–1030 °C), установленные для месторождения Яман-Касы. Реальность этого широкого интервала подтверждается закономерными связями значений температур с составами включений. В частности, при понижении температур гомогенизации (от 1190 до 910 °C) последовательно растет железистость (FeO/MgO от 5 до 22) и падает содержание MgO во включениях.

По химическому составу расплавные включения в кварце из порфиров рассмотренных колчеданных месторождений в подавляющем большинстве случаев соответствуют риодацитам и риолитам нормальной щелочности. Минимальное количество щелочей (2.1–4.8 мас. %) характерно для древних (кембрийских) расплавов (месторождения Тувы и Салаира в Сибири), а максимальное (с широким диапазоном суммы щелочей от 2.2 до 8 мас. %, в единичных случаях до 9 мас. %) – для наиболее молодых (девонских) месторождений Рудного Алтая – Юбилейное в Сибири и Николаевское в Казахстане. Для промежуточных по возрасту (силур–девон) месторождений Урала также отмечен фактически промежуточный характер магматизма с образованием двух трендов эволюции расплавов и уменьшением значений щелочей на фоне роста SiO_2 . Один тренд (падение суммы щелочей от 3.9 до 2.5 мас. %) совпадает с данными по кембрийским системам и с минимальными значениями для девонских, другой (от 7.4 до 3.8 мас. % щелочей) – близок максимальным данным для девонских расплавов (рис.).

По соотношению FeO/MgO-SiO_2 (критерий А. Мияширо) подавляющее большинство точек составов расплавных включений в кварце из пород рассмотренных месторождений располагается в поле толеитовых серий. Все данные разбиваются на две группы по значениям FeO/MgO : 5–14 и 15–26. В случае девонских месторождений повышенной железистостью обладают только риодацитовые (SiO_2 до 74–75 мас. %) расплавы.

Для включений в кварце месторождений Алтае-Саянской области характерны вариации отношения $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ в диапазоне 0.4–2.4, соответствующие К–Na сериям. В то же время включения в кварце месторождений Урала обладают гораздо более низкими значениями $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ (0.15–0.44) и располагаются на границе между К–Na и Na сериями.

Отношения $\text{K}_2\text{O/TiO}_2$ должны быть наиболее близки исходным глубинным характеристикам магматических систем, т. к. в ходе фракционирования расплавов в них одновременно возрастают содержания обоих компонентов. Это положение подтверждается данными по включениям в кварце из пород месторождений Урала, в которых

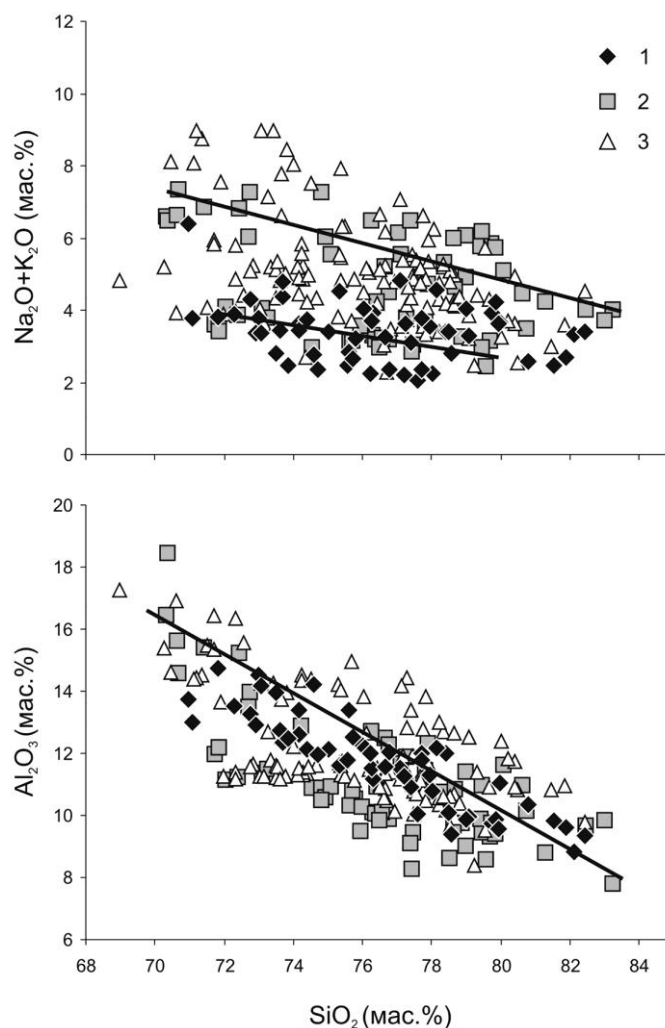


Рис. Зависимость содержания суммы щелочей и Al_2O_3 от количества SiO_2 в составе расплавных включений в кварце из пород колчеданных месторождений Урала и Алтае-Саянской области.

1–3 – расплавные включения в кварце из кембрийских (1 – Кызыл-Таштыг и Салаирское рудное поле), силурийских и девонских (2 – Яман-Касы, Вишневское и Верхнеуральский рудный район), девонских (3 – Юбилейное и Николаевское) пород колчеданных месторождений Урала (2) и Алтае-Саянской области (1, 3). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Наумов и др., 1999].

значения $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ находятся в относительно узком (3–10) диапазоне независимо от количества SiO_2 . Это минимальные значения по сравнению с данными по включениям в кварце из кембрийских (до 30) и девонских (до 55) пород Алтае-Саянской области. Таким образом, кислые расплавы месторождений Алтае-Саянской области были изначально обогащены щелочами (калием) по сравнению с относительно примитивными глубинными магматическими системами Урала.

На вариационных диаграммах Харкера содержания основных химических компонентов (TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O) падают на фоне роста SiO_2 в изученных включениях в кварце, независимо от возраста и местоположения месторождений. Это хорошо видно на примере Al_2O_3 , количество которого отчетливо уменьшается от 17 до 8 мас. % при накоплении SiO_2 (см. рис.), что свидетельствует о фракционировании плагиоклазов (с образованием вкрапленников) в ходе дифференциации расплавов.

Показывая единообразные направления трендов фракционирования на диаграммах Харкера, расплавные включения в кварце из различных месторождений обладают некоторыми особенностями поведения отдельных химических компонентов. Максимальные значения FeO и MgO характерны для древних (кембрийских) расплавов, а минимальные – для молодых (девонских). Магматические системы Урала (силур–девон) занимают промежуточное положение с образованием двух трендов, ассоциирующих с максимальными (кембрий) и минимальными (девон) значениями. Расплавы месторождений Урала обладают максимальными содержаниями кальция и натрия по сравнению с магмами Алтае-Саянской области. Для калия устанавливается обратная картина со значительным обогащением (K_2O до 3.9 мас. %) расплавов Рудного Алтая при минимальных Na_2O (до 0.8 мас. %). Для фосфора и хлора (как и для основных петрогенных компонентов) характерно падение значений на фоне роста SiO_2 в расплаве, независимо от возраста и местоположения месторождений. В то же время существуют резкие отличия по абсолютному содержанию этих компонентов. Так, расплавы месторождений Урала содержат значительно больше P_2O_5 и меньше Cl по сравнению с кислыми расплавами Алтае-Саянской области.

В целом, на основе представленных данных по расплавным включениям в кварце можно сделать следующие выводы о физико-химических условиях кислых магматических систем, имеющих тесную связь с формированием сульфидных месторождений Урала и Алтае-Саянской области. Имеются общие характеристики расплавов для всех рассмотренных колчеданных месторождений, независимо от возраста и местоположения: наличие высокотемпературного (1055–1180 °C) интервала кристаллизации, падение содержания всех основных химических компонентов на фоне роста SiO_2 , а также разделение на две группы по значениям железистости. Существует определенная эволюция во времени составов кислых расплавов, имеющих тесную связь с колчеданными месторождениями: растут содержания суммы щелочей и падает количество железа и магния при переходе от древних (кембрийских) к наиболее молодым (девонским).

Несмотря на определенное сходство кислых магматических систем Урала и Алтае-Саянской области, существуют и различия. Прежде всего, это гораздо более широкий интервал температур кристаллизации (с минимальными значениями до 910 °C) обогащенных натрием и фосфором расплавов Урала в отличие от преимущественно высокотемпературных, с повышенными содержаниями калия и хлора магм Алтае-Саянской области. Установленное сходство кислых магматических систем в различных колчеданных месторождениях обусловлено тем, что все они формировались фактически в однотипной палеогеодинамической обстановке, связанной с развитием субдукции в переходной зоне континент-океан. Различия, скорее всего, могут быть следствием приуроченности месторождений к определенным структурам этих сложных по своему строению зон. В частности, девонские месторождения формировались преимущественно в условиях островных дуг, а кембрийские – в задуговых бассейнах.

Работа выполнена при поддержке проекта VIII.66.1.1., РФФИ (проект № 16-05-00313) и проекта совместных исследований СО РАН и УрО РАН.

Литература

- Бабанский А. Д., Ашихмина Н. А., Коваленко В. И., Лятифова Е. Н., Кононкова Н. Н. Исходная магма пород Верхнекегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ) по данным изучения включений в минералах // Доклады академии наук. 1995. Т. 344. № 2. С. 226–228.
- Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.
- Карпухина В. С., Наумов В. Б., Баранов Э. Н., Кононкова Н. Н. Состав расплавов кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) по данным изучения включений в кварце // Доклады академии наук. 1998. Т. 358. № 1. С. 100–103.
- Карпухина В. С., Наумов В. Б., Викентьев И. В. Генезис колчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района (Южный Урал, Россия): свидетельства магматического вклада металлов и флюида // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 2. С. 145–165.
- Лапухов А. С., Симонов В. А., Ковязин С. В. Особенности формирования магматических комплексов Салаирского колчеданно-полиметаллического рудного поля (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1186–1195.
- Масленников В. В., Зайков В. В. Колчеданосные палеогидротермальные поля окраинно-океанических структур Урала (классификация, рудные фации, модель развития). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 92 с.
- Наумов В. Б., Карпухина В. С., Баранов Э. Н., Кононкова Н. Н. Составы расплавов, содержания летучих компонентов и элементов-примесей, температуры кристаллизации кварца кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) // Геохимия. 1999. № 4. С. 339–351.
- Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Симонов В. А., Гаськов И. В., Ковязин С. В., Борисенко А. С. Эволюция геохимических параметров кислых расплавов при формировании колчеданных месторождений Рудного Алтая // Доклады академии наук. 2005. Т. 403. № 5. С. 674–677.
- Симонов В. А., Зайков В. В., Ковязин С. В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–1999. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 16–23.
- Симонов В. А., Ковязин С. В., Тереня Е. О., Масленников В. В., Зайков В. В., Масленникова С. П. Физико-химические параметры магматических и гидротермальных процессов на колчеданном месторождении Яман-Касы, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 5. С. 423–438.
- Соболев А. В., Слуцкий А. Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.
- Титов А. В., Владимиров А. Г., Крук Н. Н., Палесский С. В. Петрогенезис и возраст вулканитов Кызылрабатской структуры (Юго-Восточный Памир) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 5. С. 62–72.
- Simonov V. A., Gaskov I. V., Kovyazin S. V. Physico-chemical parameters from melt inclusions for the formation of the massive sulfide deposits in the Altai–Sayan Region, Central Asia // Australian Journal of Earth Sciences. 2010. Vol. 57. P. 737–754.
- Sobolev A. V., Danyushevsky L. V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // Journal of Petrology. 1994. Vol. 35. P. 1183–1211.

Часть 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ

А. И. Брусницын¹, Е. В. Старикова², И. Г. Жуков^{3,4}

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург
brusspb@yandex.ru

² – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А. П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

³ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

⁴ – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

Минералогия марганцевоносных метаосадков Урала: петрологические и геологические приложения

Введение. На Урале известно несколько десятков небольших по запасам стратиформных месторождений марганца осадочного или гидротермально-осадочного генезиса (рис., табл.). В большинстве случаев марганцевоносные отложения преобразованы процессами регионального метаморфизма при *PT*-параметрах пренит-пумпеллитовой или зеленосланцевой фаций. Марганцевые породы еще сохраняют реликты осадочного протолита, но вместе с тем в них уже происходит кристаллизация типично метаморфогенных минералов. Изучение таких «переходных» пород дает хорошую возможность проследить изменения фазового состава марганцевоносных отложений при постепенном повышении температуры и давления, то есть, при переходе от осадочной породы к метаморфической. Подобные генетические реконструкции стали одной из главных задач данной работы.

Результаты исследований. В составе марганцевых метаосадков Урала диагностировано 108 минералов [Брусницын, 2000; 2013; 2015; Старикова, 2014]. По набору главных минералов породы делятся на три типа: I) карбонатные, II) оксидно-карбонатно-силикатные и III) оксидно-силикатные. В первом типе главными носителями марганца являются карбонаты, во втором – разнообразные силикаты Mn^{2+} в ассоциации с оксидами и карбонатами, в третьем – силикат Mn^{3+} браунит. Каждый из трех типов объединяет несколько минералогических разновидностей пород, между которыми возможны взаимные переходы. Так, в первом типе выделяются: а) родохрозитовые, б) сидерит-родохрозитовые и в) кутнагоритовые породы. Оксидно-карбонатно-силикатные породы удобно разделить на пять групп (г–з). Породы группы (г) сложены преимущественно гаусманнитом, родохрозитом и тефроитом. Здесь же могут присутствовать пирохроит, яacobсит, гуммиты (аллеганит, риббеит, сонолит), кариопилит, кальцит, кутнагорит и др. минералы. В группу (д) включены породы, состоящие из силикатов (тефроита, родонита, пироксмангита, кариопилита и/или фриделита, минералов групп гумита, граната и эпидота и др.), кварца, родохрозита и кальцита. Породы группы (е) близки породам группы (д), но не содержат кариопилита и/или фриделита. В породах групп (ж) и (з) отсутствуют оксиды марганца и тефроит, а родохрозит наблюдается в виде редкого минерала. В группе (ж) доминирующими

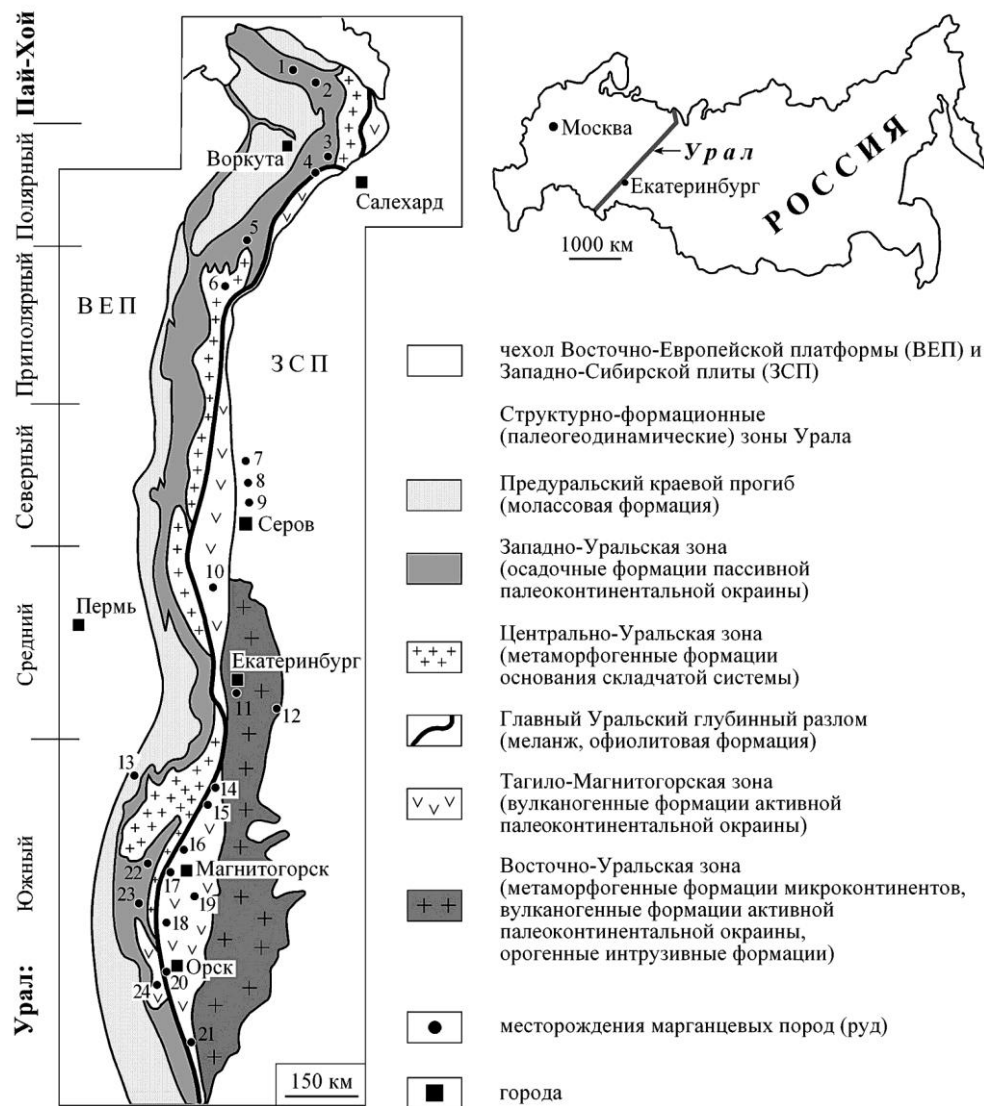


Рис. Схема размещения главных месторождений марганцевых пород Урала. Составлена по материалам [Михайлов, 2001; 2011; Контарь и др., 1999; Брусницын, Жуков, 2010; Брусницын, 2013; Старикова, 2014].

Месторождения: 1 – Хэйяхинское, Сибирчатаяхинское; 2 – Карское, Надейяхинское-1 и -2, Нижнесиловское, Силовыхинское; 3 – Собское; 4 – Верхнетышорское; 5 – Парнокское; 6 – Вэраю; 7 – Бурмантовское; 8 – Полуночное, Тыньинское, Березовское и др.; 9 – Екатеринбургское; 10 – Сапальское; 11 – Малоседельниковское, Кургановское, Бородулинское; 12 – Клеванинское; 13 – Улу-Телякское; 14 – Кожавское; 15 – Уразовское; 16 – Биккуловское, Казгант-Таш, Кусимовское, Ниязгуловское-1 и -2, Аюсазовское, Габдимовское; 17 – Кызыл-Таш; 18 – Южно-, Средне- и Северо-Файзулинское; 19 – Бахтинское, Кипчарское; 20 – Аккермановское; 21 – Шуулдакское; 22 – Шигрышское; 23 – Зилаирское; 24 – Губерлинское, Харьковское.

Т а б л и ц а

Характеристика месторождений марганцевых пород Урала

№ на карте	Месторождение	Вмещающие породы	Возраст	Мета-мор-физм	Минеральный состав марганцевых пород	
					Тип	Главные минералы
1	2	3	4	5	6	7
<i>Локализованные в осадочных толщах пассивной палеоконтинентальной окраины (месторождения Пай-Хоя и Полярного Урала)</i>						
1	Хяяхинское, Сибирчатаяхинское	Яшмы, углеродистые глинисто-карбонатно-кремнистые сланцы	D ₃	PP-GS	Iв	Кварц, кутнагорит
2	Карское	Яшмы, углеродистые кремнистые сланцы	D ₃	PP-GS	Ia	Кварц, родохрозит
2	Нижнесиловское	Яшмы, углеродистые глинисто-карбонатно-кремнистые сланцы	D ₃	PP-GS	Iв	Кварц, кутнагорит
2	Силоваяхинское	Глинисто-кремнистые сланцы	D ₃	PP-GS	IIд	Кварц, родонит, пироксмангит, фриделит, родохрозит
2	Надейяхинское-1	Глинисто-карбонатно-кремнистые сланцы	D ₃	PP-GS		Кварц, тефроит, сонолит, пироксмангит, фриделит, родохрозит, кутнагорит
2	Надейяхинское-2	Яшмы	D ₃	PP-GS	IIж	Кварц, гематит, родонит, ортоклаз
3	Собское	Углеродистые кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы	D ₃ -C ₁	PP-GS	Iб	Кварц, родохрозит, сидерит, шамозит
					IIд	Кварц, спессартин, пироксмангит, фриделит, родохрозит
5	Парнокское ¹	Углеродистые глинисто-кремнисто-карбонатные сланцы и известняки	O ₂₋₃ (D ₂ ?)	PP	Ia	Родохрозит
					IIз	Гаусманнит, пирохроит, тефроит, кальцит, родохрозит
					IIд	Тефроит, сонолит, аллеганит, риббит, спессартин, родонит, кариопилит, фриделит, кальцит, родохрозит

Продолжение табл.

1	2	3	4	5	6	7
<i>Локализованные в вулканогенно-осадочных толщах активной палеоконтинентальной окраины (месторождения Среднего и Южного Урала)</i>						
11	Малоседейни- ковское	Углеродистые глинисто-кремнистые сланцы, кварциты	S ₁	GS	Пе	Кварц, тефроит, сонолит, аллеганит, спессартин, родонит, пироксмангит, родохрозит
11	Кургановское	Углеродистые глинисто-кремнистые сланцы	S ₁	GS		Кварц, тефроит, спессартин, родонит, родохрозит
11	Бородулинское	Углеродистые глинисто-кремнистые сланцы, кварциты	S ₁	GS		Кварц, тефроит, сонолит, аллеганит, спес- сартин, родонит, родохрозит, кальцит
14	Кожаевское	Джаспериты, яшмы	D ₂₋₃	PP	Пз	Гаусманнит, тефроит, кариопилит, ро- дохрозит
					Пд	Гематит, тефроит, спессартин, андрадит, гроссуляр, родонит, альбит, родохрозит
15	Уразовское	Джаспериты, яшмы, вулканомиктовые породы	D ₂	PP	Пж	Андрадит, эпидот, родонит, кариопилит, кальцит
					Пз	Кварц, эпидот, пьомонтит
16	Казган-Таш	Джаспериты, яшмы	D ₂₋₃	PP	Пд	Кварц, гематит, тефроит, андрадит, гроссуляр, эпидот, родонит, кариопилит, кальцит
16	Биккуловское	Джаспериты, яшмы, вулканомиктовые породы	D ₂₋₃	PP	Пз	Гаусманнит, тефроит, кариопилит, ро- дохрозит
					Пд	Кварц, гематит, тефроит, андрадит, эпи- дот, пьомонтит, пумпеллиит-Mg, родо- нит, кариопилит, парсеттенсит, кальцит, родохрозит
					Пз	Кварц, эпидот, пумпеллиит-Mg, пум- пеллиит-Mn, парсеттенсит, кальцит

Окончание табл.

1	2	3	4	5	6	7
16	Ниязгуловское-2, Аюсазовское, Габдимовское	Яшмы	D ₂	PP	Ши	Кварц, гематит, браунит
16	Кусимовское	Яшмы	D ₂	PP		Кварц, гематит, браунит
						Браунит, пьомонит, родонит, кариопилит, парсеттенсит, кальцит
17	Кызыл-Таш	Джаспериты, яшмы	D ₂₋₃	PP	Пг	Гаусманнит, тефроит, кариопилит, родохрозит, кутнагорит
					Пд	Кварц, гематит, тефроит, спессартин, андрадит, гроссуляр, эпидот, родонит, кариопилит, кальцит, родохрозит
18	Южно-Файзулинское (южный участок)	Джаспериты, яшмы, кремнистые сланцы	D ₂	PP	Пг	Гаусманнит, тефроит, аллеганит, риббеит, кариопилит, родохрозит
					Пд	Кварц, тефроит, аллеганит, риббеит, спессартин, пироксмангит, кариопилит, родохрозит
18	Средне-Файзулинское	Джаспериты, яшмы	D ₂	PP	Пж	Кварц, гематит, андрадит, родонит
18	Южно-Файзулинское (северный участок)	Яшмы	D ₂	PP	Ши	Кварц, гематит, браунит
18	Северо-Файзулинское	Яшмы	D ₂	PP		Кварц, гематит, браунит

Примечание. Степень метаморфизма: PP – пренит-пумпеллиитовая фация, GS – зеленосланцевая фация. Минералогические типы марганцевых пород: «восстановленные»: I – карбонатный, II – оксидно-карбонатно-силикатный; «окисленные»: III – оксидно-силикатный (подразделения на группы а–и – смотри в тексте).

¹ – для Парнокского месторождения приведены только минералы марганцевых руд, не приведены минералы тесно ассоциирующих с ними железных (магнетитовых) руд.

минералами являются кварц и родонит, а в группе (з) – кварц и марганцевый эпидот и/или пьомонтит. Оксидно-силикатные породы делятся на две группы, состоящие из (и) кварца, гематита и браунита и (к) браунита, родонита, пьомонтита, кариопилита, голландита и кальцита.

Генетическая интерпретация результатов. Марганцевоносные отложения большинства изученных месторождений преобразованы в условиях близких температур и давлений. Следовательно, разнообразие минералогии рудных залежей обусловлено не столько вариациями *PT*-условий метаморфизма, сколько различиями в составе исходного субстрата, которые закладывались еще на стадиях седиментации и диагенеза осадка. Независимо от источников марганца и механизмов его аккумуляции, накопление металла, вероятнее всего, изначально происходило преимущественно в форме оксидов Mn^{3+} и/или Mn^{4+} , как это имеет место в современном океане. При этом исходные отложения отличались по содержанию кремнистого, обломочного, карбонатного биогенного материалов, а главное – «сапропелевого» органического вещества (ОВ). Наличие или, наоборот, отсутствие ОВ контролировало окислительно-восстановительные условия минералообразования, а также концентрацию углекислоты в поровом растворе. Соединения марганца очень чувствительны к изменению этих параметров.

Образование карбонатов и силикатов Mn^{2+} происходит в восстановительных условиях на месте осадков, содержащих ОВ. Высокие концентрации углекислоты в поровом растворе способствуют кристаллизации родохрозита, а умеренные и низкие – силикатов. Измененные реликты седиментогенных оксидов наблюдаются в таких породах в виде гаусманнита, якобита и пирохроита. Следы ОВ регистрируются по изотопному составу углерода карбонатов [Брусницын, 2013; 2015], а иногда (месторождения Полярного Урала и Пай-Хоя) по присутствию рассеянного углеродистого вещества. В отложениях, практически лишенных ОВ, марганец сохраняет высокую степень окисления, давая начало брауниту, голландиту, пьомонтиту и некоторым другим минералам. Показательно, что браунитовые породы характерны для яшм бугулыгирского горизонта Южного Урала, которые маркируют глубоководные впадины открытого морского палеобассейна с низкой биологической продуктивностью водной массы и подавленным бентосом.

В составе марганцевых пород Урала широко развиты силикаты. Наблюдения показывают, что образование многих силикатов происходит путем ступенчатой трансформации обводненного $Mn-Si$ субстрата (геля?). На стадии диагенеза $Mn-Si$ фаза преобразовалась в неотокит (гидратированное $Mn-Si$ стекло), затем по неотокиту развился кариопилит (Mn -серпентин) и далее при увеличении температуры кристаллизовались пироксмангит, родонит, тефроит, спессартин и другие силикаты за счет реакций с участием кариопилита. К *PT*-параметрам пренит-пумпеллиитовой фации подавляющее большинство силикатов марганца являются устойчивыми. При увеличении температуры до уровня порядка 250–300 °С 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 на предметаморфических стадиях литогенеза.

Таким образом, одной из главных предпосылок для массового зарождения силикатов марганца в условиях низких температур и давлений является присутствие в исходном осадке аморфной $Mn-Si$ фазы. Химическая природа такого протолита и условия его накопления пока еще плохо изучены. Вероятнее всего, $Mn-Si$ фаза

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. Если 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. Вместо нее появляются более или менее обособленные минералы кремнезема (опал, кварц) и оксиды марганца. Если это верно, то масштабное появление в слабометаморфизованных породах разнообразных силикатов марганца служит одним из указаний на гидротермально-осадочный генезис исходных металлоносных отложений.

Выводы. Минеральный состав марганцевых метаосадков контролировался составом исходных отложений и, прежде всего, распределением в них органического вещества. Тип метаморфических пород (карбонатный, оксидно-карбонатно-силикатный и оксидно-силикатный) закладывался еще на стадии диагенеза. Марганец в осадке мог накапливаться не только в оксидной, но и в силикатной форме (Mn-Si гель, стекло и т. п.). В метаморфизованных марганцевых отложениях целесообразно выделять низкотемпературную кариопилитовую (или тефроит-кариопилит-пироксмангитовую ± родонит) и высокотемпературную бескариопилитовую (или тефроит-пироксмангитовую ± родонит) фации. *PT*-границы первой из них соответствуют цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фациям, второй – зеленосланцевой и более глубоким фациям. Высокие концентрации и большое видовое разнообразие в слабометаморфизованных породах силикатов марганца служит косвенным свидетельством гидротермально-осадочного происхождения металлоносных отложений.

Исследования поддержаны РФФИ (проект № 16-05-00227) и выполнены в рамках государственной бюджетной темы ИМин УрО РАН «Минералогия и геохимия рудных и рудоносных фаций как отражение геологической истории палеогидротермальных систем».

Литература

- Брусницын А. И. Родонитовые месторождения Среднего Урала (минералогия и генезис). СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.
- Брусницын А. И. Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: СПбГУ, ООО «ИПК КОСТА», 2013. 160 с.
- Брусницын А. И. Парнокское марганцевое месторождение, Полярный Урал: минералогия, геохимия и генезис руд. СПбГУ: Институт наук о Земле, 2015. 116 с.
- Брусницын А. И., Жуков И. Г. Марганцевые отложения Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал): строение залежей, состав, генезис // Литосфера. 2010. № 2. С. 77–99.
- Контарь Е. С., Савельева К. П., Сурганов А. В., Алешин Б. М., Шишкин М. А., Герасимов Н. Н., Костромин Д. А., Папулова О. Б., Сергеева В. В. Марганцевые месторождения Урала. Екатеринбург, 1999. 120 с.
- Михайлов Б. М. Актуальные проблемы прогнозирования марганцевых месторождений на Урале // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 1. С. 3–15.
- Михайлов Б. М. Марганец // Геология и полезные ископаемые России. Запад России и Урал. Том 1. Книга 2. Урал. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. С. 319–332.
- Старикова Е. В. Фаменская марганцевоносная формация Пай-Хоя // Литосфера. 2014. № 1. С. 58–80.

Д. Е. Савельев
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
savl71@mail.ru

Вариации состава акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов массивов Крака (Южный Урал) и их генетическое значение

Изучению геохимической неоднородности акцессорной и рудной хромшпинелидовой минерализации в офиолитовых и океанических перидотитах посвящены многочисленные работы. Установлено, что для офиолитовых шпинелидов весьма характерны широкие вариации отношения Cr/Al , небольшие изменения отношения Mg/Fe и в целом низкое содержание TiO_2 . Рудообразующие хромшпинелиды из офиолитов группируются в два контрастных типа – высокохромистый (металлургический) и высокоглиноземистый (тугоплавкий) [Hock et al., 1986; Поиски..., 1987; Перевозчиков и др., 2000]. В настоящей работе приводятся новые данные по составу акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов в рудоносных зонах из различных частей офиолитового массива Крака, и рассматривается их взаимосвязь со структурными особенностями пород.

Офиолитовые ультрамафиты массивов Крака обнажаются в северном замыкании Зилаирского мегасинклинория на западном склоне Южного Урала. Ультрамафиты относятся к лерцолитовому типу офиолитов [Савельева, 1987; Савельев и др., 2008]. Характер распределения в перидотитах РЗЭ слабо деплетированный: уровень содержаний всех РЗЭ близок к хондритовому [Савельев и др., 2008]. Состав оливина в перидотитах Крака изменяется от Fa_{10-12} в лерцолитах и гарцбургитах до Fa_{6-10} – в околорудных дунитах. Для хромшпинелидов характерны довольно значительные вариации отношения Cr/Al , параметр $Cr\#$ ($Cr/(Cr+Al)$) составляет 0.1–0.5 в лерцолитах и гарцбургитах, возрастая в дунитах до 0.6–0.8 (рис.). Величина $Mg\#$ ($Mg/(Mg+Fe)$) достигает максимальных значений в перидотитах (0.6–0.9) и снижается к дунитам и хромититам (0.4–0.7). Содержание TiO_2 в акцессорных хромшпинелидах обычно ниже предела обнаружения, но иногда достигает значений 0.1–0.2 мас. %. Другие примеси в хромшпинелидах массива имеют низкие содержания. Таким образом, перидотиты Крака соответствуют весьма слабо деплетированным мантийным ультрамафитам и сопоставляются с фрагментами корневых зон континентов либо континентальных рифтовых зон [Чашухин и др., 2007; Савельев и др., 2008].

По сравнению с этими особенностями ультрамафитов, рудообразующие хромшпинелиды из многочисленных небольших месторождений и рудопроявлений, рассредоточенных в пределах массивов имеют высокохромистый состав. Тела хромититов встречаются на всех четырех массивах Крака (Северном, Узянском, Среднем и Южном), но их наибольшее количество сосредоточено в юго-западной части массива Средний Крака (Саксей-Ключевская площадь) (1) и в западном блоке массива Южный Крака (Апшакская и Башартовская площади) (2) [Савельев и др., 2008].

Все первичные хромититы вмещаются дунитами, но в первом случае они приурочены к мощным и протяженным дунитовым телам на границе мантийного и корового разреза (т. н. палео-Мохо), а во втором – к небольшим по мощности линзовидным и таблитчатым по форме дунитовым телам среди перидотитов. Согласно морфологической классификации [Cassard et al., 1981] большинство тел хромититов относятся к типу «конкордантных месторождений» и характеризуются преобладанием вкрапленных текстур руд.

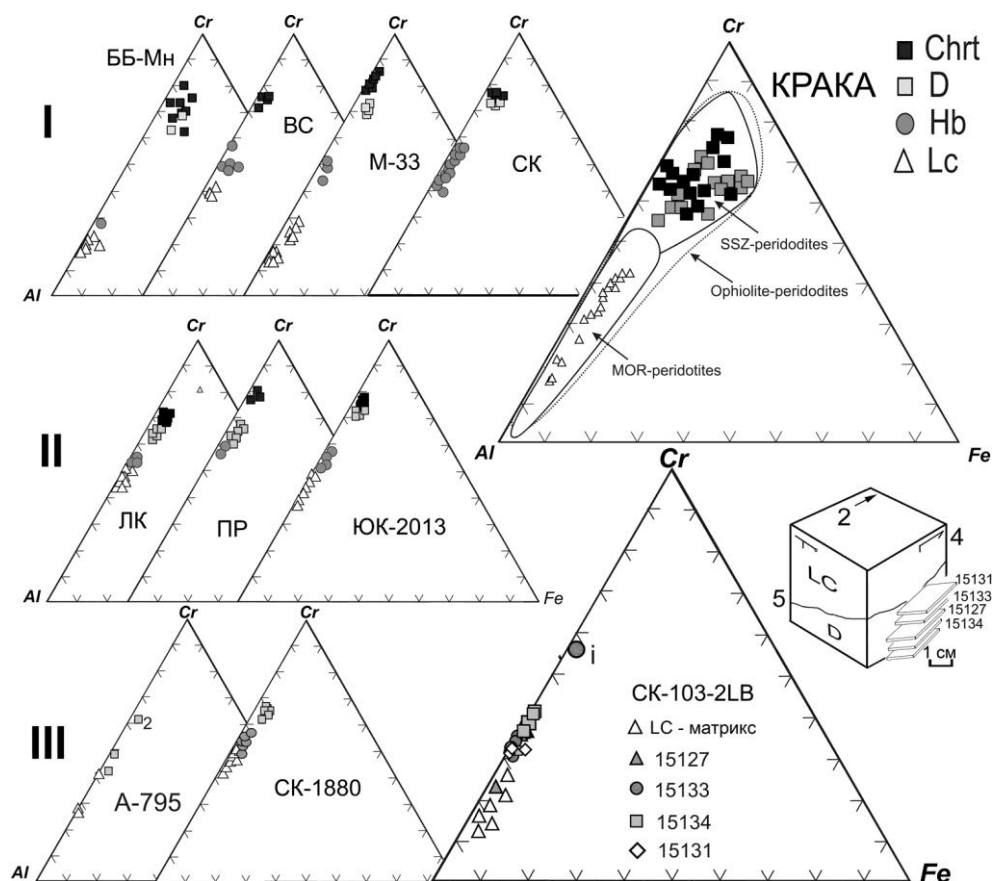


Рис. Состав хромшпинелидов массивов Крака на треугольной диаграмме Al-Cr-Fe³⁺.

Chrt – хромиты, D – дуниты, Hb – гарцбургиты, Lc – лерцолиты; I – месторождения: ББ_Мн – Большой Башарт и им. Менжинского, BC – Верхне-Сарангинское, М-33 – месторождение № 33, CK – Саксейское; II – дунитовые полосы мощностью 10–50 см с вкрапленными хромититами в перидотитах (ЛК – месторождение Лактыбаш, ПР – месторождение Придорожное); III – инициальные дунитовые прожилки мощностью 1–10 см. На диаграмме «КРАКА» показаны составы рудообразующих хромшпинелидов из месторождений и рудопроявлений и акцессорных хромшпинелидов из перидотитов вдали от рудоносных зон. ЮК-2013, А-795, CK-1880, CK-103-2LB – номера изученных обнажений.

Состав хромшпинелидов вкост рудных зон месторождений значительно варьирует. В перидотитах, обрамляющих рудовмещающие дуниты, акцессорные хромшпинелиды высокоглиноземистые (Cr# 0.2–0.5). В дунитах и хромититах отмечается резкое повышение Cr# (0.70–0.85). По разрезу рудных зон отмечается отрицательная корреляция между Cr# и Mg# шпинелидов, хотя иногда встречаются и отклонения от общего правила. Содержание TiO₂ в перидотитах обычно ниже 0.1 мас. % и лишь в отдельных анализах незначительно превышает эту величину (до 0.25 мас. %). Заметное увеличение концентрации титана отмечается в шпинелидах из дунитов и особенно – хромититах (0.1–0.4 мас. % TiO₂).

Таким образом, при рассмотрении составов хромшпинелидов в масштабе рудных зон во всех случаях проявлен «разрыв» в величине $Cr\#$ (см. рис.). Минимальные разрывы характерны для «табулярных тел» вкрапленных руд, а максимальные – для типично подиформных залежей массивного строения. Во всех объектах ультрамафиты обладают хорошо развитой деформационной структурой, выраженной в предпочтительной кристаллографической ориентировке зерен оливина и наличии микроструктурных признаков внутризернового скольжения. Сравнение структурных особенностей ультрамафитов с экспериментальными [Poigier, 1985; Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001], убеждает в том, что изученные породы были подвержены мантийному течению, как и большинство офиолитовых ультрамафитов мира [Nicolas et al., 1971; Щербаков, 1990; Чернышов, Юричев, 2013].

Поскольку хромититовая минерализация в офиолитовых массивах всегда связана с дунитами, важную информацию о начальной стадии рудообразующего процесса может дать изучение дунитовых прожилков в перидотитах. Изучение дунитовых полос мощностью 10–50 см с вкрапленными хромититами показало, что вариации состава хромшпинелидов вкрест последовательности перидотит – дунит – хромитит аналогичны рассмотренным выше (см. рис.). С уменьшением мощности дунитов снижается хромистость шпинелидов ($Cr\#$) и исчезает разрыв в значениях $Cr\#$ между перидотитами и дунит-хромититовой ассоциацией.

Исследования образцов перидотитов с тонкими (1–5 см) дунитовыми прожилками позволили зафиксировать начальную стадию формирования дунит-хромититовой ассоциации. Согласно данным рентгеновской томографии распределение хромшпинелидов в объеме дунитовых прожилков неравномерное, они часто сгруппированы в ленты, вытянутые в одном направлении, содержание их повышено по сравнению с перидотитом в 2–3 раза. Породообразующий оливин из перидотитов и дунитового прожилка показывает развитую дислокационную структуру, характерную для мантийных тектонитов. Методами окислительного декорирования в зернах выявлены отдельные дислокации, их стенки, полосы скольжения и наклонные полосы, часто отмечаются участки с развитым поперечным скольжением и блоки с различной плотностью дислокаций.

В тонких дунитовых прожилках обнаружены многочисленные зерна хромшпинелидов с различной степенью кристаллографической огранки, размер которых изменяется от субмикронных до макроскопических зерен. Морфология, локализация и ориентировка зерен закономерно изменяются по мере увеличения их размера. Наиболее тонкие зерна имеют игольчатую форму при длине 5–10 мкм и толщине менее 1 мкм. Они расположены в объеме зерен оливина и ориентированы вдоль направления (010) минерала-хозяина. Более крупные зерна хромшпинелидов шириной первые микрометры и длиной 15–20 мкм располагаются вдоль границ зерен оливина, реже – в объеме зерен параллельно оси (100). Такие зерна редко встречаются отдельно и фиксируются как «апофизы» более крупных хромшпинелидов. Размеры зерен варьируют от 50 до 200 мкм, отмечен постепенный переход их в идиоморфные кристаллы. Синдеформационный рост зерен хромшпинелида часто сопровождается захватом ими фрагментов оливинового матрикса. От контакта дунит-перидотит вглубь дунитового прожилка отношение $Cr\#$ в составе хромшпинелидов постепенно повышается от 0.32 до 0.39 (см. рис.). Наблюдается отрицательная корреляция между $Cr\#$ и $Mg\#$, которая в том же направлении уменьшается. Примесь титана (0.17–0.23 мас. % TiO_2) обнаружена в срезах из центральной части дунитового прожилка.

Увеличение значений $Cr\#$ в хромшпинелидах как по мере прогрессирования пластического течения в дунитовом теле, так и по мере приближения к хромититам, может быть объяснено, во-первых, более низкой емкостью решетки оливина по отношению к алюминию [Grant, Wood, 2010], а во-вторых, более легким вхождением алюминия в гидроксилсодержащие силикатные фазы (амфибол и хлорит), а также экстракцией его флюидами и/или силикатным расплавом, с которыми он мог выноситься из системы.

Таким образом, изложенный фактический материал свидетельствует о том, что образование дунитовых тел в перидотитовом матриксе сопровождается кооперативным изменением структуры и вещественного состава. Структурные преобразования выражены в развитии предпочтительной кристаллографической ориентировки зерен оливина, наличии субзерен, полос деформации, кинк-бандов, взаимосогласованных минеральной сланцеватости и линейности в перидотите и дуните. Вещественные преобразования выражены в возникновении, коалесценции и сфероидизации новых зерен хромшпинелидов, химический состав которых варьирует в зависимости от морфологии зерен и, возможно, поля напряжений, действовавшего в момент закрытия высокотемпературных процессов в данной системе. Закономерности вариаций состава хромшпинелидов и их взаимосвязь со структурными особенностями ультрамафитов наиболее логично могут быть увязаны с реоморфической моделью образования дунитов и связанного с ними хромитового оруденения. Основным пусковым механизмом для выделения и коалесценции хромшпинелидов в оливине могла являться пластическая деформация, сопровождавшая подъем мантийного вещества в зонах декомпрессии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект «р_поволжье_a № 14-05-97001») и госконтракта «Модель образования месторождений хрома в офиолитовых комплексах Южного Урала». Автор благодарит И. А. Блинова (ИМин УрО РАН, г. Миасс) за проведение электронно-микроскопических исследований.

Литература

Гончаренко А. И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.

Перевозчиков Б. В., Булыкин Л. Д., Попов И. И., Орфаницкий В. Л. и др. Реестр хромитопоявлений в альпинотипных гипербазитах Урала. Пермь, 2000. 474 с.

Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений / Под ред. Т. А. Смирновой, В. И. Сегаловича. М.: Недра, 1987. 166 с.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

Чащухин И. С., Вотяков С. Л., Щапова Ю. В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. 310 с.

Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 215 с.

Чернышов А. И., Юричев А. Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31–46.

Щербаков С. А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A. Structural classification of chromite pods in Southern New Caledonia // *Economic Geology*. 1981. Vol. 76. P. 805–831.

Grant K. J., Wood B. J. Experimental study of the incorporation of Li, Sc, Al and other trace elements into olivine // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. Vol. 74. P. 2412–2428.

Hock M., Friedrich G., Plueger W. L., Wichowski A. Refractory- and metallurgical-type chromite ores, Zambales Ophiolite, Luzon, Philippines // *Mineralium Deposita*. 1986. Vol. 21. P. 190–199.

Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F., Mercier J. C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // *Tectonophysics*. 1971. Vol. 12. P. 55–86.

Poirier J.-P. Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, 1985. 287 p.

Е. А. Бажин, Д. Е. Савельев
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
bazhin_evgeniy@mail.ru

Особенности гранулометрического состава вкрапленных хромовых руд массива Средний Крака, Южный Урал

Для мировой практики характерен повышенный интерес к обогащению бедных хромовых руд, увеличению извлекаемости полезных компонентов из хвостов обогащения и отвалов, а также комплексному использованию руд [Nafziger, 1982; Murthy et al., 2011]. В качестве примеров успешного использования низкоградных руд для получения высококачественных концентратов можно указать на опыт Китая, Турции или проект «Тяжелые пески Орегона» (США) [Elci, Malazgirt, 2013; Yorukoğlu, Delibaş, 2012].

Месторождения и рудопроявления хромовых руд массивов Крака на Южном Урале относятся к категории бедных (5–25 мас. % Cr_2O_3). Они представлены протяженными рудными зонами, сложенными высокохромистыми рудообразующими хромитами и могут представлять интерес как дополнительный источник хрома. Вместе с тем, проведение полноценных поисково-разведочных работ на хромитовых объектах массивов Крака сдерживается по причине отсутствия определенного ответа об их обогатимости.

В предыдущих работах нами предложена двухступенчатая схема обогащения руд Саксей-Ключевской площади массива Крака, включающая предварительную рентгено-радиометрическую сепарацию фракции –100+50 мм с получением промежуточного продукта, содержащего, в среднем, 15–20 мас. % Cr_2O_3 , измельчение промпродукта до размерности –1 мм и гравитационное обогащение на концентрационных столах и винтовых сепараторах [Савельев и др., 2008]. Апробация данной схемы успешно проведена на объектах Северо-Апшакской площади, где в результате обогащения сырых руд с содержанием 10–13 мас. % Cr_2O_3 получен концентрат с содержанием 45–48 % мас. Cr_2O_3 (данные ЗАО «ГДК Хром»).

Целью данной работы является определение гранулометрического состава руд Саксей-Ключевской площади петрографическими методами с использованием полученных данных в лабораторных экспериментах по гравитационному обогащению руд. Исследовались вкрапленные хромититы Ключевского и Саксейского

рудопроявлений и Шатранского месторождения, расположенных в пределах массива Крака, суммарные ресурсы которых определены примерно в 15 млн т руды при среднем содержании 5–11 % мас. Cr_2O_3 [Шумихин и др., 1979ф].

Содержание Cr_2O_3 в первичных рудах и концентратах определялось рентгено-флуоресцентным методом на спектрометре VRA-30 (Германия) в ИГ УНЦ РАН (аналитики С. В. Мичурин, А. М. Мусина, Ф. Р. Валиева). Условия измерения: напряжение на аноде 30 кВ, ток 30 мА, материал анода – хром. Измерение проводили в вакууме с использованием кристалла LiF 220, на аналитической линии хрома $K\alpha_1$. Предел обнаружения Cr_2O_3 составил 0.1 мас. %. Анализируемые пробы (5 г) предварительно истирали со связующим (ПВС-8) и прессовали при давлении 25–27 т на подложке из борной кислоты. Для измерения морфологических и размерных показателей зерен хромитов использована программа «Image Tool», которая позволяет в автоматическом режиме провести измерения ряда параметров [Белогуб, 2013]. Перед финальной обработкой изображений структуры в программе проведена их «подготовка»: выполнены серии снимков в отраженном свете на микроскопе «Полам Р-311», проведено их масштабирование, приведение к требуемому формату и разрешению. Получена таблица результатов измерений с указанием следующих параметров: площадь, периметр, длина по длинной и короткой оси и т. д. в пикселях. Далее рассчитывался масштаб и обрабатывались полученные данные.

Всего было изучено около 7000 зерен (Шатранское – 2400, Ключевское – 1000, Саксейское – 3500). По результатам измерений составлены два вида гистограмм. По оси абсцисс на диаграммах обоих типов отложены интервалы среднего диаметра окружностей, занимающих равную площадь с измеряемым зерном. По оси ординат в первом типе гистограмм была нанесена доля зерен той или иной размерности по отношению к общему количеству зерен (%). На гистограмме второго типа по оси ординат нанесена доля площади, занимаемой зернами той или иной размерности по отношению к суммарной площади зерен (%).

На гистограммах первого типа (рис. а) все объекты характеризуются резким преобладанием класса 0.05–0.2 мм (около 80 %) при почти равной доле классов 0.05–0.1 мм и 0.1–0.2 мм. На Ключевском преобладает класс 0.1–0.2 мм (38.7 %) против 34.5 % для класса 0.5–0.1 мм, далее от класса 0.3 до 0.6 мм уменьшается количество зерен от 13 до 1 %, более крупные хромиты встречаются в виде единичных зерен. На Шатранском месторождении зерна со средним сечением 0.05–0.1 мм незначительно доминируют, далее резко уменьшается содержание хромитов более крупных классов. В пределах Саксейского проявления распространены зерна 0.05–0.1 мм (50 %), класс 0.1–0.2 мм составляет >40 %, на зерна размером 0.2–0.3 мм приходится 9 %, а класс 0.3–0.6 мм составляет не более 2.5 %; более крупные хромиты во вкрапленных рудах не встречаются.

На гистограммах второго типа фракционный состав рудных минералов существенно меняется (рис. б). Самые распространенные зерна размером 0.05–0.1 мм на Шатранском месторождении и Ключевском проявлении слагают не более 4.5 % от общей площади хромитов в аншлифе, 95 % площади сложено зернами классов 0.2–1.0 мм при незначительном доминировании зерен размером 0.3 мм. В образцах Шатранского месторождения два зерна диаметром 1.6 мм по площади равны почти 1000 зерен класса 0.05–0.1 мм. На Саксейском месторождении почти 85 % площади хромитов сложено зернами размером 0.2–0.6 мм, зерна класса 0.05–0.1 мм занимают 15 % от общей площади хромитов.

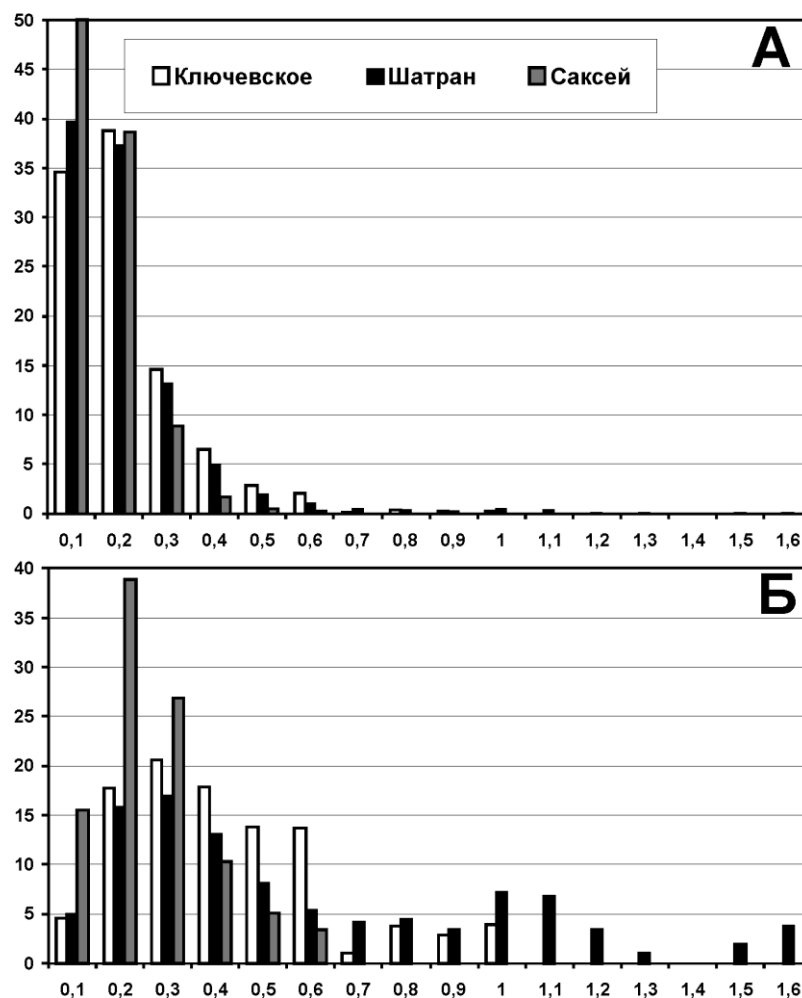


Рис. Распределение рудообразующих хромитов по фракциям на месторождениях и рудопрооявлениях Саксей-Ключевской площади массива Средний Крака.

А) по оси ординат отложено относительное количество зерен (%) определенной фракции, Б) по оси ординат отложена относительная площадь (%), занимаемая зернами определенной фракции.

Данные по гранулометрическому составу руд, полученные петрографическим методом, сопоставлены с результатами обогащения сырых бедных руд на винтовом шлюзе ВШ-5. Для хромитовых концентратов был установлен фракционный состав, представленный в таблице, из которой видно, что более 50 % концентратов представлено фракцией 0.10–0.25 мм. Фракции <0.1 и 0.25–0.5 играют равную роль либо преобладают более крупные, что вполне согласуется с результатами гранулометрических измерений в аншлифах.

Т а б л и ц а

Фракционный состав хромитовых концентратов, %

Объект	№ пробы	менее 0.1 мм	0.1–0.25 мм	0.25–0.5 мм
Саксейское	СК-423-Б (02)	16.61	68.49	14.90
Саксейское	СК-1870-Б (02)	17.27	59.01	23.72
Саксейское	СК-1108-Б (02)	9.13	67.65	23.22
Ключевское	СК-1881-Б (02)	12.20	54.30	33.50
Шатранское	СК-1114-Б (02)	5.95	56.51	37.54
Шатранское	СК-1872-Б (02)	6.36	51.74	41.91

Содержание оксида хрома в исходных пробах составляло от 4.55 до 8.1 мас. %. Концентраты наиболее высокого качества были получены из руд Шатранского месторождения и Ключевского рудопрооявления. В обоих вариантах (фракции –1.0 мм и –0.5 мм) содержание Cr_2O_3 в концентрате составило 43.79–48.51 мас. % [Савельев и др., 2014; Савельев, Бажин, 2015] при значительной вариации извлечения полезного компонента (45.05–76.86 %). Более низкие содержания Cr_2O_3 получены в концентратах из проб, отобранных на участке Саксейского рудопрооявления (26.05–43.55 мас. %) при извлечении Cr_2O_3 37.72–72.51 %. Отношение Cr/Fe в концентратах составляет 2.5–4, в хвостах обогащения содержание оксида хрома варьирует от 1.8 до 4.8 мас. %.

Таким образом, во вкрапленных хромовых рудах Саксей-Ключевской площади массива Крака на Южном Урале значительный объем хромитов сложен фракцией +0.1–0.5 мм, фракция –0.1 мм составляет около 5 % от общего объема. Вместе с тем, лабораторные исследования по обогащению на винтовом шлюзе показали, что измельчение руды до размерности –0.5 мм приводит к высвобождению значительной части рудных зерен из силикатной матрицы. В результате лабораторных исследований по гравитационному обогащению вкрапленных руд получены мелкозернистые концентраты с высоким содержанием оксида хрома (до 47–48 мас. %). Наилучшие результаты получены по рудам Шатранского месторождения и Ключевского рудопрооявления.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект «р_поволжье_а № 14-05-97001») и госконтракта «Модель образования месторождений хрома в офиолитовых комплексах Южного Урала». Авторы признательны Т. Ф. Меньшиковой и руководству ЗАО «ГДК Хром» за содействие в полевых исследованиях и предоставленную информацию по кусковой РРС сепарации хромовых руд.

Литература

Белогуб Е. В. Современные методы количественного минералогического анализа // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. С. 228–231.

Савельев Д. Е., Бажин Е. А. Состав и текстурные особенности вкрапленных хромовых руд Саксей-Ключевской площади (массив Средний Крака, Южный Урал) // Известия АН РБ. Геология. 2015. № 21. С. 83–95.

Савельев Д. Е., Илалтдинов И. Я., Бажин Е. А. Перспективы освоения вкрапленных хромовых руд Саксейского участка (массив Средний Крака, Южный Урал) // Геологический сборник № 11. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 215–224.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология, петрогеохимия и хромитовосность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2008. 320 с.

Шумихин Е. А., Радченко В. В., Фаткуллин Н. А. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на известных проявлениях вкрапленных хромитовых руд по объекту «Участок Средний Крака». БТГФ. Уфа, 1979.

Elci B., Malazgirt A. Turkish progress and recent trends in chrome beneficiation // Mining Turkey Magazine. 2013. Is. 5. <http://www.miningturkeymag.com/arsiv/makalegoruntule/68>

Murthy Y. R., Tripathy S. K., Kumar C. R. Chrome ore beneficiation challenges and opportunities – A review // Minerals Engineering. 2011. Vol. 24. P. 375–380.

Nafziger R. H. A review of the deposits and beneficiation of lower-grade chromite // Journal of the South African Institute of Mining and Metallurgy. 1982. P. 205–226.

Yorukoğlu A., Delibaş O. Mineral potential of Turkey // Mining Turkey Magazine. 2012. Vol. 2. www.madencilik-turkiye.com

К. С. Поздеева, А. И. Чернышов

Национальный исследовательский

Томский государственный университет, г. Томск

ksupoz1992@gmail.com

Геохимические особенности ультрамафитов и хромититов Харчерузского массива (Полярный Урал)

Харчерузский ультрамафитовый массив является фрагментом офиолитовой ассоциации Полярного Урала [Шмелев, 1991]. Он располагается южнее ультрамафитового массива Сыум-Кей, от которого отделен метаморфизованными габбро-амфиболитами. Массив сложен преимущественно рестированными дунитами и их серпентинизированными разностями. Среди дунитов редко встречаются реликтовые участки гарцбургитов. Целью настоящего исследования является выявление геохимической неоднородности дунитов, гарцбургитов и хромититов массива в образцах, отобранных в процессе проведения полевых работ.

Дуниты неравномерно пластически деформированы. С возрастанием степени их деформации происходит уменьшение размеров зерен оливина, они приобретают неоднородное погасание, появляются полосы пластического излома, возрастает роль синтектонической рекристаллизации, нередко происходит раскалывание зерен оливина по спайности (010). По совокупности и интенсивности проявления признаков пластической деформации в Харчерузском массиве выделяются следующие главные петроструктурные типы ультрамафитов: мезогранулярный → порфирокластовый → мозаичный, которые неоднократно отмечались в перидотитах офиолитовых комплексов [Nicolas, Poirier, 1976; Гончаренко, 1989; Шмелев, 1991; Чернышов, 2001]. Наибольшим распространением пользуются порфирокластовые дуниты, которые возникают за счет исходных протогранулярных, результаты исследования которых приводятся ниже.

Неоднородность состава ультрамафитов и ассоциирующих с ними хромититов, выявленная по петрографическому составу, подтверждается распределением в них редкоземельных элементов на бинарных диаграммах (рис.). При построении диаграмм

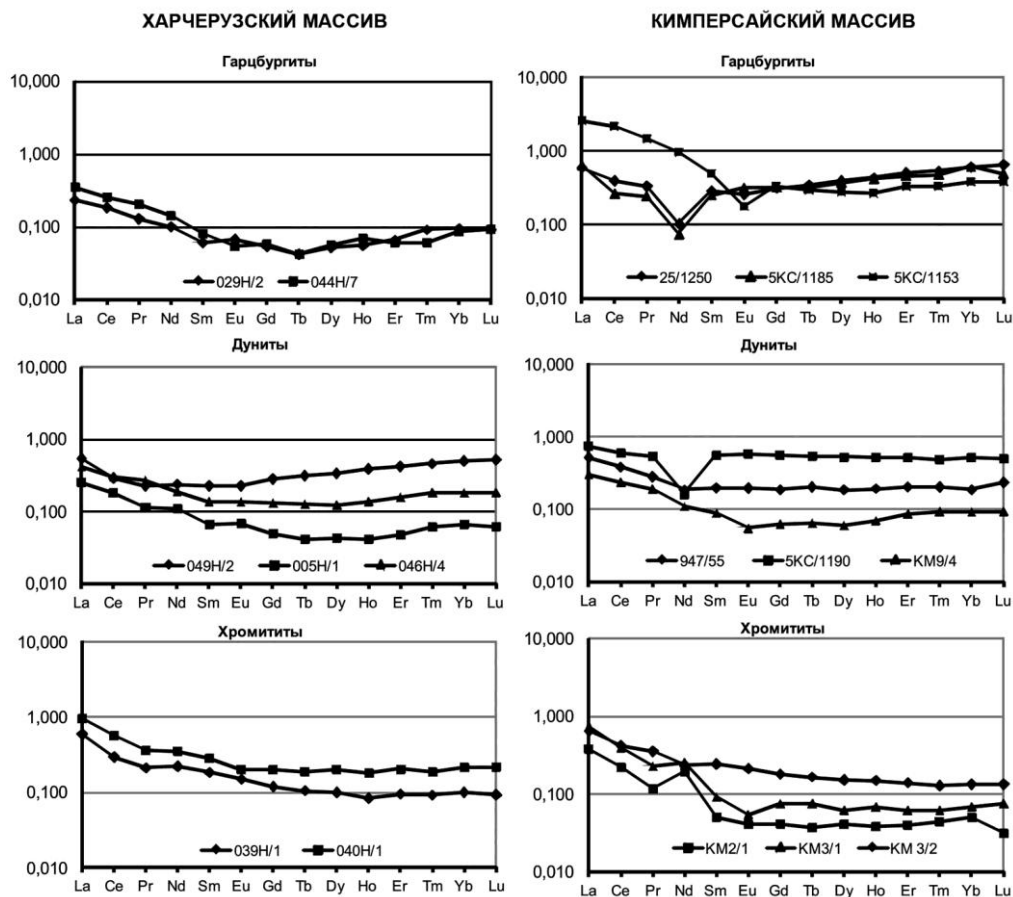


Рис. Распределение содержаний редкоземельных элементов в дунитах, гарцбургитах и хромититах Харчерузского и Кимперсайского массивов.

Образцы Харчерузского массива, гарцбургиты: 029Н/2 – мезогранулярные, 044Н/7 – порфировкlastовые; дуниты: 049Н/2 – протогранулярные, 005Н/1 – мезогранулярные, 046Н/4 – мозаичные; хромититы: 039Н/1 – вкрапленные, 040Н/1 – сливные. Образцы Кимперсайского массива, гарцбургиты: 25/1250, 5КС/1185, 5КС/1153 – порфировкlastовые; дуниты: 5КС/1190 – мезогранулярные, 947/55 – порфировкlastовые, КМ 9/4 – мозаичные; хромититы: КМ 2/1 – вкрапленные, КМ 3/1, КМ 3/2 – сливные. Концентрации элементов нормированы к хондриту по [Boynnton, 1984].

использованы результаты неопубликованных 25 оригинальных анализов пород и руд, полученных в процессе выполнения тематических работ.

Редкоземельные элементы (РЗЭ). Исследуемые мезогранулярные и порфировкlastовые гарцбургиты Харчерузского блока имеют очень близкое распределение редкоземельных элементов (см. рис.). Они характеризуются более высокими концентрациями легких элементов с постепенным уменьшением к средним. Средние и тяжелые элементы имеют примерно равные содержания с незначительным накоплением последних. Исследованные гарцбургиты Кимперсайского массива имеют порфиро-

кластовую структуру и заметно отличаются по распределению РЗЭ. Для них характерны значительные вариации содержаний легких элементов, которые также постепенно уменьшаются к средним с проявлением отчетливого Nd минимума. Минимальные содержания РЗЭ в гарцбургитах Кимперсайского массива близки таковым в гарцбургитах Харчерузского блока. Средние и тяжелые элементы в гарцбургитах Кимперсайского массива отличаются повышенными концентрациями РЗЭ и слабой тенденцией накопления к последним.

Дуниты и гарцбургиты характеризуются близкими концентрациями легких РЗЭ и аналогичным распределением с уменьшением легких элементов (см. рис.). Для средних и тяжелых РЗЭ отмечается близкое распределение со слабым накоплением последних. Концентрации средних и тяжелых элементов в дунитах с разной степенью пластического деформирования заметно отличаются. Их максимальные концентрации отмечаются в протогранулярных дунитах, средние – в мезогранулярных и минимальные – в мозаичных. Таким образом, с увеличением степени пластического деформирования дунитов происходит их обеднение средними и тяжелыми РЗЭ. Аналогичное распределение РЗЭ отмечается и для дунитов Кимперсайского массива. При этом в нем содержания элементов также определяются степенью пластического деформирования дунитов. В ряду деформационных типов мезогранулярный → порфировкластовый → мозаичный уменьшаются концентрации РЗЭ, что, вероятно, связано с их большей степенью рестирования и, возможно, с последующими наложенными пластическими деформациями.

Хромититы имеют близкие концентрации и характер распределения РЗЭ с дунитами мезогранулярного типа (см. рис.). При этом для хромититов характерны одинаковые концентрации средних и тяжелых элементов. Для вкрапленных хромититов отмечаются пониженные концентрации элементов. Для хромититов Кимперсайского массива отмечается аналогичный характер распределения РЗЭ, что и для Харчерузского блока, однако они нередко содержат меньшие концентрации средних и тяжелых элементов. При этом вкрапленные руды также обеднены РЗЭ.

Редкие элементы. Анализ спектра редких элементов в исследуемых породах Харчерузского блока показал, что распределение одних, очевидно, отражает различное происхождение пород и их эволюционную направленность, другие – имеют близкие содержания, возможно связанные с низкими их содержаниями на грани чувствительности анализа. Для сравнения приводятся анализы редких элементов из гарцбургитов, дунитов и хромититов Кимперсайского массива (табл.). Наиболее значительные содержания и их вариации отмечаются для Ni. Максимальные содержания Ni установлены для гарцбургитов, они снижаются к дунитам и значительно уменьшаются в хромититах. В Кимперсайском массиве содержания Ni в дунитах и гарцбургитах практически идентичны и соответствуют среднему содержанию элемента в этих породах Харчерузского блока.

Содержания Co в дунитах и гарцбургитах Харчерузского блока и массива Кимперсай близки. В хромититах Харчерузского блока содержание Co снижается незначительно, однако хромититы массива Кимперсай им заметно обеднены. Распределение Ti, V и Zn в исследуемых породах также близко (см. табл.). От гарцбургитов к дунитам возрастают концентрации этих элементов, а их максимальные содержания наблюдаются в хромититах. В дунитах и гарцбургитах Кимперсайского массива содержания этих элементов близки и сопоставимы с их концентрациями в дунитах Харчерузского блока (см. табл.). Хромититы Кимперсайского массива отличаются лишь незначительным возрастанием этих элементов по отношению к дунитам и гарц-

Т а б л и ц а

**Распределение редких элементов в ультрамафитах, хромититах
Харчерузского и Кимперсайского массивов (мг/г)**

Эле- менты	Кимперсайский массив			Харчерузский массив		
	Гарцбургиты	Дуниты	Хромититы	Гарцбургиты	Дуниты	Хромититы
Ni	$\frac{2703-3111}{2907}$	$\frac{1733-2448}{2167}$	$\frac{1028-1097}{1063}$	$\frac{2495-2657}{2592}$	$\frac{2439-2707}{2564}$	$\frac{431-1927}{1099}$
Co	$\frac{111-121}{116}$	$\frac{103-126}{118}$	$\frac{86-90}{88}$	$\frac{98-111}{107}$	$\frac{102-114}{108}$	$\frac{17-50}{27}$
Ti	$\frac{20-22}{21}$	$\frac{36-181}{118}$	$\frac{524-732}{628}$	$\frac{46-159}{104}$	$\frac{36-217}{106}$	$\frac{66-228}{147}$
V	$\frac{6.5-29}{18}$	$\frac{18-54}{38}$	$\frac{199-243}{221}$	$\frac{24-38}{32}$	$\frac{17-37}{26}$	$\frac{83-218}{147}$
Zn	$\frac{38-41}{39}$	$\frac{40-57}{49}$	$\frac{138-142}{140}$	$\frac{32-42}{36}$	$\frac{29-43}{36}$	$\frac{13-46}{29}$
Cu	$\frac{4.7-5.0}{4.9}$	$\frac{7.1-53}{25.8}$	$\frac{6.6-7.4}{7.0}$	$\frac{6.8-19}{11.5}$	$\frac{8.2-18}{13.7}$	$\frac{2.0-9.1}{4.7}$
Sc	$\frac{3.8-9.4}{6.6}$	$\frac{3.5-11}{8.8}$	$\frac{3.7-3.8}{3.7}$	$\frac{5.3-11}{8.6}$	$\frac{5.6-8.2}{7.0}$	$\frac{1.9-3.2}{2.5}$
Ga	$\frac{0.3-0.7}{0.5}$	$\frac{0.5-0.8}{0.7}$	$\frac{4.1-8.1}{6.1}$	$\frac{0.4-0.8}{0.6}$	$\frac{0.4-0.8}{0.5}$	$\frac{1.3-3.5}{2.4}$
Be	$\frac{0.01-0.05}{0.03}$	$\frac{0.02-0.05}{0.03}$	$\frac{0.01-0.02}{0.02}$	$\frac{0.01-0.07}{0.04}$	$\frac{0.02-0.07}{0.05}$	$\frac{0.01-0.07}{0.03}$
Cs	$\frac{0.02-0.18}{0.10}$	$\frac{0.03-0.05}{0.04}$	$\frac{0.02-0.04}{0.03}$	$\frac{0.02-0.12}{0.06}$	$\frac{0.03-0.12}{0.07}$	$\frac{0.01-0.03}{0.02}$

П р и м е ч а н и е . Числитель – минимальные и максимальные содержания элементов, знаменатель – средние.

бургитам. Cu, Sc, Ga, Be и Cs характеризуются низкими концентрациями и незначительными вариациями (см. табл.). Дуниты и гарцбургиты Харчерузского блока и Кимперсайского массива обнаруживают близкие содержания этих элементов. В хромититах уменьшаются концентрации Cu и Sc и увеличиваются – Ga.

Таким образом, установлены разные содержания большинства редких элементов в гарцбургитах и дунитах Харчерузского блока по сравнению с дунитами и гарцбургитами Кимперсайского массива (в последнем они практически идентичны). Такие различия, очевидно, отражают высокую степень их высокотемпературного пластического деформирования, способствующего перераспределению этих элементов. Хромититы концентрируют редкие элементы по сравнению с вмещающими дунитами и гарцбургитами. При этом отчетливо наблюдаются наиболее высокие концентрации Ti, V и Zn и частично других элементов для хромититов Харчерузского блока, что связано с более интенсивным метаморфизмом их вмещающих пород.

Литература

Гончаренко А. И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 398 с.

Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Изд-во Чародей, 2001. 216 с.

Шмелев В. Р. Гипербазиты массива Сыум-Кей (Полярный Урал). Структура, петрология, динамометаморфизм. Екатеринбург, 1991. 79 с.

Boynnton W. V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // in: P. Henderson (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63–114.

Nicolas A., Poirier J. P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks // New York: Wiley-Interscience, 1976. 444 p.

А. Н. Юричев

*Национальный исследовательский
Томский государственный университет, г. Томск
juratur@sibmail.com*

Минералогические особенности офиолитовых ультрабазитов как критерии оценки их потенциальной хромитоносности

К настоящему времени известно, что все месторождения и рудопроявления хромитов приурочены непосредственно к ультрамафитовым и частично мафит-ультрамафитовым массивам. Поэтому вопрос о способе формирования и концентрации в них хромитового оруденения, а также разработка критериев хромитоносности данных объектов имеет первостепенное практическое значение. Среди геолого-промышленных типов месторождений хрома выделяются: стратиформные месторождения в расслоенных ультраосновных массивах платформенных областей, месторождения подиформных ультраосновных массивов складчатых поясов и, имеющие ограниченное распространение, россыпные месторождения (доля в общем балансе мировых запасов – 0.1 %).

Стратиформные массивы размещаются на древних архейско-протерозойских щитах и приурочены к зонам глубинных разломов, возникающих в этап постплатформенной тектоно-магматической активизации. Они являются ведущими в мировом масштабе: на их долю приходится почти 82 % мировых разведанных запасов хромитовых руд и около 80 % мировой добычи товарной руды. Эти месторождения отличаются значительными запасами, но, в большинстве случаев, руды в них по своему составу являются низкосортными (среднехромистые железистого типа) и характеризуются более низким качеством, чем хромиты из ультрабазитов складчатых областей [Перевозчиков, 2011].

Месторождения подиформного типа пространственно и генетически связаны с офиолитовыми мантийными ультрабазитами, которые располагаются в виде поясов и выявлены в пределах складчатых областей различного возраста (от палеозоя до кайнозоя). В общем балансе мировых запасов хромитовых руд доля их относительно невелика (16.5–17.0 %), однако в России именно они имеют важнейшее значение, являясь объектами добычи высококачественных хромитовых руд, пригодных для использования в металлургической промышленности. Помимо этого, внимание к объектам данного типа резко возросло после распада СССР, когда крупнейшие в мире хромитовые месторождения в офиолитовых комплексах Южного Урала отошли Казахстану, и Россия столкнулась с острым дефицитом хромитового сырья.

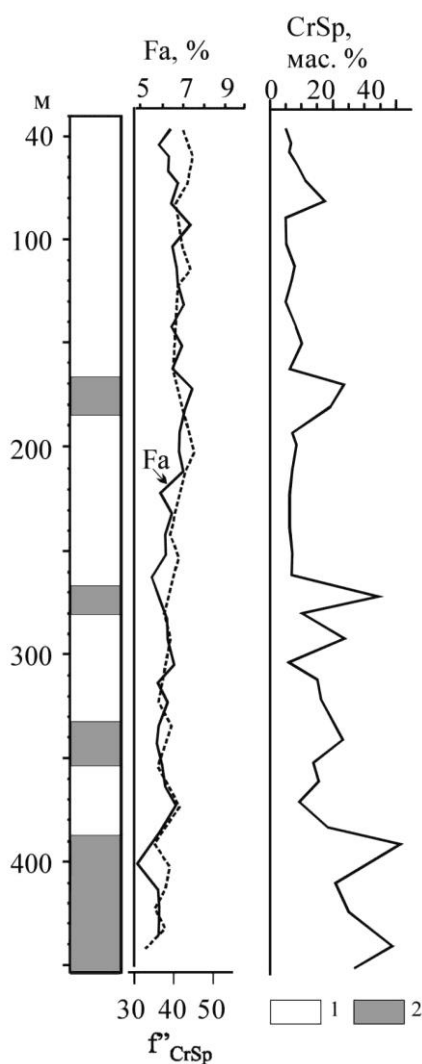


Рис. 1. Вариации состава сосуществующих оливина и хромшпинели в зависимости от концентрации хромшпинелидов и приближения к хромитоносным зонам в хромитит-дунитовой серии Кемпирсайского массива (Казахстан) (по данным [Чашухин, 2009]).

1 – дуниты; 2 – хромититы.

Минералогические критерии являются одними из важнейших среди локальных прогностических критериев, используемых для поисков хромитового оруденения в офиолитовых ультрабазах. Они заключаются в закономерном изменении химического состава породообразующего оливина дунитов с приближением к рудным телам и изменении состава рудообразующего и акцессорного хромшпинелида в зависимости от качественного состава месторождений хромовых руд.

В дунитах с повышенной концентрацией хромшпинелида железистость оливина опускается до 2–3 % фаялитовой молекулы. Отмечается тенденция снижения степени железистости оливина по мере приближения к хромитоносным зонам (рис. 1). Подобная минералогическая особенность для массивов Полярного Урала, наряду с показателем преломления N_g породообразующего оливина, также снижающегося по мере приближения к рудному телу, отмечалась ранее и была выделена в качестве поискового признака для скрытого хромитового оруденения, залегающего в первых десятках метрах от поверхности эрозионного среза [Макеев, Брянчанинова, 1999]. Состав хромшпинелидов закономер-

но изменяется в зависимости от расстояния до основного рудного тела и густоты вкрапленности (для вкрапленных руд), а также от размеров рудного тела (для массивных и сливных руд).

Критерии сохранности оруденения и его качественного состава определяются характером пострудных процессов, затронувших массив ультрабазитов. К таким преобразующим агентам относятся метаморфизм и тектоническое дробление. С. В. Москалева [1974] рассматривала данные агенты в качестве главнейших факторов прогноза хромитоносности территории, основываясь на том, что при их интенсивном проявлении хромовые руды разубоживаются и уничтожаются. Однако проведенные позднее исследования не позволяют согласиться с таким выводом [Перевозчиков, Набиуллин, 2007; Юричев, 2013; Юричев и др., 2013].

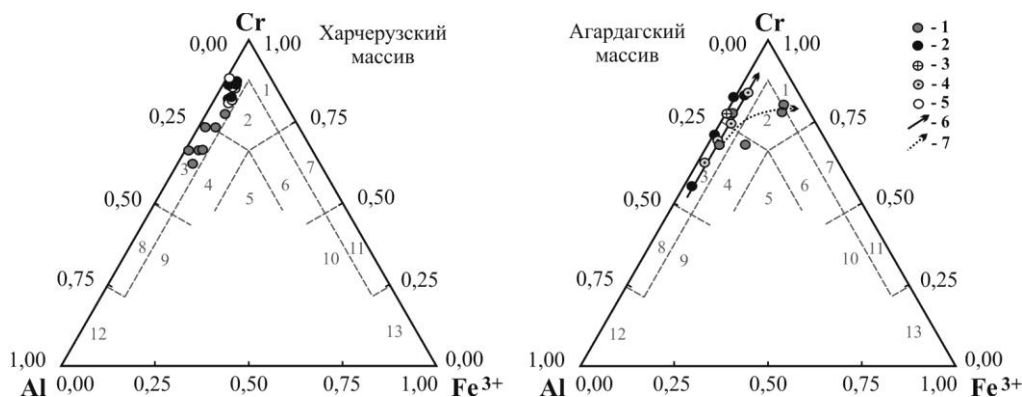


Рис. 2. Состав акцессорных и рудных хромшпинелидов в породах Харчерузского (Полярный Урал, Россия) и Агардагского (Тыва, Россия) ультрамафитовых массивов и их зависимость от густоты вкрапленности на классификационной диаграмме Н. В. Павлова [1949].

1–5 – хромшпинелиды по степени вкрапленности: 1 – акцессорные вкрапленные, 2 – густовкрапленные, 3 – нодулярные, 4 – сливные, 5 – густовкрапленные рассланцованные; 6 – тренд преобразования составов хромшпинелидов под действием высокобарического динамометаморфизма; 7 – тренд преобразования составов хромшпинелидов под действием наложенного прогрессивного регионального и локального метаморфизма. Шпинелиды: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит.

В настоящее время доказано, что метаморфизм рудных хромшпинелидов обусловлен, главным образом, кинетическим фактором, выражающимся в сокращении интенсивности и степени завершенности метаморфических процессов при увеличении густоты вкрапленности хромитового оруденения и размеров рудных тел [Пучков, Штейнберг, 1990]. Как показывают практические наблюдения, акцессорные хромшпинелиды и бедновкрапленные руды интенсивно метаморфизуются [Юричев, 2013, 2015; Юричев и др., 2013]. При увеличении густоты вкрапленности, начиная со средневкрапленных руд, степень воздействия метаморфизма существенно понижается, а метаморфизм густовкрапленных и сливных руд выражается только в незначительном повышении железистости в краевых частях тел, при этом руды практически полностью сохраняют свой качественный состав и промышленные свойства. Данная особенность, с учетом степени воздействия наложенных метаморфических процессов, дает возможность впоследствии спрогнозировать состав и технологическую сортность скрытых рудных залежей по составу неизмененного акцессорного хромшпинелида, который распространен в ультрамафитах наиболее широко.

Исследование изменения состава шпинелидов от «свежих» образцов к полностью преобразованным, а также изучение их зональных зерен позволяет проследить две эволюционные стадии их преобразования (рис. 2). Первая стадия связана с высокобарическим динамометаморфизмом и включает в себя процессы деформаций, скупчивания океанической литосферы и ее аккреции на пассивную окраину континента, в результате чего происходит формирование крупных тектонических пластин, распространение складчато-надвиговых и шарьяжных дислокаций, линейных зон высокобарического метаморфизма. На данной стадии происходит вынос из шпинелидов Al,

Mg и Ti и накопление Cr, Fe и Mn. В результате выноса из рудных хромшпинелидов магния и значительного количества алюминия увеличивается их железистость и хромистость. Содержание хрома в метаморфизованных хромшпинелидах может увеличиваться до 15 мас. % и может достигать в рудах глиноземистого типа 57 мас. %, а в рудах высокохромистого типа – 64 мас. %. Таким образом, на первой стадии происходит естественное «облагораживание» хромшпинелидов.

Вторая стадия связана с процессами наложенного прогрессивного регионального и контактового метаморфизма и приводит к преобразованию, перекристаллизации хромшпинелидов с выносом из них Al, Mg и Cr при накоплении Mn и окислении закисного железа в окисное. Пострудный метаморфизм низких ступеней выражается, как правило, в серпентинизации вмещающих ультрабазитов с образованием лизардита. Качество руд при этом не претерпевает изменения и магнетит не образуется. При проявлении прогрессивного регионального или локального метаморфизма по вмещающим вкрапленное оруденение дунитам образуются серпентиниты антигортитового и хризотилового состава (штубахиты, войкариты и т. д.) с обильным выделением магнетита. Качество вкрапленных руд в зависимости от густоты вкрапленности (о чем говорилось выше) ухудшается вследствие образования на месте хромита его железистых разновидностей (феррохромит, хроммагнетит) и хлорита, вплоть до полной потери их промышленной ценности. При этом степень метаморфизма хромитовых руд будет резко возрастать при интенсивном тектоническом дроблении маломощных рудных тел, особенно, сложенных бедновкрапленными рудами.

Хромовые руды офиолитовых ультрабазитов характеризуются исключительно сложными условиями локализации, что затрудняет прогноз хромитового оруденения и оценку ресурсного потенциала. И хотя научные исследования последних нескольких десятилетий позволили изучить закономерности локализации хромитового оруденения и создать научную методическую основу для оценки ресурсного потенциала путем применения региональных и локальных критериев прогноза, относиться к последним надо с определенной осторожностью. Прогноз хромитового оруденения в любом случае носит вероятностный характер, и исключительное значение для его достоверности имеет степень изученности исследуемых ультрабазитовых массивов.

Литература

- Макеев А. В., Брянчанинова Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
- Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
- Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Геологического института РАН, 1949. Вып. 103. 91 с.
- Перевозчиков Б. В. Тектоническая позиция хромитоносных базит-ультрабазитовых комплексов Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 93–109.
- Перевозчиков Б. В., Набиуллин В. И. Методические основы оценки ресурсного потенциала хромовых руд офиолитовых ультрабазитов // Вестник Пермского университета. Геология. 2007. № 4. С. 91–105.
- Пучков В. Н., Штейнберг Д. С. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
- Чащухин И. С. Генетические типы хромитовых руд в альпинотипных ультрамафитах // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Мат. III Междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2009. С. 252–255.

Юричев А. Н. Акцессорные шпинелиды из ультрамафитов: индикаторы условий формирования // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 30–34.

Юричев А. Н. Калнинский ультрамафитовый массив Западного Саяна: рудная минерализация и ее генетическая природа // Известия ТПУ. 2015. Т. 326. № 2. С. 61–69.

Юричев А. Н., Чернышов А. И., Кульков А. С. Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) // Известия ТПУ. 2013. Т. 323. № 1. С. 130–136.

К. А. Новоселов, Е. В. Белогуб, В. А. Котляров
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
Const31@yandex.ru

Оолитовые железняки Синаро-Теченского месторождения (Зауралье)

Введение. Значительная часть мировых запасов железа представлена стратиформными железными рудами. Возможно, это один из первых типов руд, использовавшихся человечеством. Несмотря на то, что накопление железа в осадках наблюдается в некоторых современных обстановках (например, болотные руды железа), вопрос о генезисе стратиформных месторождений железа продолжает оставаться открытым [Петтиджон, 1981; Мейнард, 1985]. В рамках данного исследования была получена вещественная характеристика оолитовых железняков Синаро-Теченского месторождения (Зауралье). Месторождение было открыто в 1949 г. при поисках бокситов [Геология..., 1973]. В этом же году проведена предварительная разведка. Запасы в пределах разбуренной площади были оценены в 525 млн т.

Опробование и методы. Изученные пробы были отобраны из керна скважин, пройденных при оценке Коклановского W-Mo месторождения в 2013 г., и характеризуют лишь участок залежи оолитовых железняков. Методы исследования включали в себя рентгенофазовый анализ (Shimadzu XRD-6000, аналитик П. В. Хворов). Количественный пересчет осуществлен методом постоянных коэффициентов с использованием корундовых чисел, полученных в лаборатории Института минералогии УрО РАН при аналогичных условиях съемки. Оптическая и электронная микроскопия (СЭМ РЭММА-202М, аналитик В. А. Котляров) использовалась для характеристики минерального состава и структурно-текстурных особенностей руд. Химический состав рассмотрен на основе ICP-MS анализа (Agilent 7700X, аналитик К. А. Филиппова).

Геология Синаро-Теченского месторождения. Район месторождения сложен мезо-кайнозойскими отложениями, залегающими на палеозойском фундаменте. Рудный горизонт прослежен на 22.5 км по простиранию и на 15 км в широтном направлении и залегает почти горизонтально с небольшим пологим наклоном на восток на глубине от 77 до 121.8 м от поверхности. Максимальная мощность рудного пласта 8 м, средняя для месторождения – 2 м. Рудный пласт приурочен к верхней части сантон-компанских морских песчано-глинистых отложений и покрыт мощной толщей верхнего мела и палеогена. Железорудный горизонт, по-видимому, образовался в обширном заливе, открытом на север и северо-восток. На юге и юго-востоке он замещается песчаной (алевритовой) глиной, а западной границей является Колчедано-Коркинское поднятие [Конаныхин и др., 1989ф].

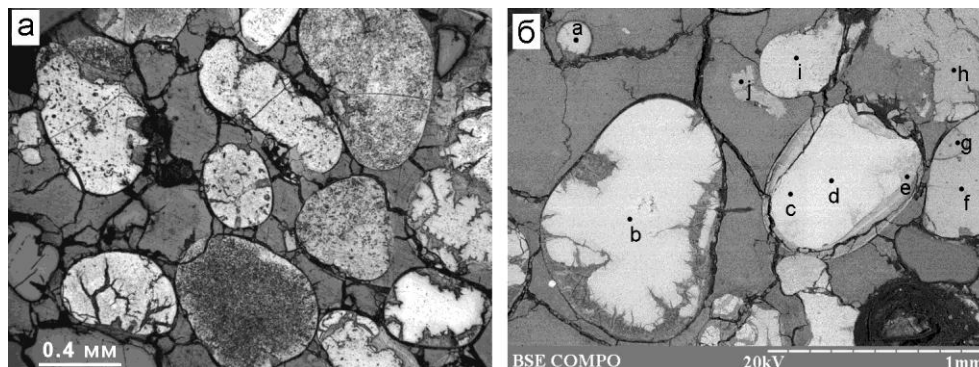


Рис. 1. Структура оолитовых железняков: а) отраженный свет; б) BSE-фото. Зональность ооидов обусловлена увеличением концентрации кремнезема. В матриксе, а также вдоль границы ооидов наблюдается трещиноватость.

В изученном разрезе мощность железорудного горизонта составляет 1.0–4.7 м. Здесь наблюдается следующая последовательность напластования пород (снизу вверх):

- скальные породы в верхней части палеозойского разреза представлены интенсивно выветрелыми серпентинитами (?). Выше них залегает базальный горизонт конгломератобрекчий с песчанисто-известковым цементом (мощность 0.5 м). Обломочный материал (20–30 % объема породы) представлен кристаллическими сланцами (70 % обломочного материала), лейкократовыми гранитами (до 20 %), раковинами и створками моллюсков размером до 1 см (5 %) и жильным кварцем (до 5 %). По краям обломков наблюдаются «оторочки» и пятна тонкозернистого пирита мощностью 2–3 мм. Редко встречаются обломки, полностью пропитанные пиритом;
- кварцевые пески и слабощементированные песчаники мощностью 22 м. На границе с железистым горизонтом отмечается присутствие кальцита;
- горизонт оолитовых железняков мощностью около 2.5 м, границы с боковыми породами нечеткие;
- клиноптилолит-опал-глинистые породы мощностью 20–30 м, в нижней части которых также появляется кальцит. Вышележащие породы представлены глауконит-содержащими осадками [Белогуб и др., 2015].

Характеристика оолитовых железняков. На месторождении выделяются три типа руд [Конаныхин и др., 1989ф]: 1) гетитовые, которые состоят на 50–60 % из плохо упорядоченного гетита, 5 % сидерита, опала и глинистых минералов; 2) сидерит-гетитовые, встречающиеся в виде маломощных прослоев, приуроченных преимущественно к кровле и подошве рудного пласта; и гетитовые руды с глауконитом. Месторождение относится к аятскому типу. Ближайшим аналогом является Мугайское месторождение в Свердловской области, где возраст оолитовых железняков датируется как сеноманский [Геология..., 1973].

Текстура гетитовых руд мелкооолитовая. Гидроксидно-железистые ооиды имеют близкую к сферической или овальную форму, редко деформированную, диаметром до 1.5 мм (рис. 1). Цемент характеризуется зеленоватым цветом, скрытокристаллическим строением. Как в ооидах, так и в цементе могут наблюдаться трещины синерезиса. Часто трещины окаймляют ооиды. Породы содержат примесь обломочного

материала (песчинки кварца, полевого шпата). Соотношение ооидов и цемента варьирует, в наиболее «конденсированных» оолитах (без примеси обломочного материала) оно составляет примерно 1:1.

По данным рентгеновского анализа частной пробы породы состоят из гетита (75 %), кварца, рентгеноаморфной фазы (опал+смектит), следов полевого шпата, сидерита и пирита. Электронно-микроскопическое изучение руд показало, что ооиды имеют преимущественно гетитовый состав, в то время как цемент представлен высокодисперсной смесью железистого опала и глинистых минералов. Оптическая зональность в ооидах, как правило, не заметна. Иногда наружная зона может быть промежуточной по составу между гетитом и опалом. Редкие выделения пирита представлены фрамбоидами диаметром до 50 мкм и единичными зернами размером до 100 мкм. Также в составе оолитов присутствуют единичные выделения сфалерита, галенита, халькопирита, монацита, оксидов титана размером до 50 мкм.

Химический состав оолитовых железняков следующий (%): Fe 31.66, SiO₂ 32.55, Al₂O₃ 4.43, TiO₂ 0.21, CaO 2.18, MgO 1.84, P 0.58, S 0.08, п.п.п. 11.48 [Геология ..., 1973]. Породы содержат повышенные (по отношению к кларку глинистых сланцев [Интерпретация..., 2001]) концентрации халькофильных и биофильных элементов (Zn, Ni, Pb, As, Mo, Ge, Sb, Bi, Te и P) и истощены в отношении литофильных (V, Cr, Ba, Sr, Nb, Zr, Li, Sn, Hf), что говорит о незначительной примеси обломочного материала и преимущественно хемогенном генезисе (рис. 2). В распределении химических элементов между ооидами и матриксом намечаются следующие закономерности: в матриксе концентрируются Na₂O, MgO, Al₂O₃, SiO₂, SO₃, CaO, связанные с глинистыми минералами, карбонатами и сульфидами; ооиды обогащены P₂O₅, FeO*, V₂O₅, Cr₂O₃; поведение CaO и TiO₂ неоднозначно.

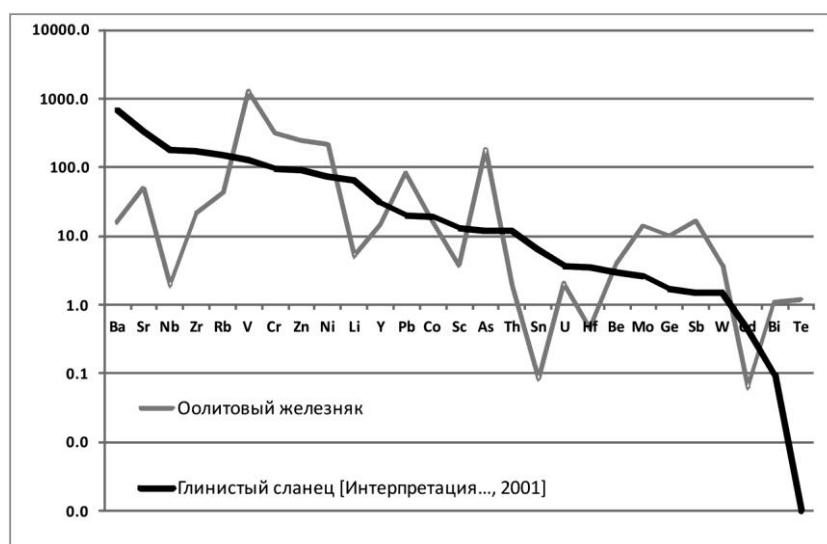


Рис. 2. Геохимический спектр оолитового железняка Синаро-Теченского месторождения. Для сравнения приведен геохимический спектр глинистых сланцев [Интерпретация..., 2001].

Выводы. Оолитовые железняки, локализованные в нижней части мощной толщи морских мезо-кайнозойских отложений, в разрезе коррелируют с периодом накопления карбонатного материала; слои, обогащенные глауконитом и клиноптилолитом, залегают выше. В составе железняков преобладают гетит и опал; гетит образует ооиды, опал с примесью глинистых минералов – матрикс; акцессорные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, монацитом, содержание детритового материала незначительно. Тектурно-структурные особенности позволяют предположить образование породы в результате коагуляции геля.

Работы выполнены по государственной бюджетной теме Института минералогии УрО РАН «Минералогия и геохимия рудных и рудоносных фаций как отражение геологической истории палеогидротермальных систем» и в рамках проекта № 15-11-5-23 Президиума РАН. Авторы благодарны руководству ООО «Уралмедь-союз» за предоставленный керновый материал.

Литература

- Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Паленова Е. Е., Хворов П. В. Минералогия вскрышных пород Коклановского W-Мо месторождения (Южный Урал) // Минералогия. 2015. № 2. С. 77–84.
- Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская, Курганская области. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1973. 632 с.
- Интерпретация геохимических данных / Складов Е. В., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В. и др. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Конаныхин А. С., Бирючева В. В., Семенов А. Л. и др. Отчет о поисковых работах на вольфрам-молибденовые руды в пределах Улугушской площади в 1987–89 гг. Курган, 1989ф. 160 с.
- Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 360 с.
- Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

Часть 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

И. В. Викентьев

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва
viken@igem.ru*

Метаморфизм колчеданных месторождений Урала

О существенном динамометаморфизме многих из колчеданных месторождений упоминает В. А. Обручев. На основании сопоставления данных о геологическом строении месторождений Среднего Урала, залегающих в «сланцевых полосах», и слабо нарушенных месторождений Южного Урала, А. Н. Заварицкий в 1936 г. обосновал гипотезу о связи подобных рудных объектов с вулканизмом и подтвердил заметную роль динамического метаморфизма в их преобразовании. Признаки динамометаморфизма руд описывали С. Н. Иванов [Иванов, 1939 и др.] и Т. Н. Шадлун [Шадлун, 1950]. Накоплены данные по изменению морфологии рудных залежей, структур и текстур руд [Иванов, 1939; Ракчеев, 1956; Медноколчеданные..., 1992; Система..., 1992]. Показано, что руды легко перекристаллизуются, а при определенных условиях испытывают пластическое течение и эволюцию состава минералов [Шадлун, 1950; Ярош, 1973; Викентьев, 2004].

Ключевые аспекты происхождения колчеданных залежей остаются дискуссионными: условия метаморфизма руд, участие метаморфогенных флюидов и их состав, дополнительный привнос металлов. Проблема метаморфической регенерации и новообразования колчеданных залежей для Урала по сути лишь обозначена [Сначев, 1982; Баранов, 1987; Prokin, Buslaev, 1999; Викентьев и др., 2009]. Не ясна природа современной вертикальной зональности крутопадающих рудных тел. Согласно [Кривцов и др., 1979; Баранов, 1987], она возникла при метаморфогенном перераспределении металлов, но ее механизм не рассмотрен. По мнению [Овчинников, Жабин, 1977], эта зональность – вторичная метасоматическая, наложенная на сингенетичные, прежде пологолежащие линзы «протопиритов».

Для крутопадающих рудных тел не до конца ясна природа современной вертикальной зональности, аналогичной пологим залежам, где вертикальная зональность совпадает с поперечной. Согласно [Сначев, 1982; Баранов, 1987], она – метаморфогенная, предполагается перераспределение металлов в пределах ранее образованных залежей медно-цинковых руд в процессе складкообразования; механизм же перераспределения (условия, формы переноса, причины отложения) не рассмотрен. По мнению Л. Н. Овчинникова и А. Г. Жабина [1977], зональность крутопадающих залежей – вторичная метасоматическая, наложенная на сингенетичные, прежде пологолежащие линзы серноколчеданных руд («протопириты»); природа зональности горизонтальных и слабонаклоненных залежей этими авторами считалась аналогичной вертикальным, т. е. вторичной.

Наблюдаемые признаки эпигенетического образования могут быть объяснены метаморфогенным преобразованием колчеданных залежей как в результате ремобилизации ранних вулканогенных сульфидных руд, так и мобилизации металлов, входящих в порообразующие силикаты, и серы из обширных ореолов рассеянной пиритовой вкрапленности с дальнейшим их концентрированным отложением (см., например, [Marshall, Gilligan, 1993]).

В целом, метаморфизм колчеданосных вулканогенных формаций Урала невысокий и соответствует пренит-пумпеллиитовой фации (табл. 1). На Среднем Урале колчеданосные поля тяготеют к зонам сланцев; слабоизмененных вулканитов здесь мало, и они появляются только на его севере, а также развиты на Северном Урале. В районе Карабаша метаморфизм достигает максимума (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации). Степень преобразования колчеданных месторождений коррелирует с фациями метаморфизма пород.

На большинстве крупных месторождений Урала (Гайское, Дегтярское, Учалинское, Ново-Учалинское, Сибайское) есть признаки наложенного динамометаморфизма, вплоть до появления гнейсовидных текстур и признаков пластического течения сульфидов. Роль метаморфического преобразования крупных колчеданных тел с локальным перераспределением химических элементов с обогащением Cu и особенно Zn их краевых частей и верхних выклинок (по восстанию крутопадающих линз) показана для объектов Тагильской мегазоны [Кривцов и др., 1979; Медноколчеданные..., 1992; Prokin, Buslaev, 1999], а для месторождений Южного Урала остается дискуссионной [Овчинников, Жабин, 1977; Баранов, 1987; Воробьев, 1995; Викентьев, 2004], наиболее очевидна она для Гайского месторождения.

При переходе от слабо преобразованных месторождений к сильно метаморфизованным, помимо резкого изменения морфологии рудных тел, происходит и заметное изменение их текстурно-структурных характеристик. В результате метаморфизма руды были перекристаллизованы и, в основном, утратили свой тонкозернистый, колломорфный («метаколлоидный») и брекчиевый облик. Заметно укрупняется золото, переходящее из «невидимой» формы в микронные и более крупные выделения самородного золота и Au-Ag теллуридов [Викентьев, 2004], на это «укрупнение» обратили внимание уже первые исследователи колчеданных руд Урала (И. Н. Масленицкий, В. М. Крейтер, Н. В. Петровская, Т. Н. Шадлун). В пирите, помимо золота (переходящего из дисперсной формы в видимую), уменьшается содержание и других примесных элементов – Ag, Te, Sn, Bi, Ge и некоторых других (как правило, кроме As и Co), которые образуют собственные минералы. Метаморфизм способствует улучшению качественных показателей обогатимости руды. В полной мере это относится к месторождениям, преобразованным тепловым воздействием крупных гранитоидных интрузивов (табл. 2).

Примером контактово-метаморфизованного месторождения служит месторождение Таш-Яр [Сначев, 1982; Баранов, 1987; Викентьев и др., 2009], локализованное на удалении 250–900 м от раннепермского Ахуновского массива. Линзобразные крутопадающие рудные тела протяженностью до 700 м и мощностью до 50 м оконтуриваются среди серицит-кварцевых метасоматитов, образовавшихся, в основном, по кислым вулканитам; во внешних частях метасоматических ореолов появляется хлорит, а на глубине и ЮВ фланге месторождения (ближе к гранитному массиву) – биотит. В них присутствуют контактово-метаморфические гранат, кордиерит, реже шпинель. Руды малосульфидные прожилково-вкрапленные цинково-колчеданные, содержат 1–14 мас. % Zn (среднее 1.3 мас. %), 0.05–2 мас. % Cu (среднее 0.1 мас. %),

Таблица 1

**Степень и характер метаморфического преобразования
колчеданных месторождений Урала**

Степень преобразования месторождений		Фация метамор- физма	Т, °С	Примеры месторождений
1		2	3	4
Неметаморфизованные и слабо метаморфизованные		цеолитовая	100–200	Комсомольское, Блявинское, Яман-Касы, Кундызды, Галкинское
Слабо метаморфизованные	тектонически нарушенные	цеолитовая – пренит-пумпеллиитовая	150–300	Бакр-Тау, Таш-Тау, Балта-Тау, Майское, Восточно-Семеновское <i>Юбилейное, им. XIX Пар- тсезда, Талганское, Вишне- ское, Бурибайское, Камаган</i>
	сильно тектонически нару- шенные	пренит- пумпел- лиитовая*	150–350 (400)	Бабарык
	сильно тектонически нару- шенные; локальный контак- товый метаморфизм		150–300 (400)	Учалинское, Ново- Учалинское, Сафьяновское, Молодежное, Уваряж, Западно-Озерное, Султановское
	тектонически нарушенные; локальный контактовый ме- таморфизм		180–350 (400)	Узельгинское, Подольское, Александринское, Озерное, Осеннее
	тектонически нарушенные; локальный контактовый ме- таморфизм	пренит- пумпелли- итовая до низов зеле- носланце- вой*	200–400	Новый Шемур, Шемур
Умеренно метаморфизованные	в зонах, сопряженных с ППУ			Валенторское
	сильно тектонически нару- шенные; регионально- контактовый метаморфизм		200–400 (450)	Сибайское, Приорское
	сильно тектонически нару- шенные; локальный контак- товый метаморфизм		250–450	Джусинское, Барсучий Лог, Левиха, Октябрьское, Левобережное
Метаморфизм от уме- ренного до высокого	сильно тектонически нару- шенные, в т. ч. в региональ- ных зонах смятия	зеленослан- цевая	250–450 (500)	Гайское, Дегтярское, Сан-Дonato
	сильно тектонически нару- шенные в региональных зо- нах смятия; регионально- контактовый метаморфизм			Кабанское и Красноураль- ское поля, Ольховское, Зюзельское

Окончание табл. 1

1	2	3	4
Сильно регионально метаморфизованные; локальный контактовый метаморфизм	верхи зеленосланцевой – амфиболитовая	350–500	<i>Летнее</i>
Сильно метаморфизованные в региональных зонах смятия; регионально-контактовый метаморфизм		350–600	<i>Карабаишское, Маукское, Сев. и Ю. Кузнечиха</i>
Регенерированные; регионально-контактовый метаморфизм		350–550 (650)	<i>Таиш-Яр</i>
		350–700 (800)	<i>им. 50-летия Октября (Коктау), Тарньер, Весеннее, Авангард</i>

П р и м е ч а н и е . Курсивом выделены месторождения, на которых присутствуют какие-либо признаки регионального и/или динамического метаморфизма, включая метаморфическую перекристаллизацию, порфириобласты пирита и др. новообразования, будинаж руд, тени давления, локальную и приразломную (и приконтактовую) линейность и гнейсоватость, складки волочения, а также общую тектоническую нарушенность рудных тел. Дополнительно жирным шрифтом показаны месторождения, где метаморфизованные руды преобладают. ППУ – Платиноносный Пояс Урала. *, в локальных зонах (обычно на глубоких горизонтах) – до верхов зеленосланцевой фации.

Таблица 2

**Геологические условия контактового метаморфизма
колчеданных месторождений Урала**

Тип контактового метаморфизма	Характер контактового метаморфизма	Примеры месторождений
Локальный	Контакты единичных, в т.ч. мощных, даек основного и среднего состава	Учалинское, Ново-Учалинское, Блява, Молодежное, Левиха, Александринское, Октябрьское, Султановское, Галкинское
	Поля (рои) даек основного и среднего состава	Гайское, Узельгинское, Подольское, Новый Шемур, Шемур, Озерное, Летнее, Осеннее, Приорское, Джусинское, Барсучий Лог
Регионально-контактовый	Региональные тектонические зоны, сопряженные с ППУ	Валенторское
	Рудные поля в контактовом ореоле крупных гранитоидных plutонов и сопряженные с региональными зонами смятия	Кабанское поле, Красноуральское поле, Левихинское поле; Зюзельское, Ольховское, Таш-Яр
	Рудные поля в контактовом ореоле крупных гранитоидных plutонов	им. 50-летия Октября (Коктау), Тарньер, Весеннее, Авангард

0.1–0.7 г/т Au, 5–35 г/т Ag. На юге месторождения, ближе к гранитам, в руде повышены содержания Cu, а на северо-западе и севере отмечается Pb (0.01–0.05, до 2 мас. %). Длительность воздействия высокотемпературного и высокоградиентного поля оценивается в 1 млн лет [Сначев, 1982]. На дометаморфическое отложение основной массы рудного вещества указывают дробление пирита и сфалерита, растаскивание их фрагментов и обтекание пластичным кварц-серицит-хлоритовым агрегатом. Зерна пирита обнаруживают признаки роста в направлении минимального сжатия, что свидетельствует об их синметаморфической перекристаллизации. Вместе с тем, наложение обогащенных сфалеритом кварц-сульфидных жил на первичную рассеянную и послонную синвулканическую существенно пиритовую вкрапленность отражает частичный привнос цинка.

На участие метаморфического перераспределения вещества указывают общая подчиненность «стержневых» кварц-сфалеритовых жил (главных составляющих рудных тел) ориентировке крутопадающих зон расланцевания, а также отдельных гнезд и прожилков сульфидов. Внедрение гранитов сопровождалось перекристаллизацией и переотложением синвулканических сульфидов в тепловом поле интрузии с формированием растянутой на сотни метров латеральной зональности (с удалением от массива) $Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb, Ag$, соответствующей падению температур [Баранов, 1987; Викентьев, 2004]. В связи с коллизией, в пермское время в торцевой части Ахуновского массива, действовавшего при широтном сжатии как гигантская будина, происходили интенсивные деформации. Они сопровождали правосторонние смещения вдоль субмеридиональной зоны, огибающей северное окончание массива с запада. Крутопадающие структуры растяжения СВ простирания способствовали миграции гидротермальных флюидов и образованию кварц-сфалеритовых жил. Метаморфическая природа флюидов, отложивших продуктивные кварц-сульфидные ассоциации, подчеркивается установленными высокими давлениями минералообразования [Викентьев и др., 2009]. Более сильный метаморфизм, вплоть до частичного плавления, испытали руды месторождений Тарньер и им. 50-летия Октября (Коктау) [Медноколчеданные..., 1992].

Метаморфогенная миграция химических элементов проявлялась в рудах Урала на различных масштабных уровнях: от уровня минеральных зерен (перераспределение микропримесей в сульфидах и сульфосолях, образование полосчатых и гнейсовидных текстур течения) до месторождения (возникновение вторичной геохимической зональности). Доказанным является перенос металлов на расстояния первые сотни метров.

Таким образом, сохранению и частичному преобразованию синвулканических сульфидных месторождений Урала способствовал низкоградный метаморфизм, вызвавший изменение морфологии рудных тел с разлинзованием, образованием уплощенных крутопадающих и столбообразных залежей; перекристаллизацию руд (с укрупнением сульфидов) и вынос кварца и барита, что привело к улучшению их обогатимости по сравнению с непреобразованными; переход золота из невидимой сульфидной формы в свободную с образованием самостоятельных, обычно в первые десятки микрометров, выделений самородного золота и редких минералов, среди которых преобладают теллуриды; локальную, до первых сотен метров миграцию металлов (Cu, Zn, Pb, Ag, Au) с их концентрированным переотложением в зонах палеорастяжения и по восстанию рудных тел. Наиболее кардинально преобразованы руды месторождений, испытавших регионально-контактный метаморфизм, вплоть

до их регенерации с образованием новых сульфидных залежей и частичным плавлением сульфидного субстрата.

Решению рассматриваемых вопросов способствовала кооперация с В. П. Молошагом и Л. Н. Шишаковой. Сбор качественного каменного материала был бы невозможен без помощи геологов экспедиций и рудников Урала. Автор благодарен за советы и дружескую поддержку Н. С. Бортникову, Н. И. Еремину, В. В. Масленникову, И. Б. Серавкину, В. В. Зайкову и Е. В. Белогуб. Добрым словом хотелось бы вспомнить помощь и наставления Э. Н. Баранова, Ф. П. Буслаева, Ю. С. Каретина, Е. П. Ширая, В. И. Смирнова. Финансовая поддержка геологических работ оказана Президиумом РАН (1.4П), РФФИ (№ 15-05-5873). Минералогические исследования и анализ состава сульфидов проведены в рамках проекта РНФ № 14-17-00693.

Литература

- Баранов Э. Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. М.: Наука, 1987. 296 с.
- Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 340 с.
- Викентьев И. В., Карпухина В. С., Носик Л. П., Еремин Н. И. Условия формирования цинково-колчеданного месторождения Таш-Яр, Южный Урал // Доклады академии наук. 2009. Т. 428. № 5. С. 633–636.
- Воробьев Ю. К. Руды Сибая как отражение процесса кристаллизации минералов в вязкой среде // Записки ВМО. 1995. Ч. СХХIV. № 1. С. 52–62.
- Иванов С. Н. Метаморфизм уральских колчеданных месторождений // Советская геология. 1939. № 2. С. 46–56.
- Кривцов А. И., Гераков А. Н., Шишаков В. Б. Рудная и метасоматическая зональность колчеданных месторождений Урала. М.: ВИЭМС, 1979. 47 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: условия формирования / Прокин В. А., Серавкин И. Б., Буслаев Ф. П. и др. Екатеринбург: Наука, 1992. 308 с.
- Овчинников Л. Н., Жабин А. Г. Геохимические условия рудоотложения в гетерогенных колчеданных месторождениях // Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 130–145.
- Ракчеев А. Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южного Кузнецкихинского месторождения на Среднем Урале // Советская геология. 1956. № 51. С. 189–238.
- Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд / Под ред. М. Б. Бородаевской, Д. И. Горжевского, Г. В. Ручкина. М.: ЦНИГРИ, 1992. 225 с.
- Сначев В. И. К вопросу о контактово-метаморфических преобразованиях Таш-Ярского медно-колчеданного месторождения // В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма Юж. Урала. Уфа: УФАН СССР, 1982. С. 73–78.
- Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала // В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 117–147.
- Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 226 с.
- Marshall B., Gilligan L. B. Remobilization, syn-tectonic processes and massive sulfide deposits // Ore Geology Reviews. 1993. Vol. 8. P. 39–64.
- Prokin V. A., Buslaev F. P. Massive copper-zinc sulphide deposits in the Urals // Ore Geology Reviews. 1999. Vol. 14. P. 1–69.

Н. Р. Аюпова¹, О. П. Шиловский^{2, 3}, Е. О. Стаценко²

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

ayopova@mineralogy.ru

² – *Казанский федеральный университет, г. Казань*

³ – *Музей естественной истории Татарстана, г. Казань*

**Исследования микрофауны рудоконтролирующих
оксидно-железистых отложений колчедановых районов
с помощью метода рентгеновской компьютерной томографии**

Госсаниты – литифицированные продукты полного субмаринного окисления колчеданных руд [Maslennikov et al., 2012] являются конечным членом преобразования сульфидных отложений на морском дне и прослеживаются на больших расстояниях от колчеданных залежей, образуя седиментационный ореол вокруг сульфидного тела. В госсанитах колчеданных месторождений Урала, содержащих палеогидротермальные трубы «черных курильщиков» и пригидротермальную фауну [Масленников, 2006], установлена гематитизированная микрофауна трубчатой формы, тентакулитиды и другие неидентифицированные организмы [Аюпова, Масленников, 2013]. Важной составляющей исследований фоссилизированной биоты в госсанитах является диагностика гематитизированной микрофауны трубчатой формы, которая предположительно сопоставима с мелкими оруденелыми полихетами, обнаруженными в ассоциации с трубами «палеокурильщиков» и диффузерами на многих колчеданных месторождениях Урала [Масленников, 2006]. Современные полихеты входят в сообщество обитателей денсали, образуя вокруг «черных курильщиков» плотные поселения [Juniper et al., 1992]. Так как у них практически нет твердых частей тела, в ископаемом состоянии обычно сохраняются их трубчатые домики, челюсти и щетинки.

Появление в последние годы публикаций об использовании рентгеновской компьютерной томографии (РКТ) для изучения палеонтологических остатков не только обычных раковинных форм [Шиловский, Стаценко, 2015], но и бесскелетных организмов или отпечатков мягких тканей скелетных форм определило цель данной работы – оценить возможности РКТ при интерпретации результатов реконструктивной томографии (распределение объектов в материале) и морфологического изучения гематитизированной микрофауны в госсанитах.

Томография микрофоссилий была проведена Е. О. Стаценко в Институте геологии и нефтегазовых технологий КФУ (г. Казань) с помощью системы промышленной рентгеновской микротомографии Phoenix V|tome|X S 240, оснащенной двумя рентгеновскими трубками: микрофокусной с максимальным ускоряющим напряжением 240 кВ и мощностью 320 Вт и нанофокусной с максимальным ускоряющим напряжением 180 кВ и мощностью 15 Вт. Для получения данных была использована микрофокусная трубка. Съемка проводилась при ускоряющем напряжении 120 кВ и токе 150 мА. Использовался медный фильтр (Cu) толщиной 0.5 мм. Разрешение при съемке – 33.4 мкм (объем 1-го вокселя). Снимки и видео 2D–3D получены в ПО VG Studio MAX 2.1 и ПО Avizo Fire 7.1.

Для исследований был использован образец кварц-хлорит-гематитовой породы размером около 27 × 26 × 6 мм из Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения на Южном Урале, приуроченного к нижнедевонской Восточно-Магнитогорской островной дуге. Ранее в колчеданных рудах месторождения были найдены

мелкие трубчатые черви, замещенные пиритом и баритом [Масленников, 2006]. В изученном образце под бинокляром визуально хорошо диагностируются продольные и поперечные срезы микрофоссилий, что и определило его использование для томографических исследований. Присутствие разнообразных остатков микрофауны характерно и для госсанитов из других колчеданных месторождений Южного Урала.

Результаты исследований шлифов и аншлифов с ископаемыми организмами, а также данные реконструктивной томографии позволяют выделить следующие группы объектов, интерпретируемых как ископаемые остатки: 1) тентакулитиды, 2) полихеты или погонофоры и 3) эмбриональные раковины прямых головоногих.

В строении раковины тентакулитид конической формы выделяются первичная и вторичная раковины, которые различаются количеством и строением слоев, входящих в их состав [Дороднова, 1993]. Стенка первичной раковины состоит из внешнего органического, среднего кристаллического и внутреннего органического слоев. Из органических слоев лучшую сохранность имеет внутренний слой, толщина которого может достигать 0.05 мм. Кристаллический слой тентакулитид состоит из таблитчатых кристаллов кальцита псевдогексагональной или неправильной формы, перфорированных отверстиями. Микроструктура кристаллического слоя раковины тентакулитид может быть ламинарной, губчатой и псевдопористой. Своеобразным, но не обязательным элементом кристаллического слоя являются псевдопоры – микроскопические конические образования, формировавшиеся в результате изгиба кристаллических пластин [Дороднова, 1993]. Вторичная раковина может быть представлена слоем, который выстилает внутреннюю полость первичной раковины в виде перегородок, разделяющих проксимальную часть внутренней полости на камеры, или секреторными отложениями, которые выполняют внутреннюю полость в проксимальной и начале дистальной части раковины [Дороднова, 1993]. Все эти слои могут образовывать различные комбинации и меняться у одной особи. Основное отличие в строении стенки вторичной раковины от первичной – отсутствие псевдопор. Хорошая сохранность вытянутых конусовидных форм и произвольная ориентировка указывает на их поступление в момент существования еще вязкого неуплотненного осадка.

Другая группа ископаемых остатков интерпретируется как представители погонофор, в частности, вестиментифер. Об этом свидетельствует присутствие многочисленных стержнеподобных трубочек одинаковой направленности. Длина некоторых трубочек достигает 5–6 мм, а диаметр – 0.5 мм. Стенки изученных трубок могут представлять собой хитиновые трубки погонофор, замещенные тонкодисперсным гематитовым или гематит-кварцевым материалом, а полость трубочки чаще всего заполнена гематитом и/или прозрачным кварцем, гораздо реже сульфидами, баритом, железистым хлоритом и лейкоксеном [Аюпова, Масленников, 2013]. На томограмме хорошо видна микрослоистость, которая может отражать кольчатость трубок, что также свойственно погонофорам. С другой стороны, эта микрослоистость может отражать сегментацию тела полихет, что говорит в пользу их интерпретации как фоссилизированных остатков кольчатых червей (аннелид). Поскольку у всех кольчатых червей имеется вторичная полость или целом, который наблюдается в аншлифах и отражает начальные стадии его развития, в центре червей сохраняется кишка и две мезодермические полости по бокам – зачатки будущих целомических мешков (мезобласты). На полученных графических материалах эти трубочки окрашены в более темные тона по отношению к окружающей породе, хорошо просматривается наружная оторочка, что обусловлено разной плотностью материала, заместившего объекты, и вмещающей породы (рис.).

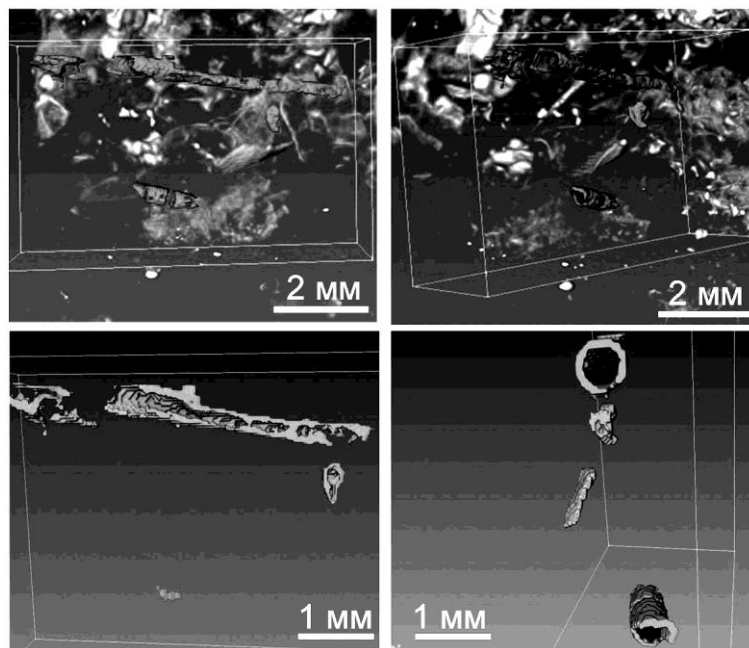


Рис. Томограммы трубчатой микрофауны по разным осям симметрии: а, б – положение внутри вмещающей породы; в, г – микрослоистость в продольном и поперечном изображениях.

Продольные срезы некоторых организмов и видимые в них структуры внутренней морфологии интерпретируются нами как сифон прямых головоногих моллюсков, а также округлое образование у проксимального конца, диагностируемое как протоконх бактритоидей [Шиманский, Журавлева, 1961]. При этом сравнимы не только морфология, но и размеры объектов, что весьма важно при сопоставимости в визуальном анализе.

Таким образом, полученные томографические данные существенно расширяют рамки нашего двухмерного восприятия шлифов и аншлифов. На томограммах по разным осям симметрии прослеживается изменение организма в трех плоскостях: его размеры, морфология, в том числе и внутренняя, положение внутри вмещающей породы и соотношение с другими ископаемыми остатками (см. рис.). Расположение, разрозненность и/или скопление тех или иных ископаемых организмов и их ориентация внутри вмещающей породы дают понимание о тафономических особенностях и условиях захоронения этой фауны, что весьма важно знать при определении положения фауны *in situ* и степени переноса ископаемого материала. Идентификация этих организмов в госсанитах важна для диагностики рудоконтролирующих горизонтов кремнисто-железистых отложений.

Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы Института минералогии УрО РАН «Минералогия и геохимия рудных и рудоносных фаций как отражение геологической истории палеогидротермальных систем».

Литература

- Аюпова Н. Р., Масленников В. В. Биоморфные структуры в железисто-кремнистых отложениях колчеданосных палеогидротермальных полей Урала // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 3. С. 486–504.
- Дороднова И. В. Тентакулиты девона Закавказья. М.: Наука, 1993. 108 с.
- Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Шиловский О. П., Стаценко Е. О. Предварительные данные исследования наутилоидей казанского яруса методом рентгеновской компьютерной томографии // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия. М.: ПИН РАН, 2015. С. 133–135.
- Шиманский В. Н., Журавлева Ф. А. Основные вопросы систематики наутилоидей и родственных им групп // Тр. Палеонтологического ин-та АН СССР. 1961. Т. 90. С. 1–175.
- Juniper S. K., Jonnasson I. R., Tunncliffe V., Southward A. J. Influence of tube building polychaete on hydrothermal chimney mineralization // Geology. 1992. Vol. 20. P. 895–898.
- Maslennikov V. V., Ayupova N. R., Herrington R. J., Danyushevskiy L. V., Large R. R. Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals // Ore Geology Reviews. 2012. Vol. 47. P. 5–41.

А. М. Гедз

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург
Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
arandelix@gmail.com*

Перспективы использования сульфидных минералов в U-Th-He геохронологии колчеданных месторождений (научный руководитель О. В. Якубович)

Исторически считалось, что изотопные системы с использованием радиогенного гелия по причине его быстрой миграции в кристаллических структурах неприменимы в геохронологии. Однако исследования последних лет под руководством Ю. А. Шуколюкова показали возможность удержания гелия в течение геологического времени в самородных металлах – свойство высокой сохранности обнаружено для золота и минералов платиновой группы [Шуколюков и др., 2010; 2012]. Особый интерес вызвало обнаружение этого свойства в несамородных минералах, например, в сперрилите [Якубович и др., 2015]. Так появилось предположение о том, что схожие химически и кристаллографически сульфиды могут сохранять радиогенный гелий в течение геологического времени.

Цель работы – проверка гипотезы о высокой сохранности гелия в сульфидных минералах. Параметры миграции гелия определены методом ступенчатого отжига на масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М по методике [Шуколюков и др., 2012]. Объектом исследования стали пирит (FeS_2), халькопирит (CuFeS_2), пирротин ($\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$), теннантит ($\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$) и борнит (Cu_5FeS_4) из Гайского ($\text{D}_{1\text{ems}}$), Узельгинского и Молодежного ($\text{D}_{2\text{eif}}$) колчеданных месторождений на Южном Урале. Образцы для исследований были предоставлены д.г.-м.н. И. В. Викентьевым (ИГЕМ РАН, г. Москва).

Основным источником гелия в исследуемых минералах являются примеси урана и тория. В составе минералов, слагающих современные гидротермальные сульфидные залежи (которые считаются современным аналогом древних колчеданных месторождений), были обнаружены концентрации U до 11 г/т [Melekestseva et al., 2014]. Существует также возможность захвата гелия в ходе минералообразования. Концентрации гелия, обычно фиксируемые для халькопирита современных «черных курильщиков», составляют 1.1×10^{-10} – 1.3×10^{-8} см³/г [Luders, Niedermann, 2010]. В наших образцах содержания гелия достигали на порядки больших величин: до 1.22×10^{-4} см³/г в пирите, 3.65×10^{-5} см³/г – халькопирите и 2.93×10^{-4} см³/г – пирротине. Это позволяет говорить о том, что подавляющая часть гелия является радиогенной и захваченным во включениях гелием можно пренебречь. Содержания гелия значительно (до 10 раз) колеблются от образца к образцу даже в пределах одного минерального агрегата. Это, скорее всего, говорит о сильной неравномерности в распределении урана и тория в зернах исследуемых минералов. По всей видимости, форма нахождения радиоактивных элементов в сульфидах – субмикронные включения, невидимые в оптическом микроскопе, а не изоморфная примесь в кристаллических решетках.

Значения энергии активации миграции гелия из кристаллической структуры пирита составили 109–127 ккал/моль, халькопирита – 35–85 ккал/моль, борнита – 54 ккал/моль. Выделение гелия из пирротина оказалось более сложным: процесс характеризуется двумя ступенями с пиками десорбции, соответствующими 29–30 и 63–74 ккал/моль. Миграция гелия из теннантита происходит при значительно меньшей величине Еа – 37 ккал/моль (табл.).

Т а б л и ц а

Значения энергии активации миграции гелия, температуры максимально интенсивной миграции и измеренное количество ⁴He

Месторождение	Минерал	Еа, ккал/моль	Т пика, °С	⁴ He, см ³
Узельгинское	Пирит	109	720	4.90×10 ⁻⁸
		127	710	6.34×10 ⁻⁸
	Пирротин	29	780	7.88×10 ⁻⁸
		74	1040	
		30	720	8.27×10 ⁻⁸
		63	1080	
	Теннантит	37	700	1.97×10 ⁻⁹
	Халькопирит	35	710	1.69×10 ⁻⁸
		52	710	2.96×10 ⁻⁸
Гайское		85	700	5.81×10 ⁻⁹
	80	710	2.79×10 ⁻⁸	
Молодежное	Борнит	54	720	2.07×10 ⁻⁹
		54	670	1.52×10 ⁻⁸

П р и м е ч а н и е. Для пирротина температуры максимально интенсивной миграции показаны для двух пиков десорбции.

Для сравнения, энергия активации миграции гелия из решетки циркона составляет 39–41 ккал/моль, что соответствует температуре закрытия U-Th/He изотопной системы 175–193 °C [Reiners, 2005], в то время как энергия активации для пирита, равная 127 ккал/моль, в первом приближении отвечает температурам порядка 400–500 °C, что выше температуры гидротермальных процессов. Этот факт открывает потенциальную возможность использования пирита для установления абсолютного возраста минералообразования; а халькопирита, пирротина, теннантита и борнита – в исследовании термальной эволюции массивов сульфидсодержащих пород.

Ограниченная воспроизводимость результатов, однако, указывает на неясные причины сохранности гелия в минералах. Различия в энергии активации для различных образцов могут быть объяснены с позиций кристаллографии (наличие или отсутствие в каждом конкретном образце тех или иных дефектов решетки, влияющих на скорость выделения газа) или же исходя из предположения о корреляции величины энергии активации с электропроводностью кристаллов и агрегатов [Гедз, Якубович, 2014].

Нами запланирована серия дальнейших исследований, включающая изучение состава и структуры минералов, измерение их электропроводности и связи электрических свойств минералов со способностью удерживать гелий в структуре. Ожидается, что измерение концентрации α -радиоактивных изотопов должно показать состоятельность нового метода, а остальные исследования – найти теоретическое объяснение эффекта высокой сохранности гелия в сульфидах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-01010.

Литература

- Гедз А. М., Якубович О. В. Возможности использования изотопных систем на основе гелия в геохронологии рудообразующих процессов // Мат. IV Рос. молодеж. научно-практ. школы «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2014. С. 82–84.
- Шуколюков Ю. А., Якубович О. В., Мочалов А. Г. и др. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt - ^4He метод) // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 545–559.
- Шуколюков Ю. А., Якубович О. В., Рыцк Е. Ю. О возможности изотопного датирования самородного золота U-Th-He методом // Доклады академии наук. 2010. Т. 430. № 2. С. 1–5.
- Шуколюков Ю. А., Якубович О. В., Яковлева С. З., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Рыцк Е. Ю. Геотермохронология по благородным газам: III. Миграция радиогенного гелия в кристаллической структуре самородных металлов и возможности их изотопного датирования // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 1–21.
- Якубович О. В., Мочалов А. Г., Служеникин С. Ф. Сперриллит (PtAs_2) как ^{190}Pt - ^4He геохронометр // Доклады академии наук. 2015. Т. 462. № 1. С. 1–4.
- Luders V., Niedermann S. Helium isotope composition of fluid inclusions hosted in massive sulfides from modern submarine hydrothermal systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 443–449.
- Melekestseva I. Yu., Tret'yakov G. A., Nimis P., Yuminov A. M., Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Kotlyarov V. A., Beltenev V. E., Danyushevsky L. V., Large R. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87'N): Evidence for phase separation and magmatic input // Marine Geology. 2014. Vol. 349. P. 37–54.
- Reiners P. W. Zircon (U-Th)/He thermochronometry // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2005. Vol. 58. P. 151–179.

Н. П. Сафина, Н. Р. Аюпова
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
safina@ilmeny.ac.ru

Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

Касситерит в рудах медно-цинково-колчеданных месторождений Ивдельского рудного района (Северный Урал)

Олово относится к числу рассеянных элементов в колчеданных рудах, и его основные минеральные формы представлены сульфидами – станнином $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$, станноидитом $\text{Cu}_8\text{Fe}_3\text{Sn}_2\text{S}_{12}$, кестеритом $\text{Cu}_2(\text{ZnFe})\text{SnS}_4$, моусонитом $\text{Cu}_6\text{Fe}_2\text{SnS}_8$, колуситом $\text{Cu}_6(\text{Sn,As})_2\text{S}_8$, а также касситеритом SnO_2 . Находки этих минералов на колчеданных месторождениях приурочены к рудоподводящим зонам [Marcoux, Leistel, 1996] или связаны с борнитсодержащими рудами колчеданных залежей [Hannigton et al., 1999]. На Урале минералы олова обнаружены в рудах Гайского, Учалинского, им. III Интернационала, Карабашского Молодежного, Александринского, Валенторского и Вишневого колчеданных месторождений [Пшеничный и др., 1972; Тесалина и др., 1998; Молошаг, Викентьев, 2009; Аюпова et al., 2015]. Повышенные концентрации олова в колчеданных рудах увеличивают их инвестиционную привлекательность. В связи с этим изучение распределения Sn в различных типах руд колчеданных месторождений Урала и выявление его минеральных форм является актуальным. Нами изучены руды отработываемых Шемурского и Ново-Шемурского колчеданных месторождений, расположенных в Ивдельском рудном районе на Северном Урале. Результаты исследований показывают, что содержания Sn (а также Ga) превышают среднестатистический уровень и могут представлять промышленный интерес.

Текстурно-структурные и минералогические исследования выполнены с использованием оптических микроскопов Axiolab (Carl Zeiss) и Olympus BX-51. Химический состав минералов определялся на сканирующем электронном микроскопе (VEGA3 Tescan с энергодисперсионным анализатором, аналитик И. А. Блинов). Содержания олова в штучных пробах руд установлены с помощью ИСП-МС анализа (Agilent 7700X, аналитик К. А. Филиппова).

Шемурское месторождение локализуется в пределах верхней риолит-дацитовой толщи нижнешемурской подсвиты, тяготея к ее обломочным фациям [Трякина, 1979]. Особенностью месторождения является наличие многочисленных крутопадающих даек, преимущественно основного состава, мощностью от 1 до 6 м. Обломочные руды на восточном фланге рудного тела № 2 представлены элювиальными и коллювиальными брекчиями, сложенными обломками массивного, колломорфного, губчатого пирита и сцементированные магнетит-халькопирит-сфалеритовым агрегатом. На контакте с дайками локализованы массивные пирит-магнетитовые руды с неравномерным распределением основных рудных минералов. Пирит присутствует в виде трещиноватых массивных агрегатов, иногда с реликтовыми участками колломорфного строения, и изометричных обособлений, сходных по морфологии с конкрециями. Для пирита характерно замещение магнетитом. В участках с повышенным содержанием магнетита появляются гнезда хлорита.

Содержание олова в рудных брекчиях составляет 4.05 г/т и достигает 10 г/т в пирит-магнетитовых разностях. В этом типе руд в цементирующей магнетит-халькопирит-сфалеритовой матрице обнаружены изометричные зерна касситерита, иногда с

кристаллографическими очертаниями, размером 5–10 мкм. Часто наблюдаются тонкие сростки касситерита с магнетитом. Неожиданным стало обнаружение касситерита в ассоциации с гидроксидом Ga и Ga-содержащей слюдой. В единичном случае в ассоциации с перечисленными минералами установлено зерно кобальтина размером до 5 мкм. В массивных пирит-магнетитовых рудах в магнетите наблюдается равномерное распределение включений касситерита размером до 10 мкм. Значительные содержания Ga (13.33–39.18 г/т) и низкие – Sn (0.2–1.0 г/т) характерны для сдвойникового (новообразованного) сфалерита полосчатых руд Шемурского месторождения.

В отличие от Шемурского, Ново-Шемурское месторождение залегает на контакте базальтов нижней толщи верхнешемурской подсвиты с дацитами верхней толщи нижнешемурской подсвиты [Злотник-Хоткевич, Трякина, 1979]. Среди руд месторождения выделены брекчиевые (преимущественно пиритовые) и линзовидно-полосчатые магнетит-сфалерит-пиритовые руды. В брекчиях обломки кристаллического пирита сцементированы пирит-халькопирит-сфалеритовым материалом. Полосчатое строение руд обусловлено чередованием пиритовых и магнетит-сфалеритовых полос мощностью 0.2–3 см. Довольно часто прослои сливаются, расщепляются по простиранию и выклиниваются. В сфалеритовых полосах встречаются реликтовые зерна пирита или тонкие (2–3 мм) прерывистые прослои из пирита, а основная сфалеритовая масса имеет неоднородное строение в результате избирательного замещения сфалерита магнетитом.

Содержание олова в брекчиях составляет, в среднем, 20 г/т, а в полосчатых рудах установлены максимальные значения – 96.5 г/т. В рудных брекчиях наблюдаются многочисленные выделения касситерита. Его более крупные зерна приурочены исключительно к сдвойникованному сфалериту цементирующей матрицы, тогда как мелкие (2–5 мкм) изометричные зерна располагаются обособленно и реже находятся в сростках с магнетитом. При этом угловатые кристаллы магнетита размером до 50 мкм равномерно распределены в сфалерите. В полосчатых рудах зерна касситерита располагаются как в пиритовых, так и сфалеритовых прослоях. В первых касситерит в сростках с магнетитом или сфалеритом заполняет интерстиции в кристаллическом пирите. В сфалеритовых прослоях касситерит и магнетит в виде разрозненных изометричных зерен располагаются в сфалерите, который содержит реликтовые включения халькопирита и корродирует кристаллы новообразованного пирита. Единственное зерно касситерита размером 10 мкм было обнаружено на контакте пирита и халькопирита.

Таким образом, обогащение оловом обломочных руд Шемурского и Ново-Шемурского месторождений связано с присутствием его собственной минеральной формы – касситерита. Аномальные концентрации Sn – характерная черта высокотемпературных гидротермальных сульфидов [Hannington et al., 1999]. Олово концентрируется в крустификационном халькопирите и сфалерите палеогидротермальных труб «черных курильщиков» [Масленникова, Масленников, 2007]. Структура станнина сходна с халькопиритом и сфалеритом, и поэтому в благоприятных условиях могут образоваться тетраэдрические сульфиды Zn и Cu, обогащенные Sn. Установлено, что олово переносится в высокотемпературных условиях, поэтому считается, что исключительно метаморфизованные колчеданные руды обогащены им [Petersen, 1986]. Гипергенные преобразования сульфидов олова, главным образом, его переход во вторичный касситерит – обычное явление в зоне субаэрального [Viallefond, 1994] и субмаринного [Ауцрова et al., 2015] гипергенеза колчеданных руд. В обломочных рудах Яман-Касинского месторождения выявлены рудокласты

псевдоморфного апопирротинового пирита, обогащенного оловом (16–36 г/т) [Сафина, Масленников, 2009].

Обогащение кластогенных руд оловом и сопутствующим ему галлием на изученных месторождениях, вероятно, является результатом процессов преобразования обломочных сульфидных отложений. Формирование аутигенного касситерита связано с высвобождением олова при растворении рудных обломков, вероятно, содержащих включения сульфидов олова, и последующей его концентрацией в виде более устойчивого оксида в ассоциации с поздним сфалеритом и магнетитом. Процессы регенерации массивных серно-колчеданных руд, связанные с внедрением даек на Шемурском месторождении, приводили к перераспределению олова с формированием включений касситерита в магнетите.

Работы выполнены по государственной бюджетной теме Института минералогии УрО РАН «Минералогия и геохимия рудных и рудоносных фаций как отражение геологической истории палеогидротермальных систем» и в рамках проекта № 15-11-5-23 Президиума РАН.

Литература

Злотник-Хоткевич А. Г., Трякина Н. П. Особенности зональности руд Ново-Шемурского месторождения (Северный Урал) в сравнении с колчеданными месторождениями Северных Мугоджар // Вопросы генезиса эндогенной зональности колчеданных месторождений. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 148. М., 1979. С. 58–62.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков». Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Молошаг В. П., Викентьев И. В. Новые данные о германий-оловянной минерализации колчеданных месторождений Урала // Ежегодник–2008. ИГГ УрО РАН, 2009. С. 220–223.

Пишечный Г. Н., Шадлун Т. Н., Вьяльсов Л. Н., Тронева Н. В., Басова Г. В. Сульфиды олова, меди и железа в колчеданных рудах Южного Урала // Геология рудных месторождений. 1972. № 5. С. 106–111.

Сафина Н. П., Масленников В. В. Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал). Миасс: УрО РАН, 2009. 260 с.

Тесалина С. Г., Масленников В. В., Сурин Т. Н. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение (Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 228 с.

Трякина Н. П. Некоторые особенности геологического строения и зональности руд Шемурского месторождения // Вопросы генезиса эндогенной зональности колчеданных месторождений. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 148. М., 1979. С. 62–65.

Ayupova N. R., Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Blinov I. A., Danyushevsky L. V., Large R. R. Rare mineral and trace element assemblages in submarine supergene zone at the Devonian Molodezhnoye VMS Deposit, the Urals, Russia // Proceedings of the 13 SGA Biennial Meeting. Mineral resources in a sustainable world. Nancy, 2015. Vol. 5. P. 2051–2054.

Hannington M. D., Bleeker W., Kjarsgaard I. Sulfide mineralogy, geochemistry, and ore genesis of the Kidd Greek deposit. II. The bornite zone // Economic Geology Monograph. 1999. Vol. 10. P. 225–266.

Marcoux E., Leistel J. M. Mineralogy and geochemistry of massive sulfide deposits: Iberian Pyrite Belt // Boletín Geológico y Minero. 1996. Vol. 107 (3). P. 117–126.

Petersen E. U. Tin in volcanogenic massive sulfide deposits: an example from the GecoMine, Manitouwadge District, Ontario, Canada // Economic Geology. 1986. Vol. 81. P. 323–342.

Viallefond L. Cluster analysis on geochemical results from gossans // in: The massive sulphide deposits of the South Iberian Pyrite Province: geological setting and exploration criteria (eds. Leistel J.M. et al.). BRGM, France, 1994. P. 109–229.

М. Е. Притчин, Е. И. Сорока
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
pritchin@inbox.ru

Распределение РЗЭ в кремнекислых вулканитах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал)

Распределение редких и рассеянных элементов в вулканогенных породах важно для понимания особенностей их формирования. С этой целью нами изучено распределение содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) в кремнекислых вулканитах из рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения на Среднем Урале. Месторождение находится в пределах Восточно-Уральского поднятия в южной части Режевской структурно-формационной зоны [Язева и др., 1992]. Оно локализовано в вулканитах кислого и среднего состава. Рудовмещающая толща имеет мощность около 500 м. Главная залежь массивных колчеданных руд имеет длину 400 м при ширине до 140 м. Южный фланг залежи резко выклинивается, а северный переходит в серию апофиз, которые представлены массивными и прожилково-вкрапленными сульфидными медными и медно-цинковыми рудами.

Материал проб отбирался в карьере на горизонтах 90–80 м по десяти линиям вдоль и вкрест простираения пород. Анализы на РЗЭ выполнялись в лаборатории ФХМИ ИГТ УрО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре ELAN 9000 (аналитики Н. В. Чередниченко, О. А. Березикова).

Исследованные породы представлены перекристаллизованными афировыми фельзитами, метасоматически измененными массивными и брекчированными риодацитами и кремнистыми туффитами. Афировые фельзиты имеют полосчатую текстуру, подчеркнутую неравномерным распределением гематита, тонкокристаллическую гранолепидобластовую структуру и сложены кварцем, серицитом и гидросерицитом. Массивные риодациты представлены двумя разновидностями. Первая разновидность представлена флюидальными риодацитами с крупными вкрапленниками кварца и полевого шпата, занимающими до 20 % объема. Кварц представлен округлыми зернами размером до 2 мм, нередко оплавленного облика с включениями перекристаллизованной основной массы, полевой шпат представлен альбитом, обычно пелитизированным. Структура основной массы лепидогранобластовая. Вторая разновидность риодацитов представлена полифировыми разновидностями, в которых содержатся в большом количестве вкрапленники кварца и полевого шпата разной размерности (0.1–2 мм), занимающие до 40 % объема. Мелкие вкрапленники кварца имеют оплавленную форму. Две разновидности риодацитов подвержены метасоматическим изменениям, которые проявлены в перекристаллизации и карбонатизации основной массы, и замещении порфировых вкрапленников полевого шпата либо магнетитом, либо кварцем с серицитом, либо кварцем с пиритом.

По результатам анализов риодацитов (табл.) можно сделать вывод, что степень их метасоматических преобразований не влияет на соотношения РЗЭ, которые соответствуют таковым для неизмененных вулканитов кислого состава, что было отмечено в работе [Молошаг и др., 2005]. Стекловатые риодациты характеризуются менее выраженной Eu аномалией по сравнению с массивными разновидностями. Результаты анализов РЗЭ показывают наличие устойчивого минимума концентрации Eu в исследуемых

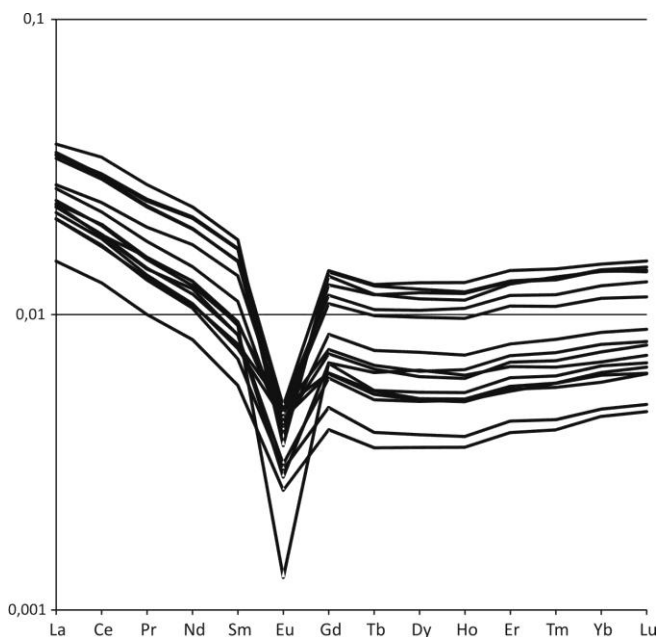
Т а б л и ц а

Содержание РЗЭ (г/т) в кислых вулканитах Сафьяновского медноколчеданного месторождения

№ пробы	64/13	65/13	66/13	67/13	68/13	69/13	70/13	71/13	72/13	73/13	74/13	75/13	77/13	78/13
La	0.0231	0.0235	0.0231	0.0211	0.0238	0.0152	0.0378	0.0346	0.0348	0.0267	0.0210	0.0354	0.0244	0.0221
Ce	0.0186	0.0184	0.0187	0.0172	0.0202	0.0128	0.0341	0.0300	0.0292	0.0222	0.0169	0.0297	0.0200	0.0181
Pr	0.0156	0.0143	0.0144	0.0131	0.0156	0.0100	0.0275	0.0246	0.0233	0.0177	0.0133	0.0242	0.0153	0.0136
Nd	0.0130	0.0122	0.0118	0.0105	0.0130	0.0082	0.0232	0.0214	0.0196	0.0146	0.0108	0.0212	0.0125	0.0109
Sm	0.0092	0.0085	0.0085	0.0071	0.0095	0.0058	0.0179	0.0167	0.0151	0.0111	0.0079	0.0166	0.0093	0.0077
Eu	0.0013	0.0028	0.0031	0.0030	0.0043	0.0025	0.0038	0.0049	0.0049	0.0041	0.0048	0.0036	0.0047	0.0044
Gd	0.0069	0.0068	0.0061	0.0049	0.0074	0.0041	0.0139	0.0140	0.0116	0.0086	0.0063	0.0135	0.0076	0.0063
Tb	0.0064	0.0055	0.0052	0.0040	0.0065	0.0035	0.0125	0.0126	0.0104	0.0076	0.0055	0.0117	0.0067	0.0054
Dy	0.0065	0.0055	0.0051	0.0039	0.0062	0.0036	0.0122	0.0128	0.0103	0.0075	0.0052	0.0113	0.0064	0.0051
Ho	0.0062	0.0055	0.0051	0.0039	0.0061	0.0036	0.0120	0.0128	0.0105	0.0073	0.0052	0.0112	0.0065	0.0051
Er	0.0067	0.0061	0.0055	0.0044	0.0069	0.0040	0.0130	0.0141	0.0116	0.0080	0.0057	0.0127	0.0073	0.0056
Tm	0.0066	0.0062	0.0059	0.0044	0.0070	0.0041	0.0133	0.0143	0.0117	0.0083	0.0059	0.0134	0.0074	0.0057
Yb	0.0069	0.0067	0.0062	0.0048	0.0075	0.0045	0.0142	0.0148	0.0125	0.0087	0.0064	0.0140	0.0079	0.0059
Lu	0.0073	0.0069	0.0063	0.0050	0.0079	0.0047	0.0145	0.0152	0.0129	0.0089	0.0066	0.0141	0.0081	0.0063
Σ REE	0.1343	0.1289	0.1250	0.1073	0.1419	0.0866	0.2498	0.2428	0.2184	0.1613	0.1215	0.1316	0.1441	0.1222
Eu/Eu*	0.1631	0.3683	0.4305	0.5086	0.5128	0.5127	0.2409	0.3205	0.3702	0.4196	0.6804	0.2405	0.5590	0.6317

П р и м е ч а н и е. Пробы 64/13–68/13, 71/13 – флюидальные риодациты; 70/13–75/13 – массивные риодациты; 77/13, 78/13 – брекчированные риодациты; 69/13 – кремнистый туффит. Пробы 64/13–74/13 – породы эффузивной фации, 75/13–78/13 – породы экструзивной фации.

Рис. Нормированные на хондрит [McDonough, Sun, 1995] содержания РЗЭ в кремнекислых вулканитах рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения.



образцах (рис.), что подтверждают данные расчета величины Eu/Eu^* (см. табл.), которая представляет собой отношение измеренного содержания Eu к средним геометрическим значениям приведенных к метеоритному стандарту концентраций Sm и Gd [McDonough, Sun, 1995]. Для свежих, неизмененных разновидностей пород данная величина близка к единице. В кислых породах изучаемой выборки наблюдается истощение промежуточных РЗЭ (Dy, Ho, Er) по отношению к легким и тяжелым (см. рис.).

Таким образом, изученные кремнекислые вулканиты из рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения относятся к эффузивным, экструзивным и жерловым фациям (см. табл.). На месторождении они переслаиваются с углеродисто-кремнистыми породами, которые изначально являлись среднедевонскими (эйфель-живет) вулканогенно-осадочными морскими образованиями [Чувашов и др., 2011; Ярославцева и др., 2012]. По представлению [Пучков и др., 1990], рудовмещающие вулканиты Сафьяновского месторождения относятся к среднедевонским островодужным комплексам. Они формировались на протяжении среднего и верхнего девона и имеют сходство с породами Магнитогорской зоны Южного Урала.

Литература

- Молошаг В. П., Прокин В. А., Удачин В. Н., Сорока Е. И. Распределение редкоземельных и редких элементов в субвулканических породах Сафьяновского месторождения // Ежегодник–2004. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2005. С. 192–198.
- Пучков В. Н., Иванов К. С., Коровко А. В. О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке Среднего Урала // Доклады академии наук. 1990. Т. 315. № 5. С. 1203–1205.
- Чувашов Б. И., Анфимов А. Л., Сорока Е. И., Ярославцева Н. С. Новые данные о возрасте рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения (Средний Урал) на основе фораминифер // Доклады академии наук. 2011. Т. 439. № 5. С. 648–650.
- Язева Р. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 71 с.

Ярославцева Н. С., Масленников В. В., Сафина Н. П. и др. Углеродсодержащие алевропелиты Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2012. № 2. С. 106–123.

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. № 3–4. P. 223–253.

**М. Н. Анкушев¹, А. М. Юминов^{2, 1}, В. В. Зайков^{1, 2},
В. А. Котляров¹, И. А. Блинов¹**

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
ankushev_maksim@mail.ru

² – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

Старинные медные рудники Никольского рудного поля (Южный Урал)

Никольское рудное поле находится на южном склоне г. Бурома-Тау, в 5 км к востоку от д. Тунгатарово (Башкортостан). Рудное поле приурочено к Магнитогорской мегазоне и локализовано в вулканогенных толщах березовской свиты раннекарбонического возраста [Садрисламов и др., 1961ф]. Выше залегают зилаирские песчаники (D₃) и карбонатные отложения кизильской свиты (C₁), содержащие многочисленные остатки визейско-серпуховской фауны. Вулканогенные отложения секутся линейными телами гранитоидов, с которыми связаны кварцевые жилы и зоны березитизации [Юминов, Зайков, 2009]. На юго-восточном фланге рудного поля фиксируется небольшая дайка диоритов (рис. 1). Рудные тела образуют серию крутопадающих линз субширотного простираения протяженностью до 100 м и поперечником первые десятки метров. Прожилково-вкрапленное оруденение приурочено к серии кварцевых и карбонат-кварцевых жил в базальтах. На рудном поле находятся три рудника, основная разработка которых происходила в XVIII–XIX вв.: Таш-Казган-1, Таш-Казган-2 и Никольское. Предполагается, что никольские руды ранее использовались для выплавки меди в эпоху ранней бронзы на значительной территории Южного Урала [Черных, 1970]. Их отличительной чертой являются высокие содержания Ag (до сотен г/т) и As.

Целью настоящего исследования стала минералогическая характеристика проявлений Никольского рудного поля. В ходе работы были использованы методы рудной микроскопии (микроскопы Olympus BX51 и Axiolab Carl Zeiss). Состав минералов установлен на электронных микроскопах РЭММА-202М (аналитик В. А. Котляров) и Tescan Vega 3 SBU (аналитик И. А. Блинов).

Рудник *Таш-Казган-1* обнаружен в конце XVIII в. по «чудским копиям». С башкирского языка название Таш-Казган переводится как «Каменоломня», ранее рудник назывался также Кукушевским. Промышленные разработки начались с добычи медных руд в начале XIX в. [Юминов, Зайков, 2009]. Руды месторождения перерабатывались на Миасском медеплавильном заводе в 50 км к северо-западу от рудника. Позднее, к 60-м гг. XIX в., месторождение было полностью отработано. В настоящее время объект представляет собой серию выработок, самые крупные достигают в поперечнике до 20–30 м и глубиной до 7 м.

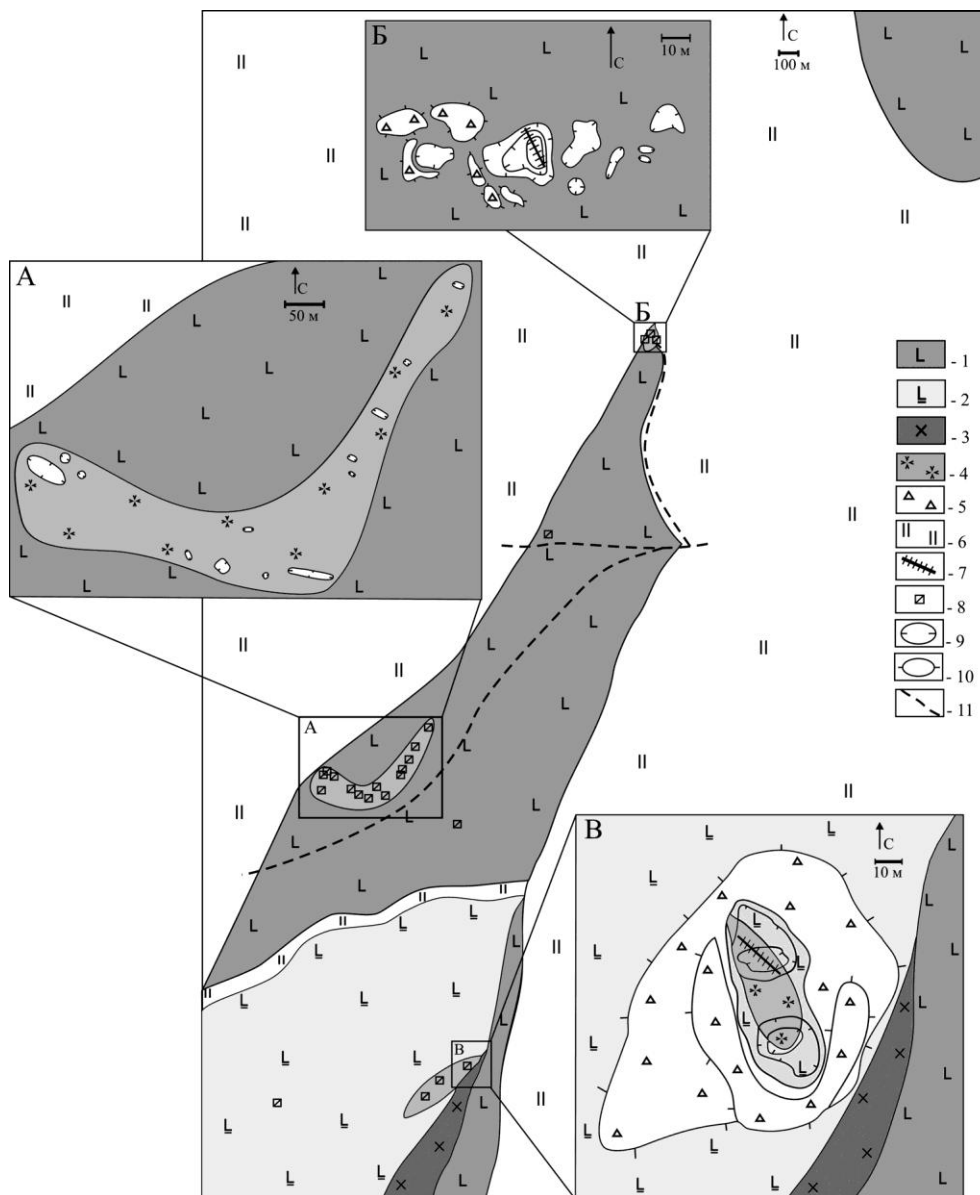


Рис. 1. Геологическая схема Никольского рудного поля с рудопроявлениями: А – Таш-Казган-1, Б – Таш-Казган-2, В – Никольское. Составили М. Н. Анкушев, А. М. Юминов.

1 – базальты, 2 – базальты эпидотизированные, 3 – диориты, 4 – зона развития кварц-карбонатных жил и метасоматитов с медной прожилково-вкрапленной минерализацией, 5 – щебнистый материал, 6 – четвертичные отложения, 7 – кварцевые жилы с медной минерализацией, 8 – старинные выработки, 9 – границы выработок, 10 – отвалы, 11 – дорога.

Основным объектом добычи являлась сульфидно-кварцевая жила северо-западного простирания. Руды представлены продуктами окисления медьсодержащих сульфидов. Из первичных рудных минералов обнаружен халькопирит. Вторичные минералы зоны окисления представлены борнитом, халькозином, ковеллином, малахитом, акантитом (табл. 1). Сульфиды Cu содержат примесь Ag (до 4 %). Акантит образует мелкие включения размером 1–2 мкм во вторичных рудах. В сростании с серебросодержащим ковеллином наблюдаются 1–2 мкм включения иодаргирита. Руда Таш-Казганского месторождения характеризуется высокими концентрациями As (до 10 мас. %) [Черных, 1970]. Руды характеризуются следующими содержаниями полезных компонентов: (г/т) Au до 1, Ag 2.9; (мас. %) Cu 0.7, Zn и Pb 0.01, Mo 0.07. Гранит-порфиры содержат 0.03 г/т Au и Ag [Зайков и др., 1994ф].

Таблица 1

Состав сульфидов из зоны окисления рудопроявлений Таш-Казган-1 и -2, мас. %

№ п/п	№ ан.	Минерал	Cu	Ag	Fe	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
1.	22241d	Борнит	63.69	–	10.64	25.20	99.53	$\text{Cu}_{5.1}\text{Fe}_{0.97}\text{S}_{4.00}$
2.	22241a	Халькозин	76.48	–	2.17	21.08	99.73	$(\text{Cu}_{1.83}\text{Fe}_{0.06})_{1.92}\text{S}_{1.00}$
3.	22241c		76.59	–	1.33	21.45	99.37	$(\text{Cu}_{1.8}\text{Fe}_{0.04})_{1.84}\text{S}_{1.00}$
4.	22241e		76.94	–	1.30	21.60	99.84	$(\text{Cu}_{1.8}\text{Fe}_{0.03})_{1.83}\text{S}_{1.00}$
5.	22241b	Ковеллин	67.42	–	1.46	30.93	99.81	$(\text{Cu}_{1.1}\text{Fe}_{0.03})_{1.13}\text{S}_{1.00}$
6.	22241g		64.89	1.16	–	33.41	99.46	$(\text{Cu}_{0.98}\text{Ag}_{0.01})_{0.99}\text{S}_{1.00}$
7.	22241i		63.55	4.12	–	31.48	99.15	$(\text{Cu}_{1.02}\text{Ag}_{0.04})_{1.06}\text{S}_{1.00}$
8.	22241f	Акантит	–	84.15	2.19	13.66	100.00	$(\text{Ag}_{1.83}\text{Fe}_{0.09})_{1.92}\text{S}_{1.00}$
9.	22061i	Борнит	62.82	0.45	11.04	25.55	99.86	$\text{Cu}_{4.96}\text{Fe}_{0.99}\text{S}_{4.00}$
10.	22061g	Халькозин	77.93	0.70	0.43	20.90	99.96	$(\text{Cu}_{1.88}\text{Fe}_{0.01}\text{Ag}_{0.01})_{1.9}\text{S}_{1.00}$
11.	22062b		77.79	0.50	0.73	20.88	99.90	$(\text{Cu}_{1.88}\text{Fe}_{0.02}\text{Ag}_{0.01})_{1.91}\text{S}_{1.00}$
12.	22062g		76.88	0.68	1.05	21.34	99.95	$(\text{Cu}_{1.82}\text{Fe}_{0.03}\text{Ag}_{0.01})_{1.86}\text{S}_{1.00}$
13.	22062h		77.28	0.58	1.89	19.94	99.69	$(\text{Cu}_{1.96}\text{Fe}_{0.05}\text{Ag}_{0.01})_{2.02}\text{S}_{1.00}$
14.	22062i		78.02	0.68	1.31	19.85	99.86	$(\text{Cu}_{1.98}\text{Fe}_{0.04}\text{Ag}_{0.01})_{2.03}\text{S}_{1.00}$
15.	22062j		77.04	0.54	1.78	19.92	99.28	$(\text{Cu}_{1.95}\text{Fe}_{0.05}\text{Ag}_{0.01})_{2.01}\text{S}_{1.00}$
16.	22062a	Ковеллин	67.81	0.97	0.87	30.29	99.94	$(\text{Cu}_{1.13}\text{Fe}_{0.02}\text{Ag}_{0.02})_{1.15}\text{S}_{1.00}$
17.	22062c		65.68	0.91	1.23	32.08	99.90	$(\text{Cu}_{1.03}\text{Fe}_{0.02}\text{Ag}_{0.02})_{1.07}\text{S}_{1.00}$
18.	22062d		66.47	1.13	0.75	31.66	100.01	$(\text{Cu}_{1.06}\text{Fe}_{0.01}\text{Ag}_{0.01})_{1.08}\text{S}_{1.00}$
19.	22062e		66.90	0.68	0.65	31.55	99.78	$(\text{Cu}_{1.07}\text{Fe}_{0.01}\text{Ag}_{0.01})_{1.09}\text{S}_{1.00}$
20.	22062f		65.90	0.32	1.64	31.84	99.70	$(\text{Cu}_{1.04}\text{Fe}_{0.03}\text{Ag}_{0.01})_{1.08}\text{S}_{1.00}$

Примечание. Здесь и в таблице 2 анализы выполнены на электронном микроскопе РЭММА-202М (аналитик В. А. Котляров), прочерк – элемент не обнаружен. Анализы 1–8 – обр. Тк 888-10 (Таш-Казган-1); анализы 9–20 – обр. Ткн-01 (Таш-Казган-2). Формулы борнита рассчитаны на 4 атома серы, акантита, халькозина и ковеллина – на один атом серы.

Рудник Таш-Казган-2 представляет собой группу небольших карьеров глубиной до 4 м и шурфов с отвалами кварцевых и карбонат-кварцевых жил с сульфидной минерализацией. Площадь распространения выработок составляет 50×120 м. Мощность жил варьирует в пределах 1–5 см, в раздувах может достигать до 0.5 м. Жилы расположены на расстоянии до 1 м друг от друга и образуют отдельные пачки по 3–5 жил в каждой. Они имеют северо-западное простирание, крутое падение (70–80°) и сложены тонкими сростками зернистых агрегатов кварца и кальцита. В жилах установлены первичные сульфидные минералы и продукты их преобразования в зоне гипергенеза. К первичным минералам относятся халькопирит, сфалерит, теннантит. Вторичные минералы представлены борнитом, халькозином, ковеллином, малахитом, метациннабаритом, арсенатом меди, гематитом и гидроксидами железа (см. табл. 1). Из нерудных минералов обнаружен барит, образующий небольшие, около 10 мкм, ксеноморфные агрегаты в колломорфной массе гидроксидов железа [Тютев и др., 2015].

Иодаргирит и иодбромаргирит образуют ксеноморфные агрегаты размером 5–20 мкм в гидроксидах железа. Галогениды серебра являются типичными минералами зон окисления рудных месторождений Южного Урала [Белогуб, 2009ф]. Сложные Ag-Hg-S-Br-Cl фазы представляют собой мелкие ксеноморфные агрегаты размером 1–2 мкм в массе гидроксидов железа. По составу обнаруженные минералы близки редким минералам имитериту Ag_2HgS_2 и илтиситу $\text{HgAgS}(\text{Cl}, \text{Br})$ (табл. 2).

Никольский рудник расположен на южном склоне г. Бурома-Тау. В настоящий момент объект представляет собой серию небольших выработок, реже линейных карьеров размером 10–15 м, глубиной 1–2 до 4 м, с отсыпанными по бортам невысокими оплывшими отвалами. Общее число выработок около 30. Все они сгруппированы на площади 1×2.5 км. Месторождение интенсивно разрабатывалось русскими горнопромышленниками еще с конца XVIII по начало XIX вв. на месте древних, так называемых «тунгатаровских чудских копей». Никольский рудник был полностью отработан и закрыт в 1938 г. К настоящему времени на участке сохранились многочисленные отвалы, полузасыпанные карьеры и обвалившиеся шурфы.

Т а б л и ц а 2

Состав галогенидов из зоны окисления рудопроявлений Таш-Казган-2, мас. %

№ п/п	№ ан.	Минерал	Ag	Hg	Cl	Br	S	I	Сумма	Кристалло-химическая формула
1	22061b	Иодаргирит	44.23	–	–	0.55	–	54.89	99.67	$\text{Ag}_{0.93}(\text{I}_{0.99}\text{Br}_{0.01})$
2	22061c		45.31	–	–	1.14	–	53.26	99.71	$\text{Ag}_{0.97}(\text{I}_{0.98}\text{Br}_{0.02})$
3	22061d		43.42	–	–	0.51	–	55.19	99.12	$\text{Ag}_{0.91}(\text{I}_{0.99}\text{Br}_{0.01})$
4	22061a	Hg-Ag-S-Br-Cl фаза (илтисит?)	32.00	45.95	2.38	12.67	6.99	–	99.99	$\text{Ag}_{1.31}\text{Hg}_{1.01}\text{S}_{0.97}(\text{Br}_{0.70}\text{Cl}_{0.30})$
5	22061f	Ag-Hg-S фаза (имитерит?)	47.96	38.82	–	0.60	12.62	–	100.00	$\text{Ag}_{2.26}\text{Hg}_{0.98}\text{S}_{2.00}$

П р и м е ч а н и е. Обр. Ткн-01. Формулы минералов рассчитаны: иодаргирит – на сумму анионов, Hg-Ag-S-Br-Cl фаза – на сумму анионов галогенов, Ag-Hg-S фаза – на 2 атома серы.

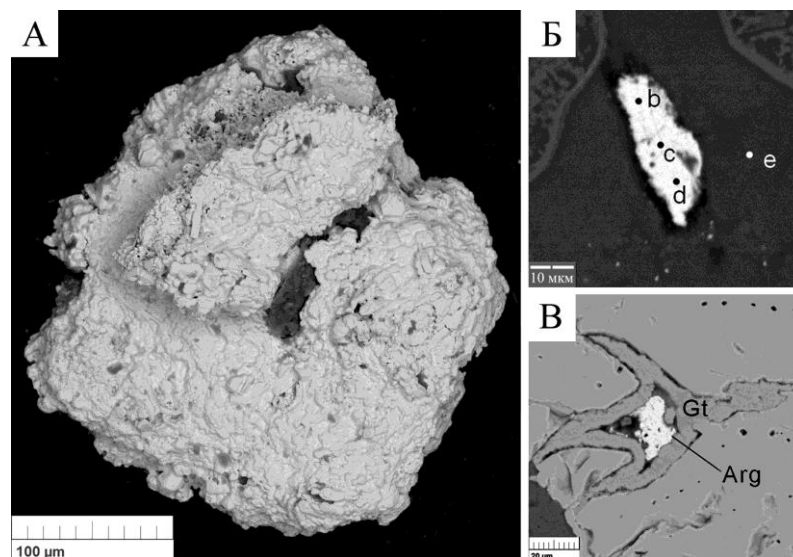


Рис. 2. Минералы зоны окисления Никольского рудного поля.
А – ртутистое золото; Б – иодаргирит; В – иодбромаргирит.

Старинные выработки, вскрывающие медные руды, представлены несколькими оплывшими карьерами глубиной до 30 м при протяженности 50–100 м. Возле выработок сосредоточены отвалы жильного кварца с сульфидной минерализацией и березитизированных пород. Месторождение сопряжено с малыми интрузивными телами и представлено серией сульфидно-кварцевых жил, сопровождаемых метасоматитами. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 1 м, протяженность по простиранию – первые десятки метров. В рудных отвалах преобладает прожилково-вкрапленное и гнездовое оруденение [Юминов, Зайков, 2009].

В первичных рудах среди минералов фиксируются теннантит, халькопирит, пирит. Часть сульфидов содержит примесь серебра. Основными рудными минералами зоны окисления являются халькозин, борнит, ковеллин, малахит, азурит, псевдомалахит, хризоколла, корнваллит [Юминов, Зайков, 2009]. Хризоколла образует зеленовато-голубые корочки на кварце. Псевдомалахит образует темно-зеленые радиально-лучистые агрегаты вместе с малахитом и хризоколлой. Среди корочек малахита и хризоколлы обнаружен агрегат ртутистого золота сложной морфологии размером 0.3 мм (рис. 2).

Своеобразие Никольского рудного поля заключается в повышенных содержаниях серебра в кварц-карбонатных метасоматитах. Ранее проявления серебряной минерализации на Южном Урале в каменноугольных вулканитах не отмечались [Овчинников, 1998], и полученные данные расширяют представления о металлогении региона. По северо-западной и субширотной ориентировке карбонат-кварцевых жил предполагается, что они формировались в трещинах отрыва, сопутствовавших коллизионным процессам в раннем карбоне [Металлогения..., 2002].

Авторы благодарны Д. А. Артемьеву за помощь в работе. Исследования поддержаны РФФИ (проект № 16-36-00299_мол_а) и Минобрнауки (госзадание № 33.2644.2014к).

Литература

- Белогуб Е. В. Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала // Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Миасс, 2009ф. 537 с.
- Зайков В. В., Юминов А. М., Зайкова Е. В. и др. Минеральное сырье района историко-ландшафтного заповедника Аркаим. Отчет. Миасс, 1994ф. 292 с.
- Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок / Под ред. Г. С. Гусева. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. 409 с.
- Овчинников Л. Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: Геоинформмарк, 1998. 412 с.
- Садрисламов Б. М., Веретенников В. В., Дурнев Ю. Ф. Геологическое строение района верховьев рр. Уй и Миасс. Уфа, 1961ф.
- Тютев Я. М., Анкушев М. Н., Блинов И. А. Минералогические особенности медного месторождения Таш-Казган (Южный Урал, республика Башкортостан) // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 215–218.
- Черных Е. Н. Древнейшая металлургия Урала и Поволжья / В серии: Материалы и исследования по археологии. № 172. М.: Наука, 1970. 180 с.
- Юминов А. М., Зайков В. В. Никольское месторождение серебряно-медных руд (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 194–197.

А. С. Целуйко^{1,2}, Н. Н. Анкушева^{2,1}

¹ – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
celyukoa@rambler.ru

² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Условия формирования труб «палеокурильщиков» Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал) по данным термобарогеохимии и КР-спектроскопии (научный руководитель В. В. Масленников)

В последние годы накоплено много геологических, геохимических и минералогических данных о гидротермальных системах «черных курильщиков» колчеданных месторождений Урала [Зайков и др., 2001; Масленников, 2006 и др.]. Большое значение в этих исследованиях имеет изучение флюидных включений в прозрачных минералах, позволяющее получать информацию о физико-химических параметрах рудообразующих систем. Целью данной работы является оценка условий формирования и газового состава рудоносных гидротермальных растворов, сформировавших трубы «черных курильщиков» на Юбилейном колчеданном месторождении. Данные исследования продолжают и дополняют работы, начатые в 2015 г. [Целуйко, Анкушева, 2015].

Юбилейное месторождение расположено в Бурибайском рудном районе в пределах силур-девонской Западно-Магнитогорской островной дуги. Шесть рудных тел линзовидной формы залегают на контакте базальтовой и андезит-риолит-дацитовый толщ и реконструированы как пологие сильно разрушенные сульфидные холмы [Масленников, 2006]. Многочисленные хорошо сохранившиеся фрагменты диффузеров

и гидротермальных труб «палеокурильщиков» обнаружены в сульфидных брекчиях, залегающих в кровле рудного тела № 2 [Maslennikov et al., 2013]. Стенки каналов сульфидных труб сложены крупнозернистым удлинённым или изометричным халькопиритом с включениями сфалерита, пирита, самородного золота и теллуридов. Оболочка трубы состоит из агрегатов почковидного коллоидного, дендритовидного, тонко- и мелкозернистого пирита, находящихся в халькопиритовом и кварцевом цементе. Осевые каналы «черных курильщиков» заполнены кварцем, кальцитом, кварцем+кальцитом, тальком+кальцитом и сульфидами. Нами были проанализированы флюидные включения в кварце из осевых каналов многоканальных кварц-пирит-халькопиритовых труб (обр. юб-12-20-1; юб-12-21; юб-12-35), а также карбонат из кальцит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы (обр. юб-11-12).

Исследования флюидных включений проводились в микротермокамере THMSG-600 (Linkam), позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале от -196 до $+600$ °C на микроскопе Olympus BX-51 (Геологический факультет ЮУрГУ, г. Миасс, аналитик Н. Н. Анкушева) с использованием программного обеспечения LinkSys V-2.39. Погрешность измерительной аппаратуры составляет ± 0.1 °C при $-20 \dots +80$ °C и ± 1 °C – за пределами этого интервала. Солевой состав растворов во включениях оценивался по температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Температуры гомогенизации фиксировались в момент исчезновения газового пузырька при нагревании препарата в термокамере. Концентрации солей в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз [Bodnar, Vityk, 1994]. Проанализировано 125 флюидных включений в кварце и 35 – в кальците. Обработка результатов измерений выполнена в программе Statistica 6.1.

С помощью спектроскопии комбинационного рассеяния определены газовые фазы флюидных включений в кварце кварц-пирит-халькопиритовой трубы (обр. юб-12-21) в лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик Н. Н. Анкушева) с использованием спектрометра Horiba Lab Ram HR 800 с полупроводниковым детектором. Возбуждение производилось твердотельным лазером (532 нм) мощностью 50 мВт, для получения удовлетворительного соотношения сигнал/шум производилось 10 накоплений по 10 секунд каждое. Оценка молекулярных соотношений газов в пузырьках без учета паров воды проводилась с использованием величин относительного рамановского сечения [Burke, 2001]. Пределы обнаружения зависят от чувствительности прибора, парциального давления каждого газа и формы и размеров индивидуальных включений. Исследовано 12 флюидных включений и снято 53 спектра. Процедуры вычитания фона и сглаживания проведены в программе Origin 8.0.

Кварц из каналов труб «черных курильщиков» представлен полупрозрачными и прозрачными зернами размером до 0.5 см. На периферии каналов в кварце и кальците отмечены многочисленные включения халькопирита, сфалерита и пирита, которые исчезают ближе к центру осевого канала или сменяются фрамбоидальным пиритом. Предполагается, что часть кварца и карбоната формировались синхронно с сульфидами, а часть – после окончания процесса сульфидоотложения.

Флюидные включения распределены в зернах кварца равномерно. Они имеют размеры 10–15, реже 20–30 мкм, округлую, изометричную, часто вытянутую форму, с четкими границами. Присутствуют включения с элементами кристаллографической огранки. Они образуют группы по 3–5 включений и приурочены к участкам прозрачного кварца в центре зерен. По фазовому составу включения относятся к газожидкому типу (объем газового пузырька при 25 °C составляет 10–15 % от объема включения). Вторичные включения располагаются в виде цепочек или скоплений и

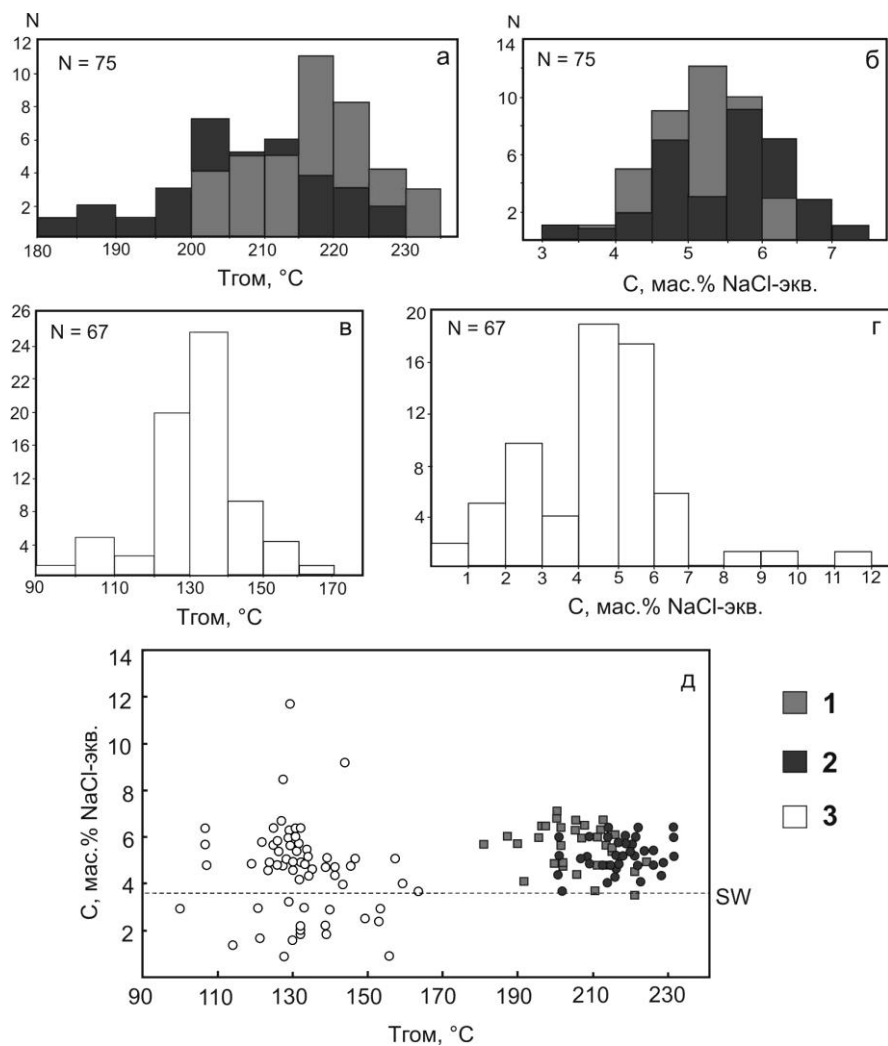


Рис. 1. Результаты термометрических исследований флюидных включений.

Кварц-1 и кальцит: а – температуры гомогенизации, б – солёность растворов флюидных включений; кварц-2: в – температуры гомогенизации, г – солёность растворов флюидных включений; д – соотношение солёности и температур гомогенизации включений: 1 – кварц-1, 2 – кальцит, 3 – кварц-2; SW – солёность морской воды при 25 °С.

приурочены к трещинам в кварце. С двухфазными включениями также ассоциируют однофазные светлые водные и темные газовые включения, имеющие размеры до 5 мкм и округлую форму.

По результатам термометрических исследований выделены 2 генерации кварца: ранний кварц-1, ассоциирующий с кальцитом и сульфидами, и поздний кварц-2. Температуры эвтектики образуют два интервала (–21.0...–22.1 °С (n = 26) и –22.8...–24.0 °С (n = 17)), которые соответствуют солевым системам NaCl–H₂O и NaCl–KCl–H₂O. Более низкие значения $T_{эвт}$ (–25.7...–28 °С, n = 6) отвечают, вероятно, водно-

солевым растворам NaCl с примесями других солей, понижающих $T_{\text{эвт}}$. Гомогенизация включений происходила в жидкую фазу: для кварца-1 – при 200–230 °C (пик 215–225 °C), для кварца-2 – при 100–170 °C (пик 120–140 °C) (рис. 1а, в). Соленость растворов включений в кварце-1 составляет 4–6 мас. % NaCl-экв. (рис. 1б). В кварце-2 наблюдается бимодальное распределение солености с пиками 1–3 и 4–6 мас. % (рис. 1г). Также присутствуют единичные включения с соленостью менее 1 мас. % и до 8–11 мас. % NaCl-экв. При нагревании некоторых включений от отрицательных температур газовый пузырек перестает перемещаться только при положительной температуре – до 5–12 °C.

Включения в кальците из осевого канала кальцит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы «черного курильщика» имеют размеры 5–15 мкм, располагаются равномерно в зернах и ориентированы по их удлинению. Газовые пузырьки во включениях занимают до 10–15 % их объема. Температуры эвтектики растворов отвечают солевым системам NaCl–H₂O и NaCl–KCl–H₂O ($T_{\text{эвт}} = -21.7...-21.8$ (n = 3) и $-22.9...-23.7$ (n = 9)). Распределение температур гомогенизации одномодальное с максимумом 200–220 °C (см. рис. 1а). Среди значений солености преобладает интервал 4.5–6 мас. %.

По результатам КР-спектроскопии флюидные включения в кварце заполнены CH₄ (2917 см⁻¹) с подчиненным количеством N₂ (2331 см⁻¹) (рис. 2, табл.). КР-спектры флюидных включений в кварце сходны. Относительные концентрации N₂ варьируют от 0 до 21.3 мол. %, CH₄ – от 78.7 до 100 мол. %. В четырех включениях N₂ доминирует над CH₄ (до 62–82 и 18–38 мол. %, соответственно). Повышенные содержания CH₄ обычно отмечают в флюидах гидротермальных сульфидных полей, ассоциирующих с гипербазитами [Леин и др., 2000]. В то же время, присутствие CH₄ может быть связано с восстановлением CO₂ [Xu et al., 2011]. Наличие азота описано во флюидах труб «черных курильщиков» гидротермального поля ТАГ [Леин и др., 2000]. Во флюидах золоторудных месторождений присутствие азота связывают с разрушением аммонийсодержащих силикатов вмещающих пород, в которых азот в форме NH₄⁺ изоморфно замещает калий [Гибшер и др., 2011].

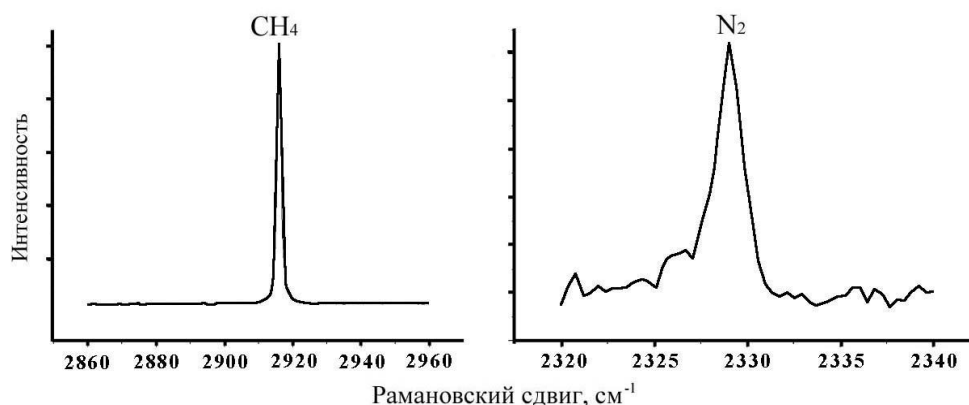


Рис. 2. Типичные спектры комбинационного рассеяния газового пузырька включения в кварце (обр. Юб-12-21).

Т а б л и ц а
Состав газов во флюидных включениях
в кварце, мол. %

№ п/п	CH ₄	N ₂	№ п/п	CH ₄	N ₂
1	83.4	16.6	7	100.0	0.0
2	78.7	21.3	8	37.9	62.1
3	17.2	82.8	9	20.1	79.9
4	83.5	16.5	10	87.7	12.3
5	82.2	17.8	11	86.3	13.7
6	84.1	15.9	12	28.1	71.9

Примечание. Сумма каждого анализа – 100 %.

пиритовой стенкой кварц-1 с включениями сульфидов и кальцит более высокотемпературные ($T_{\text{гом}} = 200\text{--}230\text{ }^{\circ}\text{C}$); 2) центр канала заполнен более низкотемпературным кварцем-2 ($T_{\text{гом}} = 120\text{--}140\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Авторы признательны В. В. Масленникову за консультации в работе и С. З. Смирнову (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за предоставленную возможность изучения включений в кварце методом спектроскопии КР и обсуждение результатов работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 14-05-00630.

Л и т е р а т у р а

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.

Бортников Н. С., Викентьев И. В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в мировом океане // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 1. С. 16–50.

Гибшер Н. А., Томиленко А. А., Сазонов А. М., Рябуха М. А., Тимкина А. Л. Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и РТ-условия образования кварцевых жил (Енисейский край, Россия) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1851–1867.

Зайков В. В., Масленников В. В., Зайкова Е. В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 313 с.

Леин А. Ю., Гричук Д. В., Гурвич Е. Г., Богданов Ю. А. Новый тип гидротермальных растворов, обогащенных водородом и метаном в рифтовой зоне срединно-атлантического хребта // Доклады академии наук. 2000. Т. 375. № 3. С. 380–383.

Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Целуйко А. С., Анкушева Н. Н. Физико-химические параметры гидротермальных процессов на Юбилейном медноколчеданном месторождении, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 101–105.

Bođnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994. P. 117–130.

Burke E. A. J. Raman microspectrometry of fluid inclusions // Lithos. 2001. Vol. 55. № 1. P. 139–158.

Ассоциация однофазных газовых и жидкостных, а также сильноразбавленных (менее 1 мас. %) и более концентрированных двухфазных включений свидетельствует о фазовой сепарации флюида на Юбилейном месторождении [Бортников, Викентьев, 2005]. Локальные изменения температур гомогенизации включений в кварце из сульфидной трубы можно объяснить ростовой зональностью осевого канала трубы: 1) на контакте осевого канала с халько-

Maslennikov V. V., Ayupova N. R., Maslennikova S. P. et al. Mineral and chemical peculiarities of vent chimneys from the Yubileynoye VMS deposit at the Early Devonian basalt-boninite basement of West Magnitogorsk arc, the Southern Urals, Russia // 12 SGA Biennial Meeting. Uppsala, 2013. V. 4. P. 1512–1515.

Xu J., Hart C. J., Wang L. et al. Carbonic fluid overprints in volcanogenic massive sulfide deposits: examples from The Kelan volcanosedimentary basin, Altaides, China // Economic Geology. 2011. Vol. 106. P. 145–158.

И. А. Блинов, Е. В. Белогуб, К. А. Новоселов

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

ivan_a_blinov@mail.ru

**Гипергенные самородные металлы, интерметаллиды,
сульфиды и селениды в бурых железняках
Юбилейного медноколчеданного месторождения, Южный Урал**

Юбилейное медноколчеданное месторождение находится в Баймак-Бурибайском рудном районе Западно-Магнитогорской зоны в междуречье рек Таналык и Бузавлык. Медноколчеданное оруденение приурочено к вулканогенной толще преимущественно основного состава девонского возраста [Медноколчеданные..., 1988]. Золотоносная зона окисления триасового возраста развита над II и III колчеданными залежами и перекрыта угленосными лагунно-морскими осадками среднеюрского возраста [Татарко и др., 1996ф]. К настоящему времени зона окисления отработана. Первичные руды преимущественно сплошные (брекчиевидные, полосчатые и массивные), вкрапленные разности приурочены к подрудным и околорудным метасоматитам. В минеральном составе первичных руд преобладают сфалерит, халькопирит и пирит; из второстепенных минералов отмечаются галенит и пирротин; список редких минералов включает борнит, блеклые руды, теллуриды, самородное золото [Масленников и др., 2014]. В продуктах субмаринного окисления руд (госсанитах) диагностирован клаусталит [Аюпова и др., 2012].

В строении зоны окисления выделяются (снизу вверх): слабоокисленные руды с вторичными сульфидами (мощность зоны от 5–10 до 30 м); зона выщелачивания невыдержанной мощности, представленная фрагментами барит-кварц-пиритовых и кварц-пиритовых (с примесью каолинита) сыпучек; бурые железняки мощностью до 32 м; обогащенные глинистыми минералами продукты размыва бурых железняков, иногда содержащие остатки кораллов. Зона окисления перекрыта углесодержащими юрскими алевроитами, мощность которых в современном эрозионном срезе достигает 50–60 м. В основании осадочных отложений наблюдался выдержанный горизонт сульфидизированных базальных конгломератобрекчий. Особенностью зоны окисления Юбилейного месторождения является значительное распространение сидерита в породах «железной шляпы» и отсутствие ярозита [Новоселов и др., 2005].

Среди слагающих бурые железняки гипергенных минералов преобладают гетит, рыхлые гидрогетит-опаловые агрегаты (лимониты) и сидерит, менее распространены гидроксиды марганца, глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит),

практически всегда присутствует реликтовый кварц, реже – серицит и гидратированный хлорит. Самородные золото, серебро и медь в бурых железняках были отмечены еще при разведочных работах [Татарко и др., 1996ф]. Тогда же впервые для месторождения были упомянуты селениды – науманнит и клаусталит, но находки этих минералов были связаны с сульфидными ассоциациями нижней части зоны окисления, а их гипергенное происхождение не было обосновано.

В связи с нетипичным для золотоносных зон окисления уральских колчеданных месторождений сидерит-гетитовым составом золотоносной минеральной ассоциации бурые железняки были детально изучены. Исследования проводились на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 SBU с ЭДС Oxford-Instruments X-act ($U_{\text{уск.}}$ 20 кВ, $T_{\text{жив.}}$ 120 сек, аналитик И. А. Блинов). Было изучено шесть образцов, отобранных при отработке зоны окисления в 2003 и 2005 гг. В результате исследований в бурых железняках установлены морфология и состав самородного золота, выявлены теллуриды золота и ряд гипергенных селенидов и сульфидов, включая обогащенные селеном разновидности.

Золото образует многочисленные субмикронные выделения в гидроксидах железа, часто оно приурочено к контакту гидроксидов железа и остаточных зерен кварца. Также золото в виде мельчайших включений обнаружено в халькопирите, заключенном в гидроксидах железа. Для золота характерна постоянная примесь Cu от 2.60 до 6.6 мас. %, при этом содержания серебра составляют 0–0.51 мас. %.

Медь золотистая ($\text{Cu}_{0.59}\text{Au}_{0.33}\text{Ag}_{0.04}\text{Zn}_{0.03}$)_{1.00} в виде зерна размером 5 мкм найдена на контакте кварца и гидроксидов железа.

Теллуриды золота диагностированы по качественному ЭД-спектру. Минералы образуют агрегаты мелких зерен размером до 3 мкм на контакте халькопирита и гидроксидов железа и цепочки зерен, подчеркивающие зональность колломорфного агрегата гидроксидов железа.

Золото и медь – типичные минералы «железной шляпы» [Emmons, 1917 и многие другие], но обогащение золота медью считается типичным для первичных минеральных ассоциаций месторождений, залегающих в гипербазитах [Петровская, 1973], а также для богатых медью окисленных руд [Азовскова и др., 2016, настоящий сборник]. Находки меди с примесью золота и теллуридов золота в природных зонах окисления нам не известны. Однако техногенное золото, обогащенное медью, установлено в торфах, дренирующих кислотные воды отвалов Урского золото-сульфидного месторождения [Муагкауа, 2016].

Среди гипергенных халькогенидов в бурых железняках Юбилейного месторождения установлены клаусталит, пирит, халькопирит, сфалерит и сульфиды меди.

Клаусталит образует включения размером до 3 мкм в гидроксидах железа. Минерал диагностирован по качественному ЭД-спектру, на котором также присутствуют пики Sb или Te. Гипергенный клаусталит описан в сыпучках зоны выщелачивания Гайского [Зайков, Сергеев 1993], Западно-Озерного, Джусинского и Юбилейного колчеданных месторождений [Belogub et al., 2008], в бурых железняках Амурского месторождения [Блинов, 2015]. Клаусталит также обнаружен в продуктах субмаринного окисления Молодежного месторождения [Аюпова, Котляров, 2011].

Гипергенный халькопирит тесно ассоциирует с сидеритом. Он образует субмикронные, часто идиоморфные, включения в сидерите и гидроксидах железа, иногда микродрозы «трассируют» контакты между сидеритом и гидроксидами железа.

Также халькопирит встречается в виде включений в охристых лимонитах и опалоподобных массах, заместивших фрагменты вмещающих силикатных пород. Иногда кристаллический халькопирит выполняет микрополости, образует тончайшие губчатые сростания с гидроксидами железа. Редко в центре выделений халькопирита заключены сфалерит или пирит. Химический состав халькопирита варьирует за счет примеси Se (до 6.77 мас. %). Как правило, повышенные концентрации селена характерны для халькопирита, ассоциирующего с гидроксидами железа. Морфология халькопирита однозначно свидетельствует о его гипергенном происхождении. Повышенные концентрации селена на колчеданных месторождениях Урала связаны, преимущественно, с высокотемпературным крустификационным халькопиритом труб палеогидротермальных «курильщиков» [Масленников и др., 2014]. Упоминания о гипергенном халькопирите в литературе не встречаются.

Гипергенные сульфиды меди встречены в виде включений в сидерите и гетите. Иногда эти включения идиоморфны, но чаще имеют сложную форму и заливистые контакты, которые скорее указывают на их реликтовый характер. В составе гипергенных сульфидов меди всегда присутствует примесь железа, достигая 8.37 мас. %. Соотношение (Cu+Fe) : S в рассчитанных формулах варьирует от 1.16 : 1 до 1.82 : 1. Вторичные сульфиды меди типичны для зоны окисления сульфидных месторождений [Emmons, 1917], на Юбилейном месторождении они были широко распространены в нижних частях зоны окисления.

Сфалерит найден в виде кристаллов размером до 10–15 мкм, заключенных в оторочку кристаллического селенистого халькопирита. Сфалерит содержит примеси Se до 2.35 и Fe до 5.56 мас. %. На Южном Урале гипергенный сфалерит без селена ранее был описан в сажистых «сыпучках» Западно-Озерного, Джусинского, Александринского и других месторождений [Belogub et al., 2008].

Пирит в виде редких колломорфных или фрамбоидальных агрегатов размером до 5 мкм слагает ядра халькопиритовых микроконкреций в сидерите. Состав соответствует стехиометрической формуле. Следует отметить, что в базальных конгломератах перекрывающей толщи пирит распространен очень широко. Он замещает органические остатки, образует фрамбоиды и цементирует обломки силикатных пород. Для пирита из этой ассоциации характерна примесь As от 0.7 до 1.5 мас. %. На возможность образования гипергенного пирита в нижней части зоны окисления указывал еще У. Эммонс [Emmons, 1917].

Таким образом, помимо минералов, типичных для зон окисления и описанных уже в первых систематических работах, в бурых железняках Юбилейного месторождения выявлены гипергенные медьсодержащее золото и природный сплав золота и меди, теллуриды золота, селениды (клаусталит), халькопирит и сфалерит, содержащие селен.

Возможность обогащения селеном нижней части зоны окисления, в том числе и в форме собственных минералов, была продемонстрирована эмпирически и обоснована термодинамическими расчетами ранее [Belogub et al., 2008]. Однако для верхней части зоны окисления такие находки пока единичны и относятся к месторождениям, залегающим в осадочных толщах с карбонатными породами [Блинов, 2015]. «Железная шляпа» Юбилейного месторождения имеет необычный сидеритовый минеральный состав, вероятно, обусловленный процессами обмена веществом с перекрывающими осадками, обогащенными древесными остатками, о чем свидетельству-

ет аномально легкий изотопный состав углерода сидерита [Новоселов и др., 2005]. По-видимому, столь необычный набор акцессорных минералов и селеновая специфика связаны, с одной стороны, с термодинамическими особенностями поведения селена в условиях зоны окисления [Belogub et al., 2008; Вишневский, Белогуб, 2016, настоящий сборник], и с другой – с уникальным сочетанием геологических условий формирования зоны окисления Юбилейного месторождения.

Работа поддержана проектом Российского научного фонда № 14-17-00691.

Литература

Аюпова Н. Р., Котляров В. А. Первая находка селенидов в колчеданных рудах Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Минералогия Урала–2011. Мат. VI Всерос. сов. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 116–118.

Аюпова Н. Р., Целуйко А. С., Масленников В. В. Минеральный состав слоистых сульфидных руд Юбилейного медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат. IX межрегион. конф. Уфа, 2012. С. 14–17.

Блинов И. А. Самородные металлы, селениды, галогениды и ассоциирующие минералы из бурых железняков Амурского и Верхне-Аршинского месторождений (Южный Урал) // Литосфера. 2015. № 1. С. 65–74.

Зайков В. В., Сергеев Н. Б. Зона гипергенеза серноколчеданной залежи Гайского месторождения (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. 1993. № 4. С. 20–32.

Масленников В. В., Аюпова Н. Р., Масленникова С. П., Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю., Сафина Н. П., Белогуб Е. В., Ларже Р. Р., Данюшевский Л. В., Целуйко А. С., Гладков А. Г., Крайнев Ю. Д. Токсичные элементы в колчеданообразующих системах. Челябинск: Челябинский Дом Печати, 2014. 339 с.

Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / Прокин В. А., Буслаев Ф. П., Исмагилов М. И. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 242 с.

Новоселов К. А., Белогуб Е. В., Садыков С. А. Золотоносная зона гипергенеза Юбилейного месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2005. Формирование и преобразование месторождений на разновозрастных океанических окраинах. Миасс: УрО РАН, 2005. Т. 1. С. 198–203.

Петровская Н. В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: Наука, 1973. 347 с.

Татарко Н. И. и др. Залежи бурых железняков Юбилейного месторождения. Отчет о предварительной разведке с подсчетом запасов на 01.12.1996. 1996, фонды ЮВГРЭ.

Belogub E. V., Novoselov K. A., Yakovleva V. A., Spiro B. Supergene sulphides and related minerals in the supergene profiles of VHMS deposits from the South Urals // Ore Geology Reviews. 2008. Vol. 33. № 3–4. P. 239–254.

Emmons W. H. The enrichment of ore deposits Washington. Government printing office, 1917. 537 p.

Myagkaya I. N., Lazareva E. V., Gustaytis M. A., Zhmodik S. M. Gold and silver in a system of sulfide tailings. Part 2: Reprecipitation on natural peat // Journal of Geochemical Exploration. 2016. Vol. 165. P. 8–22.

Д. А. Артемьев^{1,2}, И. Ю. Мелекесцева¹, Г. А. Третьяков¹

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

artemyev@mineralogy.ru

² – *Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе*

**Геологическое строение и состав рудовмещающей толщи
Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения
(Южный Урал): новые данные**

В 2012 г. ОАО «Башкирская медь» начало отработку карьером Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения в Главном Уральском разломе, и сейчас оно является единственным на Урале отрабатываемым колчеданным месторождением в ультрамафитах. В настоящей работе дана информация о геологическом строении месторождения по результатам картирования карьера в 2012–2015 гг.

Месторождение находится в 15 км к западу от пос. Акъяр (Республика Башкортостан), на левом берегу р. Тиргамыш. Оно залегает в ультрамафитах Байгускаровского альпинотипного массива, который полого (30–40°) погружается на север под вулканогенно-осадочные толщи Магнитогорской зоны (рис. 1). Рудное тело линзовидной формы, достигает в поперечнике 150–200 м при мощности от 6 до 40 м, локализовано непосредственно в серпентинитах, имеет северное падение под углами 30–35° и прослежено до глубины 130 м [Бучковский, 1966б]. Руды представлены халькопирит-марказитовыми, халькопирит-пиритовыми и пирит-марказитовыми типами, сменяющимися в лежащем боку магнетит-гематитовым, а по восстанию – бурыми железняками. Главные рудные минералы – пирит, марказит, халькопирит, второстепенные и редкие – магнетит, пирротин, кубанит, кобальтин, никелин, линнеит, полидимит, валлериит, арсенопирит, самородная медь, гематит, ильменит, хромшпинелиды и золото [Мелекесцева, 2007].

Подрудная зона месторождения представлена меланжированными апогартцбургитовыми серпентинитами с аподунитовыми блоками, которые рассекаются дайками габбро-пегматитов. В лежащем боку залежи серпентиниты превращены в талькиты, которые слагают линзу мощностью до нескольких метров и протяженностью до 100 м. Контакты между блоками тектонические, сложены рыхлыми глинами трения и зеркалами скольжения, трещинные зоны частично заполнены вторичным магнезитом.

Серпентиниты сложены микрозернистыми агрегатами β-лизардита, окаймленными выделениями магнетита и образующими петельчатые полигонально-зернистые структуры размером до 2 мм, и зернами пироксенов, замещенных баститом. Акцессорная минерализация представлена хромшпинелидами и магнетитом с размером зерен до 3 мм. По химическому составу серпентиниты варьируют незначительно и сходны с таковыми других участков Байгускаровского массива (табл.). Талькиты представлены практически мономинеральными разностями талька с размером чешуек до 0.1–0.3 мм. Редко наблюдаются реликты серпентиновых минералов и включения хромшпинелидов и магнетита размером до 1.5–2 мм. Талькиты характеризуются пониженными содержаниями MgO (см. табл.), а также обеднены легкими РЗЭ и обогащены тяжелыми (рис. 2а). Пироксениты представлены темно-зелеными крупнозернистыми (размер зерен до 1 см) породами, состоящими из пироксена с включениями плагиоклаза и акцессорного магнетита, а также вторичных карбоната и серпентина. Габбро-пегматиты представлены гигантозернистыми (размер зерен до 1.5 см)

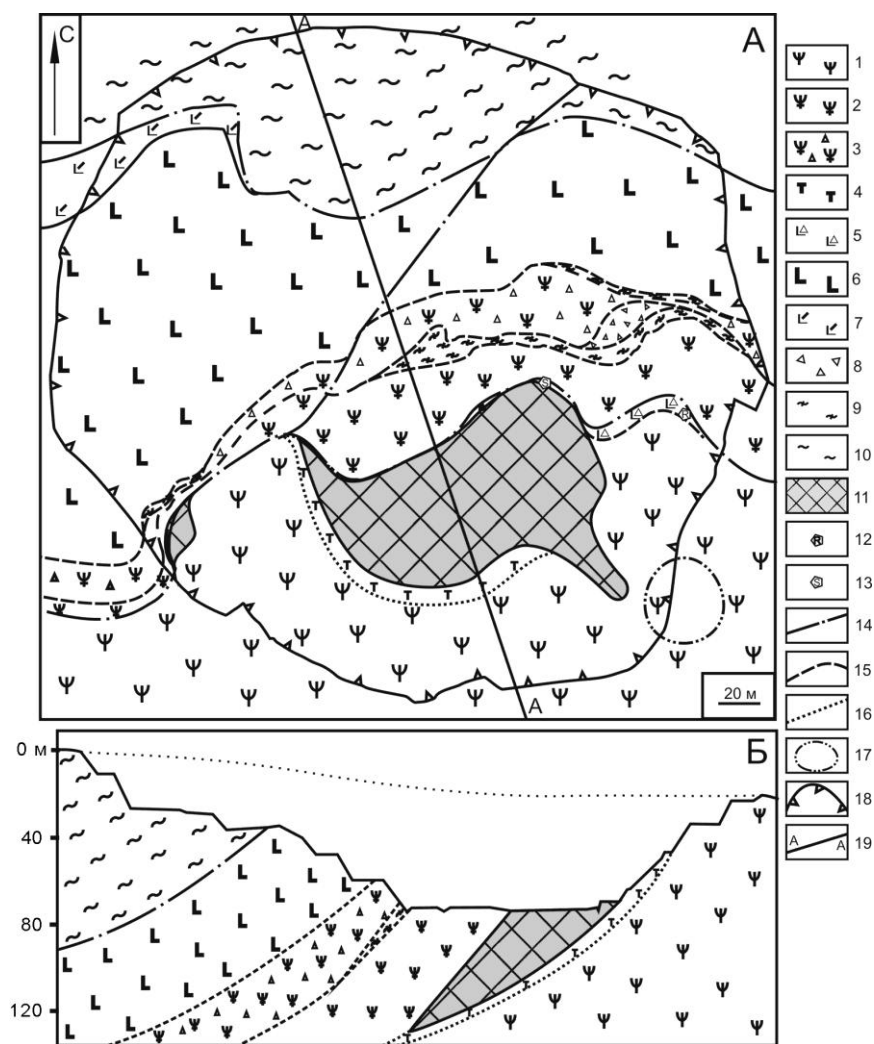


Рис. 1. Геологическая схема (а) и разрез (б) карьера Дергамышского месторождения по состоянию на июль 2015 г.

1 – апогарцбургитовые серпентиниты с блоками аподунитовых серпентинитов подрудной зоны; 2 – меланжированные серпентиниты надрудной зоны; 3 – серпентинитовые конгломерато-брекчии и песчаники; 4 – талькиты; 5 – околорудная вулканогенно-обломочная пачка с линзами хлоритолитов, алевролитов и реликтами пикробазальтов; 6 – надрудная вулканогенная пачка (бониниты, базальты, андезибазальты, андезиты, дациты); 7 – обломочная вулканогенная толща с прослоями кремней и алевролитов; 8 – полимиктовые брекчии и песчаники с линзами алевролитов; 9 – темно-серые и лиловые алевролиты с кремнями; 10 – светло-серые и желтые алевролиты с прослоями кремней; 11 – рудное тело; 12 – находки рудокластивов в обломочной вулканогенной толще; 13 – тальк-кальцит-кварц-пирит-сидеритовые образования; 14 – тектонические разломы; 15 – тектонические границы серпентинитовых тел; 16 – неявная граница талькитов; 17 – контуры древнего карьера; 18 – контуры современного карьера; 19 – линия разреза.

Т а б л и ц а

Химический состав пород рудовмещающей толщи Дергамышского месторождения

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	п.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма	Порода
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Подрудная зона																
1	Дер-13-6	38.80	0.03	0.39	4.44	1.33	0.05	38.08	2.34	0.03	0.02	0.54	13.84	<0.05	99.89	Серпентинит
2	Дер-13-11	39.18	0.05	0.31	6.85	1.20	0.07	38.24	<0.01	0.03	0.02	0.72	12.96	<0.05	99.63	
3	Д-9	39.22	0.02	0.44	7.24	0.79	0.08	38.57	<0.01	<0.01	<0.01	0.56	12.74	<0.05	99.66	
4	Дер-13-13	40.50	0.03	0.40	3.46	2.64	0.05	38.74	0.26	<0.01	<0.01	0.48	12.96	<0.05	99.52	
5	Дер-13-15	40.00	0.02	0.37	7.01	0.96	0.05	38.08	<0.01	<0.01	<0.01	0.70	12.62	<0.05	99.81	
6	Дер-13-20	40.34	0.02	0.43	5.80	1.25	0.06	37.85	<0.01	0.01	<0.01	0.68	13.46	<0.05	99.90	
7	Дер-13-4	54.04	0.03	2.51	1.36	4.31	0.10	26.09	5.55	0.04	0.03	0.66	5.04	<0.05	99.76	Талькит
8	Дер-13-18	57.15	0.02	0.70	1.06	3.43	0.04	30.86	<0.01	0.02	<0.01	0.28	6.02	<0.05	99.58	
9	Дер-13-19	58.45	0.03	1.15	0.88	5.77	0.03	28.53	<0.01	0.02	<0.01	0.18	4.54	<0.05	99.58	
10	Д-116	56.34	0.06	2.16	1.08	5.98	0.04	28.43	<0.01	0.08	<0.01	0.32	5.26	<0.05	99.75	
11	Д-118	47.83	0.06	1.55	6.05	3.81	0.07	25.80	4.60	0.10	0.01	0.32	9.26	<0.05	99.46	Пироксенит
12	Дер-13-16	35.28	0.27	20.70	1.37	8.52	0.22	13.76	9.70	0.08	0.03	0.82	8.94	<0.05	99.69	Метасоматит по габбро
Рудная зона																
13	Д-13с	40.81	0.57	15.32	3.89	13.33	0.26	14.95	<0.01	0.64	<0.01	1.12	8.64	0.10	99.63	Пикро- базальт
14	Д-40	26.95	0.59	16.12	8.65	18.93	0.09	15.10	1.36	0.05	0.01	1.14	9.41	1.00	99.40	Хлоритолит
15	Д-40 б	29.13	0.57	16.23	6.76	16.99	0.10	18.20	<0.01	0.01	<0.01	1.32	10.18	0.17	99.66	
16	Д-104	27.37	0.59	13.08	12.26	15.45	0.05	15.66	2.10	0.11	<0.01	1.50	10.46	1.18	99.81	
17	Д-114	34.77	0.42	8.82	17.09	15.34	0.03	7.83	0.85	0.83	0.68	2.94	9.74	0.39	99.73	

Окончание табл

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
18	Д-13-25	30.16	0.75	16.19	5.85	16.24	0.12	18.81	0.07	<0.01	<0.01	1.26	10.32	0.10	99.84	
19	Д-55	27.48	0.67	16.62	7.06	8.71	0.19	26.77	0.08	0.52	<0.01	0.64	11.02	.21	99.97	
Надрудная зона																
20	Дер-14-67	49.77	0.54	10.84	2.53	4.45	0.43	12.83	5.52	1.81	0.52	1.74	8.30	0.19	99.47	Бонинит
21	Дер-14-63	52.37	0.40	12.49	1.83	5.46	0.16	15.54	6.02	0.05	0.15	0.70	4.08	0.09	99.34	
22	Дер 14-59	46.38	1.20	14.23	7.96	4.13	0.15	6.75	6.05	1.77	0.55	4.96	5.68	0.15	99.96	Базальт
23	Дер 14-58	50.61	1.15	14.96	5.20	7.54	0.17	5.58	2.91	5.23	0.20	1.40	4.33	0.16	99.44	
24	Дер 14-54	51.49	1.25	16.27	11.25	0.57	0.15	3.44	0.91	5.77	0.43	2.90	4.92	0.25	99.60	
25	Дер 14-61	54.07	1.22	15.96	4.70	2.93	0.11	5.13	5.45	2.08	0.41	2.90	4.36	0.20	99.52	Андези- базальт
26	Дер 14-57	56.37	1.06	13.17	3.57	6.93	0.22	5.18	3.36	3.66	0.28	1.36	4.66	0.20	100.02	Андезит
27	Дер 14-14	61.60	1.07	13.84	4.71	3.72	0.16	3.09	5.00	2.14	0.35	1.28	2.60	0.17	99.73	Дацит
28	Дер 14-62	64.03	1.00	13.87	3.81	4.13	0.13	2.26	2.93	4.48	0.49	0.48	2.26	0.17	99.76	
29	Д-123	67.31	1.04	13.63	2.67	2.65	0.08	1.44	4.13	3.43	0.65	0.52	2.20	0.16	99.91	

П р и м е ч а н и е . Силикатный анализ проводился в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья (Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс) по стандартной методике 163-Х. Аналитики М. Н. Маляренко, Т. В. Семенова.

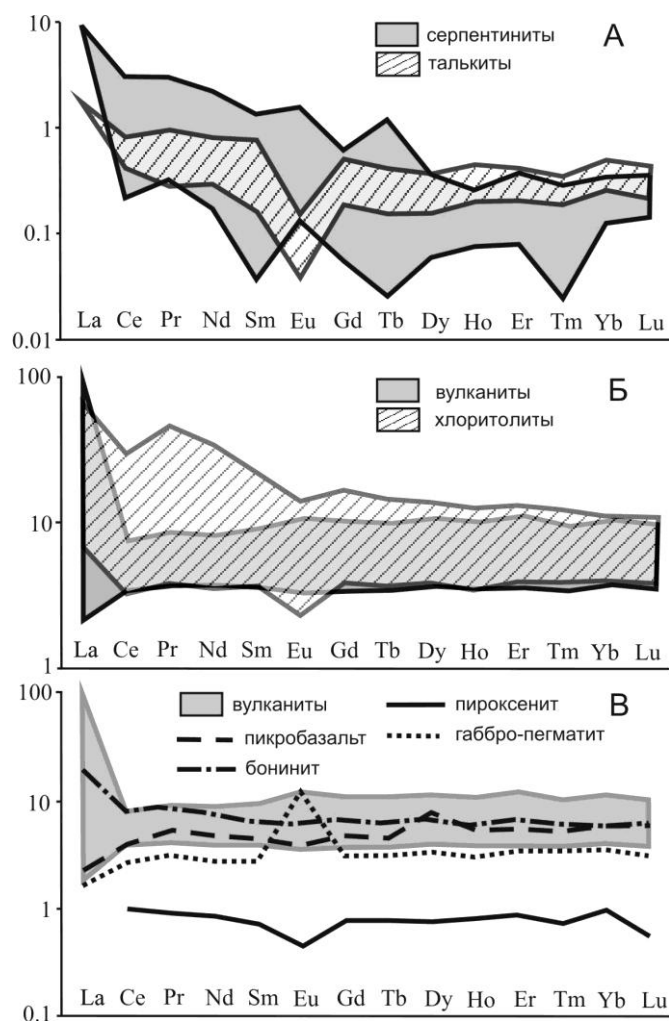


Рис. 2. Распределение РЗЭ в породах Дергамышского месторождения (по результатам ICP-MS-анализа, аналитики: Г. Ф. Лончакова, К. А. Филиппова, М. С. Свиренко): а – серпентиниты и тальковые метасоматиты; б – вулканы надрудной зоны, хлоритолиты и вулканы рудоносного уровня; в – магнезиальные вулканы и интрузивы.

хлоритизированными породами, состоящими из плагиоклаза, пироксена и хлорита с редкими зернами серпентинизированного оливина и магнетита. Породы обогащены MgO (см. табл.) и сходны по распределению РЗЭ с вышележащими вулканами (рис. 2в).

Рудная зона представлена собственно рудным телом пирит-марказит-халькопиритовых руд и перекрывающими его прослоями хлоритолитов нередко с шаровой отдельностью и реликтами пикробазальтов, а также слоев темно-серых и лиловых алевролитов. Сульфидная залежь сложена кластогенными и метасоматическими массивными рудами. Пирит-марказитовые руды в основании рудного тела и в зонах выклинивания формируют метасоматические разности. Нижняя часть рудного тела

сложена преимущественно пиритовыми рудами, замещающими серпентиниты. На северо-восточной выклинке было обнаружено трубообразное тело пирит-сидеритовых руд размером ~1 м и сопровождающий его шлейф обломков. Тело сложено зернами сидерита и пирита размером до 8 мм с примесью кварца, кальцита, талька и оторочкой черных хлоритолитов.

Хлоритолиты широко представлены в рудной зоне в виде слоев и линз мощностью до 1.5 м. Они нацело сложены смектитизированным хлоритом, по составу относящимся к магнезиально-железистым разностям $(\text{Fe}_{2.28-2.48}\text{Mg}_{2.17-2.34}\text{Al}_{1.21-1.32}\text{Ca}_{0.00-0.02})_{5.86-5.93}(\text{Al}_{0.97-1.18}\text{Si}_{2.87-3.03}\text{O}_{10})(\text{OH})_8$. Хлоритолиты встречаются как однородные, так и с шаровой отдельностью и реликтовыми «теньями» плагиоклазовых включений, иногда интенсивно пиритизированы и апатитизированы. Местами хлоритолиты содержат включения или сменяются прослоями и линзами темно-серых алевролитов мощностью до 30–40 см. Распределение РЗЭ в хлоритолитах соответствует таковому в вулканогенных и интрузивных породах месторождения, незначительно отличаясь лишь в области ЛРЗЭ (рис. 26). Это указывает на их образование по базальтоидам или их обломочным разностям, что подтверждается находкой подушки пикробазальта в этой толще (см. табл.). Пикробазальт представлен темно-серо-зеленой микрозернистой однородной породой, сложенной серпентинизированным и хлоритизированным материалом, развивающимся по реликтовым зернам оливина, пироксена и плагиоклаза, «тени» которых наблюдаются в проходящем свете. По составу он отвечает границе пикрита и пикробазальта (см. табл.). Распределение РЗЭ в пикробазальте также сходно с вулканитами вышележащей вулканогенной толщи (рис. 26). На флангах границей рудоконтролирующего уровня служит тектоническая зона расщеливания, в которой на востоке карьера в маломощном вулканогенно-обломочном слое с окварцованными серпентинитами и вулканитами, найдены халькопирит-пиритовые рудокласты размером до 5 см. На западном фланге на этой границе выявлена линза марказит-пиритовых руд видимой мощностью более 15 м.

Надрудная зона представлена серпентинитовой пластиной, включающей толщи серпентинитовых конгломератов, брекчий и песчаников, местами с линзами кремней, которая перекрыта вулканогенно-осадочной толщей. Данная толща сложена подушками и лавами базальтов, андезитов, дацитов с прослоями лавокластитов и редкими линзами алевролитов. Серпентиниты представлены меланжированными апогартцбургитовыми разностями и по составу сходны с таковыми из подрудной зоны. Между меланжированными и конгломератовыми серпентинитами вскрыты тела полимиктовых брекчий, содержащих обломки серпентинитов, вулканитов и алевролитов, которые, в свою очередь, переходят в крупно-, а затем и мелкозернистые песчаники и алевролиты.

На серпентинитовых конгломератах и алевролитах несогласно залегает вулканогенная пачка мощностью до 70 м (см. рис. 1). Она сложена базальтовыми лавами и потоками с подушечной отдельностью и прослоями андезибазальтов, андезитов и дацитов (см. табл.). Верхняя часть вулканогенной пачки сильно трещиновата, расщелинована и ожелезнена. В основании пачки наряду с потоками базальтоидов установлены подушечные разности бонинитов (см. табл.). Бониниты сложены игольчатыми, скелетными и коробчатыми зернами Mg-пироксена и плагиоклаза (размер зерен по удлинению до 1.2 мм) с небольшим количеством вкрапленников оливина и кварца. Из аксессуарных минералов найдены хромшпинелиды, магнетит и пирит. По распределению РЗЭ бониниты сходны с другими вулканогенными породами перекрывающей пачки, околорудными пикробазальтами и подрудными габбро (см.

рис. 2в), что говорит о едином магматическом источнике при формировании надрудной толщи. Надрудная толща перекрыта пластиной верхнедевонских алевролитов и кремней мощностью до 150 м.

Таким образом, руды на Дергамышском месторождении формировались на серпентинитах, в том числе замещая их. Перекрывающий слой представлен черными хлоритолитами, содержащими реликты пикробазальтов. По содержанию и распределению РЗЭ хлоритолиты сходны с вулканитами и дайковым комплексом, что указывает на их формирование по вулканогенному протолиту, а также на общность их магматогенных источников. Присутствие пикритов и бонинитов в основании перекрывающей вулканогенно-осадочной толщи указывает на ее образование в обстановке начальной стадии образования островной дуги [Дубровский, 2009]. Рудоотложение на Дергамышском месторождении вероятнее всего связано с пикробазальт-бонинитовым вулканизмом на серпентинитовом субстрате при зарождении в раннем девоне Ирендыкской островной дуги. В позднем девоне при коллизии произошло перекрытие рудного тела серпентинитовой пластиной.

Работы поддержаны государственной бюджетной темой ИМин УрО РАН «Минералогия и геохимия рудных и рудоносных фаций как отражение геологической истории палеогидротермальных систем». Авторы благодарят В. В. Зайкова, В. В. Масленникова и В. Г. Кориневского за обсуждение результатов работ.

Литература

Бучковский Э. С. Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на силикатный и сульфидный никель, выполненный Байгускаровской геолого-поисковой и Байгускаровской геофизической партиями в 1964–1966 гг. Уфа, 1966ф.

Дубровский М. И. Бониниты: петрохимия, систематика, петрогенезис // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 436–446.

Мелекесцева И. Ю. Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 245 с.

А. А. Компанченко

*Геологический институт КНЦ РАН, г. Анапаты
komp-alena@yandex.ru*

Cr-Ti-V минералы в протерозойских колчеданных рудах Южно-Печенгской структурной зоны, Кольский регион (научный руководитель А. В. Волошин)

Южно-Печенгская структурная зона (ЮПСЗ) является частью Печенгско-Варзугской нижнепротерозойской рифтогенной структуры в северо-западной части Кольского региона. Колчеданные пирротиновые руды развиты на участке Брагино, который расположен в осевой части ЮПСЗ. Центральная его часть представлена метапикробазальтами. На северном и южном флангах участка развиты вулканогенно-осадочные образования, преобразованные в кварциты, березиты, листовениты, альбититы [Ахмедов и др., 2004]. По текстурным признакам руды разделены на четыре

типа: массивные, полосчатые, вкрапленные и брекчиевидные. Главными рудными минералами являются пирротин, марказит, пирит, халькопирит, сфалерит, ильменит.

Изучение минералов колчеданных руд выполнялось на оптическом микроскопе Аxioplan, сканирующем электронном микроскопе LEO-1450 с оценкой состава минеральных фаз посредством энергодисперсионного спектрометра Quantax, электронно-зондовом микроанализаторе Cameca MS-46. Исследования минералов проведены в Геологическом институте КНЦ РАН, аналитик А. В. Базай. Для многих минералов автором выполнена регистрация рамановских спектров на спектрометре Almega XR ThermoScientific, микроскоп Olympus BX51, объектив 100×, лазер 532 нм в Институте геологии КарНЦ РАН.

Изучение минеральных ассоциаций колчеданных руд ЮПСЗ позволило получить новые данные о ванадиевой минерализации в этих рудах. Ранее было установлено, что ванадий входит в состав минералов группы шпинели (кулсонит, V-содержащий хромит), группы кричтонита (кричтонит, сенаит, линдслейит, давидит-(Ce), давидит-(La)), рутила, ильменита [Компанченко и др., 2015а, б].

Минералы группы шпинели. Находка кулсонита (FeV_2O_4) в рудах ЮПСЗ является второй находкой в Кольском регионе и России. Минерал обнаружен в виде ограненных октаэдрических кристаллов и сростков (рис. 1а–в). В сростании с кулсонитом установлен флогопит с содержанием V_2O_3 до 5 мас. % (рис. 1в). Нередко кулсонит находится в тесном сростании с ильменитом, рутилом и минералами группы кричтонита (рис. 1г–е). Индивиды кулсонита характеризуются фазовой неоднородностью, обусловленной наличием реликтов V-содержащего хромита в центральных

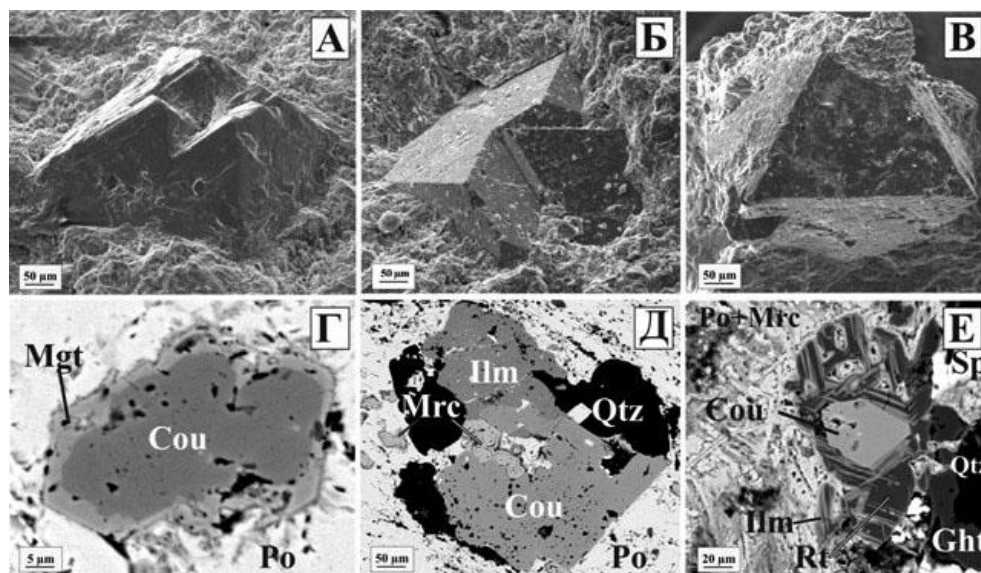


Рис. 1. Морфология (а–в) и ассоциации (г–е) минералов группы шпинели (в – сросток кулсонита с V-содержащим флогопитом (пластинка на грани зерна)).

Cou – кулсонит, Mgt – магнетит, Rt – рутил, Ilm – ильменит, Po – пирротин, Sp – сфалерит, Mrc – марказит, Ght – гетит, Qtz – кварц.

Таблица 1

Химический состав минералов группы шпинели

Оксиды	V-содержащий хромит	Кулсонит			Магнетит
		1	2	3	
FeO	30.33	33.18	33.63	34.03	44.13
ZnO	4.71	0.68	2.84	2.46	0.36
MnO	0.52	–	0.21	0.05	0.28
MgO	0.30	0.41	–	–	–
V ₂ O ₃	21.70	37.59	39.66	45.97	0.65
Fe ₂ O ₃	8.36	14.84	12.39	10.68	53.15
Cr ₂ O ₃	31.85	6.40	10.98	6.26	0.35
TiO ₂	0.45	5.46	0.43	0.49	0.07
Al ₂ O ₃	3.04	0.95	1.11	1.63	0.08
SiO ₂	–	0.90	0.13	–	0.69
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Формульные коэффициенты					
<i>Структурная позиция А</i>					
Fe ²⁺	0.961	1.057	1.091	1.09	1.773
Zn	0.132	0.019	0.081	0.070	0.013
Mn	0.017	0.000	0.007	0.002	0.011
Mg	0.017	0.023	0.000	–	–
Сумма А	1.126	1.100	1.179	1.163	1.797
<i>Структурная позиция В</i>					
V ³⁺	0.659	1.148	1.233	1.414	0.025
Fe ³⁺	0.238	0.425	0.362	0.308	1.922
Cr	0.954	0.193	0.337	0.190	0.013
Ti	0.013	0.156	0.013	0.014	0.003
Al	0.136	0.043	0.051	0.074	0.005
Si	0.000	0.034	0.005	–	0.033
Сумма В	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000

П р и м е ч а н и е . Формульные коэффициенты рассчитаны на четыре атома кислорода. Разделение на структурные позиции произведено в соответствии с общей формулой минералов группы шпинели AB₂O₄. Прочерк – элемент не обнаружен.

частях кристаллов, в то время как краевые участки сложены кулсонитом. Часто в виде каймы вокруг мелких зерен кулсонита (размером менее 50 мкм) образуется магнетит (рис. 1г). Толщина таких кайм изменяется от нескольких микрометров до полного замещения кулсонита и формирования псевдоморфоз магнетита. Магнетит также встречается в виде включений микрокристаллов октаэдрической огранки в прожилках гетита.

Кулсонит из колчеданных руд ЮПСЗ характеризуется крайне изменчивым соотношением элементов в октаэдрической позиции. Так, содержание Cr₂O₃ варьирует от 5 до 23 мас. % (табл. 1). В кулсоните и V-содержащем хромите установлены

примеси Zn, Mn, Al, Ti, Si. В магнетите в качестве примесей присутствует V_2O_3 до 1 мас. %, а также следы Cr, Zn, Si, Mn (см. табл. 1). Химический состав кулсонита, отличается от такового, найденного в колчеданах Пирротинового ущелья Прихиби-нья [Карпов и др., 2013], повышенным содержанием Cr и Fe.

Все минералы группы шпинели были подтверждены рамановскими спектрами, отвечающими эталонам соответствующих минеральных видов.

Минералы группы кричтонита. Ранее в колчеданных проявлениях ЮПСЗ были установлены кричтонит, сенаит, линдлейит, давидит-(La) и давидит-(Ce) [Компанченко и др., 2015a]. Проведенные исследования показали, что доминирующими минеральными видами являются кричтонит и сенаит. Кричтонит обычно составляет центральную часть зерен, а сенаит образует краевые каймы (рис. 2). Обнаруженные минералы группы кричтонита находятся в тесной генетической связи с рутилом, ильменитом, а также кулсонитом (рис. 2а). Находкой стало обнаружение самостоятельных выделений сенаита в массивных пирротиновых рудах. Все минералы группы кричтонита характеризуются повышенным содержанием V_2O_3 , которое варьирует от 6.6 до 18 мас. % при среднем содержании Sc_2O_3 до 0.6 мас. % (табл. 2). По сравнению с другими минералами этой группы состав сенаита отличается высоким содержанием Sc_2O_3 (до 3 мас. %).

Таким образом, в результате проведенных работ получены новые данные о ванадиевой минерализации в колчеданных рудах Южно-Печенгской структурной зоны. Впервые установлен эволюционный генетический ряд минералов группы шпинели в колчеданных пирротиновых рудах от первичного V-содержащего хромита до позднего

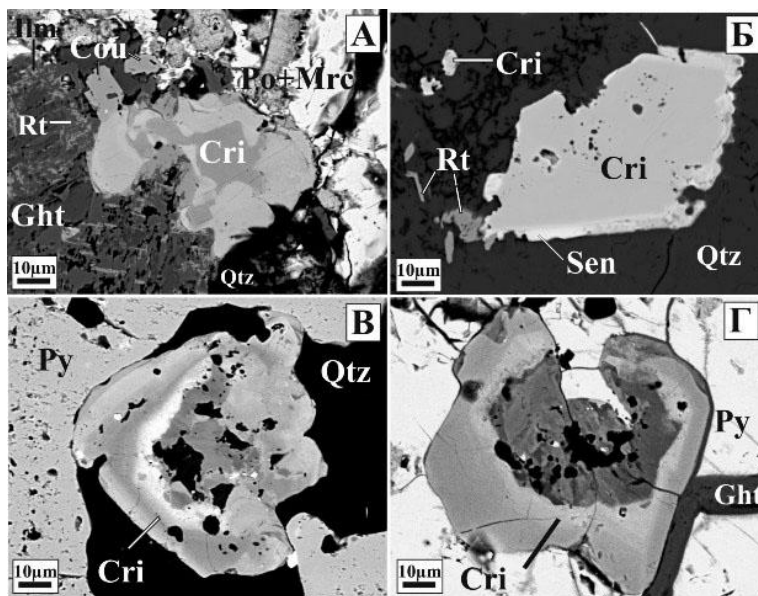


Рис. 2. Ассоциации минералов группы кричтонита. На рис. а, в, г – минералы группы кричтонита (Cri), более светлые участки зерна по составу ближе к сенаиту, темные – кричтониту, б – Cri – кричтонит.

Sen – сенаит, Py – пирит.

Таблица 2

Химический состав минералов группы кричтонита

Оксиды	Кричтонит		Сенаит		Линдслейит	
	мас. %	ФК	мас. %	ФК	мас. %	ФК
<i>Структурная позиция А</i>						
SrO	3.34	0.57	1.14	0.203	0.42	0.071
PbO	–	–	10.45	0.866	0.44	0.035
CaO	0.16	0.052	0.29	0.096	1.07	0.335
Ce ₂ O ₃	0.42	0.045	–	–	–	–
BaO	2.76	0.319	–	–	7.31	0.838
<i>Структурная позиция В</i>						
Y ₂ O ₃	0.18	0.029	0.34	0.056	–	–
UO ₂	0.11	0.007	–	–	3.73	0.243
ZrO ₂	0.53	0.075	0.15	0.023	0.80	0.114
MnO	7.59	1.892	3.14	0.818	0.09	0.023
Sc ₂ O ₃	0.075	0.019	2.01	0.539	0.39	0.099
<i>Структурная позиция Т₂</i>						
MgO	0.24	0.106	0.16	0.073	0.12	0.052
ZnO	0.34	0.074	0.59	0.134	0.04	0.009
<i>Структурная позиция С1₆</i>						
V ₂ O ₃	16.21	3.825	15.64	3.858	6.60	1.548
FeO	3.89	0.959	5.88	1.513	8.78	2.150
Cr ₂ O ₃	2.16	0.503	3.24	0.788	6.69	1.548
Al ₂ O ₃	0.37	0.127	0.30	0.109	0.28	0.097
SiO ₂	0.441	0.13	15.64	3.858	6.97	2.040
<i>Структурная позиция С2</i>						
TiO ₂	60.49	13.391	56.67	13.113	56.26	12.379
Сумма	99.319	–	100	–	100	–

Примечание. ФК – формульные коэффициенты катионов, рассчитанные на 38 атомов кислорода. Разделение на структурные позиции произведено в соответствии с общей формулой минералов группы кричтонита $ABT_2C_1C_2O_{38}$. Прочерк – элемент не обнаружен.

магнетита. Минералы группы кричтонита, представленные кричтонитом, сенаитом, линдлейитом, давидитом-(La) и давидитом-(Ce), находятся в генетической связи с рутилом, ильменитом и иногда с кулсонитом и характеризуются крайне сложным и изменчивым химическим составом.

Литература

Ахмедов А. М., Вороняева Л. В., Павлов В. А. и др. Золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны (Кольский полуостров): типы проявлений и перспективы выявления промышленных содержаний золота // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 143–165.

Карпов С. М., Волошин А. В. и др. Минералы ванадия в рудах колчеданного месторождения Пирротиновое ущелье (Прихибинье, Кольский полуостров) // Записки РМО. 2013. Т. 142. № 3. С. 83–99.

Компанченко А. А., Волошин А. В., Базай А. В. Ванадиевая минерализация в колчеданных проявлениях – новый тип для Южно-Печенгской структурной зоны, Кольский регион // Мат. Всерос. конф. «Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования». М.: ИГЕМ РАН, 2015а. С. 325–326.

Компанченко А. А., Волошин А. В., Базай А. В. Ванадийсодержащие минералы группы кричтонита в колчеданных проявлениях Южно-Печенгской структурной зоны, Кольский регион // Мат. XXVI молодежн. научн. школы-конф. «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии». Петрозаводск, 2015б. С. 57–60.

В. С. Исаев, Т. А. Бабенко

Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ)

им. М. И. Платова, г. Новочеркасск

isaevvs1945@mail.ru

О месте формирования Худесского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ)

В образованиях палеозоя Северного Кавказа известны два крупных медноколчеданных объекта (Урупское и Худесское месторождения) и ряд более мелких. Все они локализованы в полосе развития девонского вулканогенно-осадочного комплекса зоны Передового хребта, которую Г. И. Баранов с соавторами рассматривают как фрагмент сложной палеоостроводужной системы с тектонически совмещенными в разрезе различными элементами [Исаев, 2004]. Ее островодужный элемент, получивший название Кизилкольского, характеризуется латеральной неоднородностью и включает четыре парагенеза вулканических комплексов. Два из них – Урупский риолит-базальтовый контрастно дифференцированный и Картджуртский базальт-андезит-риолитовый последовательно дифференцированный – вмещают рудные тела соответствующих месторождений.

По мнению Н. С. Скрипченко и А. С. Тамбиева [Снежко, Исаев, 1988], геотектонические обстановки формирования рассматриваемых месторождений принципиально различны: Худесское месторождение ассоциирует с базальт-офиолитовым комплексом океанического рифта, а Урупское – с базальт-риолитовым островодужным комплексом. Основанием для такого разделения послужило принципиальное различие в составе как вмещающих пород, так и руд рассматриваемых объектов. Руды Урупского месторождения – медно-цинково-колчеданные золотоносные с соотношением меди к цинку от 3:1 к 4:1, а Худесского – медно-цинково-колчеданные кобальтоносные с соотношением меди к цинку 6:1. Таким образом, в трактовке условий формирования Урупского месторождения различными авторами расхождений нет, а по вопросу геотектонической обстановки формирования Худесского месторо-

ждения, точки зрения, по крайней мере цитируемых авторов, обнаруживают существенные расхождения.

Ранее [Снежко, Исаев, 1982] было показано, что в разрезах зоны Передового хребта и, в частности, Худесского месторождения принимают участие вулканы марианит-бонинитовой серии. Петрографическое изучение этих пород на месторождении авторы не проводили, что и стало задачей настоящего исследования. Породы были изучены в шлифах, любезно предоставленных профессором И. А. Богушем. Среди пород, ранее относимых к спилитам, базальтам и пикритобазальтам, выявлено девять шлифов типичных марианитов. Несмотря на некоторые структурные отличия в шлифах, в основе своей это отчетливо порфировые породы с вкрапленниками оливина (редко) и клиноэнстатита. Что очень важно, во всех шлифах установлены акцессорные зерна красно-бурой шпинели. В наиболее типичных разностях марианитов вкрапленники занимают до 35 % площади шлифа. По оливину призматического сечения размером 2.6×2 мм развиваются псевдоморфозы хлорит-карц-халцедонового состава. Клиноэнстатит, как правило, серийный, часто гломеропорфировый, отдельные его фенокристаллы достигают размеров 2×0.3 мм. Он бесцветен, часто сдвойникован, угол погасания (CN_g) около 26°, двупреломление не превышает 0.014. Единичные вкрапленники клинопироксена установлены только в одном шлифе. Основная масса имеет хлорит-клиноэнстатит-кварц-плагиоклазовый состав и метельчато-гранулярную структуру. В ее составе отмечается примесь гематита, обычно занимающего до 10 % площади шлифов. Распределение его в шлифах крайне неравномерное. Часто он концентрируется по периферии вкрапленников оливина, но обычно «пропитывает» метельчатые агрегаты плагиоклаза. Основная масса структурно неоднородная. Это проявляется в неравномерных раскристаллизации и распределении метельчатых агрегатов плагиоклаза и кварца. Последний представлен либо мельчайшими зернами, пронизывающими метелки плагиоклаза, либо образует практически мономинеральные сравнительно крупнозернистые агрегаты округлых очертаний. Кварц занимает не менее 10–15 % площади шлифов.

Таким образом, исходя из этих данных, следует считать доказанным, что существенную часть разреза Худесского месторождения составляют не вариолитовые пикритобазальты [Снежко, Исаев, 1988], а марианиты. Поскольку марианиты являются типичными островодужными образованиями, можно утверждать, что Худесское медно-колчеданное месторождение сформировалось на Кизилкольской среднедевонской энсиматической островной дуге.

Литература

- Исаев В. С. Бониниты палеозоя зоны Передового хребта Северного Кавказа, геотектонические и петрологические следствия // Мат. 1 междунар. науч. конф. «Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Т. 1: Актуальные проблемы геологического изучения южного региона». Новочеркасск: ООО НПО Темп, 2004. С. 233–243.
- Снежко Е. А., Исаев В. С. Марианит-бониниты рудоносной формации палеозоя Северного Кавказа // Доклады академии наук СССР. 1988. Т. 302. № 6. С. 1448–1450.
- Снежко Е. А., Исаев В. С. О месте формирования палеозойских колчеданосных формаций Северного Кавказа // Доклады академии наук СССР. 1982. Т. 267. № 2. С. 432–434.

М. В. Сначев¹, А. В. Сначев²

¹ – ООО «Газпромнефть НТЦ», г. Санкт-Петербург
Snachev.MV@gazpromneft-ntc.ru

² – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

**Использование термического анализа для оценки прогнозных
ресурсов золота в углеродистых сланцах
(на примере Амурского стратиформного месторождения, Южный Урал)**

Амурское стратиформное цинковое месторождение расположено в крайней восточной части Магнитогорской мегазоны в 1.0–1.5 км западнее крупного Суундукского гранитного массива и приурочено к западному крылу меридионально вытянутой брахиантиклинальной складки [Сначев и др., 2010; Серавкин, Сначев, 2012]. В геологическом разрезе месторождения выделяются (снизу вверх) рудовмещающая терригенно-осадочная (флишоидная) (D_{2-3}) и вулканогенная (C_1) толщи. Породы вулканогенной толщи развиты в западной части месторождения, где они представлены преимущественно туфами, туффитами и субщелочными высокотитанистыми базальтами, прорванными дайками и силлами габбро и габбро-диабазов. Отложения терригенно-осадочной толщи развиты в центральной части участка и представлены ритмично переслаивающимися углеродистыми, карбонатно-углеродистыми, биотитовыми и кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами и известняками. Общая мощность вскрытых отложений около 850 м. Находки криноидей в рудовмещающей (флишоидной) толще позволили отнести ее предположительно к силуру–среднему девону [Артюшкова и др., 2007]. По аналогии с более северными районами возраст толщи принимается нами как средне-верхнедевонский.

Определения золота в 75 штучных образцах выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г. Москва) атомно-абсорбционным методом с химико-спектральным окончанием и термическим атомизатором. Нижние пределы количественных определений элемента – 0.005 г/т. Среднее содержание золота в них составляет 0.27 г/т, что в пять раз выше, чем для рудогенной аномалии. Максимальные концентрации золота в углеродистых сланцах, достигающие 3.19 (обр. АМ-50/593), 1.79 (обр. АМ-69/421) и 1.65 (обр. АМ-9/187) г/т, характерны как для восточного, так и для западного флангов месторождения. Примечательно, что практически все аномально высокие содержания золота пространственно связаны либо непосредственно с участком Амурского месторождения, либо северо-восточным наиболее перспективным на цинк его флангом.

Известно, что в процессе кристаллизации гранитоидных массивов по их периферии создается термоградиентное тепловое поле, которое способно вызвать перераспределение золота в углеродистых отложениях, изначально содержащих повышенные его концентрации [Сначев и др., 2003; Сначев, Пучков, 2010]. В этой связи важным является выяснение как локальных, так и более крупных региональных критериев прогнозирования золотого оруденения. В частности, опробование на золото сульфидизированных и окварцованных кремнисто-углеродистых отложений в обрамлении Ларинского и Белорецкого метаморфических куполов позволило выявить четкую закономерность размещения повышенных содержаний золота – все точки с его промышленными концентрациями укладываются в область развития пород с зеленосланцевой фацией метаморфизма. Наиболее значимые содержания приурочены к

внешней высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации. Амурское месторождение приурочено преимущественно к углеродистым сланцам и расположено в непосредственной близости от Суундукского гранитного массива, что создало дополнительные положительные предпосылки для мобилизации, перераспределения и переотложения золота в углеродистых отложениях.

Нами в пределах геологического отвода месторождения с помощью термогравиметрического анализа углеродистых сланцев флишеидной толщи была получена карта изолиний экзотермического эффекта, который основан на температуре выгорания углерода (рис.). Термогравиметрический анализ углеродистых сланцев проводился на дериватографе Q-1500 (Венгрия) (аналитик Т. И. Черникова, ИГ УНЦ РАН). Нагрев осуществлялся на воздухе от 20 до 1000 °C со скоростью 10 °C/мин.

Для сланцев флишеидной толщи температура максимума экзотермического эффекта находится в диапазоне 630–730 °C (начало эффекта при температуре 550–660 °C), что соответствует биотит-мусковитовому (фация зеленых сланцев) и близко к ставролит-андалузит-биотитовому уровню метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация) [Блюман и др., 1974]. Следует отметить, что больший интерес представляют не абсолютные цифры, а распределение значений температур по площади. Карта изолиний температур экзотермического эффекта позволяет выделить зоны с различной степенью метаморфических преобразований. Область эпидот-амфиболитовой субфации зеленосланцевой фации, наиболее перспективная на поиски золоторудной минерализации, занимает, как это следует из рисунка, северо-западную часть геологического отвода. Именно она была использована нами при подсчете прогнозных ресурсов золота по категории P_2 по формуле, предложенной А. И. Гинзбургом и Л. Г. Фельдманом [1982]: $Q = k \times S \times H \times C \times D$, где: Q – прогнозные ресурсы компонента или руды, т; S – предполагаемая площадь распространения оруденения на некотором горизонте (например, площадь выхода на дневную поверхность), m^2 ; H – экстраполируемая глубина распространения оруденения (глубина прогнозирования), м; C – содержание компонента в руде, удельная продуктивность или коэффициент рудоносности (содержание руды в продуктивных образованиях), т/т; D – средняя плотность пород объектов, t/m^3 ; k – коэффициент надежности прогноза; его значения принимаются на основании экспертной оценки ($k = 0.3–0.5$ при низкой; $0.5–0.8$ – при высокой; $0.8–1.0$ – при очень высокой достоверности данных).

Исходные данные для подсчета ресурсов по категории P_2 следующие:

1. Предполагаемая площадь развития оруденения соответствует площади двух палеодепрессий, в пределах которых накапливались углеродистые отложения с пирит-сфалеритовым и благородным оруденением (участки Амурского месторождения и к северо-востоку от него), ограниченных изолинией температуры экзотермического эффекта в 700 °C, составляет 1.4 km^2 (S).

2. Расчет средней мощности минерализованного уровня в углеродистых сланцах на данном объекте пока не возможен. По аналогии с проявлением золота Отнурок (Белорецкий купол) [Сначев и др., 2007] параметр H принят равным 3 м.

3. Среднее содержание золота по штучным пробам (C), отобранным из углеродистых сланцев только в пределах Амурского месторождения и северо-восточного участка (скв. 9, 15 и все оценочные с номерами от 50 и более), составляет 0.27 г/т.

4. Средняя плотность углеродистых образований (D) – 2.6 t/m^3 , коэффициент надежности прогноза (K) – 0.7.

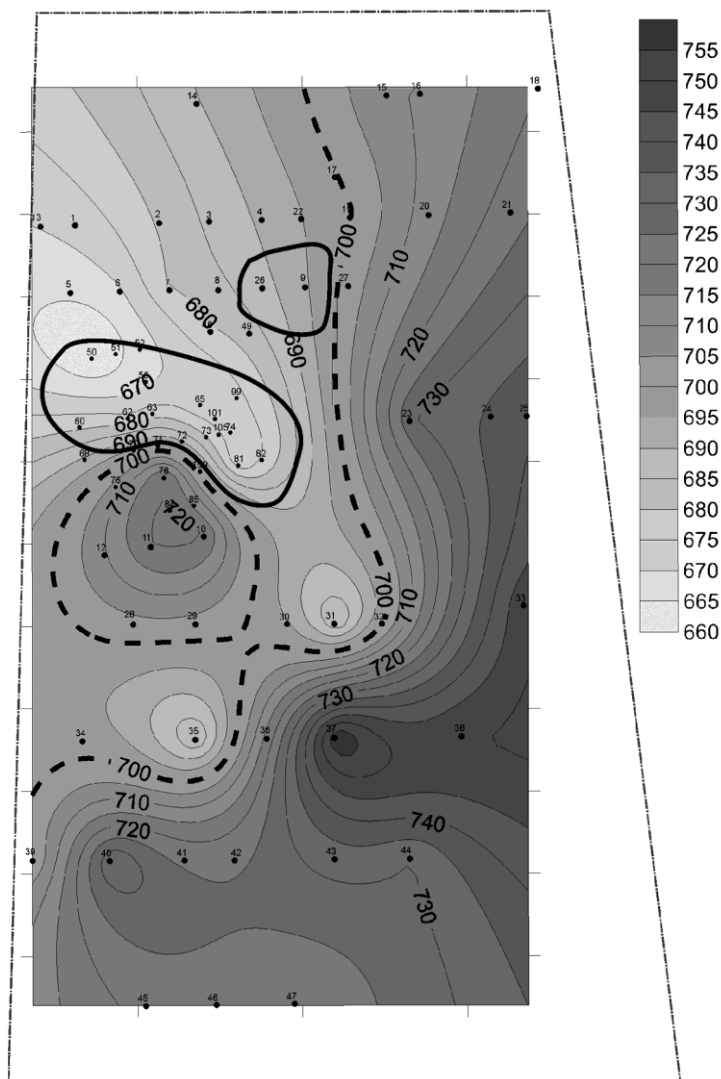


Рис. Карта изолиний (метод интерполяции кригинг) температур экзотермического эффекта (ДТА) для кремнисто-углеродистых сланцев в пределах геологического отвода (контур прямоугольной трапеции) Амурского месторождения.

Пунктирная линия – граница между эпидот-амфиболитовой субфацией зеленосланцевой фации метаморфизма и амфиболитовой фацией, проведенная по изолинии 700 °C (реально ~620–630 °C). Жирная сплошная линия – площади участков для подсчета ресурсов золота. Точки с номерами – поисковые и разведочные скважины, с которых отобраны образцы углеродистых сланцев.

Учитывая эти параметры, прогнозные ресурсы золота по категории P_2 составляют 2064 кг. Таким образом, проведенная работа показывает возможность использования достаточно дешевого термогравиметрического анализа при прогнозе золоторудного оруденения в метаморфизованных углеродистых толщах. Золоторудные объекты,

имея четкую приуроченность к зеленосланцевой фации [Сначев и др., 2010], в большинстве случаев концентрируются в пределах высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации метаморфизма, особенно на участках с интенсивно проявленной тектонической активностью [Рыкус и др., 2000; 2011].

Литература

- Артюшкова О. В., Куриленко А. В., Якупов Р. Р., Маслов В. А., Зианбердин Р. И. Новые данные о возрасте Амурского пирит-сфалеритового медноколчеданного месторождения (Ю. Урал) // Геологический сборник. 2007. № 6. С. 38–39.
- Блюман Б. А., Дьяконов Ю. С., Красавина Т. Н., Павлов М. Г. Использование термо- и рентгенографических характеристик графита для определения уровня и типа метаморфизма // Записки ВМО. 1974. Ч. 103. Вып. 1. С. 95–103.
- Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г. Руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М.: ВИМС, 1982. 320 с.
- Рыкус М. В., Сначев В. И., Бажин Е. А. Анорогенные граниты западного склона Южного Урала: состав, петрогенезис, минерогения // Нефтегазовое дело. 2011. № 5. С. 282–301.
- Рыкус М. В., Сначев В. И., Сначев А. В. Золото в дислоцированных углеродистых толщах палеоконтинентального сектора Южного Урала // Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков. Уфа: Тау, 2000. С. 179–191.
- Серавкин И. Б., Сначев В. И. Стратиформные полиметаллические месторождения восточной провинции Южного Урала // Геология рудных месторождений. 2012. № 3. С. 20–27.
- Сначев А. В., Пучков В. Н. Первые находки палладий-золото-редкометальной минерализации в докембрийских углеродистых сланцах западного склона Южного Урала // Доклады академии наук. 2010. Т. 433. № 1. С. 77–80.
- Сначев А. В., Рыкус М. В., Сначев В. И. Благородные металлы в углеродистых отложениях южной части Арамилско-Сухтелинской зоны // Геологический сборник. 2003. № 3. С. 180–185.
- Сначев А. В., Сначев В. И., Рыкус М. В. Перспективы рудоносности углеродистых отложений западного обрамления Суундукского гранитного массива // Нефтегазовое дело. 2010. Т. 8. № 2. С. 11–20.
- Сначев В. И., Пучков В. Н., Савельев Д. Е., Мосейчук В. М., Сначев А. В., Шиянова А. А., Рыкус М. В. Рудоносность углеродистых отложений северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Геологический сборник. 2007. № 6. С. 227–232.

С. И. Шабалин

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
georange.93@gmail.com

Особенности оруденения Владимирского Co-As месторождения (Горный Алтай) (научный руководитель Е. А. Наумов)

Алтае-Саянская складчатая область (АССО) является одной из крупнейших кобальтоносных провинций в Центрально-Азиатском складчатом поясе. В ее пределах выделены три главных формационных типа гидротермальных и гидротермально-метасоматических кобальтовых месторождений: Co-As (Каракульское, Караюкское и др.), Ni-Co-As±Bi±Ag (Хову-Аксы, Асхатин-Гол, Кызыл-Оюк), Cu-Co-As (Узун-Ой,

Могеньбурень, Хараджульское, Бутрахтинское) [Борисенко и др., 1984]. Выделяются несколько этапов формирования кобальтового оруденения: позднемезозойский (J_3-K_1), раннемезозойский (P_2-T_1) и среднепалеозойский ($D-C_1$) [Третьякова и др., 2010].

Владимировский рудный узел находится в северо-восточной части Горного Алтая, на территории Усть-Канского района Республики Алтай. Одноименное кобальтовое месторождение было открыто в 1953 г. геологами Кайсыннской съемочной партии Западно-Сибирского геологического управления. Руды месторождения относятся к Co-As типу [Зильберман, Бальтер, 1957ф]. Кроме Владимировского месторождения в рудном узле установлены Co-As (Быструхинское), U-Mo (Агеевское), TR-Sc-U (Кумирское), Fe (Тимофеевское, Пятак и др.), Zn-Pb-Cu (Казинихинское и др.) месторождения и рудопроявления. Интрузивные образования и оруденение на рудном поле контролируется Чарышско-Теректинским глубинным разломом и оперяющими его разрывными нарушениями и зонами тектонических нарушений (рис. 1). На месторождении рудовмещающими породами являются скарны, развивающиеся по вулканогенно-осадочным породам ергольской свиты (D_{1er}) в экзоконтакте Владимировского габбро-диоритового массива.

Оруденение на месторождении детально изучалось в 1953–1957 гг. [Зильберман, Бальтер, 1957], однако его возраст не был определен. K–Ar возраст габбро-диоритового массива, прорывающего нижнедевонские толщи (D_{1er}), составляет 370 млн лет [Робертус, 1984ф], поэтому ранее предполагалось, что возраст оруденения после среднедевонский.

В ходе полевых и камеральных работ было исследовано Владимировское и частично Тимофеевское и Быструхинское месторождения. Больше всего внимания уделялось изучению Владимировского месторождения, поскольку оно имеет наиболее сложный состав руд. В задачи работы входило изучение минерального состава руд, их геохимические особенности и определение возраста месторождения. В результате исследований, проведенных с помощью методов минераграфического анализа, сканирующей электронной микроскопии и микрорентгеноспектрального анализа были выделены скарново-магнетитовый, кобальт-уран-молибденовый и свинец-цинковый этапы минералообразования.

На первом этапе образовались гранат-пироксеновые и гранат-амфиболовые скарны с эпидотом, ортитом, скаполитом, альбитом, а также магнетитовые руды, представленные на Тимофеевском и, в меньшей степени, на Владимировском месторождении, которые образовались на завершающем этапе скарнового процесса. После завершения процессов скарнообразования в районе Владимировского участка произошли тектонические подвижки и внедрились дайки среднего состава. Следующим стал кобальт-уран-молибденовый этап минералообразования, характерными минералами которого являются кобальтин, Co-содержащий пирит, арсенопирит, пирротин, сафлорит, скуттерудит, уранинит (рис. 2а), молибденит. Арсениды кобальта, никеля и железа (Fe-содержащий скуттерудит и сафлорит) замещаются Ni-содержащим кобальтином. Сульфоарсениды и арсениды кобальта на Владимировском месторождении, в целом, однородны, но иногда встречаются и зональные кристаллы (табл. 1; рис. 2г). Для третьего (свинец-цинкового) этапа основными рудными минералами являются сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, редкими – Ag-содержащий тетраэдрит (рис. 2в). Нерудные минералы представлены Fe-карбонатами и кварцем. Уранинит, скуттерудит и Ag-содержащий тетраэдрит были впервые установлены в рудах месторождения. Химический состав сфалерита, галенита и тетраэдрита показан в таблице 2.

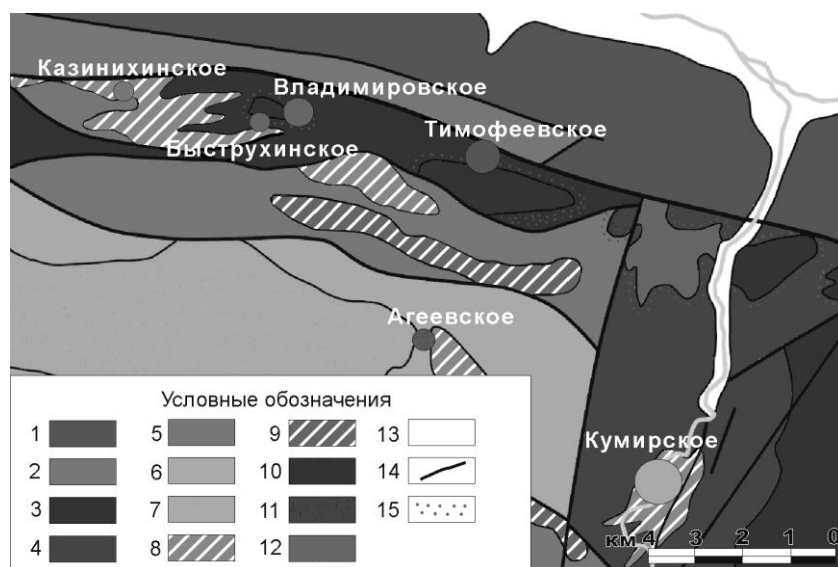


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Владимировского месторождения (составлена по данным государственной геологической карты масштаба 1:200000, лист М-45-VII).

1 – ордовикские песчаники, глинистые и хлоритовые сланцы; 2 – нижнесилурийские мелкокристаллические известняки с прослоями кварцитов и сланцев; 3–7 – нижне- среднедевонские вулканогенно-осадочные породы; 8 – риолиты и риолит-порфиры; 9 – андезибазальты и базальты; 10–12 – майорский габбро-гранодиорит-гранитовый гипабиссальный комплекс; 13 – четвертичные отложения; 14 – разрывные нарушения; 15 – ореолы развития скарнов и зон ороговикования.

Отложение уранинита происходило близодновременно с отложением кобальтовой минерализации. Молибденит образовался позже сульфоарсенидов. Формирование уранинита связано со становлением экструзивных тел риолитов и риолит-порфиров.

Таблица 1

Состав зонального кристалла кобальтина, мас. %

№ п/п	Co	Fe	Ni	As	S	Сумма
1	28.72	3.01	4.26	45.94	18.89	100.82
2	26.08	3.76	5.37	46.64	18.34	100.19
3	26.49	3.67	5.51	46.66	17.89	100.22
4	26.52	3.42	5.98	46.86	18.17	100.94
5	27.05	3.88	5.27	46.34	18.76	101.31
6	30.97	2.07	2.71	45.28	19.23	100.25
7	30.39	2.83	3.36	45.27	19.58	101.43

Примечание. Номер образца 3740. Анализы выполнены на растровом сканирующем электронном микроскопе с ЭДС системой химического анализа MIRA 3LMU, в АЦ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Аналитик Н. С. Карманов.

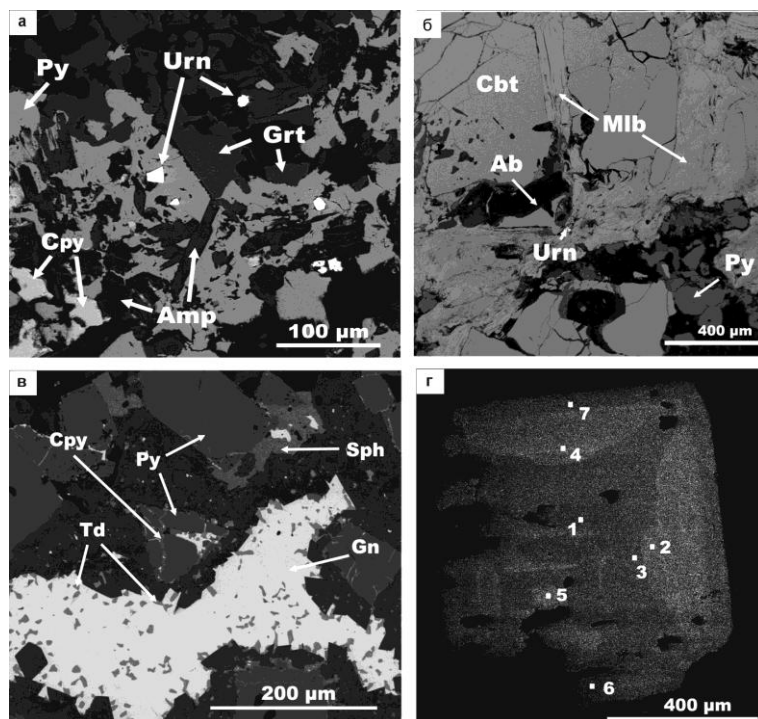


Рис. 2. SEM-фото кобальтовых и полиметаллических руд: а – кристаллы уранинита в гранат-амфиболовом скарне; б – взаимоотношение молибденита и кобальтина; в – кристаллы Ag-тетраэдрита в галените; г – зональный кристалл кобальтина.

Grn – гранат, Amp – амфибол, Py – пирит, Cpy – халькопирит, Cbt – кобальтин, Sph – сфалерит, Po – пирротин, Ab – альбит, Mlb – молибденит, Gn – галенит, Td – тетраэдрит, Urn – уранинит.

Таблица 2

Состав сфалерита, тетраэдрита и галенита из карбонатных жил, мас. %

Минерал	Cu	Zn	Pb	Fe	Sb	Ag	As	S	Сумма
Тетраэдрит	36.28	5.55	0.06	4.36	29.15	1.24	–	22.44	99.10
	34.31	2.79	0.03	8.53	23.29	5.12	0.06	25.28	99.39
	35.61	6.08	–	3.94	28.36	1.84	–	23.27	99.09
Сфалерит	–	65.67	–	1.35	–	–	–	32.55	99.57
	–	60.60	–	5.91	–	–	–	32.67	99.18
	–	61.36	–	6.24	–	–	–	32.94	100.55
Галенит	–	–	86.19	–	–	–	–	13.10	99.29
	–	–	86.34	–	–	–	–	13.29	99.63
	–	–	86.23	–	–	–	–	13.21	99.44

Примечание. Прочерк – элемент не установлен. Анализы выполнены на микрорентгеноспектральном анализаторе Camebax-micro, а также на растровом сканирующем электронном микроскопе с ЭДС системой химического анализа MIRA 3LMU в АЦ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Аналитики В. Н. Королюк, Н. С. Карманов.

Сложный состав руд на месторождении объясняется тем, что оно расположено в месте сочленения мелких тектонических нарушений, которые являются наиболее проницаемыми для рудных растворов зонами.

Re-Os возраст молибденита Владимировского месторождения составляет 409.6 ± 2.7 млн лет. Датирование было проведено в лаборатории Чешской Геологической службы, г. Прага, на термоионизационном масс-спектрометре. Содержание рения в пробе Re (ppm) = 27.05 ± 0.08 . Близкий U-Pb и Th-Pb возраст (393 ± 7 – 403 ± 10 млн лет) определен для шести валовых проб комплексной руды соседнего Кумирского U-TR-Sc месторождения [Пичугин и др., 1992].

Таким образом, по результатам проведенных исследований кобальтоносное оруденение Владимировского рудного поля может быть отнесено к гидротермальному Со-арсенидному типу. На основании Re-Os возраста молибденита установлено, что оруденение сформировано в среднепалеозойский этап (D–C₁) образования кобальтового оруденения в Алтае-Саянской складчатой области.

Литература

- Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1984. 171 с.
- Геологическая карта масштаба 1:200000, лист М-45-VII, 2000 г. ВСЕГЕИ.
- Зильберман Я. Р., Бальтер Б. Л. Минералогия и петрография Владимировского кобальтового месторождения в Горном Алтае. ТГФ Южсибгеолкома, 1957ф.
- Пичугин Е. П., Арзамасов Я. Ф., Шемякин В. В. и др. Оценка перспектив северо-западной части Горного Алтая на комплексное уран-скандий-редкоземельное оруденение. ТГФ Южсибгеолкома, 1992ф.
- Робертус Ю. В. Отчет Хайдунской партии за 1982–1983 гг. ТГФ Южсибгеолкома, 1984ф.
- Третьякова И. Г., Борисенко А. С., Лебедев В. И., Павлова Г. Г., Говердовский В. А., Травин А. В. Возрастные рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его связь с магматизмом // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1379–1395.

И. Н. Мягкая^{1, 2}, Е. В. Лазарева¹

¹ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
i_myagkaya@igm.nsc.ru

² – Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск

Вторичные сульфиды и селениды в торфах, контактирующих с отходами цианирования золотосульфидных руд Урского хвостохранилища (Кемеровская область)

Концентрирование элементов торфом сопровождается формированием аутигенных минералов: барита, гидроксидов Fe(III), сульфидов Fe, Cu, Zn, Pb, Hg, самородного золота различного состава (Au, Au-Ag) и др. [Cabala et al., 2013; Pham et al., 2014; Smieja-Król et al., 2015]. Невзирая на то, что торф предлагается использовать в очистных системах для нейтрализации кислых дренажных растворов, исследование накопления элементов и особенностей отложения минералов в торфе территорий

вблизи горнорудных объектов редки [Cabala et al., 2013]. Однако такие системы дают возможность судить о процессах и условиях минералообразования в низкотемпературных поверхностных условиях, которые могли быть реализованы в природных системах. Рассматривая торфяник как прототип угленосных толщ, эти данные дают информацию о возможности накопления элементов из растворов различной природы, происшедшего на ранних стадиях формирования месторождений.

Урское хвостохранилище в Кемеровской области сложено отходами обогащения первичных золотосульфидных руд (ОПР) и руд зоны окисления (ОРЗО), характеризующихся значительными содержаниями Cu, Zn, Se, Hg и Pb и остаточными Ag и Au (табл.). В первичных рудах заметные содержания перечисленных элементов обеспечиваются галенитом, халькопиритом, борнитом, арсенопиритом, сфалеритом, блеклыми рудами, алтаитом, жеффруаитом, науманнитом, теллуридом и селенидом Hg со значительной примесью Ag. Как правило, минералы наблюдаются в виде включений в пирите. Более 80 лет отходы, сносимые с отвалов, и сильноокислый (pH 1.9) сульфатный Fe-Al-SO₄ дренажный раствор (КДР) с высокими содержаниями элементов, в том числе благородных металлов (см. табл.), воздействуют на заболоченный лог, расположенный ниже по направлению сноса. Ранее было установлено накопление в торфе Au (до 155 г/т), а местами – Ag (до 560 г/т) [Myagkaya et al., 2013; 2016]. В торфе, обогащенном благородными металлами, сформировались минералы Zn, Hg, Se и Ag. Цель данного исследования – выявление состава и ассоциации новообразованных минералов в торфяном веществе с высоким содержанием благородных металлов (см. табл.). В части лога, покрытой отходами руд зоны окисления, опробован торф болотной кочки на уровне дневной поверхности (БК); торф, захороненный между отходами на глубине 20 см (ЗТ-20); торф, захороненный под отходами на глубине 40 см (ЗТ-40). Участок опробования постоянно обводнен дренажными растворами.

Состав и морфология минералов исследовались в полированных аншлифах с применением сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) MIRA 3 LMU. Время набора спектра – 60 сек. Состав наноразмерных минералов оценивался на основе соотношения основных элементов с вычетом примеси вмещающей матрицы. Наноструктуры детально исследовались на просвечивающем электронном микроскопе высокого разрешения (ПЭМВР) JEM-2010 с разрешением 1.4 Å. Локальный EDX анализ образцов выполнен при помощи спектрометра EDAX (EDAX Co) с Si-Li детектором (аналитик В. И. Зайковский, ИК СО РАН, г. Новосибирск). Валовые содержания элементов определены ААС методом (Solar M6, аналитики Л. Н. Букреева, В. Н. Ильина, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и РФА-СИ (спектрометр ВЭПП-3, аналитик Ю. П. Колмогоров, ИЯФ СО РАН, г. Новосибирск).

Т а б л и ц а

Содержания элементов в отходах, КДР и пробах торфа, г/т

	Fe ₂ O ₃	Ba	Cu	Zn	Se	Hg	Pb	Ag	Au
ОПР	270000	237000	290	286	159	75	2867	18	0.5
ОРЗО	94000	130000	100	160	107	36	2000	13	0.26
КДР	780	0.01	2.5	11	0.44	0.0114	0.11	0.0003	0.0002
БК	271000	11900	243	586	6060	11700	1600	560	155
ЗТ-20	28600	н/д	420	18000	914	7945	914	8.7	7.8
ЗТ-40	30000	3000	531	5960	160	2482	1200	4.4	10

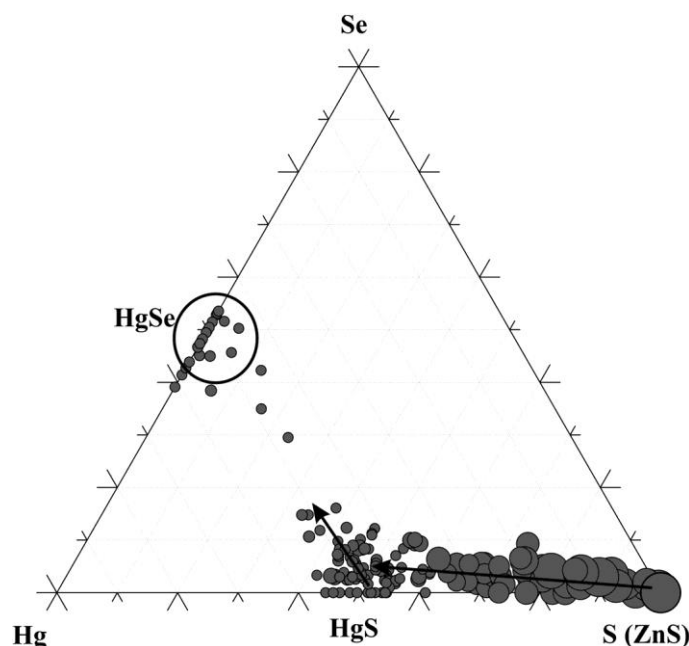


Рис. Состав минералов Hg и Zn.
Для построения диаграммы использованы коэффициенты в формулах ($S+Se = 1$). Размер точки соответствует содержанию Zn в минерале.

В торфе, контактирующем с отходами, присутствуют новообразованные ярозит, гипс, смеси гидроксидов и сульфатов Fe(III), глинистые минералы. Барит встречается как исходный (из отходов), так и новообразованный в виде друз пластинчатых кристаллов. Встречаются колломорфные выделения сульфатов Zn с примесью Cu (0.22 мас. %). В торфе, благодаря деятельности сульфатредуцирующих бактерий, формируются условия, благоприятные для отложения сульфидов Zn и Hg и селенидов Hg, которые обеспечивают крайне высокие содержания соответствующих элементов в веществе (см. табл.). Большинство минералов Zn и Hg представлено сульфидами, которые образуют фактически непрерывный ряд составов между HgS и ZnS (рис.). Минералы идентифицированы как принадлежащие к группе сфалерита и метациннабарита, поскольку известны ряды смесимости сфалерит–метациннабарит [Васильев, 2011; <http://www.mindat.org/min-3727.html>].

Сульфиды Zn встречаются в виде пушистых мелкозернистых выделений, глобул, почек и тонкозернистых скоплений, заполняющих полости в растительных остатках. В составе минералов также определены Fe, As, Pb, Cd. Если предположить, что эти элементы входят в структуру сульфидов Zn, а не сорбированы на поверхности, то формула минерала следующая – $(Zn_{0.96}Fe_{0.03}Pb_{0.006}Cd_{0.004})(S_{0.99}As_{0.01})$. Данному составу (с содержанием Fe 1 мас. %) отвечает почти чистый клейофан. Гипергенный сфалерит с содержанием Fe 10 мас. % установлен в бурых железняках Урала [Блинов, 2015]. Подобные выделения ZnS, в формировании которых признается роль микроорганизмов, установлены в торфянике, образованном в карьере, оставшемся после добычи песка [Smieja-Król et al., 2015].

Сульфиды Hg образуют сложные выделения и/или смеси с разным количеством Zn, Cu, Se, Ag и I и встречаются в виде очень тонких мелкозернистых выделений, глобул, почковидных обособлений и чехлов по клеткам микроорганизмов. Выделяются разновидности сульфидов Hg – с примесью Zn и Se: $\text{Hg}_{0.97}\text{Zn}_{0.03}\text{S}_{0.9}\text{Se}_{0.1}$; с Cu, Zn, Ag и Se – $\text{Hg}_{0.95}\text{Zn}_{0.03}\text{Cu}_{0.01}\text{Ag}_{0.01}\text{S}_{0.97}\text{Se}_{0.03}$; с Zn, Ag и Se – $\text{Hg}_{0.73}\text{Zn}_{0.26}\text{Ag}_{0.01}\text{S}_{0.84}\text{Se}_{0.16}$; с Cu и Zn – $\text{Hg}_{0.96}\text{Cu}_{0.02}\text{Zn}_{0.02}\text{S}_{0.9}\text{Se}_{0.1}$. Как видно на рисунке, Se присутствует как в сульфидах Zn, так и Hg, но в сульфидах Hg содержания селена наиболее высоки, что, скорее всего, отражает ряд смесимости метациннабарит–тиманнит [Васильев, 2011]. Вероятнее всего, в торфе Урского хвостохранилища сульфиды Hg и Zn образуют тонкие сростания, как это было выявлено с помощью ПЭМВР, но проанализировать подобным образом все выделения и достоверно установить, что наблюдаются только сростания невозможно. Аналогичная ситуация с примесью Ag и других элементов. Не исключено вхождение Ag в состав метациннабарита, но, вероятно, в большинстве случаев наблюдается полиминеральная смесь наноразмерных индивидов. В одном из образцов торфа зафиксированы самостоятельные выделения йодаргирита AgI.

Селенид Hg, идентифицированный как тиманнит $\text{Hg}(\text{Se}_{0.95}\text{S}_{0.05})$, наиболее часто встречается в виде вытянутых полых трубочек одинакового размера и формы, что позволяет предположить их биогенную природу. Часть обнаруженных трубочек содержит примесь Zn (0.4 мас. %) и Ag (0.1 мас. %). Впервые образование вторичного тиманнита описано в зоне окисления Гайского месторождения [Сергеев и др., 1994], позднее – других колчеданных месторождений [Belogub et al., 2008] и в бурых железняках Урала [Блинов, 2015]. На диаграмме также прослеживается ряд между HgS и HgSe , но он имеет большой разрыв.

Высокие и ураганные содержания Au в торфе частично покрывают наблюдаемые частицы Au^0 . Самые крупные из них размером до 1.5 мкм с примесью Cu до 6 мас. % описаны ранее внутри органических остатков в ассоциации с соединениями Fe(III), барита и др. [Myagkaya et al., 2013]. При более тщательных исследованиях установлены частицы размером около 100 нм. Увеличение времени экспозиции на СЭМ до 60 сек. позволило установить присутствие в отдельных частицах не только Cu (до 9 мас. %), но и Ag (до мас. 2.9 %), Hg (до 5 мас. %) и Pb (до 3 мас. %). Слишком малые размеры частиц Au затрудняют определение взаимоотношения Au и перечисленных элементов. Установлены также агрегаты, в которых наноразмерные частицы самородного Au располагались на колломорфных выделениях, состоящих из сульфидов Hg и Zn и AgI. Предполагается, что за счет сульфатредуцирующих микроорганизмов в анаэробных условиях формируется биогенный H_2S , тиосульфатные комплексы (удерживающие Au в растворе) разрушаются, а золото восстанавливается и переотлагается в виде «нового» золота. Видимое микроразмерное золото ассоциирует с гидроксидами Fe(III), а наноразмерное и «невидимое» – с сульфидами Hg и Zn (метациннабарит – сфалерит) и йодаргиритом AgI.

Экспедиционные и геохимические исследования поддержаны РФФИ 15-05-05362, 14-05-00668. Минералогические исследования поддержаны РНФ 15-17-10011.

Литература

Блинов И. А. Самородные металлы, селениды, галогениды и ассоциирующие минералы из бурых железняков Амурского и Верхне-Аршинского месторождений (Южный Урал) // Литосфера. 2015. Т. 1. С. 65–74.

Васильев В. И. Новые данные о составе метациннабарита и ртутистого сфалерита с изоморфной примесью кадмия // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 896–905.

Сергеев Н. Б., Зайков В. В., Лапутина И. П. и др. Золото и серебро в зоне гипергенеза серноколчеданной залежи Гайского месторождения (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 2. С. 169–183.

Belogub E. V., Novoselov K. A., Yakovleva V. A. et al. Supergene sulphides and related minerals in the supergene profiles of VHMS deposits from the South Urals // Ore Geology Reviews. 2008. Vol. 33. Is. 3. P. 239–254.

Cabala J., Smieja-Król B., Jablonska M. et al. Mineral components in a peat deposit: looking for signs of early mining and smelting activities in Silesia–Cracow region (Southern Poland) // Environmental Earth Sciences. 2013. Vol. 69. Is. 8. P. 2559–2568.

Myagkaya I. N., Lazareva E. V., Gustaitis M. A. et al. Gold in the sulfide waste-peat bog system as a behavior model in geological processes // Doklady Earth Sciences. 2013. Vol. 453. Is.1. P. 1132–1136.

Myagkaya I. N., Lazareva E. V., Gustaitis M. A. et al. Gold and silver in a system of sulfide tailings. Part 2: reprecipitation on natural peat // Journal of Geochemical Exploration. 2016. Vol. 165. P. 8–22.

Pham A. L. T., Morris A., Zhang T. et al. Precipitation of nanoscale mercuric sulfides in the presence of natural organic matter: Structural properties, aggregation, and biotransformation // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. Vol. 133. P. 204–215.

Smieja-Król B., Janeczek J., Bauerek A. et al. The role of authigenic sulfides in immobilization of potentially toxic metals in the Bagno Bory wetland, Southern Poland // Environmental Science and Pollution Research. 2015. P. 1–11.

И. В. Чаплыгин

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва
ichap@igem.ru*

Рудная минерализация высокотемпературных фумарол вулкана Кудрявый (Курилы)

Вулкан Кудрявый представляет собой типичный островодужный стратовулкан, сложенный лавами и пирокластикой андезитобазальтового и андезитового состава. Он расположен в кальдере Медвежья на севере о-ва Итуруп (Курилы) и входит в состав небольшого внутрикальдерного вулканического хребта, образованного слившимися конусами, из которых в настоящее время единственный проявляет вулканическую активность. В его кратерной зоне со времени последнего магматического извержения в 1883 г., на площади более 2500 м², проявлена эмиссия высокотемпературных газов. В 1992 г. их температура достигала 940 °С [Taras et al., 1995], а в настоящее время – 850 °С. Валовый вынос газа на вулкане составляет около 30000 т/сутки [Бочарников и др., 1998]. Кудрявый – это один из немногих вулканов, имеющих стационарную высокотемпературную фумарольную систему.

С начала 1990-х годов, когда в пределах фумарольных полей была обнаружена сульфидная рениевая минерализация [Korzhinsky et al., 1994; Знаменский и др., 2005], исследования проводились на вулкане почти каждый год. Анализы конденсатов существенно водных (H₂O > 92 мол. %) фумарольных газов с температурами от 500 до

940 °C показывают, что концентрации металлов в них находятся на уровне мг/т, редко – г/т [Taras et al., 1995; Кременецкий, Чаплыгин, 2010]. Тем не менее, эти газы способны формировать в приповерхностной зоне рудные образования, обогащенные Zn, Cd, In, Re, Mo, Pb, Bi, Au и другими металлами.

Фумарольные поля представляют собой выходы на поверхность горячих трещиноватых зон, по которым газы поднимаются от дегазирующего расплава. Образующиеся по периферии при более низких температурах самородная сера, ангидрит и другие труднорастворимые минералы экранируют эти зоны, поэтому поля четко оконтурены. В пределах полей на глубинах до 2 м наблюдаются рудные образования, слагающие плащеобразные субгоризонтальные тела (рудные коры). Эти тела имеют зональное строение, обусловленное резким падением температуры газов и, соответственно, пород на границе с атмосферой. Грубо можно выделить две зоны: нижнюю сульфидную и верхнюю окисно-сульфатную. Выделяется четыре крупных поля: Главное (Т до 850 °C), Купол (до 800 °C), Молибденовое (до 760 °C) и Рениевое (до 600 °C). Поля различаются температурным режимом и составом металлоносных сублиматов. В составе рудных образований были установлены частицы Au-Ag-Cu сплава [Yudovskaya et al., 2006] и ряд сульфидов редких элементов, часть из которых была открыта на Кудрявом: рениит ReS_2 , кудрявит $(\text{Cd,Pb})\text{Bi}_2\text{S}_4$, кадмоиндит CdIn_2S_4 , абрамовит $\text{Pb}_2\text{BiSnInS}_7$, знаменскиит $\text{Pb}_4\text{Bi}_4\text{In}_2\text{S}_{13}$, In-содержащие минералы системы $\text{ZnS}-\text{CdS}$, рениеносный молибденит и др. (табл.). Концентрации металлов в рудных образованиях достигают (г/т): Au и ЭПГ 10, Re 500, Cd 460, In 150, Bi 800, Mo 4300, Zn 2400, Pb 2800 [Данченко, 1999].

В составе газов преобладают (мол. %): H_2O 92–98, CO_2 и SO_2 ~2, HCl и H_2 ~1. Изотопный состав O и H воды наиболее высокотемпературных конденсатов (δD – до –12 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ – до 11.6 ‰) соответствует составу так называемой «андезитовой» воды – магматической воды островодужных вулканов. Это показывает, что основная часть металлов имеет магматическое происхождение и выносится из магматической камеры в виде летучих соединений (галогенидов, оксигалогенидов и др.). Однако при высоких температурах газы, вероятно, могут выщелачивать металлы из минералов пород, слагающих стенки трещин. Кроме этого, вулканический пар, конденсируясь по периферии фумарольных каналов, образует агрессивные кислые растворы, которые разлагают минералы первичных пород и, попадая в каналы, приносят металлы в газовый поток. Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах составляло 7.7 R_a в 2012 г. и 7.8 R_a – в 2013 г., что является одним из самых высоких значений для островодужных вулканов и говорит о высокой доле мантийного гелия.

Изотопный состав свинца конденсатов и некоторых сублимационных сульфидов вулкана Кудрявый однороден и идентичен составу свинца в магматических породах, слагающих вулкан. Источник свинца лав и высокотемпературного флюида по своим изотопным характеристикам наиболее близок к мантийному источнику базальтов срединно-океанических хребтов Тихого океана. Однако повышенное содержание изотопа ^{208}Pb в лавах и фумарольных газах предполагает участие также источника с более радиогенным составом свинца, например, донных осадков Тихого океана.

Низкорadiогенные $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ изотопные отношения для конденсатов (от 0.122 до 0.152) свидетельствуют о том, что источник значительной части Re и Os имел изотопные параметры, близкие к мантийным ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1296$).

Предполагается, что главным механизмом формирования рудной минерализации в пределах фумарольных полей являются газотранспортные реакции. Их суть заключается в распаде металлоносного газообразного вещества с образованием твердой

Таблица

Рудные минералы высокотемпературных фумарол вулкана Кудрявый

Минералы сублиматов (* , открытые на вулкане)	Фумарольные поля			
	Рениевое 300–600 °С	Молибденовое 400–760 °С	Купол 400–800 °С	Главное 600–870 °С
Самородные элементы				
Золото Au	++			
Сплав (Au,Ag)		++		
Сплав Cu ₃ (Au,Ag) ₂			+++	++
Сплав (Cu,Sn)		++		
Сульфиды				
Пирит FeS ₂	+++	++	+	+
Пирротин Fe _{1-x} S			++	++
Халькопирит CuFeS ₂				+
Галенит PbS	++			
Сфалерит ZnS		++	++	
Cd-вюртцит (Zn,Cd)S		++	++	
Zn-гринокит (Cd,Zn)S	+++			
Fe-гринокит (Cd,Fe)S	+++			
*Кадмоиндит CdIn ₂ S ₄	+		+	+
*Кудрявит (Cd,Pb)Bi ₂ S ₄	+			
Козалит Pb ₂ Bi ₂ S ₅	+			
Лиллианит Pb ₃ Bi ₂ S ₆	+			
Канницарит Pb ₄ Bi ₆ S ₁₃	+++			
*Абрамовит Pb ₂ BiSnInS ₇			++	
*Знаменскиит Pb ₄ Bi ₄ In ₂ S ₁₃			++	
Висмутин Bi ₂ S ₃	+			
Молибденит MoS ₂	+	+++	+++	++
*Рениит ReS ₂	+++			
Тунгстенит WS ₂		+		

фазы и другого газообразного вещества, которое уносится дальше потоком газа и может претерпевать химические изменения при последующем понижении температуры. Константа равновесия этих реакций зависит от температуры, и поэтому определенные сублиматы образуются в характерном для них температурном интервале. Частным случаем таких реакций могут быть реакции диспропорционирования, которые приводят к появлению частиц самородных металлов в фумарольной обстановке. Эти реакции обратимы. Твердое вещество осаждается в виде кристаллов, которые могут как дорасти при благоприятных условиях, так и растворяться и исчезать. К исчезновению минерализации может приводить повышение температуры в зоне отложения (смещение изотерм вверх, например, под действием атмосферных условий), приводящее к сдвигу равновесия газотранспортной реакции в области ми-

нерализации в сторону образования первичного газообразного вещества. Длительное действие высокотемпературной фумарольной системы вулкана Кудрявый хорошо объясняется конвекцией в магматической колонне, связывающей близповерхностную область газоотделения и магматическую камеру [Kazahaya et al., 1994].

Проведенные исследования показали, что фумарольная система – это уникальная среда минералообразования, которая характеризуется высокой температурой, высоким температурным градиентом и околоатмосферным давлением. Здесь происходит разделение геохимически родственных элементов (Zn и Cd, Mo и Re и др.), образование собственных минералов редких элементов и формирование фумарольных рудных образований, что свидетельствует о возможности отложения рудного вещества из газовой фазы.

Вулкан Кудрявый характеризуется развитием редкометальной рудной минерализации, однако было бы неверно утверждать, что он уникален в отношении высокой металлоносности газов. Концентрации металлов в газах имеют сопоставимые значения на других вулканах с доступными фумаролами, например на вулкане Горелый (Камчатка) [Чаплыгин и др., 2015] или Эрта-Але (Эфиопия) [Zelenski et al., 2013].

Литература

- Бочарников Р. Е., Князик В. А., Штейнберг А. С. и др. Эмиссия газов, рудных и петрогенных элементов на вулкане Кудрявый, остров Итуруп, Курильские острова // Доклады академии наук. 1998. Т. 361. № 5. С. 671–674.
- Данченко В. Я. Редкие металлы в рудах Курильских островов. Ю.-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1999. 89 с.
- Знаменский В. С., Коржинский М. А., Штейнберг Г. С. и др. Рениит, ReS_2 – природный дисульфид рения из фумарол вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курильские острова) // Записки РМО. 2005. № 5. С. 32–40.
- Кременецкий А. А., Чаплыгин И. В. Содержание рения и других редких металлов в газах вулкана Кудрявый (остров Итуруп, Курильские острова) // Доклады академии наук. 2010. Т. 430. № 3. С. 365–370.
- Чаплыгин И. В., Таран Ю. А., Дубинина Е. О. и др. Химический состав и металлоносность магматических газов вулкана Горелый (Камчатка) // Доклады академии наук. 2015. Т. 463. № 1. С. 85–89.
- Kazahaya K., Shinohara H., Saito G. Excessive degassing of Izu-Oshima Volcano: magma convection in a conduit // Bulletin of Volcanology. 1994. Vol. 56. P. 207–216.
- Korzhinsky M. A., Tkachenko S. I., Shmulovich K. I. et al. Discovery of a pure rhenium mineral at Kudriavyy volcano // Nature. 1994. Vol. 369. P. 51–52.
- Taran Yu. A., Hedenquist J. W., Korzhinskiy M. A. et al. Geochemistry of magmatic gases from Kudryavy volcano, Iturup, Kuril islands // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. Vol. 59. № 9. P. 1749–1761.
- Yudovskaya M. A., Distler V. V., Chaplygin I. V. et al. Gaseous transport and deposition of gold in magmatic fluid: evidence from the active Kudryavy volcano, Kurile Islands // Mineralium Deposita. 2006. Vol. 40. P. 828–848.
- Zelenski M. E., Fischer T. P., de Moor J. M. et al. Trace elements in the gas emissions from the Erta Ale volcano, Afar, Ethiopia // Chemical Geology. 2013. Vol. 357. P. 95–116.

**И. Ю. Мелекесцева¹, В. В. Масленников^{1, 2}, С. П. Масленникова¹,
Л. Данюшевский³, Р. Ларж³**

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
melekestseva-irina@yandex.ru*

² – *Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе*

³ – *Центр CODES, Университет Тасмании, г. Хобарт, Австралия*

**Влияние субмаринного гипергенеза на обогащение
элементами-примесями ковеллина гидротермального поля Семенов-2
(13°31.13' с.ш., Срединно-Атлантический хребет)**

Хорошо известно, что сульфиды древних колчеданных месторождений и современных гидротермальных сульфидных полей являются не только главными источниками цветных металлов, но также могут содержать повышенные количества попутно извлекаемых элементов-примесей (золото, серебро и т. д.) [Бортников и др., 2000]. В настоящей работе с помощью ЛА-ИСП-МС изучено распределение элементов-примесей в сульфидах гидротермального поля Семенов-2 в Центральной Атлантике и установлено обогащение элементами-примесями ковеллина, который замещает первичные сульфиды.

Гидротермальное поле Семенов-2 (13°31.13' с.ш., 44°59.03' з.д.) входит в одноименный рудный узел, который открыт в 30-м рейсе НИС «Профессор Логачев» и находится в Срединно-Атлантическом хребте между трансформными разломами 15°20' с.ш. и Марафон [Beltenev et al., 2007]. Поле ассоциирует с базальтами и расположено на склоне подводной горы на глубинах 2480–2750 м. В 2007 г. на станции драгирования 30Л287 в северо-западной части поля были подняты массивные медно-цинковые руды с большим количеством опала (35–40 %) и высокими содержаниями меди (11.37–19.33 мас. %), цинка (5.89–18.32 мас. %), золота (22–188 г/т) и серебра (127–1787 г/т) [Иванов и др., 2008]. Образцы руд характеризуются тонкозернистыми сростаниями сульфидов меди, железа и цинка с опалом [Мелекесцева и др., 2010]. Главные минералы в рудах – халькопирит, изокубанит, вюртцит и опал, второстепенные – сфалерит, марказит, пирит, ковеллин и ярроуит (?), редкие – галенит, пирротин, самородное золото, гессит (?), барит и арагонит. Ковеллин интенсивно замещает изокубанит-халькопиритовые и сфалеритовые зерна по трещинам и краям, часто сохраняя реликтовую решетчатую структуру изокубанита с халькопиритом. Мелкие зерна халькопирита, изокубанита и сфалерита полностью замещены ковеллином. По данным микрозондового анализа, ковеллин содержит примесь Fe (1.73–8.79 мас. %) и Zn (0.58 мас. %).

ЛА-ИСП-МС анализы сульфидов выполнены на твердотельном лазерном микроанализаторе New Wave 213-nm с квадрупольным масс-спектрометром Agilent 4500 в Центре по изучению генезиса рудных месторождений (CODES) Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия) по методике, изложенной в работе [Maslennikov et al., 2009].

Ковеллин-А, который развивается по сульфидам цинка, и ковеллин-В, который замещает изокубанит и халькопирит, отличаются по содержанию элементов-примесей (табл.). Ковеллин-А обогащен большинством элементов-примесей относительно сульфидов цинка. Содержания Ga, Ni и In практически не изменяются, а содержания

Mn, Co и Cd ниже, чем в сфалерите. Ковеллин-В обогащен Cd, Sb, Pb и Bi, тогда как содержания остальных элементов либо понижены, либо не меняются. Ковеллин-А обогащен всеми элементами-примесями по сравнению с ковеллином-В. Ковеллин поля Семенов-2 содержит 23–227 г/т золота, что гораздо больше, чем в сульфидах цинка (0.00 г/т) и сульфидах меди и железа (0.06–0.22 г/т) (см. табл.). Ковеллин-А характеризуется повышенными содержаниями золота (138–227 г/т) по сравнению с ковеллином-В (23–112 г/т). Серебро также является одним из характерных элементов-примесей в ковеллине: он также содержит существенно больше серебра (1201–2664 г/т), чем сульфиды цинка (3–5 г/т) и сульфиды меди и железа (86–242 г/т).

Стабильные концентрации золота и серебра во всех ЛА-ИСП-МС анализах и отсутствие корреляции между элементами предполагает, что золото и серебро в ковеллине химически связаны. Положительные связи Zn–Cd, Sn–In, In–Mo и Sn–Mo отражают развитие ковеллина по сульфидам цинка. Положительная связь висмута и теллура в ковеллине указывает на присутствие ультрамикроскопических включений теллурида висмута [Maslennikov et al., 2009]. Это косвенно подтверждается находкой тетрадимита в халькопирите из образцов центрального участка поля Семенов-2, отобранных в 32-м рейсе НИС «Профессор Логачев» [Firstova et al., 2014].

В результате субмаринного окисления первичных сульфидов цинка и их замещения ковеллином-А их типичные элементы-примеси (Mn, Co, Ga и Cd) выносятся, при этом ковеллин-А обогащается As, Se, Mo, Ag, Sn, Sb, Te, Au, Tl, Pb и Bi. Обогащение ковеллина-А этими элементами произошло в результате растворения различных акцессорных минералов, приуроченных к сульфидам цинка, которые стали источником Au и Ag (самородное золото), Pb и Tl (галенит), Se (халькопирит и, возможно, Se-содержащий галенит и науманнит [Firstova et al., 2014]), Te и Bi (теллурид висмута), As (теннантит [Firstova et al., 2014], халькопирит), Sb (теннантит [Firstova et al., 2014]) и Mo (молибденит?). Важная роль морской воды в процессе обогащения ковеллина-А подчеркивается повышенными содержаниями U и V (типичных элементов морской воды [Butler, Nesbitt, 1999]) (см. табл.). Кроме того, статистический анализ минеральной ассоциации «сульфиды цинка–ковеллин-А» методом максимального корреляционного пути выявил несколько геохимических ассоциаций с тесной связью V, Cu, Au и большинства «гидротермальных» элементов. Обогащение элементами-примесями (Au, Ag, Se, In, As) продуктов субмаринного окисления колчеданных руд также характерно для месторождений Южного Урала [Ауурова et al., 2015].

При образовании ковеллина-В, который замещает изокубанит и халькопирит, происходит вынос Mn, Co, Ni, As и Mo. Ковеллин-В существенно обогащается только Au, Ag, Cd и Pb (см. табл.), что связано с растворением включений сфалерита (Cd), галенита (Pb), минералов золота и серебра (Au, Ag), которые были найдены в халькопирите [Мелекесцева и др., 2010; Firstova et al., 2014]. Степень смешения гидротермального флюида с морской водой при образовании ковеллина-В становится меньше. Об этом свидетельствуют практически одинаковые содержания U, Th, V и W в ковеллине-В и сульфидах Cu и Fe (см. табл.). Статистический анализ ассоциации «сульфиды Cu и Fe–ковеллин-В» показал, что золото и серебро связаны с «полиметаллической» ассоциацией, ванадий коррелирует только с вольфрамом, а уран характеризуется более низкими значениями коэффициентов корреляций с «гидротермальными» элементами.

Содержание главных элементов и элементов-примесей

	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Zn	Cu	Fe	Ga	As	Se	Mo
Изокубанит (n 5)													
Медиана	0.74	0.05	0.65	29	176	0.30	7801	160096	400000	1.39	0.53	122	0.02
Среднее	0.84	1.00	0.83	27	249	2.81	9353	171646	383691	2.34	39	147	66
Мин	0.06	0.00	0.05	3.32	140	0.22	7135	153037	305000	0.60	0.00	99	0.00
Макс	1.51	4.27	2.19	43	474	13	13700	220000	475319	4.94	194	228	330
Халькопирит (n 5)													
Медиана	1.25	0.48	0.23	3.20	312	7.13	10532	328111	315000	2.18	439	259	55
Среднее	1.09	0.37	0.32	2.90	340	13	14286	316408	317050	2.73	408	288	42
Мин	0.64	0.20	0.06	2.39	208	0.38	7636	280000	270000	1.20	375	166	32
Макс	1.68	1.66	0.66	13	370	16	25896	346428	358841	4.51	2873	331	4497
Сульфиды цинка (n 6)													
Медиана	0.43	0.06	0.39	169	96	0.04	575000	258	87250	29	0.51	144	0.03
Среднее	0.67	0.13	1.29	205	84	0.21	573333	1703	88372	26	424	129	0.56
Мин	0.25	0.00	0.10	94	0.49	0.00	540000	103	45493	2.16	0.04	17	0.01
Макс	1.97	0.52	6.25	339	158	0.96	610000	6528	126186	57	1859	270	2.76
Ковеллин-А (n 8)													
Медиана	1.98	5.06	1.98	125	16	1.69	182192	475000	7305	19	397	679	59
Среднее	2.31	5.33	2.72	120	21	2.61	161992	488200	10940	22	421	1024	64
Мин	0.27	2.19	0.26	42	7.27	0.20	50435	350600	2810	4.55	213	359	35
Макс	8.20	8.27	9.57	193	44	8.10	283620	600000	31960	53	659	1881	100
Ковеллин-В (n 3)													
Медиана	1.18	4.27	0.05	3	474	12	50453	590000	19186	1.28	194	122	330
Среднее	1.47	1.02	1.52	7.96	8.57	1.20	48414	603200	16605	0.86	83	222	3.06
Мин	0.70	0.82	0.62	5.26	0.96	0.11	25472	584600	2606	0.14	68	175	2.06
Макс	2.75	1.15	2.71	11	20	2.79	69317	635000	28023	1.77	90	254	4.58

Пр и м е ч а н и е . Сульфиды цинка – сфалерит + вюртцит.

Таким образом, благодаря окислению гидротермального флюида морской водой и растворению главных сульфидов и аксессуарных минералов, вторичный ковеллин гидротермального поля Семенов-2 обогащается элементами-примесями, в том числе золотом и серебром.

Авторы благодарны В. Н. Иванову и В. Е. Бельтеневу (ФГУП ПМГРЭ, г. Санкт-Петербург–Ломоносов) за возможность участия в 30-м рейсе НИС «Профессор Логачев» и отбор образцов для исследований, а также коллегам из лаборатории минералогии рудогенеза ИМин УрО РАН (г. Миасс) за обсуждение результатов исследований. Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы ИМин УрО РАН «Минералогия и геохимия рудных и рудоносных фаций как отражение геологической истории палеогидротермальных систем».

Т а б л и ц а

в сульфидах поля Семенов-2, г/т

Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	Th	U
Изокубанит (n 5)													
112	45	1.01	11	0.04	28	0.01	0.03	0.06	0.00	0.04	0.02	0.001	0.003
136	55	1.03	20	3.09	33	0.18	0.08	0.05	0.10	0.95	0.08	0.010	0.018
86	40	0.23	9.17	0.03	5.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.001	0.001
196	86	1.94	36	15	82	0.79	0.30	0.09	0.48	4.52	0.31	0.034	0.044
Халькопирит (n 5)													
199	67	1.28	19	17	39	0.15	0.06	0.11	7.09	3.14	0.06	0.003	0.03
223	55	1.67	21	25	42	0.13	0.08	0.15	14	3.96	0.06	0.003	0.08
124	30	1.19	15	7.02	24	0.02	0.01	0.06	1.64	1.58	0.01	0.001	0.01
2431	89	2.60	24	354	63	0.23	0.13	0.22	24	4.73	0.14	0.005	0.13
Сульфиды цинка (n 6)													
4.68	1560	0.08	16	1.78	2.88	0.01	0.005	0.00	0.01	0.37	0.04	0.003	0.001
78	2171	0.41	46	214	8.51	0.02	0.059	2.94	0.06	1678	0.40	0.003	0.003
3.64	164	0.01	0.42	0.00	0.13	0.00	0.001	0.00	0.00	0.04	0.00	0.001	0.001
317	4885	1.39	168	838	23	0.07	0.258	9.23	0.18	6145	1.69	0.005	0.008
Ковеллин-А (n 8)													
1928	1160	1.88	408	498	88	0.45	1.01	164	25	904	140	0.022	0.50
1969	1148	1.94	44	579	97	0.78	1.07	173	24	896	152	0.021	0.62
1362	423	1.38	293	380	42	0.12	0.64	138	14	456	94	0.004	0.18
2665	2030	2.75	696	1182	156	2.22	1.85	227	32	1616	266	0.046	1.66
Ковеллин-В (n 3)													
182	43	0.84	11	15	16	0.04	0.79	0.09	0.48	4.52	0.31	0.001	0.044
1616	196	0.71	21	81	8	0.11	0.09	72	6.69	101	1.53	0.011	0.07
1201	160	0.05	8.71	7.54	14	0.00	0.01	23	3.20	40	0.53	0.006	0.02
1948	219	1.15	29	135	78	0.28	0.20	113	9.61	143	3.11	0.014	0.14

Литература

Бортников Н. С., Кабри Л., Викентьев И. В., Мак-Мэйхон Г., Богданов Ю. А. Невидимое золото в сульфидах из современных подводных гидротермальных построек // Доклады академии наук. 2000. Т. 372. № 6. С. 804–807.

Иванов В. Н., Бельтнев В. Е., Степанова Т. В., Лазарева Л. И., Самоваров М. Л. Сульфидные руды нового рудного узла 13°31' с.ш. СХХ // Металлогения древних и современных океанов–2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 19–22.

Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А., Хворов П. В., Иванов В. Н., Бельтнев В. Е., Добрецова И. Г. Благодороднометальная минерализация нового гидротермального сульфидного поля Семенов-2 (13°31' с.ш.), Срединно-Атлантический хребет // Записки РМО. 2010. № 2. С. 59–73.

Ayupova N. R., Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Blinov I. A., Danyushevsky L. V., Large R. R. Rare mineral and trace element assemblages in submarine supergene zone at the Devonian Molodezhnoye VMS deposit, the Urals, Russia // Mineral Resources in a Sustainable World. Proceeding of the 13th SGA Biennial Meeting. Nancy, France, 2015. Vol. 3. P. 2051–2054.

Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I., Cherkashov G., Stepanova T., Shilov V., Pertsev A., Davydov M., Egorov I., Melekestseva I., Narkevsky E., Ignatov V. A new hydrothermal field at 13°31'N on the Mid-Atlantic Ridge // *InterRidge News*. 2007. Vol. 16. P. 9–10.

Butler I. B., Nesbitt R. W. Trace element distribution in the chalcopyrite wall of a black smoker chimney: Insights from laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. Vol. 167. P. 335–345.

Firstova A., Cherkashev G., Stepanova T., Babaeva S. Rare elements in seafloor massive sulfides of the Semyenov hydrothermal cluster, Mid-Atlantic Ridge // *UMI–2014. Harvesting Seabed Mineral Resources in Harmony with Nature*. Lisbon, 2014. P. 131–139.

Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) // *Economic Geology*. 2009. Vol. 104. P. 1111–1141.

И. А. Сергеева

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
soki123@list.ru*

**Арсенидная и сульфидная минерализация месторождения
Шлема-Альбероде (Рудные горы, Германия)
(научные руководители В. Г. Кривовичев, Е. Н. Перова)**

В настоящей работе представлены результаты минералогического исследования рудных минералов – сульфидов и арсенидов месторождения Шлема-Альбероде из коллекции Томаса Шлотхауэра (Фрайбергская горная академия, г. Фрайберг, Германия) и В. Г. Кривовичева (СПбГУ, г. Санкт-Петербург). Месторождение Шлема-Альбероде находится в Рудных горах (герцинская складчатость) и является крупнейшим гидротермальным месторождением урана. Рудная минерализация приурочена к жилам пятиэлементной формации, которые образуют штокверк в экзоконтакте гранитного купола [Величкин, Власов, 2011]. Продуктивной толщей являются амфиболиты и сланцы верхнего ордовика.

Интенсивное изучение и разведка этого месторождения начались после Великой Отечественной войны Советско-Германским Акционерным обществом «Висмут», и многие данные по минералогии и геологии объекта были засекречены, а внимание геологов, в основном, уделялось урановой минерализации. Сейчас месторождение находится в законсервированном состоянии. Штольни и шахты забетонированы, но отвалы остались разбросанными на территории в несколько десятков квадратных километров. В связи с этим, весьма актуальным стало изучение вещественного состава фрагментов гидротермальных жил, которые составляют основную массу рудных отвалов. Результаты настоящей работы имеют не только научный, но и экологический интерес, что связано с очень широким распространением минералов мышьяка и селена. Отсюда и вытекает главная цель работы – изучение минерального состава руд отвалов месторождения Шлема-Альбероде.

Минералы диагностировались в отраженном свете, с использованием рентгенодифракционных методов – порошкового анализа, анализа в точке, и рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа. В результате установлено 30 мине-

ральных видов, которые относятся к металлам, полуметаллам, сульфидам, персульфидам, арсенидам, селенидам, оксидам, силикатам, сульфатам, карбонатам, фосфатам и фторидам. В задачи настоящего исследования входила характеристика лишь главных породообразующих минералов (арсениды, селениды, сульфиды).

К главным минералам относятся никелин, раммельсбергит, леллингит, сафлорит, скуттерудит, никельскуттерудит, самородный висмут, кварц и карбонаты; к второстепенным – уранинит, пирит, халькопирит, гипс, самородный мышьяк, самородное серебро; к редким – лайтакарит, арсенопирит, кобальтин, галенит, висмутин, рутил, браннерит, циркон, фторапатит, гематит, мусковит, флюорит.

Никелин ($NiAs$) – один из главных минералов в исследованных образцах. Он встречается в виде сплошных массивных агрегатов, иногда образуя почковидные выделения. Часто ассоциирует с раммельсбергитом, содержит зерна уранинита и пересекается прожилками самородного висмута. Состав минерала постоянный: As 55.30 мас. %, Ni 44.7 мас. %.

Раммельсбергит ($NiAs_2$) является одним из главных минералов и представлен сплошными массами, реликтами в никелине или развивается по нему. По морфологии зерен выделяется две генерации минерала, отличающиеся также по химическому составу. Содержание As в минерале составляет 57–70 мас. %. Характерны примеси серы (до 10 мас. %), Fe (до 11 мас. %) и Co (до 14 мас. %). Ранний раммельсбергит содержит прожилки висмута и часто образует широкие каемки вокруг лайтакарита. В нем прослеживается зависимость содержания серы от никеля (рис. 1). Поздний раммельсбергит, который составляет основную, часто трещиноватую массу многих образцов, содержит 1–3 мас. % серы, зависимость содержаний серы и никеля не наблюдается. Коэффициент корреляции между содержаниями серы и никеля в раннем раммельсбергите равен 0.77 (при доверительной вероятности 0.95) (см. рис. 1). Такая зависимость связана с определенной схемой изоморфизма $NiAs_2$ и NiS . Атомный вес серы значительно ниже веса мышьяка, поэтому относительное массовое количество никеля увеличивается с увеличением содержания серы. Весовой процент никеля в $NiAs_2$ составляет 28.13 %, в то время как весовой процент Ni в NiS равен 64.67 %, что и обуславливает данную зависимость. Эта схема изоморфизма подтверждается зависимостью мышьяка от серы: ее коэффициент корреляции равен 0.98 (доверительная вероятность 0.95). В минерале также прослеживается слабая зависимость содержания серы от суммы содержаний железа и кобальта (коэффициент корреляции равен 0.73 при доверительной вероятности 0.95) (рис. 2). Это, видимо, связано с определенной схемой изоморфизма $NiAs_2$ и CoS_2 , $CoAsS$, реже – FeS_2 или $FeAsS$, и тоже вносит свой вклад в корреляцию Ni-S.

Леллингит ($FeAs_2$) встречается преимущественно в виде идиоморфных ромбовидных или призматических кристаллов, которые образуют двойники и тройники. Кристаллы иногда представлены в виде обломков, что позволяет предполагать их раннюю кристаллизацию. Химический состав леллингита непостоянен с переменным отношением Fe:As. Содержания железа колеблются от 23 до 26 мас. %, а мышьяка – от 70 до 75 мас. %. В небольших количествах установлена примесь S (до 4 мас. %) и, изредка, Sb (0.01 мас. %).

Сафлорит ($CoAs_2$) образует ромбические кристаллы, местами брекчированные и сцементированные самородным висмутом (ранняя генерация), и более распространенные сплошные агрегаты в ассоциации с висмутом (поздняя генерация). Химический состав сафлорита непостоянен. Примесь S в минерале может отсутствовать или достигать 15 мас. %. Также характерны примеси Fe и Ni. Соотношение

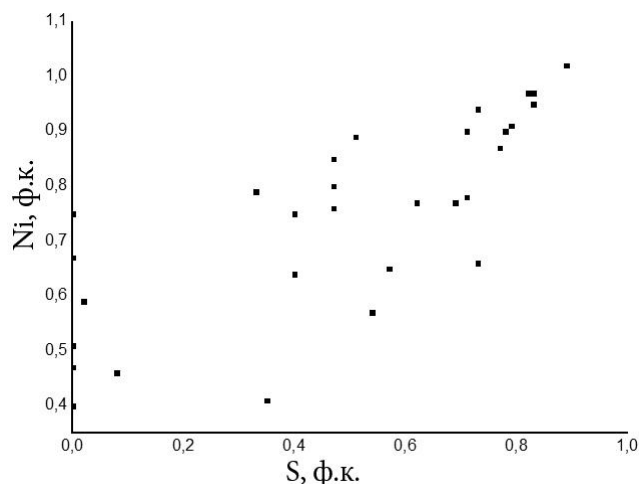


Рис. 1. Зависимость содержаний серы и никеля.

примесей в генерациях сафлорита отличается. Ранний сафлорит содержит значительные (до 16 мас. %) количества никеля и крайне беден, вплоть до полного отсутствия, железом. Поздний сафлорит содержит до 8 мас. % железа и совсем не содержит никеля.

Скуттерудит ($\text{Co}_4(\text{As}_4)_3$) имеет белый цвет, довольно твердый. Образует призматические, иногда зональные кристаллы. Другим крайним членом изоморфного ряда является *никельскуттерудит* ($\text{Ni}_4(\text{As}_4)_3$). Химический состав минералов переменный. Примесь S незначительна (менее 2 мас. %), содержание As составляет 77–78 мас. %. Часто присутствует примесь Fe (иногда, до 6 мас. %). Минерал макроскопически зонален [Schlothauer et al., неопубликованная рукопись]. Наши исследования на электронном микроскопе показывают, что минерал зонален по содержанию железа. Зоны обычно неширокие (20–30 мкм), содержание железа в них варьирует от 1 до 2 мас. %.

Лайтакарит $\text{Bi}_4(\text{Se}, \text{S})_3$ – редкий минерал, обнаруженный в виде небольших зерен или каемок на границе никелина и раммельсбергита. Размер индивидов достигает 300 мкм. В одном зерне была установлена отчетливая полосчатость, которая, судя по нашим данным, не связана с вариациями химического состава этого минерала.

К рудным минералам месторождения также относятся уранинит, арсенопирит, халькопирит, пирит, кобальтин, галенит, селенид висмута. Но все они присутствуют в незначительном количестве и видимы лишь во вторично-отраженных электронах.

Отмечаются заметные количества самородного висмута и мышьяка, некоторые прожилки сложены ими почти целиком. Серебро обнаружено в виде небольших (до 0.5 мм) ксеноморфных зерен с примесью ртути, достигающей 25 мас. %. Акцессорными минералами являются фтор-

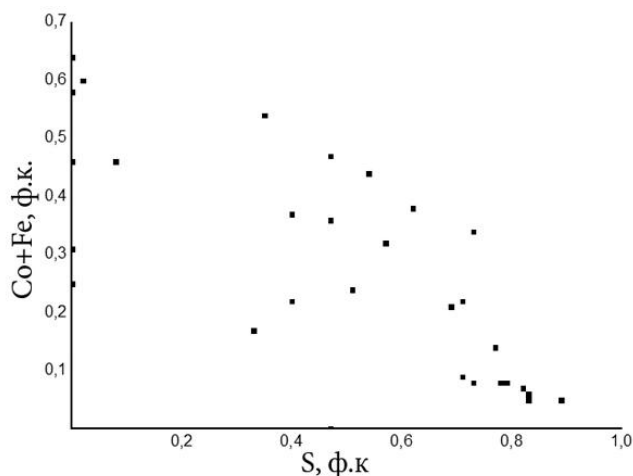


Рис. 2. Зависимость содержаний серы и суммы содержаний кобальта и никеля.

апатит, циркон, мусковит, гематит, рутил, браннерит, флюорит. В большом количестве в некоторых образцах представлены кварц, гипс, карбонаты – кальцит, анкерит, доломит, сидерит. Они составляют до 50–60 % пространства жил.

На основе полученных данных нам удалось уточнить последовательность минералообразования. Ранее были выделены семь стадий минералообразования – кварцевая, кварц-кальцит-урановая, кварц-флюоритовая, карбонат-уранинитовая, Ag-Bi-Co-Ni-As, серебро-сульфидная и железистая [Schlothauer et al., 2012]. Наш каменный материал представлен, в основном, образцами пятой стадии – Ag-Bi-Co-Ni-As. На основании взаимоотношений изученных минеральных ассоциаций нами уточнена последовательность минералообразования этой стадии: выделяется ранняя карбонатно-уранинитовая подстадия и кварц-арсенидная, плавно переходящая в висмутовую, и вторая карбонатно-уранинитовая подстадия, где уранинит богат иттрием. Последней подстадией в наших образцах является карбонатная.

Работа выполнена при финансовой поддержке Санкт-Петербургского государственного университета (НИР № 3.38.286.2015). Анализы выполнялись в «Центре микроскопии и микроанализа», РЦ «Геомодель», РЦ «Рентгенодифракционные методы анализа».

Литература

Величкин В. И., Власов Б. П. Купольные структуры и гидротермальные урановые месторождения Рудных Гор (Саксония, ФРГ) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 83–94.

Schlothauer Th., Klemm V., Renno A. D., Kohler A., Schimpf Ch. et al. Chemical and structural investigations on zoned Ni-Co-Fe-triarsenides of the skutterudite-group and its anomalous behavior under hydrous conditions (неопубликованная рукопись).

Schlothauer Th., Renno A., Hiller A., Heide G. The low temperature selenium mineralisation from the U-polymetallic deposit Schlema-Alberoda in the western Erzgebirge (Germany). 2012. (неопубликованная рукопись).

Э. В. Сокол¹, С. Н. Кох¹, О. А. Козьменко¹, Х. Н. Хори²

¹ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
sokol@igm.nsc.ru

² – Иорданский университет, г. Амман, Иордания

Кампан-эоценовые фосфоритоносные осадки центральной Иордании как потенциальные протолиты месторождений типа долины Миссисипи

Территории от Марокко на западе до Турции на востоке (через Алжир, Тунис, Египет, Израиль, Иорданию, Сирию, Саудовскую Аравию и Ирак) объединяют в «Гигантскую фосфоритовую провинцию Тетиса» (*Tethys Giant Phosphorite*) [Nathan et al., 1997; Abed, 2012; Abed, Sadaqah, 2013]. Главным интервалом фосфоритообразования на территории Леванта является поздний кампан–ранний маастрихт. В это время в зоне южного сочленения океана Тетис и Арабо-Нубийского кратона на мелководном шельфе была сформирована толща, включающая мелы, известняки, мергели, фосфориты и кремни, и локально обогащенная рассеянным органическим веществом.

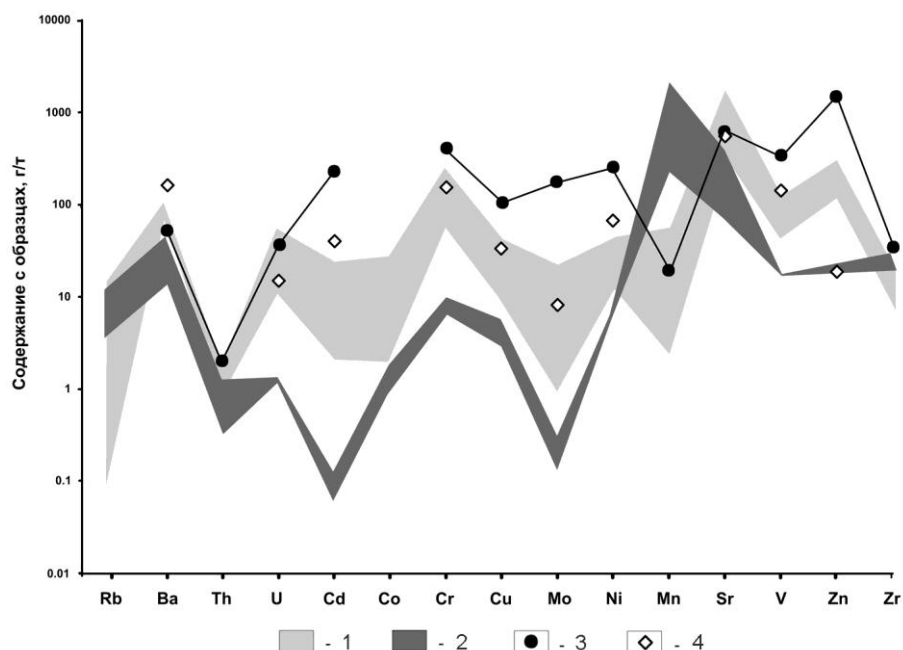


Рис. 1. Мультиэлементные спектры металлоносных осадков группы Белга центральной Иордании в сравнении с эталонными морскими известняками.

1 – поле составов изученных осадков формации Мувакар; 2 – поле составов эталонных известняков СИ-1 и СИ-2; 3 – битуминозный мел формации Мувакар (образец DOS-1); 4 – средние составы осадков группы Белга [Fleurance et al., 2013].

Высокая биопродуктивность океанических биоценозов в этом временном интервале объясняется длительно существовавшим здесь режимом апвеллинга [Delgadillo-Hinojosa et al., 2001; Brumsack, 2006]. Резкое обогащение мезозойских фосфоритоносных осадков металлами отмечалось многократно [Nathan et al., 1997; Abed, 2012; Abed, Sadaqah, 2013; Fleurance et al., 2013], но до сих пор не получило исчерпывающего объяснения.

На территории центральной Иордании этому временному интервалу отвечают биогенные осадки группы Белга (*the Belqa Group*), включающие промышленные горизонты фосфоритов, известняки, а также битуминозные мелы и мергели (C_{org} до 25 мас. %), обогащенные рассеянным франколитом. Их отличает сопряженная аккумуляция Р и Cd, аномальное обогащение Cr, Mo, Ni, U, V, Zn и в определенной мере Cu (рис. 1) на фоне низких концентраций Co (< 12 г/т) и Mn (< 0.01 мас. %). Нами был выполнен детальный минералого-геохимический анализ представительного образца битуминозного мела (#DOS-1) с площади Даба (*Daba*) в центральной Иордании. Порода состоит из микритового кальцита и обломков раковин планктонных фораминифер, содержит примесь слоистых силикатов (каолинит + смектиты) и карбонат-фторapatит (франколит) в виде костного детрита и комковатых микростражений. Осадок содержит скопления спикул радиолярий, сложенных кристобалитовым опалом. Рассеянное органическое вещество представляет собой кероген II типа (мас. %: С – 40, Н – 4.8, N – 1.3, S – 5.8); общее содержание C_{org} 22.8 мас. %.

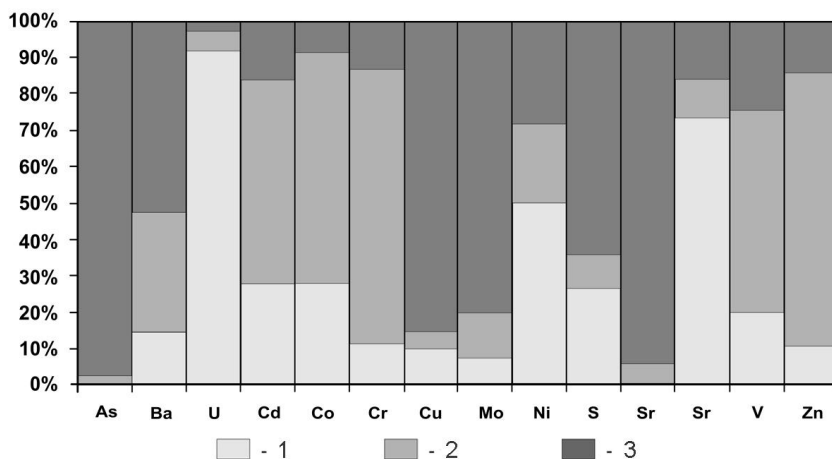


Рис. 2. Распределение микроэлементов между карбонатной, силикатно-фосфатной и сульфидной фракциями осадка (отн. %) на примере типичного образца битуминозного мела (DOS-1) формации Мувакар.

1 – карбонат; 2 – апатит + силикат; 3 – сульфид.

Поведение микроэлементов в процессах диагенеза и при их последующем перераспределении в значительной мере контролирует тип матрицы, с которой они связаны. Для решения вопроса о нахождении микроэлементов методом последовательного выщелачивания [Abanda, Hannigan, 2006] осадок был разделен на фракции: (1) карбонат Ca, (2) апатит с примесью силикатного материала, (3) сульфиды и (4) органическое вещество. В каждой из фракций методом ICP-AES определены содержания микроэлементов (рис. 2).

Карбонатная фракция (выщелочка в 3.5 М уксусной кислоте при 60 °С) концентрирует U (90 %) и Sr (70 %), с ней также связано до 50 % Ni, 30 % Cd и Co и 20 % V. Франколит с механическими примесями опаловидного и глинистого вещества (растворение в смеси кислот HCl + HF в отношении 5:1) концентрирует Cd (55 %), Co (60 %), Cr (80 %), V (55 %), Zn (75 %) и содержит до 20 % Ni и 30 % Ba. Сульфидная фракция (растворение в царской водке) является основным концентратором As (98 %), Se (95 %), Cu (85 %), Mo (80 %) и Ba (50 %). В керогене (остаток, растворенный в концентрированной HNO₃ + H₂O₂) значимые концентрации (> 0.1 г/т) ни одного из вышеперечисленных элементов не обнаружены.

Минералогия осадка и составы отдельных фаз определены посредством СЭМ и микрозондового анализа. Мел содержит обильную сульфидную минерализацию (2 мас. % S_{сульф.}) с преобладанием Cd-вюртцита и Cd-сфалерита. Оба минерала сосредоточены в свободном пространстве раковин, а также образуют тонкие агрегаты со спикулами радиолярий. Средний состав вюртцита (мас. %): Zn 55.88 (55.5–56.6), Cd 8.91 (8.0–9.6), S 31.25 (31.3–32.6). Главные примеси (мас. %): Cu 0.74, Fe 0.44, As 0.52, Se до 1.4, Sb до 0.2, In и Ga до 0.06 (эпизодически), Ni до 0.02. Средний состав сфалерита (мас. %): Zn 56.64 (56.3–57.0), Cd 8.29 (7.7–9.2), S 32.49 (32.2–32.9). Средние содержания примесей (мас. %): Cu 0.54, Fe 0.30, As 0.28. Фрамбоидальный пирит из карбонатного матрикса является второстепенным сульфидным минералом. Он содержит примеси (мас. %): Cu до 5.6, Ni до 2.5, Se до 1.4, As до 0.5, V до 0.4,

Sb до 0.05 (эпизодически), Zn и Ga до 0.04, In до 0.02 (эпизодически). Содержания теллура во всех изученных сульфидах ниже предела обнаружения. Самородный Se сосредоточен в интерстициях фрамбоидального пирита [Fleurance et al., 2013].

Франколит постоянно содержит изоморфные примеси V и U^{4+} [Abed, 2012; Abed, Sadaqah, 2013]. В микротрещинах фрагментов костных остатков присутствует барит, что объясняет связь части Ba с фосфатной фракцией. Обогащение фосфатно-силикатной фракции Cd и Zn отчасти можно объяснить присутствием в породе тонких (размер индивидов <3 мкм) агрегатов опала и (Zn,Cd)S. Присутствие S (25 %), Ni, Cd, Co и V в карбонатной фракции, вероятно, связано с присутствием в осадке тонкодисперсных сульфидов, растворимых в HCl + HF вследствие большой удельной поверхности и низкой степени кристалличности.

Общепризнано, что аномально высокое обогащение осадков группы Белга микроэлементами связано с их формированием в зоне апвеллинга, что подтверждается отношениями индикаторных элементов (обогащение P и Cd на фоне низких содержаний Co и Mn) [Delgadillo-Hinojosa et al., 2001; Brumsack, 2006; Abed, 2012; Abed, Sadaqah, 2013]. Вместе с тем, обогащение этих осадков Cr, Zn Ni и Cd и аномально высокое Cd/Zn отношение (до 1.88) не укладывается в диапазон геохимических характеристик типичных осадков зоны апвеллинга [Fleurance et al., 2013]. Высокие Cd/Zn отношения, характеризующие карбонатные осадки, сульфидные руды и собственно сфалерит, принято рассматривать как геохимический индикатор месторождений типа долины Миссисипи [Schwartz, 2000; Ye et al., 2012; Fleurance et al., 2013]. На этом основании аккумуляция микроэлементов в карбонатных шельфовых осадках территории современной Иордании связывается с поступлением металлов из дополнительных источников [Fleurance et al., 2013]. В качестве таковых рассматриваются гидротермальные флюиды, непосредственно разгружавшиеся в океан, либо морские воды, обогащенные металлами, выщелоченными из расположенных к северу офиолитов островодужных комплексов Баер Бассит (*Baer Bassit*, СЗ Сирия) и Тродос (*Troodos*, Кипр), активных в момент отложения осадков группы Белга.

Таким образом, нами получены минералогические и геохимические доказательства того, что породы группы Белга (прежде всего, маастрихт-палеоценовые битуминозные мелы и мергели формации Мувакар (*Muwaqqar Fm.* в центральной Иордании)) представляют собой «переходное звено» от первичных морских осадков к рудоносным карбонатам типа долины Миссисипи. По текстурным характеристикам, пористости, сохранности фауны и степени зрелости органического вещества они близки к первичному осадку. На этой стадии диагенетических преобразований металлы еще сохраняют частичную связь с первичными минеральными «депо» (карбонат Ca (U, Ni, Cd, Co, V), франколит (Cd, Co, Cr, V, Zn, Ni)), тогда как в органическом веществе их концентрации уже не превышают пределов обнаружения. Ряд металлов (Zn, Cd, Cu, Ni, V), а также As, Se и Sb перераспределяются и аккумулируются в сульфидах; имеет место собирательная перекристаллизация Cd-вюртцита и Cd-сфалерита. Дальнейшее исследование металлоносных осадков формации Мувакар позволит реконструировать процессы, контролируемые перераспределение рудного вещества на стадии раннего диагенеза. В актуальных моделях формирования месторождений типа долины Миссисипи этот временной интервал пока является «белым пятном» [Ye et al., 2012].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-00760.

Литература

- Abanda P., Hannigan R.* Effect of diagenesis on trace element partitioning in shales // *Chemical Geology*. 2006. Vol. 230. P. 42–59.
- Abed A.* Review of uranium in the Jordanian phosphorites: Distribution, genesis and industry // *Jordan Journal of Earth and Environmental Sciences*. 2012. Vol. 4. P. 35–45.
- Abed A., Sadaqah R.* Enrichment of uranium in the uppermost Al-Hisa Phosphorite Formation, Eshidiyya basin, southern Jordan // *Journal of African Earth Sciences*. 2013. Vol. 77. P. 31–40.
- Brumsack H.-J.* The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. Vol. 232. P. 344–361.
- Delgadillo-Hinojosa F., Macías-Zamora J. V., Segovia-Zavala J. A. et al.* Cadmium enrichment in the Gulf of California // *Marine Chemistry*. 2001. Vol. 75. P. 109–122.
- Fleurance S., Cuney M., Malartre M. et al.* Origin of the extreme polymetallic enrichment (Cd, Cr, Mo, Ni, U, V, Zn) of the Late Cretaceous–Early Tertiary Belqa Group, central Jordan // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. Vol. 369. P. 201–219.
- Nathan Y., Soudry D., Levy Y. et al.* Geochemistry of cadmium in the Negev phosphorites // *Chemical Geology*. 1997. Vol. 142. P. 87–107.
- Schwartz M. O.* Cadmium in zinc deposits: economic geology of a polluting element // *International Geology Review*. 2000. Vol. 42. P. 445–469.
- Ye L., Cook N. J., Liu T. et al.* The Niujiaotang Cd-rich zinc deposit, Duyun, Guizhou province, southwest China: ore genesis and mechanisms of cadmium concentration // *Mineralium Deposita*. 2012. Vol. 47. P. 683–700.

Часть 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

О. Ю. Плотинская

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва
plotin@igem.ru*

Минералы благородных металлов порфировых месторождений (на примере Южного Урала)

Месторождения порфирового семейства являются одним из важнейших источников благородных металлов – на их долю приходится около 20 % мировой добычи золота, кроме того, они содержат заметные количества серебра и ЭПГ [Sillitoe, 2010]. В настоящей работе представлены минеральные формы и ассоциации благородных металлов (Au, Ag, ЭПГ) на медно-порфировых Михеевском и Калиновском и золото-порфировом Юбилейном месторождениях Южного Урала.

Калиновское месторождение (Биргильдинско-Томинский рудный узел) расположено примерно в 30 км к югу от г. Челябинска. Томинское рудное поле включает Калиновское и Томинское месторождения, которые приурочены к изометричным штокам, сложенным диоритами, кварцевыми диоритами и их порфировыми разностями. Вмещающие породы представлены афировыми базальтами (O_{1-2}). Запасы Томинского рудного поля на 1 января 2014 г. по категориям A+B+C составляют 331 млн т руды при среднем содержании меди 0.46 % и золота 0.1 г/т, что составляет 1.537 млн т меди и 31 т золота [Волчков и др., 2015]. В работе охарактеризована минерализация центральной части Калиновского штока и его периферических зон – участки Моховое болото и Залежь № 2.

На месторождении установлено три ассоциации минералов благородных металлов. Пирит-халькопиритовая ассоциация (1) выявлена в центральной зоне месторождения. Самородное золото образует овальные зерна размером 1–30 мкм (4.7–39.7 ат. % Ag и до 0.6 мас. % Hg) в кварце, эпидоте и халькопирите (рис. 1а, 2). Ассоциация (2) представлена сульфосолями висмута (минералы висмутин-айкинитовой серии Bi_2S_3 – $(CuPbBiS_3)$, павонит $(Ag,Cu)(Bi,Pb)_3S_5$ и матильдит $AgBiS_2$) с магнетитом, гематитом, пиритом и халькопиритом. Самородное золото содержит 10.3–28.7 ат. % Ag и 0.4–0.6 мас. % Hg. Минералы золото-теллуридной ассоциации (3) обрастают дигенит и борнит или образуют включения в них. Из них наиболее распространены гессит, штютцит, колорадоит, галенит-клаусталит $Pb(S,Se)$ (рис. 1б), редко встречаются золото (около 30 ат. % Ag), петцит, сиванит, теллуrowисмутит и науманит Ag_2Se . Ассоциации (2) и (3) характерны для периферических зон месторождения и, по-видимому, связаны с наложенным эпитермальным этапом. Этот этап сходен с таковым на Березняковском эпитермальном золото-серебряном месторождении, связанным с тем же комплексом диоритовых порфиров, но находящемся в 9–10 км к ЮЮЗ от Калиновского и гипсометрически на 1.0–1.5 км выше него [Plotinskaya et al., 2014]. Дителлуриды золота и серебра здесь являются основными носителями благородных металлов.

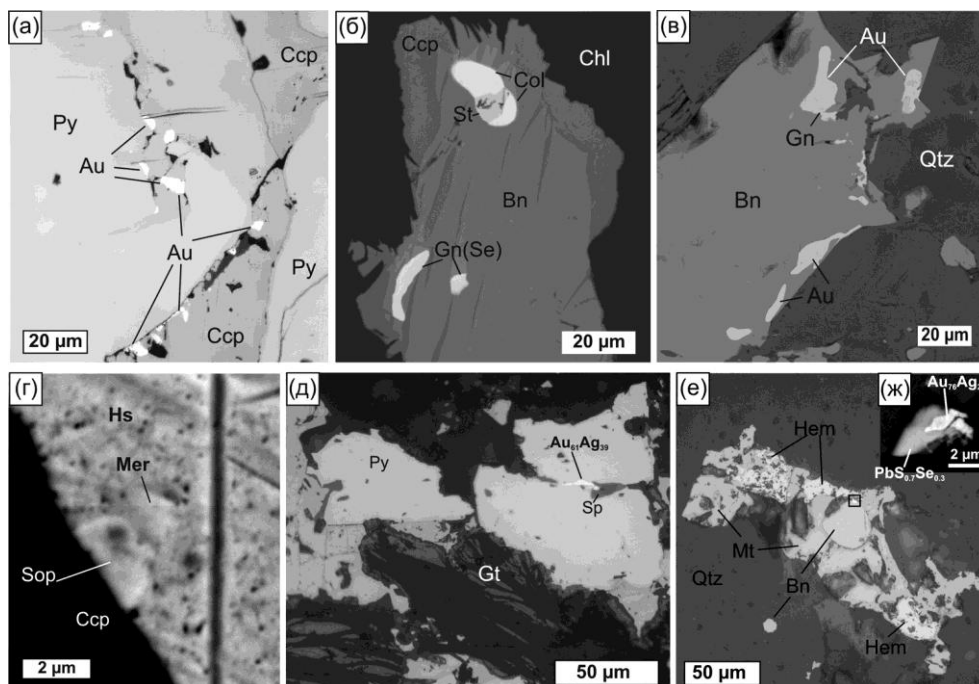


Рис. 1. Минералы благородных металлов Калиновского (а, б), Михеевского (в, г) и Юбилейного (д–ж) месторождений; фото а, д, е – отраженный свет, остальные – BSE-фото. Au – самородное золото, Gn – галенит, Bn – борнит, Qtz – кварц, Ccp – халькопирит, Sp – сопчеит, Mer – меренскит, Hs – гессит, Py – пирит, Col – колорадоит, St – штюцит, Chl – хлорит, Gt – гетит, Hem – гематит, Mt – магнетит.

Михеевское месторождение (Новониколаевский рудный узел) расположено примерно в 150 км к югу от Калиновского. Оруденение локализовано в вулканогенно-осадочных породах (D_3-C_1) и приурочено к поясу даек кварцевых диоритов и их порфировых разностей [Белгородский и др., 1991]. Запасы месторождения на 1 января 2014 г. по категориям A+B+C составляют 347 млн т руды при среднем содержании меди 0.45 % и золота 0.137 г/т, что составляет 1.542 млн т меди и 46.9 т золота [Волчков и др., 2015].

На месторождении минералы благородных металлов образуют четыре ассоциации. Золото-борнит-халькопиритовая ассоциация (1) включает овальные и амёбовидные включения самородного золота (21.0–22.4 ат. % Ag) с галенитом в борните (рис. 1г, 2) [Плотинская, Новоселов, 2015]. Минералы золото-теллуридной ассоциации (2) нарастают на халькопирит, борнит и иногда молибденит, выполняют микронные трещины или образуют включения в краевых зонах этих минералов. Наиболее распространены золото (46.4–55.6 ат. % Ag) и гессит Ag_2Te , крайне редки креннерит $(Au,Ag)Te_2$, силванит $AuAgTe_4$, петцит Ag_3AuTe_2 , штюцит $Ag_{5-x}Te_3$, самородный теллур, теллуrowисмутит Bi_2Te_3 , тетрадимит-кавацулит $Bi_2Te_2(S,Se)$, колорадоит $HgTe$, мелонит $NiTe_2$, алтаит $PbTe$, меренскит $PdTe_2$ и сопчеит $Ag_4Pd_3Te_4$ (рис. 1д). Полиметаллическая ассоциация (3) включает полибазит $Ag_{15}Sb_2CuS_{11}$ в ассоциации со сфалеритом (6.1–7.1 мол. % FeS), галенитом и арсенопиритом. Золото-пиритовая

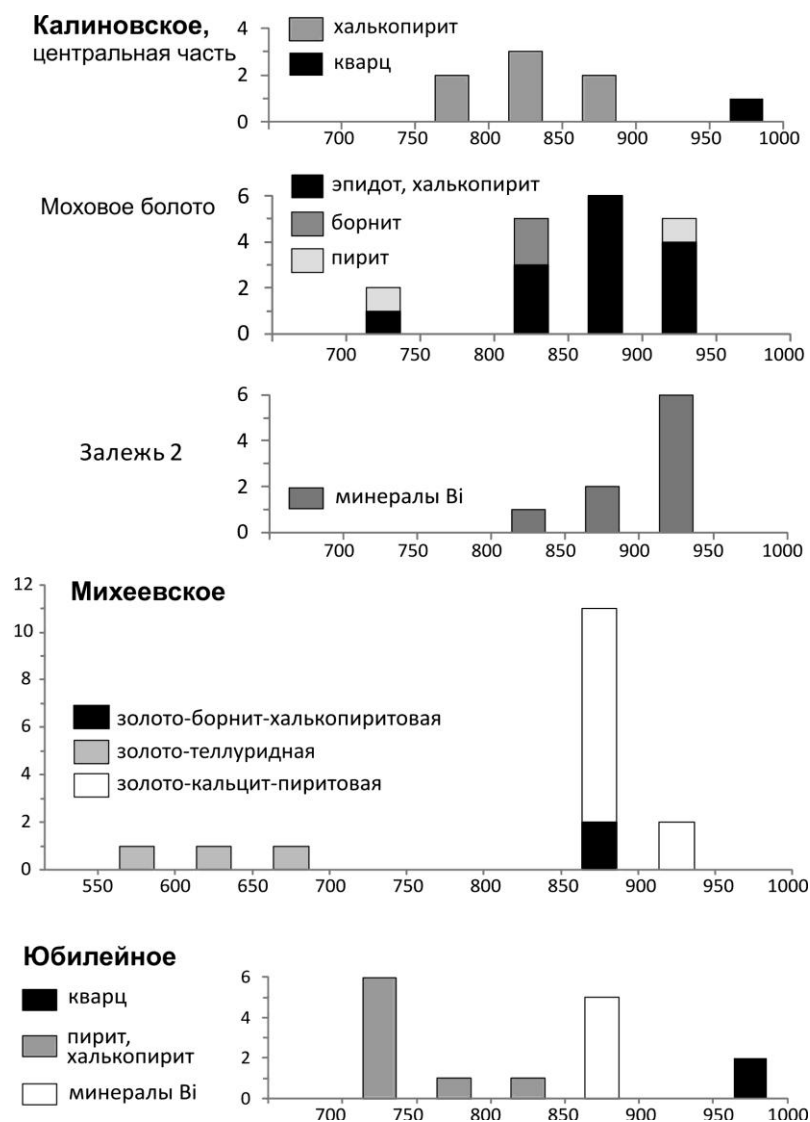


Рис. 2. Гистограммы пробности самородного золота на месторождениях.

ассоциация (4) установлена на периферии месторождения за пределами контура промышленных руд. Крупное самородное золото (0.3–2.0 мм) содержит 8.4–13 ат. % Ag и до 0.3 мас. % Hg и обрастает пирит и халькопирит в кварц-кальцитовых прожилках. Минерализация, близкая к описанной, была установлена в аргиллизитовых метасоматитах, секущих более раннюю минерализацию и связанных, предположительно, с поздним эпитермальным этапом [Азовскова и др., 2015].

Юбилейное месторождение расположено в Западном Казахстане, на восточном окончании Магнитогорской мегазоны. Территория месторождения сложена вулканогенно-осадочными породами (D_{1-2}), которые прорваны штоком плагиогранит-

порфиоров [Shatov et al., 2014]. Запасы месторождения составляют 82.8 млн т при среднем содержании Au 1.7 г/т (более 140 т Au) и Cu 0.15 % [www.sun-gold.com].

На месторождении наиболее распространены магнетит, пирит, халькопирит, гематит, реже встречаются шеелит, арсенопирит, борнит, самородное золото, минералы висмута. Самородное золото образует нитевидные прожилки или включения (2–10 мкм, изредка до 40 мкм) в кварце, несколько чаще в пирите или халькопирите (рис. 1д и 2). Золото в кварце содержит 5 ат. % Ag, в пирите или халькопирите – от 31 до 40 ат. % Ag. Иногда золото встречается в ассоциации с минералами Bi и Pb. Последние представлены мелкими выделениями (не более 100 мкм), которые нарастают на халькопирит. Установлены минералы серии тетрадимит-кавацулит (от $\text{Bi}_2\text{Te}_2(\text{S}_{0.7}\text{Se}_{0.3})_1$ до $\text{Bi}_2\text{Te}_2(\text{S}_{0.5}\text{Se}_{0.5})_1$), раклиджит $\text{PbBi}_2(\text{Te}_{3.8}\text{Se}_{0.2})_4$ и селенистый галенит $\text{Pb}(\text{S}_{0.7}\text{Se}_{0.3})_1$. Золото в этой ассоциации содержит 21–24 ат. % Ag (рис. 1е, ж).

Таким образом, несмотря на довольно низкие содержания, минеральные формы и ассоциации благородных металлов на рассмотренных порфировых месторождениях разнообразны. Преобладает самородная форма с широкими вариациями пробности, а теллуридная – имеет подчиненное значение. Все ассоциации минералов благородных металлов являются более поздними по времени образования, чем основные рудные минералы (борнит, халькопирит, молибденит, пирит, магнетит, гематит и др.).

Работа поддержана РФФИ (проекты №№ 14-05-00725а и 16-05-00622а) и программой Президиума РАН № 4.

Литература

Азовская О. Б., Ровнушкин М. Ю., Главатских С. П. Особенности минералогии аргиллизитов Михеевского медно-порфирового месторождения, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 116–120.

Белгородский Е. А., Черкашов С. А., Грабежев А. И., Шаргородский Б. М. Медно-порфировый Новониколаевский рудный узел. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 54 с.

Волчков А. Г., Кузнецов В. В., Никешин Ю. В. Направления геологоразведочных работ по укреплению минерально-сырьевой базы цветных металлов (Cu, Pb, Zn) Российской Федерации за счет средств федерального бюджета // Руды и металлы. 2015. № 1. С. 30–35.

Плотинская О. Ю., Новоселов К. А. Минералогия благородных металлов на Cu-порфировых месторождениях Южного Урала // Минералогия во всем пространстве сего слова. Мат. XII съезда РМО. СПб, 2015. С. 134–136.

Plotinskaya O. Y., Grabezhev A. I., Groznova E. O., Seltmann R., Lehmann B. The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda–Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. Vol. 79B. P. 910–931.

Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

Shatov V. V., Moon C. J., Seltmann R. Discrimination between volcanic associated massive sulphide and porphyry mineralisation using a combination of quantitative petrographic and rock geochemical data: A case study from the Yubileinoe Cu–Au deposit, western Kazakhstan // Journal of Geochemical Exploration. 2014. Vol. 147. P. 26–36.

С. Е. Знаменский
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
Znamensky_Sergey@mail.ru

**Структурные условия образования месторождений золота
в зоне Нуралино-Вознесенско-Буйдинского разлома
(Южный Урал)**

Нуралино-Вознесенско-Буйдинский разлом (НВБР) близмеридионального простираения расположен на северном замыкании Магнитогорской синформы Южного Урала и представляет собой зону малоамплитудных сдвигов и косых разрывов, прослеживающуюся по простираению на расстояние более 90 км при ширине 4.0–9.5 км. По данным гравиразведки глубина заложения разломной зоны составляет не менее 5–6 км. НВБР входит в систему вторичных разрывных нарушений крупного левостороннего транстенсивного дуплекса, который занимает северное окончание синформы [Знаменский, Знаменская, 2009]. Дуплекс относится к структурам растяжения региональной Восточной сдвиговой зоны близмеридионального простираения, проходящей вдоль контакта синформы с Восточно-Уральским поднятием. Сдвиговая зона образовалась на позднепалеозойском этапе общей коллизии после главной фазы надвиговых деформаций [Знаменский, 2008].

Транстенсивный дуплекс играет ведущую роль в размещении на северном замыкании синформы месторождений и рудопроявлений золота, подавляющее большинство из которых имеет позднепалеозойский возраст [Знаменский, Знаменская, 2009]. В пределах дуплекса главной золотоконтролирующей структурой является зона НВБР. В ней сконцентрировано более 70 золоторудных объектов. По современным кондициям промышленное значение имеют золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые месторождения. Нами выполнены детальные структурно-тектонифизические исследования на 14 месторождениях и рудопроявлениях золота, расположенных в зоне НВБР. Полученные данные, а также материалы предыдущих работ позволили уточнить строение и кинематику НВБР, выяснить основные закономерности структурного контроля золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого оруднения и дать рекомендации по направлению поисковых работ.

В истории формирования НВБР установлены две стадии, имеющие золотоконтролирующее значение: ранняя левосдвиговых и поздняя правосторонних дислокаций. На первой стадии сформировались золото-сульфидные месторождения с Rb-Sr изохронным возрастом 295 (Муртыкты) и 286 (Карагайлы) млн лет [Горожанин, 1998]. Образование золото-сульфидно-кварцевых месторождений и рудопроявлений, имеющих Rb-Sr возраст 266 (Малый Каран) и 255 (Рытовские жилы) млн лет, происходило в условиях поздних правосторонних дислокаций [Горожанин, 1998; Знаменский и др., 2014]. Позиция месторождений и рудопроявлений золота, независимо от их формационной принадлежности, определяется узлами пересечения разрывов, транстенсивными дуплексами и комбинированными структурами, сочетающими в себе узлы пересечения разрывов и сдвиговые дуплексы растяжения.

Золото-сульфидные месторождения локализованы, главным образом, в узлах пересечения вторичными разрывами зоны НВБР ранее образованных взбросо-

надвигов северо-восточного простираия. Такую структурную позицию занимают месторождения Веселое, Среднее Убалы [Знаменский и др., 2012] и Муртыкты.

Месторождение Муртыкты с разведанными запасами 30 т залегает среди вулканогенно-осадочных толщ карамалыташской свиты (D_2), перекрытых улутаускими терригенно-кремнистыми отложениями (D_{2-3}). Оно приурочено к узлу пересечения регионального Тунгатаровского разлома северо-восточного простираия с более поздней Сайтаковской сдвиговой зоной, входящей в состав НВБР. Тунгатаровский разлом в районе месторождения представляет собой чешуйчатый взбросо-надвиг юго-восточного падения, сопровождающийся в тыловой части восточно-вергентными взбросами [Знаменский, 1992]. С системой Тунгатаровских разломов сопряжены трансферные разрывы северо-западного простираия. Сайтаковская зона в узле пересечения характеризуется искривлением против часовой стрелки. Изгиб связан с наложением разрывами, ограничивающими сдвиговую зону, северо-западных трансферных разломов. В период формирования месторождения по ней происходили движения с левым знаком. Как показали результаты моделирования [Геологоструктурные..., 1982], на изгибах сдвиговых зон, способствующих смещениям по ним, возникают локальные области абсолютного или относительного растяжения. Следует отметить, что в экспериментах области растяжения распространялись за пределы разломных зон. Прожилково-вкрапленная золото-сульфидная минерализация локализована на месторождении во вторичных разрывах чешуйчатого взбросо-надвига. По рудовмещающим разломам реконструированы внутриминерализационные сдвиговые смещения, преимущественно с левым знаком. Рудные тела и рудные столбы в их пределах приурочены к изгибам разломов, главным образом, по простираию.

Таким образом, в размещении золотого оруденения месторождения Муртыкты отчетливо выражен тектонофизический контроль зоной локального растяжения, возникшей в узле пересечения Тунгатаровского взбросо-надвига левыми сдвигами НВБР. В пределах структурного узла золото-сульфидная минерализация локализована во вторичных разрывах Тунгатаровского разлома, испытавших на рудном этапе сдвиговые движения.

Ведущую роль в структурном контроле золото-сульфидно-кварцевого оруденения играют трансенсивные дуплексы, образовавшиеся на ступенчатых перекрытиях близмеридиональных сдвигов на месте сдвиговых дуплексов сжатия. В такой структурной обстановке сформировались, например, Ганеевское месторождение на Буйдинском участке [Знаменский и др., 2014а], а также золоторудные объекты участка Красная жила.

В пределах участка Красная жила расположены одноименное месторождение и рудопоявление Рытовские жилы. Участок сложен эффузивами основного состава (O_3-S_1), терригенно-кремнистыми породами мансуровской толщи (D_1) и серпентинитами, прорванными дайками габбро и габбро-диоритов неизвестного возраста. В структурном отношении он представляет собой левоступенчатое перекрытие двух разломов меридионального простираия, по которым установлены ранние движения с левым и поздние – с правым знаком. С левосдвиговыми дислокациями по разломам связано формирование на ступенчатом перекрытии транспрессивного дуплекса. Его внутренние части нарушены чешуйчатыми левыми сдвиго-взбросами крутого падения, вмещающими серпентиниты и листвениты по ним. В процессе поздних правосторонних смещений дуплексная структура сжатия была трансформирована в

транстенсивный дуплекс, а чешуйчатые разломы были преобразованы в правые сдвиги. В связи с правосдвиговыми дислокациями в пластине терригенно-кремнистых пород мансуровской толщи, расположенной на юго-восточном фланге участка, образовались три системы мелких сдвиговых нарушений северо-восточного, северо-западного и близмеридионального простирания, вмещающих прожилковую золото-сульфидно-кварцевую минерализацию рудопоявления Рытовские жилы. По кинематике и ориентировке эти системы золотоносных сдвигов аппроксимируются R-сколами, R'-сколами и P-сколами сдвигами, соответственно. На месторождении Красная жила золоторудная минерализация локализована в разломе, ограничивающем тектоническую пластину, и пространственно совмещена с колчеданным оруденением халькопирит-пирротин-пиритового состава.

К структурам комбинированного типа приурочены золото-сульфидное месторождение Карагайлы, а также месторождения и рудопоявления Малокаранско-Александровской площади. Малокаранско-Александровская площадь представляет собой узел пересечения разрывных нарушений трех возрастных групп (от ранних к поздним): 1) тектонической пластины вулканогенно-осадочных пород, ограниченной зонами серпентинитового меланжа Аушкульского и Малокумачинского взбросо-надвигов юго-восточного падения; 2) системы магматических дуплексов растяжения, которые локализованы в левосторонней сдвиговой зоне близмеридионального простирания, относящейся к НВБР; 3) синрудной левосдвиговой зоны северо-западного направления, имеющей дуплексное строение [Знаменский, Знаменская, 2011]. Магматические дуплексы выполнены телами сиенит-диоритов, сиенит-порфиоров и граносиенит-порфиоров Балбукского комплекса позднепалеозойского возраста.

Главной рудоконтролирующей структурой Малокаранско-Александровской площади служит левосдвиговая зона северо-западного простирания. Ограничивающие ее Северо-Александровский и Малокаранский разломы образуют левоступенчатое перекрытие. На южном фланге ступенчатого офсета располагается дуплекс растяжения линзовидной конфигурации. Тектоническая линза нарушена эшелонированными дополнительными левыми сдвигами запад-северо-западного простирания, соответствующими по положению и кинематике R-сколам.

Сдвиговый дуплекс растяжения вмещает Малокаранское и Александровское месторождения, а также значительную часть рудопоявлений. Оруденение представлено здесь зонами метасоматитов эйситового состава, содержащими сульфидно-альбит-кварцевые штокверки. Наиболее крупный объект Малокаранско-Александровской площади – месторождение Малый Каран – залегает вблизи юго-западного угла дуплекса в зоне одноименного разлома в интервале сопряжения его с дополнительными сдвигами запад-северо-западного простирания. Рудоносный интервал отличается небольшим отклонением (на 5–10°) против часовой стрелки относительно общего простирания разломной зоны и представляет собой изгиб растяжения. Вероятно, этот изгиб являлся основным рудоподводящим каналом, так как большинство рудопоявлений Малокаранско-Александровской площади сосредоточено вокруг него.

Таким образом, ведущим рудоконтролирующим фактором при формировании в зоне НВБР золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого оруденения служили сдвиговые деформации. К числу наиболее распространенных структур, определяющих позицию месторождений и рудопоявлений золота, относятся узлы пересечения разрывов, транстенсивные дуплексы и комбинированные структуры, сочетаю-

щие в себе узлы пересечения разрывов и сдвиговые дуплексы растяжения. Результаты исследований позволили выделить в разломной зоне участки, перспективные на золотое оруденение. В структурном отношении перспективными на обнаружение золото-сульфидных руд являются интервалы Тунгатаровского разлома, сопряженные со структурным узлом, вмещающим месторождение Муртыкты. Как отмечалось выше, в окружающем этот узел геологическом пространстве в период формирования месторождения могли возникнуть области локального растяжения, благоприятные для проявления процессов минерализации. На существование на флангах месторождения тектонофизической обстановки растяжения указывают проявления золото-сульфидных руд (Интер, Евгеньевская жила). Другой потенциально рудоносной структурой является левосторонний сдвиговый дуплекс растяжения, вмещающий золото-сульфидное месторождение Карагайлы. Дуплекс, ограниченный бизмеридиональными сдвигами, нарушен вторичными разрывами северо-западного простирания. Механизм его образования сходен с экспериментальной моделью развития дуплексов «Риделя», формирующихся на прямолинейных участках сдвиговых зон при наложении на R-сколы Y-сдвигов [Woodcock, Fisher, 1986]. Перспективы поисков в зоне НВБР золото-сульфидно-кварцевого оруденения представляются весьма ограниченными.

Литература

- Горожанин В. М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // В кн.: Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 98–108.
- Геологоструктурные методы изучения эндогенных рудных месторождений / Отв. ред. Н. П. Лаверов. М.: Наука, 1982. 230 с.
- Знаменский С. Е. Структура и закономерности размещения золото-полиметаллического оруденения Ильинского рудного поля. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 80 с.
- Знаменский С. Е. Структурная эволюция Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) в позднем палеозое // Доклады академии наук. 2008. Т. 420. № 1. С. 85–88.
- Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера. 2009. № 4. С. 83–92.
- Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Рудовмещающие транстенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала // Литосфера. 2011. № 1. С. 94–105.
- Знаменский С. Е., Мичурин С. В., Знаменская Н. М. Структурный контроль и источники вещества месторождений и рудопроявлений золота Убалинской зоны на Южном Урале // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академии наук Республики Башкортостан. 2012. № 18. С. 27–32.
- Знаменский С. Е., Мичурин С. В., Веливецкая Т. А., Знаменская Н. М. Структурные условия формирования и возможные источники рудного вещества Ганеевского месторождения золота (Южный Урал) // Литосфера. 2014а. № 6. С. 118–131.
- Знаменский С. Е., Холоднов В. В., Даниленко С. А. Rb-Sr данные по околорудным метасоматитам месторождения золота Малый Каран (Южный Урал) // Геологический сборник № 11. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2014б. С. 203–206.
- Woodcock N. H., Fisher M. Strike-slip duplexes // Journal of Structural Geology. 1986. Vol. 8. № 7. P. 725–735.

А. М. Амдур¹, С. А. Федоров¹, А. Н. Матушкина², И. А. Власов²

*¹ – Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
saf13d@mail.ru*

*² – ОАО Научно-исследовательский и проектный институт обогащения
и механической обработки полезных ископаемых «Уралмеханобр»,
г. Екатеринбург*

Механизм движения дисперсных капель золота в горных породах и оксидных расплавах при нагреве

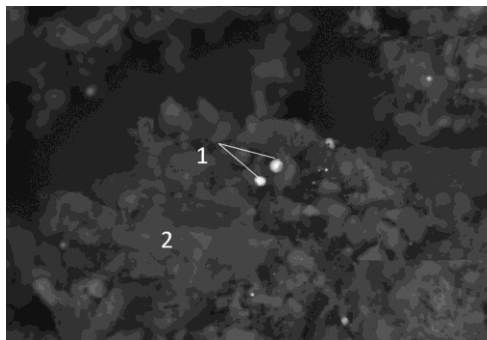
Запасы богатого легкообогатимого золотосодержащего минерального сырья практически исчерпаны. Значительную часть мировых ресурсов золота составляют так называемые упорные руды, в которых дисперсное золото в виде вкраплений находится в сульфидах и силикатах. Чтобы извлечь дисперсное золото известными способами обогащения, его частицы необходимо укрупнить. Целью работы является анализ процессов, приводящих к укрупнению дисперсного золота.

Объектом исследования стала силикатно-карбонатная золотосодержащая руда (минерализованные брекчии известняков) Воронцовского золоторудного месторождения на Среднем Урале, главными минералами которой являлись (мас. %): кальцит – 45.8, кварц – 18.5, доломит – 12.5, плагиоклаз – 9.2, мусковит – 5.9 и пирит – 3.6. В качестве второстепенных и редких минералов в руде обнаружены оксиды и гидроксиды железа (гетит, гидрогетит и гематит), суммарное содержание которых составляет 4.5 мас. %. Основным ценным компонентом в руде является золото: его содержание 3.6×10^{-4} мас. %. Руда относится к упорному типу: цианированием извлекается только около 13 % золота. По результатам предварительного фазового анализа основная часть золота находится в сростках с сульфидами: обнаружены как крупные, так и дисперсные частицы размером от долей до 10 мкм. Золото ассоциирует с пиритом, арсенопиритом, кварцем и минералами железа. Меньшая часть золота находится в свободном виде. Считается [Коробейников и др., 2012], что золото в жильных и гидротермально-метасоматических месторождениях, к которым, в частности, относится Воронцовское, образовалось путем экстракции из кислых вулканогенных расплавов в восстановительных условиях и переносилось хлоридными и гидросульфидными комплексами, входящими в состав магматогенных флюидов.

Дисперсные частицы золота можно укрупнить только в процессе нагрева. Для проведения опытов по укрупнению золота руду измельчали до крупности –0.071 мм (90 %), усредняли и прессовали в цилиндры диаметром 30 мм и толщиной ~1.5 мм. В ряде опытов для увеличения концентрации золота его добавляли в шихту в виде высокодисперсного порошка с размером частиц менее 1 мкм, при этом измельчение руды проводили до этих же размеров. В результате синтетические образцы представляли собой тела с общей пористостью не менее 30 % и размерами пор, близкими к размерам порошка; в образцах преобладала открытая пористость. Образцы в тигле помещали в предварительно нагретую до различных температур печь сопротивления. Время опыта, включая нагрев и выдержку, составляло 10 мин. Наличие и размеры частиц золота до и после нагрева контролировались с помощью оптического микроскопа Axio Image и растрового электронного микроскопа Zeiss EVO-MA 15 с приставкой X-max.

Рис. 1. Капли золота на поверхности образца после нагрева до 1100 °С.

Изображение получено на растровом электронном микроскопе в токе рассеянных электронов. 1 – капли золота; 2 – пористая матрица.



Установлено, что частицы золота, когда оно и порообразующие минералы находятся в твердом состоянии, не укрупняются. Капли золота микронного размера на поверхности образцов обнаружены с помощью растрового электронного микроскопа, когда температура среды (1100 °С) превышала температуру плавления Au (1063 °С), но при этом сохранялся пористый каркас силикатной породы (рис. 1).

Выделение золота на поверхности пористых тел можно объяснить следующим образом. Жидкость, находящаяся в порах, может двигаться под действием термокапиллярного эффекта: поскольку поверхностное натяжение золота σ_{Au} падает с ростом температуры, то в процессе нагрева, в соответствии с уравнением Лапласа $\Delta P = 2\sigma_{Au}\cos\theta/R$, где θ – угол смачивания, а R – радиус кривизны поверхности капли, возникает разность капиллярных давлений ΔP на торцах столбика жидкости в поре. Жидкости, не смачивающие поверхность пор, как золото, будут двигаться в область более высоких температур, т.е. в сторону поверхности, если источник тепла находится вне нагреваемого тела. Термокапиллярное движение возможно только в процессе нагрева капель жидкости. После выравнивания температуры по сечению капли перепад давлений на менисках $\Delta P = 0$, и она остановится.

Чтобы обосновать возможность термокапиллярного движения микронных капель золота в пористых телах, необходимо установить, существует ли разность температур на менисках капель. Экспериментально определить перепад температуры при нагреве частиц такого размера и время их полного прогрева крайне затруднительно. Поэтому нагрев таких частиц, помещенных в среду с заданными свойствами, моделировался с помощью программного пакета Matlab. Чтобы обеспечить несимметричный нагрев частицы золота, ее смещали относительно центра ячейки, моделировавшей среду. В качестве среды анализировались системы со свойствами кальцита, пористого кальцита, кварца, силикатного стекла и платины. Параболическое дифференциальное уравнение теплопроводности (нестационарный случай) с граничными условиями Дирихле решается в среде pdeTool. Рассчитывались как температуры на поверхности частиц, так и направления тепловых потоков и температурные поля в среде и частицах золота.

Установлено, что в период нагрева во всех средах присутствует градиент температуры по сечению как твердых, так и жидких микрочастиц золота. Абсолютная величина разности температур на противоположных поверхностях частиц ΔT значительно больше в средах, у которых теплоемкость и теплопроводность ближе к значениям, характерным для золота: например, в кварце максимальная величина $\Delta T = 39.8^\circ$, в кальците $\Delta T = 1.9^\circ$.

Рассчитанное время полного прогрева частицы золота до внешней температуры увеличивается с ростом теплоемкости и уменьшением температуропроводности

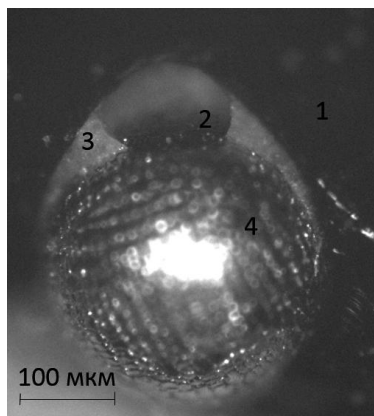


Рис. 2. Флотация каплей золота пузырьками газа в оксидном расплаве при нагреве до 1300 °С.

1 – оксидный расплав, 2 – пузырек газа, 3 – оксидный расплав, 4 – капля золота. Изображение получено на оптическом микроскопе.

среды. В пористом кальците из-за низких значений теплопроводности оно максимально и составляет 2.1 с в интервале температур 0–1000 °С. Нагрев микронной капли золота от 1100 до 1300 °С в этой же среде происходит за 2 с, а максимальный перепад температуры на противоположных поверхностях капли составляет около 1°.

Таким образом, во время нагрева микронных капель золота, находящихся в порах, существует разность температур на противоположных поверхностях капель ΔT . Даже при относительно небольшой величине ΔT (1°) силы поверхностного натяжения больше силы тяжести, и капли золота радиусом менее 10^{-5} м будут двигаться к поверхности твердого тела при нагреве внешним источником под влиянием термокапиллярного эффекта. Для более крупных капель сила тяжести больше капиллярных сил. Оценка скорости движения капель золота в капилляре по уравнению, приведенному в работе [Амдур и др., 1991], показывает, что она определяется, в основном, перепадом температур на менисках, а не их размерами. При $\Delta T = 1^\circ$ скорость движения капли будет заметной и имеет порядок 10^{-3} м/с. Поскольку $\sigma_{Au} = f(T)$ немонотонно убывает с ростом T , капли золота, расположенные дальше от поверхности, будут двигаться быстрее находящихся в поверхностных слоях и могут их догнать. Однако вероятность соприкосновения капель и последующая коагуляция при низком содержании золота в руде мала из-за значительных расстояний между частицами золота (2.1 мм при гипотетически равномерном распределении частиц радиусом 1 мкм по объему и содержанию 3 г/т). Это подтверждается опытами (см. рис. 1): капли золота, выделившиеся на поверхности образцов, имели размеры исходных частиц, т.е. они не укрупнились.

При температурах, превышающих температуру плавления золота и вмещающей породы (1300 °С) и выдержке в течение 10 мин., распределение золота резко меняется. На поверхности образующегося оксидного расплава наблюдались шарообразные выделения металла размером от 1 до 50 мкм, которых не было в пробе исходной руды. В расплаве концентрация золота была минимальной. Поскольку золото практически не вступает в химические реакции с веществами иной природы, взаимодействие его атомов с ионами оксидного расплава будет небольшим, адгезия мала и угол смачивания θ значительно больше 90°. Поэтому с точки зрения уменьшения свободной энергии системы, капле золота выгодно меньше контактировать с оксидным расплавом и больше – с газом, что и реализуется при выделении капель золота на поверхности расплава. Механизм этого процесса – флотация капелек золота пузырьками газов, в нашем случае CO_2 и SO_3 (продуктами разложения карбонатов и сульфидов, содержащихся в руде) (рис. 2). Расчет показал, что условие флотации: $2\pi R\sigma_p \cos \theta > 4/3\pi R^3 g(\rho_{Au} - \rho_p)$, где ρ_{Au} и ρ_p – плотности золота и расплава, выполняется для капель золота радиусом $R = 1\text{--}100$ мкм. В процессе флотации идет коагуляция капелек золота, т.к. их размеры на поверхности образцов значительно превышали исходные.

Таким образом, в процессе нагрева внешним источником дисперсные капли золота движутся к поверхности руды по порам под действием термокапиллярного давления. После расплавления вмещающей породы они флотируются пузырьками газов. В процессе флотации идет коагуляция. В результате происходит концентрирование золота на поверхности образующегося оксидного расплава и укрупнение частиц до размеров, позволяющих извлекать золото гравитационными методами.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 16-08-0076.

Литература

Амдур А. М., Ватолин Н. А. Кинетика вытекания металлических капель из пористого тела // Расплавы. 1991. № 5. С. 105–107.

Коробейников А. Ф., Гусев А. И., Красова А. С. Восстановленные интрузивно-гидротермально-метасоматические золоторудные системы // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1.

А. В. Вишневский¹, Е. В. Белогуб²

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
st011798@student.spbu.ru

² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Геохимические особенности поведения селена в приповерхностных условиях (на примере Юбилейного месторождения золота в бурых железняках, Южный Урал)

В связи с биологической ролью селена в последние годы значительно возрос интерес к выявлению особенностей его поведения в окружающей среде. Источники его поступления в биосферу могут быть природного (зоны окисления рудных месторождений, вулканические газы, осадочные горные породы, содержащие селениды) и техногенного (хвосты и отвалы рудодобывающих предприятий, отходы промышленного производства и эксплуатации атомных электростанций) происхождения. Поэтому проблема поведения селена в приповерхностной обстановке исключительно важна.

На Урале основные концентрации селена связаны с колчеданными месторождениями, где он находится, в основном, в виде примеси в рудообразующих сульфидах, преимущественно – в халькопирите, в то время как собственные минералы селена редки [Масленников и др., 2014]. Тем не менее, в нижней части зоны окисления ряда колчеданных месторождений Южного Урала описаны гипергенные селениды Pb, Hg, Ag, Fe [Belogub et al., 2008]. Также селениды обнаружены в породах железной шляпы Амурского стратиформного месторождения цинка [Блинов, 2015]. Находки селенидов в нетипичной для них окислительной обстановке верхней части зоны окисления и послужили толчком для постановки работы, целью которой является установление закономерностей поведения селена в окисленных рудах Юбилейного медноколчеданного месторождения на Южном Урале. *Задачи* включали оценку содержания селена в породах методом РФА (портативный анализатор Inнов-X Омега, предел обнаружения Se около 5 г/т), оптико-микроскопический и электронно-микроскопический (сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N, аналитики

Н. С. Власенко и В. В. Шиловских) анализ базовых образцов, в которых предварительно были диагностированы селениды, и расчет диаграмм в координатах Eh-pH в системах с M-Se-H₂O и M-S-H₂O (M = Hg, Pb, Ag) для оценки устойчивости селенидов в окислительной обстановке при помощи программного комплекса Geochemist's Workbench (GMB 7.0). В работе использованы пробы и образцы, отобранные в карьере месторождения в 2003–2004 гг. К. А. Новоселовым и Е. В. Белогуб (ИМин УрО РАН).

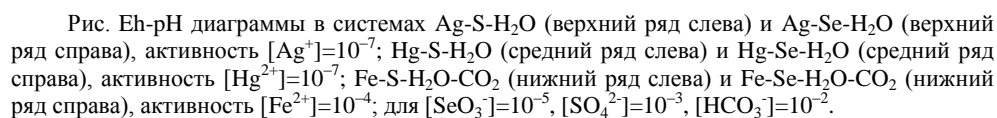
Юбилейное месторождение находится в 100 км к югу от г. Сибай (Башкортостан). С погребенной зоной окисления колчеданных руд связано Юбилейное месторождение золота в бурых железняках, которое было разведано в 1992–1994 гг. ЮВГРЭ [Татарко и др., 1996ф]. К настоящему времени окисленные руды отработаны. При разведке золотоносных пород месторождения в полуокисленных рудах был диагностирован науманнит в ассоциации с реликтовым халькопиритом [Татарко и др., 1996ф]. Химический состав золотоносных пород месторождения характеризуется повышенными концентрациями селена, которые особенно высоки в сульфидно-кварцевых сыпучках с вторичными сульфидами меди (до 126 г/т) [Белогуб, 2009ф].

Месторождение является классическим примером колчеданных объектов уральского типа. Основное его отличие от большинства уральских объектов – наличие мощного чехла перекрывающих мезозойско-кайнозойских осадочных пород. Первичные медноколчеданные руды локализованы в базальтах, андезибазальтах, андезитах, дацитах, риолитах и вулканогенно-обломочных породах. Рудные тела расположены в синвулканической депрессии и залегают согласно с вмещающими породами [Медноколчеданные..., 1988].

В геологическом строении мезо-кайнозойского чехла участвуют (снизу-вверх) отложения триасового, среднеюрского и неоген-четвертичного возраста. Золотоносная зона окисления сформировалась в триасе [Татарко и др., 1996ф] и представлена плотными и охристыми бурыми железняками, образованными по массивным колчеданным рудам, и глиноподобными продуктами окисления сульфидсодержащих околорудных метасоматитов, которые могут быть сопоставлены с образованиями «железной шляпы». В подошве перекрывающих углесодержащих морских осадков залегает слой базальных конгломератов с продуктами размыва зоны окисления. Между первичными рудами и бурыми железняками залегают кварц-пиритовые сыпучки, неравномерно обогащенные вторичными сульфидами меди (зоны выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения по С. С. Смирнову), которые постепенно сменяются первичными рудами [Новоселов и др., 2005].

Методами электронной микроскопии и микрозондового анализа в базовых образцах были обнаружены собственные минеральные фазы селена – науманнит (Ag₂Se), тиманнит (HgSe) и клаусталит (PbSe) [Блинов и др., 2016]. Селениды обнаружены в виде очень мелких зерен, которые ассоциируют с вторичными сульфидами меди в зоне вторичного сульфидного обогащения, а также с гетитом в породах железной шляпы.

Нами были рассчитаны Eh-pH диаграммы в системах с M-Se-H₂O и M-S-H₂O. Расчетам предшествовало расширение термодинамической базы данных – внесение в нее дополнительного химического элемента (Hg) и содержащих его твердых фаз и частиц в растворе. Термодинамические характеристики для Se, Pb и Fe (в форме логарифмов констант равновесия реакций диссоциации частиц в растворе и реакций растворения твердых фаз) были взяты из работы [Кривовичев и др., 2010], а для Hg и Ag – рассчитаны нами из данных справочника [Olin et al., 2005]. Диаграммы рассчитаны для 25 °C и давления 1 бар. В качестве примера представлены диаграммы Ag-Se-H₂O и Ag-S-H₂O, Hg-Se-H₂O и Hg-S-H₂O, Fe-Se-H₂O-CO₂ и Fe-S-H₂O-CO₂ (рис.).



163

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта СПбГУ (проект 3.38.286.2015) с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель». Авторы благодарны М. В. Чарыковой за консультации и К. А. Новоселову за предоставленные образцы.

Литература

- Белогуб Е. В. Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала / Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009ф.
- Блинов И. А., Белогуб Е. В., Новоселов К. А. Гипергенные самородные металлы, интерметаллиды, сульфиды и селениды в бурых железняках Юбилейного медноколчеданного месторождения, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 106–109 (настоящий сборник).
- Блинов И. А. Самородные металлы, селениды, галогениды и ассоциирующие минералы из бурых железняков Амурского и Верхне-Аршинского месторождений (Южный Урал) // Литосфера. 2015. № 1. С. 65–74.
- Кривовичев В. Г., Чарыкова М. В., Яковенко О. С., Денмайер В. Термодинамика арсенатов, селенитов и сульфатов в зоне окисления сульфидных руд. IV. Диаграммы Eh–pH для систем Me–Se–H₂O (Me=Co, Ni, Fe, Cu, Zn, Pb) при 25 °C // Записки РМО. 2010. Т. 139. № 4. С. 1–15.
- Масленников В. В., Аюпова Н. Р., Масленникова С. П., Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю., Сафина Н. П., Белогуб Е. В., Ларж Р. Р., Данюшевский Л. В., Целуйко А. С., Гладков А. Г., Крайнев Ю. Д. Токсичные элементы в колчеданообразующих системах. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2014. 339 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / Прокин В. А., Буслаев Ф. П., Исмагилов М. И. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 242 с.
- Новоселов К. А., Белогуб Е. В., Садыков С. А. Золотоносная зона гипергенеза Юбилейного месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2005. Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах. Миасс: УрО РАН, 2005. Т. I. С. 198–203.
- Татарко Н. И. и др. Залежи бурых железняков Юбилейного месторождения. Отчет о предварительной разведке с подсчетом запасов на 01.12.1996. 1996, фонды ЮВГРЭ.
- Belogub E. V., Novoselov K. A., Yakovleva V. A., Spiro B. Supergene sulphides and related minerals in the supergene profiles of VHMS deposits from the South Urals // Ore Geology Reviews. 2008. Vol. 33. Is. 3–4. P. 239–254.
- Olin A., Nolang B., Osadchii E. G., Ohman L.-O., Rosen E. Chemical thermodynamics of selenium. Amsterdam: Elsevier, 2005. 851 p.

М. В. Заботина

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
mary_7-88@mail.ru*

Минералогия и условия образования Ганеевского месторождения золота (Учалинский рудный район, Южный Урал) (научный руководитель Е. В. Белогуб)

Основные золоторудные месторождения на Южном Урале сосредоточены в зоне Главного Уральского разлома, Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазонах. Они имеют различную формационную принадлежность, а часть из них можно отнести к орогенным. Учалинский золоторудный район Башкирии принадлежит к

Магнитогорской структурной зоне. Здесь наряду с колчеданным и родственным ему золото-сульфидным оруденением, локализованным преимущественно в карамалыташской вулканогенно-осадочной толще среднего девона ($D_2zv\ kr$), также развиты золото-кварцевые проявления в тектонических зонах [Серавкин и др., 2001; Знаменский и др., 2014]. Последние приурочены к метасоматитам березит-лиственитовой формации при отсутствии кислых магматических интрузий в непосредственной близости к ним. Источник золота на таких объектах является предметом дискуссии.

В настоящее время существует две основные гипотезы происхождения золота в орогенных месторождениях: 1) золото и сопутствующие металлы извлекаются гидротермальными растворами из окружающих пород [Dube, Gosselin, 2007] и 2) источником золота является магматический флюид, отделяющийся от кристаллизующегося очага [Williams-Jones, Heinrich, 2005]. Существует мнение, что для образования месторождений с промышленными содержаниями золота необходимы его «предконцентрации», которые могут быть связаны с колчеданоносными вулканогенно-осадочными толщами. При воздействии магматического источника вещества и гидротермальной переработке сульфидсодержащих толщ золото переходит в раствор и переотлагается, что приводит к формированию месторождений при коллизии. Такая модель рассматривается для зеленокаменных поясов (месторождения Канады, Австралии, Зимбабве и др.) [Goldfarb et al., 2001].

В Западно-Буйдинской рудной зоне (Учалинский район) распространены месторождения золоторудной ливенитовой формации (Ганеевское, Октябрьское, Старо-Тимофеевское и др.), которые залегают в зоне тектонического сочленения поляковской ($S_1\ pl$), карамалыташской ($D_2\ zv\ kr$) и улутауской ($D_2zv - D_3f\ ul$) вулканогенно-осадочных толщ [Серавкин и др., 2001]. Целью настоящей работы стало установление последовательности и условий минералообразования Ганеевского месторождения.

Месторождение находится в северной части Магнитогорской мегазоны Южного Урала в 9 км ЮВ от г. Учалы. В 2010–2012 гг. оно отрабатывалось открытым способом ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания». Месторождение локализовано в зоне регионального субмеридионального крутопадающего Карагайлинского разлома в полосе метасоматитов березит-лиственитовой формации. Его структурная позиция определяется сдвиговым дуплексом растяжения [Знаменский и др., 2014]. Вмещающими породами на месторождении являются метабазалты и участками карбонатизированные кварц-хлоритовые сланцы, образованные по вулканогенно-обломочным породам с маломощными тектоническими линзами оталькованных серпентинитов. С. Е. Знаменским и др. [2014] в пределах месторождения описана тектоническая пластина габбро и дайки субщелочных габброидов.

Рудная зона представлена пиритсодержащими серицит-кварц-карбонат-альбитовыми (березиты) и фуксит-кварц-карбонатными (листвениты) метасоматитами и кварцевыми жилами. Породы сильно деформированы и характеризуются широко развитыми структурами будинажа. Особо следует отметить отсутствие гранитоидов в строении месторождения. Месторождение перекрыто элювиально-делювиальными отложениями мощностью до 20 м.

Золото в рудной зоне распределено неравномерно. Рудные тела линзовидной и жиллообразной формы мощностью 1.5–2.0 м (в раздувах 3–6.5 м) и протяженностью 50–225 м выделяются по результатам опробования. Золотоносными породами являются апогипербазитовые ливениты ($Au\ 1-10\ г/т$), альбитсодержащие березиты

по вулканогенно-обломочным породам основного состава (Au 8–18 г/т) и кварцевые жилы (Au 1–3 г/т).

Метасоматические изменения связаны со значительным привнесом углекислоты, натрия и калия (при лиственитизации), перераспределением магния между ультрабазитами и породами основного состава, выносом и переотложением кремнезема в виде кварцевых жил в зонах растяжения [Заботина и др., 2014]. Поведение основных элементов при метасоматозе отразилось в минеральном составе золотоносных метасоматитов. В составе лиственитов это проявляется в наличии фуксита и альбита наряду с кварцем, магнезиальными и железистыми карбонатами, что подтверждает предположение об образовании лиственитов по ультраосновным породам. В минеральном составе березитоподобных метасоматитов альбит преобладает над кварцем и карбонатами (что нетипично для березитов, сформированных по гранитоидам [Жариков и др., 1998]) и присутствует слюда (серицит, реже, парагонит). Минеральный и химический состав метасоматитов, в том числе низкие содержания кремнезема, указывают на то, что они образовались по базальтоидам.

Руды на Ганеевском месторождении вкрапленные малосульфидные. Основные рудные минералы – пирит и продукты его окисления. Среди второстепенных и редких встречаются халькопирит, галенит, пирротин, сфалерит, блеклые руды, самородное золото. Характерно широкое распространение рутила, магнетита, гематита. Листвениты и кварцевые жилы содержат минералы никеля. Типоморфный минерал березитов – халькопирит; его присутствие согласуется с повышенными содержаниями меди в породах. В кварцевой жиле проявлена специфическая ассоциация: галенит, халькопирит, теннантит, айкинит, минералы Ni (миллерит, полидимит), теллуриды Ag и Au (гессит, петцит) и самородное золото. Такой набор минералов свойственен поздним ассоциациям. Руды окислены: среди вторичных минералов обычны гетит, халькозин, ковеллин. Нерудные минералы представлены кварцем, альбитом, карбонатами (магнезит и Fe-доломит) и слюдой (фуксит в лиственитах, серицит в березитах).

Минералы благородных металлов на Ганеевском месторождении установлены в лиственитах, березитах, кварцевых жилах и карбонат-кварц-хлоритовых метасоматитах по вулканогенно-обломочным породам в рудной зоне и представлены самородным золотом и теллуридами серебра и золота. Золото преимущественно мелкое, приурочено к пириту и гетиту в лиственитах и березитах и связано с галенитом, айкинитом, гесситом и петцитом в кварцевых жилах. Золото высокопробное, вариации пробности незначительны, есть тенденция снижения пробности золота в парагенезисе с сульфидами полиметаллов и теллуридами серебра. Гессит и петцит образуют сростки и включения в галените и айкините, часто содержат включения золота.

Полученные *PT*-параметры минералообразования и состав флюидов соответствуют области, характерной для орогенных месторождений. Формирование золотоносных метасоматитов происходило под воздействием углекислотно-хлоридно-натриевых растворов при температуре 205–385 °С и давлении 0.6–1.3 кбар, значения которых ниже, чем на крупных месторождениях, локализованных в Восточно-Уральской зоне в пределах «Главной гранитной оси Урала» [Сазонов и др., 1999; Бортников, 2006]. Узкий интервал значений $\delta^{18}\text{O}$ (+12.0...+12.7 ‰) в кварце из лиственитов, березитов и золотоносных кварцевых жил, изотопный состав кислорода в альбите (+10.1 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$) из березитов и изотопный состав кислорода равновесного флюида (+6.69...+6.59 ‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$), рассчитанный по [по Clayton et al., 1972], соответствует единому магматическому источнику. Однако из-за значительного

перекрытия значений изотопного состава кислорода в магматогенных и метаморфогенных флюидах [Sheppard, 1986; Hoefs, 2009] источник может быть не только магматический.

Таким образом, Ганеевское месторождение золота, локализованное в тектонической структуре регионального масштаба в Магнитогорской зоне, относится к типичным для Южного Урала представителям орогенного класса месторождений. Вмещающие его толщи представлены метаморфизованными в зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочными породами с включениями синвулканических габброидов (?) и телами серпентинитов. В строении месторождения гранитоидные породы отсутствуют. Околорудные изменения связаны с процессами углекислотного натриевого метасоматоза и проявлены в альбитизации, окварцевании, серицитизации и карбонатизации. Изменениям подверглись гипербазиты и вулканогенно-осадочные породы основного состава. Продуктивными на золото являются метасоматически измененные породы и кварцевые жилы. В минеральном составе руд преобладает пирит, второстепенный халькопирит, присутствуют галенит, сфалерит, полидимит, миллерит, встречаются айкинит, теллуриды серебра (гессит), серебра и золота (петцит). Золото преимущественно мелкое, высокопробное, наблюдается снижение пробности в парагенезисе с сульфидами полиметаллов и теллуридами серебра в кварцевых жилах. Термобарогеохимические исследования, данные изотопного состава кислорода в кварце и альбите указывают на формирование золотоносных метасоматитов под воздействием углекислотно-хлоридно-натриевых растворов при температуре 205–385 °С и давлении 0.6–1.3 кбар и вовлечение в процесс рудообразования вмещающих пород.

Работы поддержаны проектом Президиума УрО РАН (№ 15-11-5-23).

Литература

- Бортников Н. С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Заботина М. В., Белозуб Е. В., Новоселов К. А., Паленова Е. Е., Мартешева А. В., Блинов И. А. Минералогия руд и особенности вмещающих пород Ганеевского месторождения золоторудной листовитовой формации (Учалинский район, Республика Башкортостан) // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2014. № 3 (46). С. 16–28.
- Знаменский С. Е., Мичурин С. В., Веливецкая Т. А., Знаменская Н. М. Структурные условия формирования и возможные источники рудного вещества Ганеевского месторождения золота (Южный Урал) // Литосфера. 2014. № 6. С. 118–131.
- Жариков В. А., Русинов В. Л., Маракушев А. А. и др. Метасоматизм и метасоматические породы Москва: Научный мир, 1998. 490 с.
- Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 1999. 622 с.
- Серавкин И. Б., Знаменский С. Е., Косарев А. М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
- Clayton R. N., O'Neil J. R., Mayeda T. Oxygen isotope exchange between quartz and water // Journal of Geophysical Research. 1972. Vol. 77. P. 3057–3067.
- Dube B., Gosselin P. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits // in: Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. No. 5. P. 49–73.

Goldfarb R. J., Groves D. I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // Ore Geology Reviews. 2001. 18. P. 1–75.

Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin, Springer, 2009. 285 p.

Sheppard S. M. F. Characterization and isotopic variations in natural waters // in: Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 1986. 16. P. 165–183.

Williams-Jones A. E., Heinrich C. A. Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits // Economic Geology. 2005. Vol. 100. Is. 7. P. 1287–1312.

А. В. Сначев

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
SAVant@rambler.ru*

Состав и возможные коренные источники золота россыпи Кучанова (Южный Урал)

Россыпь Кучанова расположена в долине р. Укшук Левый (левый приток р. Белая) в месте слияния его с р. Укшук Правый, в 10 км к северо-востоку от г. Белорецк. Речные водотоки дренируют крупную площадь, сложенную метаосадочными породами курташской (R_3jl) и мазаринской свит (R_3mz), а также магматическими породами мазаринского интрузивного комплекса (vR_3vm , $1\gamma R_3b$).

Курташская свита (R_3jl) имеет трехчленное строение [Козлов, 1982]. В составе нижней подсвиты преобладают кварциты с хорошо выраженной плитчатой отдельностью, меньше распространены слюдистые кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы. Средняя подсвита отличается более разнообразным набором пород, главными из которых являются мусковит-кварцевые и мусковит-хлорит-кварцевые сланцы с тонкой ритмичной слоистостью отложений. Отложения верхней подсвиты представлены сланцами кварц-хлорит-слюдистого состава с маломощными прослоями кварцитов и кварцито-песчаников. Возраст свиты принят условно, ее общая мощность составляет 1400–2700 м.

Мазаринская свита (R_3mz) сложена зеленоватыми слюдисто-хлорит-кварцевыми сланцами, сочетающимися с грубообломочными гравийно-конгломератовыми породами с многократно повторяющимся ритмичным чередованием слоев гравелистов, мелкогалечных гравийных и валунных конгломератов с постепенными переходами. Породы мазаринской свиты залегают на подстилающих отложениях с глубоким размывом и угловым несогласием, их максимальная мощность достигает 880 м [Козлов, 1982].

В 1860–1870 гг. россыпь интенсивно разрабатывалась старателями шурфами. Сведения о добытом в то время золоте не сохранились [Казаков, Салихов, 2006]. В 1948 г. ниже этого участка по долине р. Укшук пройдено восемь линий шурфов глубиной 2–9 м. В восьми шурфах обнаружены знаки золота [Конюхов, 1948ф]. По данным геолого-съемочных и поисковых работ [Ротару, Ротару, 1984ф] бассейн р. Укшук приурочен к северной части Верхнебельской впадины, выполненной неоген-верхнеолигоценовыми отложениями. При промывке старых отвалов в шлихах встречались знаки золота, содержания достигали 0.460 г/м^3 [Радченко, 1991ф].

В 1991–1993 гг. в северо-восточной части россыпи были проведены детальные поиски с помощью бурения скважинами по сети (400–1600)×(20–80) м [Лучинин и др., 1994ф]. Было установлено, что продуктивные осадки верхнего олигоцена составляют основание разрезов высоких цокольных террас или выполняют эрозионные врезы в породах рифейского структурного этажа. Представлены они гравийно-галечным материалом с переменным количеством песка, глины и валунов. Состав обломков кварцевый и кварцитовидный. Мощность осадков существенно варьирует в зависимости от выработанности речной долины: в ее нижней наиболее широкой части (ширина более 2.0 км) мощность рыхлых отложений достигает 20–30 м, тогда как в верховьях, где долина резко сужается (до 0.3–0.4 км), мощность аллювиальных отложений уменьшается до 1–3 м. В составе тонкой фракции олигоценовых отложений типоморфными минералами являются ильменит, рутил и циркон, почти всегда в небольших количествах присутствуют монацит, магнетит, хромит, брукит, т.е. в составе питающей провинции несомненно участвовали продукты разрушения базит-ультрабазитового и кислого материала. Выше по разрезу залегают неогеновые (миоценовые) отложения, представленные делювиально-пролювиальным и аллювиально-пролювиальным песчано-глинистым и песчано-галечным пестроцветным материалом мощностью до 10–15 м.

В ходе выполнения темы «Прогнозная оценка северной части Уралтауского антиклинория на цветные металлы и другие полезные ископаемые» (1998–2001 гг.) было проведено шлиховое опробование старых отвалов и четвертичных аллювиально-делювиальных отложений в контуре бывшей россыпи. Опробование показало наличие весовых знаков золота почти в каждой пробе [Рыкус и др., 2002]. Согласно классификации гранулометрического состава россыпей, золотины относятся к I классу (мелкому золоту диаметром менее 1.0 мм), а по степени окатанности – к IV типу (плохо окатанному золоту), который характерен для начальной стадии аллювиального россыпеобразования [Шило, 2000]. В золотине № 5 (рис.) четко видна призматическая головка вроска кристалла кварца, что также говорит о слабой ее «зрелости» и незначительном переносе от коренного источника.

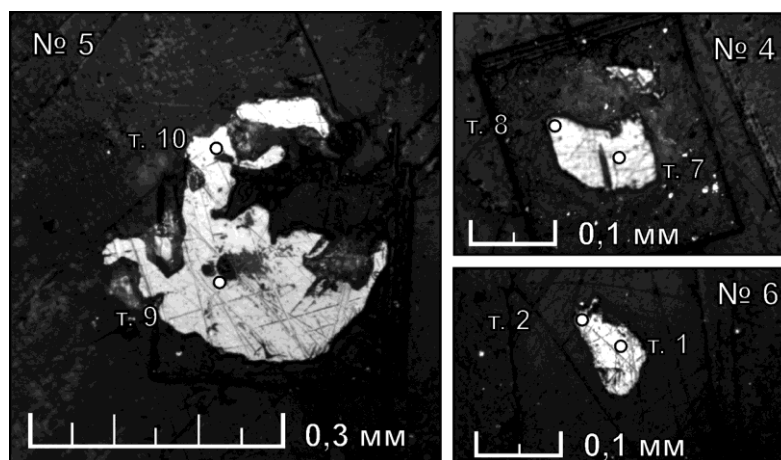


Рис. Морфология полированных срезов золотины из россыпей Кучанова и Правый Укшук.

Золото встречается по всему разрезу речных отложений, начиная от кор выветривания по породам фундамента и вплоть до современных четвертичных осадков. Его распределение в продольном разрезе профиля палеодолины крайне неравномерно. Промышленные концентрации, сосредоточенные в приплотиковой части, прослежены на протяжении около 3 км при ширине контура от 20 до 70 м и средней мощности продуктивного горизонта 6.1 м. Плотик представлен слюдисто-полевошпат-кварцевыми, графито-кварцевыми, мусковито-хлорито-кварцевыми сланцами и глинисто-дресвяными корами по ним. Содержания золота по отдельным интервалам достигают 2355–5033 мг/м³, но чаще составляют 11–911 мг/м³. По данным поисковых работ подсчитаны прогнозные ресурсы по категории Р₁ – 796 тыс. м³ горной массы и 144 кг золота при среднем содержании 180 мг/м³ [Казаков, Салихов, 2006].

Для изучения химического состава золотины были запаяны эпоксидной смолой в шашки и пришлифованы. Анализ выполнен в лаборатории физических методов исследования минералов МГУ на микрозонде CAMEBAX SX50 фирмы CAMECA с применением эталонов (аналитик И. А. Брызгалов) (табл.). Точность метода исследования в пределах ± 0.01 мас. %, условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 30 нА.

Т а б л и ц а

Химический состав золотины из россыпей р. Укшук (мас. %)

№ шашки	№ анализа	Au	Ag	Os	Ir	As	Se	Bi	Cr	Ni	Cu	Sn	Sb	Te	Hg	Сумма
4	7	95.45	5.71	0.07	0.20	0.12		0.08	0.05						0.08	101.74
	8	94.97	5.75	0.18	0.28	0.07	0.14	0.18	0.01	0.01	0.05					101.66
5	9	91.04	9.10	0.05			0.02		0.00	0.01	0.07	0.03	0.03		0.28	100.63
	10	91.03	9.27		0.04	0.01	0.04	0.19	0.01	0.01	0.06			0.01	0.20	100.86
6	1	77.66	22.49		0.09								0.01	0.00		100.26
	2	77.26	23.22				0.11	0.18		0.01	0.03	0.01		0.04	0.10	100.95

П р и м е ч а н и е . Пустая ячейка – содержание элемента ниже порога чувствительности прибора. № 4 – р. Правый Укшук, № 5, 6 – р. Левый Укшук, россыпь Кучанова. В анализе № 8 отмечено содержание Co и Pt 0.02 и 0.01 мас. %, соответственно.

Анализы показали, что две золотины обладают высокой пробностью (910–950 ‰) и содержат 5.7–9.3 мас. % Ag. Третья золотины является сплавом золота и серебра. Также в них отмечены незначительные примеси висмута (до 0.19 мас. %), осмия и иридия (до 0.21 мас. %), которые имеют положительную корреляцию с содержаниями золота. Подобная химическая «чистота» обычно свойственна самородному золоту большинства месторождений золото-кварцевой формации Урала [Сазонов и др., 1993].

Коренными породами для россыпного золота предыдущими исследователями считались многочисленные кварцевые жилы, обнажающиеся в бортах р. Укшук Левый. Большинство жил состоит из молочно-белого до серовато-белого кварца крупнозернистого строения и относится к согласным межпластовым телам, локализованным преимущественно в зонах проявления сложной мелкой складчатости и интен-

сивного рассланцевания пород. В процессе поисково-съемочных работ [Козлов и др., 1969ф] было опробовано большое количество кварцевых жил, интрузивных пород и вмещающих сланцев, дренируемых водотоками рр. Правый и Левый Укшук. Пробирный анализ проб коренных пород на золото дал отрицательные результаты. Что касается конгломератов, которые широко представлены среди мазаринских отложений, то штучное опробование цемента и галечного материала показало их слабую золотоносность. В подавляющем большинстве случаев золото в них содержится в количестве не более 0.04 г/т [Рыкус и др., 2002].

На южном окончании Барангуловского гранитного массива также встречаются прожилки и жилы молочно-белого кварца мощностью от 3–4 до 15 см. Они залегают среди грейзенизированных (мусковит-кварцевых) гранитов и часто содержат крупные (до 1 см) рассеянные кристаллы окисленного пирита. Штучное опробование таких жил показало присутствие в них золота в количестве 0.19 г/т, а серебра – 1.6 г/т.

В метавулканитах мазаринского комплекса, обнажающихся чуть севернее, нами обнаружены зоны пиритизации. Метавулканиды сильно трещиноваты и хлоритизированы, содержат тонкую сеть кварцевых прожилков. Пирит образует рассеянную вкрапленность кубических кристаллов размером 3–5 мм, иногда наблюдаются его сплошные обособления в виде коротких тонких прожилков. Зоны образуют прерывистую полосу субмеридионального простирания почти на 300 м при ширине от 40 см до 1.2 м. Содержания золота в пиритизированных метавулканитах составляют 0.24 и 0.27 г/т, серебра – 0.84 и 1.4 г/т.

Таким образом, на данной стадии изученности рассматриваемой территории вопрос об источнике золота для россыпи до сих пор остается открытым, хотя таковым вполне могли стать кварцевые жилы, расположенные среди альбитизированных и грейзенизированных гранитоидов в их обрамлении, а также сульфидизированные и окварцованные метавулканиды, а возможно и конгломераты мазаринского комплекса.

Литература

- Казаков П. В., Салихов Д. Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Ч. 2. Уфа: Гилем, 2006. 288 с.
- Козлов В. И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука. 1982. 128 с.
- Козлов В. И., Краев Ю. П., Богатырева Г. И., Гуляев Ю. А., Улимаев Р. Ф., Астахов А. В. Геологическое строение Тирлянского района на Южном Урале. Планшеты: N-40-70-А, N-40-70-Б, N-40-70-В, N-40-58-Г (вост. пол.). Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000 Тирлянской партии за 1964–1968 гг. Уфа, 1969ф. 420 с.
- Конюхов З. А. Итоги по геологоразведочным работам за 1947 г. по тресту «Башзолото». Уфа. 1948ф. 48 с.
- Лучинин И. Л., Долбилин С. И., Шмелев Ю. С. Отчет о детальных поисках бурением, проведенных в северо-восточной части Укшукской россыпи золота в 1993 г. Екатеринбург, 1994ф. 40 с.
- Радченко В. В. Проект на проведение тематических работ по объекту 90-3 «Прогнозная оценка северной части Уралтауского антиклинория на цветные и другие полезные ископаемые». Уфа, 1991ф. 54 с.
- Ротару З. М., Ротару А. Ф. Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:50 000 Тирляно-Белорецкой зоны (планшеты: N-40-80-Б-б, N-40-80-Б-г; N-40-80-В-б, N-40-80-В-г; N-40-80-Г-а, N-40-80-Г-б, N-40-80-Г-в; N-40-81-А; N-40-81-Б-а, N-40-81-Б-в) за 1978–1984 годы. Уфа: БГПО, 1984ф. 1055 с.
- Рыкус М. В., Сначев В. И., Насибуллин Р. А., Рыкус Н. Г., Савельев Д. Е. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: БГУ, 2002. 268 с.

Сазонов В. Н., Григорьев Н. А., Мурзин В. В. и др. Золото Урала. Коренные месторождения. Екатеринбург: УИФ, Наука, 1993. 210 с.

Шило Н. А. Учение о россыпях. Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.

О. Б. Азовскова¹, А. А. Малюгин², М. Ю. Ровнушкин¹

¹ – *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*
oazovskova@yandex.ru

² – *Уральский горно-геологический университет, г. Екатеринбург*

Самородное золото из рудоносного карста Гумешевского месторождения, Средний Урал

Широко известное по сказам П. П. Бажова Гумешевское месторождение является одним из старейших рудников на территории России – его история насчитывает более 3.5 тысячелетий [Полевской..., 1998; Азовскова и др., 2013]. Примечательно, что коренные сульфидные руды добывались здесь относительно недолго – с 1958 по 1995 гг., в остальное время объектом отработки являлись «окисленные руды». В настоящее время на месторождении методом подземного выщелачивания отрабатываются так называемые «медистые глины» (0.4 до 4.0 % Cu) в зоне заполненного мезозойского карста.

В региональном плане месторождение приурочено к зоне Серовско-Маукского глубинного разлома. Оно расположено в аллохтонной части сдвига-надвига, на контакте небольшого Гумешевского кварц-диоритового массива сложной конфигурации и блока ниже-среднедевонских мраморов. Согласно современным представлениям, месторождение относится к скарново-медно-порфировому типу и соответствует «диоритовой модели» [Грабежев, 2001; Грабежев и др., 2010]. Одной из его особенностей является обширная зона глубокого заполненного мезозойского карста. Формирование карстовой зоны и ее рудоносность связаны с субсинхронным проявлением низкотемпературных рудно-метасоматических процессов (аргиллизация, джаспероидизация) и химического выветривания [Савельева и др., 1997; Грязнов и др., 2007; Баранников и др., 2011].

Золотоносность «медистых глин» в промышленно-значимых пределах была установлена в 1994 г. работами Уральской геолого-поисковой партии ОАО «УГСЭ» и Полевской ГРП. Дальнейшие исследования показали связь благороднометалльной минерализации с низкотемпературным метасоматозом аргиллизитовой формации, что позволяет рассматривать выявленное золотое оруденение в ранге самостоятельного гипогенно-гипергенного геолого-промышленного типа [Савельева и др., 1997; Баранников и др., 2011; Азовскова и др., 2013].

Повышенные содержания золота по данным атомно-абсорбционного и пробирного анализов связаны, как правило, с участками интенсивного развития сульфидной (преимущественно, пиритовой) минерализации. Доля свободного золота, в среднем, составляет до 10–15 %. Самородное золото относится к мелким и тонким классам крупности и характеризуется слабой изменчивостью гранулометрического состава. Во всех интервалах глубин (от 4 до 120 м и более) преобладает золото круп-

ностью +0.05–0.1 мм, составляющее от 42 до 64 %. Тонкое золото (–0.05 мм) составляет от 4 до 35 %, причем общее количество его существенно выше в верхней части разреза продуктивной зоны. В качестве примера можно привести данные распределения самородного золота по одной из разведочных скважин в пределах рудного блока «медистых глин» (П-4321), вскрывающей перемещенные коры выветривания, сопряженные с аргиллизитами (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

**Гранулометрический состав самородного золота из скважины П-4321
Гумешевского месторождения (%)**

Глубина отбора, м	Классы размерности частиц, мм					Средний размер
	–0.1	+0.1–0.15	+0.15–0.25	+0.25–0.35	–0.35–0.45	
20–27	93	7.0	0	0	0	0.055
36–44	91	9.0	0	0	0	0.057
46–49	66.7	16.7	0	0	16.7	0.065
69–73	50.0	30.8	7.7	3.8	7.7	0.139

Морфологически самородное золото Гумешевского месторождения разнообразно (рис. 1). Примерно в равных соотношениях присутствуют следующие основные морфотипы: 1) хорошо ограненные (кристалломорфные) выделения; 2) комковидные (простые и сложные) выделения; 3) уплощенные (таблитчатые, пластинчатые и чешуйчатые) частицы; 4) удлиненные (проволоко-, бруско-, крючковидные) формы, дендриты и дендритоиды (табл. 2). Преобладают хорошо (идиоморфные) и частично

Т а б л и ц а 2

**Соотношение морфологических типов самородного золота
из рудоносного карста Гумешевского месторождения**

Интервал глубины, м	Идио-морфные	Комковидные	Пластинчатые и чешуйчатые	Прочие формы	Гемидиоморфные	Пл/Км
0–20	25.4	21	45.6	23.6	54.4	2.17
20–40	36.7	13.5	25.8	23.90	38.7	1.91
40–60	44.8	17.2	32.8	5.2	39.7	1.91
60–80	19.4	16.1	38.8	25.8	58.1	2.26
80–100	Нет данных					
100–120	14.70	8.8	44.1	32.4	55.9	5.01
140–150	29	9	32	29	26	3.6

П р и м е ч а н и е. Пл/Км – соотношение уплощенных и комковидных изометрических форм зерен.

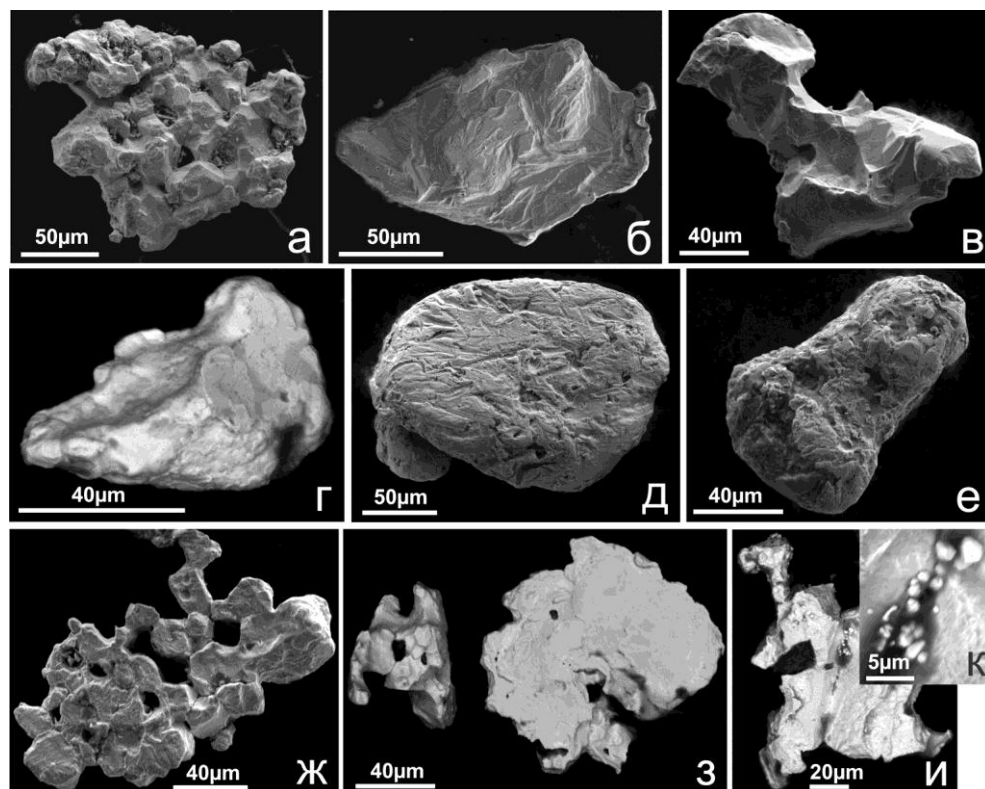


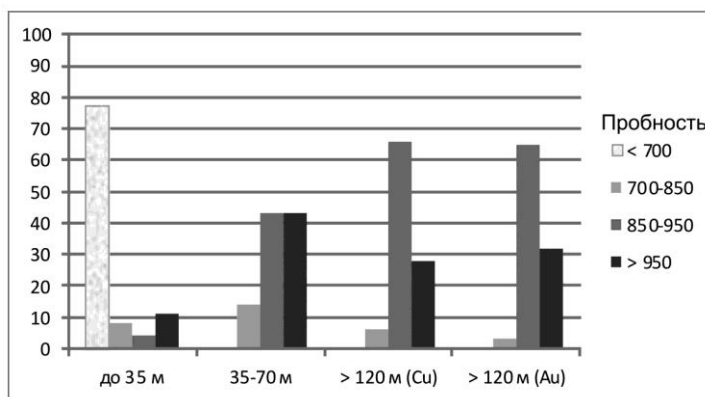
Рис. 1. Разнообразие типов самородного золота из рудоносного карста Гумешевского месторождения (а–е – глубины более 120 м, ж–к – приповерхностные зоны до 35 м): а – тонкокристаллический агрегатный сросток медьсодержащего (Cu до 1.24 мас. %) золота; б, в – кристалломорфное высокопробное золото «свежего» облика, представленное уплотненной (б) и объемной (в) золотиной с тонкими ступенями роста; г – зерно сильванита (серое) с более поздними нарастаниями средне-высокопробного золота (светлое); д, е – высокопробное Au, округленное, с «наклепами» весьма высокопробного (д) и многочисленными механическими бороздами (е); ж – дендритовидный сросток медьсодержащего (Cu до 1.86 мас. %) низкопробного золота; з – кристалломорфное зерно электрума (слева) и пластинчатое выделение низкопробного золота (справа); и, к – кристалломорфное низкопробное золото с «ячеистой» пленкой высокопробного Au и субмикронными новообразованиями медистого золота (Cu 7–12 мас. %).

Фото г, з, и, к – ВЕС-режим, остальные – SEI-режим.

(гемидиоморфные) ограненные частицы, причем кристалломорфные выделения, включая дендриты, составляют от 15 до 45 %. Часть золотин имеет округлые очертания, что связано с механической «обработкой» и частичным растворением в зоне гипергенеза. Определенную округлость могут придавать наросты «нового» золота (рис. 1д, е). Наблюдается «волнообразное» изменение частоты встречаемости выделенных морфотипов с глубиной. Исключение составляют комковидные частицы, доля которых последовательно снижается от 21 % у поверхности до 9 % на глубине более 100 м. Это согласуется и с увеличением значений показателя «Пл/Км» с глубиной – отношения уплотненных (Пл) и изометрично-комковатых (Км) золотин (табл. 2).

Рис. 2. Распределение золота по пробности на разных интервалах глубин.

(Cu) – из блоков богатых медных руд; (Au) – из существенно золоторудной зоны с относительно низкими содержаниями меди.



По химическому составу преобладает высокопробное золото (данные авторов и предшествующие работы), хотя вариации пробности весьма значительные – от 591 до ≥ 980 ‰. Основной примесью (кроме серебра) является медь (от $n \times 0.1$ до $n \times 1.0$ мас. %); иногда наблюдалась примесь ртути (от $n \times 0.1$ до 6.9 мас. %), мышьяка ($n \times 0.1$), изредка отмечалось присутствие в небольших количествах Te, Pd, Pt. Встречены также единичные зерна, представленные сростаниями Au-Ag-теллуридов и золота (рис. 1г). Результаты исследования самородного золота (микронд CAMECA SX-100, электронный микроскоп JSM-6390 LV, ИГТ УрО РАН) из скважин прошлых лет и современной эксплуатационной разведки показывают определенные закономерности распределения его состава (рис. 2). Примечательно, что низкопробное золото и электрум выявлены только в верхних горизонтах (до 35 м) рыхлых карстовых образований, где они даже преобладают. Также установлено, что примесь меди в составе самородного золота характерна только для участков богатых медных руд.

Исследование самородного золота и закономерностей формирования золотоносности рудного карста Гумешевского месторождения будут продолжены, однако уже сейчас отчетливо видны проявления вертикальной зональности в распределении золота по гранолуметрическому и химическому составу, а также в соотношении основных его морфотипов.

Работа выполнена в рамках программы Президиума УрО РАН № 15-11-5-17.

Литература

Азовская О. Б., Ровнушкин М. Ю., Малюгин А. А. Гумешевское месторождение – от древних времен до наших дней // Уральская минералогическая школа-2013. Екатеринбург, 2013. С. 12–18.

Баранников А. Г., Савельева К. П., Амирзанова Л. М. О природе формирования медистых глин Гумешевского медно-скарнового месторождения // Известия УГГУ. 2011. Вып. 25–26. С. 14–22.

Грабежев А. И. Гумешевское скарново-медно-порфировое месторождение (Средний Урал, Россия): анализ эволюции рудно-магматической системы (с использованием изотопной геохимии Sr, Nd, C, O, H) // Геология рудных месторождений. 2010. № 2. С. 153–170.

Грабежев А. И., Сотников В. И., Боровиков А. А., Азовская О. Б. Генетическая типизация Гумешевского медно-скарнового месторождения (Средний Урал) // Доклады академии наук. 2001. Т. 380. № 2. С. 242–245.

Грязнов О. Н., Баранников А. Г., Савельева К. П. Нетрадиционные типы золото-аргиллизитового оруденения в мезозойских структурах Урала // Известия УГГУ. 2007. Вып. 22. С. 41–53.

Полевской край. Историко-краеведческий сборник / Под ред. Н. Н. Тагильцева. Екатеринбург, 1998. 320 с.

Савельева К. П., Кокорин Н. П., Костромин Д. А., Малюгин А. А., Азовскова О. Б. Проявление полигенного золоторудного метасоматоза в районе Гумешевского медноскарнового месторождения // Мат. всерос. конф. «Метасоматизм и рудообразование». Екатеринбург, 1997. С. 66–67.

А. Ш. Хусаинова

*Пермский государственный национальный исследовательский университет,
г. Пермь*

Alfiya061094@gmail.com

Типоморфизм золота из техногенных отвалов бассейна рек Ис и Тура (Урал)

(научный руководитель В. А. Наумов)

В настоящее время процессы техногенеза и техногеогенеза оказались предметом пристального изучения в области геологии, геохимии и минералогии. Термин «*техногенез*» впервые был употреблен А. Е. Ферсманом: «...Техногенез есть геохимическая деятельность человечества»; совокупность «основных типов геохимических реакций, которые производит человек». *Техногеогенез* – это геологические процессы, протекающие в техногенных осадках [Наумов, 2010]. Специфика породного и минерального состава определяет состав осадков и геологические процессы в техногенно-минеральных осадках (ТМО). Золото, поступающее в ТМО, ведет себя как остаточный материал осадков: «приспосабливается» к новым условиям среды в техногенных условиях [Наумов, 2010].

В настоящее время следует разделять золото, поступившее (техногенное) и образовавшееся (техногеогенное) в ТМО. Частицы, претерпевшие техногенные преобразования, несут в себе информацию о первичном строении и трансформации в процессе формирования россыпи (первичная часть) и техногенных новообразованиях (техногеогенная часть частицы золота). В результате изучения золота на электронном микроскопе можно увидеть техногенные преобразования и проследить приращение (рост) техногеогенной части золотины [Хусаинова и др., 2015].

Для настоящей работы автором изучены техногенные концентраты на стереоскопе Nikon SMZ1500 и бинокулярном микроскопе Nikon TN-PSE30. Пробы отбирались в 1992–1993 гг. сотрудниками лаборатории осадочных полезных ископаемых ПГУ из специализированных отвалов шлихообогатительной установки (ШОУ) Исовского прииска (насыпная технофация), которая образовалась в результате переработки концентратов с гидравлик и драг в бассейне рек Ис и Тура. Обогащение осуществлялось с помощью установки МЦМ (мелкие ценные минералы) на винтовых шлюзах и сепараторах. В лаборатории из проб выделяли магнитную и электромагнитную фракции. Немагнитную часть концентрата обогащали в тяжелой жидкости (бромформ).

При разработке россыпей на наклонных шлюзах уверенно извлекают золото средних и крупных классов. В хвосты поступает остальная часть золота крупных и тонких классов. Общеизвестны потери частиц мелкого и тонкого золота (класс <0.1 мм). Дополнительно в гранулометрическом спектре потерь отмечено крупное золото в сростках с минералами, золото пластинчатой формы и пористое золото. Гранулометрически золото из отвалов ШОУ пробы № 12 распределяется на пять частей [Наумов, 1994]. Основную долю (50.2 %) составляет золото фракции менее 0.08, реже (20.4 %) встречается золото фракции 0.5–0.25 мм, еще меньше (16 %) золота фракции 2.0–0.5 мм, на долю 0.25–0.125 мм приходится 8.7 %, на долю фракции 0.125–0.08 мм – 4.8 %. Золотоносность проб №№ 11 и 12 объемами 0.5 и 0.2 м³ со средним содержанием, соответственно, составляет 8984 и 620 мг/м³. Среднее содержание свободного золота с учетом всех проб составило 8.2 г/м³. Минералогический состав отвалов ШОУ Исовского прииска представлен 14 минералами, среди которых преобладают (%) ильменит – 45, гематит – 13, пироксен – 10, лимонит – 6, амфиболы – 3 [Лунев и др., 1991].

Наши исследования позволили выделить частицы золота различного состава и формы, в том числе в виде пленок, примазок, а также закрытое корками и пленками других минералов. В данной работе классифицируются образования фракций более 0.25 мм из нескольких проб. В результате анализа золотоносных фаз (частиц золота, пленок, примазок, корочек и разнообразных частиц) были выделены разнообразные техногенные образования золотоносных фаз (рис.).

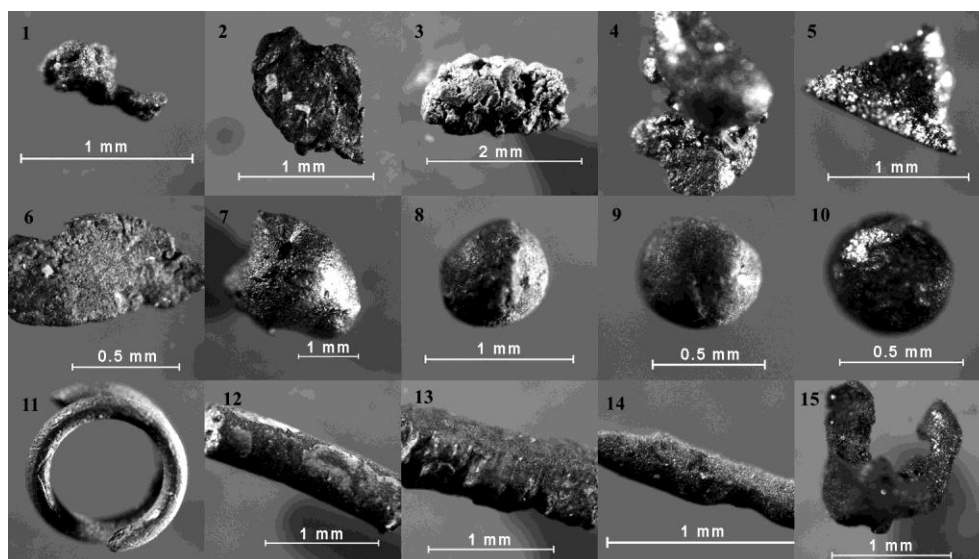


Рис. Техногенные образования из специализированных отвалов Исовского прииска. 1 – золото с пленками и наростами «нового» золота; 2 – агрегированные или слипшиеся частицы золота; 3 – золото с пленками гидроксидов железа и марганца; 4 – золото с амальгамой (?) на поверхности; 5 – амальгамы (?) уплощенной формы с металлическим блеском; 6 – амальгамы (?) с матовым блеском; 7 – амальгамы (?) с «каплями» на поверхности; 8 – шарики с пленками золота на поверхности; 9 – амальгамные (?) шарики; 10 – магнитные шарики; 11 – пружинки; 12 – палочки с самородной медью на поверхности; 13 – амальгамные (?) палочки; 14 – палочки с пленками золота; 15 – зубчики от медных молний.

Таким образом, при изучении техногенных отвалов бассейна рек Ис и Тура нами выделены техногенные золотоносные фазы разнообразной морфологии. Изучение новых форм нахождения золота может позволить понять «природу» протекающих в ТМО геологических и геохимических процессов. В этих отвалах находится новообразованное золото, количество которого не оценено. Изучение форм нахождения и процессов его концентрации, осаждения или миграции позволит управлять процессом укрупнения золота в ТМО.

Литература

Лунев Б. С., Наумов В. А. Концентрация и рассеяние золота в намывных техногенных отложениях // Геохимия техногенеза. Минск, 1991. С. 164–165.

Наумов В. А. Особенности формирования и распределения благородных металлов в техногенных россыпях и отвалах Урала // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. 1994. № 8. С. 39–50.

Наумов В. А. Минерогения, техногенез и перспективы комплексного освоения золотоносного аллювия // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Пермь: ПГУ, 2010. 42 с.

Хусаинова А. Ш., Кузнецова Е. А., Павлов А. В. Морфология техногенного золота Чернореченской россыпи // II межд. научно-практ. конф. Технологическая платформа: «Твердые полезные ископаемые: технологические и экологические проблемы обработки природных и техногенных месторождений». Екатеринбург, ИГД УрО РАН, 2015.

Ю. Н. Иванова

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

Минералого-геохимическая зональность Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал) (научный руководитель И. В. Викентьев)

Петропавловское золото-порфировое месторождение находится на восточном склоне Полярного Урала в 30 км от г. Лабытнанги (ЯНАО) и входит в состав Новогодненского рудного поля северного сектора Малоуральского вулканоплутонического пояса [Кениг и др., 2013]. В его геологическом строении принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы андезибазальтового состава (S_2), прорванные габбро-диоритовыми интрузиями и дайками микродиоритов (S_2 – D_2), силлами и дайками порфировидных габбро и монцодиоритов (D_3 – C_1) [Мансуров, 2009]. Участок месторождения находится в узле пересечения разрывных и складчатых структур субмеридионального и запад-северо-западного направлений [Трофимов и др., 2004]. Руды месторождения представляют собой гидротермально измененные, пиритизированные вулканогенно-осадочные породы и диоритоиды [Кениг и др., 2013]. Мощность рудных интервалов весьма невыдержана как по простиранию, так и по падению рудных тел. На западном фланге месторождения она составляет 15–18 м,

в центральной и восточной частях месторождения – уменьшается до 7 м. По минеральному составу руды разделены на магнетит-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые типы. В составе руд установлены пирит, магнетит, гематит, ильменит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит и марказит. Околорудные метасоматические изменения проявлены в следующей последовательности: (эпидот)-карбонат-хлорит (пропилитизация) → пирит-хлорит-альбит и пирит-альбит → пирит-серицит-кварц [Мансуров, 2009].

Геохимические особенности руд и пород были изучены с помощью комплекса методов: содержания Au и Ag получены пробирным, а Hg – атомно-абсорбционным анализом (Бронницкая геолого-геохимическая экспедиция (ГГЭ) ИМГРЭ), петрогенные окислы – рентгенофлуоресцентным анализом (ИГЕМ РАН, аналитик А. И. Якушев), остальные элементы – масс-спектрометрическим анализом с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) (ИГЕМ РАН, аналитик Я. В. Бычкова). Всего проанализировано 68 проб, из них 30 проб руды, 28 – метасоматитов, 10 – неизменных пород. Пробы были представлены Бронницкой ГГЭ ИМГРЭ.

Повышенные содержания в пробах SiO₂ (35–61 мас. %) связаны с присутствием кварца. Высокие содержания Fe (2.34–16.2 мас. %) и сульфидной серы (0.03–3.94 мас. %) отражают широкое развитие пирита.

Содержания *золота* варьируют от 0.001 до 23 г/т: в рудах – от 0.001 до 1.5 г/т (в единичных пробах до 4.3 г/т), в неизменных породах – от 0.001 до 5 г/т, в метасоматитах – более 5 г/т. Содержания *серебра* обычно ниже, чем Au, и не превышают 5 г/т. Концентрации более 1 г/т Ag установлены в рудах (в среднем, 0.001 г/т) и метасоматически измененных породах. Ореолы серебра совпадают с ореолами золота. Содержания Au и Ag увеличиваются с глубиной (до 8–10 г/т и до 3–5 г/т, соответственно), геохимические ореолы этих элементов вытянуты в ССЗ направлении (рис.).

Содержания *теллура* варьируют от 0.2 до 68 г/т, максимальные значения приурочены к метасоматитам и увеличиваются с глубиной. Содержания *меди* варьируют от 29 г/т до 0.3 мас. %. Ее ореолы линзо- и лентоподобной формы занимают фланги по отношению к золоторудным телам. Концентрации элемента увеличиваются с глубиной. Содержания *цинка* варьируют от 64 г/т до 4.1 мас. % с максимумом в пиритизированных породах. На юго-западном фланге концентрации Zn уменьшаются. *Свинец* характеризуется узкими ленто- и линзообразными малококонтрастными ореолами, а его содержание варьирует от 1.3 до 307 г/т, увеличиваясь в метасоматитах и с глубиной незначительно уменьшаясь. Концентрации *никеля* (5.5–230 г/т) возрастают в метасоматитах и первичных вулканогенно-осадочных породах и увеличиваются с глубиной. В рудоносной зоне с ростом содержания Au концентрация Ni уменьшается. *Кобальт* в пределах месторождения распределен равномерно (50–73 г/т). Содержания *мышьяка* (0.4–86 г/т) с глубиной увеличиваются. Содержания *вольфрама* варьируют от 2 г/т до 0.2 мас. %, а его высокие концентрации приурочены к метасоматитам, особенно в южной части месторождения. *Титан* представлен ореолами с аномально высоким содержанием от 0.2 до 1.1 мас. %. Его интенсивные ореолы развиты в метасоматитах центральной части месторождения. Концентрации *ртути* изменяются от 0.01 до 0.93 г/т. Ее повышенные содержания локализованы в центральной части месторождения, уменьшаясь к северу и с глубиной.

С помощью корреляционного анализа (программа Surfer, версия 10.0, метод крикинг) между некоторыми элементами была установлена положительная зависимость: Au–Ag (0.90), Au–Te (0.97), Au–Pb (0.80), Au–Bi (0.90), W–Ti (0.70), Co–As (0.40), W–Y (0.30). Золото и серебро присутствуют в самородной либо в «невидимой»

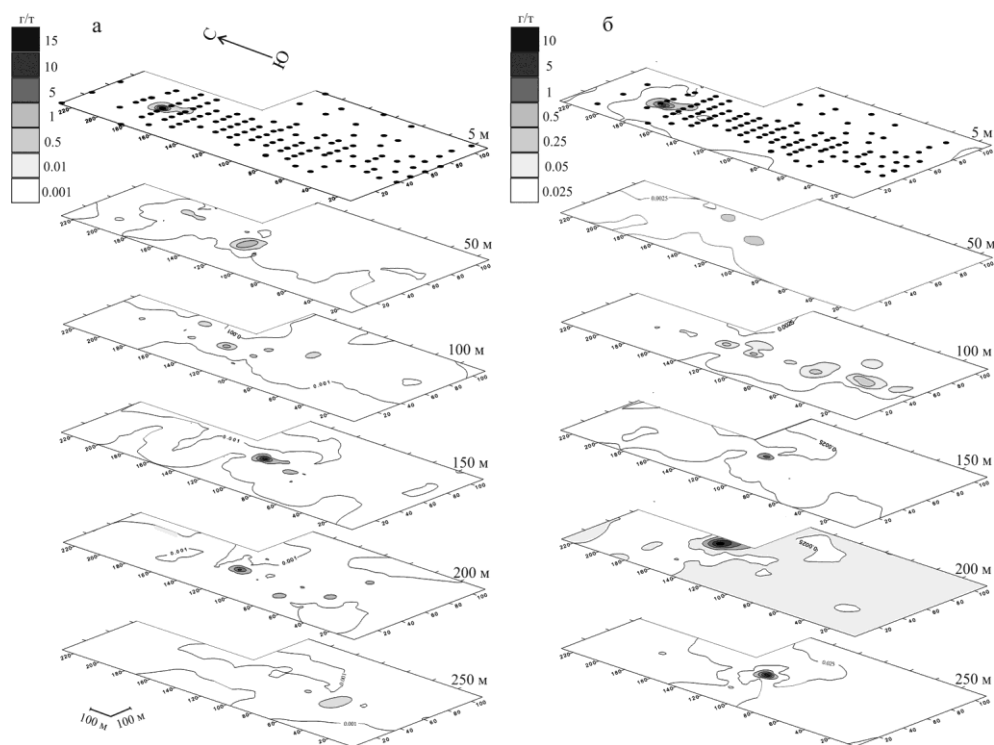


Рис. Геохимические ореолы золота (а) и серебра (б) Петропавловского золото-порфирового месторождения в виде срезов. Точками на плане показаны скважины.

форме в пирите, теллур – в виде Au-Ag-теллуридов. Ассоциация Co-As отражает микропримеси в пирите, а вольфрам, титан и иттрий связаны с акцессорными ильменитом, титаноильменитом, рутилом, сфеном.

Таким образом, золото образует интенсивные ореолы, расширяющиеся с глубиной; их максимумы совпадают с таковыми серебра. Ореолы большинства элементов максимально развиты в метасоматитах (Au, Ag, Zn, W, Ti и др.). Содержания Au, Ag, Cu, Ni увеличиваются с глубиной, тогда как концентрации Hg, Pb – уменьшаются.

Чтобы выяснить формы нахождения ореолообразующих элементов, концентрации микропримесей в различных генерациях пирита оценены методом ЛА-ИСП-МС. Пирит-1 (Py-1) широко распространен в магнетит-сульфидных рудах и образует рассеянную вкрапленность идиоморфных кристаллов (0.1–3 мм) или линейные разноориентированные скопления, реже гнезда размером до 0.7 см. Пирит-2 (Py-2) и -3 (Py-3) встречаются в золото-сульфидно-кварцевых рудах; Py-2 наблюдается также в виде ксеноморфных зерен размером 100–500 мкм в составе метасоматических ассоциаций, реже – в кварцевых прожилках в неизмененных вулканитах. Py-3 образует наложенную рассеянную (до густой) вкрапленность ксеноморфных агрегатов или разноориентированные скопления до 1 см в метасоматитах. Пирит содержит высокие концентрации элементов-примесей, которые отличаются для различных генераций (г/т): Co 3.4–2825, As 18–417, Ni 8–75 (Py-1); Au 0.02–49, Ag 0.05–105, Te 0.6–76 (Py-2); Pb 2–838 (Py-3).

Анализ ЛА-ИСП-МС данных показал, что концентрации микропримесей в пирите изменяются по мере развития процесса минералообразования. Максимальные содержания Ni, Zn, Co и As отмечаются в Ру-1. В Ру-2 концентрации Au, Ag, Te и Bi максимальны. На заключительной стадии процесса минералообразования содержания большинства элементов-примесей снижаются, что зафиксировано в Ру-3.

Автор благодарен И. В. Викентьеву и Е. Э. Тюковой за консультации, сотрудникам Бронницкой ГГЭ ИМГРЭ – за предоставленные анализы и дубликаты проб, А. И. Якушеву и Я. В. Бычковой – за проведенные анализы. Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 14-17-00693.

Литература

Кениг В. В., Бутаков К. В. Месторождения рудного золота Новогоднее-Монто и Петропавловское – новый золоторудный район на Полярном Урале // Разведка и охрана недр. 2013. № 11. С. 22–24.

Мансуров Р. Х. Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения, Полярный Урал // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 70–74.

Трофимов А. П., Фунтиков Б. В., Лючкин В. А., Пивоваров А. П., Таранина Б. Б. Геолого-геохимические особенности золоторудного железо-скарнового месторождения Новогоднее Монто на Полярном Урале // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Матер. науч. конф. (X Чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 449–452.

Б. Б. Дамдинов

*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
damdinov@mail.ru*

Благороднометальное оруденение юго-восточной части Восточного Саяна: типы, состав и генезис

Наиболее промышленно значимыми в юго-восточной части Восточного Саяна являются месторождения Урик-Китойской золоторудной зоны [Миронов, Жмодик, 1999]. Однако кроме нескольких отрабатываемых месторождений, в регионе известно большое количество рудопроявлений золота, которые в силу своей слабой изученности остаются недооцененными в промышленном отношении. Что касается платиноидного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна, то все известные к настоящему времени находки связаны с базит-ультрабазитами офиолитового комплекса. Цель данной работы – выявление закономерностей распределения, вещественно-геохимических особенностей и генезиса благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна, оценка характера связи оруденения с вмещающими породными комплексами. Представленный материал основан преимущественно на собственных данных. Некоторые данные по единичным месторождениям и рудопроявлениям золота заимствованы из работ [Миронов, Жмодик, 1999; Миронов и др., 1999; Айриянц и др., 2007].

Юго-восточная часть Восточного Саяна имеет сложное геологическое строение. Она представляет собой типичную складчатую область с широким развитием покровно-складчатых структур, сложенных разнообразными литокомплексами от раннего докембрия до позднего палеозоя. Описанию особенностей геологического строения этой территории посвящен ряд обзорных работ и работ по отдельным аспектам геологии Восточного Саяна [Геология..., 1988, 1989 и др.]. Регион включает Гарганскую, Ильчирскую и Окинскую структурно-формационные зоны или террейны, выделяющиеся в качестве одноименных структурно-металлогенических зон, в состав которых входят более мелкие подразделения – золоторудные зоны и узлы [Золото..., 2000].

Максимальная плотность развития месторождений и проявлений золота приходится на обрамление Гарганской глыбы и окаймляющие его выходы офиолитов, что в совокупности составляет Гарганскую структурно-металлогеническую зону, наиболее богатую и изученную в настоящее время. В ее пределах выделяется несколько золоторудных металлогенических единиц разного масштаба и содержания. На западе в верховьях рек Сархой и Тисса расположен Тисса-Сархойский рудный узел, в средней части – Гарганская, Улзытинская и Урик-Китойская рудные зоны; в восточной – Ольгинская рудная зона. Каждая зона состоит из одного или нескольких рудных полей и рудных узлов. Кроме этих золоторудных зон, известны самостоятельные рудные узлы и поля. В верховьях рек Диби и Уха-Гола – Дибинское рудное поле, в верховьях р. Урика – Урикское, в верховьях р. Онот – Оспинский рудный узел.

В пределах Ильчирской структурно-металлогенической зоны выделяются две золоторудные зоны – Уртагольская и Сагансайрская. Уртагольская зона располагается в северо-восточной части Ильчирской зоны. В пределах этой золоторудной зоны намечаются три рудных поля – Уртагольское, Хонголдойское и Шумахское. Сагансайрская золоторудная зона располагается в средней части Ильчирской зоны и приурочена к полю распространения карбонатных конгломератов сагансайрской свиты.

Окинская структурно-металлогеническая зона изучена значительно слабее, чем Гарганская или Ильчирская, хотя она имеет наибольшую площадь. В пределах зоны известны Хужирский, Жомболокский и Хонченский рудные узлы. Кроме того, в юго-восточной части Окинской зоны известно золото-платинометальное проявление Хурай-Жалгинское.

Золоторудные месторождения и рудопроявления юго-восточной части Восточного Саяна сгруппированы в пять генетических классов: плутоногенный, орогенный, полигенный, метаморфогенный и телетермальный, каждый из которых включает один или несколько минерало-геохимических типов. Однако месторождения полигенного класса содержат в своем составе разные типы оруденения. Названия выделенных типов даны по типоморфным химическим элементам, представленным соответствующими минеральными либо элементными парагенезисами наиболее продуктивной стадии рудообразующего процесса.

В *плутоногенный класс* объединены четыре минерало-геохимических типа месторождений, локализованные в гранитоидных телах с продуктивными парагенезисами золота и минералами Te, Bi, As и Sb: золото-теллуrowый, золото-висмутый, золото-висмут-теллуrowый и золото-сурьмяный. В этот класс попадают месторождения, относимые разными исследователями к типам, связанным с интрузиями: золото-(медно-молибден)-порфировому и золото-сурьмяному. Характерными чертами объектов этого класса являются пространственная и генетическая связь с разновозраст-

ными островодужными и коллизионными плагиогранит-гранодиоритами; ведущая роль полуметаллов в составе золотого оруденения; широкий разброс температурных условий рудообразования и направленность параметров рудообразующего процесса в сторону их уменьшения (остывание рудно-магматических систем), зависимость изотопного состава сульфидной серы от состава вмещающих гранитоидов.

К классу *орогенных месторождений* относятся золото-полиметаллические объекты, которые наиболее распространены в юго-восточной части Восточного Саяна. Характерными особенностями месторождений являются полиметаллический состав руд, где преобладают сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, ± пирротин, блеклые руды) в ассоциации с самородным золотом; структурный контроль оруденения; приуроченность к тектоническим зонам; неявная связь (либо отсутствие видимой связи) с магматизмом; изотопный состав сульфидной серы со значениями от 0 до + 4 ‰. Формирование орогенных месторождений связано с возникновением зон тектонического меланжа, сдвига, раздвиг и скольжения в ходе аккреционно-коллизионных процессов. В тектонические процессы вовлечены, как правило, все окружающие породные комплексы, как терригенно-вулканогенные, так и магматические, причем наиболее золотоносны зоны тектонической проработки в контактовых частях офиолитов.

Наиболее крупное Зун-Холбинское месторождение некоторыми исследователями [Groves et al., 1998] также отнесено к орогенному типу (классу в настоящей работе), однако детальные исследования геологического строения и состава руд показали, что это месторождение является полигенным и полихронным, причем образование месторождения происходит в интервале от 850 до 490 млн лет [Жмодик и др., 2008]. Формирование месторождения происходило в три этапа: первичное оруденение связано с накоплением золотоносных осадков в задуговом бассейне; второй этап связан с внедрением гранитоидов сумсунурского комплекса (Амбартагольский массив) и третий этап (орогенный) – с коллизионными процессами, которые привели к формированию тектонической зоны, где и локализовано месторождение.

К *метаморфогенному классу* отнесены золоторудные проявления в ассоциации с массивными пирротиновыми рудами в черносланцевых толщах [Миронов и др., 1999], которые выделены в золото-железистый колчеданный и слабо изученный золото-мышьяковый (арсенопиритовый) тип оруденения в metabazитах и сланцах. Формирование золотого оруденения тесно связано с перераспределением рудообразующих компонентов при метаморфизме первичных слабозолотоносных отложений.

В *телетермальном классе* включены гидротермальные золоторудные месторождения без видимой связи с магматизмом, тектоническими зонами и продуктами метаморфизма. Это золото-сурьмяно-медные и золото-железистые объекты, которые пространственно приурочены к карбонатным толщам, характеризуются низкотемпературными условиями формирования и по ряду признаков сопоставляются с месторождениями типа Карлин [Айриянц и др., 2007].

Платинометальная минерализация установлена в породах офиолитовой ассоциации Восточного Саяна. Первично-магматической является ассоциация «тугоплавких» ЭПГ, связанная с хромитовыми рудами, где наиболее распространены гексагональные твердые растворы Ru-Ir-Os с оторочками и включениями сульфоарсенидов и сульфидов ЭПГ, таких как осарсит, ирарсит, лаурит, эрликманит и другие минералы. Платиной и Pd обогащены вторичные метасоматические образования: углеродистые метасоматиты, сульфидизированные серпентиниты и измененные базиты.

Углеродистые метасоматиты по ультрабазитам широко распространены в Восточном Саяне [Жмодик и др., 2008]. Благороднометальная минерализация в них представлена соединениями Pt и Pd с различными соотношениями элементов: от самородного палладия (Pd 82.27, Pt 15.59 мас. %) до палладистой платины (Pt 58.99, Pd 39.13 мас. %) с примесями Sn, Pb, Bi, а также самородным золотом с Cu и Hg. Эти породы также содержат минералы некогерентных элементов (Zr, Th, U и др.) [Дамдинов и др., 2013].

Серпентинитовый тип платиноидного оруденения представляет собой зоны сульфидной Ni-минерализации в антигритовых серпентинитах, где сульфиды представлены пиритом, миллеритом, зигенитом, халькопиритом, пентландитом, пирротинном, редко галенитом. Из ЭПГ в серпентинитах преобладает Pt (до 0.34 г/т), в породах идентифицированы единичные зерна сперрилита и самородного золота. Повышенные концентрации Pt и Pd приурочены также к зонам сульфидизации, пропицитизации, родингитизации и тремолитизации базитов кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации. Содержания Pt и Pd достигают 0.39 г/т при низких концентрациях остальных благородных металлов, причем Pd зачастую преобладает.

Отдельно следует рассмотреть оруденение, локализованное в глаукофансо-держащих метабазитах Окинской структурно-формационной зоны, интерпретируемой как образования аккреционной призмы [Дамдинов и др., 2004]. Первичные ультрабазит-базиты, слагающие многочисленные будинообразные тела разного размера, изменены до серпентинитов, родингитов и амфиболитов. Рудные тела представляют собой сульфидизированные родингиты и зоны пирит-магнетитовой минерализации в амфиболитах. Содержания ЭПГ в рудах достигают 0.65 г/т с отчетливой Pt-Pd геохимической специализацией, золота – до 1.5 г/т и Ag – до 60 г/т. Минеральные фазы благородных металлов представлены медистым, ртутистым и оловосодержащим золотом разной пробы, теллуридами и арсенидами Pt и Pd: сперрилитом, мончеитом, темагамитом.

Таким образом, юго-восточная часть Восточного Саяна характеризуется развитием разных типов благороднометального оруденения. В регионе известны как промышленные месторождения, так и рудопроявления, часть из которых недостаточно изучена. Происхождение разных типов благороднометального оруденения разорвано во времени и связывается с различными геологическими процессами в ходе развития Саяно-Байкальской складчатой области.

Литература

- Айрияц Е. В., Жмодик С. М., Миронов А. Г., Боровиков А. А. Золотое оруденение в кремнисто-карбонатных породах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 5. С. 497–510.
- Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Беличенко В. Г., Бутов Ю. П., Добрецов Н. Л. и др. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
- Геология и рудоносность Восточного Саяна / Добрецов Н. Л., Беличенко В. Г., Боос Р. Г. и др. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
- Дамдинов Б. Б., Жмодик С. М., Миронов А. Г., Очиров Ю. Ч. Благороднометальная минерализация в родингитах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 5. С. 277–287.
- Дамдинов Б. Б., Мурзин В. В., Жмодик С. М., Миронов А. Г., Дамдинова Л. Б. Новые данные по минералогии и геохимии углеродистых метасоматитов в ультрабазитах Восточного Саяна // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 74–84.

Жмодик С. М., Миронов А. Г., Жмодик А. С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Гео, 2008. 304 с.

Золото Бурятии. Кн. 1. Структурно-металлогеническое районирование, геологическое строение месторождений, ресурсная оценка / Рошкетаяв П. А., Миронов А. Г., Дорошкевич Г. И. и др. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 464 с.

Миронов А. Г., Жмодик С. М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.

Миронов А. Г., Жмодик С. М., Бахтина О. Т., Куликов А. А., Очиров Ю. Ч., Куликова О. А. Новый тип золотого оруденения в стратиформных пирротиновых рудах Восточного Саяна // Доклады академии наук. 1999. Т. 365. № 6. С. 798–801.

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

Ю. В. Гольцова

Национальный исследовательский Томский политехнический университет,

г. Томск

y.goltsova@mail.ru

Минеральная зональность околорудного метасоматического ореола месторождения золота Дельмачик (Читинская область)

(научный руководитель Т. Ю. Якич)

Целью работы является определение минеральной зональности золоторудного месторождения Дельмачик, приуроченного к Дарасунскому рудному узлу. В работе представлены результаты первичной обработки оригинального каменного и графического материала, собранного автором при прохождении первой производственной практики в компании ООО «Золото Дельмачик» в качестве участкового геолога. Описано 22 прозрачных шлифа и 10 аншлифов с использованием петрографического микроскопа в проходящем и отраженном свете, а также электронного микроскопа Tescan Vega 3SBU с энергодисперсионной приставкой фирмы Oxford.

Золоторудное месторождение Дельмачик находится в Шилкинском районе Забайкальского края, в 25 км к северо-западу от районного центра г. Шилка. Площадь месторождения составляет примерно 4,9 км². Месторождение расположено в пределах Киинского рудного узла в юго-восточной части Дарасунского рудного района. Тектонически ослабленная зона северо-восточного простирания представлена серией субпараллельных нарушений, проявленных в виде маломощных (до 0,5 м) зон дробления, брекчирования и расщеливания в эксплозивных брекчиях и гранитоидах с крутыми углами падения (75–85°). Особенностью площади является наличие крупной рудовмещающей структуры типа «трубки взрыва» (палеокальдеры), выполненной эксплозивными брекчиями кислого состава.

В геологическом строении площади месторождения принимают участие стратифицированные образования нижнего архея и интрузивные и субвулканические комплексы раннепротерозойского и позднеюрского возраста. На территории выделяется два комплекса магматических пород: раннепротерозойские ультраметаморфиче-

ские образования, сложенные средне-крупнозернистыми массивными порфировидными и биотитовыми гранитами, и позднеюрские субвулканические и интрузивные образования, представленные дайками гранит- и кварцевых порфиров и explosивными брекчиями первой фазы и дайками диабазовых и диоритовых порфиритов и базальтоидов второй фазы верхнеюрского магматизма. Гидротермально-метасоматические породы представлены кварц-турмалиновыми метасоматитами, пропилитами, березитоидами и березитами. Дорудные кварц-турмалиновые метасоматиты устанавливаются в жильных, рудных и пострудных парагенезисах. Турмалинизация широко распространена в брекчиевых образованиях, особенно в приконтактовых частях палеокальдеры, в гранитоидах – проявлена в узлах линейных зон северо-восточного и северо-западного простираения. В кварц-турмалиновых метасоматитах присутствуют пирит, блеклые руды, халькопирит. Пропилиты характеризуются развитием вторичных серицита, хлорита, эпидота, каолинита и карбонатов, в основном, характерных для Северо-восточного штокверка. Березитоподобные метасоматиты отмечаются в пределах минерализованной Антимонитовой зоны.

По минеральному составу рудные внутрикальдерные образования относятся к золото-кварцевой рудной формации, прикальдерные образования – к золото-сульфидной формации. Оруденение связано с зонами прожилкового окварцевания в березитизированных породах, рудных кварцевых и кварц-карбонатных прожилках, образующих сетку различной густоты. Мощность прожилков составляет от долей миллиметра до 0.5–1.5 см. Распространенные минералы прожилков: пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, антимонит, кварц, турмалин, карбонаты, флюорит, серицит. В подчиненном количестве присутствуют сфалерит, галенит, марказит, молибденит, блеклые руды, самородное золото и др.

В процессе изучения образцов пород и руд метасоматического ореола по биотитовым гранитам месторождения автором установлена следующая зональность: фронтальная зона – кварц + ортоклаз + альбит-олигоклаз + сфен + пирит + роговая обманка + хлорит + биотит; эпидот-хлоритовая зона – кварц + альбит + олигоклаз + роговая обманка + серицит + кальцит + хлорит + эпидот; хлоритовая зона – кварц + альбит + рутил + лейкоксен + пирит + серицит + кальцит + хлорит; альбитовая зона – кварц + мусковит + серицит + кальцит + калишпаты + пирит + арсенопирит + альбит; березитовая (тыловая) зона – кварц + ортоклаз + мусковит + кальцит + сульфиды + золото; осевая зона (кварцевая жила) – кварц + кальцит ± серицит + сульфиды + золото + гидроокислы железа.

Фронтальная зона представлена средне-крупнокристаллическими (размер зерен до 1 см) серыми порфировидными гранитами, сложенными зернами кварца (до 35–40 об. %), полевых шпатов (40–50 об. %), биотита (до 10 об. %) и единичными зернами сфена, циркона, роговой обманки, апатита. Серый ксеноморфный кварц (до 35 об. %) образует графическую структуру. Кварц разбит на блоки, большинство его зерен перемято и имеет волнистые очертания. Наряду с крупными субовальными зернами (от 0.5 мм до 1 см) присутствуют мелкозернистые агрегаты (0.04–0.2 мм), которые формируют мозаичную структуру. Олигоклаз представлен гипидиоморфными зернами (размер 0.4–12 мм), которые образуют антипертитовые включения (20–25 об. %) в некоторых зернах ортоклаза. Последние размером 0.4–20 мм (15–20 об. %) имеют гипидиоморфную, реже ксеноморфную форму. Начальные стадии метасоматоза гранитов проявляются в частичном замещении призматических вытянутых зерен биотита и единичных зерен роговой обманки хлоритом. Отмечаются редкие зерна пирита правильной формы с ровными очертаниями.

В *эпидот-хлоритовой зоне* наблюдаются более интенсивные изменения исходных гранитов, о чем свидетельствует их зеленый оттенок за счет новообразованных эпидота, хлорита, серицита (до 25 об. %). Порода характеризуется мелкозернистым строением (0.05–0.5 мм), где гипидиоморфная структура сочетается с гранолепидобластовой. Основная масса представлена мелкими (0.05 мм) ксеноморфными зернами кварца (до 50 об. %) с волнистыми очертаниями. Зерна плагиоклазов (до 0.5 мм) с едва заметными полисинтетическими двойниками за счет сильного развития серицита обрамляются многочисленными мелкими зернами кварца по периферии за счет раскисления олигоклаза. Встречаются редкие удлиненные зерна роговой обманки с прямыми, реже зазубренными краями, замещенные эпидотом, по которому развивается, в свою очередь, кальцит. Также отмечаются единичные пластинки хлорита размером до 0.2 мм. Доля пирита в этой зоне значительно возрастает (до 10 об. %). Его зерна (0.1–2 мм) имеют как идиоморфные, так и ксеноморфные очертания с извилистыми краями. Пирит катаклазирован и по трещинам катаклаза замещается гидроокислами железа.

В *хлоритовой зоне* эпидот полностью растворяется, исходная порода еще больше изменяется, сохраняя бледно-зеленый оттенок. Эпидот полностью замещается хлоритом. Основная масса в породах сложена кварцем (25–30 об. %), альбитом (25–30 об. %) и ортоклазом (15–20 об. %). Отмечается акцессорный титанит идиоморфной формы размером зерен от 0.2 мм до 0.8 мм (до 5 об. %). Морфология кварца варьирует от первичных крупных (до 0.8 см) ксеноморфных субовальных зерен до новообразованных тонких и мелких (до 0.03 мм). Количество чешуек хлорита увеличивается в процентном отношении (до 5 об. %) к эпидот-хлоритовой зоне. По спайности хлорита интенсивно развивается серицит, кальцит, единичные зерна рутила и лейкоксена. Пирит представлен гипидиоморфными зернами размером 0.2–3 мм. Рутил образует идиоморфные или гипидиоморфные кристаллы, длинностолбчатые зерна и агрегаты удлиненных тесно сросшихся зерен.

Альбитовая зона имеет более светлый оттенок по сравнению с предыдущими за счет растворения зеленого хлорита и увеличения роли кварца, полевых шпатов, серицита и карбонатов. Основная масса сложена кварцем (до 50–60 об. %) различных генераций. Наблюдаются округлые субовальные зерна (до 0.5–0.7 см) серого цвета с извилистыми очертаниями, представляющие собой реликтовые зерна исходного кварца. При этом увеличивается доля новообразованного тонко-мелкозернистого (от 0.002–0.001 мм) молочно-белого кварца. Вторая генерация кварца формирует «мозаичную» структуру. Присутствуют единичные зерна ортоклаза и микроклина, полностью или частично замещенные серицитом. Альбит (0.2–2.0 мм) (до 10 об. %) определяется по тонким полисинтетическим двойникам, по которым отчетливо определяется номер плагиоклаза (An_6). Межзерновое пространство между кварцем и альбитом заполнено серицитовым агрегатом. Калиевые полевые шпаты представлены гипидиоморфными зернами (от 0.4 мм до 0.5 см), частично замещенными серицитом и кальцитом. Пирит представлен ксеноморфными и гипидиоморфными зернами размером 0.2–2 мм, местами полностью или частично замещенными гетитом и гематитом. Также отмечаются мелкие (не более 0.3 мм) гипидиоморфные зерна арсенопирита. Общая доля рудных минералов в породе составляет 10–12 об. %.

Березитовая зона сложена светло-зелеными метасоматитами кварц-серицит-карбонатного состава, что отвечает березиту в классическом его выражении. Кварц представлен мелкими и крупными ксеноморфными, субовальными зернами размером 0.02–1.5 мм (30–40 об. %). Отмечаются редкие крупные реликтовые ксеноморфные

зерна калиевых полевых шпатов с рваными, нечеткими очертаниями размером до 2.5 мм (15–20 об. %). Также наблюдаются единичные (до 0.1 мм) тонкие чешуйки мусковита. Серицит и кальцит образуют как массивные скопления (до нескольких миллиметров в диаметре), полностью замещая зерна ортоклаза, так и заполняют мелкие прожилки и трещинки в других минералах (30–35 об. %). Рудные минералы представлены мелкими (до 0.1 мм) зернами пирита и арсенопирита гипидиоморфной формы.

Образование кальцита, пирита и других сульфидов, большое количество серицита в березитовой зоне метасоматической колонки, образованной в бескарбонатных биотитовых гранитах, говорит о поступлении в боковые породы калия, углекислоты, серы и металлов [Кучеренко, 2010]. Описанная минеральная зональность сформирована за счет дифференциальной подвижности компонентов. По мере усиления преобразования породы последовательно один за другим растворяются минералы (биотит, эпидот, хлорит, альбит), а перешедшие в подвижное состояние компоненты фиксируются в новообразованных минералах [Кучеренко, 2010].

Литература

Кучеренко И. В. Гидродинамика трещинно-поровых породно-флюидных взаимодействий и механизма соперегона в процессе околотрещинного гидротермального метасоматизма // Разведка и охрана недр. 2010. № 11. С. 37–43.

А. Е. Будяк, С. Ю. Скузоватов
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
budyak@igc.irk.ru

Условия формирования протерозойских рудоносных горизонтов Байкало-Патомского нагорья, Восточная Сибирь

Геологическую историю Байкальской горной области (БГО) и приуроченных к ней рудных месторождений следует рассматривать с позиций эволюции южной окраины Сибирского кратона, начиная с архей-палеопротерозойских (>2000 млн лет) отложений до позднего неопротерозоя-раннего палеозоя. Практически все рудные месторождения с Pt, Pd, Au, U и полиметаллической нагрузкой в пределах БГО связаны с двумя продуктивными стратиграфическими горизонтами: кевактинским (палеопротерозой) [Будяк и др., 2015] и дальнотайгинским (неопротерозой) [Немеров и др., 2010] (рис.). В данной работе рассмотрены характеристики кевактинского горизонта (2.2–2.1 млрд лет), отложения которого выходят на дневную поверхность в пределах Тонодского и Нечерского поднятий, а также Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны и являются вмещающими для ряда таких крупных месторождений, как Чертово Корыто, Ходокан, Туяукан, Чепок и др.

Изученные отложения в разрезе Тонодского поднятия представлены албазинской и михайловской свитами, на Нечерском поднятии – ходоканской толщей, а в пределах Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны – отложениями кодарской серии (икабийская, аянская и иннырская свиты). Сложены они однородными расслан-

Таблица

Распределение показателя CIA в сланцах кевактинского горизонта PR₁

		CIA	ЭМ	K ₂ O/Na ₂ O
Тонодское поднятие	Албазинская свита (PR ₁)	72.1 (макс 74.1)	330	
	Михайловская свита (PR ₁)	77.8 (макс 84.7)	270	
	Пурпольская свита (PR ₂)	–	80	
Кодаро-Удоканский прогиб	Кодарская серия (PR ₁)	70.4 (макс 73.4)	400	1.6
	Чинейская серия (PR ₁)	71.7 (макс 77.6)	780 (↑)	2.1
	Кеменская серия (PR ₁)		75	9.1 (↑)
Стандарты	РААС	70	–	3.1
	ВКК	63.5	–	
	Сланец [Виноградов, 1962]	69	184	3.04

с седиментацией кевактинской серии, с пиком привноса ювенильного материала в читкандинское время и полным его отсутствием на момент формирования кеменской серии. Величина индекса палеовыветривания CIA ($[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]\times 100$), рассчитанная для сланцев из всех стратиграфических подразделений палеопротерозойского возраста независимо от содержания в них углеродистого вещества, отражает среднюю степень выветривания источников терригенного материала, а, следовательно, и палеоклиматический режим во время седиментации. Полученные значения несколько повышены относительно значений стандартов РААС и ВКК (70 и 63.5, соответственно) [Condie et al., 2001], что говорит о более теплом климате на момент осадконакопления относительно современного уровня. С точки зрения [Condie et al., 2001], появление значительных масштабов черных сланцев и значение CIA >70 отражают влияние суперплюмовых событий, что естественным образом влечет за собой приобретение сидерофильной, с повышенным содержанием радиоактивных элементов (Th, U), специализации осадков.

Кроме изменения значений индикаторных модулей (см. табл.), в отложениях Кодаро-Удоканского синклиория изменяется отношение K₂O/Na₂O в сторону его резкого увеличения от отложений кодарской и чинейской серий к таковым кеменской серии. Это отражает смену источника размываемого и переносимого в бассейн вещества магматических пород натриевой серии на калиево-натриевые породы (в случае отложений кеменского горизонта), что согласуется с накоплением кодаро-чинейских отложений в условиях привноса палеопротерозойского материала с примитивных островных дуг, а кеменских осадков – со зрелых островных дуг или активной континентальной окраины [Подковыров и др., 2006].

Таким образом, отложения Кодаро-Удоканской зоны и, соответственно, сопоставимые с ней по разрезу отложения кевактинской серии Чуйско-Тонодско-Нечерского поднятия накапливались на пассивной окраине с последующей ее инверсией в коллизионную фазу, в результате которой к Анабарскому блоку аккрецировался Алданский террейн. Сама же металлогеническая нагрузка указанного стратоуровня, согласно [Condie et al., 2001; Розен, 2003 и др.], связана с активностью плюмового магматизма, который, в свою очередь, обладал значительным рудным потенциалом, в особенности, на уран, золото и платиноиды.

Дальнейшая коллизионная история, которая завершилась выплавкой чуйско-кодарских гранитов возрастом 1.9 млрд лет [Ларин и др., 2006], повлияла на перераспределение и концентрирование Au, ЭПГ и U в палеопротерозойских отложениях южного обрамления Сибирской платформы. Согласно геодинамическим построениям, данный временной интервал является мегациклом между распадом Кенорленда и амальгамацией Колумбии [Li, Zhong, 2009]. Важно отметить территориальное сонахождение в этот период в суперматерике Колумбия (Нуна) тектонических блоков Сибири с Лаврентией, палеопротерозойские отложения которых характеризуются схожими структурно-стратиграфическими и геохимическими характеристиками [Лаверов и др., 1983; Cupey et al., 2003]. Сопоставление черносланцевых отложений этих территорий позволяет рассчитывать на гораздо большие перспективы золото- и ураноносности палеопротерозойских отложений юга Сибирской платформы.

Непосредственно формирование рудных объектов, связанных как с палео-, так и неопротерозойскими отложениями, было спровоцировано более поздними процессами орогенного этапа объединения континентальных блоков при закрытии Палеоазиатского океана в палеозойский этап развития платформы [Зорин и др., 2008; Чернышев и др., 2009].

Работа выполнена частично при финансовой поддержке грантов РФФИ № 15-05-00172-а и Президента МК-4852.2016.5.

Литература

Будяк А. Е., Паришин А. В., Дамдинов Б. Б., Реутский В. Н., Спиридонов А. М., Волкова М. Г., Брюханова Н. Н., Брянский Н. В. Новые результаты геохимических и геофизических исследований зоны Хадаткандского разлома (Северное Забайкалье) // Тихоокеанская геология. 2015. № 5. С. 54–63.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–557.

Зорин Ю. А., Мазукабзов А. М., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Пресняков С. Л., Сергеев С. А. Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // Доклады академии наук. 2008. Т. 423. № 2. С. 228–233.

Лаверов Н. П., Смиркстын А. О., Шумилин М. В. Зарубежные месторождения урана. М.: Недра, 1983. 320 с.

Ларин А. М., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Макарьев Л. Б., Яковлева С. З., Ковач В. П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3–15.

Немеров В. К., Станевич А. М., Развозжаева Э. А., Будяк А. Е., Корнилова Т. А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.

Немеров В. К., Семейкина Л. К., Коротяева И. Я. Отчет по теме «Разработка критериев оценки площадей развития углеродистых осадочных формаций (Восточная Сибирь). 1998ф. 212 с.

Подковыров В. Н., Котов А. Б., Ларин А. М., Котова Л. Н., Ковач В. П., Загорная Н. Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Доклады академии наук. 2006. Т. 408. № 2. С. 223–227.

Розен О. М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.

Чернышев И. В., Чугаев А. В., Сафонов Ю. Г., Сароян М. Р., Юдовская М. А., Еремина А. В. Изотопный состав свинца по данным высокоточного MC-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51, № 6. С.550–559.

Condie K. C., Marais D. J. D., Abbott D. Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? // Precambrian Research. 2001. Vol. 106. P. 239–260.

Cuney M., Brouand M., Cathelineau M. et al. What parameters control the high grade-large tonnage of the Proterozoic unconformity related uranium deposits? // Proceedings of International Conference on Uranium Geochemistry. Nancy, France, 2003. P. 123–126.

Li Z. X., Zhong S. Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in wholemantle tectonics // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2009. Vol. 176. P. 143–156.

Ю. И. Тарасова

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
j.tarasova84@yandex.ru

Вещественный состав руд и пород месторождения Чертово Корято, Восточная Сибирь

Ленская золотоносная провинция является одной из крупнейших по запасам золота во всем мире. Здесь расположено гигантское месторождение Сухой Лог, крупные – Голец Высочайший, Вернинское и Чертово Корято, а также ряд месторождений и рудопроявлений меньшего масштаба. Несмотря на значительный интерес к данной территории, вопрос генезиса месторождений золота, приуроченных к черносланцевым толщам Бодайбинского синклинория, до сих пор остается открытым. В настоящее время наиболее значимыми являются две основные концепции: 1) гидротермально-метаморфически-седиментационная модель [Немеров, 1989; Буряк, Хмелевская, 1997], согласно которой полезный компонент изначально аккумулировался в результате процессов осадконакопления, а рудные зоны были сформированы позднее при его катагенном и метаморфогенном перераспределении и 2) модель мезотермального рудообразования, по которой образование минерализованных зон связано с гранитоидами и процессами орогенного метаморфизма [Дистлер и др., 1996; Кучеренко, 2001]. В данной работе сопоставлены результаты минералогических, петрографических и геохимических исследований пород и руд месторождения Чертово Корято с аналогичными параметрами месторождения-гиганта Сухой Лог.

Ленская золотоносная провинция приурочена к зоне сочленения двух крупных тектонических блоков: Сибирской платформы и Байкальской горной области. Одним из главных элементов ее геологического строения является Чуйско-Тонодско-Нечерский антиклинорий – региональная структура, контролирующая положение основных золотоносных районов и узлов в пределах структурно-металлогенической зоны. Положение осевой части антиклинория подчеркивают выступы пород раннепротерозойского возраста, в которых значительная площадь занята массивами гранитоидов.

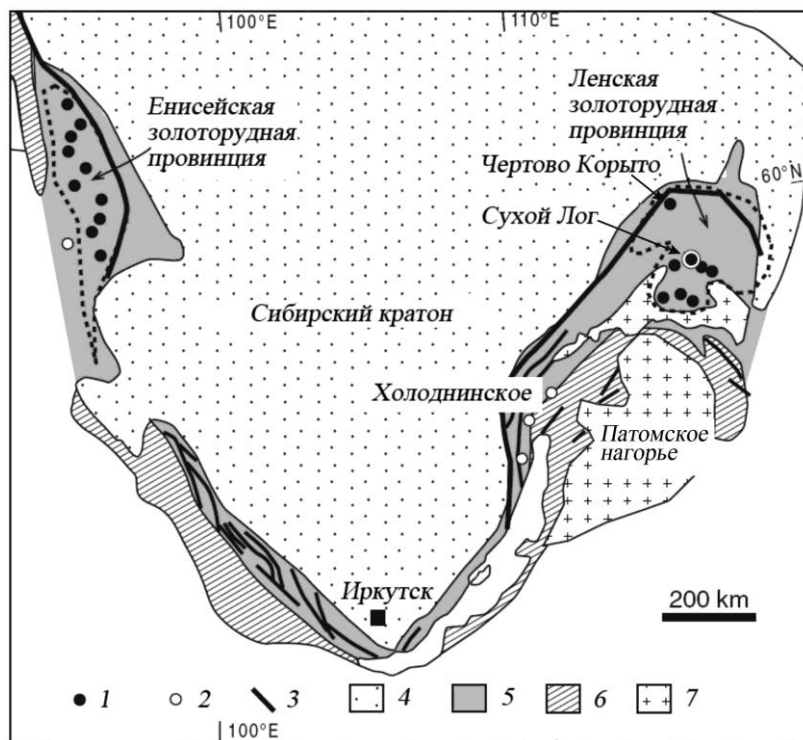


Рис. 1. Контроль Ленской и Енисейской золоторудных провинций рифтогенными зонами в краевой части Сибирского кратона и разломами (шовными зонами) по [Large et al., 2007] с изменениями.

1 – золоторудные месторождения, сопряженные с черными сланцами; 2 – свинцово-цинковые стратиформные месторождения; 3 – основные разломы (надвиги); 4 – Сибирский кратон; 5 – палеопротерозойские пассивные окраины; 6 – средне- и позднепротерозойские аккреционные образования; 7 – позднепротерозойские и палеозойские граниты.

Кевактинский рудный узел, перспективный на золотое и урановое сырье, приурочен к Тонодскому поднятию и представляет собой крупный (около 250 км²) тектонически нарушенный блок, заключенный между массивами гранитоидов: Кевактинским на юго-западе и Амандракским на востоке. Кевактинский узел располагается на севере Патомского нагорья в бассейне р. Большой Патом в 100 км к северу от месторождения Сухой Лог (рис. 1). Прогнозные ресурсы рудного золота узла оцениваются в 156 т по категории P₂, а балансовые запасы наиболее значимого здесь месторождения Чертovo Корято составляют 105 т [Золоторудное..., 2007ф].

Рудная зона месторождения мощностью 150 м и протяженностью 1.5 км приурочена к висячему боку складчато-разломной области, оперяющей Амандракский глубинный разлом. В пределах рудной зоны породы михайловской свиты представлены углеродсодержащими карбонатно-терригенными породами, в ходе метаморфизма превращенными в карбонат-полевошпат-хлорит-серицит-кварцевые сланцы с пирит-кварцевыми гнездами и прожилками кварца.

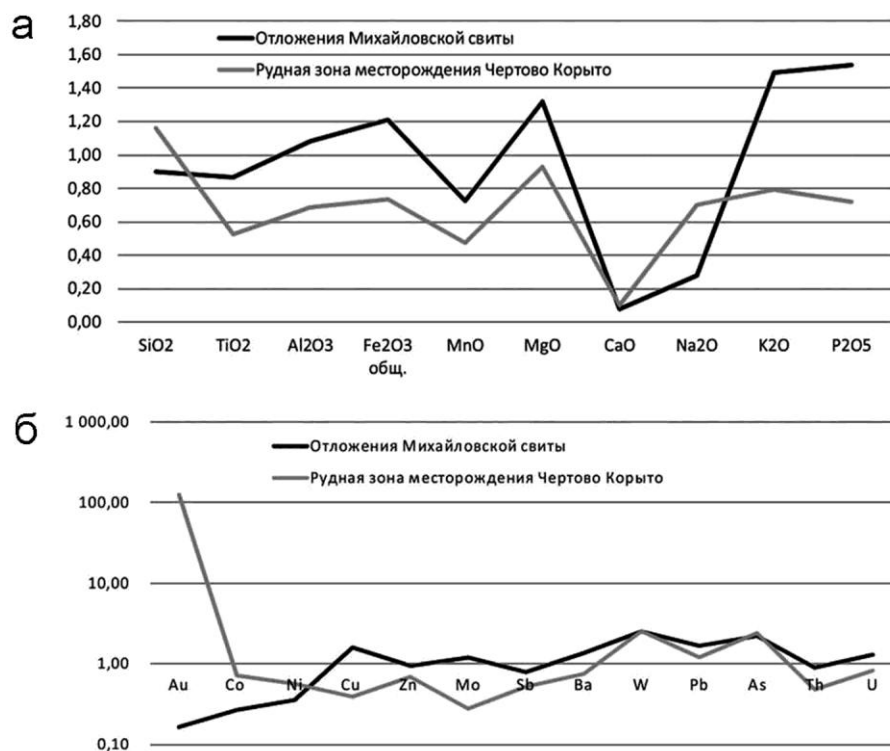


Рис. 2. Распределение породообразующих оксидов (а) и редких элементов (б) в породах михайловской свиты и рудной зоне месторождения Чертово Корыто.

Значения нормированы по стандартам PAAS [Condie, 1993] и СЧС-1 [Petrov et al., 2004].

Контуры рудных тел в пределах месторождения нечеткие и определяются по принимаемому в подсчетах запасов кондиционному бортовому содержанию золота 0.8 г/т. Рудные тела представляют собой серию сливающихся и разветвляющихся кварцевых жил и прожилков с участками прожилково-вкрапленной пирит-пирротин-арсенопиритовой минерализации. Из-за крайне неравномерного распределения золота внутреннее строение рудных тел характеризуется сложной морфологией с чередованием рудных и безрудных интервалов без какой-либо закономерности [Золоторудное..., 2007ф]. Выход минерализованной зоны на поверхность сопровождается первичным геохимическим ореолом мышьяка.

Для геохимического изучения пород и руд месторождения Чертово Корыто были отобраны пробы из рудной зоны и вмещающей михайловской свиты, минимально измененные рудными процессами (рис. 2). Содержания редких элементов определены методом ICP-MS, породообразующих оксидов – РФА. По сравнению с наиболее широко применяемыми стандартами терригенных отложений – PAAS (постархейский глинистый сланец) [Condie, 1993] и СЧС-1 (черный сланец Байкало-Патомского нагорья) [Petrov et al., 2004], отложения михайловской свиты характеризуются повышенными содержаниями Al₂O₃ (до 33, среднее 20.44 мас. %), Fe₂O₃общ (среднее 7.86 мас. %), MgO (среднее 2.90 мас. %), K₂O (среднее 5.52 мас. %) и P₂O₅ (среднее 0.13 мас. %). Содержания практически всех оксидов в рудной зоне снижа-

ются за исключением SiO_2 , среднее содержание которого повышается от 62 мас. % во вмещающих неизменных породах михайловской свиты до 73 мас. % в рудной зоне месторождения (рис. 2а).

Распределение редких элементов повторяет закономерность, установленную для петрогенных элементов (рис. 2б). Наименее измененные породы михайловской свиты характеризуются повышенными (до трех раз) содержаниями Cu, Mo, Ba, W, As и Pb относительно значений PAAS и СЧС-1, в то время как в рудной зоне содержание практически всех редких элементов заметно снижается. Содержания W и As в рудной зоне практически не изменяются по сравнению с вмещающими толщами. Содержания Co и Ni четко коррелируют с рудными процессами, увеличиваясь в два и более раз в зоне околорудных изменений. Максимальные концентрации Co и Ni отмечены в пробах с рудными содержаниями золота (7 проб): среднее содержание Au и Ag до 12.5 и 3.5 г/т, соответственно. Несмотря на общее увеличение количества пирита и пирротина в рудной зоне месторождения, содержание $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ снижается, что обусловлено «разбавлением» всех элементов окварцеванием (содержание SiO_2 в ряде проб достигает 90 мас. %). Это также подтверждается резкой отрицательной корреляцией кремнезема с редкими элементами и породообразующими оксидами в пробах с наложенными рудными процессами.

Геохимические изменения пород рудной зоны подтверждаются минералогическими исследованиями. Основные рудные минералы месторождения Чертово Кормыто – арсенопирит, пирротин, пирит, менее распространены халькопирит, галенит, сфалерит. Характерной чертой пирротина месторождения является его Co-Ni специализация. В единичных случаях в ассоциации со сфалеритом отмечены мельчайшие (первые микрометры) выделения гринокита. На месторождении выделяется рассеянная вкрапленность пирротина-1 с мелкими вытянутыми (до 0.7 см по длинной оси) вдоль расщепления линзами пирротина-2 и наложенная ассоциация золота с арсенопиритом. Арсенопирит представлен идиоморфными кристаллами размером от сотых долей миллиметра до 1 см. По зонам катаклаза крупных кристаллов развиваются аллотриоморфные включения золота совместно с пирротинном, реже галенитом. Редко самородное золото отмечается в крупных (до 1 см) идиоморфных кристаллах пирита. Кварцевые жилы, широко распространенные в рудной зоне, являются более поздними, т.к. рудная минерализация отмечается в них только в местах пересечения с рудными интервалами.

Минералого-геохимические характеристики месторождения Чертово Кормыто сходны с таковыми месторождения-гиганта Сухой Лог. Оба месторождения приурочены к черносланцевым отложениям, метаморфизованным в условиях до серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации и характеризующимся сидерохалькофильной специализацией, приобретенной на стадии седиментации. Месторождения приурочены к ядерным частям антиклинальных складок. На месторождениях преобладает прожилково-вкрапленный золото-кварц-сульфидный тип минерализации и наблюдаются сходные формы выделений золота в ассоциации с арсенопиритом.

Различия между месторождениями выражаются в их приуроченности к разделенным во времени и в пределах разреза стратиграфическим единицам, которые, безусловно, формировались в различных геодинамических ситуациях. Различие видового состава рудной минерализации (преобладание арсенопирита на месторождении Чертово Кормыто) связано со значительно большим содержанием As во вмещающих породах михайловской свиты относительно хомолхинской свиты дальне-тайгинского горизонта, вмещающей месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший и Вернинское [Yudovskaya et al., 2015].

В результате сопоставления можно сделать предположение о сходном процессе рудообразования на месторождениях благодаря влиянию одного палеозойского геодинамического события [Чернышев и др., 2009], что привело к формированию как разномасштабных самостоятельных месторождений золота, так и началу образования крупной золотоносной провинции.

Исследования выполнены при поддержке гранта Президента РФ МК-4852.2016.5.

Литература

Буряк В. А., Хмелевская Н. М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.

Дистлер В. В., Митрофанов Г. Л., Немеров В. К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.

Золоторудное месторождение Чертово Корыто. Отчет ЗАО «Тонода» о поисково-разведочных работах за 1996–2007 г.г. с подсчетом запасов по состоянию на 01.09.2007. Бодайбо, 2007ф.

Кучеренко И. В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений Южной Сибири // Известия Томского политехнического университета. 2001. Т. 304. № 1. С. 182–197.

Немеров В. К. Геохимическая специализация позднекембрийских черных сланцев Байкало-Патомского нагорья // Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1989. 144 с.

Чернышев И. В., Чугаев А. В., Сафонов Ю. Г., Сароян М. Р., Юдовская М. А., Еремина А. В. Изотопный состав свинца по данным высокоточного MC-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 550–559.

Condie K. C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geology. 1993. Vol. 104. P. 1–37.

Large R. R., Maslennikov V. V., Robert F., Danyushevsky L., Chang Z. Multi-stage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia // Economic Geology. 2007. Vol. 10. № 2. P. 1233–1267.

Petrov L. L., Kornakov Yu. N., Korotaeva I. I. et al. Multi-element reference samples of black shale // Geostandards and Geoanalytical Research. 2004. Vol. 28. № 1. P. 89–102.

Yudovskaya M. A., Distler V. V., Prokofiev V. Yu., Akinfiyev N. N. Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits // Geoscience Frontiers. 2015. doi:10.1016/j.gsf.2015.07.010.

Р. Х. Мансуров

*Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), г. Москва
rinman81@bk.ru*

Рудопроявление Южное (Енисейский кряж): новый тип золотоносных минерализованных зон

Рудопроявление Южное выявлено в 2015 г. в ходе поисковых работ по госконтракту с Федеральным агентством по недропользованию Роснедра, направленных на выявление большеобъемного золотого оруденения в углеродисто-карбонатно-терри-

генных комплексах Енисейской золоторудной провинции. Исследования осуществлялись в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади, расположенной в центральной части Енисейского кряжа (рис.). Территория Енисейского кряжа характеризуется сложным горно-таежным ландшафтом, при котором традиционные поисковые методы зачастую оказываются недостаточно эффективными. Поисковые работы затруднены значительной закрытостью склонов и водоразделов и наличием многолетнемерзлых моховых и гумусово-торфяных слоев большой мощности. В таких условиях применяется методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, успешно апробированная на золоторудных объектах Верхне-Хатыннах-Олботского и Лебединского рудных узлов, Бодайбинского рудного района и других территорий [Иванов, 2014а]. Методика включает в себя как традиционные, так и нестандартные приемы. В ее основе лежит комплексирование известных методов изучения делювиально-элювиальных отложений для поисков месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (золота, касситерита, вольфрамит, танталониобатов и др.). Методика объединяет оконтуривание делювиальных свалов рудных тел, проходку закопшек, минералогический и минералогический, геохимический, литохимический анализы [Иванов, 2014б].

Поисковые работы осуществлялись в несколько этапов [Мансуров, 2015]. На первом этапе площадь работ (около 300 км²) изучена серией опорных геолого-геофизических профилей для выявления рудоконтролирующих зон складчато-разрывных деформаций. Исследования включали комплекс геологических (маршруты), геохимических (литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) – средняя глубина опробования 0.3 м, интервал 50 м) и геофизических (электро-, грави-, магниторазведка) методов поисков. На этом же этапе осуществлялись геохимические поиски по потокам рассеяния (ПР) масштаба 1 : 50 000 и геолого-поисковые маршруты масштаба 1 : 25 000. В результате выявлена рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций.

На втором этапе проведены геохимические поиски по ВОР, пройдены линии закопшек глубиной 0.3–0.8 м и геолого-поисковые маршруты масштаба 1 : 10 000. Геохимические поиски по ВОР велись по сети 200 × 20 м с опробованием из закопшек глубиной 0.3 м. Проходка линий закопшек глубиной 0.8 м осуществлялась по нижним бортам склонов с интервалом 20–40 м между закопшками. В закопшках проводилось шлиховое и литогеохимическое по ВОР опробование нижней продуктивной части делювиальных отложений. Геолого-поисковые маршруты осуществлялись для изучения гидротермально-метасоматических процессов, выяснения природы потенциально рудоконтролирующих и рудолокализирующих элементов космодифференциации, выявления и прослеживания минерализованных зон. Элювиально-делювиальные отложения перекрыты почвенно-растительным слоем, редко отмечаются малосмещенные делювиальные крупнощебнисто-глыбовые развалы измененных пород. В связи с этим доступ к информативному слою делювия возможен лишь с помощью проходки закопшек глубиной до 0.6 м. Поиски второго этапа выявили ряд потенциально золотоносных минерализованных зон в пределах рудоконтролирующей зоны складчато-разрывных деформаций.

На третьем этапе поисков осуществлялась проходка линий шурфов до коренных пород (интервал 10–20 м между шурфами) и бульдозерных расчисток глубиной 1 м для локализации золотоносных минерализованных зон. В шурфах производилось литогеохимическое по ВОР и шлиховое опробование нижнего продуктивного слоя делювия и бороздовое опробование коренных пород в шурфах. В результате выделены

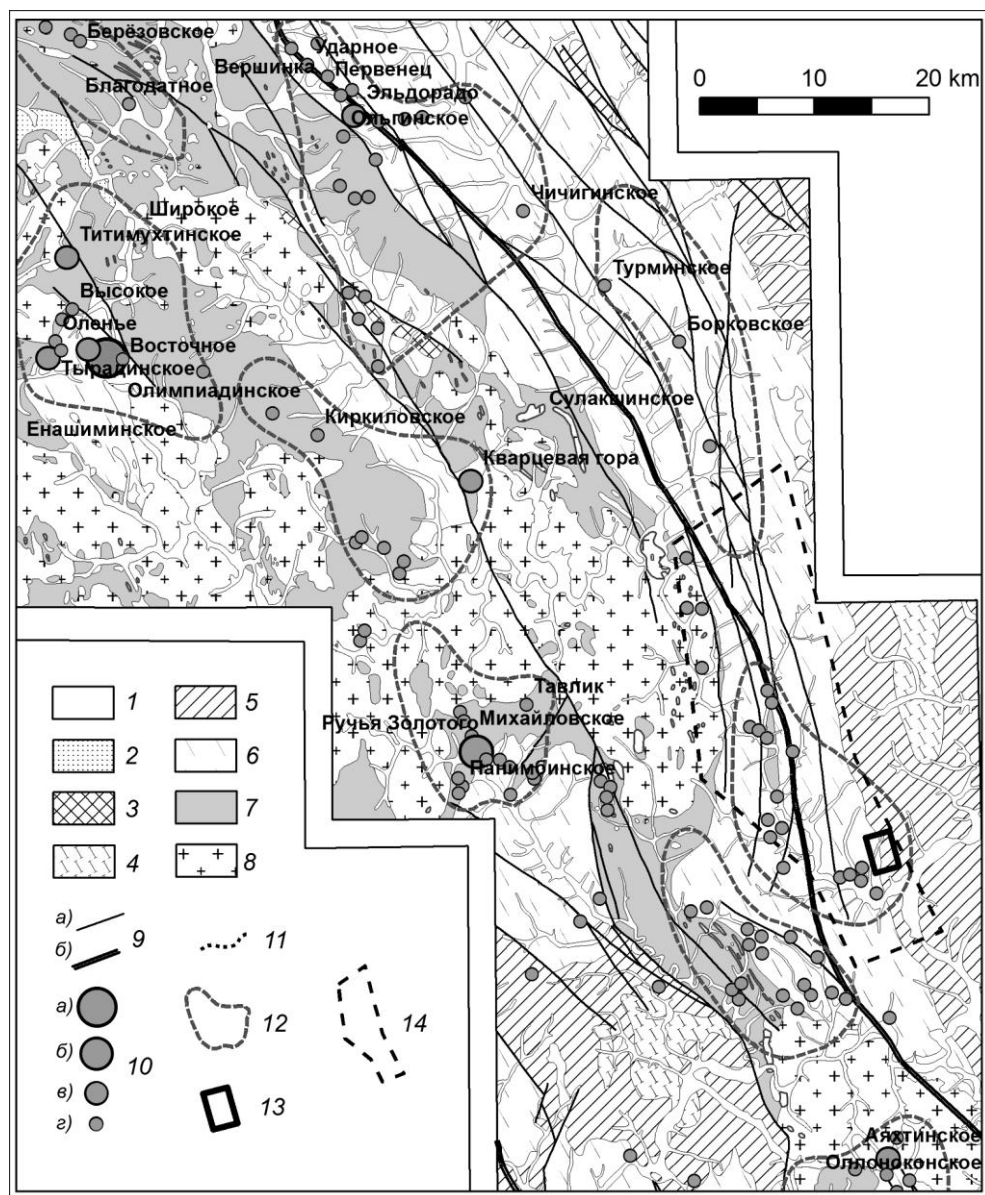


Рис. Схематизированная карта золотоносности центральной части Енисейской золоторудной провинции (с использованием данных ОАО «Красноярскгеолсъемка»).

1–7 – стратифицированные образования: 1 – четвертичные отложения; 2 – карбонатно-терригенный известковисто-доломито-алевритопесчаный пестроцветный комплекс (немчанская (Vnm), подъемская (Vpd), суворовская (Vsv), мошаковская (Vms), чистяковская (Vcv), алевшинская (Val) свиты); 3 – карбонатно-терригенный известковисто-песчано-алевритосланцевый комплекс (чивидинская (R₃cv), карьерная (R₃ktr), лопатинская (R₃lp) свиты); 4 – флишоидный карбонатно-терригенный углеродсодержащий известковисто-песчано-сланцевый комплекс (сухохребтинская (R₃sh), горевская (R₃grv), морянихинская (R₃mr), дашкинская

(R_{3ds}), нижнеангарская (R_{3na}), мокринская (R_{3mk}), рыбинская (R_{3rb}), боре́минская (R_{3br}), удоронская (R_{3ud}) свиты); 5 – углеродсодержащий карбонатно-терригенный доломито-известкисто-филлитно-песчано-сланцевый комплекс (шунтарская (R_{3sn}), потоскуйская (R_{3pt}), аладьинская (R_{2al}), карточки (R_{2kr}) свиты); 6 – углеродсодержащий вулканогенно-карбонатно-терригенный туфогенно-известкисто-филлитно-песчано-сланцевый комплекс (удерейская (R_{2ud}), горбилокская (R_{2gr}), кординская (R_{2kd}) свиты); 7 – карбонатно-терригенный кристаллосланцевый комплекс (пенчегинская свита (PR_{2pn})); 8 – интрузивные образования: плагиогранодиоритовый комплекс (татарско-аяхтинский гранодиорит-плагиогранитовый (R_{3ta}), тейский гнейсогранитовый (R_{3te}); 9 – разрывные нарушения: а) долгоживущие зоны разломов, б) оперяющие разрывы; 10 – месторождения и проявления коренного золота: а) весьма крупные, б) крупные, в) средние, г) проявления; 11 – промышленные линейные россыпи золота (разведываемые, обрабатываемые, отработанные); 12 – контуры золоторудно-россыпных узлов; 13 – контур Средне-Ишимбинской перспективной площади; 14 – контур поискового участка Южный.

участки для вскрыши бульдозерными расчистками – зоны с содержаниями золота от 0.1 г/т в первичных и вторичных ореолах рассеяния.

Четвертый этап поисков – комплекс горно-буровых работ. Наиболее минерализованные участки – потенциально рудные зоны были вскрыты траншеями до коренных пород, а затем «подсечены» серией буровых скважин. По результатам лабораторно-аналитических работ выявлены эпицентры повышенных содержаний – некондиционные рудные зоны с содержаниями золота более 0.3 г/т.

Таким образом, методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах позволила с использованием малого объема горных выработок выявить золотоносную минерализованную зону и некондиционные рудные зоны в ее пределах. Новыми и наиболее эффективными направлениями методики являются 1) применение комплекса геологических, геофизических и геохимических исследований по опорным профилям, позволяющего уже на ранней стадии изучения определить наиболее перспективные зоны складчато-разрывных деформаций и участки в пределах исследуемых площадей; и 2) литогеохимическое по ВОР опробование нижней продуктивной части делювиальных отложений, которое дает возможность максимально точно локализовать золотоносные минерализованные зоны, непосредственно определить участки для последующих горно-буровых работ и, соответственно, минимизировать затраты на проведение геологоразведочных работ.

По результатам поисков на Южном рудопроявлении выявлено два типа минерализованных зон: золото-кварц-сульфидный и золото-малосульфидно-кварцевый. Наиболее распространенные минерализованные зоны первого типа представляют собой окварцованные, серицитизированные и карбонатизированные породы с кварцевыми жилами и прожилками (от 3 до 20 жил и прожилков на 1 пог. м), разнонаправленными, взаимопересекающимися с вкрапленной сульфидной (пирит) минерализацией до 7 об. % в околожильном пространстве. Вмещающие породы – отложения нижней пачки свит аладьинской и карточки объединенных среднего рифея, представленных известняками, известкисто-глинистыми сланцами в приконтактной части с терригенной толщей погорюйской свиты. Золото-кварц-сульфидные зоны характеризуются сложным штокверкоподобным строением, значительной мощностью (до 280 м) и протяженностью (прослежены до 1000 м). Для зон этого типа характерны следующие поисковые признаки: 1) широкие (до 400 м) аномалии золота в ВОР с содержаниями более 0.03 г/т; 2) аномалии золота с неравномерным содержа-

нием золота от 0.1 до 4.0 г/т (мощностью от 100 м и более); 3) протяженные (более 400 м) шлиховые ореолы золота с содержанием 8–10 знаков металла на шлиховую пробу (до 51 знака на пробу); 4) в геофизических полях минерализованные зоны отвечают участкам пониженных аномалий урана, тория и калия в аэрогаммаспектрометрии.

Минерализованные зоны золото-малосульфидно-кварцевого типа локализованы в терригенных отложениях погорюйской свиты среднего рифея и приурочены к горизонтам кварцитовидных песчаников с прослоями кварцитов. Зоны представляют собой интенсивно окварцованные, карбонатизированные (анкерит, сидерит) породы с обильной кварцевой разноориентированной жильно-прожилковой минерализацией (до 20–25 жил и прожилков на 1 пог. м) и слабой сульфидизацией (1–2 об. % пирита). Морфологически минерализованные зоны этого типа представлены линейными маломощными (не более первых десятков метров) протяженными (более 1 км) продольными относительно складчатости зонами. Содержания золота в этих зонах в первичных ореолах и ВОР, как правило, не превышают 0.1 г/т, и они не имеют геолого-промышленной значимости.

Среди зон золото-кварц-сульфидного типа наиболее мощной является Центральная. Ее мощность составляет 280 м, протяженность более 800 м. Некондиционные рудные зоны, выявленные в пределах Центральной зоны, достигают мощности 23 м. Зоны имеют субсогласную слоистости ориентировку. Визуально они не имеют четких границ и выделяются по данным опробования; всего установлено четыре зоны. Для них характерно увеличение концентрации кварцевых прожилков (до 15–20 и более прожилков на 1 пог. м), как правило, секущих маломощных (до 1–2 мм). Околожильное пространство насыщено (на расстоянии до 5–7 см от прожилков) тонкой (менее 1 мм) вкрапленностью пирита (до 10–12 об. %) кубического, кубоктаэдрического и пентагондодекаэдрического габитуса. Такие участки отвечают эпицентрам содержаний золота в первичных ореолах и ВОР от 0.3 г/т.

Таким образом, в результате выполненного комплекса поисковых работ установлена серия золотоносных минерализованных зон с некондиционными рудными зонами в их пределах. Следует отметить, что на Енисейском кряже подавляющее большинство золоторудных объектов локализовано в туфогенно-карбонатно-терригенных флишеидных черносланцевых углеродсодержащих комплексах на нижне-среднерифейском стратиграфическом уровне трех свит: удерейской, горбилокской и кординской, а также в пенченгинской свите нижнего протерозоя – Олимпиадинское, Эльдорато, Советское, Благодатное, Аяхтинское, Васильевское и ряд других [Сердюк и др., 2010]. В то же время, Южное рудопроявление локализовано в вышележащих терригенно-карбонатных комплексах свит карточки и аладынской среднего рифея.

Литература

- Иванов А. И. Золото Байкало-Патома (геология, орудование, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014а. 215 с.
- Иванов А. И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. 2014б. № 1. С. 36–42.
- Мансуров Р. Х. Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое орудование в пределах Средне-Ишимбинской площади // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 39–50.
- Сердюк С. С., Коморовский Ю. Е., Зверев А. И., Ояберь В. К., Власов В. С., Бабушкин В. Е., Кириленко В. А., Землянский С. А. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск, 2010. 584 с.

В. В. Мурзин¹, Д. А. Варламов², Г. А. Пальянова^{3,4}, Т. В. Журавкова^{3,4}

¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

murzin@igg.uran.ru

² – Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка

³ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

⁴ – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Золотоносные родингиты в Агардагском массиве гипербазитов (Южная Тува)

Родингиты – широко распространенные метасоматические породы в массивах гипербазитов, однако те из них, которые несут золотую минерализацию, чрезвычайно редки. Небольшие проявления родингитов и месторождения золота в них известны в России (Южный Урал, Саяны, Корякское нагорье) и Канаде (Британская Колумбия) [Мурзин и др., 2006]. Объектом данного исследования явилось проявление медистого и серебристого золота в родингитах Агардагского массива офиолитовых гипербазитов, открытое в 1984 г. В. И. Кудрявцевым и К. С. Кужугетом [Кудрявцев, Кудрявцева, 2003]. Специфическая черта исследованных родингитов – проявление в них регрессивной щелочной ветви родингитизации, а также приконтактной амфиболизации (нефритизации) вмещающих серпентинитов. Цель исследования – выявить минералогические особенности родингитов, физико-химические условия отложения в них золота и источник родингитизирующего флюида. Образцы для исследований и фондовые материалы представлены одним из первооткрывателей проявления – В. И. Кудрявцевым (ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл), а также В. В. Зайковым (ИМин УрО РАН, г. Миасс).

Агардагский массив входит в состав Южно-Тувинского офиолитового пояса, разделяющего области докембрийской складчатости нагорья Сангилен и салаирских структур Центральной Тувы. Он вытянут в СВ направлении на 17.5 км и представляет собой сложно построенное линзовидное тело, круто падающее на северо-запад. Массив прорывает нижнекембрийские вулканогенно-осадочные породы и, в свою очередь, прорывается мелкими дайко- и линзообразными телами габбро, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов, а также небольшими интрузиями плагиогранитов и гранодиоритов (D₁₋₂). В ультраосновных породах выявлено большое количество проявлений хромитов, с которыми связывается платинометальное оруденение (рис.). Первичные породы массива, преимущественно дуниты и гарцбургиты, превращены в антигоритовые и, в меньшей степени, лизардитовые и хризотилитовые серпентиниты. В эндоконтактных частях массива, а также внутри него в тектонических зонах широко развиты тела лиственитов, сложенных брейнеритом, тальком, кварцем и фукситом. Ранее установлены три генетические группы родингитов: апогабброидные, апопироксенитовые и апогипербазитовые [Ойдул, Кужугет, 1989]. Родингиты, сложенные клиноцоизитом, эпидотом, тремолит-актинолитом и альбитом, выделены в отдельную группу [Секерин, 1982]. Для них характерны приуроченность к тектоническим зонам, наличие ореольной антигоритизации и приконтактной амфиболизации, ассоциация с телами нефритов.

Агардагское проявление золота расположено на стыке двух наиболее крупных тектонических блоков, на которые разбит массив в восточной его части. Золотоносные родингиты приурочены к субширотной зоне дробления серпентинитов. В 150–200 м к

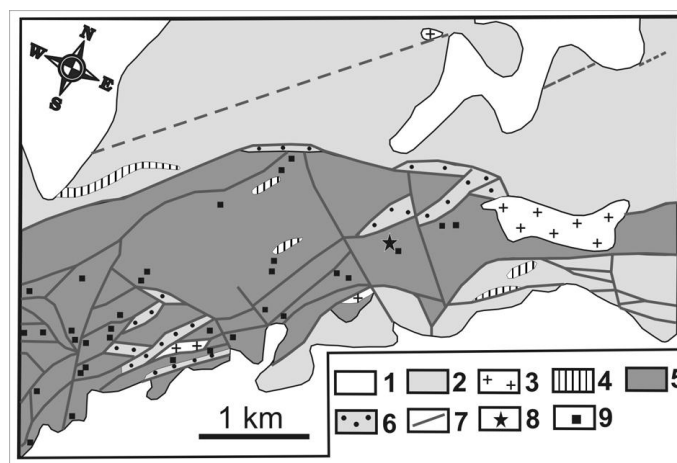


Рис. Схема геологического строения северо-восточной части Агардагского гипербазитового массива (на основе геологической карты В. И. Кудрявцева, 1980ф).

1 – четвертичные отложения; 2 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы (сланцы, песчаники, алевролиты, известняки, сланцы, порфириды кускунугской свиты, V–С₁); 3 – граниты, плагииграниты, гранодиориты Сютохольского комплекса (D₁₋₂); 4 – габбро, габбро-долериты, долеритовые порфириды Танноульского комплекса (С₂₋₃); 5 – дуниты, перидотиты и серпентиниты по ним Актотракского комплекса (R₃); 6 – листовениты; 7 – разломы; 8 – Агардагское проявление золота; 9 – проявления хромититов.

северу от проявления находятся крупные тела листовенитов. В пределах и вблизи зоны дробления развиты небольшие тела габбро-диоритов и апогаббровых альбититов. На контакте родингита и вмещающего антигоритового серпентинита развита зона нефритоида, представленного темно-зеленым сланцеватым тонкозернистым агрегатом амфиболов. Акцессорные минералы родингита и нефритоида – хромшпинелид, гранаты, титанит, апатит, халькозин, маухерит, самородное золото, циркон и др.

Золотоносные родингиты представлены агрегатом светло-зеленых кристаллов клинопироксена, сцементированных альбитом. Альбит присутствует в породе также в виде тонких прожилков и линз. По химическому составу клинопироксен отвечает Na-содержащему диопсиду-геденбергиту (до 2.9 мас. % Na₂O). Как правило, диопсидовой компонентой обогащена центральная часть кристаллов (до 0.86 ф.е. Mg), а геденбергитовой (до 0.65 ф.е. Fe) – краевая. Содержание других примесей, обычных для клинопироксена, не превышают (мас. %) 1.1 Al₂O₃, 0.6 TiO₂ и 2 MnO. Содержание Cr₂O₃ обычно менее 0.2 мас. %, однако в некоторых образцах оно существенно выше – до 5.05 мас.%. Амфибол нефритоида представлен Na-содержащим актинолитом (до 0.27 ф.е. Na). Порода сильно деформирована и обладает сланцеватой текстурой. На контакте с родингитом нефритоид сложен слоями амфибола, перемежающимися с линзочками альбита.

В изученных породах, таким образом, присутствуют две генерации альбита. Ранняя генерация характеризуется равновесными взаимоотношениями с клинопироксеном. Для него характерно волнистое угасание и зазубренные края зерен. Поздний альбит выполняет систему тонких прожилков и линзочек в родингите или нефритоиде. Его агрегаты имеют параллельно-шестоватое строение, а отдельные зерна часто сдвойникованы. Химический состав альбита ранней и поздней генераций практически не отличается.

Хромшпинелид в родингите и нефритоиде является реликтовым минералом. Кроме того, в альбите родингита обнаружены редкие мелкие кристаллики (до 50 мкм) новообразованного Zn-хроммагнетита (до 5.7 мас. % ZnO). Состав реликтового хромшпинелида по соотношению $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ и $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ отвечает акцессорному хромшпинелиду дунитов. Зерна его раздроблены и замещаются более железистыми фазами, содержащими до 5.4 мас. % ZnO, а также титансодержащим (до 2.7 мас. % TiO_2) гранатом уграндитового типа, зачастую зональным и обладающим широким спектром составов от уваровита до грессуляра.

Частицы самородного золота размерами до 3 мм рассеяны в родингите и нефритоиде, часто срastaются с халькозином, иногда с маухеритом. Они сложены орторомбическим (рожковит) и тетрагональным (тетрааурикуприд) AuCu , редко аурикупридом AuCu_3 . Зафиксированы также частицы серебристого ртутисодержащего электрума (пробность 468–614, до 1.6 мас. % Hg), иногда также обрастающего частицы медистого золота. Более детальное описание химического состава самородного золота и рудных минералов можно найти в статье [Мурзин и др., 1987].

Представляется, что отложение продуктивной минерализации началось с формирования альбит-пироксенового родингита и нефритоида с рассеянными в них мелкими частицами медистого золота, ассоциирующего с маухеритом. Последующие внутрирудные тектонические деформации, проявившиеся на контакте родингита и нефритоида, привели к формированию сети тонких трещин скалывания, выполненных альбитом поздней генерации. С этим альбитом ассоциируют наиболее крупные выделения халькозина, медистого и серебристого золота. Отложение медистого золота началось при температуре не ниже 410 °C, которая фиксирует фазовый переход орторомбической модификации AuCu в тетрагональную. По данным определения температур гомогенизации флюидных включений поздний альбит образовался при температуре не менее 200–250 °C.

Газовохроматографический анализ флюидных включений в минералах показал, что все члены зональной колонки (антигоритовый серпентинит – нефритоид – альбит-пироксеновый родингит) сформированы из существенно водного флюида с близкими и относительно невысокими уровнями углекислотности ($X_{\text{CO}_2} = 0.017\text{--}0.025$). При образовании родингита и нефритоида флюид был более обогащен восстановленными газами ($X_{\text{H}_2} 0.049\text{--}0.073$, $X_{\text{CO}} 0.006\text{--}0.014$, $X_{\text{CH}_4} 0.002\text{--}0.005$), чем при антигоритовой серпентинизации ($X_{\text{H}_2} 0.001$, $X_{\text{CO}} 0.004$, $X_{\text{CH}_4} < 0.001$). Степень окисленности газовых компонентов флюида ($\text{CO}_2/\text{CO}_2 + \Sigma \text{восст. газов}$) увеличивается в ряду родингит (0.189) – нефритоид (0.299) – антигоритовый серпентинит (0.738).

Изотопный состав кислорода, водорода и серы для минералов серпентинита, родингитов и нефритоида (пироксен, альбит, амфибол, серпентин, халькозин) составил соответственно: $\delta^{18}\text{O} = 6\text{...}10.4\text{‰}$ ($n = 4$), $\delta\text{D} = -67.6\text{...}-78.5\text{‰}$ ($n = 2$), $\delta^{34}\text{S} = 8.4\text{‰}$ ($n = 1$). Изотопный состав родингитизирующего флюида, рассчитанный для 400–500 °C, составил $\delta^{18}\text{O}_{\text{фл}} = 8\text{...}9.9\text{‰}$ и $\delta\text{D}_{\text{фл}} = -39\text{...}-46\text{‰}$. Его изотопные характеристики отвечают метаморфогенному флюиду, равновесному с магматическими породами при незначительном участии изотопно тяжелого кислорода, прошедшего осадочный цикл.

Проведенное исследование пока не дало полные ответы на все вопросы, связанные с происхождением родингита и источником Na и рудных компонентов, в том числе золота. Тем не менее, установлено, что согласно температурному режиму (500–200 °C), низкой доле углекислоты во флюиде и восстановительному характеру флюида изученные родингиты и нефритоиды соответствуют условиям формирования типичных аподайковых биметасоматических родингитов [Плюснина и др., 1993].

В аподайковых родингитах появление Na связывается с его высвобождением при замещении плагиоклаза исходных пород среднего-основного состава, однако обычно зоны Na-метасоматоза пространственно разобщены с родингитами [Леснов и др., 1976; Плюснина и др., 1993].

В изученном проявлении Агардагского массива устанавливается синхронность отложения золота с образованием как ранних, так и поздних парагенезисов родингитов и нефритоида. Субстратом при формировании нефритоида и, возможно, родингита был серпентинит, о чем свидетельствует присутствие в них реликтового хромшпинелида. Микропрожилки позднего альбита с наиболее крупными выделениями золота и халькозина образовались путем выполнения открытых трещин.

Исследование осуществлялось при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 16-05-00407 и 16-35-00241).

Литература

Кудрявцева А. И., Кудрявцев В. И. Проявление медистого и серебристого золота в благороднометальном оруденении Южно-Тувинского гипербазитового пояса // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003. С. 45–48.

Леснов Ф. П., Агафонов Л. В., Кузнецова И. К. Щелочной амфибол группы кросит-родусит из альбититов Южно-Шмидтовского гипербазитового массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Том X. Труды ИГГ СО АН СССР. Вып. 305. Новосибирск: Наука, 1976. С. 85–92.

Мурзин В. В., Кудрявцев В. И., Берзон Р. О., Сустанов С. Г. Медистое золото в зонах родингитизации // Геология рудных месторождений. 1987. № 5. С. 96–99.

Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Варламов Д. А., Шанина С. Н. Золотое оруденение в родингитах массивов альпинотипных гипербазитов // Литосфера. 2006. № 1. С. 113–134.

Ойдун Ч. К., Кужугет К. С. О генезисе родингитов Агардагского гипербазитового массива // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 5. Петрохимия, минералогия, геохимия. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1989. С. 100–111.

Плюснина Л. П., Лихойдов Г. Г., Зарайский Г. П. Физико-химические условия формирования родингитов по экспериментальным данным // Петрология. 1993. Т. 1. № 5. С. 557–568.

Секерин А. П. Петрология родингитов Саяно-Байкальской горной области // Доклады АН СССР. 1982. Т. 262. № 1. С. 175–177.

В. В. Меркулов

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), г. Новосибирск
pebstit05@mail.ru*

Структурно-геохимические особенности строения западной части Деспенского медно-железо-золоторудного района (Республика Тыва) (научный руководитель А. И. Черных)

Деспенский медно-железо-золоторудный район расположен в южной части Республики Тыва на границе с Монголией и приурочен к хребту Восточный Танну-Ола. На его территории установлены золоторудная кварцевая, магнетитовая скарновая, медно-скарновая, медно-порфировая, медно-эпидотовая, молибден-порфировая и кол-

чеданно-полиметаллическая рудные формации. Несмотря на их разнообразие, ресурсная база района остается довольно бедной, а структура, в составе которой установлены перспективные рудные объекты, неясна. Цель данной работы заключается в выявлении геохимической и структурной связи между известными рудными объектами.

Исследование проводилось в рамках работ по объекту «ГДП-200 листа М-46-Х (Хову-Аксы)» в западной части Деспенского медно-железо-золоторудного района в 2015 г. Базовыми материалами послужили собственные геохимические и геологические материалы, а также результаты геохимических поисков по потокам рассеяния масштаба 1: 200 000 [Яровой, 1990], сводные геофизические основы Госгеолкарты 200/2 листа М-46-Х [Сводные..., 2015] и космоснимки сервиса Google Maps.

Деспенский район входит в состав Таннуольско-Улугуйской минерагенической зоны и расположен в пределах Таннуольской подзоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной палеозоны Алтае-Саянской складчатой области [Эволюция..., 2013]. Таннуольская подзона представляет собой блок в южной части Таннуольско-Хамсаринской палеозоны. На западе подзона граничит с Тувинским рифтогенным прогибом через Убсунур-Бийхемский разлом, на севере – переходит в Ондумскую подзону, на юго-востоке через Агардакскую шовную зону граничит с Тувино-Монгольским массивом [Эволюция..., 2013; Государственная..., 2006]. На юге подзона скрыта кайнозойскими отложениями Убсунурской впадины. Территория района сложена вулканогенно-карбонатными отложениями раннего кембрия, которые прорываются интрузиями среденекембрийского таннуольского диорит-гранодиорит-плагиогранитового, ордовикского арголикского гранодиорит-гранитового и девонского бреньского граносиенит-субщелочногранит-лейкогранитового комплексов.

На первом этапе работ были созданы точечные слои с результатами геохимических поисков по потокам рассеяния. Было проведено дешифрирование снимков и построена схема линеаментов. Снимки подвергались векторизации в графическом редакторе CorelDraw и дешифрировались в ручном режиме. Все данные объединялись в единый ГИС-проект в программной среде ИНТЕГРО. База данных с результатами геохимических поисков насчитывает 5279 точек и включает информацию по 30 химическим элементам: Bi, As, Sb, Cd, Zn, Cr, W, V, Mo, Zr, Cu, Y, La, Ce, Be, Co, Ba, Ti, Mn, Sn, B, P, Pb, Ni, Ga, Ag, Au, Li, Nb, Sr. По специальным выборкам были посчитаны фоновые значения. Геохимические данные обработаны в программе STATISTICA с использованием кластерного анализа методом k-средних. В результате получено 10 групп химических элементов, из них три – характеризуются максимальным накоплением рудообразующих элементов для перспективных формаций рудного района.

Группа I характеризуется максимальным накоплением элементов ассоциации Cr-Au-La. Точки данной группы имеют пространственную связь с телами первой фазы таннуольского комплекса. В группе II выделяется ассоциация Pb-Mo-Ag-Zn-Cu. Пространственно точки связаны с телами второй фазы таннуольского комплекса либо с породами арголикского комплекса. Группа III представлена ассоциацией Pb-Mo. Отчетливо наблюдается пространственная связь точек группы с участками распространения девонских пород как интрузивных тел (бреньский комплекс), так и вулканогенно-осадочных отложений. Среднее содержание золота в группах II и III соответствует фоновому значению. Точки групп I и II на изучаемой территории образуют аномальные участки. Всего было выделено 14 аномальных участков. Для каждого участка сделаны выборки, рассчитаны матрицы корреляции и среднее содержание элемента. В результате в интенсивных аномалиях наблюдается стабильная ассоциация Mo-(Sn,W)-Cu-Zn-Pb-Ag-Au с наибольшим накоплением Au, Cu и Pb-Ag-Zn.

Специализация большинства аномалий подтверждается точечными аномалиями в коренных породах соответствующего элемента. Аномалии, в которых наблюдается накопление золота, заверены шлиховыми потоками.

На карте локальной составляющей аномального поля силы тяжести масштаба 1 : 200000 выделены зоны градиента силы тяжести, имеющие в плане форму двух деформированных колец. В результате совмещения слоя геохимических аномалий со слоями градиента силы тяжести и схемой линеаментов обнаружилась тесная пространственная связь кольцевых структур, геохимических аномалий и линеаментов с простиранием 305–330°. Геохимические аномалии локализуются по периметру кольцевых структур градиента силы тяжести и контролируются линеаментами с простиранием 305–330°. Также к юго-западу от геохимических аномалий присутствуют локальные аномалии силы тяжести. Если принять, что рудоконтролирующие линеаменты являются разломами с падением на юго-запад, то данный факт позволяет прогнозировать положение рудоконтролирующей структуры на глубине.

Результаты данной работы позволяют сделать следующие выводы. Перспективные участки западной части Деспенского рудного района имеют стабильную ассоциацию рудообразующих элементов Mo-(Sn,W)-Cu-Zn-Pb-Ag-Au с наибольшим накоплением Au, Cu и Pb-Ag-Zn и контролируются градиентом силы тяжести в форме кольцевых структур и линеаментами с простиранием 305–330°. Полученные результаты позволяют предположить, что Au, Cu и Pb-Zn минерализация может иметь единый источник и единые этапы формирования.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000 (третье поколение), лист М-46 (Кызыл), 2006.

Сводные геофизические основы Госгеолкарты 200/2 листа М-46-Х (Хову-Аксы), 2015.

Эволюция фанерозойского магматизма и сопутствующего оруденения: геохронологические, изотопно-геохимические и металлогенические исследования структур Тувы и сопредельных регионов Монголии (Результаты фундаментальных исследований по базовому конкурсному проекту СО РАН VII.58.2.2) / Отв. ред. В. И. Лебедев. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2013. 68 с.

Яровой С. А. Геохимические поиски меди, молибдена, свинца, цинка, кобальта и других металлов в Восточном Тану-Ола. Отчет Геохимической партии по работам 1987–1990 гг. в пределах Восточного Тану-Ола на листах М-46-IX, X, XI, XVII, XVIII.

К. Э. Бирюков

*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
kostyab@igm.nsc.ru*

Минералогические особенности рудопроявлений золота в юго-восточной части Барун-Хурайской котловины (юго-западная Монголия) (научный руководитель Е. А. Наумов)

Среди герцинид юга Монголии выделен Южно-Гобийский золоторудный пояс, который прослеживается почти на 1000 км от района г. Сайшанда через сомоны Манлай, Цогт-Обо, Мандал-Обо, Баян-Лэг, Баян-Цаган и далее к западу в структурах хребта Эдрегийн-Нуру Гобийского и Монгольского Алтая. В его пределах выявлен

целый ряд мелких месторождений, рудопроявлений, пунктов минерализации, а также россыпей и шлиховых ореолов золота [Геология..., 1977, Борисенко и др., 2002ф]. Они группируются в несколько рудных или потенциально рудных узлов и районов, наиболее значимым из которых является Олоноботский рудный узел в Южно-Гобийском аймаке. Золотое оруденение в пределах пояса представлено несколькими типами: раннепермским золото-сульфидно-кварцевым и юрско-раннемеловым эпитермальным золото-серебряным и золото-ртутным.

Нами изучен ряд золоторудных проявлений в юго-восточной части Барун-Хурайской котловины (юго-западная Монголия) для определения их минерального состава, геохимических особенностей руд, стадийности и физико-химических условий их формирования. При изучении вещественного состава руд использовались методы оптической микроскопии, электронной сканирующей микроскопии, рентгеноспектрального микроанализа и термобарогеохимии.

В юго-восточной части Барун-Хурайской котловины выявлено три основных типа золотого оруденения:

1) зоны пиритизации с кварц-карбонатными прожилками в вулканогенно-осадочных толщах и риолитах. Измененные кварц-пирит-серицитовые риолиты характеризуются невысокими содержаниями золота (до 1 г/т), но довольно большими объемами и являются перспективными для поиска кондиционных руд;

2) зоны штокверковой кварц-пиритовой минерализации среди слабоизмененных терригенных и вулканогенных пород. Они развиты в экзоконтактах гранитоидных массивов и представлены зонами окварцевания и ожелезнения пород, сопровождающихся золотоносным кварцево-жильным штокверком с содержанием Au до первых г/т. Этот тип руд характеризуется золото-теллуридной специализацией, в нем практически отсутствуют минералы меди, характерные для третьего наиболее часто встречающегося в районе типа оруденения;

3) золото-медь-кварцево-жильный тип минерализации.

Детально нами было исследовано одно из рудопроявлений третьего типа, которое представляет собой протяженный (более 1000 м) золотосодержащий линейный кварцево-жильный штокверк, локализованный в гидротермально-измененных рассланцованных андезибазальтах. Жильная зона имеет северо-западное простирание, ее мощность варьирует от 1 до 10 м. Основными рудными минералами в кварцевых жилах являются халькопирит, борнит, пирит, галенит, магнетит, самородное золото, ковеллин, халькозин. С помощью СЭМ выявлены барит, англезит, киноварь, антимонит, а также хлориды, бромиды и иодиды серебра (рис. 1).

Последовательность минералообразования рудопроявлений этого типа следующая: 1) образование крупных жил раннего кварца с хлоритом; 2) катаклаз кварцевых жил; 3) рудный сульфидный этап с тремя стадиями минералообразования. На ранней стадии образованы пирит, халькопирит, борнит, магнетит, высокопробное самородное золото, крупнокристаллический кварц; во вторую (полиметаллическую) стадию образовались галенит, сфалерит, барит (Sr до 3.43 мас. %) и низкопробное самородное золото; на заключительной стадии сформированы антимонит и киноварь. В этой и других рудных зонах развита зона окисления. Первичные сульфиды, как правило, сильно окислены. Вторичные минералы представлены гетитом, малахитом, азурином, ковеллином, халькозином, а также хлоридами, йодидами и бромиды серебра. Предварительные термобарогеохимические исследования показали, что жильный сингенетичный оруденению кварц образовывался при температурах от 350–275 °С.

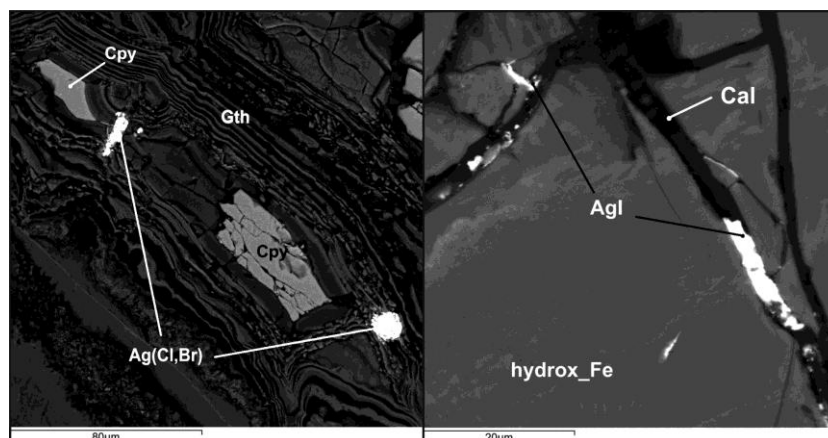


Рис. 1. Вторичные минералы серебра в окисленных сульфидных рудах и жильном кварце. Gth – гетит, Cpy – халькопирит, Cal – кальцит, hydrox_Fe – гидроксиды железа, AgI – иодаргирит, Ag (Cl,Br) – бромсодержащий хлораргирит. СЭМ-фото.

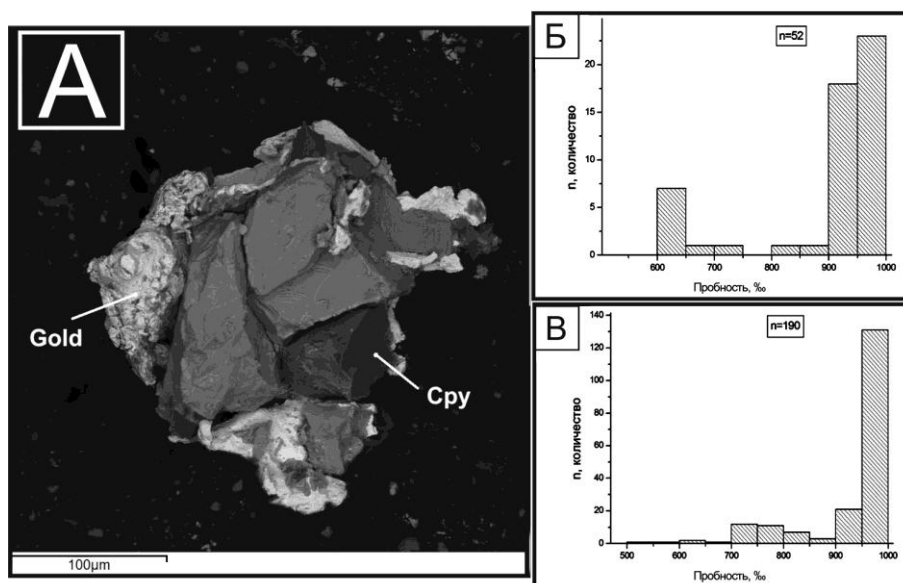


Рис. 2. Низкопробное (530 ‰) золото (Gold) в сростании с халькопиритом (Cpy) (а, СЭМ-фото) и гистограмма пробности золота из рудопоявления золота в юго-восточной части Барун-Хурайской котловины (б) и месторождений Южно-Гобийского пояса (в).

По результатам рентгеноспектрального микроанализа и сканирующей электронной микроскопии (рис. 2а) установлено два типа самородного золота: низкопробное (530– 850 ‰) и высокопробное (900–1000 ‰). В таблице и на гистограмме (рис. 2б) приведены выборочные анализы золота изученных рудопоявлений. Низкопробное золото характерно для кварцево-жильной минерализации и ассоциирует с гипергенными минералами меди и вторичными минералами серебра. В одной из

жильных зон обнаружено как высокопробное, так и низкопробное золото. Вероятно, более высокопробное золото соответствует раннему, относительно высокотемпературному золото-сульфидному этапу, тогда как низкопробное золото (до 38 мас. % Ag) образовалось на завершающих этапах совместно с минералами серебра. Кроме того, высокопробное золото установлено в россыпях, а его состав аналогичен высокопробному золоту из золото-медь-кварцево-жильного проявления. Это позволяет предположить, что источником формирования россыпи служило коренное оруденение именно такого типа.

Т а б л и ц а

Результаты рентгеноспектрального микроанализа состава золота

№	№ образца	Место анализа	Cu	Au	Hg	Ag	Сумма
1	2339 1	ц	0.00	96.59	0.04	2.88	99.51
2	2339 2	ц	0.09	97.04	0.19	3.11	100.41
3	2339 2	к	0.06	96.20	0.09	2.96	99.31
4	2339 3	ц	0.10	94.42	0.12	5.90	100.53
5	2339 3	к	0.11	95.04	0.10	5.77	101.02
6	2339 3	к	0.11	94.40	0.05	5.90	100.47
7	2339 4	ц	0.06	97.85	0.16	0.64	98.70
8	2339 4	к	0.02	99.74	0.28	0.64	100.69
9	2339 5	ц	0.05	93.99	0.02	6.43	100.48
10	2339 5	к	0.07	92.51	0.02	6.54	99.13
11	2171 1	ц	0.00	71.46	0.09	28.40	99.94
12	2171 1	к	0.00	62.07	0.00	37.55	99.62
13	2171 2	ц	0.00	64.78	0.01	34.91	99.70
14	2173 3	к	0.00	85.00	0.02	14.86	99.88
15	2171 3	к	0.03	84.77	0.00	15.35	100.16
16	2171 4	ц	0.00	65.46	0.00	34.12	99.57
17	2171 5	к	0.00	60.49	0.00	39.25	99.74
18	2171 5	ц	0.00	61.67	0.00	38.68	100.34
19	2171 5	к	0.01	60.78	0.00	38.28	99.07
20	2187 1	ц	0.11	92.94	0.09	5.92	99.07
21	2187 1	к	0.03	96.09	0.10	2.77	98.99
22	2187 2	ц	0.08	92.61	0.09	5.91	98.69
23	2187 2	ц	0.08	93.81	0.00	5.89	99.78
24	2187 2	к	0.06	93.61	0.08	5.80	99.55
25	2187 3	ц	0.00	63.86	0.07	35.43	99.36
26	2187 3	к	0.00	64.03	0.02	34.97	99.02
27	2187 4	ц	0.12	94.95	0.01	5.86	100.94
28	2187 4	к	0.11	93.07	0.14	6.16	99.49
29	2187 5	ц	0.11	93.57	0.06	5.92	99.66
30	2187 5	к	0.12	93.11	0.12	6.06	99.40
31	2187 6	ц	0.61	97.51	0.00	1.66	99.77
32	2187 6	к	0.55	97.45	0.01	1.67	99.67

П р и м е ч а н и е . Анализы выполнены в АЦ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик В. Н. Королук; ц – центр, к – край. Золото: россыпное (анализы 1–10), делювиальное (11–19), коренное (20–32).

В целом, аналогичный состав золота характерен для месторождений Южно-Гобийского золоторудного пояса, в том числе и для промышленных месторождений Олон-Ободского рудного узла (рис. 2в). На проявлении Харанояный в составе высокопробного золота отмечается присутствие ртути до 2.25 мас. %, а на месторождении Хуримт-Худук – до 19.77 мас. %. Кроме того, на этом месторождении присутствуют разнообразные теллурсодержащие минералы.

На основании минералогического состава, минералого-геохимических особенностей рудной минерализации и результатов исследований флюидных включений исследованные рудопроявления предварительно могут быть отнесены к двум основным типам оруденения: Au-Cu сульфидно-кварцевому и Au-Ag-Te кварцевому штокерковому. Эти типы золотого оруденения весьма характерны для Южно-Гобийского золоторудного пояса, в пределах которого они являются преобладающими.

Литература

Борисенко А. С., Ганбат Ц., Акимцев В.А. и др. Отчет по контракту 1472/14-2002 ОИГГМ СО РАН – компания «Монгол Газар». Часть 2. Южно-Гобийский золоторудный пояс. Новосибирск. 2002, 129 с.

Геология Монгольской Народной Республики. Том 3. Полезные ископаемые. М.: Недра. 703 с.

П. А. Фоминых, П. А. Неволько

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

fominykhpaul@gmail.com

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Геологическое строение, минеральный состав руд и эндогенная зональность золоторудного узла Ланг Вай (северо-восточный Вьетнам)

На протяжении длительного времени геологическая наука уделяет самое пристальное внимание проблеме источников рудного вещества и связи эндогенных месторождений с магматическими горными породами [Sillitoe, 1991; Hedenquist et al., 1994; Thompson et al., 1999; Nie et al., 2004; Bierlein, Mcknight, 2005; Goldfard et al., 2014]. Особенное внимание уделяется районам, где широко проявлены эндогенные месторождения цветных, редких и благородных металлов, тесно ассоциирующие с магматическими комплексами различного состава (Восточное Забайкалье, Северо-Восток РФ, Юкон, Аляска и др.). По совокупности геологических данных, характеру магматизма и металлогении к таким регионам можно отнести северо-восточную часть Вьетнама.

Р. Силлитое [Sillitoe, 1991] впервые выделил класс золоторудных систем, связанных с интрузивами, в который он включил несколько групп месторождений: порфировые системы, скарны, оруденение в интрузивных породах, минерализованные брекчии и жилы. Группа жильных золоторудных месторождений, связанных с гранитоидами, в дальнейшем была расширена в работе [Thompson et al., 1999].

Изучая золоторудные месторождения, связанные с гранитоидным магматизмом, авторы пришли к выводу, что одним из главных факторов, влияющих на размещение и специфику золоторудной минерализации, являются различия в химическом составе магмы и степени ее окисления, и выделили новый класс золоторудных месторождений, связанных с интрузивными образованиями, для которых характерно присутствие Bi, (\pm Te), As, Sb, с одной стороны, и отсутствие обогащения медью, с другой. Магмы этих золоторудных месторождений более кислые и восстановленные, чем выделенные в работе [Sillitoe, 1991]. Эти системы отличаются от месторождений золота, связанных с халькофильными окисленными магмами. Из-за различия между этими двумя типами, был введен термин «связанные с интрузиями золоторудные системы» [Lang et al., 2000]. Термин «система» был введен, чтобы подчеркнуть многообразие различных типов месторождений золота в пределах одной области.

Месторождения и рудопроявления, связанные с интрузиями, на территории СВ Вьетнама приурочены к ареалам распространения массивов гранитоидов комплекса Пиа Биок и представляют собой особую специфическую группу объектов с ярко выраженной латеральной зональностью оруденения, типичным примером которых является рудный узел Ланг Вай, расположенный на территории северо-восточного Вьетнама в пределах структуры Ло Гам.

Наиболее крупные и изученные месторождения в пределах рудного узла являются собственно золото-сурьмяное месторождение Ланг Вай, золоторудное Кхоун Пук и золотосодержащее серебро-сурьма-полиметаллическое Лунг Луонг. В пределах каждого из месторождений проявлено несколько рудных зон и участков, характеризующихся своеобразным набором минералов.

Оруденение локализовано на крыльях синклинальных и антиклинальных складок различного порядка, осложненных системой разрывных нарушений [Кочетков и др., 1997]. В пределах месторождения Кхоун Пук разломы, как и оси складчатых структур, имеют субширотную ориентировку. Далее в восточном направлении простирание основных структур сменяется на северо-восточное (месторождение Ланг Вай), а на удалении 20 км, в пределах месторождения Лунг Луонг, ориентировка преимущественно север-северо-восточная. Региональный рудоконтролирующий сдвиг опережается северно-восточными разрывами, вмещающими большинство кварцевых жил рудного поля.

Вмещающие оруденение породы представлены карбонатно-терригенными породами нижнего девона. Наибольшим распространением пользуются известняки, частично мраморированные. Местами в мощных пачках известняков присутствуют прослои хлорит-серицитовых сланцев, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации [Кочетков и др., 1997].

Магматические образования в пределах рудного узла Ланг Вай представлены небольшим по размеру штоком гранитоидов комплекса Пиа Биок. Размер выходящего на дневную поверхность массива составляет до 1 км в длину и до 300–400 м в ширину. В пределах центральной части рудного узла обнажается несколько таких тел. Граниты состоят из плагиоклаза (65 %), кварца (25 %) и переменных количеств биотита и мусковита. По своим геохимическим характеристикам граниты относятся к высокоглиноземистым гранитам S-типа, имеющим ярко выраженный Eu минимум [Хоа и др., 2008]. Среди аксессуарных минералов в гранитах отмечаются циркон, апатит, монацит, гранат, кордиерит, силлиманит, турмалин и ильменит. Таким образом, данные граниты характеризуются как восстановленные (ильменитовая серия). По многочисленным датировкам, опубликованным в течении последних 10 лет,

возраст формирования гранитов комплекса Пиа Биок составляет 250–240 млн лет. Формирование их, скорее всего, связано с коллизионными событиями на заключительных этапах Индосинийского орогенеза [Faure et al., 2014].

Строение месторождений Кхоун Пук, Ланг Вай и Лунг Луонг во многом сходно, для них всех характерны жильная морфология рудных тел и приуроченность к линейным зонам дробления вмещающих пород. По мере удаления от выходов гранитоидов комплекса Пиа Биок наблюдается следующая смена минеральных парагенезисов: 1) золото-пирит-арсенопиритовый с висмутовыми минералами, 2) золото-пирит-арсенопиритовый, 3) золото-пирит-арсенопиритовый с сурьмяной минерализацией, 4) сурьмяный с золото-арсенопиритовой и полиметаллической минерализацией, 5) сурьмяный с полиметаллической минерализацией, 6) полиметаллический с сурьмяной минерализацией. Проявление висмутовой минерализации приурочено к рудным зонам в непосредственной близости к гранитоидам. Полиметаллическая серебросодержащая минерализация представляет собой наиболее удаленные дистальные фации рудно-магматической системы. Между различными типами минерализации существуют переходные разности, характеризующиеся комплексностью руд.

Анализ особенностей геологического строения, условий локализации и морфологии рудных тел позволяет предположить, что месторождения Кхоун Пук, Ланг Вай и Лунг Луонг представляют собой единую рудную систему. Мы предполагаем, что руды всех трех месторождений были сформированы близодновременно при единых процессах.

Центральная часть рудного узла (месторождение Кхоун Пук) представлена Au-As-Bi типом оруденения. Главными рудными минералами являются пирит, арсенопирит, второстепенными – самородные висмут и золото. По мере удаления от интрузива в рудах значительно уменьшается доля висмута, но начинает увеличиваться количество сурьмы. Так, восточный фланг месторождения Кхоун Пук характеризуется Au-As-Sb типом оруденения. Помимо пирита и арсенопирита в рудах присутствует джемсонит, в меньшей степени, бурнонит и тетраэдрит.

Руды месторождения Ланг Вай комплексные. Среди них можно выделить несколько «крайних» типов руд (Au-As, Au-As-Sb, Au-Sb-As, Sb-Au-As±(Pb,Zn), Sb), хотя наиболее распространены комплексные золото-сурьмяные (сурьмяно-золотые) руды. Главными рудными минералами являются пирит, арсенопирит и сурьмяные минералы. К второстепенным минералам можно отнести сфалерит. По мере увеличения доли сурьмы в рудах намечается смена джемсонита и бурнонита на антимонит и бертьерит. В сурьмяных (золотосодержащих) рудах отмечается значительное количество самородной сурьмы.

По мере удаления от выхода гранитоидов, в северном направлении, расположено месторождение Лунг Луонг с двумя участками. Участок Лунг Луонг имеет Sb-Pb(Zn)-Ag±Au специфику, в то время как северный участок Пу Бо – Pb(Zn)-Ag-Sb±Au. Важным отличием руд является отсутствие арсенопирита. Главные рудные минералы представлены пиритом, джемсонитом, сфалеритом. Среди второстепенных выделяются галенит, антимонит и халькопирит.

Таким образом, на основании вышесказанного можно сделать основные выводы. Характерной чертой месторождений данного типа является проявление минерально-геохимической зональности. Висмутовая минерализация приурочена к рудным зонам в непосредственной близости к гранитоидам. На удалении от выходов гранитов она не встречается. Полиметаллическая серебросодержащая минерализация представляет собой наиболее удаленные дистальные фации рудно-магматической

системы. Между различными типами минерализации существуют переходные разновидности, характеризующиеся комплексностью руд. В наиболее удаленных дистальных фациях полиметаллическая минерализация не содержит арсенопирит. Для руд всех описанных месторождений важным является практически полное отсутствие медной минерализации. Единичные проявления халькопирита носят скорее минералогический интерес.

В результате проведенных исследований предполагается, что изученная группа месторождений является единой рудно-магматической системой с выраженной латеральной зональностью оруденения. Формирование минерализации рудного узла Ланг Вай, вероятно, связано с внедрением гранитов комплекса Пиа Биок.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ № МК-7305.2016.5.

Литература

Кочетков А. Я., Гатинский Ю. Г., Эпштейн Ю. А и др. Золото-антимонитовая формация на Юго-Востоке Азии // Доклады академии наук. 1997. Т. 355. №2. С. 226–229.

Хоа Ч. Ч., Изох А. Э., Поляков Г. В. и др. Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшаньским плюмом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 637–652.

Bierlein F. P., McKnight S. Possible intrusion-related gold systems in the western Lachlan Orogen, southeast Australia // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 385–398.

Faure M., Lepvrier C., Nguyen V. V. et al. The South China block-Indochina collision: Where, when, and how? // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. Vol. 79. P. 260–274.

Goldfarb R. J., Taylor R. D., Collins G. S. et al. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. № 1. P. 48–102.

Hedenquist J. W., Lowenstern J. B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // Nature. 1994. Vol. 370. P. 519–527.

Lang J. R., Baker T., Hart C. J. R. et al. An exploration model for intrusion-related gold systems // Society of Economic Geologists. 2000. Newsletter 40. P. 1–15.

Nie F. J., Jiang S. H., Liu Y. Intrusion-related gold deposits of North China craton, People's Republic of China // Resource Geology. 2004. Vol. 54. № 3. P. 299–324.

Sillitoe R. H. Intrusion-related gold deposits // in: Gold metallogeny and exploration. Glasgow: Blackie and Son Ltd, 1991. P. 165–209.

Thompson J. F. H., Sillitoe R. H., Baker T. et al. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // Mineralium Deposita. 1999. Vol. 34. P. 197–217.

Часть 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

М. А. Юдовская

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва
maiya@igem.ru*

Условия формирования платиноносных рифов расслоенных интрузий в свете новых данных по комплексу Бушвельд, ЮАР

В настоящей работе рассмотрены современные модели формирования платиноносных рифовых горизонтов в расслоенных интрузиях. Термин «риф» традиционно используется для обозначения выдержанных слоев с экономической или субэкономической минерализацией вне зависимости от типа минерального сырья и происхождения расслоенности. В Южной Африке этот термин используется для обозначения магматических горизонтов с ЭПГ минерализацией в расслоенных интрузиях, а также золотоносных пластов бассейна Витватерсранд и стратиформных тел богатых руд в медистых песчаниках.

Гипотезы происхождения рифов в расслоенных интрузиях неразрывно связаны с концепциями происхождения расслоенности. Господствовавшая долгое время кумулатная модель [Wager, Brown, 1968], в строгом смысле этого термина, предполагает отложение и сортировку кумулусных минералов на дне магматического бассейна из вышележащего объема расплава. В ее рамках предполагается, что платиноносные горизонты формировались путем гравитационного осаждения несмешиваемых сульфидных капель сверху вниз или, альтернативно, при переносе металлов в составе отделяющихся флюидов или мигрирующего флюдонасыщенного интерстиционного расплава снизу вверх. Неограниченно большой объем расплава, из которого металлы фракционируют в сульфид [Campbell, Naldrett, 1979], или огромная мощность накопленных кумулатов, сопровождающаяся фракционированием металлов в остаточный флюид-расплав, обеспечивают концентрирование платиновых металлов при первично-рядовых содержаниях в исходной магне.

Последнее время модель последовательных многократных внедрений как механизм становления крупных расслоенных плутонов получает все большее признание [Naldrett et al., 2011]. Основные аргументы в ее пользу вытекают как из наблюдений за проявлениями современного магматизма, так из данных по древним комплексам: 1) отсутствие геофизических доказательств существования современных магматических очагов в земной коре по масштабам сравнимых с телами расслоенных интрузивов; 2) очевидность последовательных внедрений при формировании интрузий в океанической коре; 3) секущие, реакционные и эрозионные контакты между составными частями расслоенных серий; 4) многократные реверсивные петрохимические тренды составов пород и минералов обратные тренду дифференциации, свидетельствующие об открытости системы; 5) изотопная гетерогенность, указывающая на смешение продуктов нескольких первичных магм.

Кумулатная модель традиционно развивалась на примере разрезов восточного и западного лимбов комплекса Бушвельд, которые характеризуются схожим строением, близким к таковым других хорошо изученных классических интрузивов, ранее трактуемых как результат кристаллизации в закрытой системе (прежде всего Скаергард, а также Великая Дайка, Стиллуотер, Рам и др.). Крупнейший на Земле расслоенный комплекс Бушвельд вмещает больше трех четвертей мировых запасов элементов платиновой группы (ЭПГ) и больше половины мировых запасов хрома [Naldrett et al., 2011], наряду с гигантскими запасами сопутствующих Ni, Cu, Au, Ag и других халькофильных металлов, месторождениями ванадиеносных титаномагнетитов, Sn и флюорита. Комплекс сложен пятью лимбами (восточным, западным, дальним западным, юго-восточным и северным), внедрившимися на различных уровнях и эродированных в различной степени. Кислые лавы формации Руйберг сформировали крышу комплекса, под которой происходило внедрение базит-ультрабазитовых пород серии Растенбург, подразделяющихся снизу вверх по разрезу на Краевую, Нижнюю, Критическую, Главную и Верхнюю Зоны. Внедрение гранитов Лебова и гранофиоров Рашуп завершило становление комплекса. Массивные хромититы являются характерной чертой расслоенного разреза Критической Зоны комплекса Бушвельд и объединяются в Нижнюю (LG), Среднюю (MG) и Верхнюю (UG) группы [Cousins, Feringa, 1964]. Нижняя Критическая Зона содержит шесть или семь слоев LG-хромититов, Верхняя Критическая Зона – два или три слоя UG-хромититов, тогда как два нижних слоя MG-хромититов относятся к Нижней, а два верхних – к Верхней Критической Зоне, т.к. эта граница проводится по подошве слоя анортозитов, знаменующего собой первое появление кумулюсного плагиоклаза в разрезе Критической Зоны. Кроме того, тонкие прослои хромититов развиты в пределах циклических пачек Меренского Рифа и Бастарда. Общая тенденция снижения содержаний Cr в хромитах и увеличения содержания ЭПГ в хромититах снизу вверх согласуется с генеральным трендом дифференциации комплекса в целом, так что верхние UG хромититы содержат обычно экономические 4–8 г/т ЭПГ. Различные механизмы, предлагавшиеся для объяснения возникновения мономинеральных хромититовых слоев, предполагают, что их образование должно быть результатом резкого нарушения стабильного процесса дифференционной кристаллизации, связанного с: 1) изменением давления [Cawthorn, 2005]; 2) смешением нового примитивного расплава и дифференциатов в камере [Irvine, 1977]; 3) внедрением новой порции расплава, несущего суспензию кристаллов хромита [Mondal, Mathez, 2007]; 4) контаминацией новых порций расплава кислым материалом крыши комплекса [Kinnaird et al., 2002].

К настоящему времени модель многократных внедрений принимается большинством исследователей Бушвельда, а наиболее убедительные свидетельства получены для северного лимба, строение которого отличается от строения ранее изученных западного и восточного лимбов. Новые изотопно-геохимические данные и результаты геологического картирования рифовых горизонтов Платрифа в северном лимбе Бушвельда показывают, что рифовые горизонты не могли сформироваться ни путем накопления снизу вверх, ни сверху вниз, т.к. локализованы в маломощных интрузиях, которые имеют несогласные взаимоотношения с перекрывающими и подстилающими породами. Данные по зональному минералого-геохимическому строению рифов, кроме того, не согласуются с идеей о поступлении платиновых минералов в виде ранних фенокристов совместно с хромитом в составе магматической «каши» из промежуточного очага. Наблюдаемая картина более соответствует кристаллизации каждого отдельного внедрения на месте с возможным перераспределением в термальном поле последующих инъекций расплавов.

Литература

- Campbell I. H., Naldrett A. J.* The influence of silicate:sulphide ratios on the geochemistry of magmatic sulphides // *Economic Geology*. 1979. Vol. 74. P. 1503–1506.
- Cawthorn R. G.* Pressure fluctuations and formation of the PGE-rich Merensky and chromitite reefs, Bushveld Complex // *Mineralium Deposita*. 2005. Vol. 40. P. 231–235.
- Cousins C. A., Feringa G.* The chromite deposits of the western belt of the Bushveld Complex // in: S.H. Haughton (ed.) *The geology of some ore deposits in Southern Africa*. 1964. P. 183–202.
- Irvine T. N.* Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: a new interpretation // *Geology*. 1977. Vol. 5. P. 273–277.
- Kinnaird J. A., Kruger F. J., Nex P. A. M. et al.* The chromitite formation – a key to understand processes of formation and platinum enrichment // *Applied Earth Sciences*. 2002. Vol. 111. P. 23–35.
- Mondal S. K., Mathez E. A.* Origin of the UG2 chromitite layer, Bushveld Complex // *Journal of Petrology*. 2007. Vol. 48. P. 495–510.
- Naldrett A. J., Wilson A., Kinnaird J., Yudovskaya M., Chunnett G.* The origin of chromitites and related PGE mineralization in the Bushveld Complex: new mineralogical and petrological constraints // *Mineralium Deposita*. 2012. Vol. 47. P. 209–232.
- Wager L. R., Brown G. M.* Layered igneous rocks. Edinburgh: Oliver & Boyd, 1968. 588 p.

В. В. Зайков^{1, 2}, М. А. Рассомахин³, В. А. Котляров¹, Б. Я. Гисматуллин⁴

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
zaykov@mineralogy.ru

² – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

³ – Ильменский государственный заповедник, г. Миасс

⁴ – ООО «Миасский прииск», г. Миасс

Состав платиноидов из Мало-Иремельской россыпи золота (Южный Урал) по данным РФА и РСМА

Мало-Иремельская россыпь золота входит в состав Миасского россыпного района и находится в левом притоке р. Миасс. Она питается продуктами размыва северной части Нуралинского гипербазитового массива [Савельев и др., 2013]. Наличие в россыпи платиноидов ранее было известно, но состав минералов платиновой группы (МППГ) не изучался. В настоящем исследовании приводятся данные о химическом составе МППГ из концентрата, полученного при промывке хвостов гидравлической добычи золота.

Оптические исследования проведены с помощью микроскопа Olympus, состав определен рентгенофлуоресцентным (РФА) и рентгеноспектральным (РСМА) анализами. РФА производился без вакуумирования на спектрометре M1 MISTRAL (Bruker Nano GmbH, Германия). В приборе камера заполнена воздухом, что позволяет измерять элементы от 22 номера (титан и более тяжелые); характеристическое излучение более легких элементов поглощается воздухом. Предел обнаружения – 50 г/т. Напряжение рентгеновской трубки 50 кВ, энергетическое разрешение 135 эВ. Измерение проведено по площади диаметром 20 мкм. Для второго метода использован прибор РЭММА 202М с энергодисперсионной приставкой (ИМин УрО РАН,

аналитик В. А. Котляров), диаметр кратера 2 мкм. Исследования выполнены для оценки сходимости результатов, полученных на разных приборах.

Мало-Иремельская россыпь имеет четвертичный возраст, относится к долинному, террасовому и ложковому типам, имеет длину 2500 м и ширину 50–400 м. Золото крупное с самородками. Из россыпи добыто 2.2 т золота с примесью платиноидов [Иванишев, 2005ф]. Материал для исследований предоставлен ООО «Миасский прииск», нами определен состав 14 зерен. Зерна платиноидов имеют размер 0.1–1.5 мм, среди них выделяются округлые зерна и индивиды со следами граней кристаллов. В некоторых зернах отмечена спайность. Для измерений выбраны зерна без видимых под микроскопом микровключений сульфидов и силикатов. Полученные данные о составе платиноидов показаны в таблице и на диаграмме Os-Ru-Ir-Pt, составленной по методу [Harris, Cabri, 1991] (рис.).

Т а б л и ц а

Состав платиноидов из Мало-Иремельской россыпи, мас. %

№ обр.	Os	Ru	Ir	Rh	Pt	Fe	Сумма	Кристаллохимические формулы
Ир1-1-1	–	–	–	<u>3.04</u> 2.44	<u>90.81</u> 85.43	<u>5.92</u> 10.27	<u>99.77</u> 98.14	Pt _{0.77} Fe _{0.18} Rh _{0.05}
Ир1-1-2	<u>43.18</u> 44.72	<u>14.65</u> 13.81	<u>38.41</u> 40.74	<u>1.60</u> 0.00	<u>1.29</u> 0.00	<u>0.36</u> 0.73	<u>99.49</u> 100.00	Os _{0.38} Ir _{0.33} Ru _{0.24} Rh _{0.03} Pt _{0.01} Fe _{0.01}
Ир1-1-4	–	–	<u>0.00</u> 0.83	<u>3.01</u> 2.10	<u>90.78</u> 87.16	<u>5.58</u> 8.67	<u>99.37</u> 98.76	Pt _{0.78} Fe _{0.17} Rh _{0.05}
Ир1-3-1	<u>55.41</u> 54.82	<u>4.00</u> 3.41	<u>39.62</u> 41.17	–	–	<u>0.46</u> 0.61	<u>99.49</u> 100.00	Os _{0.53} Ir _{0.38} Ru _{0.07} Fe _{0.02}
Ир1-3-2	<u>50.75</u> 50.40	<u>13.64</u> 11.75	<u>34.09</u> 36.58	<u>0.25</u> 0.14	<u>0.46</u> 0.00	<u>0.62</u> 1.14	<u>99.81</u> 100.00	Os _{0.45} Ir _{0.30} Ru _{0.23} Fe _{0.02} Rh _{0.004} Pt _{0.004}
Ир1-5-6	<u>54.79</u> 53.19	<u>5.68</u> 4.69	<u>38.78</u> 39.90	<u>0.27</u> 0.60	–	<u>0.40</u> 1.62	<u>99.92</u> 100.00	Os _{0.52} Ir _{0.36} Ru _{0.1} Fe _{0.01} Rh _{0.005}
Ир1-6-6	<u>56.24</u> 54.58	<u>5.78</u> 8.23	<u>37.28</u> 36.45	<u>0.12</u> 0.00	–	<u>0.42</u> 0.74	<u>99.84</u> 100.00	Os _{0.53} Ir _{0.35} Ru _{0.1} Fe _{0.01} Rh _{0.002}
Ир1-6-7	<u>29.19</u> 30.08	<u>35.04</u> 31.51	<u>27.38</u> 29.26	<u>3.47</u> 2.06	<u>4.35</u> 5.61	<u>0.38</u> 1.49	<u>99.81</u> 100.00	Ru _{0.49} Os _{0.22} Ir _{0.2} Rh _{0.05} Pt _{0.03} Fe _{0.01}
Ир1-6-8	<u>53.87</u> 53.40	<u>9.57</u> 8.54	<u>35.19</u> 36.75	<u>0.80</u> 0.00	–	<u>0.36</u> 1.31	<u>99.79</u> 100.00	Os _{0.49} Ir _{0.32} Ru _{0.16} Rh _{0.01} Fe _{0.01}
Ир1-6-9	<u>38.28</u> 38.65	<u>23.88</u> 20.92	<u>33.84</u> 35.75	<u>2.07</u> 0.83	<u>1.40</u> 2.96	<u>0.51</u> 0.88	<u>99.98</u> 99.99	Ru _{0.36} Os _{0.31} Ir _{0.27} Rh _{0.03} Pt _{0.01} Fe _{0.01}
Ир1-6-11	<u>37.64</u> 38.61	<u>24.20</u> 21.38	<u>34.26</u> 37.91	<u>1.52</u> 0.71	<u>1.80</u> 0.00	<u>0.51</u> 1.18	<u>99.93</u> 99.79	Ru _{0.37} Os _{0.31} Ir _{0.27} Rh _{0.02} Pt _{0.01} Fe _{0.01}
Ир1-6-12	<u>28.64</u> 29.93	<u>40.67</u> 35.85	<u>25.15</u> 28.60	<u>3.50</u> 1.78	<u>1.22</u> 2.37	<u>0.31</u> 0.96	<u>99.49</u> 99.49	Ru _{0.55} Os _{0.21} Ir _{0.18} Rh _{0.05} Pt _{0.01} Fe _{0.01}
Ир1-6-13	<u>56.30</u> 56.13	<u>1.87</u> 2.18	<u>41.43</u> 40.48	–	–	<u>0.33</u> 1.21	<u>99.93</u> 100.00	Os _{0.55} Ir _{0.4} Ru _{0.03} Fe _{0.01}
Ир1-6-14	<u>35.62</u> 36.37	<u>27.59</u> 24.44	<u>31.71</u> 33.77	<u>2.23</u> 0.83	<u>2.63</u> 4.12	<u>0.17</u> 0.48	<u>99.95</u> 100.00	Ru _{0.41} Os _{0.28} Ir _{0.25} Rh _{0.03} Pt

П р и м е ч а н и е. Числитель – содержание элемента по данным РСМА; знаменатель – то же, по данным РФА. Прочерк – элемент не обнаружен. Формулы рассчитаны по данным РСМА на сумму металлов.

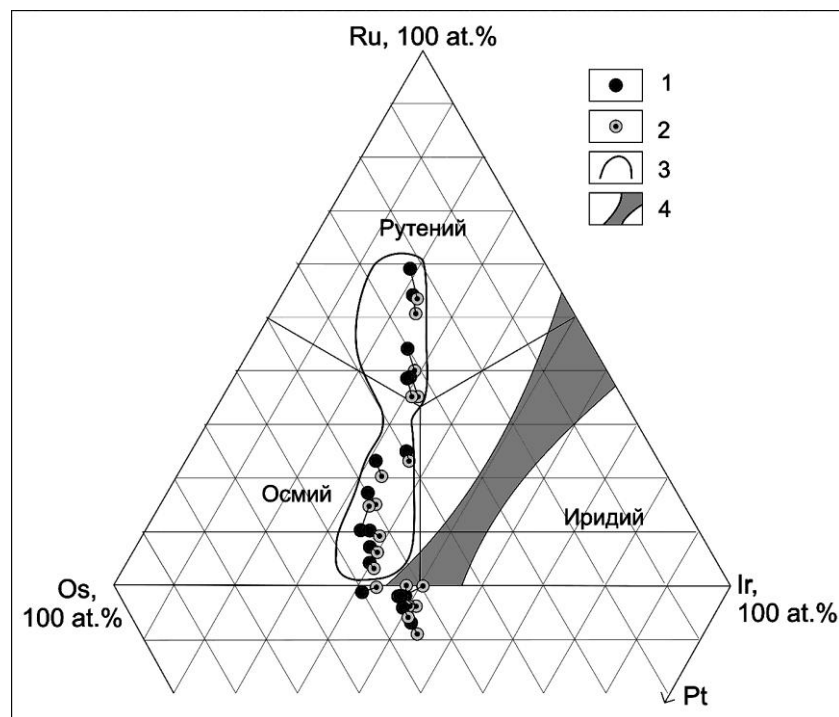


Рис. Тернарная диаграмма составов платиноидов из Мало-Иремельской россыпи золота.
1 – анализ методом РСМА; 2 – анализ методом РФА; 3 – поле составов платиноидов Киалимской россыпи; 4 – поле несовместимости системы Os-Ir-Ru.

По результатам анализа установлено три минерала: рутений, осмий и платина. К рутению отнесено пять зерен, фигуративные точки которых образуют рутениевый тренд, к осмию – семь, к платине – два зерна. Для большинства анализов характерно превышение содержаний Ru по РСМА над РФА до 4.8 мас. %, но отдельные анализы показывают превышение РФА над РСМА до 2.4 мас. %. Для анализов с содержанием Os выше 50 мас. % РСМА показывает превышение над РФА до 1.7 мас. %, для содержаний ниже 50 мас. % наоборот, РФА превышает РСМА до 1.5 мас. %, но конкретной зависимости разницы анализов от содержания Os нет. Для Ir характерна обратная корреляция относительно Rh, РФА в большинстве анализов превышает РСМА до 3.6 мас. %, в отдельных анализах РСМА над РФА – на 0.9 мас. %.

На диаграмме Os-Ru-Ir-Pt эти различия выглядят как смещение точки (анализ РФА) вправо-вниз от точки анализа РСМА. По данным РСМА Rh показывает постоянное превышение над РФА до 1.7 мас. %. Только в одном анализе значение РФА превышает РСМА на 0.3 мас. %. Железо во всех анализах РСМА меньше, чем РФА от 0.1 до 1.2 мас. % в системе Os-Ru-Ir и до 4.3 мас. % в системе Pt-Fe.

Родий и платина при низких содержаниях (до 1.8 мас. %), определенных РСМА, иногда не определяются методом РФА, что может быть объяснено малым временем набора спектра. При этом медь и никель при содержаниях 0.05–0.46 мас. %, а также палладий с содержанием до 1.5 мас. % определяются на РФА в нескольких анализах, а на РСМА никель определен только в одном анализе.

Сравнение полученных составов зерен с данными о платиноидах Киалимской россыпи, расположенной в 70 км к северу от Мало-Иремельской [Зайков и др., 2010], показало, что фигуративные точки составов последней соответствуют полю, полученному для платиноидов россыпи р. Киалим.

Источниками исследованных зерен Мало-Иремельской россыпи являлись хромитовые проявления в северной части Нуралинского гипербазитового массива. Здесь известно Приозерное проявление хромитов с платиноидной минерализацией [Золоев и др., 2001]. Собственные минералы платиноидов встречены в рудах в виде сыпи зерен и агрегатов системы Os-Ru-Ir в тесном парагенезисе с сульфидами и арсенидами. Широкое распространение платиновых минералов в россыпи свидетельствует о том, что должны быть выявлены новые пункты с данной минерализацией в бассейне сноса обломочного материала. Полученные данные свидетельствуют, что оперативный анализ платиноидов может с достаточной достоверностью проводиться методом РФА на спектрометре M1 MISTRAL.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 15-05-00311) и Госзадания Минобрнауки РФ (№ 33.264.2014).

Литература

Зайков В. В., Мурзин В. В., Котляров В. А., Зайкова Е. В. Платиноиды из Киалимской россыпи (Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат. VIII межрегион. научно-практ. конф. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. С. 127–130.

Золоев К. К., Волченко Ю. А., Коротеев В. А., Малахов И. А., Мардиросьян А. Н., Хрынов В. Н. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: Департамент природных ресурсов, 2001. 199 с.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин А. Г. Геология и хромитоносность габбро-гипербазитовых комплексов Южного Урала. Уфа: Гилем, 2008. 319 с.

Harris D. C., Cabri L. J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Canadian Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 231–237.

В. В. Зайков^{1,2}, В. А. Котляров¹, Е. В. Зайкова¹, Ю. Д. Крайнев¹

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
zaykov@mineralogy.ru

² – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

Зональные зерна рутения из Мало-Иремельской россыпи (Южный Урал)

При исследовании платиноидов из Мало-Иремельской россыпи выявлены зерна рутения с каймами, сформировавшимися под воздействием наложенных процессов. Цель работы – рассмотрение состава новообразованных кайм и возможных причин их образования.

Объект находится в южной части Миасского россыпного района в левом притоке р. Миасс. Россыпь имеет четвертичный возраст, включает отрезки долинного, террасового и ложкового типов, имеет длину 2500 м и ширину 50–400 м. Золото

крупное с самородками. Из россыпи добыто 2.2 т золота с примесью платиноидов [Иванищев, 2005ф]. Россыпь питается продуктами размыва северной части Нуралинского гипербазитового массива [Савельев и др., 2013]. Наличие в россыпи платиноидов ранее было известно, но состав минералов платиновой группы практически не изучался.

Оптические исследования проведены на микроскопе Olympus B551 в полированных шлифах, в которые были вмонтированы зерна платиноидов. Микрорентгеноспектральный анализ (РСМА) выполнен в Институте минералогии УрО РАН на приборе РЭММА 202М с энергодисперсионной приставкой (аналитик В. А. Котляров). Снимки минералов сделаны в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE COMPO). Большинство платиноидов Мало-Иремельской россыпи представлено твердыми растворами Os-Ru-Ir. В основном, исследованные зерна относятся к рутению иридиево-осмиевому.

Зерно рутения иридиево-осмиевого № 1 Ир1-4-1 вытянутой формы размером 30×800 мкм имеет кайму шириной 40–50 мкм из сложных агрегатов, состоящих из смеси сульфосенидов рутения и иридия. Рутений иридиево-осмиевый Ru-Ir-Os (мас. %: Ru 46, Os 24–25; Ir 22–23; табл. 1, анализы 4–7) образует овальные реликты размером $50–100 \times 150–250$ мкм в ядерных частях агрегатов (рис. 1). Эти ядра окаймлены полосчатыми агрегатами лаурита и ирарсита (табл. 1, анализы 11–14) шириной 4–12 мкм. Внешняя кайма представлена прерывистой каймой лаурита (табл. 1, анализы 16–18) шириной 5–15 мкм. Формирование каймы, судя по наличию минералов гидротермального происхождения, происходило под влиянием гидротермальных растворов.

Большая часть зерна Ир3-ср-14 размером 100×200 мкм (рис. 2) сложена рутением иридиево-осмиевым (мас. %): Ru 26–30, Os 31–34, Ir 32–36 (табл. 2). В периферической части зерна развита прерывистая каемка толщиной 5–10 мкм состава (мас. %): Ru 39–45, Os 1–10, Ir 50–57. Налицо изменение первичного состава за счет уменьшения содержания осмия и обогащения иридием на 20 % и рутением на 13–16 %. По морфологии кайма подобна хроммагнетитовым оболочкам хромшпинелидов из кор выветривания Южного Урала [Анкушев и др., 2015].

На Южном Урале основной гипергенез проходил при формировании коры выветривания, начиная с юры по конец мела в течение 120 млн лет [Сигов, 1969]. Реликты коры выветривания отмечены во многих эрозионно-структурных депрессиях [Баранников, 2006], в том числе в Миасской россыпной зоне. Для формирования

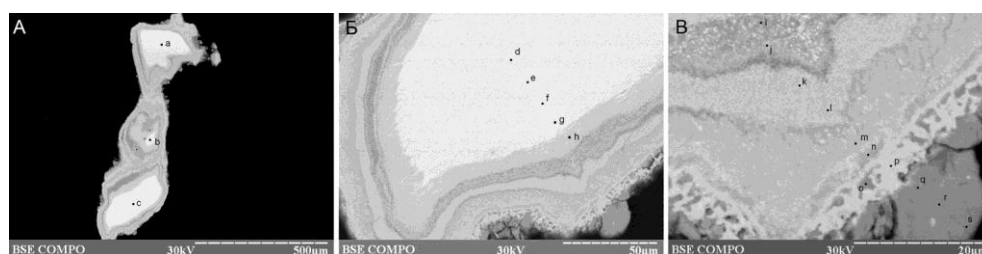


Рис. 1. Зональное зерно рутения иридиево-осмиевого Ир-1-4-1.

А – общий вид зерна: три реликта рутения [Ru-Os-Ir, a-c], окруженного сульфидами; В – ядерная часть южного реликта рутения [Ru-Os-Ir, d-g] (фрагмент В), С – краевая часть южного реликта [Ru-Os-Ir], сульфосениды (h-s). Точки – анализы 22086. Снимки SEM.

Т а б л и ц а 1

Состав платиноидов зонального зерна Ир1-4/1 (№ 1), мас. %

№ п/п	Учас-ток	№ анализа	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Fe	Ni	S	As	Сумма	Кристаллохимическая формула	Минерал
1	Общий вид (А)	22086а	24.99	22.43	46.25	4.11	1.47	0.31	0.28	–	–	99.84	$Ru_{0.60}Os_{0.17}Ir_{0.15}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}Ni_{0.01}$	Рутений иридиево-осмиевый
2		22086b	24.56	22.42	46.67	3.72	1.38	0.42	0.24	–	–	99.41	$Ru_{0.61}Os_{0.17}Ir_{0.15}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$	
3		22086с	24.21	23.39	46.02	4.14	1.25	0.35	0.36	–	–	99.72	$Ru_{0.59}Os_{0.17}Ir_{0.16}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}Ni_{0.01}$	
1	Ир1-4/1-1 (В)	22086d	24.67	22.88	46.34	3.81	1.35	0.37	0.33	–	–	99.75	$Ru_{0.60}Os_{0.17}Ir_{0.15}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}Ni_{0.01}$	
2		22086е	25.08	22.19	45.98	4.01	1.38	0.35	0.31	–	–	99.3	$Ru_{0.60}Os_{0.17}Ir_{0.15}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}Ni_{0.01}$	
3		22086f	24.37	22.88	45.96	4.02	1.54	0.40	0.27	–	0.28	99.72	$Ru_{0.60}Os_{0.17}Ir_{0.16}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$	
4		22086g	25.09	22.84	45.87	3.59	1.59	0.46	0.31	–	–	99.75	$Ru_{0.60}Os_{0.17}Ir_{0.16}Rh_{0.04}Pt_{0.01}Fe_{0.01}Ni_{0.01}$	
5		22086h	3.84	43.11	12.12	2.85	2.36	–	0.13	17.51	17.62	99.54	$(Ir_{0.57}Ru_{0.31}Rh_{0.07}Os_{0.05}Pt_{0.03}Ni_{0.01})_{1.04}(S_{1.40}As_{0.60})_{2.00}$	Ирарсит
6	Ир1-4/1-2 (С)	22086i	4.52	19.26	32.70	2.41	1.15	–	0.28	30.93	8.75	100.00	$(Ru_{0.60}Ir_{0.19}Os_{0.04}Rh_{0.04}Pt_{0.01}Ni_{0.01})_{0.89}(S_{1.78}As_{0.22})_{2.00}$	Лаурит ¹
7		22086j	11.23	16.71	28.4	2.55	0.77	–	–	32.65	7.69	100.00	$(Ru_{0.50}Ir_{0.16}Os_{0.11}Rh_{0.04}Pt_{0.01})_{0.81}(S_{1.82}As_{0.18})_{2.00}$	Ирарсит
8		22086k	3.81	38.33	13.98	2.89	3.37	0.51	0.19	21.39	15.53	100.00	$(Ir_{0.46}Ru_{0.32}Rh_{0.06}Os_{0.05}Pt_{0.04}Fe_{0.02}Ni_{0.01})_{0.95}(S_{1.53}As_{0.47})_{2.00}$	
9		22086l	2.36	40.67	14.37	2.9	2.71	0.39	0.14	21.48	14.96	99.98	$(Ir_{0.49}Ru_{0.33}Rh_{0.06}Os_{0.03}Pt_{0.03}Fe_{0.02}Ni_{0.01})_{0.96}(S_{1.54}As_{0.46})_{2.00}$	
10		22086m	4.45	34.82	21.64	2.9	2.08	0.62	0.08	22.50	10.91	100.00	$(Ru_{0.51}Ir_{0.43}Rh_{0.07}Os_{0.06}Pt_{0.03}Fe_{0.03})_{1.11}(S_{1.66}As_{0.34})_{2.00}$	Ирарсит ²
11		22086n	0.97	33.74	24.97	3.23	1.97	1.07	–	21.90	12.16	100.01	$(Ru_{0.58}Ir_{0.42}Rh_{0.07}Fe_{0.05}Pt_{0.02}Os_{0.01})_{1.16}(S_{1.62}As_{0.38})_{2.00}$	
12		22086p	0.24	36.46	3.72	9.79	7.03	–	–	18.93	23.36	99.53	$(Ir_{0.42}Ru_{0.08}Rh_{0.21}Pt_{0.08})_{0.80}(S_{1.31}As_{0.69})_{2.00}$	
13		22086q	5.25	3.16	44.86	2.77	–	–	–	41.32	1.83	99.19	$(Ru_{0.68}Os_{0.04}Rh_{0.04}Ir_{0.03})_{0.78}(S_{1.96}As_{0.04})_{2.00}$	Лаурит ¹
14		22086r	4.41	2.45	45.33	3.49	–	–	–	41.77	1.71	99.16	$(Ru_{0.68}Rh_{0.05}Os_{0.03}Ir_{0.02})_{0.78}(S_{1.97}As_{0.03})_{2.00}$	
15		22086s	3.31	1.14	48.19	3.04	–	–	–	42.61	0.91	99.20	$(Ru_{0.71}Rh_{0.04}Os_{0.03}Ir_{0.01})_{0.79}(S_{1.98}As_{0.02})_{2.00}$	

Пр и м е ч а н и е. Прочерк – элемент не обнаружен. ^{1,2} – по количеству основных элементов можно предположить, что преобладающим минералом в точке анализа были лаурит RuS_2^1 и ирарсит $(Ir Ru Rh Pt)AsS^2$.

Т а б л и ц а 2

Состав зерен платиноидов из Мало-Ирмельской россыпи, мас. %

№ п/п	№ анализа	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Fe	Ni	Сумма	Кристаллохимическая формула	Минерал
1	22207p	31.67	32.76	25.88	2.51	1.77	–	–	99.56	$\text{Ru}_{0.41}\text{Ir}_{0.27}\text{Os}_{0.27}\text{Rh}_{0.04}\text{Pt}_{0.01}$	Рутений осмиево-иридиевый
2	22207d	33.93	31.64	29.64	2.00	2.59	–	–	99.81	$\text{Ru}_{0.44}\text{Os}_{0.27}\text{Ir}_{0.24}\text{Rh}_{0.03}\text{Pt}_{0.02}$	
3	22207n	3.59	57.08	34.66	1.38	–	2.02	0.54	99.27	$\text{Ru}_{0.48}\text{Ir}_{0.41}\text{Os}_{0.03}\text{Rh}_{0.02}\text{Fe}_{0.05}\text{Ni}_{0.01}$	Рутений иридиевый
4	22207o	1.66	49.78	44.79	1.02	–	1.51	0.35	99.10	$\text{Ru}_{0.59}\text{Ir}_{0.34}\text{Os}_{0.01}\text{Rh}_{0.01}\text{Fe}_{0.04}\text{Ni}_{0.01}$	
5	22207c	9.90	51.70	33.85	1.49	–	1.75	0.57	99.25	$\text{Ru}_{0.47}\text{Ir}_{0.38}\text{Os}_{0.07}\text{Rh}_{0.02}\text{Fe}_{0.05}\text{Ni}_{0.01}$	
6	22207b	30.99	36.13	28.53	2.76	1.28	–	–	99.69	$\text{Ru}_{0.42}\text{Ir}_{0.28}\text{Os}_{0.25}\text{Rh}_{0.04}\text{Pt}_{0.01}$	Рутений осмиево-иридиевый

П р и м е ч а н и е. Зерно Ир3-ср/14. Прочерк – элемент не обнаружен. Первичные платиноиды – анализы 1, 2, 6; вторичная кайма – анализы 3–5.

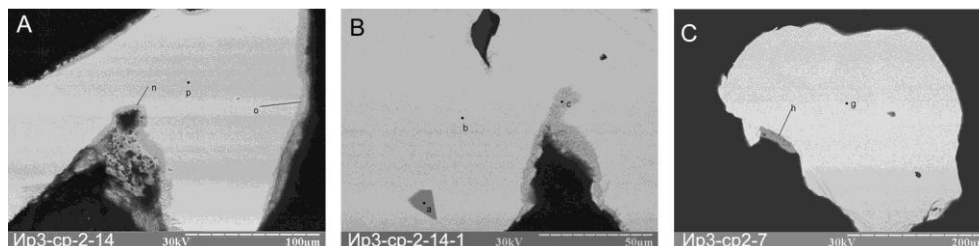


Рис. 2. Платиноиды Мало-Иремельской россыпи, испытавшие воздействие гипергенных и гидротермальных процессов.

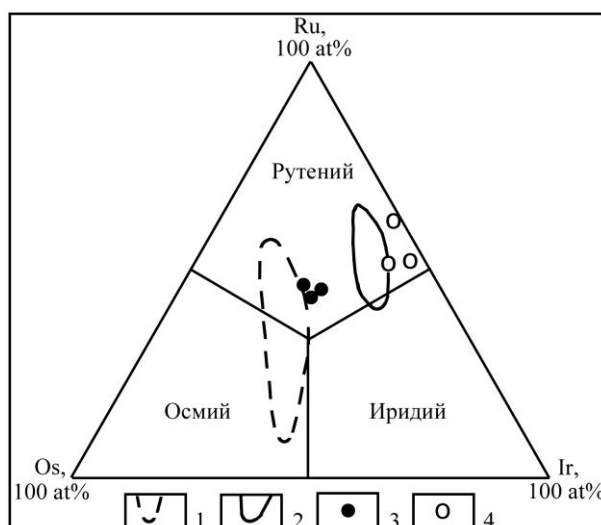
А, В – платиноид [Ir-Os-Ru, b, p] с каймой [Ir-Ru, c, o, n], фрагменты зерна Ир3-ср-14; С – платиноид [Os- Ir-Ru, g] с жилкой лаурита RuS (h), зерно Ир3-ср2-7. Точки – местоположение анализов 22207.

россыпей важное значение имела предшествующая линейно-площадная кора выветривания. Изменение состава платиноидов, характеризующихся значительной инертностью, фиксируется очень редко. Известен сходный случай с пониженными содержаниями осмия в краевой части зерна платины из россыпи реки Малый Емех на Среднем Урале [Уточкина, 2014].

Ранее вынос осмия из платиноидов был зафиксирован в микровключениях из древних золотых изделий и объяснялся «...окислительными процессами. Возможность окисления мелко раздробленных частиц платиноидов известна [Краткая..., 1964]. Реальность такого явления для исследованных древних золотых изделий подтверждается наличием микропор размером 0.1–0.4 мкм. Раскаленный воздух, содержащийся в микропорах, вызывал окисление минералов системы Os-Ir-Ru и последующую ассимиляцию продуктов окисления в расплав. Следы такого явления выражены повышенными содержаниями осмия в золоте, вмещающем раздробленные микровключения (1–2 мас. %)» [Зайков и др., 2015, с. 111–112].

Рис. 3. Тройная диаграмма по [Harris, Cabri, 1991], иллюстрирующая изменение состава платиноидов под воздействием гипергенных процессов.

1, 2 – фигуративные точки составов платиноидов: 1 – первичных, 2 – гипергенной каймы; 3 – траектории изменения состава; 4, 5 – основные поля фигуративных точек составов микровключений платиноидов из древних золотых изделий: 4 – первичных, 5 – вторичных.



Можно полагать, что некоторая аналогия подобного процесса, обусловленная длительным воздействием агентов окисления, характерна и для кор выветривания. На рисунке 3 дано сравнение позиции фигуративных точек составов платиноидов, подверженных изменению в двух названных случаях.

Авторы благодарны Е. В. Белогуб, В. А. Попову и В. В. Мурзину за консультации и О. Л. Бусловской за помощь в оформлении статьи. Исследования поддержаны РФФИ (проект № 15-05-00311) и Минобрнауки (госзадание № 33.2644.2014к).

Литература

- Анкушев М. Н., Зайков В. В., Бахшиев И., Котляров В. А. Микровключения хромшпинелидов в древних металлургических шлаках поселения Аксар (Башкортостан) // Геоархеология и археологическая минералогия–2015. Миасс: ИМин УрО РАН. С. 102–107.
- Баранников А. Г. Золотоносность Гогинского рудно-россыпного района (Южный Урал). Екатеринбург: УГГУ, 2006. 197 с.
- Зайков В. В., Котляров В. В., Зайкова В. В. Состав и преобразования микровключений минералов системы Os–Ir–Ru в древних золотых изделиях // Записки РМО. 2015. № 3. С. 106–112.
- Краткая химическая энциклопедия. Т. 3. М.: Советская энциклопедия, 1964. 1112 с.
- Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин А. Г. Геология и хромитоносность габбро-гипербазитовых комплексов Южного Урала. Уфа: Гилем, 2008. 319 с.
- Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.
- Уточкина Н. В., Азовскова О. Б., Некрасова А. А. Особенности состава платиноидов из золото-платиновой россыпи Малый Емех (Средний Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научн. чт. пам. П. Н. Чирвинского. Пермь, 2014. Вып. 17. С. 45–51.
- Harris D. C., Cabri L. J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Canadian Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 231–237.

Р. С. Паламарчук

*Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
г. Санкт-Петербург
palamarchuk22@yandex.ru*

Особенности минералов платиновой группы из элювиально-делювиальных россыпей, связанных с хромит-платиновыми зонами Светлоборского массива, Средний Урал (научный руководитель А. В. Козлов)

Светлоборский и Вересовоборский клинопироксенит-дунитовые массивы послужили источниками для крупной Иосовско-Турьинской системы платиновых россыпей. Общее количество добытой из них платины приближается к 220 т. За долгую историю добычи основное внимание уделялось наиболее важным в промышленном плане аллювиальным и ложковым россыпям [Высоцкий, 1913; Билибин, 1955; Степанов и др., 2015]. В последнее время активно изучается коренная платиноносность дунитов Светлоборского массива [Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011; Козлов и др. 2011; Малич и др., 2015; Степанов и др., 2015], но малоизученным остается промежуточное звено в системе коренной источник – элювиально-делювиальные россы-

пи – аллювиальная россыпь. Настоящая работа посвящена изучению минералов платиновой группы (МПГ) начальных стадий формирования россыпных месторождений в пределах ореола элювиально-делювиальных отложений.

Фактической основой для исследований стали пробы, полученные в ходе шлиховой съемки при поисково-оценочных работах на коренную платину ЗАО «Урал-МПГ». Съемка проводилась с целью заверки литохимической платиновой аномалии. Отдельные профили закладывались на расстоянии 40 м друг от друга, шурфы для отбора проб проходились через 20 м. Каждая проба объемом около 20 л представляла собой гравийно-песчано-глинистый материал. Пробы были промыты на гравитационном концентраторе до черного шлиха. Далее от пробы были отделены агрегаты МПГ размерами более 0.2 мм методом «отдувки». Зерна были исследованы с помощью оптической и электронной микроскопии. Состав минералов определялся на электронном микроскопе CamScan MX2500 с энерго-дисперсионным спектрометром (аналитик А. В. Антонов, ФГУП «ВСЕГЕИ»). Полученные данные сопоставлены с результатами исследования МПГ из хромит-платиновой рудной зоны участка Вершинный [Малич и др., 2015; Степанов, Малич, 2015].

Шлиховая аномалия расположена на участке Вершинный на западном склоне возвышения и прослеживается с севера на юг на 600 м при средней ширине 70 м (рис. 1). Содержание платины в шлиховых пробах различно и в пределах шлиховой

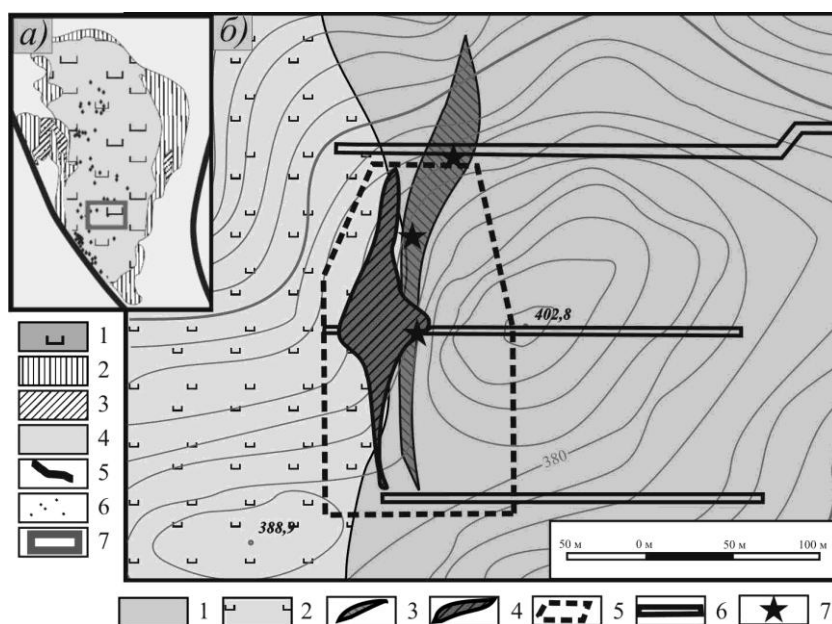


Рис. 1. Схема геологического строения участка Вершинный.

а) положение участка в пределах Светлоборского массива: 1 – дуниты, 2 – клинопироксениты, 3 – габбро, 4 – вмещающие вулканиты основного состава, 5 – крупные тектонические нарушения, 6 – хромитовые шлиры, 7 – границы участка; б) расположение шлиховой аномалии в пределах участка: 1 – мелко- и среднезернистые дуниты, 2 – мелко- и тонкозернистые дуниты, 3 – хромит-платиновая рудная зона, 4 – шлиховая аномалия с содержанием Pt > 0.8 г/м³, 5 – контуры участка шлиховой съемки, 6 – каналы, 7 – точки обнаружения хромитовых шлиров с видимой платиной.

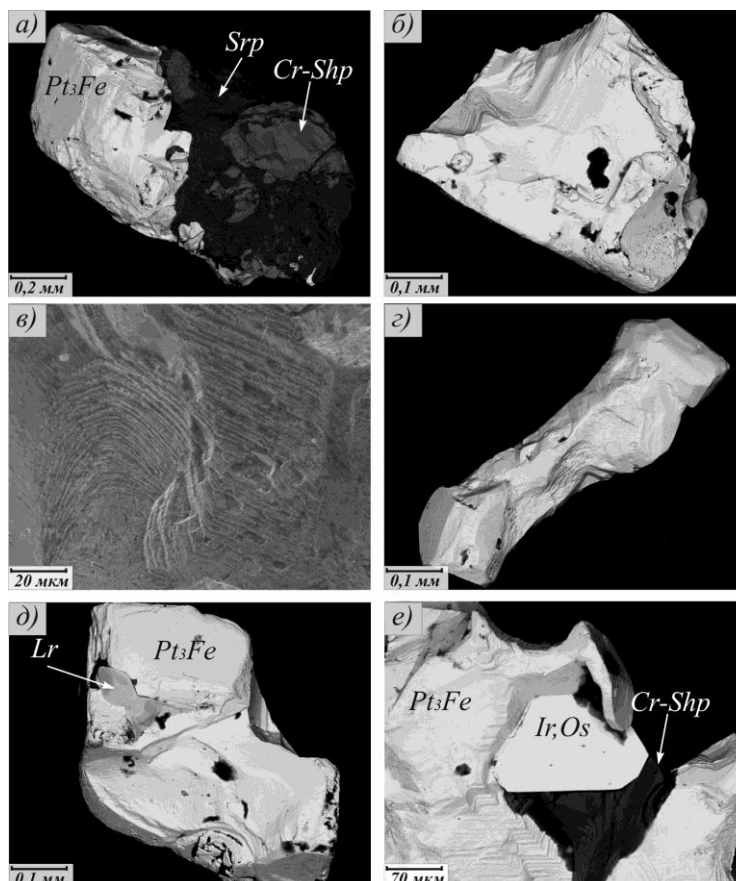


Рис. 2. Индукционные поверхности минералов платиновой группы из элювиально-делювиальной россыпи на участке Вершинный (BSE фото, СЭМ CamScan MX2500).

Pt_3Fe – минерал, близкий по стехиометрии к изоферроплатине; Ir,Os – иридий-осмий; Lr – лаурит; Cr-Shp – хромшпинелид; Srp – серпентин.

аномалии достигало 3.5 г/м^3 при среднем содержании 0.8 г/м^3 . Размер отдельных знаков минералов платиновой группы достигает 0.7 мм при среднем размере 0.2 мм. Большинство зерен сложено изоферроплатиной. В некоторых агрегатах наблюдаются срастания Fe-Pt минералов с хромшпинелидами. Редко в виде включений в железо-платиновой матрице встречаются иридий-осмий, кашинит-боуит, лаурит-эрликманит (качественная диагностика минералов, СЭМ CamScan MX2500). Особенностью россыпной минеральной ассоциации является присутствие зерен самородного иридия, что не характерно для других россыпей, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами на Среднем Урале.

Из морфологических особенностей зерен МПГ можно отметить слабое изменение внешнего облика индивидов и агрегатов в россыпи по сравнению с платиновыми минералами коренных пород. Это может быть объяснено незначительным расстоянием переноса зерен МПГ в россыпи. Большинство индивидов находится в срастании с хромшпинелидами (рис. 2а) и характеризуется сложным некристаллографическим ограничением и изометричным обликом (рис. 2б). На поверхности зерен

широко распространена штриховка (рис. 2в), образованная в ходе совместного роста Fe-Pt минералов и хромшпинелидов [Степанов, 2015; Степанов и др., 2015]. Кроме железо-платиновых агрегатов редко встречаются удлиненные (до 0.4 мм) индивиды самородного иридия (рис. 2г). В качестве включений в железо-платиновой матрице диагностированы минералы ряда лаурит-эрликманит, образующие изометричные индивиды (рис. 2д). Они тяготеют к краевым частям зерен вмещающих их Fe-Pt минералов. Единичные индивиды иридистого осмия с фрагментами идиоморфных поверхностей обнаружены в виде включений (рис. 2е).

При заверке литохимической и шлиховой аномалий канавами в коренных породах были вскрыты зоны с повышенным содержанием хромшпинелидов, а также с прожилково-вкрапленными и массивными телами хромититов [Малич и др., 2015; Степанов, Малич, 2015]. В хромит-платиновых сегрегациях минералы платиновой группы обнаружены в виде зернистых агрегатов размерами 0.1–0.6 мм или самостоятельных индивидов со сложными поверхностями и преобладающими размерами 0.1–0.2 мм. Химический состав железо-платиновых сплавов по стехиометрии близок к Pt_3Fe (изоферроплатина). В железо-платиновой матрице обнаружены зональные изометричные индивиды лаурита с переходом в эрликманит в краевых частях. Наряду с ними отмечены включения минералов ряда кашинит-боуит. В подчиненном количестве встречаются пластинки иридистого осмия.

При сравнении ассоциаций минералов платиновой группы из коренных источников и связанных с ними элювиально-делювиальных россыпей значительные отличия не установлены, что может объясняться незначительным расстоянием переноса МПГ при формировании элювиально-делювиальных отложений. Общей особенностью хромит-платинового оруденения и россыпной ассоциации является преобладание железо-платинового минерала, по стехиометрии близкого к изоферроплатине с включениями сульфидов платиноидов и иридистого осмия, а также присутствие изометричных агрегатов самородного иридия. Также необходимо отметить, что морфологические и гранулометрические особенности агрегатов минералов элювиально-делювиальной россыпи аналогичны минералам из хромит-платиновых рудных зон.

Совокупность данных о пространственной связи шлиховой аномалии с коренным хромит-платиновым оруденением и близости морфологических, а также гранулометрических особенностей минералов платиновой группы из элювиально-делювиальных отложений и коренных пород позволяет рассматривать шлиховую съемку как надежный метод выявления коренного платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах. Полное соответствие россыпной минеральной ассоциации парагенезису МПГ коренных пород позволяет еще на поисковых стадиях с высокой степенью достоверности оценивать минералого-геохимические особенности хромит-платинового коренного оруденения. Высокая сохранность индивидов и агрегатов минералов платиновой группы при переходе в элювиально-делювиальные отложения позволяет получать ценную генетическую информацию, которая способствует пониманию процессов формирования коренного платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах.

Литература

- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М.: Академии наук СССР, 1955. 472 с.
Высоцкий Н. К. Месторождения платины Нижнетагильского и Исовского районов на Урале // Тр. Геологического комитета. 1913. Вып. 62.

Козлов А. П., Чантурия В. А., Сидоров Е. Г., Толстых Н. Д., Телегин Ю. М. Крупно-объемные рудные месторождения платины в зональных базит-ультрабазитовых комплексах урало-алаянского типа и перспективы их освоения // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 419–437.

Малич К. Н., Степанов С. Ю., Баданина И. Ю., Хиллер В. В. Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитовых массивов (Средний Урал, Россия) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. 2015. № 12. С. 65–83.

Степанов С. Ю. Онтогения минералов платиновой группы зональных ультрамафических массивов (Средний Урал) // Мат. конф. «Онтогения, филогения и система минералогии». Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 182–186.

Степанов С. Ю., Малич К. Н. Хромит-платиновые рудные зоны Светлоборского и Вересовоборского массивов // Мат. V рос. молодеж. научно-практ. школы «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 218–221.

Степанов С. Ю., Пилюгин А. Г., Золотарев А. А. Сравнительная характеристика составов минералов платиновой группы в хромититах и россыпях Нижнетагильского массива, Средний Урал // Записки Горного института. 2015. Т. 211. С. 22–28.

Телегин Ю. М., Телегина Т. В., Толстых Н. Д. Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменущенского массивов Платиноносного пояса Урала // Мат. III междунар. конф. «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 212–215.

Толстых Н. Д., Телегин Ю. М., Козлов А. П. Коренная платина Светлоборского и Каменущенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.

С. Ю. Степанов¹, К. Н. Малич²

¹ – Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
г. Санкт-Петербург
Stepanov-1@yandex.ru

² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

О природе туламинита и ферроникельплатины из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (научный руководитель А. В. Козлов)

Коренная платиновая минерализация впервые была обнаружена в породах Нижнетагильского массива в 1892 г. [Карпинский, 1893]. В дунитах этого же массива были выявлены зоны, где проводилась отработка коренной платины: Александровский лог, Крутой лог 4-00, Господская шахта [Бетехтин, 1935]. В последнее время выявлены платиновые рудные зоны в дунитах Светлоборского массива [Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011]. В дунитах Светлоборского и Вересовоборского массивов обнаружены хромит-платиновые рудные зоны [Малич и др., 2015; Степанов, Малич, 2015].

Среди всего разнообразия МПГ, обнаруженных в хромититах клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, выделено два главных парагенезиса первичных и вторичных минералов. Как правило, к первичному парагенезису относят Pt-Fe минералы, представленные изоферроплатиной и железистой платиной, ко

вторичному – минералы изоморфного ряда тетраферроплатина-туламинит-ферроникельплатина. Большинство авторов связывает образование вторичных минералов с процессами серпентинизации дунитов [Бетехтин, 1935; Генкин, 1997; Степанов, 2015].

Для исследования платиноидной минерализации были отобраны образцы хромититов Нижнетагильского, Светлорборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов. Оценка распределения минералов платиновой группы в хромититах и изучение их взаимоотношений с хромшпинелидом и другими минералами проводилась в полированных шлифах. Для наиболее полного охвата платиноидной минерализации из проб были получены протоочки при помощи дробления образцов в щековой дробилке (пробы средним весом 10–12 кг) с последующим отделением МПГ на гравитационном концентраторе КР-400 и использованием метода «отдувки». Отдельные зерна МПГ были приполированы в аншлифах, которые совместно с полированными шлифами изучены с помощью оптического микроскопа Leica DM 2700 и электронного микроскопа CamScan MX2500 (ФГУП «ВСЕГЕИ», аналитик А. В. Антонов). Данные о химическом составе минералов получены с использованием метода рентгеноспектрального микроанализа на приборе CAMECA SX 100 с волновым детектором (ИГГ УрО РАН, аналитик В. В. Хиллер). МПГ из хромититов Нижнетагильского массива, отобранные в старом дунитовом карьере в Александровском логу, предварительно были разделены на магнитную и немагнитную фракции.

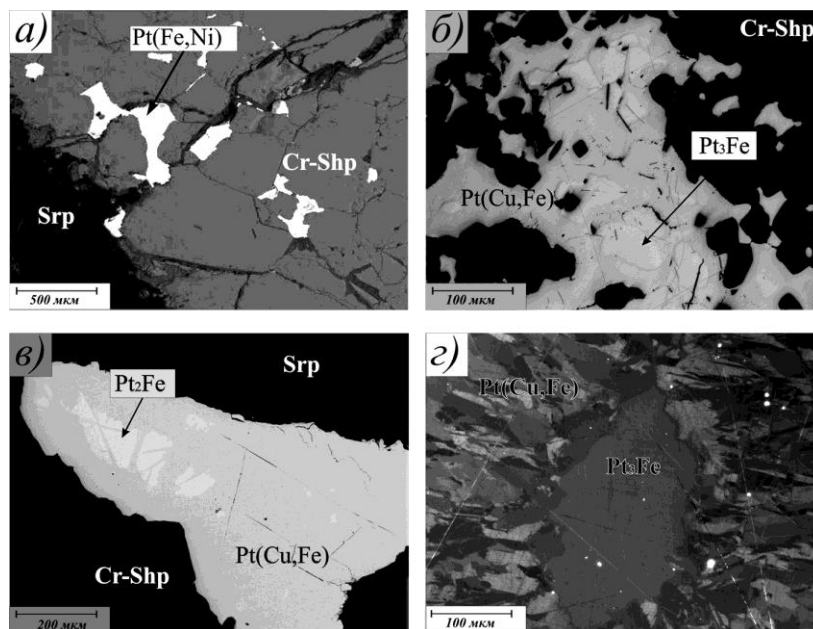


Рис. 1. Морфология минералов ферроникельплатины и туламинита из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала: а, в – изображения в отраженных электронах, б – изображение в отраженном свете (николи параллельны), г – изображение в отраженном свете (николи скрещены под углом 75°).

Pt₃Fe – минерал, по стехиометрии соответствующий изоферроплатине; Pt(Fe,Ni) – твердый раствор ряда тетраферроплатина – ферроникельплатина; Pt(Cu,Fe) – твердый раствор ряда туламинит – тетраферроплатина; Cr-Shp – хромшпинелид; Srp – серпентин.

В абсолютном большинстве случаев тетраферроплатина, ферроникельплатина, туламинит и различные медно-платиновые минералы псевдоморфно развиваются по первичным Pt-Fe минералам. Вторичные минералы характерны для МПГ из хромититов Нижнетагильского и Вересовоборского массивов, тогда как изоферроплатина хромититов Светлоборского массива практически не подвергается вторичным преобразованиям. В хромит-платиновых сегрегациях Вересовоборского массива из вторичных минералов преобладает туламинит. В хромититах Нижнетагильского массива приблизительно в равных количествах обнаруживаются минералы ряда туламинит-тетраферроплатина и ферроникельплатина-тетраферроплатина. Значительное развитие ферроникельплатины является специфической особенностью ассоциации минералов платиновой группы Нижнетагильского массива [Пилюгин, 2015]. При изучении особенностей внутреннего строения минералов платины часто фиксируются полные псевдоморфозы ферроникельплатины (рис. 1а) и туламинита, а также Pt-Cu соединений по Pt-Fe минералам, соответствующих изоферроплатине или железистой платине. Для последних минералов также характерны каймы, близкие по составу к промежуточным членам ряда тетраферроплатина (PtFe)–туламинит ($\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$) и тетраферроплатина (PtFe)–ферроникельплатина ($\text{PtFe}_{0.5}\text{Ni}_{0.5}$) (рис. 1б, в). Отдельные индивиды туламинита, слагающие метасоматические каймы, имеют весьма сложное строение с мозаично-блоковой структурой (рис. 1г).

Т а б л и ц а

Состав минералов ряда тетраферроплатина-туламинит-ферроникельплатина из хромититов Нижнетагильского, Вересовоборского и Светлоборского массивов

№ п/п	№ пробы	Элементы, мас. %									
		Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Fe	Cu	Ni	Сумма
1	Н.М.-1	70.16	0.22	0.59	4.29	0.20	0.11	13.56	4.50	5.67	99.28
2	Н.М.-2	69.43	–	0.75	4.21	–	–	13.82	3.90	5.26	97.48
3	Н.М.-3	69.68	0.39	0.66	4.02	0.13	0.09	13.48	3.74	6.71	98.90
4	Н.Н.-1	71.33	0.30	0.68	2.86	0.20	0.05	14.61	8.09	1.17	99.29
5	Н.Н.-2	69.54	–	0.72	4.23	0.24	–	14.88	6.77	1.63	98.02
6	Н.Н.-3	71.89	0.35	0.74	2.71	0.20	–	14.62	7.72	1.92	100.17
7	WB -1	73.78	0.16	0.44	0.92	0.13	0.06	20.02	3.47	0.56	99.56
8	WB -2	71.78	0.20	0.31	2.08	0.27	–	17.91	4.11	1.83	98.53
9	WB -3	73.93	0.24	0.90	0.82	0.23	–	16.45	8.64	0.15	101.40
10	SB -1	75.15	–	0.35	–	0.21	–	18.37	4.93	0.10	99.12

Пр и м е ч а н и е. Пробы Н.М.-1–Н.М.-3 – медистая ферроникельплатина из немагнитной фракции (карьер в Александровском логу, Нижнетагильский массив); Н.Н.-1–Н.Н.-3 – минерал ряда тетраферроплатина-туламинит из магнитной фракции (карьер в Александровском логу, Нижнетагильский массив); WB-1–WB-3 – минерал ряда тетраферроплатина-туламинит из хромититов Вересовоборского массива; SB-1 – тетраферроплатина из хромититов Светлоборского массива. Микроанализатор CAMECA SX 100 с волновым детектором (ИГТ УрО РАН), аналитик В. В. Хиллер.

Состав тетраферроплатины варьирует из-за различного содержания Cu и Ni (табл.). Наблюдается непрерывный изоморфный ряд от тетраферроплатины до туламинита или от тетраферроплатины до ферроникельплатины. Для минералов платины Нижнетагильского массива в редких случаях содержание меди превышает 25 мас. % с образованием Pt-Cu сплавов со значительными вариациями компонентов (рис. 2). Среди примесей из элементов платиновой группы преобладают тугоплавкие платиноиды (в среднем, до 2 мас. %) с повышенными содержаниями Ir. При изучении минералов группы тетраферроплатины-туламинита-ферроникельплатины Вересовоборского и Нижнетагильского массивов различия не установлены (см. рис. 2). Широкое развитие медно-платиновых минералов является спецификой массивов клинопироксенит-дунитовой формации, в пределах которых выявлены тела грубозернистых дунитов и дунитовых пегматитов. Туламинит выявлен в платиновых рудных зонах, связанных с грубозернистыми дунитами Гальмоэнанского массива [Вильданова и др., 2002]. Туламинит и медно-платиновые минералы встречаются также в грубозернистых дунитах и залегающих в них хромититах Каменушенского массива (Северный Урал).

При исследовании магнитной и немагнитной фракций (более 20 зерен из каждой фракции) МПГ из хромититов Александровского лога Нижнетагильского массива установлено, что минерал ряда тетраферроплатина-туламинит преобладает в магнитной фракции, а медистая ферроникельплатина широко распространена в немаг-

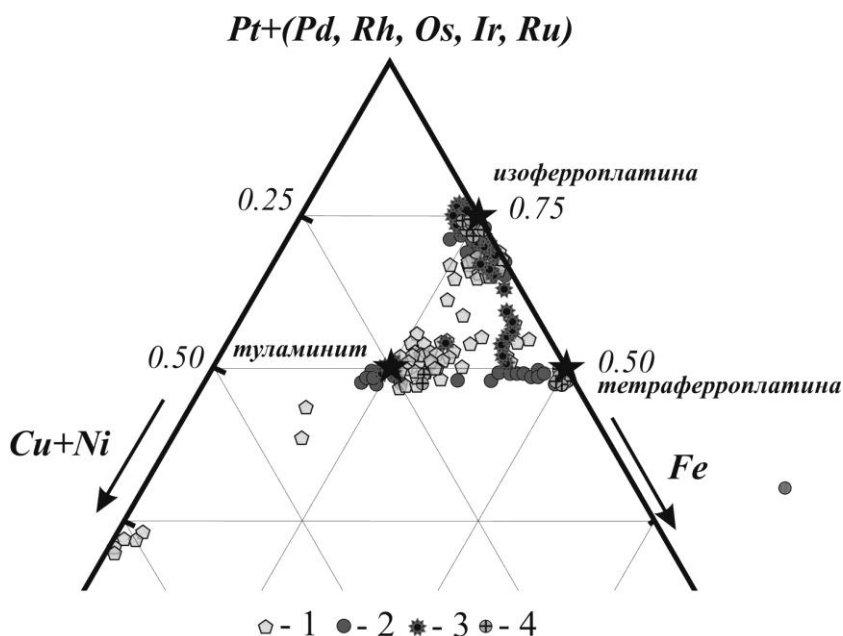


Рис. 2. Состав железо-платиновых минералов из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала.

Массивы: 1 – Нижнетагильский, 2 – Вересовоборский, 3 – Светлоборский, 4 – Каменушенский.

нитной фракции. По-видимому, туламинит и другие медно-платиновые минералы замещают железистую платину, реликты которой проявляют магнитные свойства, а ферроникельплатина псевдоморфно развивается по изоферроплатине, обладающей только электромагнитными свойствами.

Исходя из морфологических особенностей агрегатов и индивидов минералов тетраферроплатины, туламинита и ферроникельплатины, они относятся ко вторичным минералам, развитым по первичным железо-платиновым минералам (изоферроплатине и железистой платине), что подтверждает ранее сделанные выводы [Бетехтин, 1935; Рудашевский и др., 1983; Генкин, 1997]. Характерная черта хромититов Нижнетагильского массива – широкое развитие никельсодержащего туламинита и ферроникельплатины. Туламинит и другие медно-платиновые минералы имеют широкое распространение в хромит-платиновых сегрегациях Нижнетагильского и Вересовоборского массивов (см. рис. 2), тогда как в хромититах Светлоборского массива эти минералы имеют ограниченное распространение.

Литература

- Бетехтин А. Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.: АН СССР, 1935. 148 с.
- Вильданова Е. Ю., Зайцев В. П., Кравченко Л. И. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. СПб.: СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 2002. 383 с.
- Генкин А. Д. Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском дунитовом массиве // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 41–48.
- Карпинский А. П. О коренном месторождении платины близ Авроринского прииска // Записки императорской академии наук. 1883. Т. 71. С. 222–223.
- Малич К. Н., Степанов С. Ю., Баданина И. Ю., Хиллер В. В. Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитовых массивов (Средний Урал, Россия) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. 2015. № 12. С. 65–83.
- Пилюгин А. Г. Химические разновидности минералов платиновой группы в хромититах Нижнетагильского и Светлоборского массивов, Платиноносный пояс Урала // Записки РМО. 2013. Ч. 142. Вып. 5. С. 43–53.
- Рудашевский Н. С., Мочалов А. Г., Меньшиков Ю. П., Шумская Н. И. Ферроникельплатина (Pt₂FeNi) – новый минеральный вид // Записки ВМО. 1983. Ч. 112. Вып. 4. С. 487–494.
- Степанов С. Ю. Онтогенез минералов платиновой группы зональных ультрамафических массивов (Средний Урал) // Мат. конф. «Онтогенез, филогения и система минералогии». Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 182–186.
- Степанов С. Ю., Малич К. Н. Хромит-платиновые рудные зоны Светлоборского и Вересовоборского массивов // Мат. V рос. молодеж. научно-практ. школы «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 218–221.
- Телегин Ю. М., Телегина Т. В., Толстых Н. Д. Геологические особенности рудопоявления платины Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Мат. III междунар. конф. «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 212–215.
- Толстых Н. Д., Телегин Ю. М., Козлов А. П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.

**Е. В. Кислов^{1,2}, А. А. Арискин^{3,4}, Л. В. Данюшевский⁵,
Г. С. Николаев⁴, А. В. Малышев^{1,2}**

¹ – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
evg-kislov@ya.ru

² – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

³ – Московский государственный университет, г. Москва

⁴ – Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва

⁵ – Центр исследований рудных месторождений (CODES),
Тасманийский университет, г. Хобарт, Австралия

Малосульфидное платинометальное оруденение в дунитах и троктолитах Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье, Россия)

Введение. Йоко-Довыренский интрузив – слабо измененный расслоенный ультрамафит-мафитовый массив возраста ~728 млн лет [Арискин и др., 2013]. Его субвертикальное падение позволяет изучать его опробованием поверхностных обнажений от подошвы до кровли. В наиболее мощной центральной части (до 3.5 км) выделяются породы эндоконтакта (закаленные пикродолериты, переходящие в плагиоклазовые лерцолиты) и пять зон, отвечающие (снизу вверх) преобладающим минералам: дуниты (Ol+Chr) → расслоенные троктолиты (Ol+Pl+Chr) → оливковые габбро (Pl+Ol+Crpx) → оливковые габбронориты (Pl+Ol+Crpx±Orpx) → кварцевые габбронориты и пижонитовые габбро (Pl+Crpx±Orpx±Pig). Зона верхнего контакта сложена мелкозернистыми габброноритами проблематичного происхождения. Интерес к плутону первоначально вызвали Cu-Ni сульфидные руды в подстилающих силлах и эндоконтакте [Гурулев, 1965; Кислов, 1998]. Позднее на границе троктолитов и оливковых габбро зафиксированы анортозиты с малосульфидной минерализацией ЭПГ [Дистлер, Степин, 1993; Кислов и др., 1995]. Отмечены также пирротин-пентландитовая минерализация в участках контаминации карбонатным материалом верхней части дунитовой зоны, а также пирротинное оруденение в верхних габброноритах. Мы представляем новые данные о малосульфидном оруденении в более меланократовых породах из нижних частей дунитовой и троктолитовой зон.

Методы исследований. С 2006 г. нами изучаются разные типы сульфидной минерализации Йоко-Довыренского массива. Большая часть анализов выполнена в Центральной научной лаборатории Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия) с применением методов лазерной абляции сульфидных фаз (для определения микроэлементного состава) и электронной микроскопии (для оценки среднего минерального состава сульфидов). Главные фазы сульфидов: пентландит (Pn), пирротин (Po), халькопирит (Cpy) и кубанит (Cub). Содержания Fe, Cu, Ni, Co, Zn, Ag, Re, Cd, ЭПГ и Au в них определялись на масс-спектрометре ICP-MS Agilent7500s; размер лазерного пучка составлял 10–34 мкм. Средний минеральный состав сульфидов (пропорций Pn/Po/Cpy/Cub) оценен с помощью автоматизированной идентификации фаз на сканирующем электронном микроскопе FEI Quanta 600, который оборудован энергодисперсионным спектрометром (EDS) в сочетании с пакетом программ «Mineral Liberation Analyzer» (MLA). Измерения проводились на полированных пашках даже в случае убогой минерализации при валовых содержаниях серы менее 0.1 мас. %. Относительные пропорции Pn, Po, Cpy и Cub рассчитывались путем

нормирования числа «попаданий» в конкретную минеральную фазу к общему числу микроучастков сульфидов.

Малосульфидная минерализация в нижних троктолитах. В нижней части троктолитовой зоны в свалах и коренных обнажениях обнаружены мезократовые троктолиты с мелкими шлирами и обособлениями гетерогенного материала (Ol+Pl+сульфид) размером до 5–10 см. В них было обнаружено свыше 30 зерен МПГ. Размер отдельных зерен достигал 20–30 мкм. Исследования микроэлементного состава Pn в двух представительных шашках показали достаточно высокие содержания (г/т) Pd (19.4 ± 32.5 и 23.1 ± 7.2), Rh (11.1 ± 8.8 и 23.1 ± 7.2), Ru (3.6 ± 2.4 и 7.5 ± 4.7), Os (2.7 ± 1.8 и 4.2 ± 3.3) и Ir (3.8 ± 3.8 и 6.7 ± 4.0). Содержания платины в зернах Pn составляли 0.15 ± 0.27 и 0.04 ± 0.02 г/т, соответственно.

Находки богатых МПГ сульфидов в низах троктолитовой зоны могли бы объясняться коллювиальным переносом минерализованных пород из расположенной выше зоны перехода троктолитов к оливиновым габбро. Однако микронзондовые исследования указывают на более примитивный характер троктолитов (Fo 84.6 ± 0.2 , An 87.2 ± 2.1) по сравнению с породами, вмещающими минерализованные анортозиты (Fo $81-84$, An 84.4 ± 0.7). Можно предположить, что высокомедистая и богатая ЭПГ сульфидная жидкость могла просачиваться из зоны формирования Главного Рифа сквозь поровое пространство частично затвердевших троктолитовых кумулатов. Этому противоречит высоко Os-Ru-Ir состав Pn из троктолитов: содержания этих элементов, в среднем, на порядок превышают концентрации в Pn из Главного Рифа. Таким образом, геологический факт обнаружения столь необычного типа сульфидной минерализации и ее геохимические особенности оставляют мало сомнений в том, что богатые ЭПГ сульфиды концентрировались также и в нижней части троктолитовой зоны Йоко-Довыренского массива. Этот вывод может иметь важное генетическое значение для исследований ЭПГ-минерализации в других крупных расслоенных интрузивах.

Малосульфидная минерализация в нижних дунитах образует горизонт мощностью 150 м, отвечающий постепенному переходу от плагиодунитов к нижней части дунитовой зоны. Он начинается на высоте ~170 м от нижнего контакта и отмечен увеличением содержания S от 0.02–0.03 до 0.09–0.14 мас. %. Вверх по разрезу снижается количество пойкилокрестов Pl+Crх, увеличивается количество кумулюсного Ol и содержание MgO от ~35 до 38–39 мас. %. Следующие ~20 м горизонта – граничная зона переходных дунитов, где пойкилитовая структура Ol кумулатов полностью сменяется гипидиоморфной. Несмотря на адкумулатный габитус этих пород с MgO >40–41 мас. %, содержание S может достигать 0.3 и даже 0.6 мас. %. Нерегулярные вариации концентраций S в дуните продолжают до высоты ~320 м, что также отражается в валовой геохимии Cu, Ni, и, особенно, IPGE.

Сульфиды в безрудных и минерализованных породах горизонта наблюдаются в виде отдельных мельчайших полиминеральных зерен и более крупных (до 1 мм) многокомпонентных агрегатов Pn+Crх±Po. Наиболее распространенная форма – интерстициальные выделения, заполняющие пространство между немного скругленными зернами Ol. Взаимопрорастание с интеркумулюсным флогопитом также распространено, тогда как с интеркумулюсными Pl и Rx – встречается очень редко. Тесная связь сульфидов с хромитом в интерстициях типична; в некоторых случаях довольно большие включения сульфидов найдены в интеркумулюсном хромите. Магматическая природа минеральной ассоциации подтверждается неизменностью как Ol, так сульфидных агрегатов.

Непосредственно под горизонтом находится слой мощностью ~10 м обеденных сульфидами (0.03–0.04 мас. % S) и обогащенных хромитом (~1 мас. % Cr_2O_3) плагиодунитов, содержащих ареалы тонко рассеянных включений сульфидов, главным образом, в интерстициальном Pl, в редких случаях – в Ol. Это может интерпретироваться как сигнал сульфидной несмесимости, которая произошла *in situ* в середине поздней стадии затвердевания этих мезокумулятов, окончательно закристаллизовавшихся как пойкилитовые плагиодуниты.

Углы сульфидных интерстиций трех образцов из интервала 189–243 м над нижним контактом – острые (60°) до капилляров между зернами Ol. Это может свидетельствовать о том, что сульфидная жидкость смачивала кристаллы Ol, порождая неправильные области взаимосвязанных сульфидов. Это обычно рассматривается как свидетельство сульфидного осаждения на месте и неспособности сульфидов мигрировать через поровое пространство Ol кумулуса. Однако вверх по разрезу двугранные углы увеличиваются до 90° , зерна сульфидов приобретают округлый габитус, особенно на контакте с интеркумуляусными Pl и флогопитом. Более высокие значения углов (68 – 115°) свидетельствуют о «несмачивающем» поведении сульфидной жидкости, приводящем к формированию отдельных капелек и способствующей их коалесценции. Такая «несмачивающая» сульфидная жидкость могла проникнуть через толщу Ol кумулуса сверху, вероятно, на поздних стадиях затвердевания кумулатов.

Сульфиды плагиодунитов и дунитов чрезвычайно обогащены Pn (обычно >60 %) с количеством медистых сульфидов Cru+Cub не более 15 %. Большинство сульфидных ассоциаций дунитов не содержат Po с вариациями от почти чистого Pn до ~38 % Cru+Cub. В плагиодунитах сульфиды более разнообразны в отношении Pn/Po – от <5 до ~40 % Po. Принятая за «исходный сульфид» ассоциация закаленного плагиоперидотита более богата Po и содержит лишь ~12 % Pn. Это может быть индикатором своего рода «фракционирования», или реакции обмена Fe-Ni, сопровождающего эволюцию интеркумуляусных сульфидов во время затвердевания оливинных кумулатов.

Просачивание сульфидов через слабо минерализованную зону косвенно подтверждается распределением благородных металлов в среднем сульфиде. Большой разброс их содержаний, достигающий трех-четырех порядков концентраций, отражает высокую неоднородность по составу, которую трудно объяснить с позиций кристаллизации сульфидов *in situ* из того же самого интеркумуляусного расплава в подобных по составу кумулатах. Пространственное распределение благородных металлов также очень неоднородно. В основной части горизонта малосульфидных дунитов (начинающейся с высоты ~190 м) самые высокие концентрации Os, Ru и Rh в сульфидах наблюдались в пределах слоя мощностью ~7 м нижних плагиодунитов, тогда как Pd и Pt показывают пиковые концентрации на 3–4 м выше; Re, а затем Ag и Cd сконцентрированы в вышележающем горизонте с максимумом Au, наблюдаемом около основания дунитовой зоны.

Как и в других платиноносных интрузивах, большая часть PGE (Os, Ir, Ru, Pd, Rh) и Re сконцентрированы в Pn, где их среднее содержание на порядок выше, чем в сосуществующем Po. Содержания Ag и Cd в этих двух минералах сильно варьируют (от ~0.2 до 100 г/т), в то время как содержания Au и Pt низкие, обычно менее 0.1 г/т. Распределение этих элементов в Cru очень сходно с таковым в Cub с содержанием Ag и Cd заметно выше, чем в Pn и Po. Концентрации Os, Ir, Pt и Au в медистых сульфидах обычно ниже предела обнаружения, тогда как Rh и Pd в Cru показывают промежуточные значения между Pn и Po.

Os и Ru показывают определенную корреляцию с нижними плагиодунитами, включающими сульфиды с самыми высокими содержаниями этих элементов. Менее очевидная положительная корреляция может быть прослежена для Ir к Ru и Rh к Ru; однако в обоих случаях составы сульфидов нижних плагиодунитов значительно отклоняются к более высокому содержанию Ru от общих геохимических тенденций. Эти наблюдения могут указывать на присутствие другой фаз(ы)-концентратора Os и Ru в этих породах (помимо сульфидов цветных металлов), таких как интерметаллические соединения, хромит или/и лаурит RuS_2 . В связи с этим выполнен предварительный скрининг методом LA-ICP-MS 46 зерен хромита в двух образцах нижних плагиодунитов. В одном из образцов (09DV501-7, 34 анализа хромита) во время бурения лазерных отверстий были найдены шесть относительно больших (5–15 мкм) «включений» Os+Ir±Ru (Л. В. Данюшевский, личное сообщение). То есть хромит мог действовать как доминирующая фаза, определяющая валовое содержание Os, Ir, Ru и Rh, наряду с сосуществующими минералами ЭПГ и сульфидами. Интересно, что очень редкие рассеянные сульфиды того же 09DV501-7 (содержащего лишь 0.03 мас. % S) характеризуются самыми высокими средними концентрациями Ru (43.4 ± 41.0 г/т) и Os (22.5 ± 19.4 г/т) в горизонте малосульфидных дунитов. Таким образом, нельзя исключить возможность эффективного диффузного обмена IPGE между хромитом и сульфидами.

До сих пор малосульфидной минерализации в приподошвенных плагиодунитах и дунитах не придавалось особого значения. Но мы полагаем, что малосульфидные дуниты представляют фундаментальное генетическое значение, поскольку могут обеспечить понимание ранних стадий формирования, развития и вероятной миграции несмешивающейся сульфидной жидкости в затвердевающей преимущественно оливиновой толще кумулуса.

Работа поддержана Российским научным фондом, грант № 16-17-10129.

Литература

- Арискин А. А., Конников Э. Г., Данюшевский Л. В., Костицын Ю. А., Меффре С., Николаев Г. С., Мак-Нил Э., Кислов Е. В., Орсов Д. А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–972.
- Гурулев С. А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.
- Дистлер В. В., Степин А. Г. Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Довыренского расслоенного гипербазит-базитового интрузива (Северное Прибайкалье) // Доклады академии наук. 1993. Т. 328. № 4. С. 498–501.
- Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
- Кислов Е. В., Конников Э. Г., Орсов Д. А., Пушкарев Е. В., Воронина Л. К. Роль хлора в формировании платиноносных горизонтов Йоко-Довыренского расслоенного массива по результатам изучения флюидсодержащих минералов // Доклады академии наук. 1995. Т. 340. № 6. С. 805–808.

Часть 6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕРУДНОГО СЫРЬЯ И АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

А. Г. Николаев¹, Э. Л. Фахардо Бехарано¹, М. П. Попов^{2,3}

¹ – Казанский федеральный университет, г. Казань
anatolij-nikolaev@yandex.ru

² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

³ – Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Оптическая спектроскопия и сравнительные кристаллохимические особенности изумрудов различных промышленно-генетических типов месторождений

Изумруд является редкой хромсодержащей разновидностью берилла и встречается в различных промышленно-генетических типах месторождений. Целью данной работы являлось изучение кристаллохимических особенностей и природы окраски из различных месторождений методом оптической адсорбционной спектроскопии. Материал был отобран из месторождений Музо, Чивор, Коскуэс (Колумбия) и Изумрудные копи (Урал, Россия). Месторождения изумрудов Колумбии относятся к гидротермальному типу, а месторождения Среднего Урала – к пневматолито-гидротермальному типу эндогенных месторождений [Киевченко и др., 1982].

Оптические спектры поглощения записывались на специализированном спектрофотометре SHIMADZU UV-3600 в диапазоне длин волн 185–3300 нм. Дополнительно оптические спектры записывались на стандартизированном спектрофотометре МСФУ-К. Регистрация оптических спектров поглощения производилась в интервале длин волн 400–800 нм с шагом 1 нм. Для объективного измерения и описания окраски изумрудов использована методика расчета координат цветности по международной колориметрической системе XYZ. Все колориметрические результаты по интерпретации оптических спектров поглощения минералов вынесены на стандартный цветовой треугольник международной комиссии по освещению (МКО-1931). Колориметрические параметры исследуемых минералов (x , y , z – коэффициенты цветности; λ – длина волны, ρ – густота, L – яркость основного цветового тона) рассчитывались с использованием специализированной программы «Спектр». Оптические спектры поглощения записывались с обломков кристаллов и плоскопараллельных препаратов; цвет изумрудов – зеленый, различной интенсивности. Все экспериментальные исследования проводились при комнатной температуре.

Берилл представляет собой кольцевой силикат бериллия и алюминия $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Структура берилла состоит из колец $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$, соединенных через атомы Be и Al. Кольца образуют вытянутые вдоль оси шестого порядка колонки, связанные бериллиево-кислородными тетраэдрами и алюмокислородными октаэдрами [Корнилов, Солодова, 1987]. Характерной особенностью структуры минерала является наличие емких полостей-каналов, которые объясняют возможность широкого

проявления гетеровалентного изоморфизма с вхождением ионов-компенсаторов. Большие каналы могут вмещать молекулы воды, крупные щелочные и щелочноземельные катионы. Для структуры берилла характерно частичное замещение атомов Be^{2+} на Li^+ и Mg^{2+} . Изоморфизму подвержены и ионы Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры, которые могут быть замещены трех- и двухвалентными катионами: $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Ni}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Si}^{4+}$. В качестве ионов-компенсаторов в каналы структуры входят крупные катионы щелочных металлов (Na^+ , Cs^+), а также группы $(\text{OH})^-$, молекулы H_2O , ионы F^- и др. [Егоров-Тисменко, 2005].

Общей особенностью оптических спектров поглощения изумрудов является наличие двух широких интенсивных полос поглощения в видимой области. Конфигурация спектров поглощения и значение энергии полос поглощения позволяет приписать наблюдаемые полосы электронным переходам в ионах Cr^{3+} , которые изоморфно замещают ионы Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры берилла. Полосы поглощения в районе 416–435 и 600–625 нм в спектрах обусловлены разрешенными по спину переходами с основного состояния $^4\text{A}_{2g}$ на более высокие энергетические уровни $^4\text{T}_{1g}$ и $^4\text{T}_{2g}$, соответственно [Платонов и др., 1984; Свиридов и др., 1976]. Дополнительно при длинах волн 670 и 689 нм наблюдаются слабые узкие полосы поглощения R-переходов в ионах $\text{Cr}^{3+}_{\text{VI}}$ [Платонов и др., 1984]. Для уральских изумрудов на длине волны 370 нм в УФ-области наблюдается общий подъем оптического спектра поглощения, а для колумбийских изумрудов – это значение в районе 300 нм.

В ближней инфракрасной области спектра уральских изумрудов фиксируется широкая и интенсивная полоса поглощения с максимумом в районе 809–852 нм, обусловленная разрешенным по спину электронным переходом $^5\text{T}_2 \rightarrow ^5\text{E}$ в ионах двухвалентного железа, изоморфно замещающих алюминий в октаэдрических позициях структуры. Дополнительно в районе 2070 нм наблюдается небольшая по интенсивности полоса поглощения, связанная разрешенным по спину электронным переходом $^5\text{E} \rightarrow ^5\text{T}_2$ в ионах двухвалентного железа, изоморфно замещающих бериллий в тетраэдрических позициях [Бахтин, 1985]. Данные полосы поглощения не фиксируются в оптических спектрах поглощения в колумбийских изумрудах. Узкие полосы поглощения на длине волны 1152, 1410, 1898 нм и широкая полоса в районе 2400–3000 нм связаны с колебаниями молекул воды в каналах структуры берилла [Бахтин, 1985]. По конфигурации узкой полосы поглощения в районе 1898 нм можно говорить, что во всех изумрудах присутствует преимущественно молекулярная вода II типа, что является критерием в диагностике синтетических и природных изумрудов [Wood, Nassau, 1968; Nassau, 1976].

По результатам интерпретации оптических спектров поглощения изумрудов был проведен расчет координат цветности по международной колориметрической системе МКО-1931. Для уральских изумрудов доминирующая длина волны (λ) основного цветового тона составила 485–570 нм, а величина насыщенности основного цветового тона изменялась от 5.45 до 52.02 %; для колумбийских изумрудов длина волны основного цветового тона составила 500–580 нм и цветовой тон – 9.75–44.15 %. В уральских образцах наблюдается смещение основного цветового тона в длинноволновую область при увеличении насыщенности тона.

При сильном увеличении в изумрудах уральских месторождений наблюдаются актинолит и слюда, а также флюидные включения, свойственные для данной провинции. В образцах из месторождений Колумбии выявлены трехфазные включения с пилообразными краями и кристаллами галита, типичными для изумрудов данного района.

В ходе проведенных исследований были проанализированы оптические спектры поглощения изумрудов из месторождений Колумбии и уральских изумрудных копей и исследована природа их окраски. Природа окраски колумбийских изумрудов связана исключительно с трехвалентным хромом, который изоморфно замещает алюминий в структуре берилла. На окраску уральских изумрудов влияют также ионы трехвалентного хрома, а также дополнительно на основной тон влияет двухвалентное железо, которое входит в октаэдрические позиции алюминия и тем самым создает дополнительные желтые оттенки в окраске уральских изумрудов. Выявлено, что двухвалентное железо изоморфно замещает бериллий в структуре уральских образцов. Результаты исследования линии колебания воды на длине 1898 нм и включений в изумрудах можно использовать для практических геммологических целей идентификации природных и синтетических ограненных камней и выявлять месторождение, откуда было добыто природное сырье.

Литература

- Бахтин А. И.* Породообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия закономерности окраски, типоморфизм. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1985. 192 с.
- Егоров-Тисменко Ю. К.* Кристаллография и кристаллохимия. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 592 с.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилов А. П.* Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 273 с.
- Корнилов Н. И., Солодова Ю. П.* Ювелирные камни. М.: Недра, 1987. 239 с.
- Платонов А. Н., Таран М. Н., Балицкий В. С.* Природа окраски самоцветов. М.: Недра, 1984. 196 с.
- Свиридов Д. Т., Свиридова Р. К., Смирнов Ю. Ф.* Оптические спектры ионов переходных металлов в кристаллах. М.: Наука, 1976. 266 с.
- Nassau K.* Synthetic emerald: The confusing history and the current technologies // *Journal of Crystal Growth*. 1976. Vol. 35. № 2. P. 211–222.
- Wood D. L., Nassau K.* The characterization of beryl and emerald by visible and infrared absorption spectroscopy // *American Mineralogist*. 1968. Vol. 53. № 5–6. P. 777–800.

Н. Ю. Гафарова, Н. В. Мизина

*Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск
natalya.gafarova.93@mail.ru*

**Дайковый комплекс задуговых офиолитов восточного склона
Приполярного Урала – сырье для производства
непрерывного базальтового волокна
(научный руководитель К. Ю. Кудрин)**

Введение. В 2012 г. в Ханты-Мансийском АО принята Ведомственная программа развития стройиндустрии округа на 2013–2020 гг., которая, в том числе, предусматривает строительство завода по производству базальтового волокна и продукции из него, местная сырьевая база которого не определена. Анализ имеющихся данных показал, что породы основного состава, распространенные на территории

ХМАО – Югры, могут быть пригодны для высокотехнологичного производства, а наиболее перспективными для проведения поисково-оценочных работ на базальтовое сырье на восточном склоне Приполярного Урала определены Польшинский и Маньинский участки [Кудрин и др., 2013].

По результатам геолого-съемочных работ масштаба 1 : 200000 на восточном склоне Приполярного Урала в междуречье Щекурья–Манья (Ханты-Мансийский АО, Березовский район, северо-западнее с. Саранпауль) в пределах северной части Тагильской палеоостровной дуги выделена полоса распространения долеритов, нестратифицированный характер которых обоснован В. В. Бочкаревым [1990]: выделен маньинский комплекс параллельных даек и сделано предположение о спрединговой природе пород в условиях задугового бассейна. Позднее данное предположение подтверждено нашими работами [Кудрин, 2014] и установлен досреднеордовикский возраст пород [Кудрин и др., 2015б]. Кроме того, по результатам учебной геолого-съемочной практики составлена геологическая карта Польшинского участка масштаба 1 : 25000 [Кудрин и др., 2015а].

Петрографическая характеристика пород. В составе комплекса параллельных даек принимают участие два типа пород – пироксеновые долериты и пироксен-плагиоклазовые базальты. Первые формируют дайковые тела разной мощности, вторые присутствуют в виде ксенолитов (скринов).

Пироксеновые долериты характеризуются редко-мелкопорфировидной структурой с долеритовой и офитовой основной массой. В порфировых выделениях присутствует плагиоклаз, реже – пироксен (30–50 %), относящийся к авгиту. Минерал обычно бесцветен, изредка имеет бледно-зеленую окраску, образует гипидиоморфные короткопризматические зерна размером до 0.3 мм. Соответствие пироксена авгиту подтверждается единичными электронно-зондовыми определениями химического состава. Плагиоклаз (40–55 %) образует идиоморфные призматические и длиннопризматические вплоть до игольчатых кристаллы со слабо проявленным зональным строением размером до 0.5–0.7 мм. Рудный минерал (10–15 %) обилен, распределен равномерно. Базальты имеют порфировую структуру с вкрапленниками плагиоклаза и/или пироксена. Основная масса – интерсертальная с микролитами игольчатого плагиоклаза, часто имеющего одинаковую ориентировку зерен. Породы подвержены зеленокаменным изменениям разной (преимущественно слабой) интенсивности с развитием хлорита и эпидота, местами отмечается альбитизация.

Оценка пригодности пород для базальтового производства. Для высокотехнологического производства рекомендуется использовать породы с содержанием SiO_2 менее 53 % [Матвеев и др., 2003]. Другим важным критерием пригодности базальтовых пород является модуль кислотности (M_k), который определяет пригодность сырья для производства минерального волокна: $M_k = (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) / (\text{CaO} + \text{MgO})$, где SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и MgO – содержание соответствующих оксидов в сырье или расплаве, мас. %. Для однокомпонентных шихт рекомендован M_k со значением от 1.7 до 4; для производства непрерывного волокна – 4.7–6.5 [Матвеев и др., 2003].

Наши исследования основаны на 14 силикатных анализах (табл.). Для изучения отобраны образцы пород, которые по результатам петрографических исследований в наименьшей степени подвержены вторичным изменениям. Расчет модуля кислотности пород показывает, что его значения варьируют от 3.5 до 7.5 и, в целом, близки к требуемым значениям для сырья, пригодного для производства непрерывного базальтового волокна (рис. 1). При сопоставлении исследованных пород с эталонными составами базальтового сырья Берестовецкого (Украина) и Марнеульского

Т а б л и ц а

**Химический состав пород дайкового комплекса
Польинского и Маньинского разрезов, мас. %**

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	48.48	1.02	14.03	11.59	0.18	8.56	9.46	2.90	0.35	0.13	3.30	100.00
2	46.51	1.32	14.04	17.32	0.22	5.96	7.23	4.10	0.03	0.17	2.90	99.80
3	46.86	1.52	12.94	19.20	0.24	8.51	3.46	3.55	0.05	0.17	3.60	100.08
4	54.03	1.17	13.31	14.44	0.18	5.30	3.62	4.72	0.45	0.17	2.60	99.97
5	51.16	1.48	12.44	17.48	0.22	6.34	2.80	4.31	0.04	0.26	3.20	99.74
6*	51.96	1.49	14.28	2.72	0.21	6.12	5.26	5.75	0.10	0.11	2.18	90.18
7*	48.06	0.95	15.28	2.57	0.16	8.23	10.98	3.13	0.13	0.07	4.16	93.72
8*	53.66	1.53	13.59	3.38	0.13	4.87	7.45	3.28	0.10	0.23	3.92	92.14
9*	49.20	1.34	14.28	3.26	0.21	7.57	6.49	4.36	0.24	0.09	4.09	91.13
10	51.13	1.23	12.40	16.29	0.29	6.64	5.56	4.05	0.25	0.15	1.70	99.69
11	48.50	1.29	14.53	15.53	0.23	6.51	5.44	4.10	0.37	0.20	2.90	99.59
12	53.10	1.13	13.25	15.64	0.13	7.18	1.80	4.00	0.03	0.26	3.30	99.82
13	46.47	1.35	12.45	18.81	0.39	8.65	4.23	3.56	0.04	0.14	3.60	99.69
14*	49.20	0.77	15.34	2.08	0.16	9.95	7.74	3.99	0.12	0.06	4.63	94.04

Примечание. 1–9 – долериты комплекса параллельных даек; 10–13 – базальты скринов; 14 – альбитизированный базальт; * – данные по [Бочкарев, 1990], остальные – по [Кудрин, 2014]; образцы 4, 5, 12, 13 – альбитизированы и слабо окварцованы.

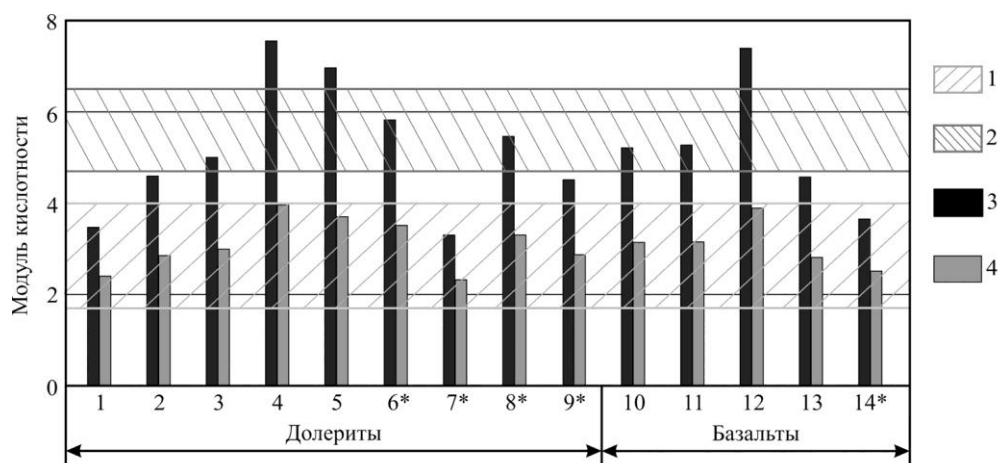


Рис. 1. Модуль кислотности пород дайкового комплекса Маньинского и Польинского разрезов и его изменение при использовании корректирующей добавки (13 мас. % известняков Ятринского месторождения).

1 – поля составов, рекомендуемых для производства однокомпонентных шихт; 2 – поля составов, рекомендуемых для производства непрерывного базальтового волокна; 3 – модуль кислотности пород без корректирующей добавки; 4 – модуль кислотности пород с учетом корректирующей добавки; *, данные по [Бочкарев, 1990], остальные – по [Кудрин, 2014].

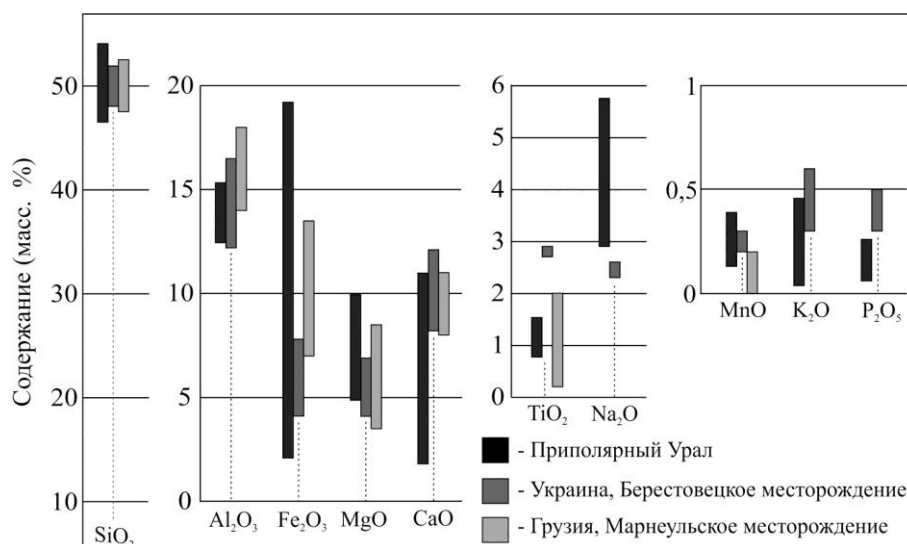


Рис. 2. Сопоставление химического состава пород Польинского и Маньинского разрезов с эталонными составами базальтов Берестовецкого (Украина) и Марнеульского (Грузия) месторождений.

(Грузия) месторождений [Матвеев и др., 2003] породы Маньинского и Польинского разрезов сходны по содержанию SiO₂, Al₂O₃, MnO и TiO₂, обладают повышенными концентрациями Fe₂O₃, MgO и Na₂O и пониженными – CaO, K₂O и P₂O₅ (рис. 2).

Проявление альбитизации и окварцевания пород (образцы №№ 4, 5, 12, 13) приводит к повышению модуля кислотности (см. рис. 1), значения которого выходят за пределы предъявляемых к качеству сырья.

Одним из способов улучшения качества сырья для базальтового производства является подшихтовка, при которой в качестве корректирующего компонента выступают карбонатные породы (известняки и доломиты).

В непосредственной близости от объектов исследования расположено Ятринское месторождение известняков. На месторождении проведены геологоразведочные работы, в ходе которых изучен химический состав пород. Средние значения составили (мас. %): CaCO₃ > 96 %; MgCO₃ < 1.3 %; SiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃ < 1.5% [Недочетов, 1965]. На основании этих данных нами оценена возможность использования известняков Ятринского месторождения в качестве корректирующей добавки для улучшения показателя модуля кислотности с использованием формулы: $M_k = ((SiO_2 + Al_2O_3) \times x + (SiO_2 + Al_2O_3) \times y) / ((CaO + MgO) \times x + (CaO + MgO) \times y)$, где SiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO – содержание соответствующих оксидов в сырье, мас. %; SiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO – содержание соответствующих оксидов в корректирующем компоненте, мас. %; x – содержание исходного компонента, мас. %; y – содержание корректирующего компонента, мас. %. Результаты расчетов, выполненных при условии содержания корректирующей добавки 13 мас. % для пород комплекса параллельных даек, опробованных в Польинском и Маньинском разрезах, показали, что все анализируемые составы пород удовлетворяют диапазону значения модуля кислотности, предъявляемому к сырью для производства однокомпонентных шихт.

Выводы. Таким образом, анализ имеющихся данных показал, что породы основного состава, распространенные в непосредственной близости от с. Саранпауль, могут быть пригодны для высокотехнологичного производства: изготовления однокомпонентных шихт и непрерывного базальтового волокна.

Работы выполнены в НОЦ «Поиск» в рамках государственных работ в сфере научной деятельности (проект № 1245).

Литература

Бочкарев В. В. Магматические формации северной части Приполярного Урала. Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 67 с.

Кудрин К. Ю. Геохимическая типизация магматических образований восточного склона Приполярного Урала междуречья Сертынья–Манья // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 325. № 1. С. 69–82.

Кудрин К. Ю., Баженов Н. Ю., Ермак А. Д., Демьяненко М. В. Предварительные результаты геологического доизучения бассейна р. Большая Поля (Приполярный Урал) // Вестник Югорского государственного университета. 2015а. S2 (37). С. 95–98.

Кудрин К. Ю., Гафарова Н. Ю., Сухоносова В. С., Сухоносова Г. С. О возможности использования пород основного состава восточного склона Приполярного Урала для высокотехнологичного производства // Вестник Югорского государственного университета. 2013. № 3. С. 39–42.

Кудрин К. Ю., Иванов К. С., Шокальский С. П., Наставко Е. В. Результаты U–Pb SHRIMP-II и Ag–Ag датирования магматических образований междуречья Сертынья – Щекурья (восточный склон Приполярного Урала) // Известия Томского политехнического университета. 2015б. Т. 326. № 8. С. 6–16.

Матвеев Г. М., Раскина Э. М., Горшков С. В. и др. Габбро-базальтовое сырье для производства минерального волокна. М.-Пермь: ВНИИЭСМ, 2003. 96 с.

Недочетов В. Л. Отчет Ляпинской поисково-разведочной партии по поисково-разведочным работам на строительные материалы в Березовском районе Ханты-Мансийского национального округа Тюменской области в 1962–64 гг. Т. 1. Тюмень, 1965. 100 с.

С. Н. Кох¹, Э. В. Сокол¹, Е. В. Деев^{2,3}, Ю. М. Ряполова^{2,3}

¹ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
s.n.kokh@gmail.com

² – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

³ – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Индикаторные характеристики континентальных карбонатов на примере палеотравертинов Горного Алтая

Известно, что физико-химические характеристики вод естественных минеральных источников и их локализация несут информацию о геологическом строении и особенностях флюидного режима региона. Однако флюидопотоки являются эфемерными образованиями, и сегодня критерии идентификации палеозон их разгрузки активно разрабатываются. Важной особенностью карбонатов является их способность сохранять неизменными ряд геохимических характеристик, унаследованных от родоначального флюида (спектры распределения РЗЭ, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, обогащение Li, B,

Sr, Ba, As, Sb, Mo). Это позволяет реконструировать физико-химические характеристики флюидопотоков (минерализация, солевой состав, редокс условия, источник CO_2 и базовые температуры формирования вод) [Feng et al., 2009; Лаврушин, 2012; Kokh et al., 2015]. Одним из информативных объектов для реконструкций являются травертины, образующиеся в местах разгрузки углекислых минеральных вод.

Проявления травертинов на Юго-Восточном Алтае были обнаружены А. С. Мухиным еще в 1936 г., позже [Бутвиловский, 1993] и [Русанов, Орлова, 2013] установили их на северо-востоке и западе Горного Алтая, однако до настоящего времени эти объекты практически не были изучены. Данная работа посвящена созданию базы вещественных и изотопно-геохимических характеристик травертинов Горного Алтая – классического региона внутриконтинентальной альпийской активизации. Нами также обоснована их применимость в качестве региональных индикаторов проницаемых разломных зон и геохимических индикаторов, позволяющих реконструировать источники флюидов в процессах карбонатообразования. В качестве объектов исследования выбраны две площади развития разновозрастных травертинов на сочленении Кадринского и Телецкого региональных разломов, участки которых являются активными, в том числе сейсмогенерирующими структурами. Объекты расположены в восточном борту долины р. Чибитки, заложенной вдоль зоны Кадринского разлома, и существующего в ее долине селево-подпрудного озера Чейбеккель.

В районе озера, в западном крыле разлома обнажаются известняки баратальской серии (NP_3), терригенные породы айгулакской (NP_3), базальты и терригенные породы сардыминской ($\text{NP}_3\text{--}\text{C}_1$) свит, отложения чибитской свиты (C_2) (песчаной вверху и олистосторомовой (с обломками баратальских карбонатов) в нижней части), терригенные породы белькенецкой свиты (C_{2-3}), карбонатно-терригенные породы кзылшинской серии (D_{2-3}) и терригенно-угленосные толщи кзылташской (C_3) и аржанской свит (J_1). В свою очередь, восточное крыло сложено метаморфическими породами (MP--Pz), гранитами-гранодиоритами (D), вулканогенно-терригенными породами балхашской свиты (C_1) и карбонатно-терригенными породами пыжиноозерной свиты (D_1) [Федак и др., 2011].

Травертины восточного берега оз. Чейбеккель (поле 1, 50.40144° с.ш., 87.60491° в.д., высота 1818 м) представляют редкий для Горного Алтая полистадийный минеральный комплекс. Их выходы, вскрытые в борту дорожной выработки, имеют мощность 2.5–4.0 м и прослежены на 29 м. Поле травертинов соседствует с очагом ограниченного карбонатообразования из вод углекислого источника. Травертины цементируют коллювиальные (склоновые) отложения дресвяно-щебнисто-отломной размерности, в составе которых преобладают обломки девонских глинисто-сланцев. Холодные (10°C) воды источника являются нейтральными (рН 6.86) слабоминерализованными растворами $\text{HCO}_3\text{--SO}_4\text{--Ca--Mg}$ типа (мг/л): $(\text{HCO}_3)^-$ 234, $(\text{SO}_4)^{2-}$ 24, NO_3^- 0.86, Cl^- <10 (ниже предела обнаружения), Ca 27.4, Mg 21, Na 2.7, K 0.64 и Sr 0.23. Они содержат (мкг/л) Cd (0.18), Sb (0.7), а также Hg (<0.02); As и Pb (<0.5) ниже предела обнаружения. Растворенный в воде газ состоит из (об. %) N_2 69, O_2 26, CO_2 2.9 и Ar 1.9. На момент пробоотбора из источника отлагался ил.

Второй объект (поле 2, 50.400556° с.ш., 87.611389° в.д., высота 1958 м) расположен в верховьях левого (восточного) притока р. Чибитки, на высоте 168 м от уреза подпрудного озера. Приток дренирует оперяющий разлом, секущий отложения карбонатно-терригенной пыжиноозерной свиты (D_1). Это типичный для Горного Алтая палеокомплекс травертинов, цементирующий ледниковые (моренные) отложения верхнего плейстоцена и голоценовые склоновые осадки. Абсолютный радиоуглерод-

ный возраст (СОАН-3129) травертинов этого поля составляет 9520 ± 105 лет [Русанов, Орлова, 2013]. Минеральные источники и современное карбонатообразование здесь отсутствуют.

Травертины этих проявлений инкрустируют поверхности и цементируют обломки пород в материале коллювиальных осыпей и морен. Они состоят из кальцита и арагонита, которые образуют слоистые параллельно-шестоватые (ониксоподобные) и радиально-лучистые (в том числе, сферолитовые) агрегаты. Зачастую поздний арагонит нарастает на поверхность кальцита, реже кальцит обрастает арагонит либо наблюдается их совместный рост. В свободном пространстве кальцит и арагонит образуют ограненные индивиды размером до 4 мм. Их сливные микрозернистые агрегаты редки. Микритовые и спаритовые разновидности карбонатов, характерные для быстрой кристаллизации CaCO_3 на испарительном барьере либо из пересыщенных растворов, а также для процессов биохимического минералообразования, не обнаружены. Кальцит обогащен MgO (2–4 мас. %) и содержит примеси (мас.%) Na_2O (<0.21), FeO (<0.30) и SrO (<0.2). Он обеднен MnO (<0.03 мас. %) и BaO (< 0.1 мас. %). Поздний арагонит обогащен (мас. %) SrO (0.8–1.5) и Y_2O_3 (до 0.4) и содержит примесь BaO (до 0.13).

Все мультиэлементные спектры кальцита и арагонита из травертинов Кадринской и надстраивающей ее Курайской разломных зон подобны и близки таковым постархейского карбоната (рис.) [Gao et al., 1998]. Изученные травертины значимо обогащены (г/т) Zn (до 298), Ni (до 38), Ge (до 4.5), U (до 85) и обеднены V (1–12), Rb (1.3–6.2) и Nb (0.3–1.2). Широкие вариации содержаний Rb (0.4–12 г/т) и Zr (1–79 г/т), вероятно, обусловлены терригенной примесью.

Поскольку район находится на периферии Акташского Sb-Hg месторождения, в травертинах методом атомной абсорбции обнаружена ртуть. Ее концентрации широко варьируют (г/т): 0.04–0.05 (поле 1, три пробы); 0.009–0.665 (поле 2, восемь проб). Для сравнения, фоновые содержания Hg почвах из района Акташского рудника составляют 0.03 г/т [Архипов, Пузанов, 2007], в постархейских морских карбонатах – 0.025 г/т [Gao et al., 1998].

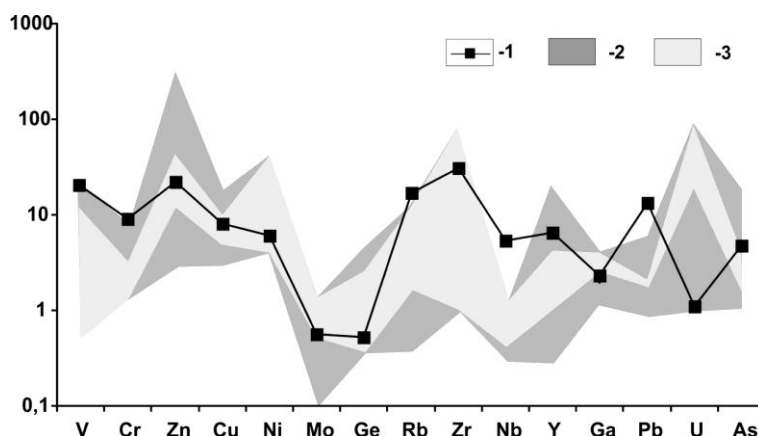


Рис. Мультиэлементные спектры карбонатов из травертинов Кадринской разломной зоны (2), включая объекты Курайской разломной зоны (3) в сравнении с постархейскими карбонатами (1) [Gao et al., 1998].

По изотопному составу углерода карбонатов ($\delta^{13}\text{C}$ от -4.1 до 0.2 ‰ VPDB) травертины Акташской зоны занимают промежуточное положение между термогенными и метеогенными [Pentecost, 2005], что указывает на смешанный источник CO_2 . Резко облегченный изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от -13.8 до -13.0 ‰, VPDB) позволяет назвать седиментационные воды ранней диагенетической стадии главным источником кислорода новообразованных карбонатов. Современный источник, главным образом, подпитывают атмосферные осадки.

Анализ индивидуальных соединений из флюидных включений в кальците и арагоните, а также из межзернового пространства травертинов выполнен на хроматографе SCION SQ Premium. Включения вскрывались при раздавливании образца в специальной ячейке после предварительного прогрева в течение 90 мин при $T\ 150^\circ\text{C}$ в токе гелия. В составе флюидных компонентов травертинов обоих полей преобладают CO_2 (~32 отн. %) и вода (~27 отн. %). Содержания N_2 (0.2 %) и сернистых соединений (0.3–0.4 %) низкие. Флюидную фазу отличает высокое содержание и разнообразие углеводородных соединений (алканы ($\text{C}_5\text{--C}_{17}$) – 3–8 %; алкены ($\text{C}_4\text{--C}_{17}$) – 3–9 %; циклические ($\text{C}_4\text{--C}_{15}$) – 1.3–4.5 %) при обилии кислородсодержащих (карбоновые кислоты ($\text{C}_2\text{--C}_{16}$) – 7.0–8.4 %; альдегиды ($\text{C}_4\text{--C}_{17}$) – 5.0–5.5 %; кетоны ($\text{C}_3\text{--C}_{15}$) – 2.5–3 %; эфиры ($\text{C}_4\text{--C}_{16}$) – 2.0–15.5 %); спирты ($\text{C}_{4,6,13}$) – 0.2–0.6 %). Полученные данные указывают осаждение палеотравертинов из типичных углекислых вод в сопровождении интенсивного захоронения сингенетичной биоты.

Таким образом, локализацию травертиновых комплексов Горного Алтая контролирует наличие разломов и подстилающих дислоцированных карбонатсодержащих пород, расчлененный рельеф, местами перекрытый горизонтами колювиальных и/или моренных отложений с хорошими коллекторными свойствами, а также восходящий флюидопоток. Исходя из геологического строения крыльев Кадринского разлома, наиболее вероятным источником Са для кристаллизации травертинов являются известняки, мергели и известковые сланцы пыжиноозерной свиты (D_1), к которой приурочены поля травертинов, а также непосредственно граничащей с ней по Кадринскому разлому породы кызылташской серии (D_{2-3}). В качестве второго источника можно рассматривать вендские известняки и доломиты баратальской серии. Кальцит-арагонитовые корки и цементы характеризуются устойчивой повторяемостью морфологии. Обилие сферолитов и присутствие ритмически-зональных и радиально-лучистых образований характерно для продуктов кристаллизации из высококонцентрированных растворов. От эндогенных источников эти воды, а затем кальцит и арагонит травертинов унаследовали геохимические «метки» – обогащение Sr, Y, U, Ni, Zn, Hg. Геохимическая специализация травертинов отражает специфику разнообразной рудной минерализации этого района.

Ранее для комплексов пресноводных карбонатов Северной Европы установлены тектонический контроль, локальность проявлений и узкий хронологический интервал их активного формирования, отвечающий первому климатическому максимуму голоцена. В позднем голоцене интенсивность этого процесса резко снизилась [Никитин и др., 2011]. В распределении травертинов Горного Алтая факторы тектонической и климатической обусловленности также играют ключевую роль. Синхронность их образования с травертинами Северной Европы позволяет рассматривать процесс пресноводного карбонатообразования как явление, характерное для районов Северной Евразии, претерпевших тектоническую активизацию на рубеже плейстоцена-голоцена.

Минералого-геохимические, изотопные и гидрогеохимические исследования и интерпретация результатов выполнены при финансовой поддержке гранта Президента РФ МК-6322.2016.5. Анализ геологической позиции объектов поддержан грантом РФФИ № 16-35-00415 мол_а.

Литература

- Архипов И. А., Пузанов А. В. Акташское ртутное месторождение (Юго-Восточный Алтай) как потенциальный источник поступления ртути в объекты окружающей природной среды // Мир науки, культуры, образования. 2007. № 4(7). С. 23–26.
- Бутвиловский В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: ТГУ, 1993. 252 с.
- Лаврушин В. Подземные флюиды большого Кавказа и его обрамления. М.: ГЕОС, 2012. 348 с.
- Никитин М. Ю., Медведева А. А., Максимов Ф. Е. и др. Генезис и геологический возраст травертиноподобных карбонатов Пудостского массива // Научно-теоретический журнал «Общество. Среда. Развитие». 2011. С. 231–236.
- Русанов Г. Г., Орлова Л. А. Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины. Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013. 291 с.
- Федак С. И., Туркин Ю. А., Гусев А. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.
- Feng D., Chen D., Peckmann J. Rare earth elements in seep carbonate as tracers of variable redox conditions at ancient hydrocarbon seeps // Terra Nova. 2009. Vol. 21. P. 49–56.
- Gao S., Luo T.-C., Zhang B.-R., et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. Vol. 62. P. 1959–1975.
- Kokh S. N., Shnyukov Y. F., Sokol E. V. et al. Heavy carbon travertine related to methane generation: A case study of the Big Tarkhan cold spring, Kerch Peninsula, Crimea // Sedimentary Geology. 2015. Vol. 325. P. 26–40.
- Pentecost A. Travertine. Berlin-Heidelberg: Springer, 2005. 445 p.

И. В. Рева, А. П. Гунько

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет,
г. Томск
ivr4@tpu.ru*

Микровключения в глауконитах Бакчарского месторождения (Томская область)

(научный руководитель М. А. Рудмин)

Бакчарское месторождение оолитовых железных руд расположено в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности на территории Томской области. Месторождение сложено верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями, представленными осадками прибрежно-морских фаций: гравелитами, оолитовыми рудами, песчаниками, алевролитами и глинами. Оолитовые железные руды характеризуются, в основном, гетит-гидрогетитовым и хлорит-гидрогетитовым составом. На сегодняшний день месторождение не разрабатывается в связи с нерентабельностью.

В железорудных отложениях Бакчарского месторождения широко распространен глауконит. Глауконит – богатая Fe^{3+} диоктаэдрическая слюда с тетраэдрическим Al (или Fe^{3+}) и усредненной идеализированной формулой $\text{K}(\text{R}^{3+}_{1.33}\text{R}^{2+}_{0.67})[\text{Si}_{3.67}\text{Al}_{0.33}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$, широко распространенная в осадочных породах [Дриц, Коссовская, 1986]. Минерал обладает рядом уникальных свойств: молекулярно-сорбционными и ионообменными свойствами, термостойкостью, радиационной устойчивостью, наличием красящих оксидов и т.д. При детальном исследовании в нем были обнаружены микроскопические включения различных минералов, изучение которых стало основной целью данной работы для качественной характеристики минерального субстрата, поступающего в бассейн седиментации. Нами решены следующие задачи: микроскопическая характеристика зерен глауконита и микровключений минералов и минеральных ассоциаций, определение их химического состава, описание форм и агрегатов.

Было отобрано 27 проб глауконитовых пород из керна скважин различных участков Бакчарского месторождения. Методом «мокрого» ситования пробы были разделены на гранулометрические классы размером >1 , 1.0–0.5, 0.5–0.2, 0.2–0.1 и <0.1 мм. Из класса 0.5–0.1 мм под бинокляром отбирались монофракции глауконита, из которых изготавливались полированные шашки. Шашка представляет собой множество зерен глауконита, заполированных в эпоксидной матрице. Все шашки изучались на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 SBU (максимальное разрешение 3 нм) с энергодисперсионной приставкой OXFORD X-Max 50.

В результате микроскопического исследования внутреннего строения глауконита выявлено множество включений сульфидных, оксидных и силикатных минералов цветных (Cu, Zn, Pb, Sn, Bi, Co, Ni), редких и редкоземельных (Ce, Nd, La, Ta, Zr, Sr, Nb, Ba), благородных (Au, Ag) и черных (Fe, Ti) металлов.

Наиболее часто в глауконите встречается *РЗЭ фосфат*, по составу близкий к монациту [Rudmin et al., 2014]. Размеры его агрегатов варьируют от первых до 15 мкм и представляют собой скопления микросферолитов размером 0.5–2.0 мкм. Усредненная формула минерала – $\text{Ca}_{0.38}(\text{Ce}_{0.31}\text{Nd}_{0.11}\text{La}_{0.11}\text{Y}_{0.1})_{0.62}(\text{PO}_4)$.

Сульфидная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, борнитом, арсенопиритом, галенитом, в единичных пробах отмечаются карролит (?) и тетрадимит. *Пирит* в большинстве проб образует фрамбоиды размером до 10 мкм, которые представляют собой скопления кубических или октаэдрических микрокристаллов размером до 1 мкм. Реже он встречается в виде единичных кристаллов размером 1.2–2.5 мкм или обломков более крупных кристаллов размером до 5.5 мкм. *Борнит* ($\text{Cu}_{4.8}\text{Fe}_{1.2}\text{S}_4$) распространен в виде зерен размером от 1 до 4.6 мкм. *Галенит* образует кристаллы размером 0.5–0.8 мкм. *Арсенопирит* найден в одной пробе в виде относительно крупного кристалла размером 28 мкм (рис. а) и нескольких зерен размером 1.8–2.0 мкм. *Халькопирит* встречается в виде единичных зерен изометричной формы (рис. б) размером 1.5–2.3 мкм. *Антимонит* встречен в двух пробах в виде субизометричных зерен размером 0.6–1.4 мкм. В пустотах глауконита найдено зерно *сульфида кобальта и серебра* размером 1.5–1.8 мкм (рис. в). Состав минерала пересчитывается на формулу карролита $\text{Co}_{3.24}\text{Cu}_{0.72}\text{S}_4$, но с избытком кобальта и недостатком меди. Также минерал содержит примесь Sn (1 мас. %). *Тетрадимит* встречен в одной пробе в виде ромбоэдрического кристалла размером 1.9 мкм. В двух пробах отмечены удлинённые кристаллы размером 3.4 и 0.8 мкм *сульфида меди, цинка, мышьяка и олова*, рассчитанная формула которого $(\text{Cu}_{3.6}\text{Zn}_{0.9}(\text{As}_{3.3}\text{Sb}_{0.4})\text{S}_6)$ сходна с таковой сталдерита.

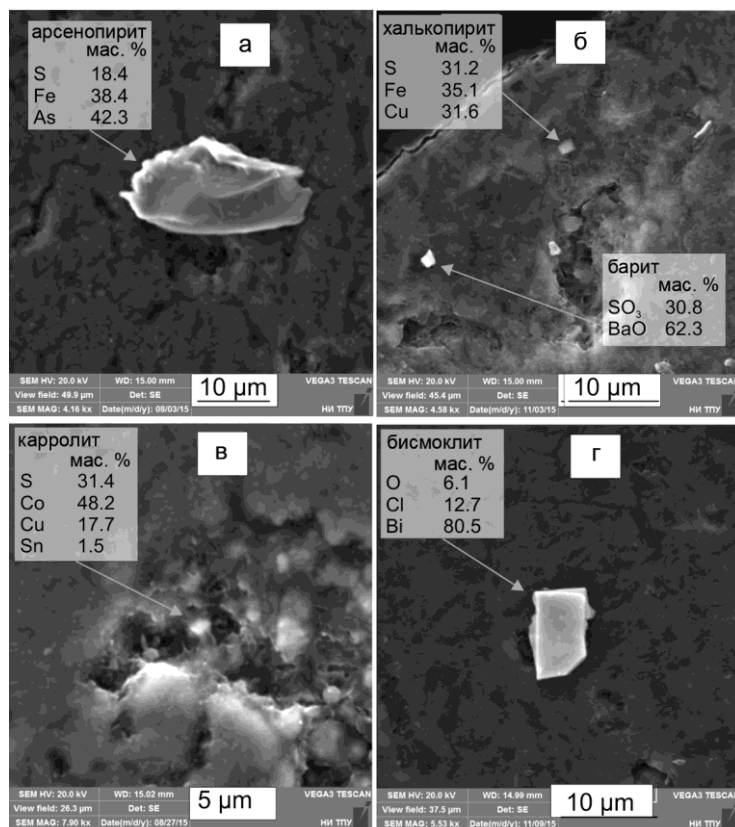


Рис. Микровключения минералов в глауконитах (изображения во вторичных электро-нах): а – арсенопирит, б – халькопирит и барит, в – карролит, г – бисмоклит.

В изученных глауконитах широко распространен *барит*, который образует субизометричные зерна (см. рис. б) размером 0.6–2.5 мкм с содержанием SO₃ 36.00–38.30 мас. % и BaO 61.4–63.6 мас. %. Редко наблюдаются изометричные включения барита размером 2 мкм с высоким содержанием стронция (SrO 21 мас. %).

Также в глауконитах обнаружены сложные оксиды висмута, стронция, никеля (бисмит, группа перовскита, треворит). Они встречаются в нескольких пробах в виде кристаллов вытянутой формы с неровными очертаниями. *Бисмит* имеет размеры от 1 до 8 мкм и содержит примесь Cu до 5 мас. %. Местами в результате окисления (рис. г) он полностью покрывается *бисмоклитом* (BiClO). *Оксид стронция* имеет формулу Sr_{0.84}Ca_{0.14}Fe_{0.03}O₃, что позволяет отнести его к группе перовскита. Этот минерал встречен в виде ксеноморфного кристалла размером 8.5 мкм. *Сложный оксид никеля и железа* встречен в одной пробе в виде двух удлиненных кристаллов размером 2 мкм. Его кристаллохимическая формула (Ni_{3.14}Fe_{0.51}Cu_{0.23}O₄) наиболее сходна с таковой треворита.

Таким образом, широкий спектр микровключений объясняется способностью глауконита сорбировать на своей поверхности катионы и анионы различных элементов. В ходе дальнейших преобразований глауконитовых слоев их «загрузка» разнообраз-

ными элементами на фоне благоприятной восстановительной обстановки способствовала образованию новых минеральных фаз. Наличие включений сульфидов характеризует глауконитовые толщи как возможный «нетрадиционный» источник благородных металлов в области развития морских оолитовых железных руд, в том числе в пределах Бакcharского месторождения.

Литература

Дриц В. А., Коссовская А. Г. Генетические типы диоктаэдрических слюд. Сообщение. I. Семейство железисто-магнезиальных слюд (глаукониты, селадониты) // Литология и полезные ископаемые. 1986. № 5.

Rudmin M., Reva I., Gunko A., Mazurov A., Abramova R. Structural-chemical features and morphology of glauconites in sedimentary iron ore of Bakchar prospect (Western Siberia) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2015. doi:10.1088/1755-1315/27/1/012026.

А. А. Антонов, А. С. Осипов

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
antonov@yandex.ru*

Редкоземельная минерализация в щелочных пегматитах Кондерского массива, Алданский щит

Кондерский массив находится в восточной части Алданского щита Сибирской платформы, в бассейне реки Май, в междуречье ее левых притоков – Омни и Маймакана. Он представляет собой щелочно-ультраосновной зональный интрузив диаметром 7.5 км, сложенный платиноносными дунитами, клинопироксенитами и косъевитами, которые пересекаются более поздними жильными телами щелочных пегматитов [Гурович и др., 1994]. При их исследовании был обнаружен ряд акцессорных минералов со значительным содержанием редкоземельных элементов (РЗЭ). Нами проанализирован их химический состав и изучены морфологические свойства. Рассмотренные в работе минералы присутствуют в незональных эвдиалитсодержащих лейкократовых эгирин-альбитовых пегматитах. Их единичные зерна встречаются в массе вмещающих пород, но, в основном, их находки приурочены к зернам эвдиалита.

По нашим наблюдениям, акцессорная РЗЭ минерализация имеет наложенный характер. В большинстве случаев она приурочена к участкам выщелачивания зерен эвдиалита и поздним карбонатным прожилкам. РЗЭ минералы заполняют межзерновое пространство в скоплениях минеральных включений, иногда образуют псевдоморфозы облекания по альбиту (рис. 1). Индивиды имеют микроскопические размеры, обычно не превышающие 100 мкм. Минералы диагностировались на основании данных рентгеноспектрального анализа. Формулы рассчитаны в соответствии с методическими указаниями [Булах, 1967]. Аналитические работы выполнены на кафедре минералогии СПбГУ и в ресурсном центре «Геомодель» на аппаратном комплексе, включающем электронный микроскоп Hitachi S-3400N с аналитическими приставками: анализа дифракции отраженных электронов EBSD-AzTec HKL Channel 5 Advanced, количественного энергодисперсионного анализа EDX-AzTec Energy 350, количественного волнового дисперсионного анализа WDS-INCA 500 (инженер-аналитик Н. С. Власенко).

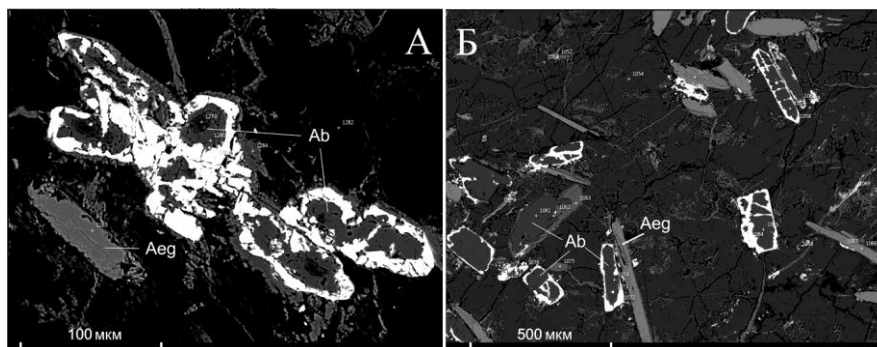


Рис. 1. Развитие минералов редкоземельных элементов по альбиту.
Ab – альбит, Aeg – эгирин.

В ходе работы обнаружено девять минеральных видов; некоторые из них требуют уточнения. Для удобства их можно разделить на три группы: 1) фосфаты – фторкафит (?), стронадельфит, ксенотим-(Y), монацит-(Ce), бритолит(?); 2) силикаты – стилвеллит-(Ce) (?), перклевеит-(Ce)(?), кайнозит-(Y) и 3) карбонаты – гальгенбергит – (Ce)(?). Наиболее интересными из перечисленных фаз являются описанные далее минералы.

Стронадельфит – редкий минерал с теоретической формулой $\text{Sr}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$. Зерно имеет размеры 300×100 мкм. Рассчитанная формула на три атома фосфора имеет вид $(\text{Sr}_{4.13}\text{Ca}_{0.57}\text{Ba}_{0.04}\text{Fe}_{0.04})_{4.78}(\text{P}_{3.00}\text{O}_{12.40})\text{F}_1$.

Фторкафит (?) – $\text{SrCaCa}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$ – высокоупорядоченный апатитоподобный минерал из группы беловита [Хомяков и др., 1997]. Рассчитанная на три атома фосфора формула имеет вид $(\text{Sr}_{0.94}\text{Na}_{0.06})_{1.00}\text{Ca}_{1.00}(\text{Ca}_{2.74}\text{Sr}_{0.25})_{2.99}(\text{P}_{1.00}\text{O}_{4.00})_3\text{F}_{0.93}$. Интересно, что в пределах одного зерна (размер около 60 мкм) (рис. 2а, сп. 1427, 1428, 1434, 1435) выделяются центральные фторкафитовые зоны и краевые зоны, сложенные апатитом, обогащенным стронцием (до 0.88 ф.к.).

Стилвеллит-Ce – $\text{CeB}(\text{SiO}_4)\text{O}$. Кроме Ce (25–28 мас. %), минерал в значительных количествах содержит La (12–16 мас. %) и Nd (8–13 мас. %). Рассчитанная формула имеет вид $(\text{Ce}_{0.45}\text{La}_{0.22}\text{Nd}_{0.21}\text{Ca}_{0.04})_{0.92}\text{B}_{1.54}\text{Si}_{1.00}\text{O}_{5.89}$. Стилвеллит-Ce встречается в виде включений в сильно гидратированном эвдиалите. Здесь также обнаружены микроворстки еще двух боросодержащих минералов – датолита и бобтраиллита. Необходимо отметить, что использованный анализ позволяет лишь зафиксировать наличие бора, но не его содержания, что вносит некоторую погрешность в расчет химической формулы.

Кайнозит-(Y) – $\text{Ca}_2(\text{Y,Ce})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{CO}_3) \times \text{H}_2\text{O}$. Имеет ярко выраженную блочную структуру (рис. 2б). Размер индивидов составляет до 200 мкм. Рассчитанная формула имеет вид $(\text{Ca}_{1.76}\text{Na}_{0.36})_{2.12}(\text{Y}_{1.54}\text{Dy}_{0.17}\text{Gd}_{0.06}\text{Er}_{0.06})_{1.83}(\text{Si}_{4.00}\text{O}_{12.68})(\text{CO}_3) \times \text{H}_2\text{O}$, однако наблюдается, по крайней мере, две области, где церий доминирует в составе над другими РЗЭ – спектр 755 и 759, что говорит о возможности присутствия неизвестной ранее цериевой разновидности кайнозита. Исследования в данном направлении продолжаются.

Перклевеит-(Ce)(?) – $(\text{Ce,La,Nd})_2\text{Si}_2\text{O}_7$. Редкий минерал. Его рассчитанная формула – $(\text{Ce}_{0.88}\text{Nd}_{0.45}\text{La}_{0.38}\text{Pr}_{0.10}\text{Sm}_{0.09}\text{Ca}_{0.07}\text{Gd}_{0.07})_{2.04}(\text{Si}_{1.85}\text{P}_{0.15})_{2.00}\text{O}_{7.15}$. Во всех анализах отмечается значительный дефицит суммы. Диагностика минерала требует уточнения.

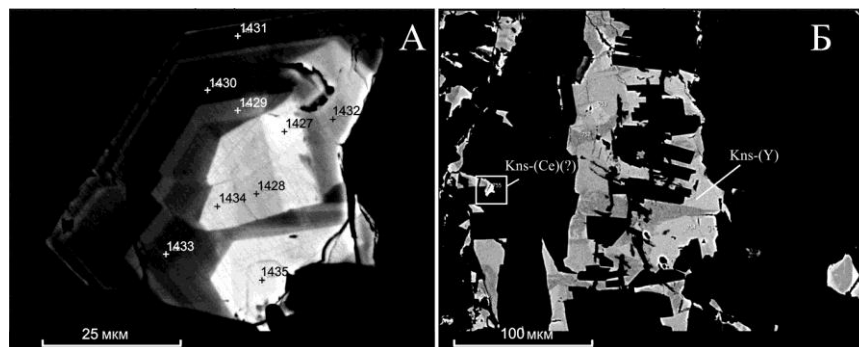


Рис. 2. Минералы редкоземельных элементов: а – зерно, краевая часть которого сложена Sr-содержащим апатитом, а центральная (сп. 1427, 1428, 1434, 1435) – фторкафитом; б) блочное зерно кайнозита-(Y) с двумя зонами (спектр 755, 759), где Се доминирует над другими РЗЭ. BSE-изображение.

Кроме описанных выше минералов были обнаружены другие фосфаты La и Nd – доминантные фазы. В данный момент проводится уточнение полученных данных и диагностика.

Авторы выражают благодарность А. Н. Зайцеву и И. В. Пекову за оказанное содействие в проведении работы, полезные консультации и обсуждения.

Литература

- Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 142 с.
 Гурович В. Г., Емельяненко Е. П., Землянухин В. Н., Каретников А. С., Квасов А. И., Лазаренков В. Г., Малич К. Н., Мочалов А. Г., Приходько В. С., Степашко А. А. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
 Хомяков А. П., Куликова И. М., Расцветаева Р. К. Фторкафит $\text{Ca}(\text{Sr}, \text{Na}, \text{Ca})(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ce})_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$ – новый минерал со структурным мотивом апатита // Записки ВМО. 1997. Т. 126. № 3. С. 87–97.

А. С. Осипов, А. А. Антонов

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
 osipov.anst@yandex.ru*

Новые данные об эвдиалите Кондерского массива, Алданский щит

В ходе поездки группы студентов и преподавателей СПбГУ на Кондерский массив в августе 2012 г. в щелочных пегматитах массива был обнаружен минерал, относящийся к группе эвдиалита. Нами рассмотрены его основные свойства, химический состав и структура. Исследования выполнялись в рамках выпускной квалификационной бакалаврской работы и частично продолжаются в рамках выпускной квалификационной магистерской работы. Аналитические работы выполнены на кафедре минералогии СПбГУ, в ресурсных центрах «Геомодель» на аппаратном комплексе, включающем электронный микроскоп Hitachi S-3400N с аналитическими приставка-

ми (анализа дифракции отраженных электронов EBSD-AzTec HKL Channel 5 Advanced, количественного энергодисперсионного микроанализа EDX-AzTec Energy 350, количественного волнового дисперсионного анализа WDS-INCA 500, инженер-аналитик Н. С. Власенко) и «Рентгенодифракционные методы исследования» на аппаратном комплексе Bruker «D8 Discover» (аналитик А. А. Золотарев-мл.), а также в Музее Естественной Истории (г. Лондон) с использованием аппаратного комплекса Cameca SX100 (аналитик Дж. Спратт).

Кондерский массив находится в восточной части Алданского щита Сибирской платформы, в бассейне реки Май, в междуречье ее левых притоков – Омни и Маймакана. Он представляет собой щелочно-ультраосновный зональный интрузив диаметром 7.5 км. Вмещающие породы представлены архейскими метаморфическими породами и перекрывающими их верхнепротерозойскими терригенными отложениями [Гурович и др., 1994]. Основу его составляют дуниты, образуя изометричное штокообразное тело около 6.5 км в поперечнике и составляя, вместе с другими ультраосновными породами, до 90 % площади массива. Оторочка дунитового ядра сложена клинопироксенитами и меланократовыми габброидами нормального ряда щелочности мощностью 500 м. Кольцевую оторочку по периферии штока составляют дайкообразные тела косьвитов. Вся структура пересекается более поздними дайковыми и жильными телами щелочных пород. В коренном залегании нами были встречены зональные пегматиты нефелиновых сиенитов, незональные пегматиты сиенитов, жилы эгирин-альбитового состава и тела, сложенные преимущественно минералами группы канкринита. Среди обломочных пород встречены крупные валуны нефелин-эгириновых пегматитов.

По нашим наблюдениям, эвдиалит встречается только в эгирин-альбитовых жилах, серия которых обнажается в северо-восточной части массива в непосредственной близости от его контакта с вмещающими породами. Мощность таких жил достигает первых метров при видимой протяженности до 10 м. Сложены эти породы, в основном, альбитом (45–55 об. %) и эгирином (35–45 об. %). Количество эвдиалита оценивается в 3–5 об. %. Второстепенные минералы представлены лампрофиллитом, баритолампрофиллитом, микроклином и титанитом. Акцессорные минералы – монацит-(Ce), бобтрайлит(?), датолит, стилвеллит-(Ce), стетиндит(?), кайнозит-(Y), стронадельфит, кальцоткаптеит.

Эвдиалит образует как обособленные выделения, так и группы зерен в породе. Его кристаллы субидiomорфные малинового и бурового цветов размером до 5 см. В шлифах наблюдается яркий плеохроизм от малинового до бледно-розового. Минерал оптически положительный, зерна зональные, часто со следами коррозии. Зональность концентрическая, в сечении имеет форму неправильных шестиугольников. В большинстве зерен присутствует макроскопически видимая зональность. Она обусловлена скоплениями минеральных включений, приуроченных к зонам роста кристалла и не связана с химическим составом эвдиалита (рис. а). Включения представлены альбитом, кальцоткаптеитом и другими РЗЭ- и Sr-минералами.

Другой тип зональности обнаруживается при электронно-микроскопическом наблюдении эвдиалита. Она образована чередующимися зонами, различными по BSE-контрасту (рис. б). Результаты микрозондового ЭДС-анализа позволяют отметить тенденцию увеличения содержаний Ti и Ce и некоторого уменьшения содержаний Pb и Sr в составе минерала от светлых зон к темным. Однако вариации содержаний этих элементов малы и не могут обуславливать наблюдаемый контраст. Вероятно, в формировании данной зональности также принимают участие элементы, не определяемые ЭДС-анализатором.

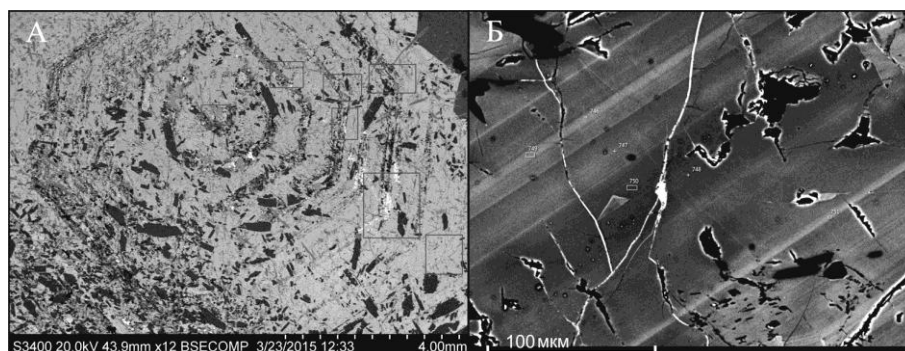


Рис. Зональность эвдиалита: а – видимая зональность, подчеркнутая включениями других минералов; б – зональность, связанная с колебаниями состава и видимая исключительно под электронным микроскопом. BSE-изображения.

Присутствие легких компонентов подтверждается результатами исследования, который проводился при помощи ИК Фурье-спектроскопии в условиях комнатной температуры в диапазоне $400\text{--}4000\text{ см}^{-1}$. На ИК-спектре, помимо типичных для эвдиалита групп пиков, видны интенсивные максимумы, отвечающие водной составляющей ($1610\text{--}1640$ и $3400\text{--}3500\text{ см}^{-1}$), а так же пики H_3O^+ (около 1720 см^{-1} и в диапазоне $3100\text{--}3300\text{ см}^{-1}$) и CO_3^{2-} .

Расшифровка структуры эвдиалита осуществлялась сотрудниками кафедры кристаллографии СПбГУ по результатам монокристалльного рентгеноструктурного анализа. Структура эвдиалита, несмотря на особенности химического состава, типична. Изученный минерал относится к 12-слойным эвдиалитам с $R3(-)m$ симметрией и параметрами элементарной ячейки $a = 14.243(3)$ и $c = 30.371(6)\text{ Å}$.

Таблица 1

**Результаты волнодисперсионного анализа эвдиалита
из щелочных пегматитов Кондерского массива, мас. %**

	Обр. 1. 1/1	Обр. 1. 1/2	Обр. 2. 1/1	Обр. 2. 1/2		Обр. 1. 1/1	Обр. 1. 1/2	Обр. 2. 1/1	Обр. 2. 1/2
Ta_2O_5	0.02	0.01	0.03	0.02	Gd_2O_3	0.04	0.04	0.00	–
Nb_2O_5	1.01	1.12	1.50	1.67	Dy_2O_3	0.14	0.10	0.06	0.07
SiO_2	50.99	50.66	49.63	49.23	Er_2O_3	0.11	0.08	0.04	0.01
TiO_2	0.49	0.41	0.58	0.74	Yb_2O_3	0.09	0.06	0.01	0.00
ZrO_2	12.46	12.71	12.10	11.70	MnO	3.60	3.70	3.99	4.35
HfO_2	0.23	0.24	0.19	0.16	MgO	0.04	0.06	0.05	0.05
Al_2O_3	0.03	0.00	0.04	–	SrO	2.77	2.59	3.29	3.35
Fe_2O_3	0.09	0.08	0.09	0.08	CaO	9.45	9.10	9.36	9.18
Y_2O_3	0.75	0.68	0.46	0.36	BaO	0.45	0.41	0.38	0.31
La_2O_3	0.38	0.63	0.62	0.73	PbO	2.41	2.32	2.22	2.06
Ce_2O_3	0.79	1.16	1.05	1.33	Na_2O	7.18	5.17	7.80	7.83
Pr_2O_3	0.01	0.02	0.02	0.08	K_2O	0.45	0.64	0.30	0.32
Nd_2O_3	0.28	0.40	0.31	0.40	Cl	0.04	0.04	0.04	0.03
Sm_2O_3	0.04	0.03	0.04	0.03	Сумма	94.33	92.46	94.18	94.08

Примечание. Прочерк – не определено.

Более детально химический состав эвдиалита изучался посредством волно-дисперсионного анализа, на основании которого были рассчитаны формульные коэффициенты с учетом структурных данных (табл. 1, 2). Отмечается резкий дефицит щелочных металлов, который, по-видимому, восполняется привнесом катиона гидроксония, а также дефицит Fe и Cl. Обнаружены нехарактерные для эвдиалита примеси PbO (до 1.5 мас. %), а также высокие содержания Y, Sr и Mn. Дефицит Fe и Na можно объяснить высокой степенью гидратированности эвдиалита, т.к. эти элементы легко выносятся при гидратации.

Т а б л и ц а 2

Предполагаемое распределение элементов по позициям структуры МГЭ из щелочных пегматитов Кондерского массива

Позиции	Ид. Форм.	Исследуемый образец
$N(1-3),(5)_{12}$	Na_{16}	$(H_3O_{6.68}Na_{6.45})_{13.13}$
$N(4)_3$		$(Sr_{0.74}Y_{0.48}Pb_{0.30}K_{0.27}Ba_{0.08})_{1.87}$
$M(1)_6$	Ca_6	$(Ca_{4.69}Mn_{1.31})_{6.00}$
$M(2)_{3-6}$	Fe_3	$(Mn_{0.10}Fe_{0.03}Mg_{0.03})_{0.16}$
$M(3)$	—	—
$M(4)$	—	$Nb_{0.21}$
Z_3	Zr_3	$(Zr_{2.81}Ti_{0.17}Hf_{0.02})_{3.00}$
Si_{24}	Si_{24}	$(Si_{23.61}Al_{0.02})_{23.63}$
O_{72}	O_{72}	$O_{66.00}$
O_{4-6}	—	—
X_2	$(OH)_4$	$(OH_{4.95}Cl_{0.03})_{4.98}$

По совокупности полученных данных, исследованный минерал по классификации, предложенной [Расцветаева и др., 2012], можно отнести к виду гидратированного эвдиалита.

Отдельно было изучено сильно измененное зерно эвдиалита. Было установлено, что по первичному минералу развивается слоистый силикат магния (сепиолит?). Трещины и полости заполнены кальцитом и оксидами марганца. Кроме того, здесь широко развиты фосфаты стронция, кальция и редкоземельных элементов – фторкафит, стронциевый апатит, ксенотим-(Y).

Авторы выражают благодарность А. Н. Зайцеву, И. В. Пекову и А. А. Золотареву-мл. за содействие в проведении работы, полезные консультации и обсуждения.

Литература

- Гурович В. Г., Емельяненко Е. П., Землянухин В. Н., Каретников А. С., Квасов А. И., Лазаренков В. Г., Малич К. Н., Мочалов А. Г., Приходько В. С., Степашико А. А. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
- Расцветаева Р. К., Чуканов Н. В., Аксенов С. М. Минералы группы эвдиалита: кристаллохимия, свойства, генезис. Нижний Новгород: НГУ, 2012. 229 с.

Ф. П. Леснов¹, А. И. Чернышов², Е. Е. Пугачева³

¹ – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
lesnovfp@list.ru*

² – *Томский государственный университет, г. Томск,*

³ – *Томский политехнический университет, г. Томск*

Геохимия редких и редкоземельных элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье)

Крупнейший в Восточном Забайкалье Шаманский ультрамафитовый массив, входящий в состав восточного фланга Байкало-Муйского офиолитового пояса совместно с Парамским массивом и несколькими более мелкими телами, к настоящему времени слабо изучен современными геохимическими методами. Массив расположен на правом берегу р. Витим. Его линзовидное в плане тело вытянуто в север-северо-западном направлении на 25 км при максимальной ширине около 6 км. Общая площадь выходов массива составляет около 110 км². Геология, петрография и некоторые другие особенности строения и состава этого массива в разное время изучались Г. А. Кибановым, Э. Л. Прудовским, М. И. Грудининым, Е. Е. Зеленским, К. К. Анашкиной, К. Ш. Шагжиевым, Е. Е. Пугачевой, А. И. Чернышовым, А. А. Цыганковым, Д. А. Орсовым, И. Ю. Лоскутовым, В. М. Асосковым, Ф. П. Лесновым.

Шаманский массив в рельефе представлен удлиненной возвышенностью, которая является одним из отрогов Южно-Муйского хребта. В массиве преобладают серпентинизированные гарцбургиты при подчиненном количестве неравномерно серпентинизированных дунитов, залегающих с постепенными переходами среди гарцбургитов в виде перемежающихся полос и линзовидных обособлений.

При геохимических исследованиях, проведенных в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), использована коллекция из 20 образцов дунитов и гарцбургитов, отобранных на разных участках массива. Редкие и редкоземельные элементы в породах определялись масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией с применением масс-спектрометра «Element» (Finnigan MAT, Германия) в комплексе с лазерной приставкой UV Laser Probe (лазер Nd:YAG $\lambda = 266$ нм, Finnigan MAT, Германия) (аналитик С. В. Палесский). Для анализов использованы сплавленные в стекло порошковые пробы пород. В качестве образца сравнения использовалось стекло NIST-612 (USGS).

Ультрамафиты массива характеризуются относительно повышенными содержаниями Zr и Hf (табл. 1, 2). В дунитах содержание Zr составляет 15.9–163 г/т, в гарцбургитах – 8.0–158 г/т. Содержание Hf в дунитах составляет 0.20–3.8 г/т, в гарцбургитах – 0.17–3.4 г/т. Мультиэлементные спектры распределения хондрит-нормированных средних содержаний элементов-примесей в дунитах и гарцбургитах массива осложнены интенсивными положительными аномалиями Zr и Hf, причем значения параметра Zr/Hf в дунитах и гарцбургитах изменяются в интервале 40–48.7. Между содержаниями Zr и Hf в дунитах и гарцбургитах массива наблюдается прямая зависимость.

Главным концентратором Zr и Hf, очевидно, является акцессорный циркон, причем количество его зерен в ультрамафитах массива относительно высокое. Это подтверждается тем, что при минералогическом анализе тяжелой фракции сборной пробы образцов ультрамафитов, отобранных на разных участках массива весом около 6 кг, было выделено порядка 10 зерен циркона размером в несколько десятков микрон.

Таблица 1

**Содержание редкоземельных и редких элементов
в дунитах Шаманского массива, г/т**

Эле- менты	Номера образцов									
	Ш-1/3	Ш-1/4	Ш-2/2	Ш-4/1	Ш-5/3	Ш-6/1	Ш-24/2	Ш-27/1	Ш-33/6	п.о.
La	0.055	0.012	0.26	0.030	0.048	0.23	0.029	0.055	0.12	0.01
Ce	0.13	0.035	0.59	0.065	0.10	0.51	0.077	0.14	0.27	0.02
Pr	0.014	0.004	0.059	0.007	0.018	0.037	0.008	0.013	0.030	0.002
Nd	0.056	0.024	0.30	0.031	0.050	0.15	0.043	0.077	0.014	0.003
Sm	0.012	0.008	0.088	0.010	0.022	0.024	0.010	0.023	0.041	0.002
Eu	0.003	0.002	0.022	0.003	0.005	0.006	0.004	0.006	0.011	0.001
Gd	0.015	0.009	0.066	0.010	0.021	0.021	0.009	0.021	0.021	0.007
Tb	<0.001	<0.001	0.008	0.002	<0.001	0.003	0.002	0.003	0.003	0.001
Dy	0.017	0.009	0.048	0.025	0.018	0.027	0.012	0.022	0.023	0.001
Ho	0.003	<0.001	0.011	0.007	0.005	0.006	0.003	0.009	0.005	0.001
Er	0.013	0.007	0.038	0.023	0.015	0.030	0.010	0.048	0.020	0.006
Tm	0.002	0.001	0.006	0.004	0.003	0.005	0.002	0.009	0.003	0.001
Yb	0.013	0.005	0.040	0.020	0.014	0.030	0.010	0.079	0.017	0.001
Lu	0.002	<0.001	0.007	0.004	0.002	0.005	0.002	0.012	0.002	0.001
Сумма	0.444	0.119	1.543	0.241	0.322	1.084	0.221	0.517	0.580	
(La/Yb) _n	2.80	1.60	4.44	1.01	2.24	5.23	1.95	0.47	4.78	
(Eu/Eu*) _n	0.71	0.80	0.84	0.93	0.77	0.81	1.18	0.84	1.06	
Ca	1857	1674	1961	2157	2012	5646	2430	4503	1730	300
Sc	<0.1	<0.1	<0.1	1.91	<0.1	1.30	<0.1	3.7	<0.1	0.1
Ti	<2.0	<2.0	128	37	14	20	4.6	46	62	2
V	8.4	4.0	9.8	24	9.5	35	8.8	34	10.0	0.5
Cr	1106	737	1204	1932	2087	2461	740	1901	1812	0.4
Mn	394	222	479	569	535	766	232	585	485	1
Co	44	29	59	68	59	81	30	71	57	0.05
Ni	885	600	1204	1305	1147	1573	610	1388	1106	1
Cu	4.0	2.8	7.5	6.4	8.4	14.8	1.0	4.2	6.0	1
Zn	21	39	26	30	55	54	30	64	67	2
Ga	0.31	0.24	0.49	0.68	0.35	0.93	0.39	1.03	0.34	0.20
Rb	0.32	0.23	0.61	0.57	0.51	0.66	0.22	0.58	0.40	0.1
Sr	1.49	0.72	1.60	1.18	1.26	2.1	1.48	6.8	1.91	0.5
Y	0.14	0.078	0.38	0.24	0.10	0.17	0.11	0.30	0.23	0.01
Zr	45	19.1	60	28	51	163	15.9	9.0	160	0.1
Nb	0.012	0.012	0.28	0.033	0.039	0.031	0.01	0.026	0.11	0.01
Cs	1.96	1.21	2.50	3.3	2.7	3.5	1.37	3.5	2.2	0.1
Ba	3.3	0.98	2.7	1.86	3.5	12.4	1.94	1.88	2.5	0.5
Hf	1.05	0.41	1.38	0.60	1.22	3.7	0.34	0.20	3.8	0.002
Ta	0.003	0.004	0.024	0.007	0.004	0.004	0.003	0.004	0.013	0.001
Pb	0.51	0.36	0.82	1.24	0.66	1.01	0.39	0.96	0.80	0.1
Th	0.018	0.012	0.060	0.01	0.021	0.067	0.01	0.17	0.040	0.01
U	0.014	0.005	0.018	0.005	0.005	0.01	0.011	0.007	0.014	0.002

Пр и м е ч а н и е . Здесь и табл. 2 п.о. – предел обнаружения.

Таблица 2

**Содержание редкоземельных и редких элементов
в гарцбургитах Шаманского массива, г/т**

Эле- мен- ты	Номера образцов											
	Ш-1/5	Ш-4/3	Ш-5/4	Ш-10/4	Ш-17/6А	Ш-17/6Б	Ш-23/1	Ш-29/4	Ш-41/7	Ш-42/2	Ш-43/6	п.о.
La	0.24	0.045	0.16	0.064	0.30	0.048	0.038	0.19	0.61	0.13	0.14	0.01
Ce	0.34	0.091	0.27	0.13	0.33	0.11	0.83	0.22	0.98	0.24	0.25	0.02
Pr	0.026	0.009	0.029	0.019	0.023	0.012	0.008	0.023	0.13	0.023	0.015	0.002
Nd	0.11	0.050	0.13	0.064	0.10	0.046	0.045	0.12	0.49	0.11	0.070	0.003
Sm	0.033	0.013	0.039	0.026	0.032	0.016	0.014	0.035	0.11	0.029	0.015	0.002
Eu	0.009	0.005	0.010	0.009	0.009	0.005	0.006	0.011	0.034	0.007	0.007	0.001
Gd	0.035	0.022	0.020	0.018	0.029	0.010	0.013	0.029	0.12	0.024	0.019	0.007
Tb	0.006	0.003	<0.001	<0.001	0.004	0.002	<0.001	<0.001	0.018	<0.001	0.002	0.001
Dy	0.049	0.030	0.022	0.018	0.023	0.009	0.015	0.031	0.13	0.018	0.016	0.001
Ho	0.014	0.007	0.006	0.004	0.006	0.002	0.003	0.009	0.040	0.004	0.004	0.001
Er	0.058	0.025	0.042	0.019	0.026	0.010	0.015	0.042	0.14	0.021	0.021	0.006
Tm	0.011	0.004	0.010	0.003	0.004	0.002	0.002	0.006	0.026	0.005	0.004	0.001
Yb	0.087	0.024	0.071	0.016	0.027	0.012	0.016	0.046	0.16	0.028	0.029	0.001
Lu	0.014	0.003	0.011	0.002	0.004	0.002	0.003	0.005	0.021	0.006	0.004	0.001
Сумма	1.032	0.331	0.821	0.393	0.917	0.286	1.009	0.768	3.009	0.646	0.596	
(La/Yb)	2.46	1.24	1.50	2.69	7.50	2.64	1.55	2.83	2.57	3.03	3.18	
(Eu/Eu*)	0.85	0.96	0.96	1.20	0.90	1.16	1.28	1.00	0.88	0.79	1.24	
Ca	13722	2716	8290	3859	3431	2501	3216	5074	6718	3716	4717	300
Sc	9.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.71	1.17	<0.1	<0.1	1.71	4.2	1.10	0.1
Ti	45	26	24	10	18.4	11.3	17.2	21	221	11.5	10.8	2.0
V	47	24	33	18.8	28	21	16.4	33	43	32	26	0.5
Cr	2677	2063	2223	1039	2956	1910	1251	3491	2981	2157	2039	0.4
Mn	954	229	664	661	668	626	453	682	832	824	798	1.0
Co	90	42	80	66	68	62	52	74	90	80	84	0.05
Ni	1634	921	1609	1230	1196	1085	1031	1400	1686	1448	1591	1.0
Cu	15.2	51	6.2	2.4	8.9	11.4	7.7	12.6	18.8	4.6	4.4	1.0
Zn	43	26	38	28	44	28	92	57	75	40	35	2.0
Ga	0.99	0.65	0.98	0.54	0.50	0.45	0.54	0.84	1.25	0.68	0.65	0.20
Rb	0.87	0.45	0.89	0.58	0.63	0.63	0.48	0.58	1.38	0.65	0.63	0.1
Sr	2.0	0.86	1.81	2.1	1.38	0.86	1.88	2.7	3.9	3.3	2.2	0.5
Y	0.57	0.21	0.28	0.26	0.20	0.089	0.15	0.19	1.29	0.16	0.29	0.01
Zr	62	8.0	10.0	38	37	13.8	19.6	25	158	40	54	0.1
Nb	0.037	0.030	0.027	0.027	0.025	0.027	0.033	0.035	0.32	0.023	0.035	0.01
Cs	4.0	2.3	4.1	2.8	2.8	2.8	2.5	3.5	4.3	3.4	3.4	0.1
Ba	4.1	1.97	3.7	2.5	4.8	2.1	2.1	4.7	11.2	6.7	3.6	0.5
Hf	1.35	0.17	0.22	0.82	0.76	0.30	0.49	0.56	3.4	0.90	1.22	0.002
Ta	0.004	0.001	0.002	0.002	<0.001	0.002	0.002	0.005	0.029	0.004	0.007	0.001
Pb	1.21	0.49	1.02	0.86	0.70	0.65	0.90	1.28	1.61	1.18	1.36	0.1
Th	0.064	0.013	0.010	0.012	0.046	0.011	0.015	0.012	0.27	0.028	0.022	0.01
U	0.014	0.055	0.009	0.002	0.006	0.009	0.002	0.008	0.061	0.006	0.037	0.002

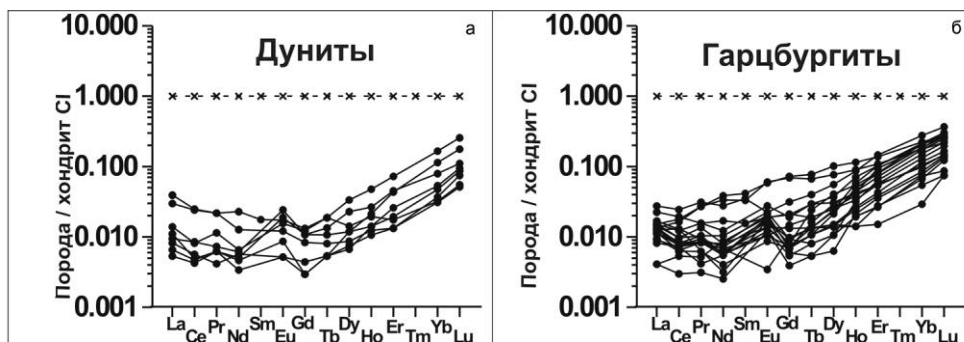


Рис. Спектры распределения РЗЭ в дунитах (а) и гарцбургитах (б) Шаманского массива.

Породы массива характеризуются низкими содержаниями РЗЭ, имеющими неравномерное распределение: 0.12–1.54 и 0.29–3.01 г/т в дунитах и гарцбургитах, соответственно. Согласно расчетам, средние суммарные содержания РЗЭ составляют 0.89 и 1.8 г/т в реститогенных дунитах ($n = 45$) и гарцбургитах ($n = 114$), соответственно [Леснов, 2007]. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в дунитах и гарцбургитах Шаманского массива имеют U-образную конфигурацию, обусловленную повышенными концентрациями ЛРЗЭ относительно средних элементов, и заметным увеличением концентраций в интервале от средних к тяжелым элементам (рис.).

Значения параметра $(La/Yb)_n$ в образцах ультрамафитов превышают единицу: 1.01–5.23 и 1.50–7.50 в дунитах и гарцбургитах, соответственно. Значения параметра $(Eu/Eu^*)_n$ составляют 0.77–1.28 при преобладании значений <1 . Обогащенность легкими РЗЭ относительно средних элементов и обусловленная этим дугообразно изогнутая вниз конфигурация их спектров наблюдались также во многих образцах ультрамафитов из ряда других мафит-ультрамафитовых массивов, входящих в состав некоторых офиолитовых ассоциаций. Подобное обогащение ультрамафитов легкими РЗЭ противоречит представлениям об их образовании в качестве реститов, т.е. тугоплавкого остатка при частичном плавлении верхнемантийных субстратов. По нашим данным, аномальное обогащение ультрамафитов и их минералов из мафит-ультрамафитовых массивов, а также из глубинных ксенолитов легкими РЗЭ обусловлено привнесением этих примесей в породы в процессе инфильтрации обогащенных ими эпигенетических флюидов, генетически связанных с более поздними интрузивами основного или кислого состава, а в случае с глубинными ксенолитами ультрамафитов – с переносившими их базальтовыми расплавами [Леснов, 2007].

Таким образом, концентрации ЛРЗЭ в ультрамафитах, которые фиксируются по результатам анализов их валовых проб, не вполне адекватно отражают уровень накопления этих элементов-примесей, который соответствовал их изначальным содержаниям в ультрамафитах, образовавшихся в качестве рестита. Очевидно, что первичному (верхнемантийному) уровню накопления РЗЭ в реститах в наибольшей мере могут соответствовать содержания более совместимых ТРЗЭ, в первую очередь, Yb, содержания которого в дунитах и гарцбургитах Шаманского массива составили 0.005–0.079 и 0.012–0.16 г/т, соответственно. Более корректные данные о первичном РЗЭ составе верхнемантийных ультрамафитовых реститов могут быть получены,

если предназначенные для анализа методом ICP-MS навески проб предварительно будут подвергнуты выщелачиванию в разбавленном растворе соляной кислоты.

Литература

Леснов Ф. П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: ГЕО, 2015. 240 с.

М. А. П. Пинхейро^{1,2}, Ф. П. Леснов²

¹ – Бразильская геологическая служба, г. Белу Оризонте, Бразилия
marcopiacentini@gmail.com

² – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Геохимия оливинов из пород ультрамафитового массива Розета (кратон Сан Франциско, юго-восточная Бразилия)

Ультрамафитовый массив Розета находится вблизи гг. Арантина и Либердаде (штат Минас Жерайс, юго-восточная Бразилия) и структурно приурочен к кратону Сан Франциско [Paciullo et al., 2003]. Он залегает среди протерозойских метаморфических пород и обнажается на площади около 4 км², значительная часть которой покрыта корой выветривания. Массив сложен лерцолитами, клинопироксенсодержащими и безклинопироксеновыми шпинелевыми гарцбургитами, серпентинитами, реже – оливиновыми вебстеритами, а также жиллообразными оливин-ортопироксеновыми метасоматитами с зеленой шпинелью, условно названными «гарцбургитами». Около 60 анализов зерен оливина из шести образцов массива было проанализировано рентгеноспектральным методом на микроанализаторе JEOL JXA-8100 (Аналитический центр ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик В. Н. Королук). Время измерения на пике каждой аналитической K α -линии составило 10 с, а также по 5 с в позиции фона с двух сторон от этой линии. Использовались стандартные образцы оливина (CH-1), пиропового граната (O-145), титанового стекла (GL-6) и марганцевого граната (Mn-Grt).

Содержания главных и второстепенных элементов в оливинах сильно варьируют. Средние содержания MgO в них уменьшаются в ряду от шпинелевых гарцбургитов к клинопироксенсодержащим шпинелевым гарцбургитам, лерцолитам, оливиновым вебстеритам и «гарцбургитам», содержащим зеленую шпинель (табл.). В той же последовательности увеличиваются средние содержания FeO. Содержания форстеритового компонента (Fo, % мол.) в оливинах уменьшаются в ряду от шпинелевых гарцбургитов к клинопироксенсодержащим шпинелевым гарцбургитам, лерцолитам, оливиновым вебстеритам и «гарцбургитам» с зеленой шпинелью. Интервалы вариаций значений параметра Fo в оливинах из отдельных разновидностей пород не перекрываются (рис. 1а).

Оливины из разных пород отличаются по содержаниям NiO и MnO (рис. 1а, б). Оливины из лерцолитов характеризуются аномально высокими содержаниями NiO (0.71–0.87 мас. %) по сравнению с таковыми из остальных пород. В крайне незначительных количествах (0.01–0.02 мас. %) NiO обнаружен в оливинах из «гарцбургитов»

Т а б л и ц а

Средние химические составы оливинов из представительных образцов пород ультрамафитового массива Розета, мас. %

	1			2			3			4			5			6		
	Ср.	Макс.	Мин.	Ср.	Макс.	Мин.	Ср.	Макс.	Мин.	Ср.	Макс.	Мин.	Ср.	Макс.	Мин.	Ср.	Макс.	Мин.
SiO ₂	40.75	41.19	40.37	40.50	40.79	40.20	41.00	41.10	40.80	40.30	40.49	40.03	40.38	40.56	40.26	40.20	40.37	39.96
TiO ₂	0.01	0.019	0.001	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.004	0.01	0.01	0.003	0.01	0.01	0.001	0.03	0.09	0.002
Al ₂ O ₃	0.01	0.029	0.001	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.004	0.01	0.001	0.001	0.001	0.001	0.01	0.01	0.001
Cr ₂ O ₃	0.01	0.020	0.001	0.17	0.02	0.15	0.02	0.03	0.004	0.01	0.01	0.002	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
FeO	9.88	10.28	9.49	8.73	8.90	8.57	8.10	8.29	7.84	11.50	11.64	11.36	10.72	10.80	10.61	14.88	15.26	14.61
MnO	0.14	0.17	0.10	0.10	0.12	0.08	0.08	0.10	0.06	0.21	0.24	0.20	0.24	0.26	0.23	0.22	0.26	0.19
MgO	48.70	49.04	47.91	49.72	50.17	48.98	50.33	50.71	49.89	47.41	47.94	46.95	47.74	47.88	47.61	45.11	45.39	44.70
CaO	0.01	0.03	0.001	0.01	0.01	0.002	0.01	0.01	0.002	0.01	0.01	0.002	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.003
NiO	0.77	0.87	0.71	0.47	0.53	0.43	0.42	0.45	0.39	0.45	0.46	0.43	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0.02	0.02	0.01
Сумма	100.28	101.65	98.59	99.72	100.56	98.42	99.97	100.73	99.00	99.90	100.81	98.98	99.10	99.55	98.72	100.49	101.43	99.48
Fo	89.78	90.09	89.43	91.03	91.26	90.75	91.72	91.97	91.51	88.02	88.27	87.79	88.81	88.95	88.73	84.39	84.65	83.93

П р и м е ч а н и е. 1 – лерцолиты, обр. PP-007Am (n 19); 2 – клинопироксенсодержащие шпинелевые гарцбургиты, обр. PP-005A (n 8); 3 – шпинелевые гарцбургиты, обр. PP-003A (n = 10); 4 – оливиновые вебстериты, PP-006-2 (n = 10); 5 – оливиновые вебстериты, PP-008 (n = 3); 6 – «гарцбургиты» с зеленой шпинелью, обр. PP-007B2 (n = 9); n – количество анализов; н.д. – нет данных. Fo = $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$, молекулярные количества.

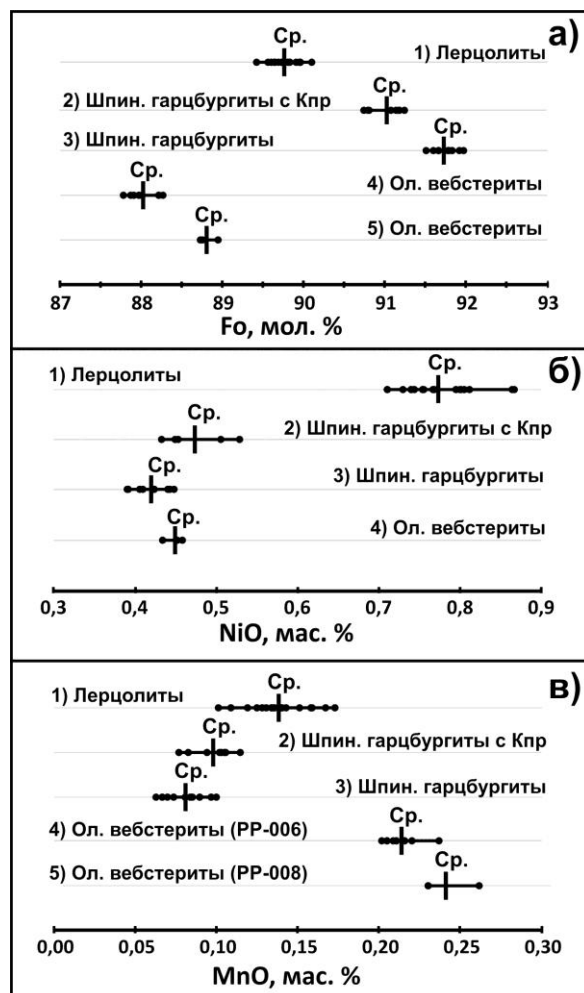


Рис. 1. Вариации параметра Fo (а) и содержаний NiO (б) и MnO (в) в оливинах из пород ультрамафитового массива Розета (по данным таблицы).

Здесь и на рис. 2: 1 – лерцолиты (обр. PP-007Am); 2 – клинопироксенсодержащие шпинелевые гарцбургиты (обр. PP-005A); 3 – шпинелевые гарцбургиты (обр. PP-003A); 4 – оливиновые вебстериты (обр. PP-006-2). 5 – оливиновые вебстериты (обр. PP-008). Ср. – средние значения.

с зеленой шпинелью. На диаграмме Fo–NiO фигуративные точки составов оливина образуют четыре обособленных поля, соответствующие четырем петрографическим разновидностям ультрамафитов (рис. 2а). Поле точек 1 (лерцолиты) занимает обособленное положение в области высоких содержаний NiO и умеренных значений параметра Fo. Поля 2 (клинопироксенсодержащие гарцбургиты) и 3 (безклинопироксеновые гарцбургиты) находятся в области повышенных значений параметра Fo и относительно низких содержаний NiO. Судя по рас-

положению точек в пределах полей 1 и 2, между значениями Fo и содержаниями никеля существует прямая зависимость, в то время как положение точек в поле 3 указывает на обратную зависимость между названными характеристиками.

Содержания MnO в оливинах увеличиваются в ряду от шпинелевых гарцбургитов к клинопироксенсодержащим шпинелевым гарцбургитам, лерцолитам, «гарцбургитам» с зеленой шпинелью и оливиновым вебстеритам. На диаграмме Fo–MnO фигуративные точки распределены в пределах серии обособленных полей, соответствующих разновидностям пород, причем эти поля расположены вдоль единого тренда, указывающего на обратную зависимость между значениями Fo и содержаниями MnO. Содержание CaO в подавляющем большинстве проанализированных оливинов не превышает предел обнаружения (0.007 мас. %), в отдельных зернах содержание элемента составило 0.01–0.05 мас. %. Присутствие TiO₂ установлено в единичных зернах оливина в количестве до 0.09 мас. %. Содержание Cr₂O₃ также обнаружено только в отдельных зернах оливина из лерцолитов, гарцбургитов и оливиновых вебстеритов в количестве до 0.03 мас. %.

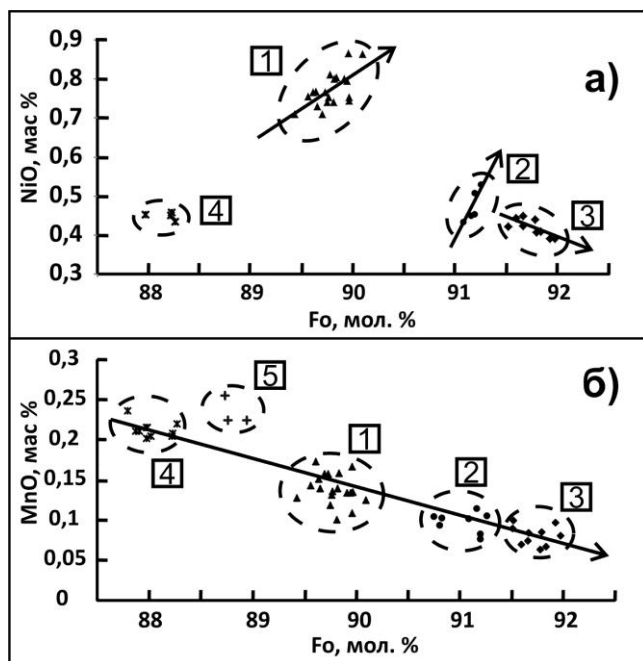


Рис. 2. Ковариации параметра Fo и содержаний NiO (а) и MnO (б) в оливинах из пород ультрамафитового массива Розета (по данным таблицы).

Линиями обозначены предполагаемые тренды ковариаций параметра Fo и содержаний NiO и MnO.

Таким образом, установлено, что оливины из пород ультрамафитового массива Розета неоднородны по содержаниям главных и второстепенных оксидов. Значения параметра Fo в оливинах снижаются от шпинелевых гарцбургитов

к их клинопироксеносодержащим разновидностям, лерцолитам и оливиновым вебстеритам. Наиболее примечательными фактами являются аномально высокие содержания NiO в оливинах из лерцолитов и аномально низкие его содержания в гарцбургитоподобных ультрамафитах, содержащих зеленую шпинель. Предполагается, что ультрамафитовый массив Розета является тектонически внедренным блоком верхнемантийных реститов (протрузией) и имеет полигенную природу. Входящие в его состав лерцолиты, вероятнее всего, являются фрагментом минимально деплетированного протолита. Клинопироксеносодержащие и безклинопироксеновые шпинелевые гарцбургиты можно рассматривать в качестве реститов, образованных при разных степенях частичного плавления протолита. Оливиновые вебстериты можно отнести к гибридным образованиям, которые сформировались при контактово-реакционном воздействии более поздних мафитовых расплавов на породы ультрамафитовой протрузии [Леснов, 2015].

Литература

- Леснов Ф. П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: ГЕО, 2015. 240 с.
- Paciullo F. V. P., Ribeiro A., Trouw R. A. J. Geologia da Folha Andrelândia 1: 100.000 // In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R.A.J. Trouw, M. Heilbron, M. (Org.). Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro, Projeto Sul de Minas-Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final. 1 ed. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais. COMIG, 2003. Vol. 1. P. 84–119.

Л. Б. Дамдинова¹, Б. Б. Дамдинов¹, Н. В. Брянский²

¹ – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
ludamdinova@mail.ru

² – Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

**Состав растворов, сформировавших
флюорит-лейкофан-мелинофан-эввидимитовые руды
Ермаковского F-Be месторождения (Западное Забайкалье),
по данным LA-ICP-MS**

Одной из основных проблем гидротермального рудообразования является определение концентраций металлов в законсервированных растворах. За последнее время в этом отношении наблюдается прогресс благодаря появлению нового метода вскрытия включений и анализа их содержимого методом LA-ICP-MS [Audetat et al., 1998 и др.].

Несмотря на развитие новейших методов анализа флюидных включений, в литературе отсутствуют аналитические оценки концентраций Be во включениях рудообразующих растворов месторождений, нет их и в последней сводке по этому элементу [Berrillium., 2002]. На данный момент известно лишь несколько работ [Стельмачонок, Ишков, 2001; Дамдинова, Рейф, 2004, 2005, 2008], которые касаются металлоносности рудообразующих растворов Ермаковского F-Be месторождения. В них методами термометрии и атомно-эмиссионной спектроскопии [Ишков, Рейф, 1990] индивидуальных флюидных включений (ФВ), вскрываемых лазерным импульсом (AES-LM), изучены солевой состав и металлоносность растворов, ответственных за формирование богатых фенакит-берtrandит-флюоритовых руд, а также кварц-флюоритовых и калишпат-флюоритовых пород с убогой Be минерализацией. К сожалению, в данных работах охвачены не все типы руд Ермаковского месторождения, не говоря уже о других месторождениях бериллия, поэтому трудно судить, насколько полученные значения C_{Be} и других металлов характерны для растворов других типов руд или месторождений Be.

Авторами настоящей работы оценены концентрации металлов во ФВ, отражающих состав рудообразующих флюидов, которые ответственны за формирование специфических флюорит-лейкофан-мелинофан-эввидимитовых руд XVIII рудной зоны Ермаковского месторождения.

Ермаковское F-Be месторождение расположено в Забайкалье и отличается самым высоким в мире средним содержанием BeO (1.3 %) в берtrandит-фенакитовых рудах [Генетические..., 1975; Куприянова и др., 2009]. Вместе с тем, Be оруденение на месторождении проявлено в разных формах, различающихся составом минералов и содержанием Be. Одним из примеров является малоизученная XVIII рудная зона, отличающаяся от главных (I и II) рудных зон специфическими флюорит-лейкофан-мелинофан-эввидимитовыми рудами, тогда как главными минералами Be в основных рудах месторождения являются фенакит и берtrandит.

XVIII рудная зона расположена на юго-западном фланге месторождения и приурочена к субмеридиональной трещинной зоне в непосредственном экзоконтакте штока субщелочных гранитов, вдоль которого проходят дайки сиенит-порфиоров, порфиритов и мезократовых эгириновых сиенитов. Вмещающие породы представлены скарнированными известняками и скарнами. Руды мелко-, среднезернистой

структуры светло-фиолетовой окраски с ячеистой и субграфической структурами сложены флюоритом (до 30–40 %), кальцитом, фенакитом ($\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$), эвдидимитом ($\text{NaBeSi}_3\text{O}_7(\text{OH})$), мелинофаном/лейкофаном ($\text{Ca}_4\text{Na}_5\text{Be}_3 \times \text{Si}_6\text{O}_{20}\text{F}/\text{Ca}_3\text{Na}_3\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}\text{F}_3$), альбитом; в небольших количествах присутствуют фторапатит, бавенит, гельвин, флогопит и др. Эвдидимит нередко образует крупные выделения пластинчато-листоватых сростков белого цвета (от 0.5 до 3–4 см). До изучения Ермаковского месторождения эвдидимит как весьма редкий минерал был известен лишь в высокощелочных (нефелиновых) пегматитах Норвегии, Гренландии и Хибин; мелинофан/лейкофан также характерны для щелочных пород. По среднему содержанию Be руды XVIII рудной зоны (0.9 мас. % BeO) несколько уступают главным рудным зонам (1.34 мас. % BeO), но являются самыми богатыми по содержанию флюорита до 29.7 мас. % [Куприянова и др., 2009].

Для изучения флюидных включений использован комплекс термобарогеохимических методов (термо- и криометрия индивидуальных ФВ), проведенный в ГИН СО РАН на микротермокамерах фирмы «Linkam». Вскрытие ФВ и анализ металлоносности рудообразующих растворов определены методом LA-ICP-MS на приборе Q ICP-MS NexION 300D с платформой лазерной абляции NWR-213 в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Этот метод позволяет одновременно определять концентрации широкого круга элементов в индивидуальных ФВ. Вскрытие флюидных включений происходило при следующих условиях: мощность плазмы 1350 Вт, поток охлаждающего и плазмообразующего газа 18 л/мин и 1 л/мин соответственно, поток несущего газа гелия «чистоты 4.5» 0.6 л/мин с последующим разбавлением аргоном 0.4 л/мин. Энергия лазера 0.024 мДж, частота 10 Гц, диаметр пучка 20 мкм. Измерялись 22 элемента со временем накопления по каждому 30 мс. При расчете использовались стандартные образцы NIST SRM 610, NIST SRM 612 [Jochum et al., 2011].

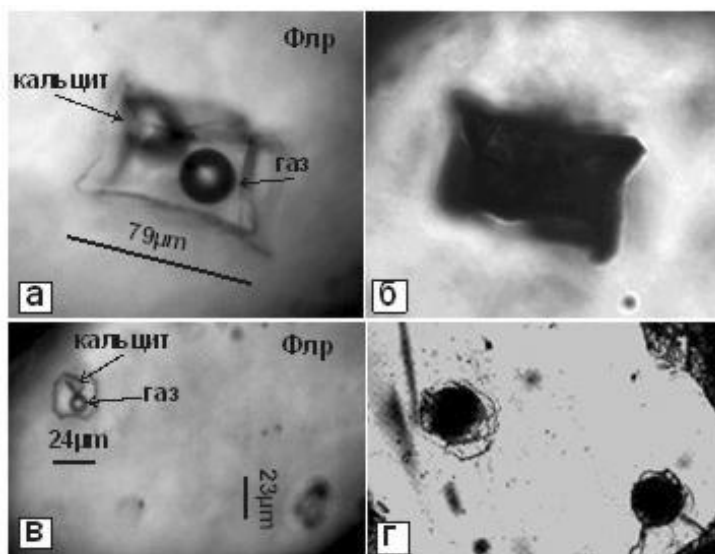


Рис. Первичные трехфазовые флюидные включения во флюорите:
а, в – до вскрытия лазером; б, г – после вскрытия (видны кратеры на поверхности).

Были изучены первичные ФВ трехфазового состава (газ + водный раствор + кристалл кальцита) во флюорите (рис.), размеры таких включений составляют, в среднем, 10–30 мкм, весьма редко – 40–80 мкм. Интервал температур частичной гомогенизации варьирует от 130 до 320 °С, полной гомогенизации ФВ достичь не удалось, поскольку включения декрипитируют до растворения труднорастворимого кристалла кальцита. Температуры плавления льда варьируют от –2.5 до –7.8 °С, соответственно соленость растворов менялась от 4.1 до 11.5 мас. % (NaCl-экв.).

Для определения металлоносности рудообразующих растворов отбирались первичные относительно крупные (в среднем, 20–40 мкм) ФВ, которые располагались на глубине от поверхности пластины не более 30–40 мкм на удалении от шлейфов вторичных включений и твердых фаз. В проанализированных включениях определены концентрации Li, Be, Na, Mg, Al, Si, Cl, K, Mn, Fe, Cu, Zn, Nb, Mo, Ag, Sn, W, Pb (табл.).

Расчет содержаний элементов в растворах проводился с использованием внешнего стандарта NIST-610 и концентрации Na, рассчитанной из общей солености раствора и соотношения в нем основных солевых компонентов в качестве внутреннего стандарта.

Т а б л и ц а

**Концентрации металлов (г/кг раствора) во флюидных включениях
по данным LA-ICP-MS**

№ пробы	Ep5 1	Ep5 2	Ep5 3a	Ep5 5	Ep2 1	Ep2 2	Ep5a 1	Ep5a 2a
C _{экв. NaCl} , мас. %	11.73	11.73	11.72	11.7	11.73	11.72	12.11	12.49
Li	0.0036	0.0194	0.0026	0.0140	0.0039	0.0150	0.0093	0.0026
Be	1.0404	0.0202	0.0002	0.0216	0.0005	н.п.о.	0.0032	н.п.о.
Na	35.50	38.06	33.72	34.65	35.60	36.39	35.80	45.15
Mg	0.1179	0.1277	0.0038	0.1079	0.0080	0.1018	0.0103	0.0362
Al	0.0245	0.1834	0.0003	0.0138	н.п.о.	0.0376	0.0100	0.0024
Si	19.8875	н.п.о.	0.2259	5.3361	0.3229	н.п.о.	1.5452	0.3741
Cl	71.3674	45.4871	44.0593	53.0183	45.8583	49.8751	50.2511	17.2514
K	10.2960	7.9571	12.3851	11.2727	14.4695	9.6167	11.8116	3.9512
Mn	1.8281	0.0264	0.0005	0.0050	0.0012	0.0073	0.0013	0.0003
Fe	н.п.о.	н.п.о.	0.0085	0.0520	0.0351	н.п.о.	н.п.о.	0.0187
Cu	0.0080	н.п.о.	0.0025	0.1060	0.0011	0.0120	0.0040	0.0003
Zn	н.п.о.	0.0236	0.00003	н.п.о.	0.0036	0.2708	0.0023	н.п.о.
Nb	0.0012	н.п.о.	н.п.о.	0.0117	н.п.о.	н.п.о.	0.0005	0.0002
Mo	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.0056	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ag	0.0017	н.п.о.	0.0011	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.0003
Sn	0.0008	0.0088	н.п.о.	н.п.о.	0.0002	0.0042	н.п.о.	н.п.о.
W	0.0459	0.1222	0.0119	0.4673	0.0395	0.1915	0.0150	0.0069
Pb	0.0022	0.0092	н.п.о.	0.0042	0.0014	0.0118	н.п.о.	0.0007

Пр и м е ч а н и е. н.п.о. – ниже предела обнаружения; C_{экв. NaCl} – общая соленость, рассчитанная с учетом кристалла кальцита.

Начало абляции минерала-хозяина (флюорита) сопровождается возрастанием интенсивности Са, а вскрытие ФВ фиксируется по одновременному резкому повышению интенсивностей Na и Cl, а также некоторых других компонентов, входящих в состав ФВ.

В большинстве проанализированных ФВ C_{Be} оказалась выше предела обнаружения – от 0.0002 до 1.04 г/кг. Полученные концентрации Be характеризуются более низкими значениями по сравнению с полученными ранее результатами по растворам, сформировавшим богатые руды I зоны (0.18–3.82 г/кг раствора) и II зон (0.06–2.25 г/кг раствора) месторождения [Дамдинова, Рейф, 2004]. Этот вывод подтверждается данными по содержаниям Be в рудах разных рудных зон месторождения. Ранее установлено, что для образования промышленных месторождений Be, скорее всего, необходимы растворы с содержанием этого элемента не менее 0.1 г/кг.

Полученные результаты дают первые оценки уровней концентраций Be и ряда металлов в гидротермальных растворах, сформировавших флюорит-лейкофан-мелинофан-эвдидимитовые руды Ермаковского месторождения. Такая информация необходима для получения статистических данных о содержании Be и других элементов в растворах, а также для выявления ведущих факторов концентрирования Be и других металлов в гидротермальных месторождениях.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00339-а.

Литература

- Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия // Под ред. А. И. Гинзбурга. М.: Недра, 1975. 248 с.
- Дамдинова Л. Б., Рейф Ф. Г. Особенности формирования разнотипной прожилковой бериллиевой минерализации на Ермаковском F–Be месторождении (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 8. С. 979–991.
- Дамдинова Л. Б., Рейф Ф. Г. Тайниолит в рудах Ермаковского F–Be месторождения: закономерности распространения, условия формирования // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 2. С. 146–154.
- Дамдинова Л. Б., Рейф Ф. Г. Происхождение кварц-флюоритовой залежи с низким содержанием бериллия на Ермаковском месторождении богатых F-Be руд // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 11. С. 1084–1097.
- Ишков Ю. М., Рейф Ф. Г. Лазерно-спектральный анализ включений рудоносных флюидов в минералах. Новосибирск: Наука, 1990. 93 с..
- Куприянова И. И., Шпанов Е. П., Гальченко В. И. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия) М.: ВИМС, 2009. 309 с.
- Стельмаченок К. З., Ишков Ю. М. Металлоносность рудообразующих растворов Ермаковского бериллиевого месторождения // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 802–814.
- Audetat A., Gunther D., Heinrich C. A. Formation of a magmatic-hydrothermal ore deposit: Insights with LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions // Science. 1998. Vol. 279. P. 2091–2094.
- Berrillium: mineralogy, petrology, and geochemistry. Reviews in mineralogy and geochemistry // Editor: Edward S. Grew. University of Maine, Orono, Maine. Series Editor: Paul H. Ribbe. Virginia Polytechnic Institute and State University Blacksburg, Virginia. Washington, DC. 2002. USA.
- Jochum K. P., Weis U., Stoll B., Kuzmin D., Yang Q., Raczek I., Jacob D. E., Stracke A., Birbaum K., Frick D. A., Günther D., Enzweiler J. Determination of reference value for NIST SRM 610-617 glasses following ISO guidelines // Geostandards and Geoanalytical Research. Vol. 35. № 4. 2011. P. 397–429.

А. В. Малышев, Е. В. Кислов
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
Waylander6@mail.ru

**Комплексирование геологических и геофизических методов
при поисках и разведке апокарбонатного нефрита на примере
Гарандаканского месторождения, Республика Бурятия**

Нефрит – ювелирно-поделочный камень с повышенным спросом, известный человечеству с давних времен. Наиболее интересен белый и изумрудно-зеленый нефрит с минимальным содержанием включений рудных минералов и повышенной просвечиваемостью. К настоящему времени в России известно около 60 месторождений и проявлений этого камня. На территории Западного и Восточного Саяна, юго-западного Прибайкалья и Средневитимского нагорья находятся все важнейшие месторождения нефрита России. Определенные перспективы связываются с Уралом, Приамурьем и Якутией. В Бурятии находится основная часть российских балансовых запасов нефрита Российской Федерации (94.9 % нефрита-сырца и 92.8 % сортового камня). По состоянию на 1 января 2014 г. по 16 месторождениям Бурятии учтены запасы: C_1 – 5387.8 т нефрита-сырца (1620.6 нефрита сортового) и C_2 – 17168.2 т нефрита-сырца (4987.7 нефрита сортового, в том числе ювелирного 205.5 т) [Кислов, 2015].

В России светлоокрашенный нефрит в промышленных масштабах встречается только в Ципа-Бамбуйской нефритоносной провинции, расположенной на северо-востоке Баунтовского эвенкийского и юго-востоке Муйского районов Республики Бурятия. В этой провинции известны четыре коренных месторождения (Буромское, Голюбинское, Кавоктинское и Хайтинское), а также проявления Воймаканское, Витимканское, Александровское и речные валунно-галечные россыпи в бассейне р. Витим [Кислов, 2015].

Апокарбонатный нефрит образуется в результате инфильтрационно-диффузионного кремнивого метасоматоза по доломитовым мраморам на контакте с гранитоидами, которые на классификационной диаграмме попадают в разряд полигенных известково-щелочных гранитоидов [Сутурин, Замалетдинов, 1984]. Процесс нефритообразования связан с зонами скарнирования в доломитовых мраморах. Метасоматические образования относятся к низкотемпературной (350–400 °C) фации известковых скарнов, а широкое развитие тремолита и диопсида связано с высокой магнезиальностью среды. Скарнирующие флюиды представляют собой надкритические растворы магматического происхождения, о чем свидетельствуют повышенные содержания фтора в апокарбонатных нефритах. Избирательное нефритообразование лишь в мелких ксенолитах доломитовых мраморов объясняется эффектом термостатирования [Liu et al., 2011], который способствует более интенсивному метасоматозу.

Наибольшие перспективы при поисках имеют небольшие по размерам фрагменты кровли, сложенные доломитовыми мраморами верхнебамбуйской и бамбукойской свит, испытавшими значительное скарнирующее воздействие в процессе становления интрузивно-анатектических субщелочных калиево-натриевых высокоглиноземистых гранитоидов вигимканского (баргузинского) комплекса. Большой интерес представляет участок Гарандакан площадью 350 × 350 м, охватывающей фрагмент

доломитовых мраморов в гранитоидном поле, как и на Воймаканском месторождении нефрита. Здесь, по-видимому, отсутствуют реакционные скарны Буромского типа на контакте доломитовых мраморов с гранитоидами монцонит-сиенитового ряда. По крайней мере, при детализации подобные образования в делювии нигде не отмечались.

Целью данной работы является уточнение геологического строения в пределах ксенолитов доломитовых мраморов участка Гарандакан на основе геофизических методов, выявление и уточнение рудно-продуктивных структур, а также подбор оптимальных экспрессных методов поиска залежей апокарбонатного нефрита. Участок расположен в 40 км к западу от Кавоктинского месторождения нефрита на юго-западном фланге Прибамбуйской тектонической зоны, на северо-восточном продолжении которой располагаются Буромское и Голубинское месторождения апокарбонатного нефрита. Участок ограничен левобережьем р. Воймакан в приустьевой части, на юго-западе руч. Грамдакан.

Доломитовые мраморы белые массивные мелкозернистые сливные до крупнозернистых. Практически в центре ксенолита выделяется прослой серых доломитовых мраморов видимой мощностью 30–35 м и северо-западного простирания. В ксенолите мраморов выявлена система выдержанных по простиранию ($105\text{--}115^\circ$) даек гранодиоритов, кварцевых монцонитов и гранитов. Их мощность колеблется от 0.5–1 до 5–6 м, падение крутое ($70\text{--}80^\circ$) северо-восточное. К этой же системе приурочены нефритоносные скарны жильного типа мощностью от 0.2–0.5 м до 10–12 м, не выдержанные по простиранию (до 50 м), с раздувами и пережимами. Реже отмечаются жилы гранитов мощностью до 5 м, локализованные в поперечной системе трещин (аз. пад. 315° , угол 35°), но зачастую с достаточно пологими углами падения. Гранитоиды жильного типа представляют собой дайки-сателлиты близширотного юго-восточного простирания ($95\text{--}125^\circ$), поперечные также имеют простирание 190° . Гидротермально-метасоматические тела вмещают линзы крупнозернистого широко-призматического нефритоидного материала с неупорядоченными структурами: от сноповидно-параллельных до перекрещенных, звездчатых. Мощность нефритоидов в раздувах, судя по делювию и обнажениям, достигает 25–30 см, редко 0.5 м. Цвет их от белого до зеленого. Вследствие своих структурных особенностей они характеризуются сахаровидным изломом, в то же время просвечивают в пластинах до 2–3 см и хорошо полируются. Нередко жилы имеют зональное строение: в отдельных образцах прожилки бледно-зеленоватого, салатного, яблочного цветов хорошо просвечивающего тонкозернистого сливного диопсидита в центре сменяются тонкозернистым белым тремолитовым материалом по структуре близким к нефриту. Последний переходит в более крупнозернистый широко-призматический тремолитит (нефритоид) нередко с перекрещенной структурой.

В отличие от известных месторождений Ципа-Бамбуйского междуречья продуктивные тела на участке Грамдакан имеют субпараллельную пространственную ориентировку и, по-видимому, связаны с гидротермально-метасоматическими изменениями в доломитовых мраморах в зонах линейного типа. С открытостью системы и высокой скоростью кристаллизации, синхронной зародышеобразованию кристаллов тремолита, связано отсутствие его длиннопризматических спутанно-волокнистых разновидностей.

В нефритоидных образованиях под микроскопом обнаруживается тремолитовая порода неравномерно-чешуйчатой структуры. Преобладают широкие и короткие чешуйки. Текстура массивная. Структура в центральной части примерно на 50 %

скрытокристаллическая, в периферийной – мелкокристаллическая с видимыми игольчатыми кристаллами тремолита и агрегатами кристаллов. Местами порода карбонатизирована. Вследствие этого, полированная поверхность штуфа имеет равномерный характер с микрошагренью и стеклянным блеском. На полированной поверхности отмечается сахаровидная структура в виде единичных переливающихся точек.

Результаты магнитометрии довольно четко отображают геологическое строение участка. Магнитное поле сильно дифференцировано: северная часть участка характеризуется интенсивным положительным полем ΔT от 300 до 1500 нТл, которое обусловлено залегающими здесь монцонитами; центральная и южная часть участка отмечается достаточно изрезанным полем ΔT от 300 до –500 нТл, которое отображает пестрый геологический состав пород, слагающих эту часть площади. В основном, это доломиты с небольшими по размерам останцами или дайками более магнитных пород.

Из шести тел нефрита, выявленных на участке, четыре приурочено к зонам высокого градиента магнитного поля на контакте монцонитов с вмещающими доломитами. Именно эти зоны являются наиболее перспективными для детальных поисков нефрита. Аналогичные выводы сделаны на других месторождениях нефрита в Бурятии, где проведена магниторазведка. На стадии детальных поисков для прослеживания рудных тел может дать результаты высокоточная микромагнитная съемка на выделенных перспективных участках по сети $1-5 \times 1-2$ м в зависимости от ожидаемых размеров тел.

В южной части участка на фоне интенсивного отрицательного поля ΔT выделяются локальные аномалии более высокого магнитного поля, которые могут быть обусловлены сравнительно небольшими телами более магнитных пород (монцониты, гранодиориты). Контакты этих пород с доломитами представляют поисковый интерес, как возможные места локализации нефрита.

На основании полученных по магниторазведке данных выделено два перспективных участка для проведения детальных поисков. По характеру и нарушению корреляции изолиний магнитного поля выделены и прослежены тектонические нарушения северо-восточного и северо-западного направления, которые могут играть роль рудоконтролирующих структур.

Проведенные радиометрические исследования дают возможность выделить дайки гранитоидов в доломитах, что не представляется возможным при использовании только магнитометрической съемки. В данном случае фон гранитоидов достигал 18–22 мкР/ч при фоне доломитовых скарнов – 10–13 мкР/ч с довольно четким переходом. Фон непосредственно нефритовых тел варьирует в пределах нормы доломитовых мраморов.

Особенности геологического строения участка позволяют утверждать, что образование апокарбонатных нефритов происходило в процессе скарнирования мраморов и доломитов под воздействием гранитоидов. В этом свете интересными являются данные радиометрии, свидетельствующие об отсутствии переноса из вмещающих гранитов U, Th и, вероятно, K, который является крайне подвижным. При этом в нефритах аккумулируется железо вплоть до образования магнетита и не накапливается на контактах доломитов с гранитами. Об этом свидетельствуют данные магнитометрии и микроскопических исследований. Некоторые тела нефритов имеют зеленоватый оттенок, что говорит о привносе оттеночных агентов из вмещающих пород. Характерной особенностью нефритов является унаследованная сахаровидная микро-

структура замещенных карбонатных ксенолитов; с этим связана более короткая длина волокна (чешуйки) слагающих породу тремолитов.

Литература

Кислов Е. В. Минерально-сырьевая база северных и восточных районов Бурятии: воспроизводство и освоение // География и природные ресурсы. 2015. № 2. С. 156–163.

Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С. Нефриты. М.: Наука, 1984. 288 с.

Liu Y., Deng Ju., Shi G., Yui T-F., Zhang G., Abuduwayiti M., Yang L., Sun X. Geochemistry and petrology of nephrite from Alamas, Xinjiang, NW China // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. № 3. С. 440–451.

О. С. Ефименко, Е. Н. Диханов, С. А. Ефименко
ТОО «Корпорация Казахмыс», г. Жезказган, Казахстан
olga91.06@yandex.ru

О возможности использования энергодисперсионного рентгенофлуоресцентного спектрометра РЛП-21 (ЛА) в геологии

Методы сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) широко применяются в геологии. Микрорентгеноспектральный анализ проводят при помощи электронного зонда, который дает возможность исследовать состав вещества в точке, определить характер микровключений и дать им качественную оценку. Известен также рентгенофлуоресцентный локальный микроанализ с использованием рентгеновского излучения от рентгеновской трубки. Задача нашего исследования состояла в выяснении возможности использования спектрометров рентгенофлуоресцентного локального микроанализа для решения геологических и минералогических задач. Для проведения исследований нами были выбраны энергодисперсионные рентгенофлуоресцентные (EDXRF) спектрометры локального анализа РЛП-21Т (ЛА) казахстанского производства (ТОО «Аспап Гео») из пробирной палаты «Национального центра экспертизы и сертификации» (НЦЭиС) РК и Гохрана Национального банка РК.

РЛП-21Т (ЛА) позволяет работать с пробами нестандартных размеров (диаметр до 170 мм и высотой до 120 мм), проводить локальный анализ, оценивать однородность анализируемых сплавов благородных металлов, проводить сигнатурный анализ. Основные характеристики спектрометра РЛП-21Т (ЛА):

- рентгеновская трубка мощностью 50 Вт с торцевым выходом излучения, что обеспечивает высокую светосилу и возможность определения элементов от Al до U в воздушной атмосфере;

- полупроводниковый кремниевый дрейфовый (SDD) детектор с внутренним коллиматором, что обеспечивает отличное энергетическое разрешение (135 эВ), высокую интегральную загрузку и отношение пик/фон, а также повышает контрастность аналитических линий;

- мощное программное обеспечение, позволяющее точно определять функцию отклика каждого детектора, спектральный состав возбуждающего излучения, а также пики двойных и тройных наложений;

– опция восстановления спектра вторичного излучения, посредством которой обеспечивается точное нахождение истинных интенсивностей аналитических линий элементов; при этом используется нелинейный метод наименьших квадратов и учет зависимости относительных интенсивностей характеристических линий от вещественного состава;

– опция учета матричных эффектов путем применения фундаментальных алгоритмов (в том числе и для рассеянного излучения), обеспечивающая учет изменения геометрических условий измерений при вариациях вещественного состава и плотности анализируемых образцов;

– количественный анализ в диапазоне элементов от Al до U при концентрациях от $n \times 10^{-3}$ до 100 % для средней области элементов и от $n \times 10^{-1}$ % для легких элементов;

– опция локального анализа: система возбуждения обеспечивает проведение локального анализа с площадью засветки образца от 1 мм²;

– наличие видеокамеры для точной юстировки анализируемого образца.

В первую очередь, нас интересовала способность РЛП-21Т (ЛА) определять содержания элементов-примесей на очень тяжелой матрице, в частности, на анодной меди. Использовалась анодная медь Балхашского медеплавильного завода «Kazakhmys Smelting» с содержанием меди до 99.5 %. Исследования выполнены в несколько этапов.

На первых двух этапах (Пробирная палата «НЦЭиС») на РЛП-21Т (ЛА) проанализированы два образца анодной меди с экспозицией 200 сек. Так как элементный состав примесей в образцах был неизвестен, то использовался режим, когда спектрометр определял содержания элементов, аналитические линии которых обнаружены в аппаратурных спектрах при включенной опции удаления из таблицы «Процентное содержание элементов» элементов по критерию $C < \Delta C = 2\sigma$ (σ – абсолютная среднеквадратическая погрешность анализа). Результаты первых двух этапов исследований подробно изложены в работах [Ефименко и др., 2015а, б, в].

На третьем этапе исследований (Гохран Национального банка РК) экспозиция измерений была увеличена до 600 с. При этом решались следующие задачи:

– снижение погрешности определений содержаний золота, цинка и теллура;

– изучение неоднородности химического состава цилиндрического образца анодной меди, возникающей при кристаллизации последнего, в плане (точки №№ 1 и 2 на одном торце цилиндра анодной меди, точки №№ 3 и 4 – на противоположном торце) и в разрезе цилиндра (торцы между собой);

– изучение неоднородности химического состава анодной меди (сравниваются цилиндрические образцы и стружка от сверления, полученные с одного анода).

Результаты эксперимента по изучению неоднородности химического состава цилиндрического образца анодной меди № 805 приведены в таблице 1.

Анализ данных табл. 1, а также сравнение их с данными [Ефименко и др., 2015а, б, в] позволяет сделать следующие выводы. За счет увеличения экспозиции измерений на столь сложной матрице удалось снизить погрешность результатов РФА анодной меди на золото, в среднем, с 0.0035 до 0.0018 %, теллур – с 0.0018 до 0.00089 % и цинк – с 0.0070 до 0.0041 %. Очевидно, что снижение погрешности РФА за счет увеличения экспозиции измерений бесперспективно: большие возможности открываются за счет оптимизации конструкции блока возбуждения и детектирования (повышение светосилы рентгенооптической схемы, подбор комбинированных вторичных мишеней и оптимальных геометрических условий). Фактор неоднородности химического состава анодной меди в плане и разрезе образцов присутствует, и ним нельзя

Т а б л и ц а 1

Данные РФА пробы № 805 анодной меди

Эле- мент	Точка № 1		Точка № 2		Точка № 3		Точка № 4	
	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %
Cu	99.666	0.017	99.667	0.017	99.573	0.017	99.565	0.017
Fe	0.0086	0.0012	0.0076	0.0011	0.0192	0.0012	0.0234	0.0012
Ni	0.0047	0.0014	0.0039	0.0014	0.0021	0.0014	0.0030	0.0014
As	0.0371	0.0011	0.0384	0.0011	0.0476	0.0012	0.0471	0.0012
Se	0.0340	0.00051	0.0348	0.00051	0.0438	0.00055	0.0436	0.00055
Ag	0.0943	0.00055	0.0930	0.00055	0.1104	0.00057	0.1095	0.00057
Sb	0.0166	0.00067	0.0162	0.00067	0.0219	0.00067	0.0206	0.00068
Te	0.0021	0.00089	0.0027	0.00088	0.0033	0.00088	0.0036	0.00089
Pb	0.1277	0.0013	0.1283	0.0013	0.1691	0.0014	0.1681	0.0015
Bi	0.0047	0.00075	0.0045	0.00074	0.0055	0.0008	0.0057	0.0008
Au	0.0039	0.0017	0.0038	0.0017	0.0030	0.0019	0.0033	0.0019
Zn	0.0100	0.0041	0.0095	0.0041	0.0125	0.0041	0.0139	0.0041

пренебречь: если относительная величина расхождений содержаний элементов между точками № 1 и 2 имела размах 0.47–25.0 % (в среднем, 7.1 %), а между точками №3 и 4 – 0.46–35.3 % (в среднем, 8.7 %), то между точками №1 и 3 – 15.7–76.5 % (в среднем, 34.8 %) и между точками № 2 и 4 – 14.1–101.9 % (в среднем, 31.1 %). В партии образцов анодной меди, которые анализировались на третьем этапе исследований, не установлен индий ни в одном образце (образцы для первых двух этапов и для третьего этапа имели двухмесячное временное различие).

Результаты изучения неоднородности химического состава проб, отобранных с анода меди № 803 (цилиндр и стружка), приведены в таблице 2.

Т а б л и ц а 2

Данные РФА проб, отобранных с анода меди № 803

Эле- мент	№ 803/8-цил.		№ 803/9-цил.		№ 803-струж. №1		№ 803-струж. №2	
	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %
Cu	99.488	0.017	99.482	0.017	99.554	0.017	99.549	0.017
Fe	0.0629	0.0012	0.0711	0.0012				
Ni	0.0081	0.0014	0.0089	0.0014	0.0069	0.0014	0.0079	0.0014
As	0.0471	0.0013	0.0478	0.0013	0.0446	0.0013	0.0462	0.0013
Se	0.0389	0.00053	0.0384	0.00053	0.0405	0.00055	0.0402	0.00055
Ag	0.1072	0.00057	0.1069	0.00057	0.1066	0.00057	0.1072	0.00057
Sb	0.0205	0.00068	0.0204	0.00068	0.0224	0.0007	0.0219	0.00069
Te	0.0034	0.00089	0.0031	0.00088	0.0035	0.00091	0.0032	0.00092
Pb	0.2051	0.0016	0.2043	0.0015	0.2017	0.0015	0.2011	0.0015
Bi	0.0048	0.00084	0.0043	0.00083	0.0046	0.00085	0.0050	0.00084
Au	0.0038	0.0018	0.0030	0.0018	0.0032	0.0019	0.0041	0.0019
Zn	0.0091	0.0041	0.0112	0.0041	0.0084	0.0041	0.0115	0.0041

Анализ данных табл. 2 позволяет сделать следующие выводы. Ни в одной пробе в виде стружки РФА не выявлены содержания железа – это указывает на то, что поверхности проб в виде цилиндров заражены соединениями железа. Присутствует неоднородность химического состава проб анодной меди (как в виде цилиндров, так и в виде стружки). Погрешность РФА на золото и цинк остается высокой.

По результатам проведенных исследований можно сделать уверенный вывод о том, что EDXRF спектрометр РЛП-21 (ЛА) может быть применим в геологии, в частности, для РФА рудных проявлений, включая отдельные зерна минералов.

Литература

Ефименко О. С., Ефименко С. А., Диханов Е. Н. Рентгенофлуоресцентный спектрометр РЛП-21Т (ЛА) для локального анализа руд и металлов // Минералы: строение, свойства, методы исследований. Мат. VII всерос. молодеж. научн. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015а. С. 34–35.

Ефименко О. С., Диханов Е. Н., Ефименко С. А. К вопросу анализа образцов анодной меди на рентгенофлуоресцентном спектрометре РЛП – 21Т (ЛА) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат. 24-й научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2015б. С. 64–67.

Ефименко О. С., Диханов Е. Н., Ефименко С. А. О возможности анализа образцов анодной меди с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра // Проблемы освоения недр в XXI веке глазами молодых. Мат. 12 междунар. школы молодых ученых и специалистов. М.: ИПКОН РАН, 2015в. С. 153–157.

М. С. Глухов

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань
gluhov.mixail2015@yandex.ru*

Томографические и микронзондовые исследования внутреннего строения магнетитовых микросфер (научный руководитель Р. Х. Сунгатуллин)

Исследование магнетитовых микросфер (размером до 1 мм) связано с большим интересом изучения их генезиса, влияния земных и космических процессов на биотические кризисы в геологической истории, перспективностью получения дополнительного метода корреляции разнофациальных толщ глобального, регионального и местного масштабов. Ранее нами изучались морфология и химические особенности поверхности микросфер из каменноугольных пород Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины [Глухов, Сунгатуллин, 2015; Сунгатуллин и др., 2014; 2015]. В настоящее время, для понимания генезиса микросфер, важным является изучение их сложного и разнообразного внутреннего строения.

Ранее в осадочных породах Предуральского прогиба были обнаружены целые и полые микросферы, с толщиной магнетитовой корки до половины радиуса (рис. 1). У полых микросфер корочка представлена магнетитом, а во внутренней части в незначительном количестве присутствуют Si, Al, Mg, Ca, K [Глухов и др., 2015].

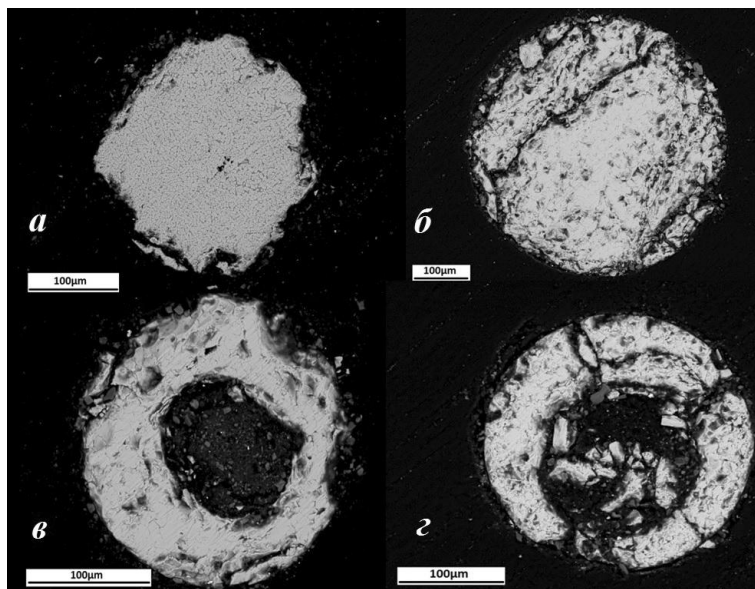


Рис. 1. Поперечные срезы микросфер в шлифах: а, б – цельные, в, г – полые.

В данной работе для изучения внутреннего строения использовались магнетитовые микросферы из осадочных пород каменноугольных отложений (московский ярус), извлеченных из скважины расположенной в Усть-Черемшанском прогибе, который расположен на востоке Восточно-Европейской платформы (Республика Татарстан). Все микросферы, аналогично предыдущим, подвергались шлифовке и микрозондовым исследованиям поперечного среза с получением непрерывного геохимического профиля. В отдельных случаях, для того чтобы не разрушать микросферы, применялся рентгеновский микротомограф, с помощью которого были получены послойные снимки микросфер. Все исследования проведены в лабораториях Казанского федерального университета.

Проведенная статистическая обработка (корреляционный, факторный и кластерный анализы) результатов по геохимическим профилям показала, что Fe либо не связано с другими элементами, либо слабо связано с Mn, Cr, Ti. Железо отрицательно коррелирует с кислородом, что связано с дифференциацией вещества микросфер. Содержания железа увеличиваются от центра к периферии (поверхности микросфер). В минералогическом отношении это, возможно, указывает на смену самородного железа (ядро) железо-никелевым интерметаллидом (например, аваруитом) и вюститом (между ядром и поверхностью микросферы) и развитием на поверхности магнетита и гематита.

Микротомографические исследования также подтвердили дифференциацию вещества в микросферах. Так, толщина магнетитовой корочки (?) на периферии изменяется (рис. 2), что указывает на возможное формирование шарика при вращении в атмосфере. Полые микросферы, вероятно, образовались в результате испарения железо-никелевого вещества при столкновениях с другими микрочастицами.

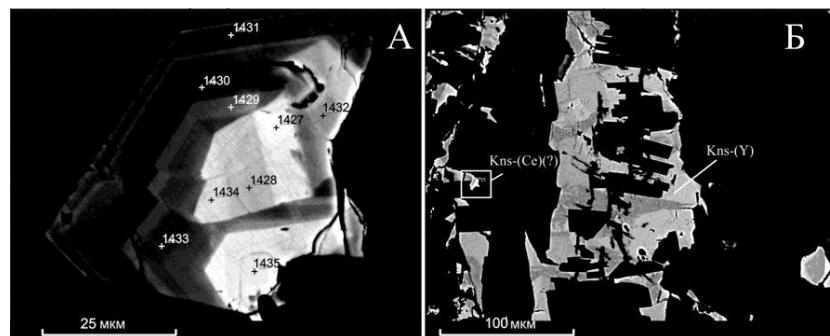


Рис. 2. Томографическое изображение внутреннего строения микросферы: а – поры внутри микросферы; б – след микрочастицы, пролетевшей через микросферу.
Усть-Черемшанская скважина, глубина 1008–1013 м

Таким образом, строение магнетитовых микросфер является очень сложным. Намечены процессы дифференциации при их образовании. Нами будут продолжены исследования их внутреннего строения для расшифровки их генезиса и применения в геологической практике.

Литература

- Глухов М. С., Сунгатуллин Р. Х. Космические микросферы в палеозойских породах Предуралья прогиба // Мат. XII Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле». М.: МГРИ-РГГРУ, 2015. С. 40–41.
- Глухов М. С., Сунгатуллин Р. Х., Галлиулин Б. М. Внутреннее строение магнетитовых микросфер из каменноугольных пород // Мат. VII Всерос. молодеж. научн. конф. «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 26–27.
- Сунгатуллин Р. Х., Сунгатуллина Г. М., Осин Ю. Н., Трифонов А. А. Космическое вещество в нефтеносных отложениях Среднего Каспия // Нефтяное хозяйство. 2014. № 9. С. 77–79.
- Сунгатуллин Р. Х., Сунгатуллина Г. М., Глухов М. С., Осин Ю. Н., Воробьев В. В. Возможности использования космических микросфер при корреляции нефтегазоносных отложений // Нефтяное хозяйство. 2015. № 2. С. 16–19.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Н. А. Рыбалкин, А. А. Попов

*Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ),
г. Новочеркасск
dragonice26rus@mail.ru*

Морфологический анализ зерен аллювиального и коренного золота зоны Передового хребта Северного Кавказа (научный руководитель И. А. Богуш)

В зоне развития метасоматических пород Передового хребта Северного Кавказа известны многочисленные промышленные проявления экзогенного и эндогенного золота, представленные несколькими генетическими типами с различными формами зерен россыпного золота. Россыпное золото Северного Кавказа интенсивно осваивалось старательским промыслом с 1935 по 1951 гг. в бассейнах рек Б. Лаба, Уруп и Кубань. В настоящее время погребенные россыпи золота известны в пойменных частях этих рек, но промышленно не разрабатываются.

Авторами при полевых работах 2015 г. были отобраны шлиховые пробы золота в косовом аллювии рек Б. Лаба и Уруп, а также золота делювиальных отложений Мариинской зоны пиритизации в бассейне реки Кубань. Шлиховое золото рр. Б. Лабы и Уруп описано в работах [Богуш, Богилев, 2002; Рябов, Кафтанатий, 2007]. В шлиховом материале Урупо-Лабинского района также выявлены платиноиды (платина, рутениридосмин) [Богуш, 1993; Рябов, Кафтанатий, 2007]. Особенностью шлихового золота речного аллювия р. Б. Лабы является уплощенная форма, возникшая при транспортировке зерен коренного золота. Исследования и замеры размеров золотин позволили выявить их относительно удлиненную форму. Замеры морфологических параметров аллювиального золота россыпей рек Уруп и Б. Лаба показывают, что основные показатели размерности зерен золота укладываются в интервал 0,2–1,0 мм при максимуме 0,4–0,6 мм (38 %). При этом толщина пластин золота составляет 0,1–0,2 мм.

Другой формой представлено золото делювия золотоносных зон пиритизации в бассейне р. Кубань (Мариинские зоны пиритизации). Морфология золотин наиболее приближена к формам выделений коренного золота зон пиритизации. Делювиальное золото имеет сложный рельеф поверхности. Местами в зернах обнаруживаются первичные включения кварца. Отличительной особенностью делювиального золота является трехмерность морфометрических показателей (длина, ширина и высота). Размеры зерен делювиального золота такие же, как и у аллювиального.

Проведенные исследования морфометрии россыпного золота зоны Передового хребта Северного Кавказа показали, что зерна аллювиального и коренного золота делювия разнообразны по морфологии и близки по размерности. Четко выделяется чешуйчатая развальцованность зерен золота речных отложений и трехмерное со сложным рельефом строение зерен делювиального золота. Исходя из этих данных,

можно прогнозировать расположение золотоносных пород. Развальцованное аллювиальное золото транспортировалось горными реками не менее 8–10 км. Трехмерность зерен золота делювия подчеркивает непосредственную близость источника коренного золота. Эти показатели могут быть использованы при поисках золота в пределах Северного Кавказа.

Литература

Богущ И. А., Богилев А. А. Шлиховое золото Урупского района // Мат. III междунар. науч. конф. Новочеркасск ЮРГПУ (НПИ), 2002. С. 251–254.

Богущ И. А. Палеозойское золото Северного Кавказа // Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов: Сб. научн. трудов НГТУ. Новочеркасск, 1993. С. 3–13.

Рябов Г. В., Кафтанталий А. Б. Минералы элементов платиновой группы в колчеданных рудах Урупского месторождения (Карачаево-Черкессия) // Сб. науч. трудов ЮРГПУ (НПИ), Новочеркасск, 2007. С. 45–53.

А. В. Колomoец

*Оренбургский государственный университет, г. Оренбург
kolomoyets56@mail.ru*

Яшмы Орского района

(научный руководитель П. В. Панкратьев)

В Орско-Гайской колчеданоносной зоне Южного Урала уникальные по цветовой гамме промышленные месторождения яшм приурочены к Орско-Калиновской зоне разломов, которая трассируется крупными телами габбро-диабазов и диабазов, внедренных в улутаускую вулканогенно-осадочную толщу среднего девона. Сургучно-красные яшмы на месторождении развиты вдоль контактов с диабазами. С удалением от контакта яшмы сменяются ленточными фиолетово- и зеленовато-серого цвета кремнистыми породами мощностью 30–70 м. Многочисленные крупные ксенолиты кремнистых пород в диабазах преобразованы в высокодекоративные пестроцветные яшмы.

Орский диабазовый массив является самым крупным в этой зоне и сопровождается серией дайко- и штокообразных апофиз, соединяющихся на глубине. Кровля его весьма неровная, изобилует многочисленными карманами и западинами, выполненными отложениями улутауской свиты. Восточная граница массива расположена на северо-восточном склоне возвышенности г. Полковник, примерно в 1 км восточнее месторождения. Судя по характеру гравиметрического поля, восточный контакт массива субвертикальный. В диабазах широко проявлены эпидотизация, хлоритизация и окварцевание. Эпидот образует псевдоморфозы по плагиоклазу и пироксену, а также встречается в виде идиоморфных зерен и их накоплений (фоновая эпидотизация) или в тонких прожилках эпидотового состава (наложенная эпидотизация). Хлориты также встречаются в двух формах. Бледно-зеленый, почти изотропный, хлорит образует псевдоморфозы по пироксену и широко развит по плоскостям спай-

ности в плагиоклазах, иногда образует ксеноморфные скопления между лейстами плагиоклаза. Желтовато-зеленый хлорит с аномальной золотисто-зеленой окраской (более железистый) образует пятна, прожилки и распределяется в породе крайне неравномерно. Окварцевание наблюдается в виде пятнистых мелких зерен кварца или халцедона, реже в виде агрегатов кварцевого или кварц-эпидотового состава. Характерной чертой диабазов Орского массива является их трещиноватость, обусловленная тектоникой. Крупные тектонические нарушения в районе месторождения не зафиксированы. Наряду с этим в стенках траншей и добычного карьера наблюдаются микронарушения различной ориентировки, имеющие небольшую протяженность и малую амплитуду смещения. Обычно к ним приурочены кварцевые и кварц-эпидотовые прожилки.

Промышленное значение имеют яшмовые тела, находящиеся в древней коре выветривания диабазов на юго-западном склоне г. Полковник. В разрезе кора выветривания имеет четкую верхнюю геологическую границу – подошва четвертичных отложений. Площадь развития коры выветривания приурочена к краевой части Орской депрессии и прослеживается по простираению на 2 км в северо-западном направлении в виде полосы шириной до 0,6 км. Ее мощность связана с линейными участками повышенной трещиноватости, достигая максимума на участках их пересечения или сочленения. В этой зоне присутствуют удлиненные или округлые глыбы яшм диаметром 2–3 м и менее с разнообразными текстурными признаками. В них выявлены реликтовые текстуры замещения обломочных вулканокластических пород, тонкослоистых кремнистых отложений, а также диабазов с формированием цветowych пятен неправильных, угловатых очертаний с преобладанием красных, вишневых, буро-красных, фиолетово-бурых до черных окрасок. Пестроцветные яшмы-ксенолиты сложены крипто- и микрокристаллическим кварцем, гематитом, гранатом, эпидотом, также в их составе встречаются хлорит и актинолит. Нахождение яшм промышленного значения в зоне коры выветривания диабазов может быть учтено при поисковых работах.

М. В. Винникова

МАУ ДО ДДТ «Юность» им. В. П. Макеева, г. Миасс

Физические свойства янтаря

(научный руководитель Е. Ю. Протопопова)

Коллекция янтаря собрана автором в пос. Янтарном Калининградской области, где сосредоточено около 90 % мировых запасов янтаря. Добыча янтаря здесь известна с древности и производится в настоящее время. По цвету янтарь весьма разнообразен: от светло-желтого до коричневого, красный, почти бесцветный, молочный, синий, зеленый и т. д. Интенсивность окраски и степень прозрачности в значительной мере зависят от микроскопических пустот в камне, их количества, размеров и размещения. Также на цвет янтаря влияют включения, которые искажают изначальный цвет смолы [Сребродольский, 1984]. Также янтарь различается по форме и степени прозрачности. Форма кусочков янтаря определялась тем, откуда истекала смола-живица. При обильном выделении смола стекала в виде капель, сосулек, натеков.

Целью исследований стало выявление свойств янтаря. В задачи входили сбор литературных сведений о свойствах янтаря и проведение опытов.

В домашних условиях были проведены следующие опыты.

Определение плотности янтаря. В обычной воде янтарь тонет, а в соленой – всплывает на поверхность воды. Следовательно, плотность янтаря примерно равна плотности морской воды.

Определение электропроводности янтаря. При трении о шерстяную ткань янтарь электризуется и продолжительное время сохраняет отрицательный электрический заряд, притягивая к себе карандашную стружку. Однако янтарь не проводит электрический ток.

Отношение янтаря к различным растворителям. Проверена растворимость янтаря в следующих растворителях: воде, этиловом спирте, льняном масле. Янтарь не растворяется в воде, частично растворяется в этиловом спирте.

Горение янтаря. Янтарь загорается от пламени свечи. При горении появляется черный дым и приятный аромат.

С помощью проведенных опытов подтверждены уникальные физические свойства янтаря: высокая плотность в соленой воде, растворимость в этиловом спирте и горение с выделением эфирных масел.

Литература

Сребродольский Б. И. Янтарь. М.: Наука, 1984. 110 с.

М. А. Ильина
МКОУ ООШ № 5, г. Миасс

Синтез титаноборосиликатного стекла и исследование его химических свойств (научный руководитель Г. Г. Кориневская)

Свойства стекол зависят от технологического процесса их изготовления и от добавок, вводимых в состав стекла. Использование титана в качестве добавки к боросиликатному стеклу позволяет увеличить химическую и термическую стойкость данных стекол. Целью работы являлся синтез титаноборосиликатного стекла и исследование его химических свойств (растворимость в кислоте, щелочи и воде).

Проведен синтез титаноборосиликатного стекла состава 12 % Na_2O , 28 % B_2O_3 , 40 % SiO_2 , 20 % TiO_2 из исходных веществ: SiO_2 , Na_2CO_3 , B_2O_3 , TiO_2 . Шихту тщательно перемешивали, помещали в алундовый тигель и плавил в высокотемпературной печи при 1200 °С до однородности расплава [Кориневская, Муфтахов, 2009]. Расплав охлаждали на воздухе, вылив стекло на подложку. Затем исследовали полученные образцы стекол на химическую стойкость, которая определяется по разности массы образца до и после испытания при кипячении в агрессивной среде.

Три взвешенных образца синтезированного стекла помещались в стаканы с NaOH (щелочная среда), HNO_3 (кислая среда), H_2O (нейтральная среда). Чтобы усилить влияние агрессивных сред, стаканы с образцами были прокипячены на электро-

плитке. Затем образцы просушивались и взвешивались. Процесс выщелачивания наблюдался только в начальный момент времени, который соответствует образованию на поверхности стекла защитной кремнеземной «пленки Милиуса-Гребенщикова» [Аппен, 1974], а в дальнейшем процесс быстро замедлился во времени.

Таким образом, весовым методом проведены исследования химических свойств синтезированных стекол и выявлено, что они химически стойки к агрессивным средам в данный промежуток времени испытания.

Литература

- Аппен А. А.* Химия стекла. Л.: Химия, 1974. 351 с.
- Кориневская Г. Г., Муфтахов В. А.* Структура титаносиликатных расплавов и стекол системы по данным спектроскопических методов // Уральский минералогический сборник № 16. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2009. С. 190–195.

АННОТАЦИИ

УДК 553.549

«Белые», «черные», «серые» и «мерцающие курильщики» современных и древних океанов (обзор). Масленников В. В., Леин А. Ю., Масленникова С. П., Котляров В. А., Целуйко А. С. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

При изучении минерального и микроэлементного составов гидротермальных труб, обнаруженных в рудах более 30 колчеданных месторождений, стало ясно, что высказанное ранее предположение об абсолютной идентичности их современным «черным курильщикам» подтверждается не в полной мере. Разработаны критерии диагностики древних аналогов «черных», «серых», «белых» и «мерцающих курильщиков» или диффузеров. Аналоги «черных курильщиков» встречаются на месторождениях атлантического и кипрского типов, залегающих на базальтах и серпентинитах, соответственно. Однако аналоги «черных курильщиков» могут быть встречены на некоторых месторождениях алтайского типа, залегающих не только над дацитами, но и над черными сланцами. На месторождениях уральского и куроко типов, связанных с бимодальными мафическими и фельзитовыми комплексами, присутствуют аналоги «серых курильщиков». Аналоги «белых курильщиков» на месторождениях атлантического и кипрского типов отсутствуют в виду растворения ангидрита. На месторождениях уральского и куроко типов они представлены барит-сфалеритовыми и баритовыми разновидностями. В рудно-формационном ряду от месторождений атлантического и кипрского к уральскому и куроко типам в трубах и диффузерах уменьшается количество пирита, марказита и халькопирита, изокубанита и псевдоморфоз пирита по пирротину и возрастает количество сфалерита, кварца и барита. В этом же направлении исчезают теллуриды и сульфоарсениды, нарастает роль золото-галенит-блекловорудной ассоциации, уменьшаются концентрации Se, Sn, Te, Co и увеличиваются содержания As, Sb, Tl и Pb.

Библ. 14.

УДК 551.2

Тектоника плит: величайшее заблуждение и выдающиеся открытия. Анфилов В. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе рассмотрены некоторые геологические факты, которые категорически не согласуются с концепцией тектоники плит. Показано, что главным достижением исследований, инициированных тектоникой плит, является установление системы современных тектонических плит, оконтуренных сочлененными тектономагматическими границами, проходящими не только по дну океанов, но и по континентам. Эта система должна стать основой для построения новой глобальной тектоники, свободной от догм тектоники плит.

Илл. 2. Библ. 9.

УДК 551.2 (470)

Взаимосвязь плитных и плюмовых процессов в глобальном и региональном масштабе. Плюмовые процессы на Урале. Пучков В. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе намечены восемь плюмовых и суперплюмовых эпизодов для магматических комплексов Урала (в пределах его западного склона), Пай-Хоя и Новой Земли: 1) вулканизм и малые интрузии нижнего рифея (RF₁), 2) вулканы и интрузии среднего рифея (RF₂); 3) верхний (RF₃) и низы завершающего (RF₄) рифея; 4) верхи завершающего рифея; 5) ордовикские вулканы и дайки, связанные с грабеновыми фациями; 6) позднеордовикско-силурийский магматический комплекс; 7) девонский магматизм; 8) триасовый магматизм.

Библ. 11.

УДК 551

Литогеохимические особенности отложений и палеогеодинамические реконструкции. Маслов А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

На примере субплатформенных отложений рифея Учуро-Майского региона и Башкирского мегантиклинория рассмотрена возможность использования таких дискриминантных диаграмм, как $(K_2O/Na_2O-SiO_2)/Al_2O_3$, $SiO_2-(K_2O/Na_2O)$, $(Fe_2O_3^*+MgO)-TiO_2$, F1–F2, Th–La–Sc, Sc–Th–Zr/10 и Sc/Cr–La/Y, для расшифровки палеогеодинамических обстановок формирования подобных осадочных толщ. Установлено, что только некоторые из них позволяют более или менее достоверно реконструировать палеогеодинамическую природу платформенных осадочных последовательностей. На основе обширного банка данных о валовом химическом составе терригенных пород широкого возрастного диапазона сопоставлены «прогностические возможности» дискриминантных палеогеодинамических диаграмм первого (середина 1980-х гг.) и второго (начало 2010-х гг.) поколений. Показано, что диаграммы обоих поколений позволяют с определенной долей условности разграничить терригенные ассоциации платформенных, рифтогенных, островодужных обстановок и пассивных окраин. Точки составов песчаников и глинистых пород коллизионных/орогенных осадочных ассоциаций самостоятельного поля на них не образуют, поэтому установление принадлежности терригенных пород к этому классу образований только по литогеохимическим данным невозможно.

Библ. 8.

УДК 553.07

Значение современной генетической систематизации жильного кварца при проведении кварцеметрической съемки (на примере Уфалейского кварценосного района). Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Савичев А. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2016. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Работы последних лет в Уфалейском кварценосном районе позволили на генетической основе детализировать образование кварцево-жильных тел. Условия образования кварцевых жил предопределяют их текстурно-структурные особенности, которые необходимо использовать при кварцеметрической съемке. В настоящее время в Уфалейском кварценосном районе выделено шесть основных генотипов кварцево-жильных тел: слюдяногорский, уфалейский, егустинский, пугачевский, кыштымский и щербаковский, каждый из которых имеет свой генезис. Из этих генотипов только кыштымский является гранулированным.

Табл. 1. Библ. 9.

УДК 552.164

Новый вариант модели образования Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал). Сначев В. И. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

На основе модели развития трещин и реальной картины образования Красноморской рифтовой системы в работе предлагается вариант возникновения Белорецкого высокобарического зонального комплекса. Предполагается, что в начале среднего рифея породы испытали первый этап метаморфизма в период становления Ахмеровского гранитного массива. Основной этап метаморфических образований, по-видимому, связан с началом в доордовикское (поздневендское) время новой эпохи растяжения. Медногорско-Кракинский континентальный рифт, продвигаясь вначале в меридиональном, а затем в северо-восточном направлении, достиг вязких пород (гранито-гнейсов) Ахмеровского массива. Нарастающее с течением времени напряжение вызвало резкое увеличение давления и оказало интенсивное метаморфизирующее воздействие как на гранитоиды, так и на вмещающие их рифей-вендские отложения.

Илл. 1. Библ. 10.

УДК 552.11:552.323

Вариолитовые бониниты бурибайского вулканического комплекса, Южный Урал: химия минералов. Косарев А. М., Светов С. А., Чаженгина С. Ю., Шафигуллина Г. Т. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе приведены материалы по содержаниям петрогенных оксидов в первичных магматических и метаморфических минералах бонинитовых вариолитов бурибайского вулканического комплекса позднеэмского возраста. Охарактеризованы пироксены, альбит-кварцевые вариолы, Ст-шпинель, сфен, гранат, хлорит. Приведено содержание Cu и Zn в бонинитовых вариолитах и в пироксенах из них. Сделан вывод об участии в генезисе пород ликвации и многостадийного метаморфизма.

Библ. 10.

УДК 551.24:552.3 (665.8)

Типизация магматизма островов Зеленого Мыса, Атлантический океан. Когарко Л. Н., Мигдисова Н. А. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Проведена типизация первичных расплавов островов Зеленого Мыса и оценена их распространенность. Сделан вывод о преобладающем базанитовом характере щелочного магматизма островов Зеленого Мыса, тогда как представленные в равных долях фойдитовый и пикритовый типы играют второстепенную роль. Щелочно-базальтовая компонента и толеитовый магматизм имеют подчиненное значение. Отличием вулканитов Зеленого Мыса является повышенная доля фойдитов и незначительная роль щелочных базальтов и толеитов, что нетипично для ОИВ Атлантики и Канарских островов. На основании проведенной типизации первичных расплавов и по ряду геохимических показателей сделан вывод о более глубинном характере магматизма островов Зеленого Мыса в сравнении с типичными ОИВ Атлантического океана.

Илл. 1. Библ. 6.

УДК 551.21:551.7

Эволюция внутриплитного магматизма Атлантики на примере анализа банка данных разновозрастных пород – подходы и результаты. Зайцев В. А. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Проведен статистический анализ банка данных по внутриплитному магматизму Атлантического океана: рассмотрены закономерности распределения возрастов пород и соотношения пород разных геохимических типов. Показано, что выявленные закономерности не отражают какую-либо направленную эволюцию мантийного субстрата и определяются различием в сохранности разных типов пород, тогда как потенциал мантии под Атлантическим океаном в отношении генерации внутриплитного магматизма сохранялся долгое время постоянным.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 10.

УДК 548.4:550.4

Физико-химические параметры кислых магматических систем, имеющих тесную связь с формированием сульфидных месторождений в древних субдукционных (переходных континент-океан) зонах. Симонов В. А., Котляров А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

На основе данных по расплавленным включениям в кварце определены физико-химические параметры кислых магматических систем, имеющих тесную связь с формированием сульфидных месторождений Урала и Алтае-Саянской области. Выявлены общие характеристики расплавов для всех колчеданных месторождений: наличие высокотемпературного (1055–1180 °C) интервала кристаллизации, падение содержаний всех основных компонентов на фоне роста SiO₂, а также разделение на две группы по железистости. Установлена эволюция

во времени составов расплавов, связанных с месторождениями, выраженная в росте содержания суммы щелочей и падении количества железа и магния при переходе от древних (кембрийских) к наиболее молодым (девонским). Существуют различия систем, выраженные в более широком интервале температур кристаллизации (с минимумом до 910 °С) обогащенных натрием и фосфором расплавов Урала, по сравнению с высокотемпературными магмами Алтае-Саянской области с повышенными содержаниями калия и хлора. Установленное сходство кислых магм различных колчеданных месторождений обусловлено их формированием в однотипной палеогеодинамической обстановке – зоне субдукции, переходной зоне от континента к океану. Различия могут быть следствием приуроченности месторождений к определенным структурам этих сложных по своему строению переходных зон.

Илл. 1. Библ. 15.

УДК 550.42

Минералогия марганцевоносных метасадков Урала: петрологические и геологические приложения. Брусницын А. И., Старикова Е. В., Жуков И. Г. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Рассмотрена обобщенная минералогия метаморфизованных марганцевых пород Урала, в составе которых диагностировано 108 минеральных вида. Минералогические наблюдения показывают, что формирование минеральных ассоциаций марганцевых метасадков контролировалось составом исходных отложений и, прежде всего, распределением в них органического вещества. Тип метаморфических пород (карбонатный, оксидно-карбонатно-силикатный и оксидно-силикатный) закладывался еще на стадии диагенеза. Марганец в осадке мог накапливаться не только в оксидной, но и в силикатной форме (Mn–Si гель, стекло и т. п.). В метаморфизованных марганцевых отложениях целесообразно выделять низкотемпературную кариопилитовую (или тефроит-кариопилит-пироксмангитовую ± родонит) и высокотемпературную бескарнопилитовую (или тефроит-пироксмангитовую ± родонит) фации. *PT*-границы первой из них соответствуют цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фациям, второй – зеленосланцевой и более глубоким фациям. Высокие концентрации и большое видовое разнообразие силикатов марганца в слабо метаморфизованных породах служит косвенным свидетельством гидротермально-осадочного происхождения металлоносных отложений.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 8.

УДК 552.321.6+553.461

Вариации состава аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов массивов Крака (Южный Урал) и их генетическое значение. Савельев Д. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Рассмотрены вариации состава аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов в ультрамафитах Крака в различном масштабе (от месторождения до шлифа). Показано, что в масштабе рудных зон наблюдается разрыв в величине отношения $Cr\#$ между перидотитами с одной стороны и хромититами и околорудными дунитами – с другой. Положение этого разрыва на диаграмме изменяется в зависимости от типа месторождения, увеличиваясь от табулярных тел, сложенных вкрапленными рудами, к массивным подформным хромититам. Исследованы тонкие инициальные дунитовые прожилки в перидотитах и показано, что состав хромшпинелидов при их формировании изменяется постепенно без разрыва состава по $Cr\#$ между перидотитами и дунитами. Дунитовые прожилки показывают четкую предпочтительную кристаллографическую ориентировку оливина, свидетельствующую об их формировании в условиях высокотемпературного пластического течения. В прожилках зафиксировано постепенное развитие и укрупнение новообразованных зерен хромита, интерпретируемое как последовательные процессы сегрегации примесей, коалесценции и сфероидизации в ходе пластического течения поликристаллического оливинного матрикса. Делается вывод о ведущей роли твердофазного течения в перераспределении главных мантийных минералов (оливина и

пироксенов), которое приводит к обособлению наиболее мобильных дунитовых тел, а внутри них – к сегрегации примесных элементов в виде хромитовой минерализации.

Илл. 1. Библ. 14.

УДК 552.321.6+553.46

Особенности гранулометрического состава вкрапленных хромовых руд массива Средний Крака, Южный Урал. Бажин Е. А., Савельев Д. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Представлены результаты исследования гранулометрического состава и лабораторных экспериментов по обогащению вкрапленных хромовых руд. Несмотря на низкое содержание оксида хрома в исходных рудах (5–10 мас. %), высокая контрастность оруденения позволяет применить на начальной стадии обогащения рентгено-радиометрическую сепарацию с получением кускового (–100...+50 мм) промежуточного продукта со средневзвешенным содержанием 18 мас. % Cr_2O_3 . После его измельчения и глубокого гравитационного обогащения на винтовых сепараторах возможно получение концентрата с содержанием Cr_2O_3 выше 40 мас. %.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 9.

УДК 552.321.6:552.164

Геохимические особенности ультрамафитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал). Поздеева К. С., Чернышов А. И. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе рассмотрены геохимические особенности пластически деформированных дунитов, гарцбургитов и хромитов Харчерузского массива. Выявлены особенности распределения редкоземельных и редких элементов, которые, вероятно, обусловлены неоднородностью пластического деформирования пород и руд.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 7.

УДК 553.08:549.731.11, 18

Минералогические особенности офиолитовых ультрабазитов как критерии оценки их потенциальной хромитоносности. Юричев А. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Как известно, все месторождения и рудопроявления хромитов приурочены непосредственно к ультрамафитовым и частично мафит-ультрамафитовым массивам. Поэтому вопрос о способе формирования и концентрации хромитового оруденения в них, а также разработка критериев хромитоносности данных объектов имеет первостепенное практическое значение. В работе охарактеризованы главные минералогические критерии прогноза, заключающиеся в закономерном изменении состава породообразующего оливина с приближением к рудным телам и изменении состава рудообразующего и акцессорного хромшпинелида в зависимости от качественного состава месторождений хромовых руд и степени наложенных процессов метаморфизма. Показана возможная роль данных критериев в оценке потенциальной хромитоносности исследуемых офиолитовых ультрабазитов: локализации хромового оруденения, оценки его качественного состава.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.04

Оолитовые железняки Синаро-Теченского месторождения (Зауралье). Новоселов К. А., Белогуб Е. В., Котляров В. А. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Получена вещественная характеристика оолитовых железняков Синаро-Теченского месторождения (Зауралье). Породы локализованы в нижней части мощной толщи морских мезо-кайнозойских отложений. В разрезе они четко коррелируют с периодом накопления карбонатного материала; слои, обогащенные глауконитом и клиноптилолитом, залегают выше.

В составе железняков преобладают гетит и опал; гетит образует ооиды, опал с примесью глинистых минералов – матрикс; акцессорные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, монацитом, содержание детритового материала незначительно. Текстурно-структурные особенности позволяют предположить образование пород в результате коагуляции геля. Месторождение относится к аятскому типу.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 553.068.9

Метаморфизм колчеданных месторождений Урала. Викентьев И. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Большинство колчеданных месторождений Урала несет признаки метаморфического воздействия от слабого (цеолитовая и пренит-пумпеллиитовая фации) до умеренного (зеленосланцевая фация) и сильного (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации). Дана краткая характеристика типов метаморфизма: регионального (погружения и динамического) и контактового (регионального и локального). Среди условий метаморфизма колчеданных месторождений Урала преобладает пренит-пумпеллиитовая фация, которой уже отвечают заметные преобразования. В результате метаморфизма руды были перекристаллизованы и, в основном, утратили тонкозернистый, колломорфный или брекчиевый облик, став массивными. В пирите уменьшаются содержания примесных элементов – Au, Ag, Te, Sn, Bi, Ge и некоторых других (кроме As и Co), которые образуют собственные минералы. С ростом метаморфизма руд улучшается их обогатимость. Нередко, особенно в контактовых зонах, динамометаморфизм вызывает появления полосчатых и гнейсовидных текстур и признаков пластического течения сульфидов, а рудные тела становятся крутопадающими.

Табл. 2. Библ. 15.

УДК 553.435:56.012 (470.5)

Исследования микрофауны рудоконтролирующих оксидно-железистых отложений колчеданосных районов с помощью метода рентгеновской компьютерной томографии. Аюпова Н. Р., Шилинский О. П., Стаценко Е. О. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В результате исследования кремнисто-железистых пород колчеданосных районов Урала методами оптической микроскопии и компьютерной рентгеновской томографии установлена гематитизированная микрофауна, которая представлена тентакулидами, трубчатыми формами, сопоставимыми с мелкими трубчатыми червями (полихетами) и вестиментиферами, и прямыми головоногими моллюсками. Расположение, разрозненность и/или скопления тех или иных ископаемых организмов, их ориентация внутри вмещающей породы дают понимание о тафономических особенностях и условиях их захоронения.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 550.93

Перспективы использования сульфидных минералов в U-Th-He геохронологии колчеданных месторождений. Гедз А. М. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе исследована кинетика выделения гелия из сульфидных минералов – пирита, халькопирита, пирротина, теннантита и борнита Узельгинского, Гайского и Молодежного колчеданных месторождений на Южном Урале. Для пирита, халькопирита и пирротина установлены высокие значения энергии активации миграции, сравнимые с таковыми для минералов платины, использованных ранее при определении абсолютного возраста. Дальнейшие исследования, в частности, измерение содержания α -радиоактивных изотопов в сульфидах должны показать состоятельность их применения в геохронологии или геотермохронологии.

Табл. 1. Библ. 8.

УДК 553.435:553.251

Касситерит в рудах медно-цинково-колчеданных месторождений Ивдельского рудного района (Северный Урал). Сафина Н. П., Аюпова Н. Р. // Металлогения древних и современных океанов—2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

На колчеданных месторождениях Ивдельского рудного района (Шемурское и Ново-Шемурское) изучены сульфидно-магнетитовые обломочные (брекчии и алевропесчаники) и массивные руды. Во всех типах руд установлены включения касситерита в ассоциации с псевдоморфными сфалеритом и магнетитом. Предполагается, что в обломочных рудах, преобразованных в условиях субмаринного гипергенеза, формирование касситерита происходило в результате высвобождения элементов при растворении рудных обломков, возможно, с включениями редких минералов (например, сульфидов олова), и последующим концентрированием элементов в составе новообразованных сульфидов или собственных минеральных форм. В массивных пирит-магнетитовых рудах, располагающихся на контакте с дайками, образованию касситерита способствовала регенерация исходных серноколчеданных руд при внедрении дайковых пород.

Библ. 12.

УДК 553.06.078

Распределение РЗЭ в кремнекислых вулканитах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). Притчин М. Е., Сорока Е. И. // Металлогения древних и современных океанов—2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе описано распределение содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) в кремнекислых вулканитах (риодациты) из рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения. Изученные породы представлены перекристаллизованными афировыми фельзитами, метасоматически измененными массивными и брекчированными риодацитами, туффитами. Степень их метасоматического преобразования не влияет на соотношения РЗЭ, которые в целом соответствуют таковым для неизмененных вулканитов. Стекловатые риодациты характеризуются менее выраженной Eu аномалией по сравнению с массивными разновидностями. В породах наблюдается истощение промежуточных РЗЭ (Dy, Ho, Er) по отношению к легким и тяжелым, что может быть характерно для пород, содержащих роговую обманку и биотит. Изученные кремнекислые вулканиты Сафьяновского месторождения относятся к эффузивным, экструзивным и жерловым фациям.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 6.

УДК 553.432 (470.57)

Старинные медные рудники Никольского рудного поля (Южный Урал). Анкушев М. Н., Юминов А. М., Зайков В. В., Котляров В. А., Блинов И. А. // Металлогения древних и современных океанов—2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В публикации приведена характеристика минералов зоны окисления трех рудников, разработка которых происходила в XVIII–XIX вв.: Таш-Казган-1, Таш-Казган-2 и Никольского, относящихся к Никольскому рудному полю (Республика Башкортостан). Диагностированы типичные минералы первичных руд и зоны гипергенеза медных месторождений прожилково-вкрапленного типа: халькопирит, борнит, теннантит, сфалерит, халькозин, ковеллин, малахит, гематит, гидроксиды железа, арсенаты меди, метациннабарит, барит, иодаргирит, иодбромаргирит, ртутистое золото. Своеобразие Никольского рудного поля заключается в повышенных содержаниях серебра и мышьяка в рудах.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 7.

УДК 553.435

Условия формирования труб «палеокурильщиков» Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал) по данным термобарогеохимии и КР-спектроскопии. Целуйко А. С., Анкушева Н. Н. // Металлогения древних и современных океанов—2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Методами термобарогеохимии изучены флюидные включения в кварце и кальците сульфидной трубы «черного курильщика» из кровли II рудного тела Юбилейного колчеданного месторождения. Кварц кристаллизовался из растворов NaCl и NaCl–KCl–H₂O с соленостью 1–6 мас. % NaCl-экв. (преобладает 4–6 мас. %) и температурами гомогенизации 120–140 и 200–230 °С. Кальцит связан с растворами, имеющими сходные характеристики: NaCl и NaCl–KCl–H₂O состав, соленость 4.5–6.5 мас. % и температуры гомогенизации 200–220 °С. Локальные изменения температур гомогенизации включений связаны с ростовой зональностью осевого канала трубы: на периферии канала кварц и кальцит более высокотемпературные с включениями сульфидов, а центр канала заполнен более поздним кварцем благодаря участию пострудных растворов. КР-спектроскопией установлено, что минералообразующие растворы содержат CH₄ и N₂ в различных соотношениях.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 11.

УДК 549.01(234.853)

Гипергенные самородные металлы, интерметаллиды, сульфиды и селениды в бурых железняках Юбилейного медноколчеданного месторождения, Южный Урал. Блинов И. А., Белогуб Е. В., Новоселов К. А. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Методом растровой электронной микроскопии исследованы бурые железняки Юбилейного месторождения. Выявлены гипергенные золото, золотистая медь, теллурид золота, клаусталит, пирит, сфалерит, халькопирит и сульфиды меди. Сфалерит и халькопирит часто содержат примесь селена. Золото с примесями меди, золотистая медь, теллурид золота, а также селенистые халькопирит и сфалерит описаны в зоне гипергенеза колчеданных месторождений Южного Урала впервые.

Библ. 12.

УДК 549+553.661.2(470.21)

Cr–Ti–V минералы в протерозойских колчеданных рудах Южно-Печенгской структурной зоны, Кольский регион. Компанченко А. А. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В статье приводятся результаты исследований колчеданных пирротитовых руд на участке Брагино, Южно-Печенгская структурная зона, где установлена ванадиевая минерализация. Она представлена минералами группы шпинели (кулсонит, высокованадиевый хромит, магнетит) и кричтонита (кричтонит, сенаит, линдслейит, давидит-(Ce), давидит-(La)). Примесь ванадия также определена в рутиле, ильмените и флогопите. Установлен эволюционный ряд для минералов группы шпинели от высокованадиевого хромита, реликты которого сохраняются в центральных частях кристаллов кулсонита, до позднего магнетита, который образует каймы разной толщины вокруг кулсонита вплоть до полного его замещения. Дана химическая характеристика минералов двух групп.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 4.

УДК 552.11: 470.62/67

О месте формирования Худесского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ). Исаев В. С., Бабенко Т. А. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

На основании анализа петрохимических данных и петрографических исследований установлено, что породы, слагающие основание разреза Худесского медноколчеданного месторождения, ранее относимые к спилитам либо пикробазальтам, представляют собой типичные марианиты, что указывает на условия энзиматической островной дуги.

Библ. 3.

УДК 553.491+553.41

Использование термического анализа для оценки прогнозных ресурсов золота в углеродистых сланцах (на примере Амурского стратиформного месторождения). Сначев М. В., Сначев А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В статье кратко рассмотрено геологическое строение Амурского стратиформного цинкового месторождения. С применением термического метода изучения рудовмещающих углеродистых сланцев построена карта изолиний температур преобразования пород в пределах геологического отвода. Это позволило привязать золоторудную минерализацию к определенному температурному интервалу и дало возможность с минимальными затратами оценить перспективы углеродистых отложений на золото. Подсчитаны прогнозные ресурсы золота в углеродистых сланцах флишеидной толщи.

Илл. 1. Библ. 10.

УДК 553.484

Особенности оруденения Владимировского Co-As месторождения (Горный Алтай). Шабалин С. И. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

На Владимировском месторождении установлено три типа руд: кобальтовый, уран-сульфидный и полиметаллический. Минеральный состав руд: кобальтин, скуттерудит, арсенопирит, сафлорит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, уранинит, Ag-тетраэдрит. Установлено, что уран-сульфидная минерализация, которая в районе рудного поля связана с риолитами и риолит-порфирами, является наложенной на кобальтовую. По результатам изотопно-геохронологических исследований образование Владимировского месторождения связано со среднепалеозойским этапом (D–C₁) формирования гидротермально-го кобальтового оруденения в Алтае-Саянской складчатой области.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 6.

УДК 553.068.4:553.251.2

Вторичные сульфиды и селениды в торфах, контактирующих с отходами цианирования золотосульфидных руд Урского хвостохранилища (Кемеровская область). Мягкая И. Н., Лазарева Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе представлены данные о составе новообразованных сульфидов и селенидов в торфянике из потока рассеяния высокосульфидного Урского хвостохранилища (Кемеровская область), сформированного 80 лет назад. Все это время на торф оказывают воздействие отходы цианирования и дренажный раствор. Установлено наличие новообразованных селенидов Hg (тиманнит), сульфидов Zn (группа сфалерита), а также сульфидов Hg, образующих тонкие выделения с разным количеством Ag, Zn, Cu, Se и I, и йодаргирита. Определены агрегаты, в которых наноразмерные частицы Au⁰ располагаются на коллоидных выделениях, состоящих из сульфидов Hg и Zn и AgI. Предполагается, что за счет сульфатредуцирующих микроорганизмов в анаэробных условиях формируется биогенный H₂S, тиосульфатные комплексы (удерживающие Au в растворе) разрушаются, а Au восстанавливается и переотлагается. Видимое микроразмерное золото ассоциирует с гидроксидами Fe(III), а наноразмерное и «невидимое» – с сульфидами Hg и Zn (метациннабарит-сфалерит) и йодаргиритом AgI. Формирование минералов происходит совместно с активным накоплением соответствующих элементов.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 9.

УДК 553.2

Рудная минерализация высокотемпературных фумарол вулкана Кудрявый (Курилы). Чаплыгин И. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Обнаружение редкометалльных (Re, Cd, In, Bi) сульфидов на вулкане Кудрявый, в том числе новых, таких как рениит ReS_2 , кудрявит $(\text{Cd,Pb})\text{Bi}_2\text{S}_4$, кадмоиндит CdIn_2S_4 , абрамовит $\text{Pb}_2\text{BiSnInS}_7$, знаменскиит $\text{Pb}_4\text{Bi}_4\text{In}_2\text{S}_{13}$, показывает, что фумарольные рудные образования – это новый тип редкометалльной рудной минерализации. Изотопный состав воды высокотемпературных газов (δD до -12‰ , $\delta^{18}\text{O}$ до 11.6‰) показывает, что главным источником флюида и металлов является магматический расплав. $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношение в газах, достигающее $7.8 R_a$, свидетельствует о высокой доле мантийного гелия. Предполагается, что длительное действие фумарольной системы поддерживается конвекцией в магматической колонне, связывающей область газоотделения и магматическую камеру.

Табл. 1. Библ. 10.

УДК 553.435: 553.2 (261.5)

Влияние субмаринного гипергенеза на обогащение элементами-примесями ковеллина гидротермального поля Семенов-2 ($13^\circ 31.13'$ с.ш., Срединно-Атлантический хребет). Мелекесцева И. Ю., Масленников В. В., Масленникова С. П., Данюшевский Л., Ларж Р. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В результате ЛА-ИСП-МС анализа сульфидов гидротермального поля Семенов-2 ($13^\circ 31.13'$ с.ш., Срединно-Атлантический хребет) установлено, что ковеллин, который замещает сульфиды Zn, обогащен всеми элементами-примесями по сравнению с ковеллином, замещающим сульфиды Cu и Fe. Обогащению ковеллина элементами-примесями относительно первичных сульфидов способствовало окисление гидротермального флюида морской водой и растворение аксессуарных минералов, что сходно с процессами субмаринного гипергенеза на древних колчеданных месторождениях.

Табл. 1. Библ. 8.

УДК 549.3

Арсенидная и сульфидная минерализация месторождения Шлема-Альбероде (Рудные горы, Германия). Сергеева И. А. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе приведены обобщенные данные об арсенидной минерализации крупного месторождения урана Шлема-Альбероде в Рудных горах на юге Германии. Месторождение является уникальным эндогенным гидротермальным жильно-штокверковым объектом пяти-элементной формации. Определены минеральные парагенезисы и особенности химического состава минералов. Особый акцент сделан на сульфиды и арсениды железа, никеля и кобальта. Установлена зависимость содержаний серы и мышьяка в раммельсбергите, что позволяет предположить схему изоморфизма. Уточнена схема минералообразования.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 552.54:549.321

Кампан-эоценовые фосфоритоносные осадки центральной Иордании как потенциальные протолиты месторождений типа долины Миссисипи. Сокол Э. В., Кох С. Н., Козьменко О. А., Хори Х. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

На территории центральной Иордании биогенные осадки группы Белга, включающие фосфориты, известняки, битуминозные мелы и мергели ($S_{\text{орг}}$ до 25 мас. %), отличаются сопряженной аккумуляцией P и Cd и аномальным обогащением Cr, Mo, Ni, U, V, Zn на фоне низких концентраций Co ($<12\text{ г/т}$) и Mn ($<0.01\text{ мас. \%}$). Карбонатная фракция осадка концентрирует U (90 отн. %), Sr (70 %), Ni (50 %) и Cd (30 %). Франколит с механическими примесями опала и глинистого вещества концентрирует Cd (55 %), Co (60 %), Cr (80 %), V (55 %), Zn (75 %), Ni (20 %) и Ba (30 %). В сульфидной фракции сосредоточены As (98 %), Se (95 %), Cu (85 %), Mo (80 %) и Ba (50 %). В керогене вышеназванные элементы не обнаружены. Битуминозный мел формации Мувакар (2 мас. % $S_{\text{сульф.}}$) содержит сульфиды с преобладанием

Cd-вюртцита и Cd-сфалерита. Вюртцит содержит примеси Cu, Fe, As, Se, Sb, In, Ga и Ni; сфалерит – Cu, Fe и As. Фрамбоидаальный пирит содержит примеси Cu, Ni, Se, As, V, Sb, Zn, Ga и In. Минералогические и геохимические характеристики пород группы Белга позволяют охарактеризовать их как «переходное звено» между морскими осадками и карбонатами месторождений типа долины Миссисипи.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.065:553.261

Минералы благородных металлов порфировых месторождений (на примере Южного Урала). Плотинская О. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе охарактеризованы минеральные формы и ассоциации благородных металлов (Au, Ag, ЭПГ) на трех наиболее крупных порфировых месторождениях Южного Урала: медно-порфировых Михеевском и Калиновском и золото-порфировом Юбилейном. Установлено, что преобладает самородная форма золота с широкими вариациями пробности, а теллуридная – имеет подчиненное значение.

Илл. 2. Библ. 7.

УДК 553.07

Структурные условия образования месторождений золота в зоне Нуралино-Вознесенско-Буйдинского разлома (Южный Урал). Знаменский С. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Рассмотрены структурные условия формирования золото-сульфидных и золото-сульфидно-кварцевых месторождений зоны Нуралино-Вознесенско-Буйдинского разлома. Показано, что ведущим рудоконтролирующим фактором при формировании золоторудной минерализации служили сдвиговые деформации. Позиция месторождений золота в разломной зоне определяется узлами пересечения разрывов, трансенсивными дуплексами и комбинированными структурами, сочетающими в себе узлы пересечения разрывов и сдвиговые дуплексы растяжения. Выделены участки, перспективные на поиски золото-сульфидного оруденения.

Библ. 10.

УДК 544.77

Механизм движения дисперсных капель золота в горных породах и оксидных расплавах при нагреве. Амдур А. М., Федоров С. А., Матушкина А. Н., Власов И. А. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Значительную часть мировых ресурсов золота составляют так называемые упорные руды, в которых дисперсное золото в виде вкраплений находится в сульфидах и силикатах. Чтобы извлечь дисперсное золото известными способами обогащения, его частицы необходимо укрупнить в процессе нагрева. Экспериментально установлено, что при нагреве внешним источником дисперсные капли золота движутся к поверхности руды по порам под действием термокапиллярного давления. После расплавления вмещающей породы они флотируются пузырьками газов. В процессе флотации идет коагуляция. В результате происходит концентрирование золота на поверхности оксидного расплава и укрупнение частиц до размеров, позволяющих извлекать золото гравитационными методами.

Илл. 2. Библ. 2.

УДК 550.4.02

Геохимические особенности поведения селена в приповерхностных условиях (на примере Юбилейного месторождения золота в бурых железняках, Южный Урал). Вишневский А. В., Белогуб Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе исследованы формы нахождения селена в зоне окисления Юбилейного месторождения золота на Южном Урале и физико-химические условия их образования. Методом электронной микроскопии и микрозондового анализа обнаружены собственные минеральные фазы селена – науманнит (Ag_2Se), тиманнит (HgSe), клаусталит (PbSe). Рассчитаны Eh-pH-диаграммы в системах с $\text{M-Se-H}_2\text{O}$ и $\text{M-S-H}_2\text{O}$ ($\text{M}=\text{Hg, Pb, Ag}$). Сравнение границ полей устойчивости сульфидов и селенидов показывает, что последние более устойчивы в окислительной обстановке при низких температурах.

УДК 553.411.071

Минералогия и условия образования Ганеевского месторождения золота (Учалинский рудный район, Южный Урал). Заботина М. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Ганеевское месторождение золота локализовано в региональной тектонической зоне в полосе метасоматитов березит-лиственитовой формации. Вмещающие вулканогенно-осадочные породы с включениями синвулканических габброидов (?) и тел серпентинитов метаморфизованы в зеленосланцевой фации. В строении месторождения гранитоиды отсутствуют. Околорудные изменения связаны с процессами углекислотного натриевого метасоматоза и проявлены в альбитизации, окварцевании, серицитизации и карбонатизации. Изменениям подверглись гипербазиты и вулканогенно-осадочные породы основного состава. Продуктивными на золото являются ливениты, березиты и кварцевые жилы. В минеральном составе руд преобладает пирит, второстепенный халькопирит, присутствуют галенит, сфалерит, полидимит, миллерит, айкинит, гессит, петцит. Формирование золотоносных метасоматитов происходило под воздействием углекислотно-хлоридно-натриевых растворов при температуре 205–385 °С и давлении 0.6–1.3 кбар с вовлечением в процесс рудообразования вмещающих пород.

Библ. 13.

УДК 553.411.071+553.068.54

Состав и возможные коренные источники золота россыпи Кучанова (Южный Урал). Сначев А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе описано геологическое строение месторождения золота Кучанова россыпь, расположенного на р. Укшук. Изучена морфология и химический состав золотин. Показано, что они относятся к мелкому плохо окатанному золоту с высокой пробностью. Изучены размываемые рекой породы для оценки их потенциальной золотоносности и выявления коренных источников сноса.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 10.

УДК 553.430:553.411+549.2

Самородное золото из рудоносного карста Гумешевского месторождения, Средний Урал. Азовскова О. Б., Малюгин А. А., Ровнушкин М. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Изучено самородное золото из рыхлых образований рудоносного (Cu , Au) карста Гумешевского скарново-медно-порфирового месторождения (Средний Урал). Выявлены признаки вертикальной зональности в распределении золота по гранулометрическому и химическому составам, а также в соотношении его основных морфотипов. Установлено, что при общем преобладании на всех уровнях мелкого-тонкого золота (<0.15 мм) с глубиной возрастает средняя крупность его частиц. Наблюдается большой разброс пробности – от 591 до 980 ‰, при этом большая часть золота относится к высокопробному, а низкопробное золото и электрум встречены только в верхней части разреза (до 35 м).

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 7.

УДК 553.086; 553.07

Типоморфизм золота из техногенных отвалов бассейна рек Ис и Тура (Средний Урал). Хусаинова А. Ш. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Изучены золотоносные фазы из техногенно-минеральных образований (ТМО) россыпей бассейна рек Ис и Тура. Отвалы сформированы из переработанных концентратов гидравлик и драг зоны деятельности Исовского прииска. В отвалах преобладает тонкое (50.2 %) и мелкое (20.4 %) золото. В работе классифицированы фракции размером >0.25 мм. В результате анализа золотоносных фаз (частиц золота, пленок, примазок, корочек и разнообразных частиц) выделены техногенные образования, которые представлены огромным многообразием форм: золотины, амальгамы, палочки, шарики. Изучение форм нахождения и процессов его концентрации, осаждения или миграции может позволить управлять процессом укрупнения золота в ТМО.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 550.4

Минералого-геохимическая зональность Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал). Иванова Ю. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе рассмотрена минералого-геохимическая зональность золото-порфирового месторождения Петропавловское (Полярный Урал). Установлено, что максимальные содержания Au (до 23 г/т) и Ag (до 10 г/т) сопровождаются высокими концентрациями Cu (до 0.3 мас. %), Te (до 683 г/т) и Ni (до 230 г/т). Концентрации Au, Ag, Cu, Ni увеличиваются с глубиной. С помощью ЛА-ИСП-МС выявлено обогащение ранних генераций пирита к поздним (от Ру-1 к Ру-3) в ходе рудообразующего процесса примесями Au, Ag, Te, Sn, Te, Bi и обеднение Co, As и Ni.

Илл. 1. Библ. 3.

УДК 553.3.071

Благороднометальное оруденение юго-восточной части Восточного Саяна: типы, состав и генезис. Дамдинов Б. Б. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Представленные материалы посвящены исследованию благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна. Золоторудные месторождения и проявления региона объединены в пять генетических классов – плутоногенный, орогенный, полигенный, метаморфогенный, телетермальный, каждый из которых включает один или несколько минералого-геохимических типов, названных по ведущим минеральным или элементным парагенезисам. Происхождение разных типов благороднометального оруденения разорвано во времени и связывается с различными геологическими процессами в ходе развития Саяно-Байкальской складчатой области.

Библ. 10.

УДК 553.411+552.086

Минеральная зональность околорудного метасоматического ореола месторождения золота Дельмачик (Читинская область). Гольцова Ю. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Работа посвящена изучению околорудного метасоматического ореола золоторудного месторождения Дельмачик. В работе описывается метасоматическая апогранитная колонка и сделан вывод о сочетании в ней метасоматитов двух формаций – березитовой во внутренних зонах и пропилитовой – в периферийных участках колонки.

Библ. 1.

УДК 550.4:552.57

Условия формирования протерозойских рудоносных горизонтов Байкало-Патомского нагорья, Восточная Сибирь. Будяк А. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе рассмотрен кевактинский стратиграфический горизонт (~2.2–2.1 млрд лет), отложения которого выходят на дневную поверхность в пределах Тонодского, Нечерского поднятий, Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны и являются вмещающими для ряда таких крупных объектов, как Чертово Корято, Хадокан, Туюкан, Чепок и др. Согласно геодинамическим построениям, данный временной интервал является мегациклом между распадом Кенорленда и амальгамацией Колумбии. Сопоставление палеопротерозойских черносланцевых отложений юга Сибирской платформы с территорией Австралии и Канады позволяет рассчитывать на гораздо большие перспективы золото- и ураноносности отложений кевактинской серии.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 13.

УДК 550.423

Вещественный состав руд и пород месторождения Чертово Корято, Восточная Сибирь. Тарасова Ю. И. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе приведены результаты минералогических, петрографических и геохимических исследований пород и руд месторождения Чертово Корято. В пределах месторождения углеродсодержащие карбонатно-терригенные породы михайловской свиты в ходе метаморфизма превращены в сланцы карбонат-полевошпат-хлорит-серицит-кварцевый состава. Установлена стадийность минералообразования месторождения: метаморфические процессы, наложенный гидротермальный процесс и пострудное окварцевание.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.411.071:550.8 (571.15)

Рудопроявление Южное (Енисейский кряж): новый тип золотоносных минерализованных зон. Мансуров Р. Х. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Для выявления крупного золотого оруденения, локализованного в углеродисто-карбонатно-терригенных комплексах Енисейской золоторудной провинции, проведены поиски в сложных горно-таежных ландшафтах. В пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади выявлено рудопроявление Южное, на котором установлено два типа золотоносных минерализованных зон: золото-кварц-сульфидный и золото-малосульфидно-кварцевый. Наибольшую практическую значимость представляют зоны первого типа: в них установлены высокие содержания золота (>0.3 г/т). Впервые в регионе выявлены золотоносные минерализованные зоны, локализованные в среднерифейском терригенно-карбонатном комплексе.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 549.751.15

Золотоносные родингиты в Агардагском массиве гипербазитов (Южная Тува). Мурзин В. В., Варламов Д. А., Пальянова Г. А., Журавкова Т. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Изученные альбит-пироксеновые родингиты и примыкающие к ним нефритовиды несут рассеянную вкрапленность халькозина, маухерита, медистого (AuCu , реже AuCu_3) и серебрянистого золота (пробность 468–614, до 1.6 мас. % Нг). Субстратом при формировании нефритовида и, возможно, родингита был серпентинит, о чем свидетельствует присутствие в них реликтового хромшпинелида. Термобарогеохимическими методами установлен температурный режим формирования пород (500–200 °С), восстановительный характер флюида и низкое содержание в нем CO_2 (X_{CO_2} 0.017–0.025). Изотопный состав флюида отвечает характеристикам

метаморфогенного флюида, равновесного с магматическими породами при незначительном участии кислорода, прошедшего осадочный цикл.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 553.433'31'411.9:(551.2+550.4)(571.52-13)

Структурно-геохимические особенности строения западной части Деспенского медно-железо-золоторудного района (Республика Тыва). Меркулов В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе исследована геохимическая и структурная связь между рудными объектами западной части Деспенского медно-железо-золоторудного района. Приводятся данные об особенностях геолого-структурного положения рудного района, а также геохимическая и геофизическая характеристика его западной части. На основе комплекса данных установлены сходные геохимические характеристики рудных объектов и выделены рудоконтролирующие структуры. Полученные результаты позволяют предположить, что рудная минерализация западной части Деспенского медно-железо-золоторудного района может иметь единый источник и единые этапы формирования.

Библ. 4.

УДК 553.411.071

Минералогические особенности рудопроявлений золота в юго-восточной части Барун-Хурайской котловины (юго-западная Монголия). Бирюков К. Э. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Изучен минеральный состав золотого оруденения в юго-восточной части Барун-Хурайской котловины. Выявлены сопутствующие самородному золоту рудные минералы: халькопирит, пирит, борнит, ковеллин, халькозин, гематит, магнетит, барит, галенит, англезит, киноварь, антимонит, хлориды, бромиды и иодиды серебра. Установлены два типа самородного золота – низкопробное (530–850 ‰) и высокопробное (900–1000 ‰). Высокопробное золото соответствует раннему, относительно высокотемпературному золото-сульфидному этапу, тогда как низкопробное золото (до 38 мас. % Ag) образовалось на завершающих этапах совместно с минералами серебра. Исследованные рудопроявления относятся к двум основным типам оруденения, представленным в регионе: Au-Cu-сульфидно-кварцевому и Au-Ag-Te-кварцево-штокверковому. Выявленные местонахождения золота увеличивают потенциальную рудоносность изучаемого объекта.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 2.

УДК 553.411.071

Геологическое строение, минеральный состав руд и эндогенная зональность золоторудного узла Ланг Вай (северо-восточный Вьетнам). Фоминых П. А., Неволько П. А. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Рудный узел Ланг Вай находится в северо-восточной части Вьетнама, в пределах структуры Ло Гам и представлен тремя месторождениями: Ланг Вай, Кхоун Пук и Лунг Луонг. Формирование рудного узла связывают с гранитоидами комплекса Пиа Биок. Строение месторождений во многом сходное: для них типичны жильная морфология рудных тел и приуроченность к линейным зонам дробления вмещающих пород. По мере удаления от гранитоидов наблюдается следующая смена минеральных парагенезисов: 1) золото-пирит-арсенопиритовый с висмутовыми минералами, 2) золото-пирит-арсенопиритовый, 3) золото-пирит-арсенопиритовый с сурьмяной минерализацией, 4) сурьмяный с золото-арсенопиритовой и полиметаллической минерализацией, 5) сурьмяный с полиметаллической минерализацией, 6) полиметаллический с сурьмяной минерализацией. Проявление висмутовой минерализации приурочено к рудным зонам в непосредственной близости к гранитоидам. Полиметаллическая серебросо-

держащая минерализация представляет собой наиболее удаленные дистальные фации рудно-магматической системы. Между различными типами минерализации существуют переходные разновидности, характеризующиеся комплексностью руд.

Библ. 10.

УДК 553.48(100)

Условия формирования платиноносных рифов расслоенных интрузий в свете новых данных по комплексу Бушвельд, ЮАР. Юдовская М. А. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Рассмотрены модели формирования платиноносных рифовых горизонтов в расслоенных интрузиях. Показано, что условия открытой системы и многократных внедрений наиболее удовлетворительно объясняют известные и новые закономерности распределения элементов платиновой группы, их минералов, соотношения с силикатными вмещающими породами и рудоносными хромититами на комплексе Бушвельд.

Библ. 8.

УДК 549.27(470.55)

Состав платиноидов из Мало-Ирмельской россыпи золота (Южный Урал) по данным РФА и РСМА. Зайков В. В., Рассомахин М. А., Котляров В. А., Гисматуллин Б. Я. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Исследован состав платиноидов из Мало-Ирмельской россыпи золота методами РФА (прибор M1 MISTRAL) и РСМА (прибор РЭММА-202М) для определения различий в результатах анализов. Минералы представлены рутением, осмием и платиной. Полученные данные свидетельствуют о возможности экспрессного и неразрушающего исследования платиноидов методом РФА. Сопоставлены составы платиноидов Мало-Ирмельской и Киалимской россыпей и показано их сходство.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 4.

УДК 549.02(470.5)

Зональные зерна рутения из Мало-Ирмельской россыпи (Южный Урал). Зайков В. В., Котляров В. А., Зайкова Е. В., Крайнев Ю. Д. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

При исследовании платиноидов из Мало-Ирмельской россыпи выявлены зерна рутения с каймами, сформировавшимися под воздействием наложенных процессов. В работе рассмотрен состав новообразованных кайм и возможные причины их образования. Объект находится в южной части Миасского россыпного района в левом притоке р. Миасс на Южном Урале. Россыпь имеет четвертичный возраст, включает отрезки долинного, террасового и ложкового типов и приурочена к эрозионно-структурной депрессии. Изученные зерна относятся к рутению иридиево-осмиевому. Первый тип изменений выражается в появлении сульфидов рутения вследствие гидротермальных процессов, второй тип – в обогащении краевой зоны зерна иридием и уменьшении содержаний осмия, вызванном процессами гипергенеза. Подобные изменения состава отмечены в россыпи р. Малый Емех (Средний Урал).

Илл. 3. Табл. 2. Библ. 7.

УДК 549.27:553.086

Особенности минералов платиновой группы из элювиально-делювиальных россыпей, связанных с хромит-платиновыми рудными зонами Светлоборского массива, Средний Урал. Паламарчук Р. С. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе приводятся данные о минералах платиновой группы из элювиально-делювиальной россыпи, залегающей на хромит-платиновых рудных зонах разведочного участка Вершинный Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива. С использованием электрон-

ной микроскопии детально изучены морфологические особенности агрегатов и индивидов минералов. Проведено сравнение россыпной минеральной ассоциации с парагенезисами минералов элементов платиновой группы из коренных пород.

Илл. 2. Библ. 9.

УДК 549.27:553.25

О природе туламинита и ферроникельплатины из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала. Степанов С. Ю., Малич К. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе рассмотрены генетические взаимоотношения минералов ряда тетраферроплатина-туламинит-ферроникельплатина с другими минералами платиновой группы (МПП) из хромититов Вересовоборского, Светлоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитовых массивов, расположенных на Среднем Урале. Приведен состав минералов. Онтогенетические особенности индивидов и агрегатов туламинита, тетраферроплатины и ферроникельплатины позволяют охарактеризовать эти минералы как вторичные, замещающие первичные железо-платиновые минералы.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 11.

УДК 553.191:553.43/48

Малосульфидное платинометальное оруденение в дунитах и троктолитах Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье, Россия). Кислов Е. В., Арискин А. А., Данюшевский Л. В., Николаев Г. С., Малышев А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Рассмотрены условия локализации и вещественный состав малосульфидной минерализации двух ранее неизученных горизонтов Йоко-Довыренского интрузива: в примитивных дунитах и троктолитах. Полученные данные представляют фундаментальное генетическое значение, поскольку могут обеспечить понимание ранних стадий формирования, развития и вероятной миграции несмешивающейся сульфидной жидкости в затвердевающей толще кумулуса.

Библ. 5.

УДК 553.8:550.425

Оптическая спектроскопия и сравнительные кристаллохимические особенности изумрудов различных промышленно-генетических типов месторождений. Николаев А. Г., Фахардо Бехарано Э. Л., Попов М. П. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе представлены результаты исследования кристаллохимических особенностей изумрудов из месторождений Колумбии и Урала (Россия). Выявлены различия в кристаллохимии изумрудов из данных месторождений и показаны особенности их формирования в различных геологических обстановках. Дополнительно исследованы колориметрические особенности и включения в изумрудах для идентификации сырья и ограненного материала для данных месторождений.

Библ. 8.

УДК 552.3

Дайковый комплекс задуговых офиолитов восточного склона Приполярного Урала – сырье для производства непрерывного базальтового волокна. Гафарова Н. Ю., Мизина Н. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

На основании петрохимических данных положительно оценена возможность использования магматических пород основного состава Маньинского и Полярного разрезов на Приполярном Урале, сложенных задугосрединговыми долеритами и базальтами, для изготовления однокомпонентных шихт и непрерывного базальтового волокна с подшихтовкой

известняками Ятринского месторождения. Анализ имеющихся данных показал, что породы основного состава, распространенные в непосредственной близости от с. Саранпауль, могут быть пригодны для высокотехнологичного производства.

Илл. 2. Библ. 9.

УДК 552.545

Индикаторные характеристики континентальных карбонатов на примере палеотравертинов Горного Алтая. Кох С. Н., Сокол Э. В., Деев Е. В., Ряполова Ю. М. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Создана база вещественных и изотопно-геохимических характеристик разновозрастных травертинов Горного Алтая, расположенных на сочленении Кадринского и Телецкого активных региональных разломов. Травертины состоят из раннего Mg-кальцита и позднего Sr-арагонита, агрегаты которых цементируют обломки пород в материале моренных отложений верхнего плейстоцена и голоценовые коллювиальные осыпи. Абсолютный радиоуглеродный возраст травертинов составляет 9520 ± 105 лет. Их геохимическая специализация отражает специфику рудной минерализации этого района Горного Алтая. Травертины обогащены (г/т): Zn до 298, Ni до 38, Ge до 4.5, U до 85 и обеднены V 1–12, Pb 1.3–6.2 и Nb 0.3–1.2. Концентрации Hg варьируют от 0.009 до 0.665 г/т. Изотопные характеристики карбонатов ($\delta^{13}\text{C}$ – 4.1...+0.2 ‰ VPDB и $\delta^{18}\text{O}$ –13.8...–13.0 ‰ VPDB) указывают на смешанный источник CO_2 . Главным источником кислорода были седиментационные воды ранней диагенетической стадии. Травертины осаждались из углекислых вод, что сопровождалось интенсивным захоронением сингенетичной биоты. Локализацию травертиновых комплексов на Горном Алтае контролирует наличие разломов и подстилающих дислоцированных карбонатсодержащих пород, расчлененный рельеф, местами перекрытый коллювиальными и/или моренными отложениями с хорошими коллекторными свойствами, и восходящий флюидопоток.

Илл. 1 Библ. 10.

УДК 549.086:553.08

Микровключения в глауконитах Бакчарского месторождения (Томская область). Рева И. В., Гунько А. П. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе охарактеризованы микровключения в глауконитах верхнемеловых отложений юго-восточной части Западной Сибири (район Бакчарского месторождения): сульфиды, оксиды и силикаты цветных (Cu, Zn, Pb, Sn, Bi, Co, Ni), редких и редкоземельных (Ce, Nd, La, Ta, Zr, Sr, Nb, Ba), а также черных (Fe, Ti) металлов.

Илл. 1. Библ. 2.

УДК 549.02

Редкоземельная минерализация в щелочных пегматитах Кондерского массива, Алданский щит. Антонов А. А., Осипов А. С. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В щелочных пегматитах Кондерского зонального щелочно-ультраосновного массива, являющегося одним из крупнейших россыпных месторождений платины, обнаружена специфическая акцессорная минерализация. Были выявлены как достаточно распространенные минеральные виды – редкоземельные фосфаты и карбонаты, так и некоторые экзотические фазы. Многие минералы диагностированы впервые на описанном объекте. Установлено, что редкоземельная минерализация приурочена к выделениям эвдиалита и относится к поздним стадиям минералообразования. Приведены морфологические свойства, химический состав и формулы исследованных минералов.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 549.02

Новые данные об эвдиалите Кондерского массива, Алданский щит. Осипов А. С., Антонов А. А. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В щелочных пегматитах Кондерского щелочно-ультраосновного массива обнаружен минерал, относящийся к группе эвдиалита. Рассмотрены его морфологические, оптические и спектроскопические особенности, проанализирован химический состав, и рассчитана химическая формула, решена структура исследуемого образца. Диагностированы ассоциирующие с эвдиалитом минералы, и изучены их пространственные взаимоотношения. По совокупности полученных данных сделан вывод о положении минерала в иерархии группы эвдиалита.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 2.

УДК 549.383+550.3+546.65+549.9+571.55

Геохимия редких и редкоземельных элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье). Леснов Ф. П., Чернышев А. И., Пугачева Е. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Методом LA-ICP-MS определены содержания редкоземельных и некоторых редких элементов в сплавленных порошковых пробах дунитов и гарцбургитов Шаманского ультрамафитового массива. Ультрамафиты характеризуются относительно повышенными содержаниями Zr и Hf: Zr – 15.9–163 и 8.0–158 г/т; Hf – 0.20–3.8 и 0.17–3.4 г/т в дунитах и гарцбургитах, соответственно. Спектры распределения средних содержаний элементов-примесей в дунитах и гарцбургитах массива осложнены интенсивными положительными аномалиями Zr и Hf. Значения параметра Zr/Hf в дунитах и гарцбургитах изменяются в интервале 40–48.7. Между содержаниями Zr и Hf в дунитах и гарцбургитах массива наблюдается прямая зависимость. По-видимому, главным концентратом этих двух элементов в ультрамафитах массива является акцессорный циркон, единичные зерна которого были обнаружены в тяжелой фракции крупногабаритной пробы этих пород. Суммарные содержания РЗЭ составили 0.12–1.54 и 0.29–3.01 г/т в дунитах и гарцбургитах, соответственно. Спектры распределения содержаний РЗЭ в дунитах и гарцбургитах массива имеют общий отрицательный наклон и дугообразно изогнутую к низу конфигурацию, что обусловлено их относительным обогащением легкими элементами. Предполагается, что относительное обогащение ультрамафитов легкими элементами их привнесено в процессе инфильтрации в породы обогащенных ими эпигенетических флюидов, генетически связанных с более поздними расплавами основного или кислого состава.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 1.

УДК 549.621.14(263)+552.321.6+811.8

Геохимия оливинов из пород ультрамафитового массива Розета (кратон Сан Франциско, юго-восточная Бразилия). Пинхейро М. А. П., Леснов Ф. П. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Рентгеноспектральным методом выполнено около 60 анализов зерен оливина из шести представительных образцов пород ультрамафитового массива Розета (кратон Сан Франциско, Ю.-В. Бразилия). Содержания форстеритового компонента в оливинах уменьшаются в ряду от шпинелевых гарцбургитов к клинопироксенсодержащим шпинелевым гарцбургитам, лерцолитам, оливиновым вебстеритам и гарцбургитоподобным метасоматитам с зеленой шпинелью. Оливины из лерцолитов характеризуются аномально высокими содержаниями NiO (0.71–0.87 мас. %), несколько меньшие содержания NiO определены в оливинах из клинопироксенсодержащих гарцбургитов, шпинелевых гарцбургитов и оливиновых вебстеритов. Содержания MnO увеличиваются в ряду от оливинов из шпинелевых гарцбургитов к клинопироксенсодержащим шпинелевым гарцбургитам, лерцолитам, гарцбургитоподобным метасоматитам с зеленой шпинелью и оливиновым вебстеритам. Массив Розета рассматривается как полигенное протрузия, в которой лерцолиты слагают фрагмент почти недеплетированного верхнемантийного протолита. Клинопироксенсодержащие и безклинопироксеновые шпинелевые гарцбургиты

ты являются реститами, образованными при разных степенях частичного плавления верхне-мантийного протолита. Оливиновые вебстериты рассмотрены в качестве гибридных образований, возникших в процессе контактово-реакционного воздействия более поздних мафитовых расплавов на породы ультрамафитовой протрузии.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 2.

УДК 553.061.13

Состав растворов, сформировавших флюорит-лейкофан-мелинофан-эвдидимитовые руды Ермаковского F-Be месторождения (Западное Забайкалье), по данным LA-ICP-MS. Дамдинова Л. Б., Дамдинов Б. Б., Брянский Н. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Термобарогеохимическими методами и методом LA-ICP-MS индивидуальных флюидных включений проанализирована металлоносность рудообразующих растворов, сформировавших флюорит-лейкофан-мелинофан-эвдидимитовые руды XVIII рудной зоны Ермаковского бериллиевого месторождения, которые отличаются от основных флюорит-фенакит-бертрандитовых рудных зон специфическим составом. Во включениях определены Li, Be, Na, Mg, Al, Si, Cl, K, Mn, Fe, Cu, Zn, Nb, Mo, Ag, Sn, W, Pb. Полученные результаты дают первые оценки уровней концентрации ряда металлов в гидротермальных рудообразующих растворах такого типа минерализации.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 10.

УДК 553.061.13

Комплексирование геологических и геофизических методов при поисках и разведке апокарбонатного нефрита на примере Гарандаканского месторождения, Республика Бурятия. Малышев А. В., Кислов Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

В работе уточнено геологическое строение в пределах ксенолитов доломитовых мраморов участка Гарандакан на основе геофизических методов, выявлены и уточнены рудно-продуктивные структуры, а также подобраны оптимальные экспресс-методы поиска залежей апокарбонатного нефрита.

Библ. 3.

УДК 550.8

О возможности использования энергодисперсионного рентгенофлуоресцентного спектрометра РЛП-21 (JA) в геологии. Ефименко О. С., Диханов Е. Н., Ефименко С. А. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Обсуждены результаты третьего этапа исследований на энергодисперсионном рентгенофлуоресцентном (EDXRF) спектрометре локального анализа РЛП-21Т (JA) казахстанского производства (ТОО «Аспап Гео») образцов анодной меди (цилиндр, стружка) на элементы-примеси. Установлены факторы неоднородности химического состава цилиндрических образцов анодной меди при кристаллизации; в сглаженном виде фактор неоднородности есть и между цилиндрическими образцами и стружкой. Приведены основные технические характеристики спектрометра РЛП-21Т (JA). Сделан вывод о возможности применения РЛП-21Т (JA) в геологии и минералогии.

Табл. 2. Библ. 3.

УДК 524.57

Томографические и микрозондовые исследования внутреннего строения магнетитовых микросфер. Глухов М. С. // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Проведены томографические и электронно-микроскопические исследования микросфер из осадочных каменноугольных отложений на востоке Восточно-Европейской платформы (Республика Татарстан). Статистическая обработка результатов микрозондовых анализов вкост микросфер показала слабую связь железа с другими элементами. В микросферах выявлено увеличение содержания железа от центра к периферии. Микротомография и электронная микроскопия позволили выявить дифференциацию вещества в микросферах. Происхождение микросфер может быть связано с космической пылью.

Илл. 2. Библ. 4.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<i>Зайкова Е. В.</i> Памяти ученого-вулканолога Е. К. Мархина5	5
Часть 1. Общие проблемы геологии и металлогении.....7	7
<i>Масленников В. В., Леин А. Ю., Масленникова С. П., Котляров В. А., Целуйко А. С.</i> «Белые», «черные», «серые» и «мерцающие курильщики» современных и древних океанов (обзор)7	7
<i>Анфилов В. Н.</i> Тектоника плит: величайшее заблуждение и выдающиеся открытия.....13	13
<i>Пучков В. Н.</i> Взаимосвязь плитных и плюмовых процессов в глобальном и региональном масштабе. Плюмовые процессы на Урале17	17
<i>Маслов А. В.</i> Литогеохимические особенности отложений и палеогеодинамические реконструкции21	21
<i>Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Савичев А. Н.</i> Значение современной генетической систематизации жильного кварца при проведении кварцевметрической съемки (на примере Уфалейского кварценосного района)27	27
<i>Сначев В. И.</i> Новый вариант модели образования Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал).....31	31
<i>Косарев А. М., Светов С. А., Чаженгина С. Ю., Шафигуллина Г. Т.</i> Вариолитовые бониниты бурибайского вулканического комплекса, Южный Урал: химия минералов35	35
<i>Когарко Л. Н., Мигдисова Н. А.</i> Типизация магматизма островов Зеленого Мыса, Атлантический океан38	38
<i>Зайцев В. А.</i> Эволюция внутриплитного магматизма Атлантики на примере анализа банка данных разновозрастных пород – подходы и результаты 41	41
<i>Симонов В. А., Котляров А. В.</i> Физико-химические параметры кислых магматических систем, имеющих тесную связь с формированием сульфидных месторождений в древних субдукционных (переходных континент-океан) зонах46	46
Часть 2. Месторождения черных металлов.....51	51
<i>Брусницын А. И., Старикова Е. В., Жуков И. Г.</i> Минералогия марганцевых метасадков Урала: петрологические и геологические приложения.....51	51
<i>Савельев Д. Е.</i> Вариации состава аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов массивов Крака (Южный Урал) и их генетическое значение58	58
<i>Бажин Е. А., Савельев Д. Е.</i> Особенности гранулометрического состава вкрапленных хромовых руд массива Средний Крака, Южный Урал.....62	62
<i>Поздеева К. С., Чернышов А. И.</i> Геохимические особенности ультрамафитов и хромититов Харчерузского массива (Полярный Урал)66	66

<i>Юричев А. Н.</i> Минералогические особенности офиолитовых ультрабазитов как критерии оценки их потенциальной хромитоносности	70
<i>Новоселов К. А., Белогуб Е. В., Котляров В. А.</i> Оолитовые железняки Синаро-Теченского месторождения (Зауралье)	74
Часть 3. Месторождения цветных металлов	78
<i>Викентьев И. В.</i> Метаморфизм колчеданных месторождений Урала.....	78
<i>Аюпова Н. Р., Шиловский О. П., Стаценко Е. О.</i> Исследования микрофауны рудоконтролирующих окисдно-железистых отложений колчеданосных районов с помощью метода рентгеновской компьютерной томографии.....	84
<i>Гедз А. М.</i> Перспективы использования сульфидных минералов в U-Th-He геохронологии колчеданных месторождений.....	87
<i>Сафина Н. П., Аюпова Н. Р.</i> Касситерит в рудах медно-цинково-колчеданных месторождений Ивдельского рудного района (Северный Урал).....	90
<i>Притчин М. Е., Сорока Е. И.</i> Распределение РЗЭ в кремнекислых вулканитах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал)	93
<i>Анкушев М. Н., Юминов А. М., Зайков В. В., Котляров В. А., Блинов И. А.</i> Старинные медные рудники Никольского рудного поля (Южный Урал)	96
<i>Целуйко А. С., Анкушева Н. Н.</i> Условия формирования труб «палеокурильщиков» Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал) по данным термобарогеохимии и КР-спектроскопии	101
<i>Блинов И. А., Белогуб Е. В., Новоселов К. А.</i> Гипергенные самородные металлы, интерметаллиды, сульфиды и селениды в бурых железняках Юбилейного медноколчеданного месторождения, Южный Урал	106
<i>Артемьев Д. А., Мелекесцева И. Ю., Третьяков Г. А.</i> Геологическое строение и состав рудовмещающей толщи Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал): новые данные	110
<i>Компанченко А. А.</i> Cr-Ti-V минералы в протерозойских колчеданных рудах Южно-Печенгской структурной зоны, Кольский регион	116
<i>Исаев В. С., Бабенко Т. А.</i> О месте формирования Худесского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ)	121
<i>Сначев М. В., Сначев А. В.</i> Использование термического анализа для оценки прогнозных ресурсов золота в углеродистых сланцах (на примере Амурского стратиформного месторождения).....	123
<i>Шабалин С. И.</i> Особенности оруденения Владимирского Co-As месторождения (Горный Алтай)	126
<i>Мягкая И. Н., Лазарева Е. В.</i> Вторичные сульфиды и селениды в торфах, контактирующих с отходами цианирования золотосульфидных руд Урского хвостохранилища (Кемеровская область)	130
<i>Чаплыгин И. В.</i> Рудная минерализация высокотемпературных фумарол вулкана Кудрявый (Курилы)	134
<i>Мелекесцева И. Ю., Масленников В. В., Масленникова С. П., Данюшевский Л., Ларж Р.</i> Влияние субмаринного гипергенеза на обогащение элементами-примесями ковеллина гидротермального поля Семенов-2 (13°31.13' с.ш., Срединно-Атлантический хребет)	138

<i>Сергеева И. А.</i> Арсенидная и сульфидная минерализация месторождения Шлема-Альбероде (Рудные горы, Германия)	142
<i>Сокол Э. В., Кох С. Н., Козьменко О. А., Хори Х. Н.</i> Кампан-эоценовые фосфоритонесущие осадки центральной Иордании как потенциальные протолиты месторождений типа долины Миссисипи	145
Часть 4. Месторождения золота	150
<i>Плотинская О. Ю.</i> Минералы благородных металлов порфировых месторождений (на примере Южного Урала)	150
<i>Знаменский С. Е.</i> Структурные условия образования месторождений золота в зоне Нуралино-Вознесенско-Буйдинского разлома (Южный Урал)	154
<i>Амдур А. М., Федоров С. А., Матушкина А. Н., Власов И. А.</i> Механизм движения дисперсных капель золота в горных породах и оксидных расплавах при нагреве	159
<i>Вишневский А. В., Белогуб Е. В.</i> Геохимические особенности поведения селена в приповерхностных условиях (на примере Юбилейного месторождения золота в бурых железняках, Южный Урал)	161
<i>Заботина М. В.</i> Минералогия и условия образования Ганеевского месторождения золота (Учалинский рудный район, Южный Урал)	164
<i>Сначев А. В.</i> Состав и возможные коренные источники золота россыпи Кучанова (Южный Урал)	168
<i>Азовская О. Б., Малюгин А. А., Ровнушкин М. Ю.</i> Самородное золото из рудоносного карста Гумешевского месторождения, Средний Урал	172
<i>Хусаинова А. Ш.</i> Типоморфизм золота из техногенных отвалов бассейна рек Ис и Тура (Средний Урал)	176
<i>Иванова Ю. Н.</i> Минералого-геохимическая зональность Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал)	178
<i>Дамдинов Б. Б.</i> Благороднометальное оруденение юго-восточной части Восточного Саяна: типы, состав и генезис	181
<i>Гольцова Ю. В.</i> Минеральная зональность околорудного метасоматического ореола месторождения золота Дельмачик (Читинская область)	185
<i>Будяк А. Е., Скузоватов С. Ю.</i> Условия формирования протерозойских рудоносных горизонтов Байкало-Патомского нагорья, Восточная Сибирь	188
<i>Тарасова Ю. И.</i> Вещественный состав руд и пород месторождения Чертово Корято, Восточная Сибирь	192
<i>Мансуров Р. Х.</i> Рудопроявление Южное (Енисейский кряж): новый тип золотонесущих минерализованных зон	196
<i>Мурзин В. В., Варламов Д. А., Пальянова Г. А., Журавкова Т. В.</i> Золотонесущие родингиты в Агардагском массиве гипербазитов (Южная Тува)	201
<i>Меркулов В. В.</i> Структурно-геохимические особенности строения западной части Деспенского медно-железо-золоторудного района (Республика Тыва)	204
<i>Бирюков К. Э.</i> Минералогические особенности рудопроявлений золота в юго-восточной части Барун-Хурайской котловины (юго-западная Монголия)	206

<i>Фоминых П. А., Неволько П. А.</i> Геологическое строение, минеральный состав руд и эндогенная зональность золоторудного узла Ланг Вай (северо-восточный Вьетнам)	210
Часть 5. Месторождения элементов платиновой группы	214
<i>Юдовская М. А.</i> Условия формирования платиноносных рифов расслоенных интрузий в свете новых данных по комплексу Бушвелд, ЮАР	214
<i>Зайков В. В., Рассомахин М. А., Котляров В. А., Гисматуллин Б. Я.</i> Состав платиноидов из Мало-Иремельской россыпи золота (Южный Урал) по данным РФА и РСМА	216
<i>Зайков В. В., Котляров В. А., Зайкова Е. В., Крайнев Ю. Д.</i> Зональные зерна рутения из Мало-Иремельской россыпи (Южный Урал)	219
<i>Паламарчук Р. С.</i> Особенности минералов платиновой группы из элювиально-делювиальных россыпей, связанных с хромит-платиновыми зонами Светлоборского массива, Средний Урал	224
<i>Степанов С. Ю., Малич К. Н.</i> О природе туламинита и ферроникельплатины из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала	228
<i>Кислов Е. В., Арискин А. А., Данюшевский Л. В., Николаев Г. С., Малышев А. В.</i> Малосульфидное платинометальное оруденение в дунитах и троктолитах Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье, Россия)	233
Часть 6. Месторождения нерудного сырья и актуальные геолого-минералогические исследования	237
<i>Николаев А. Г., Фахардо Бехарано Э. Л., Попов М. П.</i> Оптическая спектроскопия и сравнительные кристаллохимические особенности изумрудов различных промышленно-генетических типов месторождений	237
<i>Гафарова Н. Ю., Мизина Н. В.</i> Дайковый комплекс задуговых офиолитов восточного склона Приполярного Урала – сырье для производства непрерывного базальтового волокна	239
<i>Кох С. Н., Сокол Э. В., Деев Е. В., Ряполова Ю. М.</i> Индикаторные характеристики континентальных карбонатов на примере палеотравертинов Горного Алтая	243
<i>Рева И. В., Гунько А. П.</i> Микровключения в глауконитах Бакчарского месторождения (Томская область)	247
<i>Антонов А. А., Осипов А. С.</i> Редкоземельная минерализация в щелочных пегматитах Кондерского массива, Алданский щит	250
<i>Осипов А. С., Антонов А. А.</i> Новые данные об эвдиалите Кондерского массива, Алданский щит	252
<i>Леснов Ф. П., Чернышов А. И., Пугачева Е. Е.</i> Геохимия редких и редкоземельных элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье)	256
<i>Пинхейро М. А. П., Леснов Ф. П.</i> Геохимия оливинов из пород ультрамафитового массива Розета (кратон Сан Франциско, юго-восточная Бразилия)	260
<i>Дамдинова Л. Б., Дамдинов Б. Б., Брянский Н. В.</i> Состав растворов, сформировавших флюорит-лейкофан-мелинофан-эвидимитовые руды	

Ермаковского F-Be месторождения (Западное Забайкалье), по данным LA-ICP-MS	264
<i>Мальшиев А. В., Кислов Е. В.</i> Комплексирование геологических и геофизических методов при поисках и разведке апокарбонатного нефрита на примере Гарандаканского месторождения, Республика Бурятия	268
<i>Ефименко О. С., Диханов Е. Н., Ефименко С. А.</i> О возможности использования энергодисперсионного рентгенофлуоресцентного спектрометра РЛП-21 (ЛА) в геологии	271
<i>Глухов М. С.</i> Томографические и микрозондовые исследования внутреннего строения магнетитовых микросфер	274
Краткие сообщения	277
<i>Рыбалкин Н. А., Попов А. А.</i> Морфологический анализ зерен аллювиального и коренного золота зоны Передового хребта Северного Кавказа	277
<i>Коломоец А. В.</i> Яшмы Орского района	278
<i>Винникова М. В.</i> Физические свойства янтаря	279
<i>Ильина М. А.</i> Синтез титаноборосиликатного стекла и исследование его химических свойств	280

CONTENT

Preface	3
<i>Zaykova E. V.</i> In the memory of volcanologist E. K. Markhinin	5
Chapter 1. General problems of geology and metallogeny	7
<i>Maslennikov V. V., Lein A. Yu., Maslennikova S. P., Kotlyarov V. A., Tseluyko A. S.</i> White, black, gray and clear smokers of the modern and ancient oceans: a review	7
<i>Anfilogov V. N.</i> Plate tectonics: the greatest mistake and outstanding discoveries	13
<i>Puchkov V. N.</i> The correlation of plate and plume processes in the global and regional scales. Plume processes in the Urals	17
<i>Maslov A. V.</i> Lithogeochemical features of sediments and paleogeodynamic interpretations	21
<i>Ogorodnikov V. N., Polenov Yu. A., Savichev A. N.</i> Significance of the present- day genetic classification of vein quartz for quartz-metric survey: an example of the Ufaley quartz-bearing region.....	27
<i>Snachev V. I.</i> A new model of formation of the Beloretsk metamorphic complex, South Urals	31
<i>Kosarev A. M., Svetov S. A., Chazhengina S. Yu., Shafigullina G. T.</i> Variolite boninites of the Buribay volcanic complex, South Urals: mineral chemistry	35
<i>Kogarko L. N., Migdisova N. A.</i> Types of magmatism of the Cape Verde archi- pelago, Atlantic Ocean.....	38
<i>Zaytsev V. A.</i> Evolution of intraplate magmatism of the Atlantic Ocean deduced from the analysis of the dataset of rocks of different ages: approaches and results.....	41
<i>Simonov V. A., Kotlyarov A. V.</i> Physico-chemical parameters of acid magmatic systems related to the formation of VMS deposits in the ancient subduc- tion (transitional continent-ocean) zones	46
Chapter 2. Ferrous metal deposits	51
<i>Brusnitsyn A. I., Starikova E. V., Zhukov I. G.</i> Mineralogy of Mn-bearing meta- sediments of the Urals: petrological and geological applications	51
<i>Savel'ev D. E.</i> Variations in composition of the ore-forming and accessory chromites from the Kraka massif, South Urals, and their genetic significance	58
<i>Bazhin E. A., Savel'ev D. E.</i> Peculiarities of granulometric structure of dissemi- nated Cr ores from the Central Kraka massif, South Urals	62
<i>Pozdeeva K. S., Chernyshov A. I.</i> Geochemical features of ultramafic rocks and chromitites from the Kharcheruz massif, Polar Urals	66
<i>Yurichev A. N.</i> Mineralogical features of ophiolitic ultramafic rocks as criterions of their Cr-bearing potential	70
<i>Novoselov K. A., Belogub E. V., Kotlyarov V. A.</i> Oolitic iron ores from the Sina- ra-Techa deposit, Transuralian zone	74

Chapter 3. Base metal deposits	78
<i>Vikent'ev I. V.</i> Metamorphism of massive sulfide deposits of the Urals	78
<i>Ayupova N. R., Shilovsky O. P., Statsenko E. O.</i> Study of microfauna from the ore-controlling ferruginous sedimentary rocks of VMS regions by means of X-ray computer tomography.....	84
<i>Gedz A. M.</i> Prospects of use of sulfides for the U-Th-He geochronology of VMS deposits.....	87
<i>Safina N. P., Ayupova N. R.</i> Cassiterite in ores from the Cu-Zn VMS deposits of the Ivdel ore region, North Urals	90
<i>Pritchkin M. E., Soroka E. I.</i> REE distribution in felsic volcanic rocks of the Saŕ'yanovka VMS deposit, Central Urals	93
<i>Ankushev M. N., Yuminov A. M., Zaykov V. V., Kotlyarov V. A., Blinov I. A.</i> Ancient copper mines of the Nikol'skoe ore field, South Urals.....	96
<i>Tseluyko A. S., Ankusheva N. N.</i> Formation conditions of ancient black smoker chimneys from the Yubileynoe VMS deposit, South Urals: evidence from thermobarogeochemistry and Raman spectroscopy data.....	101
<i>Blinov I. A., Belogub E. V., Novoselov K. A.</i> Supergene native metals, intermetallides, sulfides and selenides in the brown ores from the Yubileynoe VMS deposit, South Urals.....	106
<i>Artem'ev D. A., Melekestseva I. Yu., Tret'yakov G. A.</i> Geology and structure of ore-bearing rocks of the Dergamysh massive sulfide deposit, South Urals: new data	110
<i>Kompanchenko A. A.</i> Cr-Ti-V minerals in the Proterozoic VMS ores from the South Pechenga structural zone, Kola region.....	116
<i>Isaev V. S., Babenko T. A.</i> Geodynamic setting of the Khudes VMS deposit, North Caucasus	121
<i>Snachev M. V., Snachev A. V.</i> Use of thermal analysis for estimation of possible resources of gold in carbonaceous shales: an example of the Amur stratiform Zn deposit, South Urals	123
<i>Shabalin S. I.</i> Peculiarities of ore mineralization of the Vladimirovskoe Co-As deposit, Gornyy Altai	126
<i>Myagkaya I. N., Lazareva E. V.</i> Secondary sulfides and selenides in peats from the contact zone of cyanide wastes of gold-sulfide ore of the Ursk tailing dump, Kemerovo region.....	130
<i>Chaplygin I. V.</i> Ore mineralization of the high-temperature fumaroles from Kudryavy Volcano, Kuril Islands	134
<i>Melekestseva I. Yu., Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Danyushevsky L. V., Large R. R.</i> Influence of submarine oxidation on trace element enrichment of covellite from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13' N, Mid-Atlantic Ridge	138
<i>Sergeeva I. A.</i> Arsenides and sulfides from the Shlema-Alberode deposit, Ore Mountains, Germany.....	142
<i>Sokol E. V., Kokh S. N., Koz'menko O. A., Hori H. N.</i> Campanian-Eocene phosphorite-bearing sediments of Central Jordan as a potential protolith for the Mississippi Valley-type deposits.....	145

Chapter 4. Gold deposits	150
<i>Plotinskaya O. Yu.</i> Noble metal minerals from porphyry copper deposits of the South Urals	150
<i>Znamensky S. E.</i> Structural formation conditions of gold deposits in the Nurali-Voznesensk-Buyda fault zone, South Urals.....	154
<i>Amdur A. M., Fedorov S. A., Matushkina A. N., Vlasov I. A.</i> Mechanism of migration of dispersed gold drops in the rocks and oxide melts under heating	159
<i>Vishnevsky A. V., Belogub E. V.</i> Geochemical features of Se behavior under subsurface conditions: an example of the Au-bearing brown ores from the Yubileynoe deposit, South Urals	161
<i>Zabotina M. V.</i> Mineralogy and formation conditions of the Ganeevskoe gold deposit, Uchaly ore region, South Urals	164
<i>Snachev A. V.</i> Composition and possible primary sources of gold from the Kuchanovo gold placer, South Urals	168
<i>Azovskova O. B., Malyugin A. A., Rovnushkin M. Yu.</i> Native gold from ore-bearing karst of the Gumeshevskoe deposit, Central Urals	172
<i>Khusainova A. Sh.</i> Morphological features of gold from technogenic dumps of the Is and Tura river basins, Central Urals	176
<i>Ivanova Yu. N.</i> Mineralogical and geochemical zoning of the Petropavlovskoe porphyry gold deposit, Polar Urals	178
<i>Damdinov B. B.</i> Noble metal mineralization of the southeast part of the East Sayan: types, composition and genesis.....	181
<i>Gol'tsova Yu. V.</i> Mineral zoning of the wall-rock metasomatic halo at the Del'machik gold deposit, Chita region	185
<i>Budyak A. E., Skuzovatov S. Yu.</i> Formation conditions of the Proterozoic ore-bearing sequences of the Baikal-Patom Highland, East Siberia.....	188
<i>Tarasova Yu. I.</i> Composition of ores and host rocks of the Chertovo Koryto deposit, East Siberia	192
<i>Mansurov R. H.</i> Yuzhnoe occurrence, Yenisei Ridge: a new type of gold-bearing mineralization	196
<i>Murzin V. V., Varlamov D. A., Pal'yanova G. A., Zhuravkova T. V.</i> Gold-bearing rodingites in the Agardag ultramafic massif, South Tuva.....	201
<i>Merkulov V. V.</i> Structural and geochemical features of structure of the western part of the Despen Cu-Fe-Au-bearing region, Tuva Republic	204
<i>Biryukov K. E.</i> Mineralogical features of gold occurrences of the southeast part of the Barun-Khuray depression, southwest Mongolia.....	206
<i>Fominykh P. A., Nevol'ko P. A.</i> Geological structure, mineral composition, and endogenic zoning of Lang Vai gold cluster, northeast Vietnam	210
Chapter 5. PGE deposits	214
<i>Yudovskaya M. A.</i> Formation conditions of Pt-bearing reefs in the layered intrusions: new data on the Bushveld complex, Republic of South Africa	214
<i>Zaykov V. V., Rassomakhin M. A., Kotlyarov V. A., Gismatullin B. Ya.</i> PGE minerals composition from the Maly Iremel gold placer, South Urals: evidence from RFA and EPMA data	216
<i>Zaykov V. V., Kotlyarov V. A., Zaykova E. V.</i> Zonal ruthenium grains from the Maly Iremel placer, South Urals	219

<i>Palamarchuk R. S.</i> Peculiarities of PGE minerals from placers related to Cr-Pt zones of the Svetloborsky massif, Central Urals	224
<i>Stepanov S. Yu., Malich K. N.</i> Genesis of tulameenite and ferronickelplatinum in chromitites from clinopyroxenite-dunite massifs of the Central Urals.....	228
<i>Kislov E. V., Ariskin A. A., Danyushevsky L. V., Nikolaev G. S., Malyshev A. V.</i> PGE-bearing sulfide mineralization from dunites and troctolites of the Yoko-Dovyren massif, North Transbaikalia, Russia.....	233
Chapter 6. Industrial minerals and topical mineralogical-geochemical studies	237
<i>Nikolaev A. G., Fakharo Bekharano E. L., Popov M. P.</i> Optical spectroscopy and comparative crystal chemistry of emeralds from different types of deposits	237
<i>Gafarova N. Yu., Mizina N. V.</i> Dike complex of back-arc ophiolites of the eastern slope of the Polar Urals: the material for production of continuous basalt fiber.....	239
<i>Kokh S. N., Sokol E. V., Deev E. V., Ryapolova Yu. M.</i> Indicative features of continental carbonates: an example of paleotravertines of Gorny Altai	243
<i>Reva I. V., Gun'ko A. P.</i> Microinclusions in glauconites of the Bakchar deposit, Tomsk region	247
<i>Antonov A. A., Osipov A. S.</i> REE mineralization in alkali pegmatites of the Konder massif, Aldan shield	250
<i>Osipov A. S., Antonov A. A.</i> New data on eudialyte of the Konder massif, Aldan shield	252
<i>Lesnov F. P., Chernyshov A. I., Pugacheva E. E.</i> Geochemistry of trace and rare earth elements in the rocks of the Shaman ultramafic massif, East Transbaikalia.....	256
<i>Pinheyro M. A. P., Lesnov F. P.</i> Geochemistry of olivine from Rozeta ultramafic massif, San Francisco craton, Southeast Brasilia	260
<i>Damdinova L. B., Damdinov B. B., Bryansky N. V.</i> Composition of fluids responsible for the formation of fluorite-leucophanite-melinophane-eudidymite ores from the Ermakovskoe F-Be deposit, West Transbaikalia: evidence from LA-ICP-MS data	264
<i>Malyshev A. V., Kislov E. V.</i> Integration of geological and geophysical methods for exploration of apocarbonate nephrites: an example of the Garandakan deposit, Republic of Buryatia.....	268
<i>Efimenko O. S., Dikhanov E. N., Efimenko S. A.</i> Application of the RLP-21 (LA) RFA ED-spectrometer for geological studies.....	271
<i>Glukhov M. S.</i> Tomographic and microprobe study of the internal structure of magnetite microspheres.....	274
Brief reports.....	277

Научное издание

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2016**

ОТ МИНЕРАЛОГЕНЕЗА К МЕСТОРОЖДЕНИЯМ
Материалы Двадцать второй научной молодежной школы

*Рекомендовано Объединенным ученым советом по наукам о Земле
Уральского отделения Российской Академии наук*

Компьютерная верстка Л. Б. Новокрещеновой
Корректоры:
И. Ю. Мелекесцева, Е. Е. Паленова

ISBN 978-5-7691-2437-2



9 785769 124372

Подписано к печати 26.03.2016.
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага типографская. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 24.3. Уч.-изд. л. 23.9. Тираж 180.

Отпечатано в ООО «ФОРТ-ДИАЛОГ-Исеть»
620142, г. Екатеринбург, пр. Декабристов, 75