Федеральное агентство научных организаций
Институт минералогии Уральского отделения
Российской академии наук

Министерство науки и образования РФ
Южно-Уральский
государственный университет

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2017

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И ПРИЧИНЫ РАЗНООБРАЗИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Материалы Двадцать третьей научной молодежной школы

METALLOGENY OF ANCIENT AND MODERN OCEANS–2017

DIFFERENTIATION AND REASONS OF DIVERSITY OF ORE DEPOSITS

Proceedings of the XXIII^{d} Scientific Youth School

Миасс
2017

УДК 553, 549
Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Научное издание. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2017. 292 с.

ISBN 978-5-7691-2478-5

В сборник вошли материалы XXIII научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений» (24–28 апреля 2017 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, Камчатки, Вьетнама и Атлантического океана. В главе месторождений нерудного сырья и актуальных геолого-минералогических исследований приведены результаты изучения рудовмещающих комплексов и минералов России. В отдельную главу выделены работы, посвященные биоминерализации и палеоэкологическим реконструкциям.

Проведение Школы и издание материалов осуществлено при поддержке Института минералогии УрО РАН, Южно-Уральского государственного университета и Общества экономических геологов (Society of Economic Geology).

Илл. 58. Табл. 41.

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, д.г.-м.н. Д. Е. Савельев, к.г.-м.н. Н. П. Сафина

UDK 553, 549
Metallogeny of ancient and modern oceans–2017. Differentiation and reasons of diversity of ore deposits. Scientific edition. – Miass: IMin UB RAS, 2017. 292 p.

ISBN 978-5-7691-2478-5

Proceedings of the XXIII[d] Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans–2017. Differentiation and reasons of diversity of ore deposits” (April 24–28, 2017) include abstracts devoted to the geology, metallogeny, geodynamics, mineralogy, and geochemistry of mineral deposits from oceanic and paleooceanic structures. The individual chapters consider the results of study of ferrous, base metal, and precious metal deposits of the Urals, Siberia, Kamchatka, Vietnam, 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. Some papers are included to the chapter on biomineralization and paleoecological interpretations.

Holding of the School and abstract publishing is supported by the Institute of Mineralogy UB RAS, South Urals State University and Society of Economic Geologists.

Figures 58. Tables 41.

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, N. P. Safina, D. E. Saveliev

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XXIII научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений». 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 1995–2016 гг. в Школе участвовало более 1100 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. Коротеев, член-корреспонденты РАН В. Н. Анфилогов, В. Н. Пучков, Е. В. Скляров, 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, Фрайбергская горная академия), П. Нимис (Университет г. Падуя, Италия), Ж.-Ж. Оржеваль (Бюро геологических исследований, Орлеан, Франция).

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. Особенностью 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 2017 г. оказана Институтом минералогии УрО РАН, Южно-Уральским государственным университетом и Обществом экономических геологов (Society of Economic Geology).

Оргкомитет XXIII молодежной научной школы
«Металлогения древних и современных океанов–2017.
Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений»

Масленников В. В., чл.-корр., ИМин УрО РАН, ЮУрГУ – *председатель*
Зайков В. В., проф., ИМин УрО РАН, ЮУрГУ – *почетный председатель*
Анфилогов В. Н., чл.-корр. РАН, ИМин УрО РАН, ЮУрГУ
Аюпова Н. Р., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, ЮУрГУ
Баррига Ф., проф., Лиссабонский университет (Португалия)
Белогуб Е. В., д.г.-м.н., ИМин УрО РАН, ЮУрГУ – *зам. председателя*
Бортников Н. С., акад. РАН, ИГЕМ РАН
Вотяков С. Л., акад. РАН, ИГГ УрО РАН
Жуков И. Г., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, ЮУрГУ
Зайкова Е. В., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН
Коротеев В. А., акад. РАН, ИГГ УрО РАН
Кривовичев В. Г., проф., СПбГУ
Лисицын А. П., акад. РАН, ИО РАН
Мелекесцева И. Ю., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН – *ученый секретарь*
Моисеев И. Б., к.г.-м.н., Учалинский ГОК
Муфтахов В. А., к.г.-м.н., ЮУрГУ
Новоселов К. А., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН
Пучков В. Н., чл.-корр. РАН, ИГ УНЦ РАН
Симонов В. А., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН
Скотт С., проф., Университет Торонто (Канада)
Теленков О. С., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН
Херрингтон Р., проф., Музей Естественной истории (Лондон, Великобритания)
Юминов А. М., к.г.-м.н., ЮУрГУ

Часть 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

В. Н. Анфилогов
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
anfilogov@mineralogy.ru

Тепловая эволюция Земли

Энергетический баланс Земли складывается из двух компонентов: энергии, накопленной в процессе ее формирования, и энергии, которая выделяется в процессе ее остывания. Объем энергии, накопленный в процессе формирования Земли, зависит от температуры, состава протопланетного облака и механизма формирования Земли. Принципиально возможны два варианта: 1) равномерно перемешанное холодное облако, состоящее из газа и пылевых частиц; 2) газообразное облако с температурой выше 1700 К, из которого при охлаждении конденсируются твердые частицы, чей состав меняется с изменением температуры. Первый вариант приводит к образованию холодной гомогенной Земли, в которой накопленной энергии недостаточно даже для ее разделения на ядро и мантию. Предложенный нами второй вариант позволяет создать горячую Землю, разделенную на ядро и мантию [Anfilogov, Khachay, 2015].

Формирование горячей Земли, разделенной на оболочки, происходит в две стадии. На первой стадии образуется железное ядро, нагретое до температуры более 2000 К [Anfilogov, Khachay, 2015]. Силикатный материал, образованный путем конденсации из протопланетного облака, отлагается на поверхности ядра, температура которого выше температуры плавления силикатов. В результате на поверхности ядра образуется слой силикатного расплава. Мощность слоя расплава увеличивается до тех пор, пока температура в его основании не становится ниже температуры ликвидуса. Расчеты показывают, что мощность этого слоя может достигать 800 км [Anfilogov, Khachay, 2015]. С этого момента на границе ядро-мантия начинает формироваться кристаллическая мантия.

В процессе роста Земли слой расплава перемещается вверх, и его мощность постепенно уменьшается. На завершающем этапе формирования Земли мощность уменьшается до 400 км [Анфилогов, Хачай, 2012]. На начальном этапе состав вещества, из которого формируется мантия, близок к составу обыкновенных хондритов. В процессе роста Земли состав вещества меняется и на завершающем этапе приближается к составу углистых хондритов. С завершением процесса аккумуляции Земли заканчивается первый этап ее тепловой эволюции, который можно определить как ***этап накопления тепловой энергии***.

По мере охлаждения слоя расплава, расположенного у поверхности Земли под твердой оболочкой, сложенной материалом углистых хондритов, его кристаллизация будет происходить не только в основании слоя, но и на контакте с перекрывающей его твердой оболочкой. При понижении температуры до 1200–1250 °С на этом контакте начнет кристаллизоваться плагиоклаз, и у поверхности слоя расплава будет накапливаться «анортозитовая магматическая каша», состоящая из кристаллов пла-

гиоклаза и остаточного расплава. В виде диапиров она будет выдавливаться через перекрывающий расплав слой углистого хондрита на поверхность Земли, образуя крупные скопления анортозита, аналогичного таковым, слагающим наиболее древнюю кору Луны. Одновременно из твердой оболочки будет происходить выделение воды и углекислоты и формирование океана. В результате удаления воды увеличится плотность породы, слагающей твердую оболочку, и блоки обезвоженной породы будут погружаться в расплав, формируя неоднородную по составу верхнюю мантию.

Изложенное выше позволяет наметить следующую схему геологической эволюции катархейской коры Земли в интервале от 4.4 до 3.5 млрд лет.

1) 4400 млн лет – образование первичной анортозитовой коры и первичного горячего океана существенно хлоридного состава. Глубокое химическое разложение вещества первичной коры. Отложение хемогенных кремнистых и высокоглиноземистых осадков. Излияние лав основного состава.

2) 4000–3750 млн лет – денудация древних пород. Локальное отложение карбонатных и железисто-кремнистых осадков. Излияние основных и кислых лав. Появление обломочных осадков.

3) 3750–3500 млн лет – саамский диастрофизм, интенсивная складчатость, ранние тектонические интрузии основного и ультраосновного состава, синтектонические интрузии больших масс гранитоидного состава (гранодиориты, кварцевые диориты), метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций. Начиная с 3700 млн лет в катархейской литосфере резко увеличивается объем гранитного материала.

После завершения процесса кристаллизации слоя расплава начинается последний этап тепловой эволюции Земли. На этом этапе происходит постепенное охлаждение Земли, и единственным источником энергии, питающей магматические процессы, становится кристаллизация внутреннего ядра.

Рассмотрим механизм выделения этой энергии и способ ее перемещения к поверхности Земли на примере трапповых формаций. Важнейшая особенность проявления траппов и платобазальтов заключается в том, что эти формации развиваются на платформах – территориях, где до их появления длительное время отсутствовали активные тектонические и магматические процессы, и на предполагаемом уровне генерации траппового расплава не было источника энергии, необходимого для развития столь масштабного магматического процесса. На Сибирской платформе – крупнейшей трапповой провинции Земли – магматическая деятельность отсутствовала в течение всего палеозоя [Кузнецов, 1984], и до появления траппов на этой территории длительное время существовал стационарный тепловой поток. В качестве реперного значения температуры, которая реально существует под платформами, следует принять температуру $\alpha \rightarrow \beta$ перехода Mg_2SiO_4 (1600 ± 50 °C), который происходит на глубине 420 км. Расчеты и оценка температур по геотермометрам показывают, что на платформах до начала формирования трапповой провинции температура на глубине 100 км не превышает 1000 °C [Гордиенко, 1990]. В связи с этим возникает вопрос о возможном способе повышения температуры до величины, необходимой для выплавления базальтового расплава.

В условиях верхней мантии могут быть реализованы только два способа переноса тепла: кондуктивный перенос и перенос тепла движущимся потоком вещества. Время τ, в течение которого кондуктивный перенос тепла осуществляется на расстояние ℓ, определяется соотношением:

$$\ell^2 = \chi/\tau,$$

где χ – температуропроводность мантии. При значении $\chi \sim 5 \cdot 10^{-3}$ см^2/с и $\tau \sim 10^6$ лет получаем $\ell \sim 10$ км. При $\ell \sim 100$ км для этого потребуется 10^8 лет. Из этой оценки следует, что кондуктивный перенос в геологических масштабах времени и расстояний не может обеспечить необходимое повышение температуры, и его можно во внимание не принимать. Второй способ предполагает, что тепло поступает в область частичного плавления вместе с веществом, например, при подъеме мантийного диапира, нагретого до температуры плавления базальта. Если исходить из условия, что частичное плавление должно происходить на глубине 80–100 км при температуре 1450 °С, то нагретое до этой температуры мантийное вещество должно подняться на этот уровень с глубины более 300 км. В связи с необходимостью подъема нагретого вещества с большой глубины возникает два вопроса: 1) где образуется энергия, необходимая для подъема вещества, и 2) как эта энергия передается поднимающемуся веществу мантии.

По мере охлаждения Земли происходит постепенное затвердевание внутреннего ядра. Объем ядра в произвольно выбранный момент времени t^o равен:

$$V^0_{ядр} = V^0_{тв} + V^0_{ж},$$

где $V^0_{тв}$ и $V^0_{ж}$ – объемы твердой и жидкой частей ядра в момент t^o. В момент $t^1 > t^o$ часть жидкого ядра кристаллизуется, и общий объем ядра будет равен:

$$V^1_{ядр} = V^0_{ядр} + \Delta V_{тв} - \Delta V_{ж},$$

где $\Delta V_{тв}$ и $\Delta V_{ж}$ – изменения объемов твердого и жидкого ядра в результате кристаллизации. При этом возможны два варианта:

1. $\Delta V_{тв} - \Delta V_{ж} > 0$
2. $\Delta V_{тв} - \Delta V_{ж} < 0$

Первый, нетривиальный вариант соответствует увеличению общего объема ядра в результате кристаллизации. Это возможно, если, кроме Fe и Ni, основным компонентом ядра Земли является FeO [Anfilogov, Khachay, 2015]. Объем ядра будет увеличиваться, если в процессе кристаллизации FeO будет переходить из расплавленной части ядра в кристаллическую, а Fe и Ni будут накапливаться в расплавленной части. Слой повышенной плотности мощностью 250 км на границе внешнего и внутреннего ядер, появление которого можно объяснить увеличением концентрации Fe и Ni в приконтактовой части жидкого ядра, фиксируется по скорости прохождения сейсмических волн [Бурмин, 2004].

Увеличение объема приведет к повышению внутреннего давления в ядре, величина которого окажется больше литостатического давления, и поскольку жидкое ядро Земли заключено в оболочку из твердой мантии, то на границе ядро-мантия возникнут напряжения, аналогичные напряжениям, возникающим в толстостенных сосудах высокого давления, работающих при высоких температурах. Вещество мантии на границе с ядром будет подвергаться пластической деформации, а внешняя часть мантии находиться в состоянии упругой деформации. При высоком давлении и

температуре пластичность горных пород резко возрастает [Carter, Ave'Lallement, 1970], поэтому мощность зоны пластической деформации мантии на границе с ядром может достигать 10 и более процентов от мощности силикатной оболочки Земли. Можно предположить, что размер области пластической деформации соответствует мощности слоя D``, который фиксируется на границе ядро-мантия.

Возможны два варианта распределения мощности зоны пластической деформации на границе ядро-мантия: равномерное, при котором мощность зоны одинакова по всей границе, и неравномерное, при котором на отдельных участках границы происходит локальное увеличение мощности зоны (рис.). Второй вариант согласуется с неравномерным распределением плотности в слое D``. Методами сейсмотомографии установлено, что амплитуда отклонения верхней границы слоя D`` по вертикали может достигать от нескольких до десятков километров [Hill et al., 1992]. Нами предполагается, что горизонтальный размер неоднородностей может достигать 2000–3000 км. Эта величина согласуется с размерами неоднородностей, которые установлены под центральной и южной областями Тихого океана и под южными областями Атлантического и Индийского океанов [Hill et al., 1992]. При таком размере неоднородностей восстановление литостатического равновесия будет осуществляться путем приподнимания вверх колонны мантийного вещества над областью неоднородности, которое приведет к образованию на поверхности Земли куполовидного поднятия высотой до 10 км (см. рис.). Естественно, что никаких сквозных струй мантийного вещества, поднимающихся от границы ядро-мантия к поверхности, при этом не возникнет.

Как отмечено выше, для того, чтобы на глубине около 100 км возникла область выплавления базальтового расплава, необходимо поднять на этот уровень мантийный материал, нагретый до температуры 1450 °С, с глубин 350–400 км. Для этого необходимо, чтобы на глубине около 400 км появился источник энергии, способный обеспечить подъем мантийного материала на расстояние около 300 км. Объяснить появление такого источника можно следующим образом. Согласно сейсмическим данным и предложенной нами модели гетерогенной аккумуляции Земли, мантия на глубине около 400 км сложена β-модификацией оливина [Anfilogov, Khachay, 2015]. На этой глубине наблюдается резкий скачок плотности. При восстановлении литостатического равновесия путем подъема колонны мантийного вещества граница $\alpha \rightarrow \beta$ перехода оливина, расположенная на глубине 420 км, переместится вверх – в область меньшего литостатического давления. В результате уменьшения давления плотная β-модификация будет переходить в менее плотную α-форму. Молекулярный объем оливина при этом переходе изменяется на 8 %.

Литостатическое давление на глубине 420 км равно 14 ГПа. При изменении объема вещества мантии в результате фазового перехода на 1 % на этой границе возникнет избыточное давление, равное 140 МПа. Появление избыточного давления на глубине 420 км приведет к развитию в вышележащей мантии нескольких процессов. Там, где плотность пород, лежащих выше верхней сейсмической границы переходного слоя, меньше среднего значения, мантийное вещество путем пластического течения будет выдавливаться вверх, в направлении меньшего литостатического давления, образуя мантийные диапиры. Для того, чтобы в области избыточного давления, расположенной над верхней сейсмической границей переходного слоя, вещество начало выдавливаться вверх, необходимо, чтобы в верхней мантии над этой областью существовало локальное отклонение от изостазии, величина которого определяется соотношением $\Delta P > \Delta\sigma_{п,}$ где ΔP – отклонение литостатического давления от изостатического,

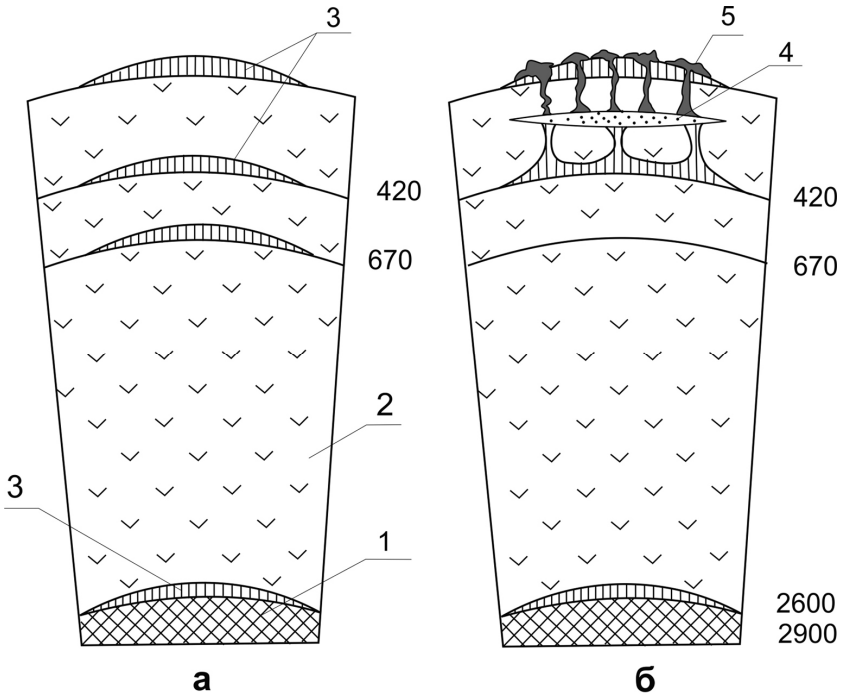


Рис. Схема трансляционного механизма передачи энергии от ядра Земли на уровень формирования мантийных плюмов: приподнимание колонны мантии избыточным давлением (а) и область формирования мантийных диапиров (б).

1 – область пластической деформации мантии; 2 – область упругой деформации мантии; 3 – куполовидные поднятия внутренних и внешней границ; 4 – астенолинза; 5 – область подъема траппового расплава. Цифрами указано положение внутренних границ в мантии (км).

а $\Delta\sigma_п$ – дифференциальное напряжение, при котором начинается пластическое течение вещества. Для лерцолита при температуре 1400–1500 °С величина $\Delta\sigma_п$ не превышает 0.5 кбар [Анфилогов, Хачай, 2006], что составляет всего 0.4 % от литостатического давления на глубине 420 км. Отклонения от изостатического равновесия, необходимые для инициирования подъема диапиров, будут возникать при денудации поднятия, образованного при подъеме колонны от границы ядро-мантия. Предсказать поперечные размеры диапиров трудно, но вряд ли они будут превышать первые десятки километров.

При подъеме до глубины 100 км вещество диапиров начнет плавиться, и на этом уровне будет формироваться крупная астенолинза, которая будет подпитываться системой диапиров (см. рис.). Процесс частичного плавления вещества диапира сопровождается значительным увеличением объема вещества в области плавления и резким снижением его вязкости и, следовательно, величины дифференциального напряжения, при котором частично расплавленное вещество верхней мантии приобретает способность к пластическому течению. При плавлении базальта его удельный объем возрастает на 16 % [Иодер, 1979]. Если доля расплава в астенолинзе достигает 20 %, то ее объем должен увеличиться более чем на 3 %. В результате этого частично расплавленное вещество приобретает способность подниматься к поверхности и рас-

текаться в горизонтальном направлении, формируя астенолинзу регионального масштаба. Образование крупной астенолинзы, в которой вещество находится в частично расплавленном состоянии, является необходимым условием регионального проявления траппового магматизма. Размеры мантийных диапиров несоизмеримо малы по сравнению с размерами трапповых провинций, поэтому должен существовать механизм, обеспечивающий распространение траппового магматизма на большую территорию. С момента образования астенолинзы начинается интенсивное излияние на поверхность огромных объемов трапповых расплавов, после чего плюм прекратит свое существование.

Литература

Анфилогов В. Н., Хачай Ю. В. Гидроэкструзия – возможный механизм движения диапиров куполов и мантийных плюмов // Геохимия. 2006. № 8. С. 873–878.

Анфилогов В. Н., Хачай Ю. В. Дифференциация вещества мантии в процессе аккумуляции Земли и формирование первичной земной коры // Литосфера. 2012. № 6. С. 3–13.

Бурмин В. Ю. Скорость распространения сейсмических волн в земном ядре // Физика Земли. 2004. № 6. С. 26–41.

Гордиенко В. В. Тепловые модели тектоносферы и геотермометры // Доклады АН СССР. 1990. Т. 310. № 2. С. 313–316.

Иодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1984. 387 с.

Anfilogov V. N., Khachay Yu. V. Some aspects of the formation of the Solar system. Springer, 2015. 75 p.

Carter N. L., Ave'Lallement H. G. High temperature flow of dunite and peridotite // Bulletin of Geological Society of America. 1970. Vol. 81. P. 2181–2202.

В. В. Масленников[1], С. П. Масленникова[1], Н. Р. Аюпова[1], А. С. Целуйко[1], В. А. Симонов[2]

[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

[2] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

mas@mineralogy.ru

Черные курильщики вулканогенно-черносланцевых ассоциаций

В последнее время еще актуальна проблема противостояния двух концепций гидротермально-осадочного колчеданообразования – модели «красноморских рассолов» и модели «черных курильщиков». Отложение рудных илов сторонниками «красноморской модели» представлялось в виде выпадения сульфидного «снега» на дно аноксического бассейна [Solomon, Walshe, 1979]. Эти исследователи ссылаются на пластообразную форму большинства рудных тел, наличие тонкой слоистости, залегание среди черных сланцев – индикаторов бескислородных бассейнов, а также указывают на обнаружение высококонцентрированных рассолов во флюидных включениях гидротермальных минералов [Solomon et al., 2002]. Сторонники модели «черных курильщиков» обращают внимание на холмообразную форму некоторых

колчеданных залежей [Зайков, Масленников, 1987], наличие пригидротермальной фауны, требующей присутствия кислорода [Кузнецов и др., 1988], а также на обилие рудокластических отложений [Жабин, 1979] и продуктов гальмиролиза сульфидных осадков [Maslennikov et al., 2012]. Важным аргументом сторонников второй модели является обнаружение труб черных курильщиков, материалы по которым обобщены в ряде работ [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2016]. М. Соломон с соавторами предложили компромиссный вариант, выделив две обстановки колчеданообразования: в аноксических рассольных бассейнах и в открытых океанах, насыщенных кислородом [Solomon et al., 2004]. С первыми они связывают формирование крупных колчеданных месторождений вулканогенно-черносланцевой ассоциации в Иберийском поясе и Аппалачах по модели «металлоносных рассолов», со вторыми, ассоциирующими с вулканитами и яшмами, – мелких месторождений типа куроко, сформированных по модели «черных курильщиков» (район Хокуроко, на о. Хонсю).

В последние годы нами обнаружены многочисленные фрагменты гидротермальных труб черных курильщиков на месторождениях вулканогенно-черносланцевых ассоциаций. Колчеданные месторождения базальт-черносланцевой ассоциации встречаются редко. Классическим примером являются *месторождения группы Кюре*, приуроченные к одноименному офиолитовому комплексу в Центральных Понтидах (Турция). Параллельные дайки и подушечные базальты перекрываются гемипелагическими черными сланцами и турбидитами. Считается, что комплекс Кюре открылся в позднем палеозое как окраинно-океанический бассейн Палеотетиса в южной части Евроазиатского континента. Бассейн закрылся в юрский период и во время субдукционных процессов вошел в состав аккреционной призмы [Ustaomer, Robertson, 1994]. Небольшие медноколчеданные залежи залегают на базальтах, относящихся к островодужным толеитам. На выклинках рудных линз сульфидные турбидиты переслаиваются с углеродистыми алевропелитами. Главные минералы руд представлены пиритом и халькопиритом и гораздо реже – сфалеритом. Фрагменты сфалерит-халькопирит-марказит-пиритовых труб встречаются в сульфидных брекчиях месторождения. Минеральная зональность одной из труб напоминает зональность типичной трубы затухающего черного курильщика. Оболочка трубы сложена колломорфным пиритом и пористыми агрегатами субгедрального марказита. Рядом встречаются обломки псевдоморфоз пирита по субгедральному пирротину, характерные как для черных курильщиков, так и для диффузеров срединно-океанических хребтов (СОХ). Стенки канала трубки последовательно обрастают тонким (2–3 мм) слоем кристаллов халькопирита, затем марказитом и сфалеритом. В осевой части канала встречаются ковеллин и псевдоморфозы пирита по эвгедральному пирротину (отложения «черных дымов»?). Колломорфный пирит по высоким содержаниям As (1114–1750 г/т), Sb (293–323 г/т), Pb (0.1–0.3 мас. %), Au (22–23 г/т) (данные ЛА-ИСП-МС анализа) соответствует диффузерам или затухающим черным курильщикам, формирующимся на базальтовом основании задуговых бассейнов Западной Пацифики. Однако в колломорфном пирите труб месторождений Кюре обнаружены крайне высокие содержания Co (0.2–2.2 мас. %) и Ni (64–314 г/т) по сравнению с аналогичным пиритом черных курильщиков СОХ и задуговых бассейнов. Кобальтистый колломорфный пирит встречается в сульфидных постройках, сформированных на серпентинитах (поле Рейнбоу, Срединно-Атлантический хребет (САХ)), либо в сульфидных постройках, формирующихся на базальтовом основании над горячими точками (поля Лаки

Страйк в САХ, Галапагосский центр в Восточной Пацифике) [Maslennikov et al., 2016]. Характерная черта халькопирита – высокие концентрации Sn (54–229 г/т) при низких концентрациях (г/т) Se (5–41), Ag (1–4) и Te (0.02–0.15), что соответствует соотношению этих микроэлементов в халькопирите затухающих черных курильщиков, превращающихся в мерцающие диффузеры (поля Снейк Пит и Рейнбоу в САХ) [Maslennikov et al., 2016]. Сфалерит имеет обычные для черных курильщиков и их диффузеров низкие содержания Cd (0.09–0.1 мас. %) и сильно варьирующие содержания Fe (0.4–4.7 мас. %), Co (13–87 г/т) и Sn (1–71 г/т).

Сафьяновское медноколчеданное месторождение располагается в восточной зоне Среднего Урала в Режевском рудном районе. Согласно геодинамическим реконструкциям, оно сформировалось в задуговом палеобассейне [Коротеев и др., 1997]. Рудовмещающая толща сложена андезитовыми, дацитовыми и риолитовыми лавами, переслаивающимися с гиалокластитовыми тефроидами и углеродистыми алевропелитами. Главная рудная залежь залегает субвертикально и имеет треугольную форму в разрезе. Предполагается, что этот мощный рудный «клин» представляет собой остаток рудного холма девонского черного курильщика, расчлененного многочисленными субвулканическими телами дацит-риолитового состава [Коротеев и др., 1997]. В продуктах разрушения холма выделяются пирит-халькопиритовые, пирит-сфалерит-халькопиритовые и халькопирит-сфалеритовые фрагменты гидротермальных труб [Масленникова, Масленников, 2007]. В первых двух типах выявляется зональность, характерная для современных черных курильщиков: оболочка сложена колломорфным пиритом и субгедральными марказитом и пиритом. Псевдоморфозы пирита по субгедральному пирротину являются признаком принадлежности труб к черным курильщикам. Стенки каналов последовательно обросли изокубанитом, халькопиритом, марказитом, сфалеритом и кварцем. В халькопирите пирит-халькопиритовых труб обнаружены микровключения глаукодота, арсенопирита, гессита, станноидита, моусонита, теллуридов висмута и блеклых руд. В халькопирит-барит-сфалеритовых трубах – аналогах современных белых курильщиков или мерцающих диффузерах [Масленникова, Масленников, 2007] – оболочка сложена сфалеритом, каналы последовательно заполнены халькопиритом, сфалеритом и баритом. В них присутствуют микровключения самородного золота, галенита, энаргита и блеклых руд. Колломорфный пирит характеризуется крайне высокими содержаниями (г/т) Co (14–1591), Ni (8–522), As (0.2–1 мас. %), Sb (13–1250), Bi (6–1051), Sn (2–59) и Au (2–19). В сфалерите отмечаются высокие содержания Sn (до 454 г/т), Bi (0.03–380 г/т), Pb (до 3 мас. %) и Cd (0.4–0.5 мас. %), что гораздо выше, чем в сфалерите типичных современных черных курильщиков, сформированных на базальтах СОХ. В халькопирите труб существенно варьируют содержания (г/т) Se (157–3139), Te (1–220), Sn (75–886), Co (0.01–704), Bi (7–116) и Pb (0.1–1.2 мас. %). Максимальные содержания всех этих элементов, соответственно, выше, чем в колломорфном пирите, халькопирите и сфалерите современных черных курильщиков, сформированных на базальтах [Maslennikov et al., 2016].

Николаевское медно-цинково-колчеданное месторождение локализовано в пределах Прииртышского рудного района Рудно-Алтайской колчеданоносной зоны, эннсиалической палеоостроводужной части эйфеля-франа [Гаськов, 2015]. Месторождение расположено на вершине и склонах риолит-дацитового экструзивного купола гериховской свиты (живет-фран) [Дергачев, Литвинович, 1987]. В подрудной толще риолитов присутствует мощная пачка углеродистых алевропелитов, сильно преобра-

зованных гидротермальными флюидами [Старостин и др., 1977]. Крещенская рудная залежь рассматривается как яркий представитель холмов черных курильщиков [Авдонин и др., 1993]. В последние годы нами собрана богатая коллекция фрагментов сфалерит-пирит-халькопиритовых и халькопирит-пирит-сфалеритовых гидротермальных труб, по минеральной зональности соответствующих черным курильщикам: их оболочка сложена колломорфным пиритом, который по направлению внутрь сменяется псевдоморфозами марказита, халькопирита или сфалерита по субгедральному пирротину, затем эвгедральными кристаллами пирита, сцементированными халькопиритом или сфалеритом. Каналы труб последовательно заполнены крустификационными агрегатами изокубанита, халькопирита, марказита и сфалерита. Среди акцессорных минералов встречаются галенит, теннантит и энаргит. Колломорфный пирит, наряду с типичными химическими элементами литогенно-гидрогенной (U, V, Mo, TI, W) и низкотемпературной (Mn, Tl) ассоциаций, характеризуется повышенными содержаниями (г/т) Co (27–193), Sn (0.01–56), Sb (1–1057), As (246–4909) и Bi (5–331). В сфалерите отмечается только Sn (40–673 г/т). В халькопирите сильно варьируют содержания (г/т) Se (82–2268), Ag (до 227), Co (870), Bi (17–1420), Pb (6–18270), Te (0.06–108) и Sn (85–243). Максимальные содержания всех этих элементов гораздо выше, чем в соответствующих минералах современных черных курильщиков, формирующихся на базальтовом основании СОХ.

Рудные тела расположенного в этом же районе *Артемьевского месторождения* приурочены к локальной вулкано-тектонической депрессии, заполненной кислыми вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями на границе таловской (эйфель-живет) и гериховской (живет-фран) свит. Результаты изучения геологического строения месторождения, морфологии рудных тел и состава руд обобщены в ряде работ [Геология…, 1997 и др.]. Рудоконтролирующий вулканогенно-осадочный горизонт содержит слои углеродистых алевропелитов. Прослои алевропелитов встречаются и в подрудной риолитовой толще. Оболочка палеогидротермальных труб сложена сфалеритом с включениями эвгедральных кристаллов пирита. Каналы последовательно заполнены халькопиритом, сфалеритом и баритом. В отличие от труб Николаевского месторождения трубы Артемьевского месторождения не содержат колломорфного пирита, псевдоморфоз пирита по пирротину и изокубанита. В отличие от типичных черных курильщиков халькопирит характеризуется крайне низкими содержаниями (г/т) Se (от 0.4 до 50), Co (до 0.41) и Te (до 3) при высоких содержаниях Sn (142–394). Содержания Sb, As, Pb, Bi, Ag и Au сильно варьируют за счет многочисленных микровключений эвгедрального пирита, галенита, самородного золота, фрейбергита, арсенопирита и самородного висмута.

Верхнеархейское месторождение *Кидд-Крик* (Аппалачи) залегает на риолитах в ассоциации с углеродистыми алевропелитами. В одном из образцов, переданных нам проф. В. В. Зайковым, были обнаружены халькопиритовые фрагменты труб. Судя по высоким содержаниям Se (993–1436 г/т) и копьевидным сросткам, халькопирит относится к быстрорастущей высокотемпературной разновидности, характерной для современных черных курильщиков. В халькопирите варьируют низкие содержания Sn (0.1–47 г/т), которые в псевдоморфном борните достигают 756 г/т. С борнитовыми рудами месторождения связана оловянная минерализация [Hannington et al., 1999].

Теоретически, формирование черных курильщиков на риолитовом основании маловероятно, поскольку для образования черных, как правило, пирротиновых «дымов» необходимы исходные сильно восстановительные свойства гидротермальных

флюидов. Восстановительные условия в идеальном случае поддерживаются базальтами. Роль базальтов в риолитовых комплексах могли выполнять подрудные осадки. Крайним случаем являются черные курильщики на осадках (поля Гуаймас и Бент Хилл, Тихий океан), богатые органическим веществом, которое сдерживало окисление гидротермальных флюидов при взаимодействии их с морской водой. Таким образом, сохранялись благоприятные условия для переноса Fe^{2+}, Co^{2+}, Sn^{2+}, Te^{2-} и Se^{2-}. Именно поэтому месторождения вулканогенно-черносланцевой формации являются высокожелезистыми, содержат много Se и Co и иногда могут концентрировать промышленное олово (Иберийский пояс). Возможными современными аналогами являются черные курильщики трога Окинава, формирующиеся на дацитах и осадках. С другой стороны, в рудах месторождений вулканогенно-черносланцевой ассоциации отмечаются высокие содержания Pb, Tl, Bi, Sb и As – элементов, характерных для месторождений риолит-яшмовой ассоциации (куроко, баймакский, понтийский типы). Однако аналоги серых курильщиков из месторождений типа куроко отличаются низкими содержаниями Co, Se, Sn и Fe. Барит-сфалерит-халькопиритовые трубы Артемьевского месторождения формировались в менее восстановительных условиях, чем сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы Николаевского и Сафьяновского месторождений, вероятно, за счет меньшего влияния подрудных осадков, обогащенных органическим веществом. Очевидно, их следует отнести к типу серых курильщиков. Остается проблема двойственности некоторых элементов, среди которых выделяются Bi и Pb. Высокие содержания этих элементов могут отражать вклад осадков в гидротермальную систему [Koski et al., 1988; Zierenberg et al., 1993].

Работы выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект 14-17-00691).

Литература

Авдонин В. В., Дергачев А. Л., Сергеева Н. Е. Реликты гидротермальных построек на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая // Вестник Московского университета. Серия геологическая. 1993. № 4. С. 48–55.

Гаськов И. В. Особенности развития рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. 2015. № 2. С. 17–39.

Геология и металлогения Юго-Западного Алтая: (в пределах территории Казахстана и Китая) / *Х. А. Беспаев, Н. В. Полянский, Г. Д. Ганженко, Б. А. Дьячков, О. П. Евтушенко, Ли Тянь Дэ* (ред). Алматы: Гылым, 1997. 288 с.

Дергачев А. Л., Литвинович Н. В. О геологическом возрасте рудовмещающих пород Николаевского месторождения на Рудном Алтае // Доклады АН СССР. 1987. Т. 292. № 5. С. 1211–1214.

Жабин А. Г. Онтогения минералов. Агрегаты. М.: Наука, 1979. 261 с.

Зайков В. В., Масленников В. В. О придонных сульфидных постройках на колчеданных месторождениях Урала // Доклады АН СССР. 1987. Т. 293. № 1. С. 181–184.

Коротеев В. А., Язева Р. Г., Бочкарев В. В., Молошаг В. П., Коровко А. В., Шереметьев Ю. С. Геологическое положение и состав сульфидных руд Сафьяновского месторождения (Средний Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 49 с.

Кузнецов А. П., Масленников В. В., Зайков В. В., Собецкий В. А. Фауна сульфидных гидротермальных холмов Уральского палеоокеана (средний девон) // Доклады АН СССР. 1988. Т. 303. № 6. С. 1477–1481.

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

Старостин В. И., Дергачев А. Л., Коломенский Е. Н. Рудоподводящие каналы на Николаевском полиметаллическом месторождении (Рудный Алтай) // Доклады АН СССР. 1977. Т. 237. № 2. С. 424–427.

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.

Koski R. A., Shanks W. C., Bohrson W. A., Oscarson R. L. The composition of massive sulfide deposits from the sediment-covered floor of Escanaba Trough, Gorda ridge: implications for depositional processes // Canadian Mineralogist. 1988. Vol. 26. P. 655–673.

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.

Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V., Herrington R. J., Ayupova N. R., Zaykov V. V., Lein A. Yu., Tseluyko A. S., Melekestseva I. Yu., Tessalina S. G. Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers // Ore Geology Reviews. 2016. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.012.

Solomon M., Tornos F., Gaspar O. S. Explanation for many of the unusual features of the massive sulfide deposits of Iberian pyrite belt // Geology. 2002. Vol. 30. № 1. P. 87–90.

Solomon M., Tornos F., Large R. R., Badham J. N. P., Both R. A., Kin Zaw. Zn-Pb-Cu volcanic-hosted massive sulphide deposits criteria for distinguishing brine pool-type from black smoker-type sulphide deposition // Ore Geology Reviews. 2004. Vol. 25. P. 259–283.

Solomon M., Walshe J. L. The formation of massive sulfide deposits on the sea-floor // Economic Geology. 1979. Vol. 74. P. 797–813.

Ustaomer T., *Robertson A. H. F.* Late Paleozoic marginal basin and subduction-accretion the palaeotethian Kure Complex, Central Pontides, northern Turkey // Journal of Geological Society London. 1994. Vol. 151. Is. 2. P. 291–305.

Zierenberg R. A., Koski R. A., Morton J. L., Bouse R. M. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba trough, Southern Gorda Ridge // Economic Geology. 1993. Vol. 88. № 8. P. 2069–2099.

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

О возможной причине различного реологического поведения оливина и ортопироксена в условиях высокотемпературной пластической деформации мантийных ультрамафитов

Введение. Предметом изучения реологии являются пластические свойства материалов, в частности, кристаллических тел, способных испытывать пластическое течение под нагрузкой. Одним из наиболее интересных типов геологических объектов, обнаруживающих широкое распространение следов высокотемпературных пластических деформаций, являются ультрамафиты складчатых поясов (офиолиты). Сегодня считается общепринятым, что они представляют собой фрагменты верхней мантии геологического прошлого. Выяснение закономерностей реологического поведения минералов ультрамафитов может приблизить к пониманию механизмов

дифференциации вещества верхней мантии и расширить знания о процессах мантийного рудообразования и генерации расплавов.

Объект исследований. Оливин и ортопироксен – главные породообразующие минералы мантийных перидотитов – обладают различной «реологической силой» (*strength*). Указания на это можно найти в ряде работ [Carter, 1976; Hirth, Kohlstedt, 1996; Nicolas et al., 1971; Савельев и др., 2008; Савельев, Федосеев, 2011; и др.]. Для оливина характерны: 1) фрагментация (полигонизация) по всему объему протозерен с формированием развитой субструктуры и 2) относительно легкая активизация вторичных систем скольжения. В некоторых случаях разориентация блоков внутри крупных зерен ведет к образованию псевдопойкилитовых включений типа «оливин-в-оливине», что известно под названием внутризерновой [Carter, 1976] либо «ротационной» [Poirier, 1985] рекристаллизации.

Для ортопироксена характерны: 1) изгиб неблагоприятно ориентированных зерен с образованием кинк-бандов; 2) интенсивная нуклеация – образование многочисленных центров рекристаллизации в участках наибольшего искажения кристаллической решетки; 3) образование механических двойников либо ламеллей новых фаз (клиноэнстатита, диопсида) внутри зерен, подверженных изгибу; и 4) поперечный разрыв зерен (в некоторых случаях) с заполнением места разрыва агрегатом оливина. Рекристаллизация заключается в росте новых зерен с минимумом дефектов, к последним относятся также примесные компоненты. Образование дисперсных фаз хромшпинелидов наблюдается преимущественно на участках, сложенных мелкозернистым агрегатом – необластами ортопироксена.

Кроме структурных свидетельств бóльшей «податливости» оливина по сравнению с ортопироксеном, которая запечатлена в образцах мантийных ультрамафитов, имеются и экспериментальные подтверждения. В частности, исследование флюидных включений в минералах из ксенолитов в базальтах и кимберлитах показывает устойчивое уменьшение внутреннего давления во включениях в порядке хромшпинелид ≥ ортопироксен ≈ клинопироксен >> оливин, что указывает на неодинаковую величину разгерметизации включений на пути к поверхности [Frezotti et al., 1992; Schwab, Freisleben, 1988; Yamamoto et al., 2002; и др.]. Предполагается, что уменьшение флюидного давления должно наблюдаться в наиболее «податливом» минерале, а увеличение – в наиболее «жестком». Описаны исследования относительной «силы» мантийных минералов по ширине отражений рентгеновской дифракции как функции давления, температуры и времени [Yamamoto et al., 2008]. Полученные результаты подтвердили выводы, сделанные ранее по измерению давления во флюидных включениях, и позволили заключить, что оливин является наиболее «слабым» из рассмотренных мантийных минералов офиолитовых перидотитов.

Обсуждение. Для установления возможной причины различий в реологическом поведении близких по химическому составу, но различающихся по структуре минералов мантийных пород, обратимся к обширному теоретическому и экспериментальному багажу, накопленному в материаловедении. В условиях высокотемпературной пластической деформации поведение металлов и сплавов с различной структурой отличается. Это связано с различием в значениях такого важного параметра, как «энергия дефекта упаковки» (ЭДУ), который характеризует величину энергетического барьера для формирования в структуре кристалла дефектов упаковки [Новиков, 1986; Горелик, 1978; и др.].

В случае высоких значений данного параметра (H-тип) энергетически более выгодной является релаксация напряжений путем образования дополнительных систем скольжения (или поперечного скольжения, *cross slip*) в кристалле, тогда как при низких значениях ЭДУ (L-тип) поперечное скольжение в кристалле не возникает. Указанные особенности поведения кристаллов отражаются как в текстурах деформации, так и в дислокационной картине на микроуровне. В случае развитого поперечного скольжения формируется сложная текстура (алюминий, медь), для материалов с низкой ЭДУ характерны простые текстуры деформации (латунь). Для материалов с низкой ЭДУ типичны фазовые переходы (например, мартенситового типа), расщепление свободных дислокаций на частичные, которые ограничивают дефекты упаковки. При высоких значениях ЭДУ в кристаллах преобладают свободные дислокации, формирующие полосы скольжения. Кроме того, образование твердых растворов замещения снижает энергию дефекта упаковки, причем тем сильнее, чем выше валентность легирующей примеси.

Описанные выше два контрастных типа реологического поведения можно полностью соотнести с рассматриваемыми породообразующими минералами мантийных ультрамафитов. H-тип поведения характерен для оливина (сложные текстуры деформации, развитое поперечное скольжение, минимальное количество примесей). При этом на границах разориентированных блоков фиксируется сегрегация примесных компонентов в виде собственных минеральных фаз хромшпинелидов [Савельев и др., 2016; Савельев, Блинов, 2015].

Ортопироксен проявляет L-тип реологического поведения. Многочисленные исследования природно- и искусственно деформированных кристаллов энстатита показали, что уже на ранних стадиях деформация по единственной активной системе скольжения (100)[001] ведет к фазовому переходу мартенситового типа, при котором в плоскости (100) образуются ламелли клиноэнстатита, ограниченные частичными дислокациями [Coe, Kirby, 1975; McLaren, Etheridge, 1976; и др.].

В отличие от оливина, представленного в мантийных ультрамафитах почти чистым форстеритом ($Fa_{6–12}$), для крупных кристаллов энстатита характерно образование твердых растворов замещения (примеси: Al, Ca, Cr, Na). Деформация этих кристаллов часто сопровождается явлением деформационно-индуцированного распада, который ведет к образованию Na- и Cr-содержащего паргасита в плоскости (100) и в кинк-бандах. В наиболее напряженных участках происходит рекристаллизация, которая сопровождается образованием мелких равноосных зерен предельно деплетированного энстатита, мельчайших выделений хромшпинелида и сегрегаций, интерпретируемых как закаленный расплав (Na-Cr-паргасит, оливин $Fa_{25–30}$, аваруит, пентландит) [Савельев, Сергеев, 2016].

Заключение. Проведенный анализ показывает, что одной из вероятных причин различного поведения главных породообразующих минералов верхней мантии – оливина и ортопироксена – является величина энергии дефекта упаковки, которая, в свою очередь, диктуется особенностями кристаллической структуры минералов. Высокая ЭДУ оливина способствует развитию множественного скольжения и, как следствие, большей податливости его агрегатов. Низкая величина ЭДУ ортопироксена вызывает образование дефектов упаковки, ведет к фазовому переходу ортоэнстатит-клиноэнстатит, а в отдельных случаях – деформационно-индуцированному распаду кристаллов, сопровождающемуся выделением легкоплавкой составляющей. Различие в реологическом поведении минералов результируется образованием более мобильных (пластичных) слоев, сложенных мономинеральным оливином (дунитов),

которые можно рассматривать как «ослабленные» зоны верхней мантии, где локализовано пластическое течение.

Исследования проведены в рамках выполнения темы Госконтракта «Модель образования месторождений хрома в офиолитовых комплексах Южного Урала».

Литература

Горелик С. С. Рекристаллизация металлов и сплавов. М.: Металлургия, 1978. 568 с.

Новиков И. И. Теория термической обработки металлов. М.: Металлургия, 1986. 480 с.

Савельев Д. Е., Блинов И. А. Синдеформационные выделения хромшпинелидов в пластически деформированных агрегатах оливина (офиолиты Крака, Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. 2015. № 4. С. 44–69.

Савельев Д. Е., Сергеев С. Н. Деформационно-индуцированные процессы в генезисе мантийных ультрамафитов: Деформационный распад энстатита // VIII Всерос. петрограф. конф. с междунар. участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск, 2016. С. 297–303.

Савельев Д. Е., Федосеев В. Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.

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.

Савельев Д. Е., Белогуб Е. В., Блинов И. А., Кожевников Д. А., Котляров В. А. Петрологические свидетельства синдеформационной сегрегации вещества при образовании дунитов (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Минералогия. 2016. № 4. С. 56–77.

Carter N. L. Steady state flow of rocks // Reviews in Geophysics and Space Physics. 1976. Vol. 14. P. 301–360.

Coe R. S., Kirby S. H. The orthoenstatite to clinoenstatite transformation by shearing and reversion by annealing: Mechanism and potential applications // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1975. Vol. 52. P. 29–55.

Hirth G., Kohlstedt D. L. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extration and the evolution of the lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 1996. Vol. 144. P. 93–108.

Frezzotti M. L., Burke E. A. J., De Vivo B., Stefanini B., Villa I. M. Mantle fluids in pyroxenite nodules from Salt Lake Crater (Oahu, Hawaii) // European Journal of Mineralogy. 1992. Vol. 4. P. 1137–1153.

McLaren A. C., Etheridge M. A. A transmission electron microscope study of naturally deformed orthopyroxene. I. Slip mechanisms // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1976. Vol. 57. P. 163–177.

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.

Schwab R. G., Freisleben B. Fluid CO_2 inclusions in olivine and pyroxene and their behaviour under high pressure and temperature conditions // Bulletin of Mineralogy. 1988. Vol. 111. P. 297–306.

Yamamoto J., Kagi H., Kaneoka I., Lai Y., Prikhod'ko V. S., Arai S. Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals: implications for the geobarometry of mantle minerals using micro Raman spectroscopy // Earth and Planetary Science Letters. 2002. Vol. 198. P. 511–519.

Yamamoto J., Ando J., Kagi H., Inoue T., Yamada A., Yamazaki D., Irifune T. In situ strength measurements on natural upper-mantle minerals // Physics and Chemistry of Minerals. 2008. Vol. 35. P. 249–257.

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

Распределение рудных, редких и редкоземельных элементов в кислых магматических системах, связанных с формированием сульфидных месторождений в древних субдукционных (переходных континент-океан) зонах

Исследования расплавных включений в кварце дают возможность выяснить геохимические условия кристаллизации кислых магматических комплексов пород, имеющих тесную пространственную и генетическую связь с формированием сульфидных руд на колчеданных месторождениях Урала и Алтае-Саянской складчатой области [Наумов и др., 1999; Симонов и др., 1999, 2006; Карпухина и др., 2013; Simonov et al., 2010]. В последние годы накоплен значительный объем информации по этой теме, и обобщение, в основном, оригинальных данных по физико-химическим параметрам кислых магматических систем было опубликовано ранее [Симонов, Котляров, 2016]. Большой (и в значительной мере практический) интерес представляют особенности распределения рудных, редких и редкоземельных элементов в кислых расплавах колчеданных месторождений. В этом направлении нами был получен значительный объем оригинальной информации (около 75 анализов) по расплавным включениям в кварце из пород месторождений Урала (Яман-Касы и Вишневское) и Алтае-Саянской области (Кызыл-Таштыг, Юбилейное и Салаирское в Сибири и Николаевское в Казахстане). При обработке результатов использованы также данные по содержанию рудных, редких и редкоземельных элементов в расплавных включениях в кварце месторождений Верхнеуральского рудного района [Карпухина и др., 2013].

Рассмотренные колчеданные месторождения формировались в древних переходных субдукционных зонах континент-океан 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 Салаира. Силурийский и девонский возраст характерен для сульфидных руд Урала. В девоне формировались месторождения Рудного Алтая (Юбилейное и Николаевское). Таким образом, на основе изучения расплавных включений имеется возможность выяснить особенности эволюции во времени содержаний рудных, редких и редкоземельных элементов в магматических системах 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 существенно увеличено по сравнению с экспериментами с включениями в минералах из пород основного состава. Составы прогретых и закаленных расплавных включений (в том числе количество отдельных рудных компонентов) установлены на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Содержания рудных, редких, редкоземельных элементов и воды в

стеклах прогретых и закаленных расплавных включений определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [Соболев, 1996].

В кварце из пород рассмотренных месторождений исследовались первичные расплавные включения (10–50 мкм), равномерно располагающиеся в центральных частях вкрапленников либо формирующие прямолинейные полосы по зонам роста кристаллов. Часть включений изначально содержит светлое прозрачное стекло с газовым пузырьком, а другие заполнены микрозернистой массой. В ходе высокотемпературных экспериментов полностью гомогенными включения из кварца месторождений Алтае-Саянской области становятся в большинстве случаев около 1055–1180 °С. В то же время для месторождений Урала устанавливается более широкий диапазон температур гомогенизации (910–1190 °С).

В процессе обработки полученных результатов значительное внимание уделялось сравнительному анализу данных по магматическим системам, участвовавшим в формировании разновозрастных месторождений. Ранее на основании данных по расплавным включениям были выяснены закономерные изменения составов расплавов во времени. Установлено, что 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 9 мас. %) – для наиболее молодых (девонских) месторождений на Рудном Алтае – Юбилейное в Сибири и Николаевское в Казахстане. Для промежуточных по возрасту (силур-девон) месторождений Урала также устанавливается промежуточный характер магматизма [Симонов, Котляров, 2016].

Сходные особенности определены для свинца. По соотношению Pb–H_2O наиболее древние (кембрийские) расплавные включения содержат минимум (Pb до 3.3 г/т и H_2O 0.9 мас. %) этих компонентов, располагаясь фактически в начале тренда роста содержаний Pb и H_2O в последовательной смене более молодыми системами силурийских (Pb до 8.3 г/т и H_2O до 3 мас. %) и девонских (Pb до 15 г/т и H_2O до 4.3 мас. %) месторождений. Несмотря на весьма представительный объем данных (проанализировано 45 включений в кварце из восьми породных комплексов пяти колчеданных месторождений Урала и Алтае-Саянской области), не установлены содержания Pb свыше 15 г/т (что соответствует среднему содержанию элемента в островодужных расплавах кислого состава [Наумов и др., 2010]). Имеется информация о существенном количестве Pb (258 г/т) в расплавных включениях в кварце кислых вулканитов колчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района [Викентьев и др., 2012; Карпухина и др., 2013].

Совершенно другие масштабы и особенности эволюции устанавливаются для Cu во включениях. Минимальные содержания Cu (325 г/т) и H_2O (0.5 мас. %), также как и Pb, характерны для наиболее древних расплавов. Затем эволюция идет по двум направлениям. В одном случае (данные по кембрийским и девонским расплавам) резко растут содержания Cu (до 4100 г/т) на фоне минимальных значений H_2O (до 0.75 мас. %). Для других (силурийских и девонских) расплавов устанавливается обратная зависимость с относительно небольшими вариациями Cu (до 1100–1400 г/т) при максимальном накоплении (до 4.3–5.3 мас. %) H_2O (рис. а). Во вторую группу попадают также данные по расплавным включениям Верхнеуральского рудного района: 1100 г/т Cu и 2.9 мас. % H_2O [Викентьев и др., 2012; Карпухина и др., 2013].

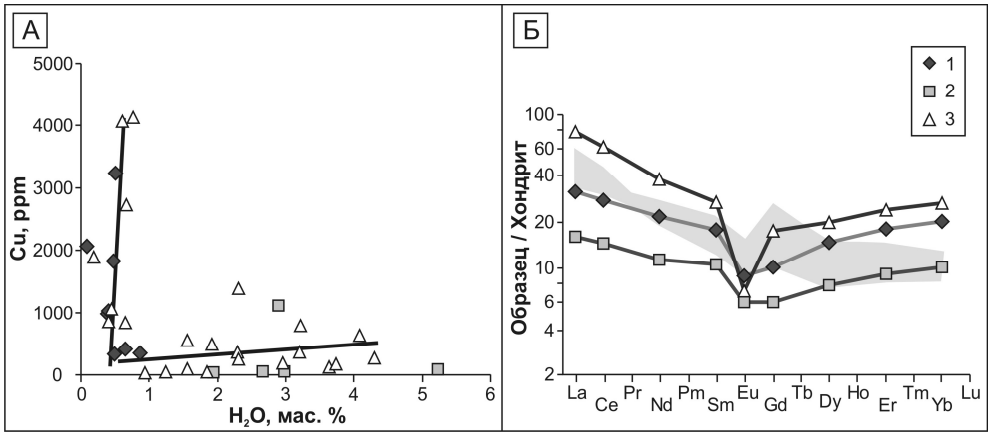


Рис. Зависимость содержаний Cu и H_2O (а) и особенности распределения РЗЭ (б) в расплавных включениях в кварце из пород колчеданных месторождений Урала и Алтае-Саянской области.

1–3 – расплавные включения в кварце из кембрийских (1), силурийских и девонских (2), девонских (3) пород колчеданных месторождений Урала (2) и Алтае-Саянской области (1, 3). Для РЗЭ использованы средние данные. Серое – поле надсубдукционных кислых расплавов. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Наумов и др., 2010; Карпухина и др., 2013].

Основной объем информации по содержанию рудных элементов в расплавных включениях в кварце из пород колчеданных месторождений был получен с помощью ионного зонда. В случае Вишневского месторождения (Урал) оказалось возможным оценить количество Cu в расплавных включениях с помощью рентгеновского микроанализатора. Установлено, что содержания Cu достигают 780–820 г/т и в редких случаях – 1490 г/т. При содержании H_2O во включениях около 0.5 мас. % данные по Вишневскому месторождению располагаются в начале отмеченных выше трендов.

По значениям редких индикаторных элементов проанализированные расплавные включения в кварце разбиваются на две группы, располагаясь согласно общему островодужному тренду одновременного накопления Y и Zr. Минимальные содержания Y характерны для расплавов силурийских и девонских месторождений Урала. Здесь же находится большинство древних (кембрийских) расплавных включений. Наиболее молодые (девонские) месторождения Рудного Алтая формируют основную часть обогащенной (Y до 75 г/т и Zr до 210 г/т) группы. Эти особенности подтверждаются данными по распределению РЗЭ. На рис. б видно, что наименьшими средними содержаниями элементов обладают включения в кварце из пород силурийско-девонских месторождений, максимально обогащены девонские расплавы и среднюю позицию занимают древние (кембрийские) кислые магмы. Спектры, характеризуясь накоплением ЛРЗЭ и отчетливым Eu минимумом (свидетельствующим об эволюции кислых расплавов при фракционировании плагиоклазов), согласуются с данными по кислым магматическим системам островных дуг и задуговых бассейнов, развивающимся над зонами субдукции.

На спайдер-диаграмме спектры распределения редких и редкоземельных элементов в расплавных включениях в кварце характеризуются отрицательным наклоном с понижением при переходе от мобильных несовместимых к совместимым

немобильным элементам, совпадая с данными по островодужным дацитам. Графики разновозрастных расплавов изменяются синхронно, показывая минимумы Nb и Sr, а также максимум Hf. Для спектров молодых (девонских) месторождений отмечается Th минимум, отсутствующий в других случаях. Также, как было отмечено выше, наиболее примитивные кислые расплавы характерны для силурийско-девонских месторождений Урала, а максимум обогащения редкими и редкоземельными элементами установлен для девонских магматических систем Рудного Алтая при промежуточном положении самых древних (кембрийских) магм Тувы и Салаира.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы об особенностях распределения рудных, редких и редкоземельных элементов в кислых магматических системах, тесно связанных с формированием сульфидных месторождений Урала и Алтае-Саянской области.

1. Результаты исследований включений свидетельствуют о существенном накоплении меди в относительно маловодных кислых расплавах наиболее древних (кембрийских) и самых молодых (девонских) месторождений при относительно пониженных содержаниях металла в промежуточных по возрасту (силурийско-девонских) и водонасыщенных магмах.

2. Минимальные содержания редких и редкоземельных элементов характерны для силурийско-девонских расплавов при максимальном накоплении этих компонентов в наиболее молодых (девонских) магмах и промежуточном положении древних (кембрийских) магматических систем.

3. Отмеченные выше особенности распределения элементов в расплавных включениях, показывающие минимальные содержания в силурийско-девонских расплавах, свидетельствуют о более сложной зависимости эволюции геохимических характеристик магматических систем от времени формирования колчеданных месторождений по сравнению с отмеченными нами ранее [Симонов, Котляров, 2016] последовательными изменениями общего состава кислых магм с ростом содержания щелочей и падением количества железа и магния при переходе от древних (кембрийских) к наиболее молодым (девонским).

4. Спектры распределения РЗЭ и спайдер-диаграммы редких элементов свидетельствуют о сходстве кислых магматических систем, участвовавших в формировании колчеданных месторождений Урала и Алтае-Саянской области, с надсубдукционными расплавами в переходных зонах континент-океан.

Работа выполнена при поддержке Проекта лаборатории 212 ИГМ СО РАН, Проекта РФФИ № 16-05-00313 и Проекта совместных исследований СО РАН и УрО РАН.

Литература

Викентьев И. В., Борисова А. Ю., Карпухина В. С. и др. Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Доклады академии наук. 2012. Т. 443. № 3. С. 347–351.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.

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. Колчеданоносные 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.

Наумов В. Б., Коваленко В. И., Дорофеева В. А., Гирнис А. В., Ярмолюк В. В. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия. 2010. № 12. С. 1266–1288.

Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Симонов В. А., Зайков В. В., Ковязин С. В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов. 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.

Симонов В. А., Котляров А. В. Физико-химические параметры кислых магматических систем, имеющих тесную связь с формированием сульфидных месторождений в древних субдукционных (переходных континент-океан) зонах // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 46–50.

Соболев А. В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.

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.

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.

Е. В. Пушкарев
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
pushkarev@igg.uran.ru

Островодужные анкарамиты Урала и их аналоги в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урало-Аляскинского типа

Анкарамиты, впервые описанные А. Лекруа на Мадагаскаре [Lacroix, 1916], представляют собой высокомагнезиальные вулканические породы с обильными порфировыми вкрапленниками клинопироксена. Породы обладают высоким CaO/Al_2O_3

отношением, превышающим 1, хотя в большинстве основных магм это отношение равно 0.8–0.9, как в хондритах или пиролитовой мантии.

Исследования, проведенные за последние 20–25 лет в молодых и современных островных дугах Пацифики, показали, что анкарамиты являются первичными расплавами, а не продуктами дифференциации других магм, что подтверждается присутствием высококальциевых расплавных включений в порфировых вкрапленниках оливина и хромшпинелида [Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997; Schiano et al., 2000]. Согласно экспериментальным данным [Medard et al., 2007], анкарамитовые расплавы можно получить в результате плавления верлита при давлении ниже 15 кбар и температуре 1200–1400 °С. Эти результаты подтвердили вывод, сделанный нами более 30 лет назад [Ферштатер, Пушкарев, 1987] о верлитовом мантийном источнике магматических клинопироксенитов Урала, которые по составу близки к анкарамитам.

Урал является одной из крупнейших мировых провинций развития высококальциевого магматизма, что подтверждается существованием огромных масс клинопироксенитов в составе Платиноносного пояса Урала (ППУ) и почти всех офиолитовых комплексов складчатого пояса. Очевидно, что обилие пород, богатых клинопироксеном, отражает состав уральской палеомантии. Однако почему-то это обстоятельство никак не отражалось на составе вулканических пород в различных структурно-формационных зонах Урала, включая Тагило-Магнитогорскую мегазону.

Проведенные исследования [Пушкарев, 2010; Пушкарев и др., 2011] показали, что в островодужных свитах Урала широко распространены порфириты с высокой долей вкрапленников клинопироксена (до 20–30 %) при отсутствии вкрапленников плагиоклаза. По химическому составу пород и порфировых вкрапленников они соответствуют анкарамитам. В составе ирендыкской свиты в Магнитогорской зоне анкарамиты образуют вулканические бомбы в туфах Гадельшинского и Карсаклыктауского стратовулканов. Иногда они встречаются в виде лавовых потоков и даек. В районе г. Миасс анкарамиты образуют дайки, прорывающие вулканогенно-осадочный комплекс на горе Круглая. Ранее они были определены как пикриты [Фролова, Бурикова, 1977]. На Среднем Урале дайки анкарамитов прорывают эффузивы медведевской островодужной свиты на южной окраине г. Екатеринбург. Наиболее примитивные анкарамиты были обнаружены А. В. Рязанцевым (ГИН РАН, г. Москва) в районе д. Абзаково Учалинского района в меланжевом комплексе Вознесенско-Присакмарской зоны [Пушкарев и др., 2013; Kamenetsky et al., 2015]. Они ассоциируют здесь с андезитами, с которыми образуют лавовые потоки, а также встречаются в виде даек в серпентинитах.

Анкарамиты имеют порфировую или сериально-порфировую структуру. Вкрапленники представлены клинопироксеном, оливином, ортопироксеном и хромшпинелидом. Их доля в породах может достигать 30–35 %. Клинопироксен во вкрапленниках существенно преобладает. Вкрапленники оливина и ортопироксена полностью замещены вторичными минералами, но распознаются по форме кристаллов. Форстерит (Fa_{10}) и ортопироксен образуют включения во вкрапленниках хромита, что подтверждает их раннюю кристаллизацию. Вкрапленники клинопироксена имеют зональность, которая выражается в увеличении Fe/(Fe+Mg) от 0.06–0.08 в ядре до 0.37–038 – в кайме с одновременным ростом в этом направлении содержаний Al_2O_3, TiO_2, Na_2O и уменьшением Cr_2O_3. Хромшпинелиды характеризуются высокой магнезиальностью $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.60–0.40$ и хромистостью $Cr/(Cr+Al) = 0.85–0.75$. Вариационные тренды минералов из анкарамитов совпадают с таковыми из комплексов

Урало-Аляскинского типа и анкарамитов Пацифики [Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997; Mossman, 2000].

Уральские анкарамиты по содержанию SiO_2 и сумме щелочей соответствуют пикробазальтам, базальтам или андезибазальтам, характеризуются низкой железистостью (f = 0.20–0.35), повышенными содержаниями MgO (10–18 %) и CaO (12–17 %) и высоким отношением CaO/Al_2O_3 >1.0 (табл. 1), которое является важным признаком отличия анкарамитов от пикритов [Della-Pasqua, Varne, 1997]. Составы пород на диаграммах располагаются на линии оливин-клинопироксенового контроля, подчеркивая ведущую роль фракционирования этих минералов в дифференциации пород.

Идея о том, что анкарамиты могут быть родоначальным расплавом для дунит-клинопироксенитовых массивов юго-восточной Аляски, была впервые высказана Т. Н. Ирвином в 1973 г. [Irvine, 1973]. Однако эта гипотеза оставалась всего лишь предположением, поскольку в ультраосновных массивах юго-восточной Аляски не были описаны плутонические эквиваленты вулканическим анкарамитам. По нашему мнению, гипотеза Т. Н. Ирвина хорошо подтверждается на уральском материале. Так, в дунит-клинопироксенит-габбровых массивах ППУ значительные объемы сложены тылаитами – меланократовыми клинопироксен-порфировыми породами с невысокой

Таблица 1

Состав вулканических анкарамитов островодужных свит Урала (мас. %)

№ пробы	Пе1023	Пе1025	Пе1069	Пе1040	Пе1179	Пе1181	Пе1465	Пе1466	Пе1467
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	45.82	54.41	54.69	52.34	47.88	51.10	46.08	45.43	46.14
TiO_2	0.49	0.16	0.17	0.36	0.57	0.55	0.16	0.17	0.18
Al_2O_3	10.31	8.74	8.06	8.72	7.56	6.72	6.02	6.60	7.01
Fe_2O_3	5.02	2.64	4.21	3.65	4.95	4.48	5.41	4.74	3.98
FeO	6.60	4.55	3.35	6.20	6.30	4.80	3.50	4.20	5.00
MnO	0.19	0.15	0.20	0.17	0.17	0.16	0.19	0.20	0.24
MgO	14.29	9.22	10.34	11.15	14.95	14.03	18.44	17.70	16.60
CaO	10.47	12.55	12.29	12.33	13.35	14.61	16.50	16.79	17.08
Na_2O	2.50	2.15	1.52	1.00	0.60	0.70	0.10	0.10	0.11
K_2O	0.11	0.12	0.32	1.36	0.43	0.55	0.04	0.01	0.01
P_2O_5	0.05	0.02	0.02	0.10	0.14	0.13	0.12	0.11	0.13
ппп	3.80	5.01	4.94	2.32	2.90	1.90	3.40	3.70	3.50
Сумма	99.65	99.72	100.11	99.70	100.50	100.30	100.42	100.30	100.59
Fe/(Fe+Mg)	0.28	0.21	0.27	0.37	0.28	0.26	0.20	0.21	0.22
CaO/Al_2O_3	1.02	1.44	1.52	1.41	1.77	2.17	2.74	2.54	2.44

Примечание. 1–4 – анкарамиты ирендыкской свиты Южного Урала: 1 – Гадельшинский палеовулкан, 2, 3 – Карсаклыктауский палеовулкан, 4 – гора Круглая в окрестностях г. Миасс; 5, 6 – анкарамиты медведевской свиты, окрестности г. Екатеринбург; 7–9 – анкарамиты Вознесенско-Присакмарской зоны, д. Абзаково, Учалинский район. Здесь и в таблице 2 анализы выполнены в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН.

Таблица 2

Состав интрузивных анкарамитов, тылаитов и израндитов из габбро-гипербазитовых комплексов Урала (мас. %)

№ пробы	Ук45	Ук58	Кт320	Кт321	Кт393	Кт394	Хб189	Хб556	Пе1042
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	45.28	46.52	49.12	49.53	49.77	49.84	43.52	42.36	46.68
TiO_2	0.61	0.35	0.61	0.27	0.66	0.67	0.66	1.17	2.04
Al_2O_3	9.30	7.80	6.86	12.11	9.14	8.07	6.00	8.81	6.33
Fe_2O_3	4.05	3.82	2.99	0.74	1.66	3.07	6.34	9.52	3.22
FeO	7.54	7.18	7.18	6.82	7.54	6.10	9.65	6.20	9.75
MnO	0.21	0.19	0.23	0.19	0.23	0.22	0.14	0.12	0.17
MgO	13.43	15.41	15.76	14.19	12.70	13.17	15.85	12.71	11.79
CaO	13.63	14.16	14.47	14.70	13.74	13.37	16.69	15.90	17.10
Na_2O	0.62	0.46	0.59	0.71	1.66	1.41	0.44	1.20	1.10
K_2O	0.17	0.22	0.18	0.17	0.80	1.24	0.20	0.81	0.10
P_2O_5	0.03	0.01	0.10	0.10	0.20	0.17	0.03	0.03	0.07
ппп	2.63	1.68	1.50	0.40	1.16	0.99	0.85	0.90	1.04
Сумма	97.50	97.80	99.59	99.92	99.26	98.32	100.37	99.73	99.38
Fe/(Fe+Mg)	0.31	0.28	0.26	0.23	0.28	0.27	0.35	0.39	0.37
CaO/Al_2O_3	1.47	1.82	2.11	1.21	1.50	1.66	2.78	1.81	2.70

Примечание. 1, 2 – Дайки тылаитов (анкарамитов) в клинопироксенитах, Уктусский дунит-клинопироксенит-габбровый массив [Пушкарев, 2000]; 3, 4 – битовнитовые тылаиты, Кытлымский дунит-клинопироксенит-габбровый массив; 5, 6 – нефелиновые тылаиты Кытлымский дунит-клинопироксенит-габбровый массив; 7, 8 – интрузивные клинопироксениты (анкарамиты), Молостовский интрузив, Хабарнинский массив; 9 – израндиты александровского комплекса.

долей плагиоклаза (15–25 %). Среди тылаитов выделяются, так называемые, битовнитовые и нефелиновые разности [Ферштатер, Пушкарев, 1992; Krause et al., 2007] (табл. 2), которые сопоставляются с гиперстен-нормативными и нефелин-нормативными расплавами анкарамитов, экспериментально полученными Е. Медардом с соавторами [Medard et al., 2007] при плавлении верлитов. Тылаиты ППУ на петрологических диаграммах располагаются вдоль линии оливин-клинопироксеновой котектики, отражая ведущую роль фракционирования этих минералов при формировании пород. Составы вулканических анкарамитов Урала и тылаитов ППУ обладают определенными чертами сходства, включая высокую магнезиальность и отношение CaO/Al_2O_3 >1 (см. табл. 1, 2). Анкарамитам соответствуют также архейские [Краснобаев и др., 2011; Пушкарев, Готтман, 2011] израндиты александровского комплекса, что отмечали еще Л. Н. Овчинников и В. А. Дунаев в 1968 г. [Овчинников, Дунаев, 1968].

Это наблюдение свидетельствует, что еще предуральская архейская мантия обладала аномальными характеристиками, позволившими ей генерировать высококальциевые ультраосновные и основные расплавы.

Важной петрографической особенностью тылаитов ППУ, отличающих их от вулканических анкарамитов, являются слабые вариации состава породообразующих минералов, свидетельствующие о равновесном характере парагенезисов [Ферштатер, Пушкарев, 1992]. Однако надо иметь в виду, что тылаиты – это глубинные породы, претерпевшие медленную кристаллизацию и остывание и, подчас, твердопластические деформации и перекристаллизацию. В редких случаях все же удается обнаружить породы, обладающие признаками многостадийной кристаллизации и сохраняющие неравновесные минеральные ассоциации, когда ранний высокомагнезиальный клинопироксен, форстерит и хромшпинелид сменяются более поздними и более железистыми минералами. К таким примерам можно отнести дайки тылаитов (анкарамитов), прорывающие клинопироксениты Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива на Среднем Урале [Пушкарев, 2000], и интрузивные клинопироксениты (анкарамиты) молостовского комплекса, секущие офиолитовые гарцбургиты Хабарнинского ультраосновного массива на Южном Урале (табл. 2) [Ферштатер, Пушкарев, 1987].

В заключение отметим, что высокомагнезиальные и высокоизвестковистые эффузивные и интрузивные породы, отвечающие по составу анкарамитам, широко развиты на Урале как в составе палеозойских островодужных вулканогенных формаций, так и в виде важных элементов строения плутонических комплексов в дунит-клинопироксенит-габбровых массивах Урало-Аляскинского типа в ППУ. Породы анкарамитового типа встречаются также в древних архейско-протерозойских блоках Урала, формирование которых происходило задолго до заложения складчатого пояса, что может свидетельствовать об аномальном составе предуральской мантии и, вероятно, ее влиянии на характер магматизма и металлогении в более молодую палеозойскую эпоху.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00508-а) и инициативного проекта УрО РАН № 15-18-5-24.

Литература

Краснобаев А. А., Пучков В. Н., Бушарина С. В., Козлов В. И., Пресняков С. Л. Цирконология ирандитов (Южный Урал) // Доклады академии наук. 2011. Т. 439. № 3. С. 394–398.

Овчинников Л. Н., Дунаев В. А. О древнейшей глубинной породе Урала // В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 200–209.

Пушкарев Е. В. Интрузивные и эффузивные анкарамиты Урала и проблема формирования дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Т. 2. С. 159–160.

Пушкарев Е. В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.

Пушкарев Е. В., Готтман И. А. Оливиновые клинопироксениты и ирандиты (тылаиты) александровского и уфалейского метаморфических комплексов – фрагменты древней платиноносной ассоциации? // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 215–219.

Пушкарев Е. В., Готтман И. А., Прибавкин С. В., Косарев А. М. Эффузивные и субвулканические анкарамиты девонских островодужных свит Урала: вещественная характеристика, генезис и геологические следствия // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 219–223.

Пушкарев Е. В., Рязанцев А. В., Готтман И. А. Субвулканические клинопироксениты в меланже Западно-Магнитогорской зоны на Южном Урале: первые данные // Колчеданные

месторождения – геология, поиски, добыча и переработка руд. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С. 120–123.

Ферштатер Г. Б., Пушкарев Е. В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1987. № 3. С. 13–23.

Ферштатер Г. Б., Пушкарев Е. В. Нефелинсодержащие тылаиты в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1992. № 4. С. 74–84.

Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм. М.: МГУ, 1977. 279 с.

Barsdell M., Berry R. F. Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu // Journal of Petrology. 1990. Vol. 31. P. 747–777.

Della-Pasqua F. N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt-inclusion approach // Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 291–312.

Irvine T. N. Bridget Cove volcanics, Juneau arc, Alaska: possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes // Carnegie Institute Year-Book–72. 1973. P. 478–491.

Kamenetsky V. S., Park J-W., Mungall J. E., Pushkarev E. V., Ivanov A. I., Kamenetsky M. B., Yaxley G. M. Crystallization of platinum-group minerals from silicate melts: Evidence from Cr-spinel–hosted inclusions in volcanic rocks // Geology. 2015. Vol. 43. P. 903–906.

Krause J., Brugmann G. E., Pushkarev E. V. Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the Central Ural Mountains // Lithos. 2007. Vol. 95. P. 19–42.

Lacroix A. Sur quelques roches volcaniques melanocrates des Possessions francaises de l' Ocean Indien et du Pacifique // Compte Rendu Hebdomadaire des Séances de l'Académie des Sciences de Paris. 1916. Vol. 163. P. 177–183.

Medard E., Schmidt M. W., Schiano P., Ottolini L. Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // Journal of Petrology. 2007. Vol. 47. № 3. P. 481–504.

Mossman D. J. High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills complex, Southland, New Zeland // Canadian Mineralogist. 2000. Vol. 38. P. 191–216.

Schiano P., Eiler J. M., Hutcheon I. D., Stolper E. M. Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2000. № 1. 1999GC00000032.

А. В. Лаломов
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
lalomov@mail.ru

Россыпная минерагения Арктической зоны России

Говоря о минерально-сырьевых ресурсах Арктики, в первую очередь, подразумеваются месторождения углеводородного сырья. Тем не менее, арктический регион обладает обширными запасами твердых (преимущественно, рудных) полезных ископаемых, в том числе, и россыпей, которые до 1970-х гг. являлись основным источником золота и олова, значительным – алмазов, платиноидов и вольфрама и единственным – мамонтового бивня. Даже в настоящее время после интенсивной, более чем полувековой отработки, россыпные месторождения составляют заметную часть балансовых минерально-сырьевых запасов и ресурсов Арктики. Также россыпи арктической зоны являются потенциальным источником редких металлов и титана (рис.).

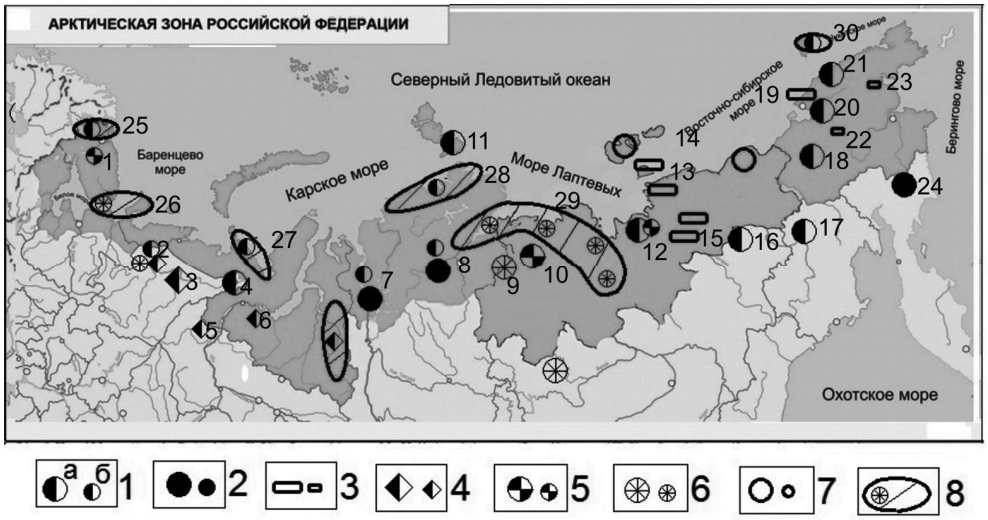


Рис. Россыпные полезные ископаемые арктического региона и сопредельных областей.

1–8 – россыпи: 1 – золотые, 2 – платиновые, 3 – оловянные, 4 – цирконий-титановые, 5 – редкометальные и редкоземельные, 6 – алмазные, 7 – мамонтового бивня, 8 – перспективные россыпные районы. Величина значка отражает масштаб россыпи: а – крупные и суперкрупные россыпи, б – средние. 1–24 – районы и месторождения: 1 – Ловозерский, 2 – Тиманский (Ичеть-Ю), 3 – Тиманский (Ярега), 4 – Кожымский, 5 – Мансийский, 6 – Салехардский, 7 – Норильский, 8 – Маймеча-Котуйский, 9 – Эбеляхский, 10 – Томторский, 11 – Северо-земельский (о. Большевик), 12 – Куларский, 13 – Ляховско-Чокурдахский, 14 – Северо-Якутский, 15 – Депутатский, 16 – Яно-Индигирский, 17 – Средне-Колымский, 18 – Билибинский, 19 – Куйвивеем-Пыркакайский, Валькумей, 20 – Ичувеемский, 21 – Рывеемский, 22 – Птичий, 23 – Иультинский, 24 – Карякский; 25–30 – перспективные россыпные районы: 25 – Карело-Кольский, 26 – Беломорский, 27 – Байдарацкий, 28 – Северо-Таймырский (Челюскинский), 29 – Анабаро-Хатангский, 30 – о. Врангеля.

В возрастном отношении промышленно значимые россыпи арктического региона относятся к трем основным этапам россыпеобразования: а) палеоген-неогеновые россыпи эпохи гумидного литогенеза, б) плейстоцен-голоценовые россыпи нивального литогенеза и в) современные техногенные образования, возникающие как за счет переработки россыпей, так и хвостов обогащения первичных руд.

Золото и платина. В арктическом регионе полностью или частично расположены крупные золотоносные провинции – Верхояно-Колымская и Чукотская, а также Таймыро-Североземельская, рудно-россыпной потенциал которой нуждается в дополнительной оценке. Одно из крупнейших месторождений – Рывеемская россыпь золота на Чукотке. За период эксплуатации месторождения (1965–1995 гг.) добыто ~250 т золота, по техногенным и прибрежно-морским образованиям прогноз составляет 155 т (табл. 1). В пределах Таймыро-Североземельской провинции имеется ряд уже выявленных россыпей, потенциал которых оценивается в 100 т россыпного и 2500 т коренного золота [Проскурнин, 2013]. Перспективными являются также Урало-Тиманский и Карело-Кольский регионы.

Основные перспективы добычи россыпных месторождений металлов платиновой группы связаны с техногенными образованиями ранних этапов эксплуатации

Таблица 1

Основные россыпные месторождения российской Арктики

Месторождение/ россыпной район	Территория	Тип	Отработанные запасы (т)	Балансовые запасы (т) / содержания (г/м^3)	Прогнозные ресурсы (т) / содержания (г/м^3)
Рывеем (золото)	Восточная Чукотка	Гетерогенная россыпь прибрежных равнин	250	40	115 в т. ч. фланги – 30 целики – 35 техногенка – 50
Ичувеем-Паляваамский (золото)	Центральная Чукотка	Аллювиальные, склоновые	750	30	52
Золото	Чукотка (всего)	Все типы	1018	112	200
Кулар (золото)	Восточная Якутия	Техногенные, аллювиальные	155	18	100/1.0 (техногенные)
о. Большевик (золото)	Архипелаг Северная Земля	Аллювиальные	–	8/1.26	43/0.65
Челюскинский район (золото)	п-в Таймыр	Аллювиальная, прибрежно-морская	–	–	50/0.8
Норильск (золото, платина)	Север Красноярского края	Техногенные отвалы	–	–	60/1 (золото) 430/2.5 (платина)
Маймеча-Котуйский район (платина)	Север Красноярского края	Аллювиальная	–	–	15/0.6 (платиноиды) 6 /1.1 (золото)
ВСЕГО:			1400	138 золото	474 золото 445 платина
Россыпь руч. Тирехтях (олово)	СВ Якутия	Аллювиальная тектонических уступов	–	68 900/814	5 300
Россыпь руч. Одинокий (олово)	СВ Якутия	Аллювиальная унаследованных долин	–	50 900/828	1000
Чокурдах (олово)	СВ Якутия	Гетерогенный (прибрежно-морской, склоновый, элювиальный)	–	18 800/740	?
Валькумей (олово)	Чукотка	- « -	–	22 000/680	35 000
Россыпь руч. Птичий (олово)	Чукотка	Аллювиальная унаследованных долин	–	6 300/600	–
Всего олово				166 900	41 300

Норильского месторождения, которые по прогнозным оценкам соответствуют крупным и суперкрупным месторождениям (60 т золота и 430 т платины), и аллювиальными россыпями Маймеча-Котуйского района [Симонов и др., 1995].

Олово. По общему количеству разведанных запасов олова Россия занимает первое место в мире – по категориям $A+B+C_1+C_2$ – 2263.6 тыс. т и, наряду с Бразилией (2000 тыс. т) и Китаем (1800 тыс. т), входит в тройку мировых лидеров. Запасы олова в россыпях по категориям $A+B+C_1$ составляют 210 393 т (12.4 % общероссийских запасов). Сырьевая база россыпного олова России характеризуется высокой степенью концентрации: 99.3 % запасов и 97.9 % прогнозных ресурсов сосредоточены в восточном секторе Арктической зоны. При этом 71.5 % разведанных запасов россыпного олова высоких категорий сконцентрировано в четырех крупных месторождениях – Тирехтях, Одинокая, Чокурдах и Валькумей [Лаломов и др., 2015].

Алмазы. В арктическом регионе России имеется крупная россыпная Анабаро-Оленекская провинция и два потенциальных региона – Беломорский и Тимано-Уральский. На севере Анабаро-Оленекской провинции находится Эбеляхский район с уникальными по масштабам аллювиальными россыпями алмазов. В целом, Анабарский алмазоносный район содержит 64.2 % россыпных запасов и 53 % ресурсов России, в т. ч. бассейн р. Эбелях – 52.3 и 15.1 %, соответственно [Граханов, 2007].

Редкие металлы. С Кольской провинцией связана группа редких по генезису и минеральному составу лопаритовых россыпей, приуроченных к Ловозерскому массиву нефелиновых сиенитов и расположенных по его периферии и в центральной котловине, занятой оз. Сейдозеро. Подсчитанные ресурсы оцениваются в 400 тыс. т, что составляет приблизительно 10 % запасов Ловозерского ГОКа. В лопарите ловозерских россыпей содержится 8.3 % Nb_2O_5, 0.67 % Ta_2O_5, 39.8 % TiO_2, 34.9 % суммы TR_2O_3, 0.6 % ThO_2 [Россыпные..., 1997].

Уникальные ресурсы ниобия содержатся в редкоземельно-фосфатных рудах карбонатитового массива Томтор в Якутии. Наиболее обогащенной является залегающая на коре выветривания уникально богатая ниобием и редкими землями погребенная делювиально-озерная россыпь мощностью 3–35 м и площадью 8 км^2 (участок Буранный). Россыпь вдвое богаче самых богатых месторождений мира по ниобию (Араша, Бразилия) и редким землям (Маунтин-Пас, США). Разведанные и принятые на баланс запасы участка Буранный при бортовом содержании 3.5 % Nb_2O_5 оценены в 1.2 млн т сухой руды при содержании (%): Nb_2O_5 6.7, La_2O_3 9.5, Y_2O_3 0.6, TR_2O_3 10.1, Sc_2O_3 0.05. Прогнозные ресурсы по Буранному участку составляют 100 млн т руды [Быховский и др., 2014].

Перспективы и направления развития минерально-сырьевой базы россыпных месторождений российской Арктики. На начальном этапе освоения арктического региона россыпи (в первую очередь, это касается золота и олова восточного сектора Арктики) составляли основу горнодобывающей промышленности. По мере исчерпания россыпных месторождений и открытия новых коренных объектов удельный вес россыпей в балансе запасов и добыче постоянно снижался. При этом доля россыпей в добыче, в большинстве случаев, превышает долю в балансе запасов, что показывает интерес производственников к этому типу месторождений (табл. 2). Это объясняется тем, что россыпные месторождения часто являются технологически более доступными и рентабельными и требуют меньших капитальных затрат, особенно на начальном этапе освоения. Вложенные в разработку россыпей ассигнования окупаются за более короткий срок.

Таблица 2

Значение россыпей в запасах и добыче полезных ископаемых России

Вид сырья	Доли		
	запасов категорий $A+B+C_1$ в россыпях, %	в общей добыче 2012 г., %	в общей добыче 1989 г., %
Золото	13.8	23.7	Около 50
Платиноиды	0.3	4.5	Около 5
Алмазы	6.5	16.7	<5
Титан*	4.5	0.6	–
Цирконий*	48.5	1.2	–
Олово*	12.4	–	25.0
Вольфрам	0.73	3.2	0.5

Примечание. * – в России, несмотря на большие запасы, эти виды сырья добываются в незначительном количестве. В мире около 50 % олова, 70 % титана и 95 % циркония добывается из россыпей.

Россыпные месторождения арктического региона России отрабатываются в течение 50–70 лет и в значительной степени выработаны. Для поддержания их потенциала необходимы:

– исследования освоенных районов на нетрадиционные типы россыпей (техногенных, содержащих мелкие и тонкие классы тяжелых минералов, а также попутные компоненты в традиционных россыпях); разработка рациональных схем обогащения, где, наряду с гравитационными методами, возможно применение химических способов извлечения полезного компонента;

– использование новых методов отработки традиционных россыпей, относящихся к забалансовым по горнотехническим условиям эксплуатации – скважинной гидродобычи для глубокозалегающих объектов и применение специализированных морских драг для эксплуатации месторождений на шельфе;

– поиск традиционных типов россыпей в малоисследованных районах, в первую очередь, на арктическом шельфе.

Литература

Быховский Л. З., Котельников Е. И., Лихникевич Е. Г., Пикалова В. С. Задачи дальнейшего изучения Томторского рудного поля с целью повышения его инвестиционной привлекательности // Разведка и охрана недр. 2014. № 9. С. 20–25.

Граханов С. А. Особенности формирования и закономерности размещения россыпей алмазов северо-востока Сибирской платформы // Дис. … докт. геол.-мин. наук. Якутск, 2007. 309 с.

Лаломов А. В., Бочнева А. А., Чефранов Р. М., Чефранова А. В. Россыпные месторождения Арктической зоны России: современное состояние и пути развития минерально-сырьевой базы // Арктика: экология и экономика. 2015. № 2. С. 66–77.

Проскурнин В. Ф. Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотоносного потенциала // Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. 40 с.

Россыпные месторождения России и других стран СНГ / Отв. ред. Н. П. Лаверов, Н. Г. Патык-Кара. М.: Научный мир, 1997. 479 с.

Симонов О. Н., Афанасенков А. П., Самойлов А. Г., Сидоров И. И. Минерально-сырьевая база Таймырского национального округа / В кн. «Недра Таймыра». СПб: ВСЕГЕИ, 1995. С. 5–33.

Е. В. Кислов[1, 2]
[1] – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
[2] – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
Evg-kislov@ya.ru

Минерально-сырьевая база нефрита Бурятии: современное состояние, проблемы и перспективы

Нефрит – высоколиквидный ювелирно-поделочный камень, известный человечеству с давних времен и пользующийся повышенным спросом в Китае. Наибольшим спросом пользуется белый нефрит, а также изумрудно-зеленый с минимальным содержанием включений рудных минералов и повышенной просвечиваемостью. 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. К настоящему времени в России известно около 60 месторождений и проявлений этого камня.

В Бурятии находится основная часть 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). Остальные запасы находятся в Красноярском крае (2 месторождения), Тыве и Челябинской области (по одному месторождению).

Месторождения нефрита подразделяются на два эндогенных геолого-промышленных типа: апосерпентинитовых метасоматитов офиолитов (апоультрамафитовый, иногда выделяют также апомафитовый [Юргенсон, 2001]) и аподоломитовых тремолит-кальцитовых магнезиальных скарнов (апокарбонатный). При этом существуют различные точки зрения на роль метасоматических или динамометаморфических процессов в нефритообразовании. Месторождения первого типа – источник зеленого нефрита – в Бурятии сосредоточены на юго-западе: Окинский, Тункинский, Закаменский районы, за исключением Парамского месторождения на северо-востоке, в Муйском районе. Месторождения второго типа вмещают более редкий и дорогостоящий светлоокрашенный нефрит и группируются на северо-востоке Бурятии, в Баунтовском эвенкийском и Муйском районах. К экзогенным относится формация россыпей, как правило, аллювиальных, обычно тесно связанных с коренными источниками. Изучением нефритовых объектов в 1960–1990 гг. занималась экспедиция «Байкалкварцсамоцветы». Большинство месторождений находится в труднодоступной местности, сложных горно-геологических условиях, нередко в процессе поисково-оценочных работ выявленные запасы отрабатывались.

Официальная геология недостаточно внимания уделяла россыпным проявлениям. Они не разведаны, несмотря на то, что наиболее ценный нефрит в представлении китайцев – найденный в реке в виде окатанных галек и валунов («окатыши»). Окатыши прошли длительную природную обработку и представляют собой естественно образовавшиеся природные блоки с сырьем высочайшего качества. Такой нефрит, особенно белый с корками бурого, красного, черного цвета, вызванными развитием гидроксидов железа и марганца с внешней поверхности, используется в Китае для каменной резьбы, украшения интерьеров и как объект инвестирования. Как следствие, цена на него в десятки раз превышает цену нефрита, добытого в карьере, а спрос носит ажиотажный характер. Но в настоящее время разведанных запасов россыпного нефрита нет.

В настоящее время в Бурятии официально эксплуатируются 9 месторождений нефрита (табл.). За последние 25 лет добыча нефрита выросла более чем в 10 раз [Юргенсон, 2001], что связано с благоприятной ценовой политикой. В 2006 г. добыто 750.7 т нефрита-сырца, из него 229.2 т нефрита сортового, 2008 г. – 930/272, 2010 г. – 1054.3/324.9, 2012 г. – 1591/465.8, 2014 г. – 1068/390, 2015 г. – 1630.99/460.7, 2016 г. – 1146.42/309.997.

В настоящее время подготавливаются к эксплуатации месторождения: Воймаканское светлого нефрита – ЗАО «МС Холдинг», УДЭ 15010 ТР, в 2014 г. показана добыча 0.5 т, в 2015 г. – 3.59; участок Привальный (Парамское месторождение зеленого нефрита) – ООО «Забайкалгеопром», УДЭ 01637 ТР (оба – Муйский район); жилы Новая (C_1 – 71.34 т, 7.42 т сортового, C_2 – 57.25 т, 5.66 сортового), Гигант (C_1 – 434.88 т, 128.7 т сортового), № 8 (C_2 – 155.47 т, 21.856 сортового) Горлыкгольского месторождения зеленого нефрита – ООО Геологическое предприятие «Сибирьгеология», УДЭ 01690 ТЭ (Окинский район).

Геолого-поисковые и геологоразведочные работы проводятся на участках Окинский площадью 116.1 км^2 с прогнозными ресурсами зеленого нефрита P_1 – 9.6 т, P_3 – 1381 т (в т. ч. 193 т россыпного) – ООО «Русская нефритовая компания», УДЭ 15423 ТР, 16.10.2012 (Окинский район); Баунтовский 1-2 площадью 1906.06 км^2 с прогнозными ресурсами светлого нефрита P_1 – 183.1 т, P_3 – 1991 т (в т. ч. 56 т россыпного) – ООО «Забайкальское горнорудное предприятие», УДЭ 15635 ТР (Баунтовский эвенкийский район).

6 ноября 2015 г. в конкурсе на участок Окинский-2 (Окинский район) площадью 154.42 км^2 победило ООО «Забайкальское горнорудное предприятие», получив лицензию УДЭ 15964 ТР. В пределы площади вошли месторождения зеленого нефрита (с запада на восток): Оспинское (жилы №№ 6, 8, 11а, 21, запасы по C_1 – 979.6 т, 358.7 т сортового, C_2 – 266.1 т, 86.6 сортового, в т. ч. 13.2 ювелирного, забалансовые – 71.5 т, 57.5 сортового, в т. ч. 40.1 ювелирного), Горлыкгольское (жила №№ 5, 39, запасы по C_1 – 2661.58 т, 492.82 т сортового, C_2 – 2492.31 т, 738.28 сортового), Поле чудес (по C_2 171.0, 54.0 сортового), россыпь руч. Хуша-Гол (97.0, 35.0), Арахушанжалгинское месторождение (903.1, 329.9). Итого запасы по категориям C_1 – 1819.1 т, C_2 – 3576.1 т, забалансовые – 71.5 т нефрита-сырца, по категориям C_1 – 600.9 т, C_2 – 1189.5 т сортового, забалансовые – 57.3 т, прогнозные ресурсы нефрита по категории P_3 2140 т. На территории участка также имеется ряд перспективных проявлений.

Таблица

Эксплуатируемые месторождения нефрита на территории Бурятии

Месторождение	Компания	№ лицензии, даты действия	Добыча в т, сырца/сортового		
			2014 г.	2015 г.	2016 г.
Окинский район					
Оспинское (жилы № 7, 32)	ОАО «Байкал-кварцсамоцветы»	УДЭ 12871 ТЭ 3797 (30.11.2004 – 01.01.2024)	396.9/ 254.8, в т. ч. 79.0 ювелирного	220.0/ 130.3	200.0/ 91.2
Горлыкгольское (жилы № 10, 36, 37)	ООО Геологическое предприятие «Сибирьгеология»	УДЭ 00770 ТР 770 (08.06.2002 – 13.06.2017)	328.88/ 36.94	108.0/ 12.02	112.0/ 12.39
Закаменский район					
Харгантинское	ООО Производственно-технологическое предприятие «Каскад»	УДЭ 00663 ТР 663 (15.03.2001 – 01.03.2021)*	60.0/6.0	–	–
Хамархудинское	ЗАО «МС Холдинг»	УДЭ 15011 ТЭ (29.09.2010 – 28.09.2025)	–	290.63/ 116.64	160.85/ 59.34
Баунтовский эвенкийский район					
Кавоктинское	ООО «Забайкальское горнорудное предприятие»	УДЭ 15831 ТЭ (29.12.2014 – 31.12.2034)	385.8/ 57.2	807.8/ 150.3	441.1/ 89.35
Хайтинское	Улан-Удэнская местная религиозная организация – буддийская община «Дхарма»	УДЭ 14006 ТЭ 4932 (29.03.2007 – 20.03.2027)	45.39/ 13.40	51.4/ 14.5	51.48/ 14.50
Муйский район					
Голюбинское	ООО «Голюбэ»	УДЭ 13974 ТЭ 4900 (05.03.2007 – 26.03.2021)	119.8/ 33.2	112.3/ 31.1	109.28/ 30.27
Нижне-Олломинское	ООО «Аллами»	УДЭ 15012 ТР (30.09.2010 – 28.09.2035)	55.75/ 12.54	8.57/ 1.89	41.53/ 8.787
Сергеевская залежь	ООО «Самоцветы»	УДЭ 01589 ТЭ (21.02.2014 – 21.02.2020)	20.25/ 2.79	28.7/ 3.95	30.18/ 4.16

Примечание. * – лицензия отозвана.

25 декабря 2015 г. состоялись еще три конкурса. В конкурсе на Хохюртовскую площадь зеленого нефрита размером в 120.0 км^2 и прогнозными ресурсами по категории P_1 20.4 т в Закаменском районе победило ООО «Инвест Плюс Гео». Улан-Ходинское месторождение зеленого нефрита в Окинском районе площадью 16.65 км^2 с балансовыми запасами категории C_2: нефрит-сырец – 61.4 т, нефрит сортовой 15 т, категории C_2, не учитываемых ГБЗ РФ и ТБЗ РБ: нефрит-сырец – 396.8 т, нефрит сортовой 88.6 т, прогнозные ресурсы по P_2 – 80 т, досталось ООО «Сила Сибири». Хуша-гольский участок зеленого нефрита площадью 0.34 км^2 также в Окинском районе с прогнозными ресурсами по категории P_1 242 т достался ООО «ГеоСпецСтрой».

Ряд нефритоносных объектов был включен Федеральным агентством по недропользованию в Перечень участков недр по Республике Бурятия, предлагаемых для предоставления в пользование на 2014 г. и дополнение № 1 к нему. По зеленому нефриту конкурсы проведены или назначены: Привальный, Хохюртовская площадь, Улан-Ходинское месторождение, Хуша-гольский участок. По светлому нефриту конкурсы или аукционы не объявлялись, хотя они планировались на 4 квартал 2014 г. В Баунтовском эвенкийском районе находятся участки Укшум площадью 297.0 км^2 с прогнозными ресурсами по категории P_3 101 т; Заячий 94.9 км^2, 70 т; Кривая 231.9 км^2, 90 т. Участок Богунда площадью 363.0 км^2 и прогнозными ресурсами по категории P_3 290 т находится на стыке Баунтовского эвенкийского, Баргузинского и Курумканского районов.

В нераспределенном фонде в Окинском районе остается Зун-Оспинское месторождение, содержащее по категории C_2 10.1 т, нефрита-сырца, 1.0 сортового. В Тункинском районе находятся два месторождения зеленого нефрита: Болдокитское (388.2, 74.1) и Хангарульское (410.0, 81.9), чья эксплуатация невозможна, поскольку они находятся на территории Тункинского национального парка.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых» предложило следующие основные мероприятия, обеспечивающие экономически выгодное освоение и воспроизводство запасов нефрита:

– лицензирование в первую очередь наиболее дорогостоящих объектов нефрита с балансовыми запасами, учитываемыми в нераспределенном фонде недр (с учетом их частичной незаконной разработки);

– поиски новых нефритоносных провинций, районов, полей и месторождений, перспективных для постановки работ с целью геологического изучения и последующей разведки и добычи [Аксенов и др., 2014].

Большие надежды возлагались на Приказ Министерства природных ресурсов Российской Федерации от 15.03.2005 № 61 «Об утверждении Порядка рассмотрения заявок на получение права пользования недрами для геологического изучения недр (за исключением недр на участках недр федерального значения)». Он введен в законную силу Приказом Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации от 27.01.2014 № 37. Но ни одной лицензии на геологическое изучение нефрита за счет собственных средств по Бурятии не выдано, хотя поступили 32 заявки [Таханова, Шаралдаева, 2016]. Аукционы не проводятся с 2011 г., когда лицензии, выданные по результатам девяти аукционов, были аннулированы из-за неоплаты остатка разового платежа. В результате выдача лицензий на участки с нефритом в течение последних пяти лет производится только по результатам конкурса.

Помимо лицензирования и эксплуатации месторождений нефрита необходимо отметить усилия по развитию переработки нефрита. Продолжается развитие камнерезного производства, основанное на опыте еще советских времен, на базе ОАО «Байкалкварцсамоцветы» в с. Смоленщина Иркутской области. ООО «Торговый дом «Ориентал Вэй» открыло фабрику по переработке нефрита, добываемого ООО «Забайкальское горнорудное предприятие», в г. Улан-Удэ. На этой фабрике наряду с российскими мастерами работают резчики из Китая, обучающие местную молодежь. В 2015 г. фабрика обработала 122 т нефрита, в 2016 г. – уже 256 т. Постоянно растут налоговые отчисления предприятий. В 2014 г. численность сотрудников ЗГРП в «добычный» сезон составляла 154 человека, в 2015 г. – 181, в 2016 г. – 171; 90 % из них – жители Баунтовского эвенкийского района.

На наш взгляд, необходимо провести лицензирование максимального числа перспективных на нефрит участков. Необходимо развивать маркетинг внутреннего потребления нефрита: украшений, резных изделий, облицовочной плитки, медицинских изделий. Некондиционный нефрит можно использовать в качестве камней для охлаждения напитков, банного камня, сырья для каменного литья и пролонгированного удобрения, особенно для территорий таких, как Бурятия, с недостатком кальция и магния из-за преобладающего развития гранитов.

Литература

Аксенов Е. М., Полянин В. С., Полянина Т. А., Яковлева Е. И., Дусманов Е. Н. Минерально-сырьевая база высоколиквидных видов цветных камней: перспективы освоения и развития // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2014. № 5. С. 16–23.

Таханова С. С., Шаралдаева И. А. Вопросы управления развитием минерально-сырьевой базы нефритовой отрасли Республики Бурятия // Вестник ВСГУТУ. 2016. № 5. С. 141–148.

Юргенсон Г. А. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2001. 390 с.

В. И. Лысенко
МГУ им. М. В. Ломоносова, филиал в г. Севастополе
niagara@mail.ru

Находки следов триасового палеовулканизма в западной части южного берега Крыма

Крым является самым изученным регионом России в геологическом отношении. За время исследований было установлено, что при незначительном распространении магматических пород в структурах Горного Крыма, они разнообразны по составу, форме выделения и возрасту [Лебединский, Макаров, 1962]. Пространственно магматические постройки образуют прерывистые северную и южную зоны. В пределах северной полосы встречаются верхнетриасовые, нижнеюрские и среднеюрские эффузивные и интрузивные образования [Лебединский, Шалимов, 1967]. Магматические породы южной зоны, приуроченные к шовному пространству Южного берега Крыма (далее ЮБК), большинство исследователей относят к средней юре [Лебедин-

ский, Макаров, 1962]. Найденные автором сульфидно-карбонатные трубки на контакте «интрузивных» тел с вмещающими породами позволяют дать новую трактовку условиям образования и возрасту магматических пород региона. Целью исследования стала реконструкция условий образования лавовых палеопотоков в породах таврической серии окрестностей пос. Тессели на основе изучения особенностей строения магматических тел.

На территории участка исследования автором проведено геологические картирование. Особое внимание уделялось контактам магматических пород с терригенной толщей, пространственному положению магматических тел, условиям залегания сульфидно-карбонатных палеопостроек и поиску фаунистических остатков во вмещающих породах. Из центральных и приконтактовых частей магматических тел отобраны образцы для изготовления шлифов, которые были изучены на оптическом микроскопе Olympus BX51 в Институте минералогии УрО РАН, г. Миасс.

Исследованные магматические тела находятся на удалении (3–6 км) от известных вулканических палеопостроек и интрузивных массивов Фороса и Меласа и являются самыми западными выходами магматических тел ЮБК. Возможно, из-за своих незначительных размеров и приуроченности выходов к крутым залесенным склонам магматические породы этого региона выпали из поля зрения исследователей [Лебединский, Макаров, 1962]. Выходы изверженных пород расположены в верхней части прибрежного склона ЮБК над пос. Тессели в интервале абсолютных отметок от 270 до 350 м между горой Парус и оврагом Биюк-Дере. В этой полосе протяженностью около 2 км с востока на запад закартировано 16 выходов магматических тел размером от 20 до 200 м. Расстояние между отдельными выходами составляет 50–300 м.

В центральной части магматические тела имеют вытянутую пластообразную форму, а по краям – почти изометричную холмообразную. Возможно, такие различия связаны с разным уровнем эрозионного среза. По условиям залегания, формам выходов, минеральному составу, структурным и текстурным признакам пород, их контактов с вмещающей толщей таврической серии можно предположить, что магматические тела являются частями крупного подводного лавового палеопотока [Кориневский, 2014], разбитого системой меридиональных разломов на отдельные блоки в период мезозойской складчатости. Весомым аргументом доказательства о подводном излиянии могут служить находки сульфидно-карбонатных построек в трех центральных телах исследуемой зоны (рис. 1). Эти части лавового палеопотока представлены удлиненными гребнями магматических горных пород с волнистой и ступенчатой поверхностью в центральной части. Самым крупным из них является «центральный» блок магматических пород, который имеет протяженность около 200 м и вертикальную мощность больше 10 м. На его поверхности отмечаются многочисленные выступы в виде валов вздутия и участки, покрытые автобрекчией излившегося материала. Неровную поверхность лавового потока довольно плотно облегают аргиллиты и алевролиты. В некоторых местах они залегают с небольшим угловым несогласием.

Контакты между вмещающими породами таврической серии и эффузивами резкие. В приконтактовой зоне алевролиты и аргиллиты имеют серовато-коричневую окраску, чем отличаются от выше залегающих голубовато-серых и черных пород таврической серии. Светлая окраска терригенных пород в приконтактовой зоне связана с процессами карбонатизации, в ходе которой сформировались микросферолиты, разноориентированные микропрожилки, микролинзы и псевдоминдалины антраконита и кальцита. Мощность таких изменений цвета составляет 1–4 см. Верхняя



Рис. 1. Внешняя форма (А) и внутреннее строение (Б) сульфидно-карбонатных труб.

граница изменений расплывчатая, а нижняя граница, имеющая зубчато-бугристую форму контакта с эффузивами, – резкая с макро- и микронеровностями. Ниже линии залегания пород таврической серии находится межконтактовый прерывистый прослой, сложенный микробрекчией алевролитов и эффузивных пород мощностью до 15 мм. Слагающий его остроугольный обломочный материал составляет 20–70 % общего объема и сцементирован кальцитом, реже антраконитом. По составу обломков прослой можно разделить на две прерывистые микрозоны: верхнюю и нижнюю, разделенные неявной границей. В верхней присутствует обломочный материал алевролитов, поверхность которых покрыта пленкой халцедона, нижняя микрозона сложена обломками эффузивных пород. Здесь также встречаются фенокристаллы плагиоклаза, кварца и редкие вкрапления пирита. Обломочный материал сцементирован прозрачным кальцитом. Нижний контакт микрозоны с эффузивными породами резкий с многочисленными угловыми микро- и макровыступами.

Ниже этого межконтактового прослоя находятся породы подводного лавового палеопотока, которые имеют зональное строение за счет минералогической дифференциации материала. Верхняя часть лав сложена серовато-зелеными кварцевыми порфирами, которые содержат равное количество кристаллов кварца и плагиоклаза в основной афанитовой массе. Порфировые вкрапленники имеют размеры от 0.1 до 3.0 мм и составляют 10–30 % от общего объема породы. Текстура миндалекаменная, а вблизи контакта микрофлюидальная. Миндалины имеют эллипсовидную форму, реже округлую и выполнены халцедоном, кальцитом и довольно часто антраконитом. С удалением от контакта уменьшаются их размеры и количество. В породе отмечаются мелкие разноориентированные прожилки белого кальцита и антраконита, а также вкрапленность мелкозернистого пирита. Мощность зоны серо-зеленых кварцевых порфиров обычно составляет 30–80 см, и они постепенно переходят в темно-серые кварцевые порфиры. В этих породах отмечаются единичные порфировые

вкрапленники кварца, а количество кристаллов плагиоклаза в виде сростков и табличек увеличивается до 30 % от общей площади шлифа. Переход темно-серых порфиритов в среднекристаллические массивные андезиты постепенный: исчезают миндалины, и увеличивается количество вкрапленников плагиоклаза и их размеры, появляются таблички пироксена. Граница перехода довольно условная.

Андезиты слагают основную часть лавового потока, имеют серовато-зеленую окраску и характеризуются гипидиоморфной кристаллической структурой и массивной текстурой. Таблитчатые вкрапленники плагиоклаза размером по длинной оси до 3 мм составляют около 60 % от общего объема породы. Авгит и роговая обманка имеют удлиненную форму и ксеноморфный облик по отношению к плагиоклазу и составляют 15 % породы. Выделения ксеноморфного кварца изометричной формы встречаются между плагиоклазом и темноцветными минералами и занимают 5–10 % от общей площади шлифа. В породе присутствуют редкие вкрапленники биотита размером до 0.3 мм. Породы слабо хлоритизированы и карбонатизированы. Характерным признаком для андезитов является наличие мелких вкраплений пирита, составляющих чуть меньше 1 % общего объема. Нижние контакты лавового потока с вмещающей толщей из-за слабого эрозионного среза проследить не удалось. Описанная дифференциальная зональность и приконтактовые изменения для магматических тел центральной зоны характерны и для всех остальных выходов эффузивных пород в пределах изученной зоны. В западной и восточной частях зоны верхняя часть магматических тел сложены лавовой брекчией.

Сульфидно-карбонатные трубы, которые были найдены на магматических телах в центральной части района исследования, образовывались на поверхности лав, а направление их роста ориентировано перпендикулярно слоистости вмещающей толщи (рис. 2). Они имеют вид вертикальных или слабоизогнутых труб длиной до 80 см и диаметром до 10 см (см. рис. 1). Процессы выветривания выявили в постройках ослабленные зоны, что привело к распаду их на отдельные блоки шаровидной, эллипсовидной, конусовидной, а чаще цилиндрической форм. На некоторых трубах имеются боковые конусовидные отростки, отходящие от ствола под прямым углом в горизонтальном направлении (см. рис. 2). Такие утолщения, залегающие согласно со слоистостью вмещающих алевролитов, можно видеть на многих постройках. Часто на поверхности построек отмечаются слепки полихет, выполненные карбонатным веществом, что является дополнительным подтверждением более раннего их образования, чем вмещающие их породы. Интерес представляют зеркала скольжения и залеченные открытые трещины следов разрыва на некоторых сульфидно-карбонатных постройках. Можно предположить, что это следы древнекиммерийской фазы складчатости ранней юры [Муратов, 1959].

Контакты поверхности сульфидно-карбонатных трубчатых тел с вмещающей терригенной и эффузивной толщей резкие. На контакте вокруг построек серо-голубые алевролиты таврической серии часто имеют слабое осветление мощностью до сантиметра. Изменения пород могут быть связаны с процессами бактериального синтеза карбонатов за счет продолжающейся диффузии газа из построек после перекрытия их осадочной толщей.

Горный Крым считается амагматичным регионом Альпийской геосинклинальной складчатой области. Магматические породы занимают в нем менее 10 % общей площади, за исключением западной части ЮБК. В этом районе выходы интрузивных и эффузивных пород отмечены северо-западнее Ялты, вблизи пос. Форос, Мелас,

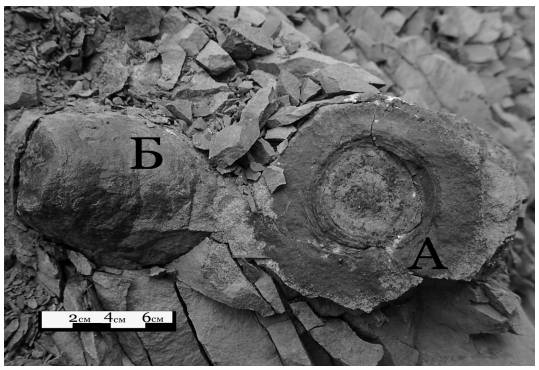


Рис. 2. Выходы сростка сульфидно-карбонатных труб на поверхность вмещающих пород таврической серии.

А – выход сульфидно-карбонатных труб перпендикулярный слоистости, Б – боковой конусовидный отросток, отходящий горизонтально от центральной сульфидно-карбонатной постройки.

Кастрополь и Лемен [Лебединский, Макаров, 1962]. Вулканиты залегают среди пород таврической серии, с которыми, по мнению ряда исследователей, они имеют «тектонические» контакты. В верхней части туфовой толщи Лемена и Кастрополя найдена фауна позднего байосса. Поэтому возраст образования вулканитов и интрузий большинство геологов, как было сказано выше, относят к средней юре [Лебединский, Макаров, 1962].

Наши результаты доказывают, что вулканизм региона имеет более ранний возраст, чем предполагалось. На единое время и генезис образования лав в породах таврической серии указывают наличие зональной минералогической дифференциации пород во всех блоках потока; находки фрагментов автобрекчиевой текстуры на поверхности лавы; резкий и неровный контакт магматических пород с вышезалегающей терригенной толщей; микробрекчирование пород таврической серии и эффузивов на контакте между ними в кальцитовом цементе. Образование приконтактового микропрослоя срыва с остроугольным материалом, вероятно, связано с импульсными процессами остывания лавы, которое сопровождалось уменьшением ее объема. В приконтактовой зоне отсутствуют явные следы воздействия на вмещающие породы высоких температур и образования в них роговиков.

Главным доказательством лавовой природы магматических тел и образования их во временном периоде поздний триас–ранняя юра являются находки сульфидно-карбонатных труб в толще флиша. Их рост начинался на поверхности лав, предположительно, в местах пересечения трещиноватости, образованной при остывании в купольной части. Образование тел сульфидно-карбонатных трубок происходило во время остывания лавового потока одновременно с формированием вмещающей толщи пород таврической серии.

Породы таврической серии западной части ЮБК изучались многими геологами, и считается, что они представлены отложениями корнийского и норийского ярусов [Астахова, 1972]. Над выходом магматических пород в черных известняках нами обнаружены отпечатки моллюсков, брахиопод и раковина аммонита хорошей сохранности, который относится к *Megaphyllitesinsectus* (Mojsisovics) и имеет возраст норийского яруса [Астахова, 1972]. Это позволяет высказать предположение, что вулканизм окрестностей пос. Тессели происходил в то же время, как и подобные процессы северной части Горного Крыма [Лебединский, Макаров, 1962].

Результаты исследования минерального состава магматических тел западной части ЮБК, их контактов с вмещающей терригенной толщей и находки рядом с ними сульфидно-карбонатных построек доказывают, что эти тела являются продуктами

лавового палеовулканизма. Предполагается, что в позднем триасе эффузивные вулканические процессы происходили не только в северной части Горного Крыма, но также в южной прибрежной шовной зоне. Возможно, эти зоны разломов с палеовулканами с севера и юга ограничивали Крымскую геосинклиналь.

Автор благодарит профессора, д.г.-м.н. В. В. Аркадьева (СПбГУ, г. Санкт-Петербург) за помощь в определении аммонита.

Литература

Астахова Т. В. Палеонтологическая характеристика триасовых отложений Крыма // Палеонтологический сборник. 1972. Вып. 2. № 9. С. 57–63.

Кориневский В. Г. Эффузивы Урала. Екатеринбург: УЦАО, 2014. 217 с.

Лебединский В. И., Макаров Н. М. Вулканизм Горного Крыма. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 208 с.

Лебединский В. И., Шалимов А. И. Магматические проявления в структуре и геологической истории Горного Крыма // Советская геология. 1967. № 2. С. 82–97.

Муратов М. В. О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1959. № 11. С. 31–41.

Часть 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ ПОЛЯ

В. В. Масленников, Н. Р. Аюпова, С. П. Масленникова,
И. Ю. Мелекесцева, А. С. Целуйко, Н. С. Архиреева
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
mas@mineralogy.ru

Сульфидные конкреции колчеданных месторождений: условия нахождения, типохимизм и факторы формирования

Сульфидные конкреции встречаются в рудных турбидитах, вулканогенно-осадочных и осадочных породах многих колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Понтид, Иберийского пояса и других колчеданоносных регионов. Несмотря на то, что эти конкреции могут быть индикаторами колчеданного оруденения при прогнозно-поисковых работах, они до сих пор остаются малоизученными. В литературе отсутствуют сведения об их условиях нахождения, причинах формирования и типохимизме. Эти данные получены нами при изучении сульфидных конкреций колчеданных месторождений Урала (Дергамышское, Ишкининское, Сибайское, Октябрьское, Сафьяновское, Учалинское, Блявинское, Талганское), Рудного Алтая (Артемьевское), Понтид (Лаханос, Кюре) и Иберийского пояса (Тарсис). Условия нахождения и облик сульфидных конкреций разнообразны. Донные конкреции колломорфного и фрамбоидального пирита обнаружены в кластогенных рудах Ново-Сибайской залежи [Жабин, 1979]. Аналогичные конкреции колломорфного пирита встречены в кремнистых пелитолитах Октябрьского месторождения [Масленников, 1999]. В данной публикации речь пойдет о придонных диагенетических конкрециях.

Сульфидно-серпентинитовая ассоциация. Конкреции, встречающиеся в рудоносных серпентинитовых песчаниках, известны на Ишкининском и Дергамышском месторождениях. В большинстве случаев, они представлены мелкозернистым пиритом с реликтами серпентина и хромитов. Эти конкреции иногда окружены радиальными агрегатами крупнозернистого пирита и замещаются пирротином с появлением кобальт-никелевой сульфоарсенидной минерализации. На этих месторождениях пиритовые конкреции широко представлены в сульфидных турбидитах, обогащенных обломками серпентинитов. В строении конкреций выделяются три разновидности пирита-4: 4а, 4и и 4с. Пирит-4а – ангедральный конкреционный – находится в ядре пиритовых конкреций. Эта разновидность пирита, вероятно, сформировалась на месте пиритового обломка в результате интенсивной раннедиагенетической перекристаллизации. Очень часто этот пирит замещен субгедральным пирротином. Содержания элементов в нем еще ниже, чем в ранних разновидностях пирита-1–3. Пирит-4и – инкрустационный с пористой структурой – обрастает ядра конкреций, сложенных пиритом-4а. Эта разновидность появляется только в рудокластитах, обо-

гащенных обломками серпентинита. Пирит-4и обрастал конкреции ангедрального пирита, гораздо более интенсивно замещенного пирротином. Очень часто встречаются радиально-перистые агрегаты. По сравнению с обломочной разновидностью в конкреционном пирите гораздо ниже содержания большинства элементов примесей. Пирит-4с – субгедральный, тонкозональный непористый инкрустационный – обрастает кристаллы пирита-4. Вероятно, он образовывался несколько позже пирротинизации, хотя пойкилиты пирротина в нем не обнаружены. Содержания элементов-примесей в нем такие же низкие, как и в пирите-4, за исключением As. Все разновидности пирита характеризуются низкими содержаниями Mn (1–2 г/т) и других элементов-примесей, за исключением Ni (348–951 г/т) [Масленников и др., 2014].

Сульфидно-черносланцевая ассоциация. Сульфидные конкреции в углеродистых алевропелитолитах установлены на месторождениях Кюре (Понтиды), Тарсис (Иберийский пояс) и Кызыл-Таштыг (Тува). Наиболее представительными оказались сульфидные конкреции Сафьяновского и Артемьевского месторождений.

В дистальных сульфидных турбидитах, черных сланцах и вулканомиктовых песчаниках Сафьяновского месторождения широко распространены конкреции, сложенные несколькими разновидностями пирита при незначительных количествах халькопирита, кварца, сфалерита, галенита, блеклых руд и энаргита. Наиболее ранние конкреции фрамбоидального и тонкозернистого пирита обросли радиальными крупнозернистыми пиритовыми агрегатами, содержащими реликтовые микровключения фрамбоидов. Иногда встречаются крупные (до 2 см) конкреции крупнозернистого пирита с полыми кварцевыми ядрами, содержащими реликты фрамбоидального пирита. Содержания элементов-примесей в конкрециях варьируют в зависимости от разновидности пирита.

В конкрециях фрамбоидального пирита, входящих в состав рудных турбидитов, отмечаются широкие вариации содержаний большинства элементов-примесей (г/т): Ti (3–143), V (3–138), Mn (21–1471), Co (0.16–150), Ni (12–206), Se (1.4–659), Mo (22–344), Ag (12–375), Sn (0.3–15), Sb (36–1441), Te (0.1–12), Ba (0.7–3416), W (0.08–4), Au (0.7–23), Pb (343–17106), Bi (3–965) и U (0.05–8.8). Содержания большинства этих элементов-примесей, за исключением Ni и Ag, снижаются в конкрециях фрамбоидального пирита, заключенных в вулканомиктовых песчаниках. Конкреции тонкозернистого пирита характеризуются аномальными концентрациями Ti (5–17 г/т) и V (7–153 г/т) и повышенными содержаниями (г/т) Au (2–14), Ag (127–508), Pb (0.1–2 мас. %), Bi (15–159), U (0.1–0.6), Co (17–426), Ni (34–23), Mo (1.7–7) при умеренных содержаниях Mn (97–103). В субгедральных кристаллах пирита этих конкреций содержания элементов-примесей гораздо ниже.

В сульфидных турбидитах конкреции, сложенные радиальным, ангедральным и субгедральным крупнозернистым пиритом, содержат в 5–10 раз меньше (г/т) Ti (1.4–3.1), V (0.4–3.1), Co (0.3–81), Ni (0.1–81), Mo (0.7–16), Au (0.4–0.9), Ag (2–117), Te (0.03–0.4), Pb (31–380), U (0.001–0.013) и Ba (0.07–0.79) по сравнению с конкрециями фрамбоидального и тонкозернистого пирита. Содержания As (0.1–0.4 мас. %), Se (2–51 г/т), Tl (4–106 г/т), W (0.1–1.1 г/т) во всех разновидностях конкреций близки. Концентрации элементов-примесей в конкрециях зернистого пирита (как и во фрамбоидальном) зависят от состава вмещающей цементирующей массы. В осадочных породах, по сравнению с конкрециями из сульфидных турбидитов, отношение $Co/Ni < 1$. Пиритовые конкреции, находящиеся в вулканомиктовых песчаниках,

обеднены (г/т) Mn (1–6), Co (1.5–14), Se (2–10) и Au (0.4–0.8) по сравнению с аналогичными пиритовыми конкрециями, встречающимися в сульфидных песчаниках. В этих конкрециях отмечаются повышенные содержания Ni (23–128 г/т), Ag (166–264 г/т) и аномальные Ti (33–148 г/т). Напротив, в аналогичных зернистых конкрециях пирита, присутствующих в черных сланцах, появляются аномальные концентрации (г/т) Au (2–132), Ag (40–5675), Mo (22–389), Sb (242–1796), Mn (73–4831) и Ni (40–1439). Максимальные содержания отмечаются в реликтовых тонкозернистых участках конкреционного пирита. Безусловно, органические илы обеспечивали благоприятные условия для концентрации этих элементов-примесей.

На Артемьевском месторождении конкреции фрамбоидального пирита встречаются в сульфидных песчаниках. В углеродистых пелитолитах обнаружены псевдоморфозы пирротина по конкрециям фрамбоидального пирита и марказита с образованием аутигенного арсенопирита и стибнидов никеля. Субгедральный крупнозернистый пирит, сопровождающийся арсенопиритовой и кобальтиновой минерализацией, появился позже пирротина. Также как и на Сафьяновском месторождении, фрамбоидальный пирит содержит значительные количества элементов-примесей (г/т): Mn (179–503), Co (81–1041), Ni (37–182), Tl (143–1528), Ag (533–5255), Au (66–199) и Pb (0.7–7 мас. %). Содержания этих элементов-примесей на один-два порядка ниже в среднезернистых растрескавшихся марказитовых конкрециях, содержащих реликтовые структуры фрамбоидального пирита. Зернистый конкреционный пирит, в отличие от сходных гидротермальных разновидностей, характеризуется более высокими содержаниями Mn, Ti, U при низких содержаниях Sn, Bi и Se. Исключение по содержаниям Se составляют конкреции, связанные с углеродистыми пелитовыми и псаммитовыми отложениями. В целом, содержания элементов-примесей в конкрециях пирита значительно варьируют в зависимости от состава вмещающей цементирующей массы. Конкреции, присутствующие в сульфидно-баритовых песчаниках, отличаются всегда более высокими содержаниями рудных элементов, включая Au, Ag, Ba, Tl, Pb, Mo, Ba. В конкрециях из вулканогенно-осадочных пород всегда больше Ti, V, Co, Ni. Низкое отношение Co/Ni < 1 – характерный генетический признак зернистого конкреционного пирита, отличающий его от сходных гидротермальных разновидностей и раннедиагенетического фрамбоидального пирита.

Предполагается, что органические илы как на Сафьяновском, так и на Артемьевском месторождениях, обеспечивали благоприятные условия для концентрации большинства элементов-примесей в диагенетическом пирите, а растворявшиеся сульфидные рудокласты служили дополнительным источником вещества для конкреций. Процессы растворения сульфидов или их пирротинизации приводили к ремобилизации химических элементов, входящих в состав конкреций. Эти процессы обеспечили последующее метаморфогенно-гидротермальное образование самородного золота, арсенопирита и стибнидов никеля на Артемьевском месторождении. Подобный процесс описан ранее как основной механизм формирования золоторудных месторождений в черных сланцах [Large et al., 2011].

Сульфидно-яшмовая и сульфидно-известковисто-силицитовая ассоциации. Своеобразными условиями локализации отличаются сульфидные конкреции Талганского месторождения, содержащиеся в околорудных карбонатно-кремнистых и яшмовых (госсанитах) отложениях. Конкреции образованы тонкодисперсным растрескавшимся пиритом, частично замещенным халькопиритом, сфалеритом и кварцем.

Вокруг конкреций всегда присутствует кайма зернистого пирита. В конкрециях имеются трещины синерезиса, заполненные кварцем или сфалеритом. Наиболее замещенной частью оказывается ядро конкреций. Содержания большинства элементов-примесей в тонкозернистых пиритовых ядрах конкреций выше, чем в кристаллически-зернистых каймах пирита. Элементы-примеси снижаются по мере нарастания кристалличности пирита. Своеобразными, обнаруженными пока только на Талганском месторождении, являются гематитовые конкреции с ядром, сложенным вкрапленными халькопиритом и пиритом [Аюпова и др., 2014].

На Юбилейном месторождении эвгедральный и субгедральный диагенетический пирит-4, в отличие от гидротермальных разновидностей пирита, встречается в хлоритолитах и госсанитах. Обычно он представлен порфировидными эвгедральными монокристаллами тонкозонального пирита или конкрециями. В конкрециях выделяются мелкозернистое ядро и крупнозернистая кайма субгедрального пирита-4. Он характеризуется многочисленными включениями нерудных минералов, что обеспечивает высокие вариации содержаний Ti (0.25–236 г/т), V (до 11 г/т) и других литогенных элементов. В отличие от ранних разновидностей пирита-1–3, пирит-4 характеризуется высокими содержаниями как Co, так и Ni при соотношении Co/Ni < 1, что характерно для позднедиагенетических разновидностей [Масленников и др., 2014].

Находки конкреций и диагенетических кристаллов пирита на Яман-Касинском месторождении единичны. Они представляют собой хорошо оформленные кубические кристаллы без признаков растворения. Анализ одного кристалла пирита-4 показал аномально высокое содержание Ni (272 г/т) при более низких содержаниях Mn (31 г/т), Se (0.1 г/т) и Co (0.9 г/т) по сравнению с гидротермальными разновидностями пирита. Обогащение Ni связано с заимствованием этого элемента из вулканокластических осадков. В конкреционном пирите единичные определения Ni и Co составляют 98 и 90 г/т, соответственно, при содержаниях Se 1 г/т [Сафина, Масленников, 2009].

На Валенторском месторождении эвгедральный и конкреционный пирит-4 встречаются исключительно в борнитсодержащих сульфидных диагенитах. Источником железа для диагенетического пирита, вероятно, являлась реакция окисления халькопирита и превращения его в борнит. Эта аутигенная разновидность пирита, представленная метакристаллами и конкрециями, является наиболее поздней. Отличительные химические особенности пирита-4 – повышенные содержания Co (14–244 г/т) и Se (273–1123 г/т) при пониженных концентрациях всех остальных элементов, включая Mn, Ni и Bi, характерных для гидротермальных разновидностей пирита, более распространенных на месторождении. Содержания Te примерно такие же, как и в предыдущих разновидностях пирита. Однако, отношение Co/Ni варьирует от 10 до 100 [Масленников и др., 2014].

На Александринском месторождении особая разновидность эвгедрального диагенетического пирита-4 представлена в гематитсодержащих пелитолитах – госсанитах, образованных в результате гальмиролиза сульфидных частичек и пелитоморфного гиалокластического материала [Масленников, 1999]. Вероятно, порфировидные выделения пирита формировались в процессе постседиментационных преобразований осадка, скорее всего, в стадию позднего диагенеза. В отличие от эвгедрального и субгедрального пирита гидротермальных руд, такой пирит заимствует элементы-примеси из гиалокластогенного материала (г/т): Ti (13–211), V (0.2–85),

Co (2–167), W (0.2–54) и U (2–12). От исходного рудокластического материала в пирите наследуются такие элементы, как (г/т) Au (0.2–24), Ag (3–385), Cu (10–1220), Te (7–472), Pb (до 2000) и Bi (4–359) [Масленников и др., 2014].

Оригинальные марказит-пиритовые конкреции обнаружены в гематит-кремнистых госсанитах на месторождении Лаханос (Понтиды). Содержания Au, Ag, Te, Bi в них достигают 23, 175, 1692 и 1062 г/т, соответственно.

Появление конкреций в яшмах мы связываем с окислением незначительной примеси органического вещества и силикатного Fe(II), которые могли быть донорами электронов. Следы исходного органического вещества отражаются в присутствии карбонатного материала, характеризующегося легким изотопным составов углерода [Масленников, 1999]. Еще один источник восстановительных сред диагенеза – мелкие рудокласты, окислявшиеся на поверхности сульфидных турбидитов. На некоторой глубине в слое могли возникать восстановительные условия, благоприятные для формирования сульфидных конкреций.

Таким образом, пиритовые конкреции установлены в различных породах: серпентинитовых, реже вулканокластических песчаниках, углеродистых алевропелитах, известковистых силицитах и даже в яшмах. Доноры электронов, необходимые для формирования пиритовых конкреций, различны. Главные из них – окисление силикатного железа, окисление сульфидов и органического вещества. В охарактеризованных сульфидных конкрециях пирита содержания элементов-примесей убывают в ряду: фрамбоидальный → тонкозернистый → радиальный мелко- и крупнозернистый → субгедральный → эвгедральный. Для разработки новых критериев прогнозирования дальнейшие исследования должны быть направлены на сравнение конкреций колчеданных и золоторудных месторождений с конкрециями фоновых отложений.

Авторы благодарят В. В. Зайкова, Р. Ларжа и Л. В. Данюшевского за содействие в выполнении работ. Исследования проводились при поддержке проекта РФФИ (№ 17-05-00854).

Литература

Аюпова Н. Р., Масленников В. В., Масленникова С. П. Диагенетическая сульфидная минерализация в оксидно-железистых отложениях колчеданных месторождений Урала // Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 47–51.

Жабин А. Г. Онтогения минералов. Агрегаты. М.: Наука, 1979. 261 с.

Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экогенез колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 348 с.

Масленников В. В., Аюпова Н. Р., Масленникова С. П., Третьяков Г. А., Белогуб Е. В., Сафина Н. П., Мелекесцева И. Ю., 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. 340 с.

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

Large R. R., Bull S. W., Maslennikov V. V. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits // Economic Geology. 2011. Vol. 106. С. 331–358.

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

Условия колчеданонакопления в палеогидротермальных системах и вопросы классификации месторождений Урала

Субмаринные процессы колчеданонакопления являются одними из крупнейших по продуктивности рудообразующих систем в истории Земли. Их систематике посвящены многие зарубежные обзоры (табл. 1). Классификации колчеданных месторождений уделяли внимание В. И. Смирнов, Н. И. Еремин, Г. А. Твалчерелидзе, М. Б. Бородаевская, В. А. Прокин, Д. И. Горжевский, Н. С. Скрипченко, в современный период – Е. С. Контарь, В. В. Зайков, В. В. Масленников, И. Б. Серавкин, А. Л. Дергачев [Контарь, 2013]. Дискутируется вопрос о корреляции этих систематик с международными подходами [Серавкин, 2013] (табл. 2, 3). Сводная классификационная схема, в которой предпочтение отдано региональным типам, приведена в таблицах 3 и 4.

Таблица 1

Сопоставление классификаций колчеданных месторождений, по [Mosier et al., 2009] с упрощениями

Hutchinson, 1973	Cox, Singer, 1986	Prokin, Buslaev, 1999	Franklin et al., 2005*	Mosier et al., 2009*	Shanks, Thurston, 2012*
Куроко Zn-Pb-Cu-Ag	Куроко	Баймакский	Кремнекластически-фельзический в зрелых эпиконтинентальных дугах	Фельзический	Бимодальный-фельзический
			Бимодальный-фельзический в эпиконтинентальных дугах		
Норанда Zn-Cu		Уральский	Бимодальный-мафический в океанических дугах	Бимодальный-мафический	Бимодальный-мафический
Кипрский Cu-пиритовый	Бесси	Кипрский	Пелит-мафитовый в зрелых задуговых бассейнах	Мафический	Мафит-ультрамафитовый
	Кипрский		Мафический в примитивных задуговых бассейнах		

Примечание. * – классификация включает характеристику вмещающего вулканогенно-осадочного комплекса, а в работе [Franklin et al., 2005] – и его геодинамическую позицию.

Таблица 2

Типы колчеданных месторождений Урала и их корреляция с глобальными типами

Barrie, Hannington, 1999; Franklin et al., 2005*	Типы для Урала		
	Prokin, Buslaev, 1999	Herrington et al., 2005	Серавкин, 2013
Мафитовый в океанических рифтах, примитивных задуговых бассейнах	Кипрский	Атлантический	Ивановский (Ni-Co) Cu
		Домбаровский	Домбаровский Cu
Бимодальный-мафический в океанических дугах	Уральский	Уральский	Уральский Cu-Zn
Бимодальный-фельзический в эпиконтинентальных дугах	Баймакский	Баймакский	Баймакский Au-Ba-Pb-Cu-Zn

Примечание. * – здесь и в табл. 3 классификация включает характеристику вмещающего вулканогенно-осадочного комплекса и его геодинамическую позицию.

К колчеданным месторождениям относятся стратиформные скопления сульфидных минералов, преимущественно сульфидов железа. Минеральный состав руд колчеданных месторождений как массивных («сплошных»), так и вкрапленных, отличается резким преобладанием пирита и/или пирротина, иногда марказита, с которыми ассоциируют промышленно-ценные халькопирит, сфалерит и галенит, реже другие рудные минералы [Large, 1977; Franklin et al., 2005]. Изменение боковых пород, вмещающих колчеданные залежи, проявляется в хлоритизации, серицитизации, окварцевании и пиритизации и обычно развивается со стороны лежачего бока, зонально относительно рудных тел [Shanks, Thurston, 2012]. Данные месторождения, являющиеся одним из главных источников полиметаллов (Pb, Zn, Cu, Ag), связаны с субмаринными риолит-базальтовыми формациями, слагающими различные вулканотектонические структуры – стратовулканы, экструзивные купола, кальдеры и др. [Зайков, 2006; Серавкин, 2013]. Многие колчеданные залежи ассоциируют с офиолитовыми или зеленокаменными поясами, возникающими при метаморфизме окраинно-океанических трогов, выполненных магматическими производными базальтоидных магм – находящихся в различных пропорциях пиллоу-лавами, риодацитами, кислой и средней пирокластикой и переслаивающихся с подчиненными количествами терригенных, реже терригенно-карбонатных осадков [Franklin et al., 2005; Shanks, Thurston, 2012].

Месторождения обычно ассоциированы с кислыми частями вулканогенных разрезов, реже входят в офиолитовую ассоциацию (Кипр, ВТП и САХ). На основании минерального состава и характера вмещающих пород выделяются три главных типа колчеданных месторождений [Hutchinson, 1973; Large, 1977]:

Таблица 3

Глобальная (по [Mosier et al., 2009]) и региональная типизация колчеданных залежей

Типизация по [Mosier et al., 2009]*			Месторождения Урала (данная работа)		
«Переходная»		Итог	Типы	Магматические комплексы	Геодинамическая обстановка
Кремнекластически-фельзический в зрелых эпиконтинентальных дугах	Фельзический к среднему	Фельзический	–		
Бимодальный-фельзический в эпиконтинентальных дугах	Бимодальный-фельзический		**Баймакский**	С преобладающими риодацитами (бимодальный базальт-риолитовый)	Зрелая океаническая дуга (кора переходного типа)
Бимодальный-мафический в океанических дугах	Бимодальный-мафический	Бимодальный-мафический	**Уральский** Cu >> Zn	Бимодальный риолит-базальтовый	Молодая океаническая дуга
			Уральский Zn >> Cu	Бимодальный базальт-риолитовый	Зрелая океаническая дуга, задуговой бассейн
Бимодальный-мафический в эпиконтинентальных дугах			–		
Пелит-мафитовый в зрелых задуговых бассейнах	Пелит-мафитовый	Мафический	–		
Мафический в примитивных задуговых бассейнах	Мафический		**Домбаровский**	Базальтовый	Молодой океанический задуговой бассейн
Мафический в срединно-океанических хребтах			**Ивановский**	Серпентинитовый (второстепенный базальтовый)	Преддуговой бассейн

1. Месторождения *цинково-медного, или* ***уральского*** *типа* (Норанда, Матагами, Маттиби и др. в Архейском зеленокаменном поясе Канады; Урал) локализуются в пределах существенно кислых частей вулканических построек, сложенных риолит-базальтовыми сериями. Рудные тела обычно приурочены к определенным стратиграфическим уровням, нередко отвечающим фазам затухания вулканизма [Зайков, 2006; Серавкин, 2013].

2. *Свинцово-цинково-медно-серебряный, или тип* ***куроко*** охватывает месторождения Иберийского Пиритового пояса (Испания, Португалия), Куроко (Япония), Розбери (Зап. Тасмания), Бучанз (Ньюфаундленд), Батерст (Нью-Брансуик), Рудный

Таблица 4

Типы колчеданных месторождений Урала и их характеристика

Тип	Возраст*	Вмещающие породы	Геохимический тип	Примеры**
Ивановский	S_2–D_1	Серпентиниты, метабазальты	Ni-Co-**Cu**	**Маукское**, Ивановское, Дергамышское, Ишкининское
		Серпентиниты, габбро, метабазальты	Ni-Co-Cu-(Au)	Пышминско-Ключевское
Домбаровский	D_1ems	Метабазальты	**Cu** (Zn, Co)	**Коктау**, Летнее, Осеннее, Весеннее, Левобережное, Бурибайское, Авангард
Уральский	O_3–S_1l$_1$	Бимодальные риолит-базальтовые комплексы (с подч. андезитами и дацитами)	1) **Cu-Zn** (Au)	Сан-Донато, **Тарньерское**, **Красногвардейское**, Валенторское, Кабанское, Левихинское
			2) **Cu-Zn** (Au)	Комсомольское, Блявинское, Яман-Касинское
	D_1ems	Бимодальные риолит-базальтовые комплексы	3) Zn-**Cu** (Au, Ag)	**Гайское,** Подольское, Юбилейное, Октябрьское, Приорское, Кундызды, Лиманное
	D_2e	Бимодальные базальт-риолитовые комплексы (с незначит. кремнями, известняками, андезитами и дацитами)	4) **Cu-Zn** (Au)	**Карабашское**, Кузнечихинское
	D_2e$_2$		5) Cu-**Zn** (Au, Ag)	**Учалинское,** Ново-Учалинское, Сибайское, **Дегтярское**, Сафьяновское
	D_2e$_3$–gv$_1$			**Узельгинское**, Талганское, Молодежное
	D_2gv–D_3fr$_1$			Западно-Озерное, им. XIX Партсъезда
Баймакский	O_3–S_1l$_1$	Бимодальные базальт-риолитовые комплексы с преобладающими риодацитами (с подч. андезитами и дацитами и незначит. базальтами)	1) **Zn**-(Cu-Pb-Ag-Au)	Галкинское
	D_1ems		2) **Cu-Zn**-(Pb-Au)	Вишневское
			3) **Au**-полиметал.	Майское, Бакр-Тау, Балта-Тау, Уваряжское
			4) **Au-Cu**-(Zn)	Таш-Тау
	D_2e$_1$		5) Pb-**Zn-Cu**-(Au)	**Джусинское**
			6) **Cu-Zn**-(Pb-Au)	Барсучий Лог
	D_2e$_3$			Александринское
	D_2e$_2$		7) **Zn**-(Cu)	**Таш-Яр**

Примечание. * – геологический возраст вмещающих вулканогенно-осадочных горизонтов; ** – ключевые для данного исследования месторождения выделены жирным шрифтом.

Алтай (Казахстан, Россия). Месторождения этого типа обычно ассоциированы как с кислыми вулканитами известково-щелочных серий, так и с эпикластическими осадочными породами.

3. ***Кипрский*** *(пиритовый) тип* представлен часто бедными медью (без Zn, Pb) рудами в основных-ультраосновных сериях. Примеры месторождений этого типа: Кипр, Зап. Ньюфаундленд, Ю.-З. Япония, Филиппины, Карелия, Мугоджары. Месторождения обычно располагаются на контакте между двумя толщами подушечных базальтов.

Рудные тела колчеданных месторождений типов 1 и 2, особенно залегающие в кислых вулканических постройках, обычно выявляют четкую минералогическую зональность вкрест мощности рудного тела, от подошвы к кровле [Large, 1977; Зайков, 2006], выраженную в росте соотношения сфалерит(+галенит) / халькопирит+ пирит(пирротин) в сплошных (массивных) рудах основных залежей. Массивные руды подстилаются штокверком или прожилковой зоной пирит-халькопиритового состава (±пирротин, магнетит). Cu-Zn руды часто перекрываются или фациально замещаются по простиранию тонкослоистыми кремнистыми осадками, содержащими незначительное количество пирита. Эти осадки, обычно несколько обогащенные сфалеритом, иногда называют кремнистыми туфами или туффитами. Они, в основном, являются хемогенными осадками или имеют гальмиролитическое происхождение [Масленников, 2006; Maslennikov et al., 2012]. Месторождения кипрского типа обычно азональны. Их геохимическая зональность характеризуется уменьшением вверх и(или) в стороны отношения Cu/(Cu+Zn+Pb). Месторождения 1 и 2-го типов обладают наибольшей продуктивностью на планете и обеспечивают – с доминированием уральского типа – львиную долю запасов цветных и благородных металлов на Урале (табл. 5).

Таблица 5

Запасы руды и металлов (включая прошлую добычу) основных колчеданоносных уровней Урала

Колчеданоносный уровень	Запасы (доля от общих для Урала, %)					
	Руда, млн т (%)	**Cu**, тыс. т (%)	**Zn**, тыс. т (%)	**Pb**, тыс. т (%)	**Au**, т (%)	**Ag**, т (%)
O_3–S_1	342.8 (14.6)	4 662 (14.8)	5 797 (16.4)	367 (16.3)	329.8 (13.8)	5537 (14.6)
D_1 (в осн. D_1ems)	884.8 (37.6)	13 870 (44.0)	8 833 (24.9)	560 (24.9)	1 081.8 (45.4)	13 266 (35.0)
D_2e-gv (в осн. D_2e)	1 126.6 (47.9)	12 986 (41.2)	20 809 (58.7)	1 322 (58.8)	973.7 (40.8)	19 121 (50.4)
Сумма	2 354.1 (100)	31 517 (100)	35 439 (100)	2 249 (100)	2 385.3 (100)	37 924 (100)

Примечание. Таблица составлена на основе [Контарь, 2013] с учетом данных по колчеданным месторождениям Западного Казахстана.

Колчеданные месторождения вулканической ассоциации были сформированы в местах разгрузки металлоносных горячих растворов, на флангах субмаринных гидротермальных систем или в их корневых частях (ниже морского дна). Большинство исследователей полагает, что источником металлов гидротермальных растворов являлись нижележащие породы, из которых выщелачивались рудные элементы. Другие, в их числе и автор [Викентьев, Еремин, 2013], указывают на преобладающий вклад магматогенных флюидов. Руды отлагались из высокотемпературного умеренно-кислого восстановленного рудоносного флюида в результате его охлаждения и увеличения pH и fO_2, наступивших при его смешении с морской водой или при контакте с породами ниже дна; нередко дополнительным фактором было его вскипание в результате подъема к морскому дну. Большинство месторождений, формирующихся начиная с архея, в той или иной мере метаморфизованы [Vikentyev et al., 2016].

Литература

Викентьев И. В., Еремин Н. И. О природе гидротермальных растворов колчеданных месторождений // Процессы рудообразования и прикладная геохимия. Сб. трудов, посв. 100-летию чл.-корр. АН СССР Л. Н. Овчинникова. М.: ИМГРЭ, 2013. С. 186–196.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 2006. 428 с.

Контарь Е. С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2013. 199 с.

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

Серавкин И. Б. Корреляция состава руд и рудовмещающих пород в вулканогенных колчеданных месторождениях (на примере Южного Урала) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 3. С. 238–258.

Barrie C. T., Hannington M. D. Introduction: classification of VMS deposits based on host rock composition // Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Review in Economic Geology. 1999. Vol. 8. P. 2–10.

Cox D. P., Singer D. A. (Eds.) Mineral deposit models // U.S. Geological Survey Bulletin № 1693. 1986.

Franklin J. M., Gibson H. L., Jonasson I. R., Galley A. G. Volcanogenic massive sulfide deposits // Economic Geology 100th Anniversary Volume. 2005. P. 523–560.

Herrington R., Zaykov V. V., Maslennikov V. V., Brown D., Puchkov V. N. Mineral deposits of the Urals and links to geodynamic evolution // Economic Geology 100th Anniversary Volume. 2005. P. 1069–1095.

Hutchinson R. W. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance // Economic Geology. 1973. Vol. 68. P. 1223–1246.

Large R. R. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains // Economic Geology. 1977. Vol. 72. P. 549–572.

Maslennikov V. V., Ayupova N. R., Herrington R. J. et al. Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals // Ore Geology Reviews. 2012. Vol. 47. P. 5–41.

Mosier D. L., Berger V. I., Singer D. A. Volcanogenic massive sulfide deposits of the world-database and grade and tonnage models // U.S. Geological Survey Open-File Report 2009-1034. 200950 p.

Prokin V. A., Buslaev F. P. Massive copper–zinc sulphide deposits in the Urals // Ore Geology Reviews. 1999. Vol. 14. P. 1–69.

Shanks W. C. P., Thurston R. Volcanogenic massive sulfide occurrence model // U.S. Geologycal Survey Science Investigation Report. 2010-5070-C. 2012.

Vikentyev I. V., Belogub E. V., Novoselov K. A., Moloshag V. P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals // Ore Geology Reviews. 2016. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.10.032.

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

Порфировые месторождения Урала: закономерности размещения, возраст, геотектонические обстановки

В настоящее время на Урале существует несколько десятков месторождений и рудопроявлений порфирового семейства, многие из которых известны с 1970-х гг. [Грабежев, Белгородский, 1992]. В последнее десятилетие на Урале ведутся поиски новых объектов порфирового типа, проводятся переоценка и детальная разведка ранее известных объектов. Несколько месторождений уже введено в эксплуатацию, и порфировые месторождения становятся одними из важнейших геолого-промышленных типов в регионе [Иванов и др., 2016; Hammarstrom et al., 2016]. Это вызвало публикацию десятков статей в отечественных и зарубежных журналах, содержащих новые данные по минералогии, геохимии и абсолютному возрасту месторождений.

Как видно на рисунке, порфировые месторождения сконцентрированы, преимущественно, на Южном и Среднем Урале и приурочены к вулканогенным тектоническим зонам. Это позволяет разделить порфировые и связанные с порфировыми (скарново-порфировые и эпитермальные) объекты на несколько групп.

1. Месторождения, локализованные в Восточно-Уральской вулканогенной зоне и образовавшиеся в обстановке океанической островной дуги в силурийское время: Cu-порфировые *Биргильдинское*, *Томинское*, U-Pb возраст интрузии по циркону 428±3 млн лет [Грабежев, Ронкин, 2011], *Калиновское*, Re-Os возраст по молибдениту 430.4±2.0 млн лет [Tessalina, Plotinskaya, 2016], и *Зеленый Дол,* U-Pb возраст интрузии по циркону 418.3±1.3 млн лет [Грабежев и др., 2015]. Эти месторождения связаны с известково-щелочными диоритами низко- до умеренно-калиевой серии [Plotinskaya et al., 2016 и ссылки внутри]. На южном окончании этой же зоны расположено *Еленовское* месторождение, связанное с девонскими умеренно- и высококалиевыми кварцевыми сиенитами и граносиенитами.

2. Месторождения, расположенные в Магнитогорской мегазоне и на ее северном продолжении и образовавшиеся в обстановках от океанической островной дуги (с раннего девона) до ее коллизии с Восточно-Европейской платформой в позднем девоне (фамене), включительно. Это среднедевонские Cu-порфировое месторождение *Салават* и скарновое *Гумешевское* (U-Pb возраст 390±2.8 млн лет), Cu-порфировое месторождение *Вознесенское* (U-Pb возраст по циркону 381±5 млн лет), Au-порфировое *Юбилейное* (U-Pb возраст по циркону 374±3 млн лет) [Грабежев, Ронкин, 2011] и позднедевонско-раннекаменноугольное *Верхнеуральское* Mo-порфировое рудопроявление. Рудоносные интрузии в этом ряду эволюционируют от известково-щелочных габбро-диоритов и кварцевых диоритов низкокалиевой серии (Салават, Гумешевское) к умеренно-калиевым диоритам и гранодиоритам (Вознесенское) и плагиогранодиоритам (Юбилейное), а затем – к субщелочным высококалиевым кварцевым монцонитам и граносиенитам на Верхнеуральском проявлении [Plotinskaya et al., 2016]. К этой же группе, по-видимому, относятся девонские месторождения Полярного сегмента Урала – Au-порфировое *Петропавловское* и скарновое *Новогоднее-Монто*, а также каменноугольное *Янослорское* Mo-порфировое проявление.

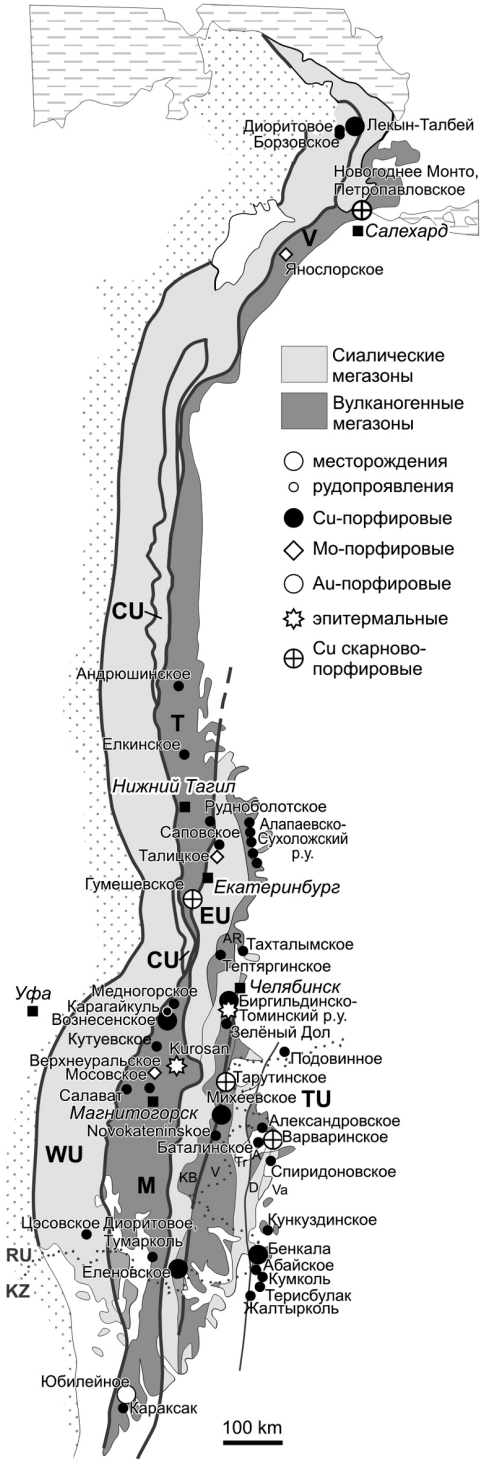


Рис. Расположение порфировых месторождений и рудопроявлений и объектов, связанных с порфировыми системами на Урале.

Составлено с использованием данных [Грабежев, Белгородский, 1992; Серавкин и др., 2011; 2015; Контарь, 2013; Косарев и др., 2014; Plotinskaya et al., 2016]. Мегазоны: UF – предуральский краевой прогиб, WU – Западно-Уральская; CU – Центрально-Уральская; M – Магнитогорская; EU – Восточно-Уральская с Алапаевско-Режевской (AR) и Кособродско-Брединской (KB) вулканогенными зонами, TU – Зауральская мегазона с Варненской (Var), Троицкой (Tr), Александровской (A), Денисовской (D) и Валерьяновской (Va) зонами.

---

3. Рудопроявления Алапаевско-Режевской зоны связаны с известково-щелочными интрузиями от низкокалиевых диоритов до умеренно-калиевых гранитов, U-Pb возраст составляет от 411±3 до 397±4 млн лет [Грабежев и др., 2014]. Эта зона считается среднеуральским сегментом Магнитогорской островной дуги [Пучков, 2010], и это позволяет соотнести имеющиеся рудопроявления с месторождениями Магнитогорской мегазоны – Салаватом и Вознесенским.

4. Месторождения Зауральской мегазоны. *Михеевское* Cu-порфировое (U-Pb возраст 356±6 млн лет, Re-Os возраст по молибдениту 357.8±1.8 млн лет и 356.1±1.4 млн лет) и *Тарутинское* скарново-порфировое (U-Pb возраст 362±4 млн лет) месторождения [Грабежев, Ронкин, 2011] расположены на границе Восточно-Уральской и Зауральской мегазон и связаны с известково-щелочными умеренно-калиевыми диоритами-гранодиоритами. В пределах Валерьяновского вулканического пояса расположены и Cu-порфировое месторождение *Бенкала* и ряд мелких рудопроявлений, связанных с умеренно-калиевыми известково-щелочными интрузиями от диоритов до гранодиоритов, U-Pb возраст которых 335±3 млн лет [Грабежев и др., 2015]. В Александров-

ской вулканогенной зоне известно Cu-порфировое рудопроявление *Баталинское*, связанное с субщелочными высококалиевыми диоритами, U-Pb возраст которых 309±1 млн лет [Грабежев и др., 2015].

5. В Восточно-Уральской мегазоне известно *Талицкое* Mo-порфировое месторождение, связанное с высококалиевыми субщелочными гранодиоритами и гранитами. Re-Os возраст по молибдениту 298.4±1.3 млн лет [Tessalina, Plotinskaya, 2016] указывает на его образование при коллизии между Восточно-Европейской платформой и Казахстанским континентом.

6. На Полярном Урале, на северном окончании Центрально-Уральской мегазоны расположено месторождение *Лекын-Талбей*, которое связывают с интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации предположительно позднерифейского возраста [Елохин, Грязнов, 2012].

Таким образом, на территории Урала имеется полный спектр разновозрастных Cu-, Au- и Mo-порфировых месторождений, которые образовались в различных геотектонических обстановках: от океанических островных дуг до жесткой коллизии континент-континент.

Работа выполнена в рамках государственной темы ИГЕМ РАН № 72-4.

Литература

Грабежев А. И., Белгородский Е. А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. 200 с.

Грабежев А. И., Ронкин Ю. Л. U-Pb возраст цирконов из рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Южного Урала // Литосфера. 2011. № 3. С. 104–116.

Грабежев А. И., Ронкин Ю. Л., Пучков В. Н. и др. Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона (Средний Урал): U–Pb возраст продуктивного магматизма // Доклады академии наук. 2014. Т. 459. № 4. С. 450–453.

Грабежев А. И., Плотинская О. Ю., Шардакова Г. Ю., Азовскова О. Б. Критерии прогнозирования крупных Cu-(Au,Mo,Re)-порфировых месторождений Урала // Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. Всерос. конф., посв. 85-летию ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 41–42.

Елохин В. А., Грязнов О. Н. Молибденоворудные и молибденсодержащие формации Урала. Екатеринбург: УГГУ, 2012. 356 с.

Иванов А. И., Вартанян С. С., Черных А. И. и др. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов, золота, меди, свинца, цинка Российской Федерации (по результатам работ ФГУП ЦНИГРИ за 2012–2015 гг.) // Отечественная геология. 2016. № 5. С. 1–52.

Контарь Е. С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург: УГГУ, 2013. 199 с.

Косарев А. М., Пучков В. Н., Ронкин Ю. Л. и др. Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале // Доклады академии наук. 2014. Т. 459. № 1. С. 62–66.

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

Серавкин И. Б., Косарев А. М., Родичева З. И. Кутуевское меднопорфировое рудопроявление на Южном Урале // Геологический сборник. 2015. № 12. С. 174–177.

Серавкин И. Б., Минибаева К. Р., Родичева З. И. Медно-порфировое оруденение Южного Урала (обзор) // Геологический сборник. 2011. С. 186–200.

Plotinskaya O. Y., Grabezhev A. I., Tessalina S. et al. Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny // Ore Geology Reviews. 2016. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.07.002

Tessalina S., Plotinskaya O. Y. Silurian to Carboniferous Re-Os molybdenite ages of the Kalinovskoe, Mikheevskoe and Talitsa Cu- and Mo porphyry deposits in the Urals: implications for geodynamic setting // Ore Geology Reviews. 2016. DOI:10.1016/j.oregeorev.2016.09.005

Hammarstrom J. M., Mihalasky M. J., Ludington S. et al. Undiscovered porphyry copper resources in the Urals – a probabilistic mineral resource assessment metallogeny // Ore Geology Reviews. 2016. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.09.007.

А. М. Косарев[1], И. Б. Серавкин[1], В. В. Холоднов[2], Г. Т. Шафигуллина[1]
[1] – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
amkosarev@mail.ru
[2] – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Тубинско-Гайский палеовулканический пояс: геохимия вулканитов, колчеданное оруденение, геодинамические реконструкции

Тубинско-Гайский палеовулканический пояс [Бородаевская и др., 1970] входит в состав Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) и включает Акъяр-Бурибайскую, Тубинско-Баймакскую, Макан-Гайскую, Подольскую и Восточно-Подольскую подзоны с характерными чертами геологического строения, фациального состава, химизма вулканитов и металлогении. Первые три подзоны сложены вулканитами бурибайского ($D_1e^1_2$) и верхнеталыкского ($D_1e^2_2$) комплексов, образующими вместе с ивановским ($D_1e^1_2$) комплексом Вознесенско-Присакмарской зоны фронтальную островную дугу в составе Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны [Вулканизм…, 1992; Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005; 2014]. Подольская подзона сложена вулканитами южно-ирендыкского комплекса ($D_2ef_1^{1-4}$), образующими развитую островную дугу, а Восточно-Подольская подзона – сукраковского комплекса ($D_2ef_1^5$), соответствующего фрагменту тыловой островной дуги.

Анализ материалов по вулканизму и колчеданным месторождениям Тубинско-Гайского пояса позволяет рассмотреть причины зонального строения ЗМЗ в период D_1e_2–D_2ef_1. Зональность вулканических зон вкрест их простирания с запада на восток обусловлена динамикой погружения субдукционной океанической плиты восточного падения. Современные расстояния между колчеданными рудными полями Ивановское – Бурибайское – Макан-Октябрьское – Подольское – Восточно-Подольское составляют, соответственно, 17, 12, 9 и 5 км. В случае стационарной субдукции эти данные свидетельствуют об увеличении (с запада на восток) угла наклона субдуцирующей плиты. Надлом и отрыв плиты и возрастание угла наклона часто происходит на границе вулканических зон «развитой островной дуги» и «тыловой островной дуги» [Авдейко и др., 2006] в связи с эклогитизацией субдукционной плиты и увеличением ее плотности.

Погружающаяся субдукционная литосферная плита формирует градиентную P-T систему, в пределах которой выплавляются магмы, продуцирующие сериальный ряд вулканических комплексов, включающий толеитовую островодужную, бонини-

товую, известково-щелочную и шошонитовую вулканические серии. С этими комплексами ассоциируют колчеданные месторождения, варьирующие по составу от медно-цинково-колчеданных к колчеданным Au-полиметаллическим и барит-полиметаллическим.

Геохимические особенности базальтов Южного Урала и геодинамическая позиция хорошо увязываются с продуктивностью на колчеданное оруденение. По экспериментальным данным и модельным построениям [Косарев и др., 2005; Косарев, 2010], концентрации в исходных магмах MgO, высокозарядных, крупноионных литофильных и редкоземельных элементов контролируются объемами флюидной фазы, P_{H2O} в зоне магмообразования и степенью плавления мантийного субстрата. Некоторые из геохимических характеристик базальтов, в частности, концентрации TiO_2, Zr и значения отношений La/Yb, зависимые от степени плавления мантийного субстрата и P_{H2O}, коррелируют с запасами рудного вещества (Cu+Zn в тыс. т) в рудных районах Южного Урала [Косарев, 2010].

В пределах ***Тубинско-Гайского палеовулканического пояса*** крупное Cu-Zn колчеданное месторождение Юбилейное и среднее по запасам месторождение Бурибайское залегают в разрезе бурибайского комплекса и ассоциируют с основными и средними вулканитами бонинитовой серии и кислыми вулканитами известково-щелочной серии. Колчеданные месторождения Баймакского, Макан-Октябрьского и Гайского районов залегают среди вулканитов верхнетаналыкского ($D_1e_2^2vtn$) комплекса, представляющего собой довольно однородную непрерывную формацию базальт-андезит-дацит-риодацитового состава. Однако анализ металлогенических, петрохимических и геохимических материалов показал, что колчеданное оруденение (более 20 месторождений) в Баймакском рудном районе представлено мелкими золото-колчеданно-полиметаллическими месторождениями с общими запасами Cu и Zn 1047 тыс. т. Вулканические породы рудоносного верхнетаналыкского комплекса всего ряда от основных до кислых пород относятся к известково-щелочной магнезиальной серии. В Макан-Октябрьском районе, наряду с преобладающими известково-щелочными вулканитами, присутствуют породы толеитовой островодужной и бонинитовой серий. Оруденение Макан-Октябрьского рудного поля относится к уральскому медно-цинково-колчеданному типу (Cu > Zn) с общими запасами Cu и Zn 694 тыс. т [Зайков и др., 2001]. Гайский колчеданоносный вулканический комплекс, слагающий одноименную вулканическую постройку, имеет большой объем, интенсивно дислоцирован и фиксируется крупной, диаметром ~50 км кольцевой структурой, дешифрируемой на космических снимках. Здесь же расположена интенсивная гравитационная аномалия, обусловленная возрастанием мощности «базальтового» слоя и наличием на этой площади больших масс базит-ультрабазитового состава, представляющих коро-мантийную смесь [Серавкин, Цветкова, 1986].

Гайское медно-цинково-колчеданное (Cu > Zn) месторождение по масштабам оруденения относится к суперкрупному типу с разведанными запасами Cu и Zn 8970.7 тыс. т. Рудовмещающий разрез гайского комплекса сопоставим с разрезом Макан-Октябрьского рудного поля, имеет гомодромный характер и состоит из трех рудовмещающих толщ: 1 – нижняя базальтовая, 2 – средняя андезит-дацит-риодацитовая, 3 – верхняя вулканогенно-осадочная (перекрывает среднюю толщу на всей площади рудного поля). Базальты гайского колчеданоносного комплекса принадлежат к толеитовой магнезиальной и умеренно-щелочной сериям с переходами к магнезиальной известково-щелочной и отчасти к бонинитовой сериям. Андезибазальты,

андезиты и кислые породы дацит-риодацитового состава относятся к известково-щелочной серии. Среди средних пород присутствуют разновидности с характеристиками бонинитов. Предполагается, что разрез Гайского рудного поля соответствует суммарному разрезу бурибайского и верхнетаналыкского комплексов Бурибайского рудного района.

Основным отличием гайского вулканического комплекса от баймакского является присутствие в разрезе первого заметных объемов вулканитов толеитовой островодужной и бонинитовой серий. Кислые породы Гайского месторождения, по данным В. В. Холоднова [Косарев и др., 2014], содержат апатит с повышенными концентрациями Cl (>1 мас. %).

Подольский колчеданоносный палеовулканический комплекс (D_2ef_1ir) возник восточнее Баймак-Макан-Октябрьско-Гайского колчеданоносного пояса ЗМЗ. Этот комплекс входит в единый ирендыкский палеовулканический комплекс, соответствующий развитой островной дуге [Косарев и др., 2014]. Комплекс сформировался в пределах одноименного кальдера-вулкана размером 10 × 17 км в южной части ЗМЗ. Четыре нижние толщи вулканитов палеовулканического сооружения ($D_2ef\ ir_{1–4}$) относятся к гибридному риодацит-кварцево-андезит-базальтовому гетеродромному подольскому колчеданоносному комплексу, слагающему на этом участке нижнюю и среднюю части разреза ирендыкской свиты Южно-Ирендыкской зоны [Косарев и др., 2005]. Ниже ирендыкской свиты на западном фланге кальдера-вулкана залегает верхняя кислая толща верхнетаналыкского комплекса Маканского рудного поля. По петрохимическим и геохимическим материалам вулканиты нижних четырех толщ внутрикальдерного комплекса относятся к промежуточной между толеитовой островодужной и известково-щелочной сериями. Исключение составляют надрудные пиллоу-базальты третьей толщи, которые относятся к островодужной толеитовой серии.

На Подольском рудном поле известно пять месторождений Cu-Zn типа с запасами 2780.4 тыс. т Cu и Zn. Все промышленные рудные объекты приурочены к Центральному экструзивно-эффузивно-пирокласто-тефроидному куполу. В пределах рудного поля известно четыре рудоносных стратиграфических уровня. Как и на Гайском месторождении, апатит кислых пород Подольского месторождения обладает высокими концентрациями Cl.

Восточно-Подольский колчеданоносный палеовулканический комплекс раннеэйфельского возраста характеризуется повышенной щелочностью вулканитов и оруденением барит-колчеданно-полиметаллического типа и относится к четвертому (верхнему $D_2ef_1^5$) стратиграфическому уровню колчеданного оруденения.

По соотношениям Sr-Rb, SiO_2-K_2O, SiO_2-Zr породы комплекса сопоставимы с островодужными кислыми вулканитами и приближаются к континентальным трондьемитам и гранофирам. Концентрации Sr варьируют в широких пределах (102–1049 г/т), а их высокие значения характерны для надсубдукционных образований [Волынец и др., 1990]. По совокупности характеристик кислые породы сукраковской толщи (ir_5) относятся к переходному типу от высококалиевой известково-щелочной серии к шошонитовой [Косарев и др., 2005]. Восточно-Подольское колчеданное месторождение по запасам руд (по данным Н. И. Ильичева) относится к среднему месторождению колчеданного барит-полиметаллического, с золотом, типа. Соотношение Pb:Cu:Zn составляет 1:1.9:2, количество Ba в 2.5 раза превышает суммарные запасы Pb, Cu и Zn. По соотношениям Pb, Cu и Zn месторождение сопоставимо с колчеданно-полиметаллическими месторождениями Рудного Алтая.

Таким образом, поперечная палеовулканическая, геохимическая и металлогеническая зональность Тубинско-Гайского пояса обусловлена восточным падением и характером погружения субдукционной плиты в раннедевонско-раннеэйфельское время. Продольная зональность пояса по составу и объемам оруденения коррелирует с сиаличностью фундамента рудных районов, мощностью базальтового слоя, присутствием основных пород, исходные магмы которых выплавлялись при высоких степенях плавления мантийного клина, обусловленных большим количеством субдукционных водных флюидов. По результатам геодинамических реконструкций отдельные фрагменты пояса отличались углами наклона субдуцирующей плиты: в Баймакском районе – пологим, в Бурибайском – умеренным, а в Гайском районе – крутым, что обеспечивало концентрированное поступление рудоносных флюидов в зону рудообразования Гайского месторождения.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ПРАН № 5, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022, проекта РФФИ № 15-05-03036.

Литература

Авдейко Г. П., Палуева А. А., Хлебородова О. А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–265.

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К., Ширай Е. П. Некоторые вопросы структурно-формационного районирования палеовулканических колчеданоносных областей // Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М.: ЦНИГРИ, 1970. Вып. 92. С. 3–19.

Волынец О. Н., Антипин В. С., Перепелов А. Б. и др. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 3–13.

Вулканизм Южного Урала / *И. Б. Серавкин, А. М. Косарев, Д. Н. Салихов* и др. М.: Наука, 1992. 197 с.

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. 315 с.

Косарев А. М. Геохимические особенности вулканогенных формаций Южного Урала и их продуктивность на колчеданное оруденение // Литосфера. 2010. № 3. С. 177–184.

Косарев А. М., Пучков В. Н., Серавкин И. Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–42.

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.

Серавкин И. Б., Цветкова А. А. Типы колчеданоносных районов Магнитогорского мегасинклинория в связи с его глубинным строением // Глубинные условия эндогенного рудообразования (Отв. ред. акад. В. И. Смирнов). М.: Наука, 1986. С. 157–172.

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 Uralides: Pangea to the Present // Geophysical Monograph. 2002. Vol. 32. P. 101–134.

Е. И. Сорока[1], М. Е. Притчин[1], И. В. Смолева[2]
[1] – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
soroka@igg.uran.ru
[2] – Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

Результаты физико-химических исследований жильных карбонатов некоторых рудных месторождений Урала

Нами изучена карбонатная жильная минерализация (кальцит, доломит, доломит-анкерит) вмещающих вулканогенно-осадочных пород Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) и Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). Воронцовское месторождение локализовано в краевой части Ауэрбаховского андезитоидного вулкано-плутонического комплекса девонского возраста [Мурзин и др., 2010]. Самородное золото связано с сульфидной минерализацией карбонатных брекчий. Массивные колчеданные, медно-цинковые и прожилково-вкрапленные руды Сафьяновского месторождения локализованы в вулканогенно-осадочных породах девонского возраста [Коровко и др., 1991]. Метасоматический ореол околорудных пород месторождения имеет субмеридиональное простирание, крутое падение на запад и четко выраженную зональность относительно рудных тел [Грабежев и др., 2001]. Установлено зональное распределение магнезитовой минерализации в пределах этого ореола [Язева и др., 1992; Сорока и др., 2016].

Изотопные исследования монофракций карбонатов проводились в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Разложение карбонатов проводилось в ортофосфорной кислоте, измерение изотопного состава С и О методом проточной масс-спектрометрии в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) производились на аналитическом комплексе фирмы ThermoFisherScientific (г. Бремен, Германия), включающем систему подготовки и ввода проб GasBench II, соединенную с масс-спектрометром DELTAV Advantage. Значения $\delta^{13}C$ даны в промилле (‰) относительно стандарта PDB, $\delta^{18}O$ (‰) – стандарта SMOW. При калибровке использованы международные стандарты NBS 18 и NBS 19. Ошибка определения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ составляет ± 0.15 ‰ (1σ) (аналитик И. В. Смолева). Анализы проб на редкоземельные элементы (РЗЭ) и элементы-примеси выполнялись в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре ELAN 9000 (аналитики Н. В. Чередниченко, Л. К. Дерягина). Рентгенофазовый анализ карбонатов выполнен в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН (аналитик О. Л. Галахова).

Ранее проведенные изотопные исследования жильных карбонатов околорудных пород Сафьяновского месторождения показали [Сорока и др., 2016], что изотопный состав углерода магнезита измененных риодацитов ($\delta^{13}C$ –5.90 ‰) находится в области значений $\delta^{13}C$ гранитоидных магматических очагов (от –8.0 до –5 ‰) [Ohmoto, Goldhaber, 1997]. Сидерит-Fe-магнезит из брекчированных вулканогенно-осадочных пород на контакте с медно-цинковыми рудами и кальцит из известняков Сафьяновского рудного поля имеют изотопный состав углерода, близкий к карбонатам морского происхождения ($\delta^{13}C$ –0.60 ‰) [Замятина, Мурзин, 2016]. Значения $\delta^{13}C$ кальцита из андезитов надрудной зоны в западном борту Сафьяновского карьера, кальцита и доломит-анкерита из зоны тектонического контакта риолитов с андезитами и доломита (сидерита, кальцита) из жилы околорудных метасоматитов близки между собой (табл. 1).

Таблица 1

Изотопный состав С и О жильных карбонатов Воронцовского золоторудного и Сафьяновского колчеданного месторождений

№ п/п	№ обр., минерал, (кол-во, %), место отбора	$\delta^{13}C$, ‰ PDB	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW
1	Вор 2/15, кальцит, жила в туфоалевролитах, Южный карьер Воронцовского месторождения, южный борт, горизонт 125	–2.66	13.24
2	Вор 3/15, доломит-анкерит (73), кварц (14), кальцит (11), примесь каолинита, жила в туфоалевролитах, там же	–2.53	15.97
3	Вор 6/15, Mg-кальцит (81), кварц (17), примесь хлорита, пирита, жила в тектоническом контакте алевролитов с дайкой лампрофиров, там же	–1.20	14.69
4	Вор 7/15к, кальцит (97), кварц, жила в алевролитах, Южный карьер Воронцовского месторождения, южная часть, горизонт 125	0.45	17.51
5	Вор 9/15ж, доломит-анкерит (29), кварц (58), кальцит (9), примесь каолинита, жила из контакта известняков с вулканитами, Северный карьер Воронцовского месторождения, северная часть, горизонт 55	–1.31	14.89
6	Вор 10/15, кальцит (93), кварц (6), доломит-анкерит, жила, там же	0.05	15.12
7	Вор 12/15, кальцит (80), доломит-анкерит (16), кварц (4), примесь полевого шпата, жила из тектонического контакта рудоносных брекчий известняков с вулканитами, Северный карьер Воронцовского месторождения, северная часть, горизонт 50	–1.20	13.44
8	Вор 14/15, доломит-анкерит (49), кальцит (39), кварц (12), жила из тектонического контакта известняков и лампрофиров, там же	–4.51	12.95
9	Вор17/15, кальцит (99), кварц (1), примесь доломит-анкерита, обеленный известняк, там же	1.17	23.36
10	Саф 19/15, доломит (70 %), кварц (17), сидерит (7), кальцит (3), примесь каолинита, Южный борт Сафьяновского карьера, горизонт 35	–2.57	18.61
11	Саф 20/15, кальцит (72), кварц (28), тектонический контакт андезитов и риолитов, Сафьяновский карьер, горизонт 110	–3.65	18.01
12	Саф 27/15, кальцит (87), кварц (14), цемент брекчии по андезитам, Сафьяновский карьер, горизонт 110	–2.40	18.49
13	Саф 28/15, доломит-анкерит (56), кварц (32), сидерит (12), тектоническая трещина в кислых вулканитах, Сафьяновский карьер, горизонт 110	–3.77	18.18

Изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$) кальцита и доломита из жил в измененных вулканитах Воронцовского месторождения варьирует от –2.66 до –2.53 ‰ (рис. 1, см. табл. 1). Кальцит и доломит-анкерит из жилы на контакте известняков и дайки лампрофиров имеет облегченные значения $\delta^{13}C$ (–4.51 ‰) и $\delta^{18}O$ (12.95 ‰). Изотопный состав углерода кальцита из измененного известняка ($\delta^{13}C$ 1.17 ‰, $\delta^{18}O$ 23.36 ‰) характерен для морских осадочных карбонатов.

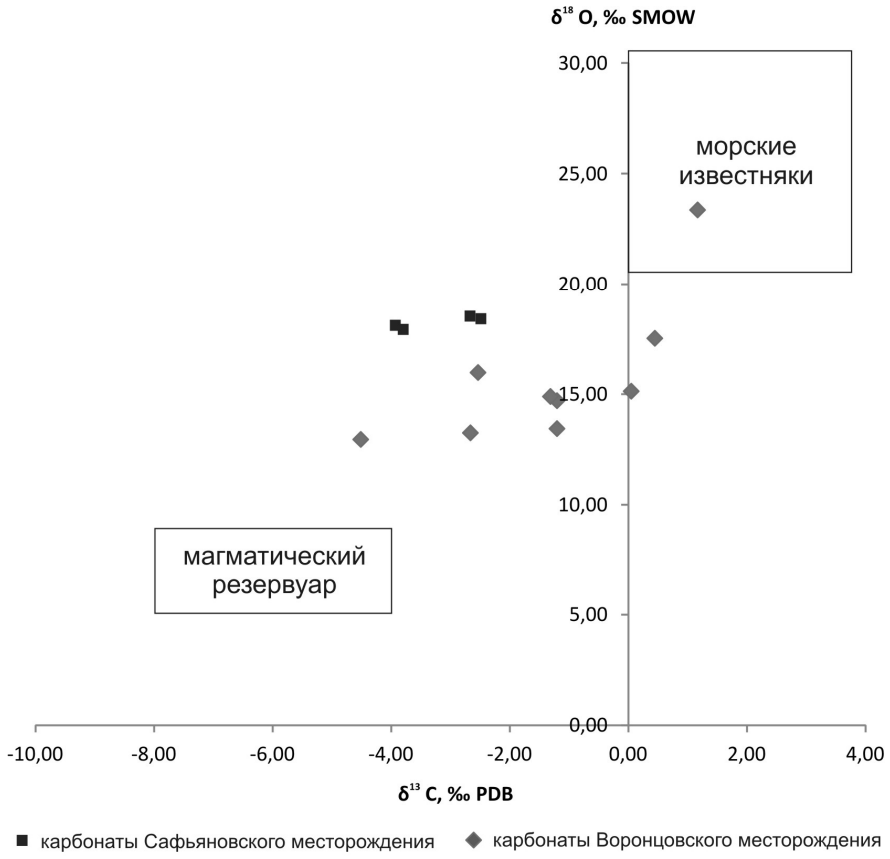


Рис. 1. Диаграмма соотношений изотопов углерода и кислорода в карбонатах Воронцовского золоторудного и Сафьяновского колчеданного месторождений.

Суммарное содержание РЗЭ в карбонатах Воронцовского месторождения составляет 10.9–128.8 г/т с наименьшими содержаниями в кальците из гидротермально-измененного обеленного известняка (табл. 2). В основном, наблюдается обогащение карбонатов ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ, слабовыраженная отрицательная Eu-аномалия и отрицательная Ce аномалия (рис. 2). В некоторых карбонатах проявилась положительная Eu аномалия. Встречаются карбонаты с пологим трендом и низким содержанием РЗЭ.

Суммарное содержание РЗЭ в кальцитах и доломит-анкеритах Сафьяновского месторождения составляет 43.36–90.63 г/т. Для некоторых карбонатов также характерно преобладание ЛРЗЭ, но в образце из зоны контакта медно-цинковых руд и измененных вулканогенно-осадочных пород и из жилы в кислых рудовмещающих вулканитах содержания ТРЗЭ > ЛРЗЭ при относительно пологом тренде распределения РЗЭ (см. рис. 2). В основном, в карбонатах выборки проявлена положительная Eu аномалия Eu/Eu* > 1 (см. табл. 2).

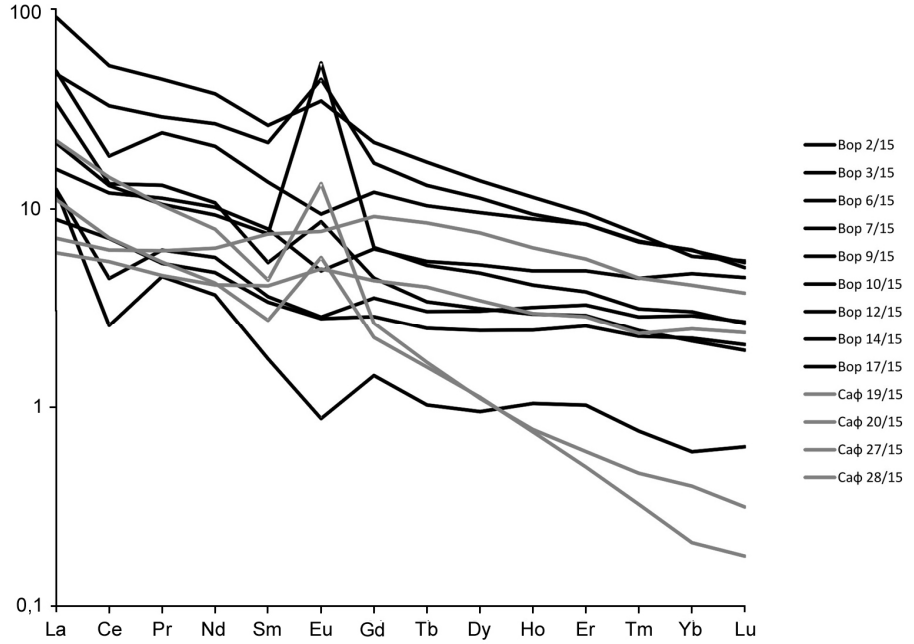


Рис. 2. Хондрит-нормализованные диаграммы распределения РЗЭ в карбонатах Воронцовского золоторудного (линии черного цвета) и Сафьяновского колчеданного (линии серого цвета) месторождений.

По данным [Мурзин и др., 2010; Замятина, Мурзин, 2016], в процессе формирования золоторудных парагенезисов Воронцовского месторождения образуются карбонаты с последовательным облегчением изотопного состава углерода и кислорода в ряду рудоносные известковые брекчии – джаспероиды – скарны – кварцевые жилы. На рисунке 1 видно, что изотопный состав жильных карбонатов Воронцовского месторождения образует тренд с последовательным облегчением изотопного состава от морских осадков к магматическим образованиям. Карбонаты Сафьяновского месторождения образуют компактную группу в середине тренда, близкую карбонатам метасоматитов Ауэрбаховского рудного поля [Замятина, Мурзин, 2016]. По расчетным данным [Сорока и др., 2016], флюид содержал легкий изотоп ^{13}C ($\delta^{13}C_{CO_2}$ = –5.9 до –6.3 ‰ для магнезита, доломита; и $\delta^{13}C_{CO_2}$ = –1 до –0.4 ‰ для кальцита). Величина $\delta^{18}O_{H_2O}$ составляет от 6.6 до 13.7 ‰. Возможно, легкий изотоп ^{13}C поступал в карбонаты из вмещающих пород и глубинного очага.

Изучение химического состава карбонатов показало как общие закономерности, так и некоторые различия карбонатов изучаемых месторождений. На Воронцовском месторождении наблюдаются три вида трендов распределения РЗЭ в карбонатах: 1 – с отрицательной Ce аномалией и отрицательной Eu аномалией; 2 – с положительной Eu аномалией; 3 – пологий тренд, характерный для рудных метасоматитов [Мурзин и др., 2010]. На Сафьяновском месторождении отмечены карбонаты с пологим трендом, некоторым превышением ТРЗЭ и положительной Eu аномалией. По данным [Попова и др., 2016], положительная Eu аномалия может быть связана с

Таблица 2

Содержания РЗЭ (г/т) в жильных карбонатах Воронцовского золоторудного и Сафьяновского колчеданного месторождений

Эл-т	Номер образца												
	Вор 2/15	Вор 3/15	Вор 6/15	Вор 7/15	Вор 9/15	Вор 10/15	Вор 12/15	Вор 14/15	Вор 17/15	Саф 19/15	Саф 20/15	Саф 27/15	Саф 28/15
La	11.16	30.00	7.03	16.12	5.20	4.12	2.91	15.60	4.09	7.12	21.99	11.15	6.02
Ce	11.55	45.03	11.30	15.91	10.39	3.87	6.15	28.40	2.24	6.21	14.38	7.16	5.43
Pr	1.71	5.80	1.37	3.13	1.47	0.81	0.69	3.75	0.59	6.16	10.40	5.41	4.63
Nd	6.75	23.74	5.87	12.97	6.42	3.60	3.02	16.82	2.33	6.34	7.90	4.24	4.15
Sm	1.09	5.31	1.52	2.76	1.61	0.74	0.69	4.36	0.36	7.48	4.40	2.76	4.11
Eu	0.66	2.67	4.14	0.73	0.38	0.22	0.22	3.43	0.07	7.71	13.39	5.71	5.01
Gd	1.24	5.94	1.77	3.34	1.74	0.98	0.79	4.68	0.40	9.16	2.66	2.25	4.37
Tb	0.17	0.86	0.26	0.52	0.27	0.15	0.13	0.65	0.05	8.50	1.68	1.59	4.05
Dy	1.08	4.74	1.63	3.29	1.80	1.05	0.84	3.88	0.33	7.57	1.11	1.12	3.46
Ho	0.23	0.88	0.32	0.69	0.38	0.25	0.19	0.72	0.08	6.38	0.77	0.75	2.98
Er	0.66	2.14	0.86	1.89	1.10	0.74	0.58	1.88	0.23	5.60	0.60	0.50	2.87
Tm	0.09	0.26	0.11	0.24	0.16	0.10	0.08	0.24	0.03	4.50	0.47	0.33	2.36
Yb	0.48	1.27	0.67	1.36	1.04	0.64	0.49	1.37	0.13	4.13	0.40	0.21	2.49
Lu	0.07	0.19	0.09	0.18	0.15	0.09	0.07	0.17	0.02	3.77	0.32	0.18	2.38
Σ REE	36.93	128.83	36.94	63.12	32.10	17.35	16.84	85.95	10.94	90.63	80.47	43.36	54.41
Eu/Eu*	0.57	0.48	2.52	0.24	0.23	0.26	0.29	0.76	0.18	0.93	3.91	2.29	1.18

изменением форм переноса Eu во флюиде при снижении температуры. Пологие тренды распределения РЗЭ в карбонатах, а также ТРЗЭ > ЛРЗЭ может свидетельствовать об изменении *p*H и E*h* флюида, в результате которого ЛРЗЭ образуют свои минеральные фазы (монацит, гояцит) либо входят в новообразованные фазы, например, Ce-эпидот, хлорит, апатит. В этом случае возможно обогащение жильных карбонатов ТРЗЭ при суммарном низком содержании РЗЭ. Таким образом, жильные карбонаты двух месторождений могут служить индикаторами эволюции гидротермального флюида.

Работа выполнена при поддержке проекта УрО РАН № 15-11-5-17.

Литература

Грабежев А. И., Молошаг В. П., Сотников В. И. Метасоматический ореол Сафьяновского Zn-Cu-колчеданного месторождения, Средний Урал // Петрология. 2001. № 3. С. 294–312.

Замятина Д. А., Мурзин В. В. Источники вещества и флюида при формировании золото-сульфидного оруденения Ауэрбаховского вулкано-плутонического пояса на Северном Урале // Литосфера. 2016. № 1. С. 169–177.

Коровко А. В., Двоеглазов Д. А., Лещев Н. В. и др. Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение (Средний Урал) // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 152–153.

Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Ронкин Ю. Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. 2010. № 6. С. 66–73.

Попова Ю. А., Бычков А. Ю., Матвеева С. С. Геохимические особенности лантаноидов при формировании месторождения Светлое (Чукотка) // Геохимия. 2016. № 8. С. 761–768.

Сорока Е. И., Притчин М. Е., Лютоев В. П., Галахова О. Л. Магнезитовая минерализация околорудных пород Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Записки РМО. 2016. № 3. С. 23–35.

Язева Р. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Препринт. Екатеринбург: Наука, 1992. 70 с.

Ohmoto H., Goldhaber M. B. Sulfur and carbon isotopes. Geochemistry of hydrothermal ore deposites. N.Y.: John Wiley and Sons. 1997. P. 517–611.

Н. П. Сафина, Н. Р. Аюпова, И. А. Блинов, Д. А. Артемьев
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
safina@ilmeny.ac.ru

Ga-содержащие минералы в сульфидных брекчиях Шемурского колчеданного месторождения, Северный Урал

Введение. Галлий является одним из важных микроэлементов руд колчеданных месторождений. Это связано с его растущим использованием в высокотехнологичных областях промышленности и отнесением к категории критического сырья [Erdmann, Graedel, 2011]. Основным концентратором галлия в колчеданных рудах является сфалерит, средние содержания галлия в котором на различных месторождениях сильно варьируют. Наиболее богатый галлием сфалерит (от первых сотен до 3120 г/т) отмечается в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений Африки (Цумеб и Кипуши) [Cook et al., 2009]. В рудах этих месторождений установлены разнообразные Ga-содержащие минералы: германоколусит, германит, овамбоит и майкаинит, а также твердые растворы сфалерит-галлит и продукты их распада [Schluter et al., 2003; Спиридонов, Мурашко, 2010]. Содержания галлия в рудах колчеданных месторождений Урала сильно варьируют от 2.4 до 178 г/т [Молошаг и др., 2005]. Наиболее значимые содержания установлены в сфалерите сульфидных брекчий Султановского месторождения (среднее 741 г/т) и палеогидротермальных труб черных курильщиков Юбилейного месторождения (156 г/т) на Южном Урале [Масленников и др., 2014]. Собственные минералы галлия в колчеданных рудах Урала не установлены. Данная работа посвящена изучению минерального состава халькопирит-сфалерит-пиритовых обломочных руд Шемурского медно-колчеданного месторождения, где обнаружены Ga-содержащие сфалерит, халькопирит, хлорит и слюда, а также гидроксид или оксигидроксид галлия.

Методика работ. Минеральный состав руд изучен с использованием микроскопов Olympus-BX51 и Axiolab (CarlZeiss) с цифровыми приставками. Химический состав минералов определялся на сканирующем электронном микроскопе с рентгеноспектральным микроанализом VEGA3 Tescan (Институт минералогии УрО РАН, аналитик И. А. Блинов) и с помощью ЛА-ИСП-МС на приборе Agilent 7700X (Институт минералогии УрО РАН, аналитик Д. А. Артемьев).

Краткая характеристика месторождения. Шемурское медно-колчеданное месторождение расположено в Ивдельском рудном районе Северного Урала в северной части Тагило-Сакмарской металлогенической зоны. Месторождение связано с вулканитами контрастной базальт-риолитовой формации (O_3–S_1). Колчеданное оруденение локализуется в пределах верхней риолит-дацитовой толщи нижнешемурской подсвиты, тяготея к ее обломочным фациям [Трякина, 1979]. Открытая разработка месторождения проводилась с 2010 по 2016 гг. Месторождение представлено двумя крупными рудными телами сложной формы и рядом мелких линз. Особенностью месторождения является наличие многочисленных крутопадающих даек основного состава мощностью от 1 до 20 м. В результате картирования залежи в карьере установлены сульфидные брекчии с фрагментами палеогидротермальных труб черных курильщиков, сульфидные песчаники и турбидиты преимущественно магнетит-пирит-сфалеритового состава и гематит-магнетитовые продукты субмаринного окисления колчеданных руд.

Результаты исследований. Ga-содержащие минералы установлены в сульфидных брекчиях, сложенных обломками пирита со сглаженными и конформными контурами в халькопирит-сфалеритовом цементе (рис. а). В обломках кристаллического пирита просматривается колломорфное ритмично-зональное и тонкозернистое строение, которое подчеркивается новообразованным сфалеритом и магнетитом. На микроуровне в пористых центральных частях почковидных агрегатов пирита установлены включения пирротина, галенита и Ga-содержащего хлорита.

Сфалерит в цементе брекчий образует сростки пластинчатых кристаллов с полисинтетическими двойниками с включениями халькопирита и новообразованными кристаллами пирита (рис. б). Для халькопирита характерны угловатые включения селенистого галенита (1.22–3.06 мас. % Se). Магнетит в цементе брекчий является редким минералом и наблюдается в сфалерите в виде единичных зерен или сростков с касситеритом. Кроме того, в ассоциации со сфалеритом установлены кобальтин, акантит и гринокит.

В химическом составе сфалерита (по данным рентгеноспектрального микроанализа) содержания Fe составляют 0.25–4.3 мас. %, Cd – до 0.43 мас. %. Концентрации Ga в сульфидных минералах (по данным ЛА-ИСП-МС) сильно варьируют: 67–363 г/т в сфалерите (среднее по 24 анализам 202 г/т, $\sigma = 87$), 33–364 г/т в халькопирите (среднее по 12 анализам 144 г/т, $\sigma = 100$) и 0.4–230 г/т в пирите (среднее по 20 анализам 22 г/т, $\sigma = 53$).

Среди нерудных Ga-содержащих минералов наиболее распространен хлорит в виде зерен размером 5–100 мкм, заполняющих интерстиции в агрегатах сфалерита (рис. в). В наиболее крупных зернах просматривается комковатое или пластинчатое строение с толщиной пластинок 3–10 мкм. Содержание примеси Ga_2O_3 в хлорите варьирует от 0.34 до 21 мас. %. Некоторые зерна обладают зональным строением: пластинки с высокими содержаниями MgO (11 мас. %) и Al_2O_3 (11 мас. %) окружены каймой до 2 мкм с их пониженными содержаниями (2.0 и 5.0 мас. %, соответственно), обогащенной FeO (38 мас. %). При этом содержание Ga_2O_3 в них сопоставимо и составляет 14 и 12 мас. %, соответственно. Минимальные содержания Ga_2O_3 (0.38–3 мас. %) характерны для хлорита, который ассоциирует с кварцем в сфалерите (рис. г). В единственном случае обнаружен сросток Ga-содержащего хлорита и касситерита-(Ta) на контакте зерен сфалерита и халькопирита.

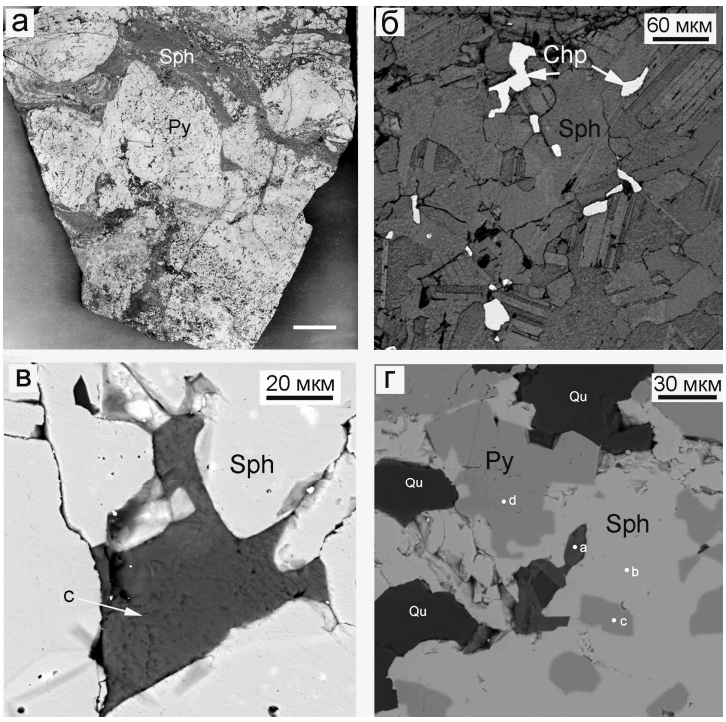


Рис. Позиция Ga-содержащего хлорита в сульфидных брекчиях Шемурского месторождения: а) обломки пирита (Py) в сфалерите (Sph); б) ксеноморфный халькопирит (Chp) в сдвойникованном сфалерите; в–г) Ga-содержащий хлорит в сфалерите (в) и в срастании с кварцем (Qu) в сфалерите (г).

Фото: а – полированный штуф, масштаб 1 см; б – отраженный свет (сфалерит протравлен в парах царской водки); в–г – СЭМ.

Значимые корреляционные зависимости между содержаниями Ga и Zn в хлорите не установлены, тогда как между Ga и Al отмечается обратная зависимость ($r^2 = –0.95$), указывающая на замещение алюминия галлием в структуре хлорита.

Реже в сфалерите удается обнаружить пластинчатые сростки Ga-содержащих хлорита и слюды длиной до 100 мкм и шириной 10 мкм. Основной объем сростков занимает слюда, лишь к периферии отмечается ритмичное чередование пластинок хлорита и слюды с мощностью пластинок менее 5 мкм. Параллельные пластинки хлорита характеризуются варьирующими содержаниями MgO (11 и 17 мас. %) и FeO (20 и 28 мас. %) при сопоставимых концентрациях Ga_2O_3 (7.7 и 8.5 мас. %). Самостоятельные зерна Ga-содержащей слюды в виде пластинчатых агрегатов длиной до 40 мкм и шириной 3–5 мкм обнаружены во всех сульфидных минералах цементирующей матрицы. Содержания Ga_2O_3 в слюде меняются от 5 до 20 мас. %.

На месторождении установлены редкие зерна гидроксида (или оксигидроксида) галлия округлой формы размером 2–3 мкм, равномерно рассеянные в сфалерите. При анализе этих фаз методом РЭМ всегда «захватывается» сфалеритовая матрица, что вносит погрешность в измерение и делает невозможным определение количества кислорода. В настоящее время в базах данных (mindat.org) известны два минерала –

зенгеит ($Ga(OH)_3$) и цумгаллит (GaOOH). Оба минерала редки и описаны лишь на месторождении Цумеб (Намибия) [Schluter et al., 2003].

Обсуждение и заключение. Обнаружение сульфидных брекчий с фрагментами труб палеокурильщиков предполагает хорошую сохранность сульфидной залежи Шемурского месторождения. Их образование происходило в результате субмаринной эрозии массивных гидротермально-осадочных руд с формированием аутигенной минерализации, распространенной между обломками сульфидов. Такие руды, как правило, располагаются в кровле слаборазрушенных сульфидных холмов (например, Яман-Касы, Сафьяновское) и представляют собой малоизмененные разности [Масленников, 2006]. В изученных образцах сульфидных брекчий автохтонные обломки кристаллического пирита сцементированы халькопиритом и сфалеритом с изоморфной примесью Ga и многочисленными включениями Ga-содержащих силикатных минералов и оксигидроксида (?) галлия. Эти минералы на колчеданных месторождениях Урала обнаружены впервые. В настоящее время в официальном перечне IMA из природных галлиевых силикатных фаз числится лишь эпидот-(Ga). Он обнаружен в срастании с аланитом-(Ga) и кварцем в сфалерите из руд золото-серебряного проявления Тыкатловское (Приполярный Урал) [Ковальская и др., 2015]. Нами установлено, что обогащение галлием колчеданных руд Урала может быть связано как с изоморфным вхождением галлия в структуру сульфидных минералов, так и с присутствием в сульфидной матрице многочисленных включений Ga-содержащих силикатов, гидроксидов (или оксигидроксидов) галлия.

Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы Института минералогии УрО РАН «Минералогия и геохимия рудных и рудоносных фаций как отражение геологической истории палеогидротермальных систем» (№ АААА-А16-11-6021010244-0) и проекта Президиума РАН № 15-11-523.

Литература

Ковальская Т. Н., Варламов Д. А., Котельников А. Р., Калинин Г. М. О возможности вхождения галлия в структуру силикатов и алюмосиликатов в системе Ga-Ca-Fe-Al-Si-O-H_2O // Тр. Всерос. ежегод. сем. эксперим. минерал., петрол., геохимии. М.: ГЕОХИ РАН, 2015. С. 171–174.

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

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. 340 с.

Молошаг В. П., Викентьев И. В., Гуляева Т. Я., Тесалина С. Г. Борнитовые руды колчеданных месторождений Урала // Литосфера. 2005. № 3. С. 99–116.

Спиридонов Э. М., Мурашко М. Н. Генетическая минералогия Ge, Ga, W, Mo, V, Sn эндогенных руд колчеданно-полиметаллического месторождения Цумеб, Намибия // Мат. конф. «Современная минералогия: от теории к практике». СПб, 2010. С. 277–279.

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

Cook N. J., Ciobanu C. L., Pring A., Skinner W., Shimizu M., Danyushevsky L., Saini-Eidukat B., Melcher F. Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. Vol. 73. P. 4761–4791.

Erdmann L., Graedel T. E. Criticality of non-fuel minerals: a review of major approaches and analyses // Environmental Science and Technology. 2011. Vol. 45. P. 7620–7630.

Schluter J., Klaska K-H., Adiwidjaja G., Gebhard G. Tsumgallite, GaO(OH), a new mineral from the Tsumeb mine, Tsumeb, Namibia // Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte. 2003. Vol. 11. P. 521–527.

И. А. Блинов[1], А. В. Бутняков[2]
1 – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
blinov@mineralogy.ru
2 – Уральский филиал ПМУК, г. Екатеринбург

Минералы зоны окисления Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал)

Введение. Группа Кабанских колчеданных месторождений приурочена к западной полосе Тагило-Магнитогорской зоны Среднего Урала и связана с риолит-базальтовой формацией [Puchkov, 2016]. Главные рудные минералы – пирит и халькопирит, реже встречаются сфалерит, арсенопирит, теннантит и галенит. Среди редких минералов отмечаются гипогенный борнит, «оранж-борнит» и энаргит [Логинов, 1950]. На месторождении Кабан-1 развита зона окисления с типичной для колчеданных месторождений зональностью [Смирнов, 1955]. Верхняя часть зоны окисления (железная шляпа, зона выщелачивания) была отработана летом 2013 г. с целью извлечения золота.

Методика работ. Пробы для исследований были отобраны из железной шляпы (бурые железняки) и зоны выщелачивания (кварцевые и пиритовые сыпучки). Изучение морфологии и химического состава минералов проводилось в полированных образцах, вмонтированных в эпоксидную смолу, методом растровой электронной микроскопии на приборе Tescan Vega 3 с энерго-дисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act (аналитик И. А. Блинов).

Результаты исследований. В бурых железняках установлены самородное золото, ковеллин, касситерит, коронадит, йодаргирит и минералы семейства алунита, в кварцевых сыпучках – самородный селен, касситерит, барит и минералы семейства алунита. Особенность минерального состава пиритовых сыпучек – присутствие многочисленных зерен самородного селена, а также редких зерен науманнита и касситерита.

Самородное золото в виде зерен изометричной, чаще овальной или округлой формы размером до 2–3 мкм найдено среди гидроксидов железа только в бурых железняках. Золото характеризуется вариациями содержаний Ag (0.44–3.36 мас. %).

Самородный селен – распространенный минерал кварцевых и пиритовых сыпучек. По визуальной оценке, его содержания достигают 0.5–1 об. %. Размеры зерен не превышают 3 мкм. На ЭД-спектрах в составе минерала присутствуют линии Sn, S, Ti, Cu, Fe, K и Cu. В пиритовых сыпучках выявлено несколько зерен самородного селена, на спектрах которых присутствуют линии Te.

Касситерит в бурых железняках встречается в виде идиоморфных кристаллов (до 3 мкм) или скрытокристаллических масс, заполняющих пустоты (рис. а). Гипергенное происхождение касситерита доказывается его расположением в трещинах (см. рис. б). Минерал диагностирован по качественному ЭД-спектру, на котором, кроме Sn и O, фиксируются V, Ti и Fe. В кварцевых сыпучках касситерит образует как

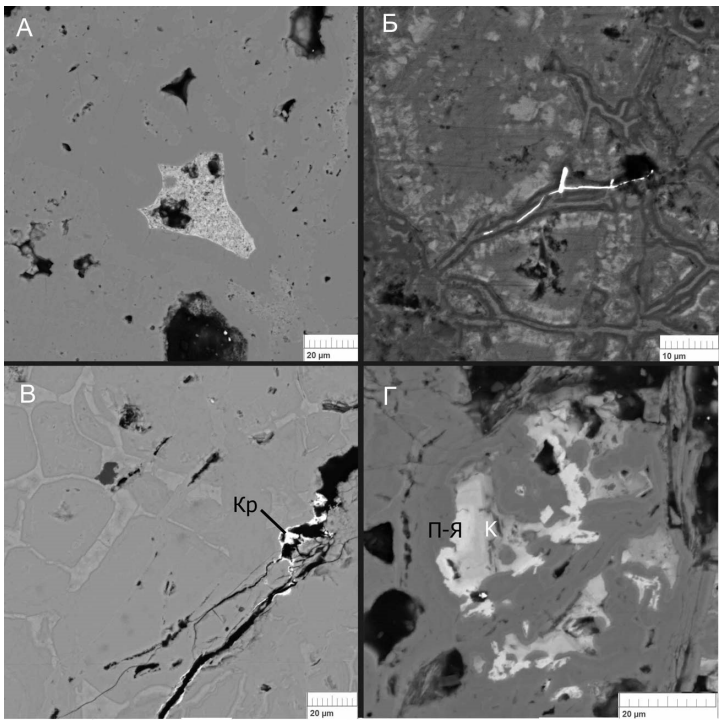


Рис. Минералы бурых железняков Кабанского месторождения.

А, Б – касситерит, В – коронадит (Кр), Г – минералы семейства алунита (К – кинтореит, П-Я – плюмбоярозит). Изображения получены в отраженных электронах, ускоряющее напряжение 20 кВ.

самостоятельные зерна, так и вкрапления в мусковите или других минералах. Размер зерен может достигать 10 мкм. Минерал не содержит примесей. В пиритовых сыпучках зерна касситерита размером около 2 мкм ассоциируют с *науманнитом*.

Единичные зерна *станноидита* ($Cu_{7.88}(Fe_{3.06}Zn_{0.81})_{3.87}Sn_{1.88}S_{12.00}$) в бурых железняках размером около 5 мкм приурочены к кварцу. Единичное зерно *коронадита* ($(Pb_{0.82}Ba_{0.10}Ca_{0.04})_{0.95}(Mn_{5.78}Fe_{1.74}Si_{0.30}Al_{0.18})_{8.00}O_{16}$) размером 35 мкм найдено в трещине в агрегатах гидроксидов железа (рис. в). *Йодаргирит* в виде изометричных пористых зерен размером до 5 мкм также приурочен к гидроксидам железа в бурых железняках. *Барит* обнаружен в кварцевых сыпучках в виде зерен размером 3–5 мкм.

Минералы *семейства алунита* представлены сульфатами и сульфатофосфатами (табл.). В бурых железняках размеры их зерен могут достигать 20–50 мкм. Встречаются также неоднородные зерна, часть которых представлена преимущественно фосфатами, другая – сульфатами. Главными катионами являются Pb и Fe^{3+}. Состав минералов варьирует от Cu-биверита до коркита и кинтореита. В кварцевых сыпучках минералы семейства алунита представлены серией от плюмбоярозита до кинтореита. Размер зерен варьирует от 3 до 20 мкм. Особенностью химического состава минералов является присутствие Ba и Ca, а также высокие содержания Al. В частности, отмечаются находки минерала, наиболее близкого по составу к коркиту (группа бедантита) (см. табл.).

Таблица

Состав минералов семейства алунита из бурых железняков (1–6) и кварцевых сыпучек (7) Кабанского месторождения

№ п/п	Лаб. номер	Al_2O_3	SiO_2	P_2O_5	SO_3	K_2O	Fe_2O_3	CuO	BaO	PbO	Сумма	Эмпирическая формула, минерал
1	14089i	0.66	0.51	16.16	–	–	33.43	1.00	–	28.93	80.69	$Pb_{1.03}(Fe_{3.54}Cu_{0.11}Al_{0.11})_{3.76}(P_{1.93}Si_{0.07}O_4)_{2.00}\times(OH,H_2O)_6$ кинтореит
2	14089j	0.21	0.26	0.37	25.57	2.04	32.41	6.33	–	19.72	86.91	$(Pb_{0.50}K_{0.26})_{0.76}(Fe_{2.45}Cu_{0.48}Al_{0.02})_{2.95}(S_{1.94}Si_{0.03}P_{0.03}O_4)_{2.00}\times(OH,H_2O)_6$ Cu-биверит
3	14089h	–	–	11.60	9.54	–	32.30	1.41	–	27.74	83.70	$Pb_{0.82}(Fe_{2.85}Cu_{0.13}Zn_{0.10})_{3.08}(P_{1.16}S_{0.84}O_4)_{2.00}\times(OH,H_2O)_6$ коркит
4	14088b	0.55	–	6.19	18.60	2.22	38.57	–	1.34	18.62	89.34	$(Pb_{0.48}K_{0.29}Sr_{0.08}Ba_{0.05})_{0.96}(Fe_{2.97}Al_{0.07})_{3.03}(S_{1.43}P_{0.54}As_{0.03}O_4)_{2.00}\times(OH,H_2O)_6$ коркит
5	14089e	0.66	1.03	2.09	17.73	1.92	45.82	1.44	–	15.79	86.48	$(Pb_{0.49}K_{0.30})_{0.79}(Fe_{4.27}Cu_{0.13}Al_{0.10})_{4.50}(S_{1.65}P_{0.22}Si_{0.13}O_4)_{2.00}\times(OH,H_2O)_6$ Cu-биверит
6	14089f	0.66	0.21	1.08	24.27	1.94	31.55	6.53	–	20.98	87.22	$(Pb_{0.54}K_{0.26})_{0.80}(Fe_{2.44}Cu_{0.51}Al_{0.08})_{3.00}(S_{1.88}P_{0.09}Si_{0.02}O_4)_{2.00}\times(OH,H_2O)_6$ Cu-биверит
7	14128d	11.20	1.33	10.27	14.06	1.96	20.99	0.45	1.57	16.07	78.53	$(Pb_{0.39}K_{0.24}Ca_{0.07}Ba_{0.06})_{0.76}(Fe_{1.53}Al_{1.28}Cu_{0.03})_{2.80}(S_{1.03}P_{0.84}Si_{0.13}O_4)_{2.00}\times(OH,H_2O)_6$ коркит

Примечание. Коэффициент OH и H_2O – теоретический, формулы рассчитаны на стехиометрическое количество анионов. Минералы также содержат (мас. %) 0.63 CaO (ан. 14128d); 0.31 Na_2O, 1.66 As_2O_5 и 1.28 SrO (ан. 14088b); 1.11 ZnO (ан. 14089h). Прочерк – примесь не обнаружена.

Для обнаруженных минералов семейства алунита характерно зональное строение: ядро сложено кинтореитом, а периферия плюмбоярозитом (рис. г). Зональные кристаллы минералов семейства алунита известны на колчеданных и стратиформных полиметаллических месторождениях Урала [Блинов, 2015].

Обсуждение и выводы. Значительная часть обнаруженных гипергенных минералов в верхней части зоны окисления месторождения Кабан-1 типичны для зон окисления колчеданных месторождений. Так, самородное золото – главный экономически ценный минерал железной шляпы. Более редкий самородный селен давно известен в зонах окисления колчеданных месторождений [Палей, 1957]. Науманнит и йодаргирит также ранее были установлены в зонах окисления колчеданных и стратиформных полиметаллических месторождений [Геохимия…, 1964а, б; Трофимов и др., 1992; Belogub et al., 2003; 2008; Блинов, 2015]. Барит редко встречается в зонах окисления колчеданных месторождений [Belogub et al., 2003; Блинов, 2015] и присутствует как реликтовый минерал [Смирнов, 1955].

Находка коронадита в зоне окисления колчеданных месторождений является первой. Ранее минерал был установлен в тяжелом концентрате золотоносных кварц-иллитовых жильных пород золото-сульфидного месторождения Ик-Давлят (Учалинский район) [Белогуб, 2009]. Также, впервые для зон окисления колчеданных месторождений установлено присутствие касситерита. Минералы семейства алунита являются характерными для зон окисления колчеданных месторождений [Смирнов, 1955].

В целом, в зоне окисления Кабанского месторождения отмечается сочетание гидроксидов железа, минералов семейства алунита, сульфидов, селенидов и самородного селена. Подобное сочетание минералов наблюдается на большинстве колчеданных месторождений [Смирнов, 1955; Belogub et al., 2003; 2008], на стратиформых полиметаллических месторождениях [Блинов, 2015] и в техногенных зонах окислениях сульфидных месторождений [Мягкая и др., 2013].

Авторы выражают благодарность В. В. Масленникову за помощь в организации работ и Е. В. Белогуб – за консультации. Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы «Минералогия и геохимия рудных и рудоносных фаций как отражение геологической истории гидротермальных и гипергенных систем» (№ АААА-А16-11-6021010244-0) и программы президиума РАН № 0433-2015-011.

Литература

Белогуб Е. В. Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала. Дис. … докт. геол.-мин. наук. Миасс, 2009. 537 с.

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.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. Геохимия редких элементов / Под ред. К. А. Власова. М.: Наука, 1964а. 686 с.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 2. Минералогия редких элементов / Под ред. К. А. Власова. М.: Наука, 1964б. 830 с.

Логинов В. П. Геология Кабанских колчеданных месторождений (Средний Урал) и некоторые черты их генезиса и метаморфизма. М.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 148–192.

Мягкая И. Н., Лазарева Е. В., Густайтис М. А., Заякина С. Б., Полякова Е. В., Жмодик С. М. Золото в системе сульфидные отходы и торфяник как модель поведения в геологических процессах // Доклады академии наук. 2013. Т. 453. № 2. С. 201–206.

Палей И. П. Концентрация самородного селена в зоне окисления колчеданного месторождения // Геохимия. 1957. № 7. С. 640–641.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 332 с.

Трофимов О. В., Зайков В. В., Сергеев Н. Б., Масленникова С. П. Зона окисления Гайского медноколчеданного месторождения Миасс: ИМин УрО РАН, 1992. 63 с.

Belogub E. V., Novoselov K. A., Spiro B., Yakovleva B. Mineralogical and sulphur isotopic features of the supergene profile of Zapadno-Ozernoye massive sulphide and gold-bearing gossan deposit, South Urals // Mineralogical Magazine. 2003. Vol. 67. P. 339–354.

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.

Puchkov V. N. General regularities of localization of mineral deposits in the Urals: what, where, when and why // Ore Geology Reviews. 2016. http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev. 2016.01.005.

А. С. Целуйко[1, 2]

[1] *– Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе*

[2] *– Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

celyukoa@rambler.ru

Минералы золота и серебра в рудных фациях Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал)

(научный руководитель проф. В. В. Масленников)

Золото и серебро в рудах колчеданных месторождений могут находиться в виде микровключений собственных минералов (самородное золото и теллуриды) и «невидимого» тонкодисперсного золота [Викентьев, 2004; Молошаг и др., 2004]. В рудах Юбилейного месторождения предшественниками установлены содержания благородных элементов в различных промышленных типах руд, а также обнаружены включения самородного золота без четкой привязки к парагенетическим минеральным ассоциациям [Воробьев и др., 1973ф; Викентьев и др., 2011]. Применяемая в данной работе рудно-фациальная классификация дает наиболее полную характеристику колчеданных руд, так как несет в себе информацию не только о текстурно-структурных признаках, минеральном и химическом составе, но и о генетической принадлежности руд [Масленников, Зайков, 2006]. Целью исследования является выявление закономерностей распределения минералов золота и серебра, а также определение вариаций их состава в различных рудных фациях второго рудного тела Юбилейного месторождения на Южном Урале.

Во время полевых работ при картировании карьера Юбилейного месторождения применялся метод рудно-фациального анализа. Под рудной фацией понимаются промышленно значимые минеральные скопления со сходными текстурно-структурными и вещественными признаками, свойственными близким обстановкам и процессам минералообразования [Масленников, Зайков, 2006]. Оптические исследования руд проводились на микроскопе Olympus BX51. Химический состав минералов опре-

делялся с помощью электронного микроскопа TESCAN VEGA3 SBU с энергодисперсионным анализатором (аналитик И. А. Блинов) и рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA 733 (аналитик Ю. Д. Крайнев). Исследования проводились на базе Южно-Уральского центра коллективного пользования в Институте минералогии УрО РАН.

Юбилейное медноколчеданное месторождение находится в пределах Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги и залегает в породах баймак-бурибайской свиты, соответствующей раннедевонскому начальному циклу островодужного вулканизма [Косарев и др., 2014]. Нами изучены руды второго рудного тела, которые залегают на базальтах и перекрываются гиалокластитами основного и кислого составов, а также кислыми вулканитами. В рудах установлены рудные фации, характерные для колчеданных месторождений Урала: придонная гидротермальная, донная гидротермальная, биогенная, кластогенная и субмаринная гипергенная.

Донные гидротермальные фации формировались в устьях гидротермальных источников и представлены пирит-халькопиритовыми, сфалерит-пирит-халькопиритовыми и халькопирит-пирит-сфалеритовыми трубами палеокурильщиков, а также диффузерами. Трубы палеокурильщиков размером 3–10 см имеют в срезе округлую или эллипсовидную форму с внутренней стенкой, выполненной друзовым халькопиритом или сфалеритом и внешней оболочкой, состоящей из халькопирита, пирита и сфалерита. Осевой канал в центре трубы заполнен кальцитом, кварцем, сульфидами или тальком.

Самородное золото в трубах палеокурильщиков обнаруживается в колломорфном пирите оболочки, друзовом халькопирите внутренней стенки и сфалерите осевого канала труб. В колломорфном и тонкозернистом пирите палеокурильщиков золото имеет изометричную морфологию, иногда с кристаллографическими очертаниями, размер 5–30 мкм. Содержания серебра в золоте варьируют от 17.2 до 21.1 мас. % (табл.). Зерна золота часто содержат включения тонкозернистого пирита и ассоциируют с псевдоморфным халькопиритом, замещающим пирит. Зерна золота, обнаруженные в халькопиритовой стенке труб, характеризуются прожилковидной, удлиненной и округлой формой выделений (5–15 мкм) в сростках с галенитом, пиритом, блеклыми рудами и кальцитом. Содержание Ag составляет 14.7–17.8 мас. % (см. табл.). Многочисленные включения золота (5–30 мкм) в сростках с галенитом, блеклыми рудами и пиритом в друзовом и почковидном сфалерите осевого канала характеризуются удлиненной, прожилковидной, реже округлой и сглаженно-угловатой формами и содержат 16.4–25.9 мас. % Ag (см. табл.).

В друзовом сфалерите осевого канала сфалерит-пирит-халькопиритовых и халькопирит-пирит-сфалеритовых палеокурильщиков с тальком выявлены включения электрума удлиненно-изогнутой, прожилковидной и округлой форм размером 5–30 мкм в ассоциации с галенитом, блеклыми рудами. Электрум содержит 34.8–46.1 мас. % Ag и 2.1–5.34 мас. % Hg (см. табл.).

Кластогенные сульфидные фации представлены элювиальными и коллювиальными крупнообломочными брекчиями, гравийно-песчаными и мелкообломочными турбидитами различного минерального состава.

В мелкообломочных сульфидных турбидитах и гравелитах зерна самородного золота удлиненной, округлой и изометричной форм размером 5–20 мкм образуют включения в пирите, псевдоморфном халькопирите и сфалерите и часто ассоциируют

Таблица

Химический состав (мас. %) золота в рудных фациях второй залежи Юбилейного месторождения

Минеральная ассоциация	n	Au	Ag	Hg	Кристаллохимическая формула
Донная гидротермальная фация					
Колломорфный и тонкозернистый пирит оболочки труб	3	77.9–82.8 81.1(2.8)	17.2–21.1 18.6(2.2)	–	$Au_{0.67–0.72}Ag_{0.28–0.33}$
Друзовый халькопирит стенки труб	2	82.2–5.3 83.8(2.2)	14.7–17.8 16.2(2.2)	–	$Au_{0.72–0.76}Ag_{0.24–0.28}$
Друзовый и почковидный сфалерит осевого канала	8	73.1–78.7 76.3(3.2)	21.1–25.9 23.2(2.83)	–	$Au_{0.61–0.67}Ag_{0.33–0.39}$
Друзовый и почковидный сфалерит осевого канала тальксодержащих труб	6	48–62.5 55.4(5.2)	34.8–46.1 41.0(4.0)	2.1–5.3 3.2(1.3)	$Au_{0.35–0.49}Ag_{0.49–0.61}Hg_{0.02–0.04}$
Кластогенная фация					
Сульфидные брекчии и гравелиты	4	82.0–86.0 83.9(1.7)	14.0–18.1 16.1(1.7)	–	$Au_{0.71–0.77}Ag_{0.23–0.29}$
Пирит-халькопиритовые турбидиты	33	78.6–88.7 81.9(2.3)	10.9–21.4 18.0(2.4)	0.0–1.7 0.0(0.3)	$Au_{0.87–0.93}Ag_{0.06–0.13}Hg_{0.00–0.01}$
Хлорит-кварцевые прослои пирит-халькопиритовых турбидитов	2	85.2–87.1 86.1(1.3)	11.7–13.0 12.4(0.8)	1.0–1.8 1.4(0.5)	$Au_{0.77–0.80}Ag_{0.20–0.21}Hg_{0.01–0.02}$
Сфалерит-халькопирит-пиритовые турбидиты	4	71.0–74.0 72.2(1.3)	26.0–28.6 27.1(1.3)	0–3.0 0.7(1.5)	$Au_{0.56–0.61}Ag_{0.39–0.41}Hg_{0.00–0.02}$
Пирит сульфидно-кремнистых диагенитов	4	85.0–90.5 88.2(2.6)	9.5–15.0 11.6(2.5)	–	$Au_{0.76–0.84}Ag_{0.16–0.24}$
Субмаринная гипергенная фация					
Гематит-кварц-карбонатные госсаниты	6	43.5–63.0 54.1(8.2)	37.0–56.5 45.9(8.2)	–	$Au_{0.30–0.48}Ag_{0.52–0.70}$
Борнитсодержащие руды	1	69.7	29.4	–	$Au_{0.56}Ag_{0.44}$

Примечание. В числителе указаны пределы содержаний химических элементов (мас. %), в знаменателе – средние арифметические и стандартные отклонения (в скобках) содержаний; n – количество анализов.

с колорадоитом, гесситом, теллуровисмутитом и другими теллуридами. Зерна золота в пирите мелкообломочных пирит-халькопиритовых турбидитов содержат 10.9–21.4 мас. % Ag и 1.7 мас. % Hg, в халькопирите хлорит-кварцевых прослоев – 11.9–13.0 мас. % Ag и 1.0–1.8 мас. % Hg (см. табл.). Сходный состав золотин характерен для сульфидных брекчий и гравелитов: содержания Ag варьируют от 14.0 до 18.1 мас. % и отсутствует примесь Hg (см. табл.). Зерна золота из сфалерит-халькопирит-пиритовых песчаников отличаются повышенными содержаниями Ag (26.0–28.9 мас. %) и Hg (до 3 мас. %) (см. табл.).

С мелкообломочными сульфидными турбидитами часто переслаиваются сульфидно-кремнистые и сульфидно-кварц-хлоритовые отложения с рассеянной пиритовой вкрапленностью. Подобные тонкообломочные сульфидные слои, почти полностью утратившие свой первоначальный обломочный облик в результате диагенеза, предложено называть «*сульфидные диагениты*» [Масленников, 2006]. Самородное золото в сульфидно-кремнистых диагенитах образует сростки округлой и удлиненной формы размером до 10 мкм в пирите в ассоциации с петцитом, гесситом и алтаитом. Для золота характерны относительно низкие содержания Ag 9.5–15 мас. % (см. табл.).

Субмаринные гипергенные фации включают фации выщелачивания, вторичного сульфидного обогащения и продукты полного или частичного субмаринного окисления – госсаниты [Масленников, 2006]. Госсаниты второго рудного тела месторождения представлены красными гематит-кварц-карбонатными породами с наложенной и реликтовой сульфидной минерализацией. К фациям вторичного сульфидного обогащения можно отнести сфалерит-борнит-халькопирит-пиритовые руды, вероятно, развитые по сульфидным брекчиям кровли рудной залежи. В выявленных субмаринных гипергенных фациях установлен электрум (Ag 29.4–56.5 мас. %) в ассоциации с гесситом, медистым кервеллеитом, алтаитом, петцитом и колорадоитом.

Таким образом, самородное золото из рудных фаций второй залежи Юбилейного месторождения отличается широким разбросом содержаний Ag (9.5–28.9 мас. %) и присутствием примеси Hg. Содержания Ag в самородном золоте палеокурильщиков варьируют в различных минеральных ассоциациях и близки таковым в самородном золоте труб Яман-Касинского (14–19 мас. % Ag) и Валенторского (15–22 мас. % Ag) месторождений [Масленникова, Масленников, 2007]. Самородное золото, обнаруженное в кластогенных фациях, характеризуется вариациями состава в различных минеральных типах отложений. Максимальные содержания серебра в самородном золоте характерны для сфалерит-халькопирит-пиритовых мелкообломочных турбидитов, а минимальные – для сульфидных брекчий, гравелитов и халькопирит-пиритовых турбидитов. По содержаниям Ag золото сопоставимо с таковым из труб палеокурильщиков, но отличается присутствием примеси Hg. Помимо самородного золота, в кластогенных рудах обнаружены многочисленные теллуриды благородных металлов: гессит, петцит, волынскит, калаверит и штютцит. Количество теллуридов возрастает в пирите сульфидно-кремнистых диагенитов, где включения петцита и гессита преобладают над самородным золотом. Состав самородного золота кластогенных фаций Юбилейного месторождения близок золоту сульфидных турбидитов Яман-Касинского месторождения, где также отмечается присутствие Hg [Сафина и др., 2010]. Характерной чертой самородного золота субмаринных гипергенных фаций является широкий разброс содержаний Ag (37–56.5 мас. %) и ассоциация с включениями теллуридов и кервеллеита. Изменение состава самородного золота в кластогенных и гипергенных фациях связано с наличием обломков различных исходных гидротермально-осадочных руд и существованием поздних аутигенных генераций золота.

Автор благодарит В. В. Масленникова и Н. Р. Аюпову за консультации и всестороннюю помощь в ходе исследований. Работа поддержана проектом Президиума РАН № 15-11-5-23.

Литература

Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

Викентьев И. В., Саенко А. Г., Карелина Е. В. и др. Минералогические особенности руд медноколчеданного месторождения Юбилейное (Южный Урал) // Вестник РУДН, сер. Инженерные исследования. 2011. № 1. С. 84–89.

Воробьев В. В., Попов Е. В., Сапонов А. В. и др. Отчет о детальной разведке Юбилейного медноколчеданного месторождения на Южном Урале в 1969–73 гг. Бурибай. Т. 1. 1973ф.

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.

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

Масленников В. В., Зайков В. В. Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Челябинск: ЮУрГУ, 2006. 224 с.

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

Молошаг В. П., Грабежев А. И., Викентьев И. В., Гуляева Т. Я. Фации рудообразования колчеданных месторождений и сульфидных руд медно-золото-порфировых месторождений Урала // Литосфера. 2004. № 2. С. 30–51.

Сафина Н. П., Аюпова Н. Р., Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А. Типохимизм золота в обломочных рудах колчеданных месторождений Урала // Мат. конф. «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 190–192.

***Е. И. Ярцев*[1,2], *В. Д. Абрамова*[2]**

[1] – Московский государственный университет, г. Москва

[2] – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

evgenyrtsev@mail.ru

Элементы-примеси в составе сульфидов на контакте даек габбро-порфиритов и руд Джусинского месторождения (Южный Урал)

(научные руководители А. А. Бурмистров, И. В. Викентьев)

Объектом изучения является Джусинское колчеданно-полиметаллическое месторождение, расположенное в Теренсайском рудном районе в 70 км от г. Орска (Оренбургская область). Месторождение, состоящее из 18 столбообразных залежей, локализовано в мощной пачке вулканитов андезит-дацитового состава среднедевонского возраста [Медноколчеданные…, 1988]. Широким распространением пользуются жильные габбро-порфириты (дорудные и пострудные), рассматриваемые в составе субвулканического комплекса и возрастного аналога карамалыташской свиты (эмс-эйфель), а также пострудные диоритовые дайки магнитогорского нижнекаменноугольного интрузивного комплекса. Тесная пространственная связь оруденения с

субвулканическими образованиями основного состава позволяет оценить относительный возраст процессов. Для этих целей с помощью метода ЛА-ИСП-МС (ИГЕМ РАН, аналитик В. Д. Абрамова) было изучено содержание микропримесей в основных сульфидных минералах из двух рудных тел Джусинского месторождения. Химический состав габбро-порфиритов определен методами РФА и ИСП-МС (ИГЕМ РАН, аналитики А. И. Якушев, Я. В. Бычкова).

Для расчета коэффициентов корреляции содержаний элементов-примесей в дайках с увеличением расстояния от контакта с рудой были использованы ранговые корреляции Спирмена. Замеры расстояний в дайковых телах, не имеющих непосредственных контактов с рудой, производились до ближайших границ с оруденением. В результате был получен массив данных значимых коэффициентов корреляции по каждой пробе отдельно для ранних и поздних даек. Группировка проб, отобранных из менее измененных участков даек, производилась на основе кластерного и факторного анализов по TAS–диаграмме [Ярцев, Шатагин, 2016] и на основании графика распределения редких земель в пробах, нормированных к хондритовому стандарту. В результате просчета ранговых корреляций был получен массив значимых коэффициентов корреляции (табл. 1).

Для ранних дорудных даек габбро-порфиритов с увеличением расстояния от контактов с рудой уменьшаются концентрации следующих металлов: Fe_2O_3, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Mo, Cd, Sb, Te, W, Tl, Pb, Bi и U. Положительные корреляции наблюдаются для SiO_2 и CaO. На рисунках 1 и 2 показаны закономерности распределения элементов в дайках в зависимости от расстояния до рудного тела. Уменьшение концентрации металлов в дайковых телах с увеличением расстояний от контактов с рудой свидетельствует о наложении на них оруденения. Для поздних даек с увеличением

Таблица 1

Значимые коэффициенты корреляции Спирмена для габбро-порфиритов Джусинского месторождения

Дайки	Элемент	Коэффициенты корреляции с расстоянием до руд	Дайки	Элемент	Коэффициенты корреляции с расстоянием до руд
Ранние	SiO_2	0.708	Ранние	W	–0.781
	CaO	0.713		Tl	–0.721
	Fe_2O_3	–0.708		Pb	–0.863
	Cu	–0.796		Bi	–0.682
	Zn	–0.713		U	–0.589
	Ga	–0.779			
	Ge	–0.748	Поздние	Mn	0.833
	As	–0.920		Ga	0.883
	Mo	–0.611		Sr	0.800
	Cd	–0.615		Zr	0.750
	Sb	–0.836		Eu	0.700
	Te	–0.689		W	–0.728

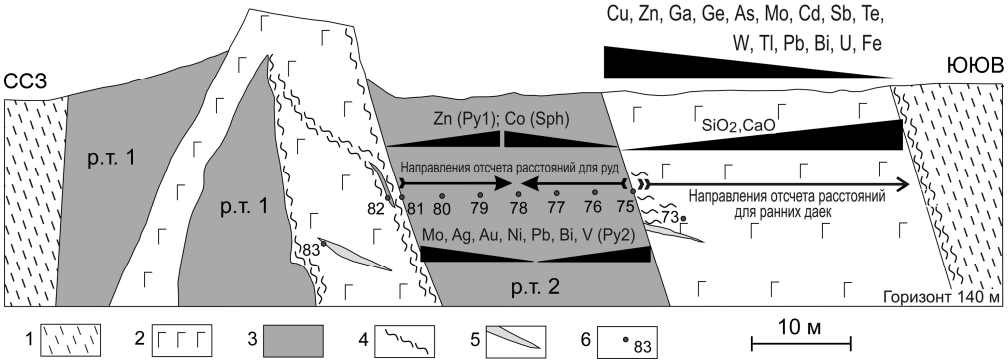


Рис. 1. Профиль через рудное тело 2 и дорудные габбро-порфириты.

1 – метасоматиты, 2 – габбро-порфириты, 3 – руды, 4 – зоны рассланцевания, 5 – кварц-карбонат-полиметаллические и гипсовые жилы, 6 – точки отбора проб для исследования. Стрелками показаны направления отсчета расстояний от контактов руда/дайка до точки отбора пробы. Треугольниками показаны направления увеличения или уменьшения концентрации указанных элементов в минералах (над профилем – в валовых пробах дайки). Py – пирит (1 – колломорфный, 2 – зональный кристаллический), Sph – сфалерит.

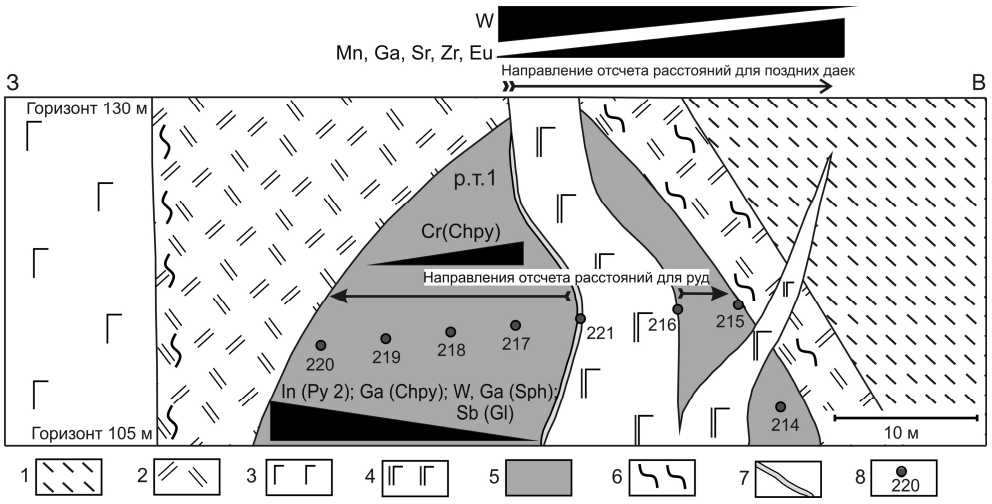


Рис. 2. Профиль через рудное тело 1 и габбро-порфириты.

1 – метасоматиты, 2 – дациты, 3 – габбро-порфириты дорудные, 4 – габбро-порфириты пострудные, 5 – руды, 6 – зоны рассланцевания, 7 – кварц-карбонат-полиметаллическая жила с гипсом, 8 – точки отбора проб. Треугольниками показаны направления увеличения или уменьшения концентрации элементов в минералах (над профилем – в валовых пробах дайки, точки опробования не показаны). Py 2 – зональный кристаллический пирит, Chpy – халькопирит, Sph – сфалерит, Gl – галенит.

расстояния от руды меняются содержания другого набора элементов, и число металлов гораздо меньше, чем в первом случае – увеличиваются содержания Mn, Ga, Sr, Zr и Eu, уменьшается количество W, что может подтверждать пострудное время образования даек.

Для изучения геохимической зональности в рудных телах вкрест их простирания были пройдены профиля и отобраны 15 проб с шагом 3–4 м. Для изучения микропримесей в сульфидах были выбраны два наиболее представительных профиля, в большинстве проб которых присутствуют основные рудные минералы. Один из этих профилей проходил через контакт руды и пострудного субвулканического тела (рудное тело 1, рис. 2), а другой профиль – по рудному телу 2, залегающему между двумя дорудными дайковыми телами. Оценка зональности велась в направлении от контакта руды с дайкой. Полученный массив статистических данных приведен в таблице 2.

Для сульфидов рудного тела 1 установлено увеличение содержаний следующих элементов: In – в кристаллически-зональном пирите, Ga – в халькопирите, Ga и W – в сфалерите, Sb – в галените. Концентрация Cr в халькопирите и сфалерите

Таблица 2

Ранговые корреляции Спирмена, значимые на уровне p < 0.05, от контактов с габбро-порфиритами к периферии

Минерал	Элемент	Вариации содержаний (среднее геом.), г/т	Значимые коэффициенты корреляции	Число замеров
Рудное тело 1				
Пирит кристаллический, зональный (Py-2)	In	0.06–0.36 (0.15)	0.729	6
Халькопирит	Cr	6.2–10.1 (8.09)	–0.676	4
	Ga	2.1–77 (11.44)	0.805	7
Сфалерит	Cr	3.9–75 (9.52)	–0.759	4
	Ga	3.13–102 (12.49)	0.910	8
	W	0.06–26 (0.928)	0.783	4
Галенит	Sb	11.1–178 (42.18)	0.974	5
Рудное тело 2				
Пирит колломорфный (Py-1)	Zn	43–1390 (179.2)	0.602	5
Пирит кристаллический, зональный (Py-2)	Mo	0.33–14.3 (2.65)	–0.667	9
	Ag	0.99–15.4 (3.8)	–0.625	12
	Au	0.03–2.72 (0.31)	–0.610	12
	Ni	4.6–26.9 (9.39)	–0.664	6
	Pb	9.3–480 (57.21)	–0.707	12
	Bi	1.78–56.8 (17.49)	–0.762	12
	V	0.5–5.9 (1.25)	–0.598	7
Сфалерит	Co	1.52–4.1 (2.85)	0.807	3

уменьшается. В рудном теле 2 с удалением от контактов с ранними дорудными субвулканическими телами возрастают концентрации Zn – в колломорфном пирите и Co – в сфалерите, а убывают содержания Sn в колломорфном пирите; и Mo, Ag, Au, Ni, Pb, Bi, V – в кристаллически-зональном пирите.

Таким образом, симметричная зональность рудного тела 2, расположенного между двумя дорудными дайковыми телами, отражает длительную эволюцию оруденения, что подтверждает ранее полученные данные о том, что субвулканические габбро-порфириты являлись структурно-литологическим экраном в процессе формирования руд [Еремин и др., 1968]. Наличие этого барьера вызывало более концентрированное отложение элементов из гидротермальных металлоносных растворов близ контактовой зоны, что зафиксировано нами в наиболее ранней пиритовой минерализации. Поскольку вдоль контактов с габбро-порфиритами кристаллизация шла, по-видимому, быстрее, то и содержания микропримесей в этих минералах выше. В свою очередь, проникновение рудообразующих растворов в дорудные дайки обусловило повышенную концентрацию в них многих металлов. Зональность рудного тела 1 с удалением от контактов с пострудными габбро-порфиритами может быть связана с перераспределением вещества в процессе внедрения секущих даек и последующей затухающей гидротермальной деятельностью, проявленной в образовании кварц-халькопирит-гипсовых жил [Столяров, 1978] вдоль контактов с пострудными габбро-порфиритами. Таким образом, при приближении к контакту с дайкой происходит снижение концентраций в сульфидах большинства примесных металлов (их вынос при контактово-метаморфической перекристаллизации [Vikentyev et al., 2016]) и обогащение другими (привнос вещества затухающими гидротермальными растворами). С этим же связаны корреляции с расстоянием от контактов с рудой и содержания «рудогенных» примесей в поздних габбро-порфиритах.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 14-17-00693.

Литература

Викентьев И. В., Абрамова В. Д., Иванова Ю. Н., Тюкова Е. Э., Ковальчук Е. В., Бортников Н. С. Золотоносность пирита золоторудного месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS, первые данные // Доклады академии наук. 2016. Т. 470. № 3. С. 326–330.

Еремин Н. И., Воробьев В. И., Петрова Г. С., Яковлев Г. Ф. Теренсайский рудный район // Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: МГУ, 1968. С. 177–208.

Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / *В. А. Прокин, Ф. П. Буслаев, М. И. Исмагилов* и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. 241 с.

Столяров Ю. М. О гипогенной сульфид-сульфатной зональности рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1978. № 3. С. 36–48.

Ярцев Е. И., Шатагин Н. Н. Статистический анализ геохимических ассоциаций субвулканических образований основного состава Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения, Южный Урал // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2016. № 5. С. 34–40.

Vikentyev I. V., Belogub E. V., Novoselov K. A., Moloshag V. P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals // Ore Geology Reviews. 2016. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.10.032

О. В. Агеева
Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург
oliaageeva@gmail.com

Минералогия гидротермальных сульфидных полей Победа-1 и -2, Срединно-Атлантический хребет

(научный руководитель д.г.-м.н. А. И. Брусницын)

Введение. В ходе 37-го рейса НИС «Профессор Логачев», организованного АО «Полярная морская геологическая экспедиция» (ПМГРЭ) совместно с ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга» с октября 2014 г. по май 2015 г. проводились поисковые работы в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (САХ), на отрезке между 12° и 21° с.ш. В результате проведенных работ был открыт новый рудный узел Победа, включающий два гидротермальных рудных поля: Победа-1 и Победа-2 на расстоянии 4 км друг от друга. В ходе рейса была дана предварительная оценка прогнозных ресурсов сульфидных руд полей категории P_2+P_3, составляющих около 4 млн т сухой рудной массы [http://www.rosnedra.gov.ru/article/8133.html].

Каменный материал (41 образец) для наших исследований был любезно предоставлен сотрудниками отдела геологии и минеральных ресурсов океана ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга». Образцы представлены преимущественно колчеданными рудами, отобранными с использованием скальной драги и телевизионного грейфера со станций 37л107, 37л195, 37л196, 37л197, 37л204, 37л245 и 37л247. Образцы сульфидов были отобраны в интервале глубин 1966–3106 м. Всего изучен 41 образец. Работа начата в ноябре 2016 г., в данном сообщении приводятся первые результаты исследований.

Геологическая позиция рудного поля. Гидротермальный узел Победа расположен в восточном борту рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (17°09′ с.ш., 46°23′ з.д.) на террасе шириной около 2–3 км видимой протяженностью около 9 км [Бельтенев и др., 2016ф]. В пределах этой области распространены базальты с преобладанием типа пиллоу-лав, а также породы габбро-перидотитового комплекса. Возраст базальтов оценен как Q_{II} (781–126 тыс. лет). Площадь полей Победа-1 и -2 составляет около 5.9 и 1.7 км^2, соответственно.

Методика исследований. Образцы сульфидных руд изучены методами оптической микроскопии и рентгенофазового анализа. Работы выполнены на кафедре минералогии СПбГУ с использованием аналитических возможностей ресурсного центра СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследований».

Минералого-петрографическая характеристика руд. В составе изученных руд диагностировано 17 минералов: пирит, марказит, сфалерит, ковеллин, дигенит, изокубанит, халькозин, халькопирит, магнетит, галит, атакамит, гематит, пиролюзит, гетит, кальцит, тальк, антофиллит. По условиям образования эти минералы делятся на три группы: 1) минералы неокисленных сульфидных руд (пирит, марказит, сфалерит, изокубанит, халькопирит); 2) продукты окисления первичных сульфидов (ковеллин, дигенит, атакамит, гематит, гетит); 3) минералы фрагментов вмещающих пород (магнетит, галит, пиролюзит, кальцит, тальк, антофиллит). Среди минералов сульфидных руд самым распространенным является пирит, слагающий около 90 % объе-

ма образцов. Второстепенные минералы – марказит (~5 об. %) и халькопирит (~5 об. %). Остальные минералы присутствуют в существенно меньших количествах.

По морфологии изученные образцы разделены на четыре группы: 1) плотные руды; 2) землистые руды; 3) корки на базальтах; 4) прожилково-вкрапленные руды в измененных базальтах.

Плотные руды представлены мелкозернистым пиритовым агрегатом желтого и бронзового цвета ноздреватого строения. Поры имеют размер до 2 мм, общая пористость составляет около 30 %. Стенки пор инкрустированы мелкими (1–1.5 мм) идиоморфными кристаллами пирита. В качестве редких минералов установлены марказит, сфалерит, халькопирит, изокубанит, антофиллит. Среди вторичных (гипергенных) минералов обнаружены дигенит и ковеллин.

Землистые руды сложены слабосцементированным (рыхлым) черным, мелкозернистым агрегатом пирита и марказита. Кристаллы пирита часто идиоморфны (кубические) и имеют размеры 0.75–0.95 мм. Среди вторичных минералов присутствуют ковеллин, дигенит, халькозин и атакамит.

Корки на базальтах сложены пиритом, марказитом и халькопиритом. Пирит встречается преимущественно в форме сплошных агрегатов, а также кристаллов (октаэдров) размером 0.5–0.65 мм. Марказит и халькопирит локализуются между зернами пирита и имеют размер 0.5–0.75 мм. Среди вторичных минералов установлены дигенит, галит, атакамит, гетит и кальцит.

Прожилково-вкрапленные руды развиваются по трещинам в измененных базальтах. Их минеральный состав представлен преимущественно пиритом и халькопиритом. Пирит встречается в виде октаэдрических кристаллов размером 0.5–0.6 мм, а халькопирит – в виде сплошных мелкозернистых масс. Среди акцессорных минералов зафиксированы сфалерит, магнетит, гематит, пиролюзит и тальк.

Выводы. Получена новая информация о минералогии сульфидных руд гидротермальных полей Победа-1 и Победа-2. Большинство минералов сульфидных руд определено в ходе исследования. По минеральному составу руды полей Победа-1 и Победа-2 сходны с таковыми полей Юбилейное и Зенит-Виктория, представленными преимущественно серноколчеданными и медноколчеданными образованиями [Babaeva et al., 2014]. Слабая степень окисления сульфидов указывает на их молодой возраст и на то, что гидротермальная деятельность в пределах изученных полей протекала относительно недавно [Gablina et al., 2016]. Наличие нескольких морфологических групп сульфидных руд свидетельствует о различных условиях накопления рудного материала в пределах гидротермального поля. Пространственно-возрастные взаимоотношения выделенных руд неизвестны. По аналогии с другими объектами Срединно-Атлантического хребта [Краснов и др., 1992] предполагается, что корки фиксируют самую раннюю стадию отложения сульфидов на морском дне, плотные руды представляют собой фрагменты развитых гидротермальных сульфидных построек на поверхности базальтов, а прожилково-вкрапленные руды образовались в базальтах ниже поверхности дна (видимо, они маркируют пути раствора к поверхности дна – подводящий канал). Землистые руды, возможно, представляют продукты осаждения тонкодисперсных сульфидных минералов на некотором удалении от гидротермального источника.

Автор благодарит ведущего научного сотрудника отдела геологии и минеральных ресурсов океана «ВНИИОкеангеологии им. И. С. Грамберга» С. Ф. Бабаеву

за предоставленные образцы, постановку задачи исследования и консультации в ходе работы.

Литература

Бабаева С. Ф. и др. Отчет по объекту «Оценка особенностей геологического строения рудных скоплений ГПС и состояние среды российского разведочного района САХ в соответствии с требованиями МОМД». СПб: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», 2012ф.

Бельтенев В. Е. и др. Отчет по объекту «Поисковые работы на площади Российского разведочного района в Атлантическом океане с оценкой прогнозных ресурсов ГПС категории P_2 и P_3 в блоках 31–45». Ломоносов: ФГУНПП «ПМГРЭ», 2016ф.

Краснов С. Г., Черкашев Г. А., Айнемер Г. А. и др. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб: Недра, 1992. 278 с.

Babaeva S., Sukhanova A., Andreev S., Beltenev V. Geochemical types of sulfide ore as indicators of mineral evolution at the hydrothermal vent field Jubileynoye (MAR) // UMI–2014: Harvesting Seabed mineral resources in Harmony with Nature. Lisbon, 2014. P. 45–54.

Gablina I. F., Dobretsova I. G., Beltenev V. E. et al. Features of the hydrothermal sulfide ores from cluster "Pobeda" (17°07´–17°08´ N of Mid-Atlantic Ridge) // Minerals of the Ocean-8 and Deep-Sea Mining-5. St-Petersburg: VNIIOkeangeologiya, 2016. P. 78–82.

И. Ю. Мелекесцева[1], В. В. Масленников[1], Е. В. Белогуб[1], С. П. Масленникова[1], Л. Данюшевский[2]

[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

melekestseva-irina@yandex.ru

[2] – Центр CODES, Университет Тасмании, г. Хобарт, Австралия

Элементы-примеси в сульфидах гидротермального поля Семенов-2 (13°31.13´ с.ш., Срединно-Атлантический хребет): изоморфизм или микровключения?

Извлечение ценных элементов-примесей из колчеданных руд является важной задачей отработки континентальных месторождений и будущей разработки современных гидротермальных полей, поэтому форма нахождения элементов-примесей в сульфидах (изоморфное вхождение или микровключения) имеет не только генетическое, но и практическое значение. В настоящем сообщении рассмотрена форма нахождения элементов-примесей в сульфидах гидротермального поля Семенов-2 в Срединно-Атлантическом хребте, установленная посредством ЛА-ИСП-МС анализа.

Гидротермальное поле Семенов-2 (13º31.13´ с.ш., 44°59.03´ з.д.) входит в одноименный рудный узел, который находится в Срединно-Атлантическом хребте между трансформными разломами 15°20´ с.ш. и Марафон [Beltenev et al., 2007]. Поле Семенов-2 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 (до 40 %) и высокими содержаниями Cu (до 19.33 %), Zn (до 18.32 %), Au (до 188 г/т) и Ag (до 1787 г/т) [Иванов и др., 2008]. Главные минералы в рудах – халько-

пирит, изокубанит, вюртцит и опал, второстепенные – сфалерит, марказит, пирит, ковеллин и ярроуит (?), редкие – галенит, пирротин, самородное золото, гессит (?), барит и арагонит [Мелекесцева и др., 2010]. Ранее было показано, что ковеллин поля Семенов-2 обогащен многими элементами-примесями относительно первичных сульфидов и является главным концентратором «невидимого» золота в рудах [Мелекесцева и др., 2016].

Согласно результатам ЛА-ИСП-МС анализа, халькопирит содержит высокие (>100 г/т) концентрации As, Se, Co и Ag, умеренные (>10 г/т) – Ni, Mo, Cd, Sn, Sb, Te и Tl и низкие (<10 г/т) – остальных элементов. Изокубанит характеризуется относительно высокими содержаниями Co, Se и Ag, умеренными концентрациями Mn, Cd, Sn и Te и низкими количествами Ni, Ga, As, Mo, In, Sb, Au, Tl, Pb и Bi. Относительно изокубанита, халькопирит содержит меньше Mn и Co, Ni, As, Se, Mo, Ag, Sb, Tl и Pb. Два анализа халькопирита показывают экстремально высокие содержания Zn, As и Mo. Сульфиды цинка (сфалерит и вюртцит) обладают наибольшими (>1000 г/т) содержаниями Cd, высокими – Mn, Co и Se, умеренными – Ga, Sn и Te и низкими содержаниями остальных примесей. Сульфиды цинка обеднены Ag и обогащены Mn и Ga относительно изокубанита и халькопирита и обеднены Co, Ni, As, Se, Mo, Sb, Te, Tl и Pb относительно халькопирита.

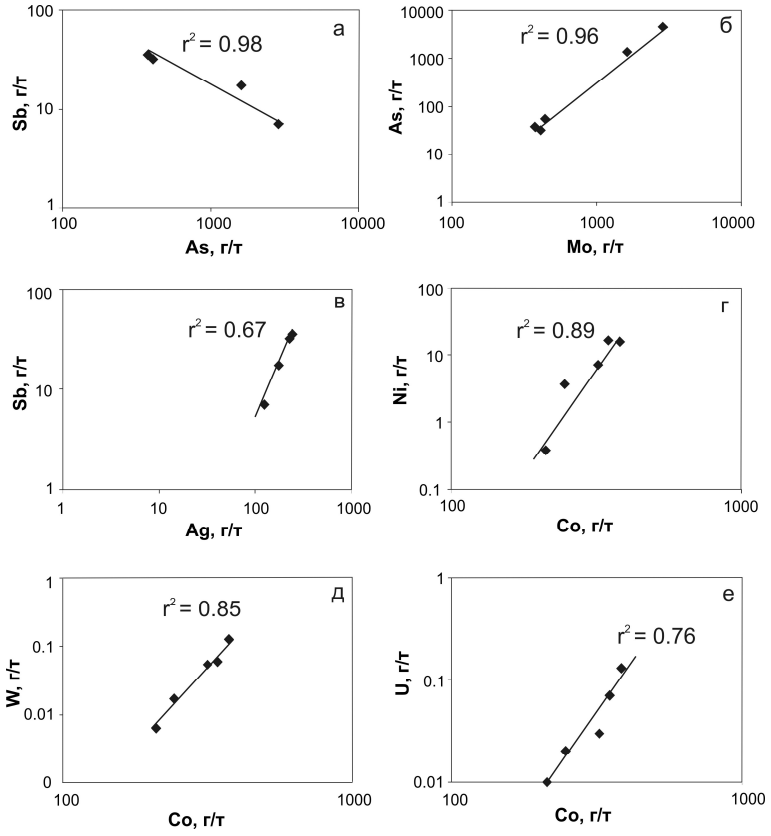


Рис. 1. Взаимоотношения между некоторыми элементами-примесями в халькопирите.

В халькопирите (и, вероятно, изокубаните), мышьяк может либо изоморфно входить в его состав, замещая Fe^{3+}, либо содержаться во включениях сульфосолей [Huston et al., 1995]. В нашем случае, за высокие содержания As, скорее всего, отвечают микровключения As-содержащих блеклых руд, поскольку As негативно коррелирует с Sb (рис. 1а). Хотя в наших образцах видимые включения сульфосолей не были найдены, мелкие включения теннантита в сфалерите были обнаружены в сфалерит-халькопиритовых рудах, собранных в 2009 г. в центральной части поля Семенов-2 [Firstova et al., 2014]. Судя по равномерным содержаниям, Se в халькопирите, скорее всего, находится в виде изоморфной примеси [Huston et al., 1995].

Два анализа халькопирита с высокими содержаниями As, Mo, а также Zn, могут отражать присутствие ассоциирующих сфалерита, блеклой руды и, возможно, молибденита. На возможное присутствие молибденита косвенно указывает его находка в сфалерите гидротермального поля Рейнбоу [Леин и др., 2003]. Положительный тренд между As и Mo (рис. 1б) свидетельствует о сходных условиях осаждения этих элементов.

Серебро может замещать Cu в кристаллической решетке халькопирита [Huston et al., 1995], однако положительная корреляция между Ag и Sb (рис. 1в) в изученном халькопирите свидетельствует о том, что Ag, скорее всего, связано с Sb-содержащими сульфосолями. Кобальт в халькопирите положительно коррелирует с Ni, W и U (рис. 1г–е). Эти взаимоотношения отражают микровключения дисульфидов железа, которые накапливают Co, Ni, W и U [Maslennikov et al., 2009].

Кадмий, Mn, Co, In и Sn в сульфидах цинка положительно коррелируют друг с другом (рис. 2а–г) и, наиболее вероятно, входят в кристаллическую решетку сульфидов цинка. Одновременные всплески содержаний Pb, Au, As, Ag и Sb указывают на то, что эти элементы, скорее всего, связаны с золото-теннантит-галенитовой ассоциацией.

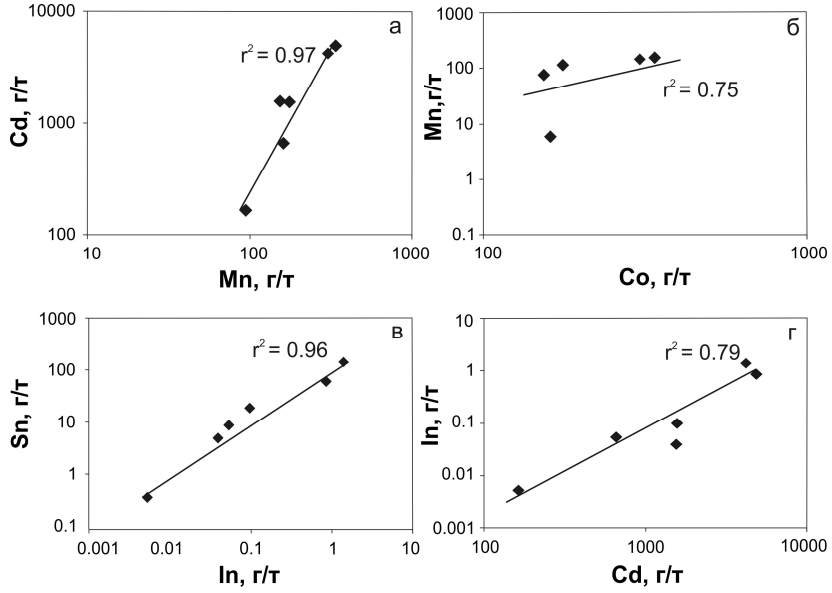


Рис. 2. Взаимоотношения между некоторыми элементами-примесями в сфалерите.

Таким образом, результаты настоящего и предыдущего [Мелекесцева и др., 2016] исследований показали, что Au, Ag и Cd являются основными элементами-примесями руд поля Семенов-2. Учитывая существующие технологии извлечения золота из колчеданных руд (например, [Labroo et al., 1994; Abdollahi et al., 2015]) и форму нахождения золота в изученных рудах (70 % видимого золота, ассоциирующего с опалом, и 30 % «невидимого» золота, заключенного в сульфидах), можно ожидать, что его большая часть (которая ассоциирует с несульфидными минералами) будет потеряна в результате флотации. Часть серебра, которая содержится в самородном золоте, будет также потеряна. Поскольку размер зерен золота составляет меньше 10 мкм, его гравитационное извлечение будет также неэффективно. Для экстракции такого тонкого золота руды должны быть сильно измельчены и подвергнуты гидрометаллургическому переделу или цианированию (или обжигу с последующим цианированием). «Невидимые» золото и серебро, заключенные в сульфидах (в основном, ковеллине), и небольшое количество видимого золота, ассоциирующего с сульфидами [Мелекесцева и др., 2010], будут поступать в сульфидный концентрат. Кадмий будет неотъемлемой частью цинкового концентрата, но частично, из-за высоких содержаний в ковеллине, будет попадать и в медный концентрат.

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 темы «Минералогия и геохимия рудных и рудоносных фаций как отражение геологической истории палеогидротермальных систем» (№ АААА-А16-11-6021010244-0).

Литература

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

Леин А. Ю., Черкашев Г. А., Ульянов А. А., Ульянова Н. В., Степанова Т. В., Сагалевич А. М., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Торохов М. П. Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия // Геохимия. 2003. № 3. С. 304–328.

Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А., Хворов П. В., Иванов В. Н., Бельтенев В. Е., Добрецова И. Г. Благороднометальная минерализация нового гидротермального сульфидного поля Семенов-2 (13º31´ с.ш.), Срединно-Атлантический хребет // Записки РМО. 2010. № 2. С. 59–73.

Мелекесцева И. Ю., Масленников В. В., Масленникова С. П., Данюшевский Л., Ларж Р. Влияние субмаринного гипергенеза на обогащение элементами-примесями ковеллина гидротермального поля Семенов-2, Срединно-Атлантический хребет // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 138–142.

Abdollahi H., Karimi P., Amini A., Akcil A. Direct cyanidation and roasting combination of a semi-refractory massive sulfide ore // Minerals & Metallurgical Processing. 2015. Vol. 32. Spec. Is. 3. P. 161–169.

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 l3º30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News. 2007. Vol. 16. P. 9–10.

Firstova A., Cherkashov G., Stepanova T., Babaeva S. Rare elements in seafloor massive sulfides of the Semyenov hydrothermal cluster, Mid-Atlantic Ridge // in Hein, J.R., Barriga, F.J.A.S. and

Morgan, C.L., eds. UMI–2014. Harvesting Seabed Mineral Resources in Harmony with Nature. Lisbon, 2014. P. 131–139.

Huston D. L., Sie S. H., Suter G. F., Cooke D. R., Both R. A. Q. Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic hosted massive sulfide deposits. Part I. Proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite. Part II. Selenium levels in pyrite comparison with $\delta^{34}S$ values and implication for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems // Economic Geology. 1995. Vol. 90. P. 1167–1196.

Labroo S. R., Linge H. G., Walker G. S. Review of gold extraction from ores // Minerals Engineering. 1994. Vol. 7. Is. 10. P. 1213–1241.

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.

Часть 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ

А. И. Брусницын[1], Е. Н. Перова[1], О. С. Верещагин[1],
Е. Ф. Летникова[2], С. И. Школьник[3], А. В. Иванов[4]
[1] – Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург
brusspb@yandex.ru
[2] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
[3] – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
[4] – Иркутский государственный университет, г. Иркутск

Стратиформные свинцово-цинковые, баритовые и железо-марганцевые руды Жайремского рудного узла (Центральный Казахстан): условия залегания, состав, генезис

Введение. Жайремский рудный узел находится в Центральном Казахстане вблизи пос. Жайрем. Здесь в пределах единой геологической структуры и на небольшом расстоянии друг от друга локализованы стратиформные залежи свинцово-цинковых, баритовых и железо-марганцевых руд среди осадочных отложений узкого временного интервала (D_2fm). В этом отношении Жайремский узел представляется уникальным, а составляющий его комплекс месторождений уже давно выделяют в виде особого атасуйского типа.

Открытие и разведка месторождений Жайремского узла охватывает период 1950–80-х гг. Результаты этих работ изложены в публикациях Е. И. Бузмакова, И. М. Варенцова, А. Б. Веймарна, О. В. Иванова, А. К. Кайманова, В. В. Калинина, М. М. Каюповой, Я. М. Кислякова, И. И. Кузнецова, В. А. Лыткина, Н. М. Митряевой, Д. Н. Муратовой, Н. М. Неговорой, Н. М. Радченко, А. А. Рожнова, Н. С. Скрипченко, В. Я. Середы, С. А. Солтан, А. Л. Соколовой, В. Н. Щеточкина, Г. Н. Щербы, В. И. Щибрик и других авторов. В сентябре 2016 г. мы посетили самые крупные месторождения узла: разрабатывающиеся Ушкатын-III (Fe-Mn и Pb-$BaSO_4$ руды) и Западный Жайрем (Pb-Zn и $BaSO_4$ руды) и законсервированные Дальнезападный Жайрем (Pb-Zn и $BaSO_4$ руды) и Жомарт (Fe-Mn руды). Полученные материалы позволили уточнить информацию об этих месторождениях, обобщить имеющиеся данные и проинтерпретировать их с позиции современных представлений о процессах рудогенеза в осадочных бассейнах.

Геологические условия залегания руд. Жайремский рудный узел расположен в западной части Жаильминской мульды (грабен-синклинали). Это крупная рифтогенная структура возникла в позднем девоне при деструкции эпикаледонского Центрально-Казахстанского континентального блока [Митряева, 1979; Рожнов, 1982; Скрипченко, 1980, 1989; Варенцов и др., 1993]. Фундамент мульды сложен вулканогенно-терригенными отложениями раннего палеозоя и вулканитами раннего-среднего девона, а ее основной объем выполнен вулканогенно-осадочным комплексом

верхнего девона–нижнего карбона мощностью до 2 км. Комплекс имеет трансгрессивное строение. Его основание представлено континентальной красноцветной толщей (D_3fr), местами с линзами вулканитов. Выше залегают осадки (D_3fm–C_1t), которые накапливались в морском бассейне со сложной конфигурацией берега и расчлененным рельефом дна. В депрессиях отлагались углеродистые разновидности глинисто-кремнисто-карбонатных пород. На поднятиях вырастали рифовые карбонатные массивы. При их разрушении формировались широкие поля детритовых известняков, сменяющихся по направлению к глубоководным впадинам кремнистыми известняками. На отдельных участках осадконакопление сопровождалось вулканической деятельностью.

Рудоносными являются отложения фаменского возраста. В распространении разных типов руд проявлен как литолого-фациальный, так и тектонический контроль. Пласты и линзы комплексных свинцово-цинковых и баритовых руд локализованы среди углеродистых глинисто-кремнисто-карбонатных отложений, галенит-баритовых – среди рифогенных известняков, а железо-марганцевых – преимущественно в кремнистых известняках. Во всех случаях железо-марганцевая минерализация располагается стратиграфически выше полиметаллической. Месторождения тяготеют к зонам конседиментационных разломов в фундаменте рифта, по которым происходило развитие вулканических процессов и смещение отдельных блоков пород.

Поздние тектонические движения, приведшие к замыканию рифтогенного бассейна, деформировали осадочные комплексы. Одновременно протекали процессы низкоградного регионально метаморфизма. На всей территории рудного узла развита мощная (в среднем, 30–40 м) латеритная кора выветривания, предположительно мезо-кайнозойского возраста.

Минералого-петрографическая характеристика руд. Минералогия руд изученных месторождений детально рассмотрена ранее [Каюпова, 1974; Митряева, 1979; Варенцов и др., 1993]. Здесь мы кратко остановимся только на главных разновидностях руд, доступных в настоящее время для изучения.

Баритовые руды – это мелко-среднезернистые породы массивного мраморовидного облика. На 95–97 об. % порода сложена таблитчатыми зернами барита. В качестве акцессорных минералов диагностированы кварц, галенит, пирит, сульфосоль Cu, Fe и Ag, стильпномелан, пирофиллит, алюминоселадонит, альбит, калиевый полевой шпат, стронцианит, апатит и флюорит; среди гипергенных фаз – англезит и гетит. Баритовые руды однородны и не содержат включений вмещающих пород, поэтому предположение об их метасоматическом происхождении [Митряева, 1979] вызывает сомнение. С увеличением количества галенита (до 5 об. %) баритовые руды переходят в *свинец-баритовые*.

Свинцово-цинковые руды – мелкозернистые породы с ритмично-слоистым строением. Главными минералами являются сфалерит, галенит, пирит, кварц, калиевый полевой шпат, алюминоселадонит и кальцит. Второстепенные и акцессорные минералы включают арсенопирит, тетраэдрит, магнетит, рутил, альбит, доломит, анкерит, апатит и барит. В рудах присутствует тонкодисперсное углеродистое органическое вещество. Общее содержание пирита, галенита и сфалерита достигает 20–40 об. %, и сфалерит почти всегда преобладает над галенитом.

Главной формой выделения пирита является фрамбоидальная. Галенит и сфалерит представлены ксеноморфными агрегатами в интерстициях между зернами кварца, слюды, кальцита, обрастающими и захватывающими фрамбоиды пирита.

Текстуры руд указывают на то, что железо, свинец и цинк накапливались на стадии седиментации рудоносных илов, но рудные минералы (пирит, галенит, сфалерит) образовались позднее при диагенезе.

На жайремских месторождениях баритовые (± PbS) и свинцово-цинковые руды формируют единую концентрически зональную залежь: $BaSO_4$ (ядро) → $BaSO_4$ + PbS → PbS + ZnS → FeS_2 (фланги) [Скрипченко, 1980; 1989]. На месторождении Ушкатын-III свинец-баритовые руды образуют самостоятельное тело, на продолжении и немного выше которого по разрезу находится горизонт марганцевых руд.

Железные руды представлены мелкозернистыми тонкослоистыми породами с чередованием слоев, обогащенных кварцем или гематитом. Второстепенными минералами являются магнетит и кальцит.

Марганцевые руды также имеют слоисто-полосчатое строение. По минеральному составу они делятся на два типа, сложенных: 1) браунитом, кальцитом, кварцем и альбитом и 2) гаусманнитом, тефроитом, фриделитом, кальцитом и кварцем. В небольших количествах присутствуют рутил, гематит, пирофанит, магнетит, якобсит, циркон, спессартин, пьемонтит, титанит, эгирин, родонит, рихтерит, неотокит, кариопилит, пеннантит, клинохлор, алюминоселадонит, флогопит, биотит, тальк, калиевый полевой шпат, апатит, барит, родохрозит, доломит, кутнагорит, саркинит, флинкит, пиробелонит и флюорит. Среди гипергенных фаз диагностированы криптомелан, коронадит, литиофорит и церианит.

Железные и марганцевые руды тесно ассоциируют друг с другом, слагая единые рудоносные горизонты. На месторождении Жомарт количества железных и марганцевых руд сопоставимы, а на месторождении Ушкатын-III резко преобладают марганцевые руды.

Генезис рудоносных отложений. Согласно устоявшимся представлениям месторождения Жайремского узла имеют гидротермально-осадочное происхождение [Митряева, 1979; Скрипченко, 1980, 1989; Рожнов, 1982]. Ранее предполагалось, что зарождавшиеся в вулканогенных породах фундамента рифтогенной структуры рудоносные растворы выносили на поверхность морского дна Pb, Zn, Ba, Fe, Mn, Si и другие элементы. Здесь в различных фациальных и физико-химических обстановках происходила дифференциация элементов и накопление разных по составу металлоносных отложений. В стагнированных впадинах образовывались Pb–Zn(±Ba) осадки, а на поднятиях в окислительных условиях – Fe–Mn(±Ba).

Не оспаривая принципиальную возможность такого сценария, тем не менее, отметим следующее. По всем признакам месторождения Жайремского узла относятся к типу SEDEX (*sedimentary exhalative deposits*). Особенность этих объектов состоит в том, что они формируются за счет растворов, циркулирующих в осадочных толщах, а вклад магматических (главным образом, вулканических) процессов, если и проявлен, то сводится к поставке тепла, активизировавшего гидротермальную систему [Wilkinson, 2014].

Мы полагаем, что в случае месторождений Центрального Казахстана, предпосылки для развития рудогенеза закладывались еще на ранних этапах становления рифтовой системы, в период накопления красноцветных отложений. Формирование красноцветных толщ происходит в аридных обстановках и нередко сопровождается образованием локальных бассейнов с повышенной соленостью воды, в том числе и эвапоритовых. Захоронение соленосных вод или осадков и смешение их с метеорными водами приводит к появлению в осадочных толщах хлоридных рассолов, способ-

ных выщелачивать из окружающих пород и переносить на значительные расстояния многие металлы. При этом повышение температуры усиливает металлоносность растворов. Важно также то, что не подвергшийся химическому выветриванию обломочный материал красноцветных отложений несет в себе большой запас рассеянных элементов: источниками Fe, Mn и Zn служат Fe-Mg силикаты, а Ba и Pb – полевые шпаты. За счет выщелачивания этих и других элементов из минералов алевролитов, песчаников и т. п. пород создается рудоносный потенциал гидротерм.

При дальнейших процессах растяжения рифта, новообразованные тектонические нарушения вскрыли погребенные в красноцветных толщах горизонты рудоносных растворов и дали выход гидротермам на поверхность морского дна. Причем, помимо перепада давления, подъему растворов способствовало также их дополнительное нагревание теплом от субвулканических магматических очагов. В итоге создавались серии конвективных гидротермальных ячеек, где разогретые гидротермы поднимались наверх, а на их место поступали новые порции растворов из соседних участков той же красноцветной толщи. В гидротермальную систему вовлекалась также и проникающая в осадки морская вода. При этом ее доля должна закономерно возрастать по мере исчерпания захороненных в красноцветах растворов. Одновременно должна была снижаться и металлоносность гидротерм, т. к. 1) соленость морской воды ниже по сравнению с погребенными рассолами, 2) время взаимодействия морской воды с осадками меньше, чем у погребенных рассолов, а 3) запас металлов в осадках постепенно истощается. Постепенное остывание магматических очагов уменьшало температуру растворов и движущую силу гидротермального процесса. В силу этих ограничений время существования рудогенерирующей системы ограничивалось фаменом.

Таким образом, эволюция гидротермальных систем проходила в два этапа. На первом этапе в рудогенез вовлекались захороненные в красноцветных отложениях разогретые металлоносные рассолы. Второй этап реализовался, преимущественно, за счет термоконвекции в осадочных толщах морской воды. Мы полагаем, что с первым этапом связано образование полиметаллических отложений, со вторым – железо-марганцевых.

Работы проведены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования», «Микроскопия и микроанализ» и «Геомодель». Исследования поддержаны РФФИ (проект № 16-05-00227). Полевой выезд финансировался РНФ (проект № 16-17-10076).

Литература

Варенцов И. М., Веймарн А. Б., Рожнов А. А., Шибрик В. И., Соколова А. Л. Геохимическая модель формирования марганцевых руд фаменского рифтогенного бассейна Казахстана (главные компоненты, редкие земли, рассеянные элементы) // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 3. С. 56–79.

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

Митряева Н. М. Минералогия барит-цинково-свинцовых руд месторождений Атасуйского района. Алма-Ата: Наука, 1979. 219 с.

Рожнов А. А. Сравнительная характеристика марганцевых месторождений Атасуйского и Никопольско-Чиатурского типов // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 116–121.

Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 215 с.

Скрипченко Н. С. Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. М.: Недра, 1989. 207 с.

Wilkinson J. J. Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives // In: Treatise on geochemistry. Second edition. Vol. 13. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 219–250.

Н. Р. Аюпова[1, 2], К. А. Новоселов[1]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
[2] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
aupova@mineralogy.ru

Магнетитовые руды Глубоченского железорудного месторождения, Тургайский железорудный пояс

Глубоченское железорудное месторождение расположено в северной части Валерьяновской зоны Тургайского железорудного пояса. Оруденение Глубоченского месторождения прослежено на протяжении 4 км и образует два участка: Южный, где рудные тела выходят на поверхность палеозоя, и Северный, где оруденение является «слепым». В геологическом строении месторождения принимают участие продуктивные на железо нижнекаменноугольные отложения валерьяновской серии и мезокайнозойские отложения мощностью 322–345 м [Железорудная…, 2007].

Подрудная толща представлена порфиритами андезибазальтового состава, переслаивающимися с маломощными прослоями литокристаллокластических пород, алевролитов и песчаников. *Рудовмещающую толщу* образуют породы мощностью 100–300 м, сложенные вулканокластитами и алевролитами с маломощными прослоями песчаников, аргиллитов и обломочных карбонатных пород. На отдельных участках рудовмещающей толщи развиваются карбонат-альбит-хлоритовые, кварц-альбит-биотит-хлоритовые, эпидот-хлорит-альбитовые породы, которые тесно ассоциируют с рудами и быстро сменяются малоизмененными породами [Бирючев и др., 1976ф]. *Надрудная толща* включает в себя переслаивание песчаников с известняками и маломощными слоями аргиллитов.

В районе Глубоченского месторождения гипабиссальные интрузивные массивы не обнаружены. К жильным образованиям следует отнести дайки диабазов и долеритов, рассекающие все комплексы пород и являющиеся аналогами платформенных базальтов туринской серии триаса [Бирючев и др., 1976ф].

Исследования основаны на результатах описания керна скважин разведочного бурения на Южном участке месторождения. В ходе работ произведено разделение текстурно-структурных и минералогических разновидностей руд и сопутствующих вулканокластических пород. Отбор проб для аналитических исследований осуществлялся точечным и штуфным способами из керна скважин. Минеральный состав руд изучен с использованием микроскопа Olympus-BX51, оснащенного устройством для ввода изображения. Силикатный анализ вмещающих пород и железных руд выполнялся методами классической мокрой химии и на спектрофотометре Perkin-Elmer 3110 (Институт минералогии УрО РАН). Распределение элементов-примесей в рудах

изучено по данным результатов атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург).

На Южном участке выделены три рудных тела линзо- и пластообразной формы мощностью от 20–40 до 80–120 м, которые тяготеют к контакту слоистых вулканогенно-осадочных пород с известняками [Железорудная…, 2007]. По всей рудной зоне и мощности рудных тел, наряду со сплошными разновидностями, наблюдаются руды, представленные чередованием вулканогенно-осадочных и магнетитовых слоев мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров. Изредка в слоях отмечаются текстуры гравитационного уплотнения, характеризующиеся деформированием или неравномерным прогибанием слоев, а также признаки продавливания слоев с формированием пережимов и увеличением мощности нерудных обломочных слоев. Часто контрастность текстуры усиливается метасоматическими процессами, избирательно проявившимися по отдельным слоям. Нерудные слои содержат фрагменты андезибазальтов, редкие слабоокатанные зерна кварца, обособления хлорита и карбонатов, осколки альбитизированного плагиоклаза и обособления магнетита в (карбонатно-)хлорит-кварцевой основной массе. Рудные слои состоят из разнозернистого магнетита в резко изменчивых количествах (от 20 до 85 об. %) и кристаллически-зернистых пиритовых агрегатов в хлорит-кварцевом цементе. Сульфидная минерализация образует пятна, гнездовидные выделения, неравномерную вкрапленность и вытянутые линзовидные участки, возможно, в направлении бывшей слоистости. Из нерудных минералов в некоторых магнетитовых слоях также установлены биотит, альбит, кальцит и апатит.

В рудах выделены три разновидности магнетита, фиксирующие стадийные процессы преобразования руд: (I) пластинчатые кристаллы магнетита-1 (псевдоморфозы по гематиту-1) → (II) зональные кристаллы магнетита-2 и ассоциирующие с ними сноповидные выделения гематита-2 → (III) порфиробласты магнетита-3, ассоциирующие с обильной сульфидной минерализацией, где четко просматривается развитие пирита по магнетиту.

Для магнетитовых руд характерны широкие вариации содержаний суммарного железа от 8.73 до 77.90 мас. %, а также соотношений его окисных и закисных разностей, что является отражением различного содержания магнетита и гетита-гематита в магнетитовых и мартитовых рудах. При увеличении содержания суммарного железа в рудах уменьшаются содержания (мас. %): SiO_2 от 53.80 до 13.30, Al_2O_3 от 15.70 до 1.41, MgO от 6.49 до 0.13 и TiO_2 от 0.84 до 0.11 (табл.). Содержания CaO, Na_2O и K_2O в рудах сильно варьируют. Особенностью руд является повсеместное присутствие P_2O_5 (от 0.05 до 0.42 мас. %).

Характерной чертой руд является крайне ограниченный однородный набор элементов-примесей (см. табл.). Примесь Co (117 г/т) и Cr (151 г/т) в рудах объясняется вхождением этих элементов в состав пирита, Cu и Zn – присутствием незначительного количества халькопирита и редкого сфалерита в магнетитовых рудах. Содержания V в рудах сильно варьируют от 38 до 303 г/т, и вероятно, V входит в структуру магнетита.

В настоящее время существует несколько точек зрения на генезис железорудных месторождений Тургайского пояса. Сторонники метасоматической гипотезы приводят доказательства генетической связи железорудных месторождений с гранитоидной интрузией и локализации руд в контактовых ореолах плутонов с благоприятными тектоническими и литологическими условиями [Дымкин, Пругов, 1980; Herrington et

Таблица

Средний химический состав магнетитовых руд Южного участка Глубоченского месторождения

Компоненты	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп
Среднее	33.41	4.99	0.29	52.00	0.08	1.87	3.73	1.49	0.23	0.15	2.40
Минимум	13.30	1.41	0.11	8.73	0.01	0.13	0.34	0.06	0.01	0.05	0.17
Максимум	53.80	15.70	0.84	77.90	0.24	6.49	13.70	7.03	4.09	0.42	6.00
Ст. откл.	8.46	3.03	0.15	12.87	0.05	1.17	3.25	1.09	0.42	0.06	1.27
Медиана	34.10	4.66	0.25	52.70	0.08	1.61	3.41	1.30	0.11	0.15	2.46

Окончание табл.

Элементы-примеси	Co	Cu	Ni	Zn	V	Pb	Ag	Cr	Ba	As
Среднее	117	970	19	58	85	15	<0.01	151	145	6
Минимум	7	23	4	18	38	3	<0.01	20	5	5
Максимум	293	2850	48	92	303	26	<0.01	700	630	14
Ст.откл.	46	554	9	13	29	4	<0.01	106	77	2
Медиана	1170	963	18	58	81	16	<0.01	130	140	5

Примечание. Результаты анализа атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, Ag – атомно-абсорбционный анализ. Количество анализов – 123.

al., 2002; Hawkins et al., 2017]. Вулканогенно-осадочная гипотеза формирования некоторых месторождений основывается на представлении о пространственной связи руд с андезит-дацитовыми комплексами. Оруденение формировалось одновременно с вмещающими породами в результате отложения рудного вещества из гидротермальных растворов в морских условиях [Дымкин, Пругов, 1980; Белевцев и др., 1982]. Наряду с «традиционными» моделями рудообразования предложена также гальмиролитическая гипотеза железонакопления, которая опирается на сходство оксидно-железистых отложений колчеданоносных полей с магнетитовыми рудами [Злотник-Хоткевич, 1979; Масленников, 2004; Maslennikov et al., 2012].

Глубоченское месторождение располагается на удалении от интрузивных массивов, и оруденение приурочено к контакту вулканических образований с осадочными морскими отложениями, включающими тонкообломочные вулканокластические и глинисто-карбонатные слои пород. Рудные тела характеризуются большой протяженностью и выдержанной мощностью и согласно залегают с породами вмещающей толщи, претерпевшей метаморфизм хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Слои массивных однородных руд присутствуют редко. Часто руды представлены чередованием магнетитовых и нерудных слоев, где сохранились реликты четких признаков слоистых текстур, подтверждая ритмичное строение магнетитовых руд.

Повышенные содержания в рудах SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, MgO, иногда Na_2O и K_2O отражают состав нерудных минералов, присутствующих как в виде реликтовых

обломков и кристаллов, так и новообразованных минералов, отвечающих минеральному компоненту рудовмещающей толщи. Повышенные содержания P_2O_5 в магнетитовых рудах и ассоциация апатита с хлоритом указывают на аутигенную природу фосфатной минерализации. Основные элементы-примеси в рудах Cu, Co, Cr, Ni, As, Zn и Pb связаны с сульфидными минералами. Относительно высокие содержания V связаны с вхождением его в структуру магнетита в процессах преобразования первичных осадков.

Реликтовые находки псевдоморфоз магнетита по первичному пластинчатому гематиту могут свидетельствовать о формировании первоначально окси-гидроксидных железистых отложений. Преобразование гематита в магнетит, вероятно, происходило в восстановительных условиях диагенеза. Формирование зональных кристаллов магнетита можно рассматривать как один из путей перехода системы к равновесному состоянию в процессе перекристаллизации руд. Пирит, который в магнетитовых рудах имеет широкое развитие, и, в основном, ассоциирует с порфиробластами магнетита, относится к наиболее поздним процессам метаморфизма руд.

Работа выполнена по государственной бюджетной теме Института минералогии УрО РАН «Минералогия и геохимия рудных и рудоносных фаций как отражение геологической истории гидротермальных и гипергенных систем» (№ АААА-А16-11-6021010244-0), программе Президиума РАН (№ 15-11-5-23) и при поддержке Правительства РФ (Постановление № 211 от 16.03.2013), соглашение № 02.A03.21.0011.

Литература

Белевцев Я. Н., Бухарев В. П., Науменко В. В., Гончарук А. Ф., Попов Б. А., Степанов В. А., Усенко А. И. О вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых руд Урала // Геология рудных месторождений. 1982. № 1. С. 53–75.

Бирючев С. И., Авдонин А. Н., Бирючева В. Я. Геологический отчет о поисковых работах, проведенных на Глубоченском железорудном месторождении в Целинном районе Курганской области в 1973–1976 гг. Лесниково, 1976ф. 236 с.

Дымкин А. М., Пругов В. П. Стратиформный тип железооруденения и его генетические особенности. М.: Наука, 1980. 200 с.

Железорудная база России / Под ред. В. П. Орлова. М.: ООО «Геоинформмарк», 2007. 871 с.

Злотник-Хоткевич А. Г. Минералого-геохимические особенности и зональность вулканогенно-осадочных колчеданных руд Северных Мугоджар // Вопросы генезиса эндогенной зональности колчеданных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1979. С. 50–57.

Масленников В. В. Гальмиролиз и железонакопление // Топорковские чтения (международная горно-геологическая конференция). Вып. VI. Рудный, 2004. С. 33–45.

Hawkins T., Smith M. P., Herrington R. J., Maslennikov V. V., Boyce A. J., Jeffries T., Creaser R. A. The geology and genesis of the iron skarns of the Turgai belt, northwestern Kazakhstan // Ore Geology Reviews, 2017 (in press).

Herrington R., Smith M., Maslennikov V., Belogub E., Armstrong R. A. Short review of Palaeozoic hydrothermal magnetite Iron-oxide deposits of the south and central Urals and their geological setting // In: Porter T. M. (Ed.) Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and related deposits: A Global Perspective 2. PGC Publishing, 2002. P. 343–353.

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. Н. Юричев
Томский государственный университет, г. Томск
juratur@sibmail.com

Особенности вещественного состава рудных хромшпинелидов из ультрамафитов массива Сыум-Кеу (Полярный Урал)

Объектом настоящего исследования являются рудные хромшпинелиды из реститового ультрамафитового массива Сыум-Кеу, входящего в состав Хадатинского офиолитового пояса на Полярном Урале. Массив располагается в северной части офиолитового пояса, образуя вытянутое в меридиональном направлении тело протяженностью около 50 км и шириной до 12 км. В его составе выделяются два главных комплекса пород [Шмелев, 2011]. Ранний лерцолит-гарцбургитовый комплекс представлен гарцбургитами с участками диопсидсодержащих гарцбургитов и лерцолитов, занимающими до 40 % площади массива. Ультрамафиты характеризуются массивным однородным строением, обнаруживая локальную шлировидность ориентировки скоплений пироксенов и шпинели. В породах отмечаются редкие согласные и секущие жилы орто- и клинопироксенитов, вебстеритов, а также дунитов, образующих иногда крупные (мощностью до 100 м) тела. Поздний дунит-гарцбургитовый комплекс сложен полосчатыми гарцбургитами с выраженной минеральной уплощенностью. Они содержат в значительном (до 50 %) количестве согласные с полосчатостью и секущие ее дунитовые жилы и линзы. С породами второго комплекса связаны небольшие по масштабам проявления хромитовых руд.

В работе проведена сравнительная оценка вещественного состава рудных хромшпинелидов из позднего дунит-гарцбургитового комплекса массива Сыум-Кеу и предпринята попытка моделирования геодинамической обстановки формирования вмещающих их ультрамафитов. Анализ вещественного состава шпинелидов выполнен на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega II LMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск).

Проанализированные рудные хромшпинелиды характеризуются средне- высокохромистым составом и подвержены слабому метаморфическому преобразованию, выразившемуся в увеличении роли окисного железа при уменьшении глинозема. Фигуративные точки их составов формируют единый эволюционный тренд, обусловленный уменьшением содержаний MgO и Al_2O_3 при увеличении содержаний Cr_2O_3 и незначительном увеличении содержаний суммарного железа (рис. 1а–в). Рудные хромшпинелиды массива Сыум-Кеу соответствуют субфериалюмохромитам и субферрихромитам (рис. 2).

Отмечаемый на рис. 1а–в и 2 эволюционный тренд составов хромшпинелидов отражает преобразование их вещественного состава в процессе высокобарического динамометаморфизма [Юричев, 2016], а также степень рестирования вмещающих их ультрамафитов [Перевозчиков и др., 2007]. Увеличение степени плавления рестита сопровождается возрастанием хромистости при уменьшении глиноземистости и магнезиальности (рис. 1а–в), что характерно для мантийных реститогенных ультрамафитов [Макеев, 1992; Перевозчиков и др., 2007] и служит дополнительным свидетель-

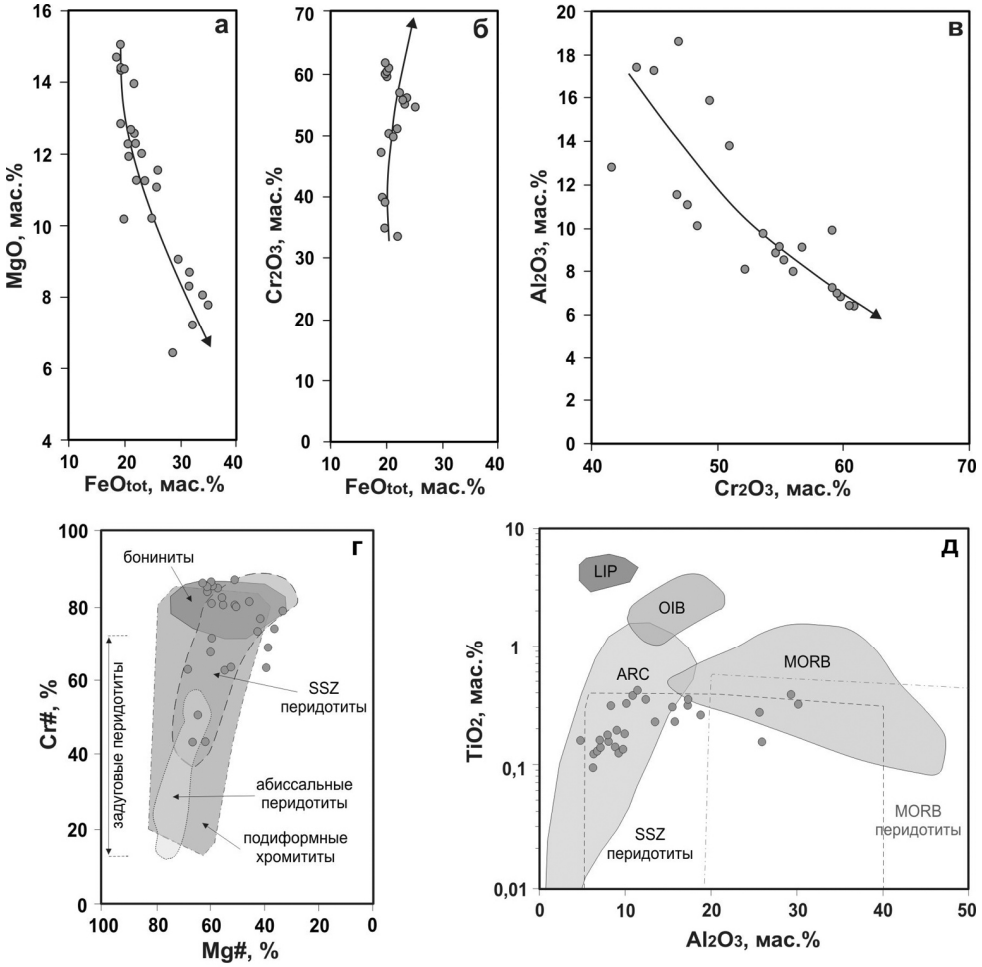


Рис. 1. Бинарные диаграммы для рудных хромшпинелидов из ультрамафитов массива Сыум-Кеу, в том числе (г, д), показывающие условия и геодинамическую обстановку формирования [Ghazi et al., 2011; Kamenetsky et al., 2001].

ством реститовой природы пород массива Сыум-Кеу. Положение фигуративных точек составов хромшпинелидов на треугольной диаграмме (рис. 2а) также указывает на генетическую связь изученных хромититов с офиолитовыми мантийными ультрамафитами.

Реконструкция механизма образования реститовых ультрамафитовых массивов неизбежно сталкивается с проблемой выявления процессов (событий и обстановки во времени), приведших к формированию данных геологических объектов. В настоящее время широкое распространение получили три петрогенетические модели – магматическая [Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973], реакционная (включая реакционно-магматическую, метасоматическую и латераль-секреционную) [Чащухин, Вотяков, 2009; Savelieva et al., 2013] и реоморфическая [Савельев, Федосеев, 2011]. Для оценки

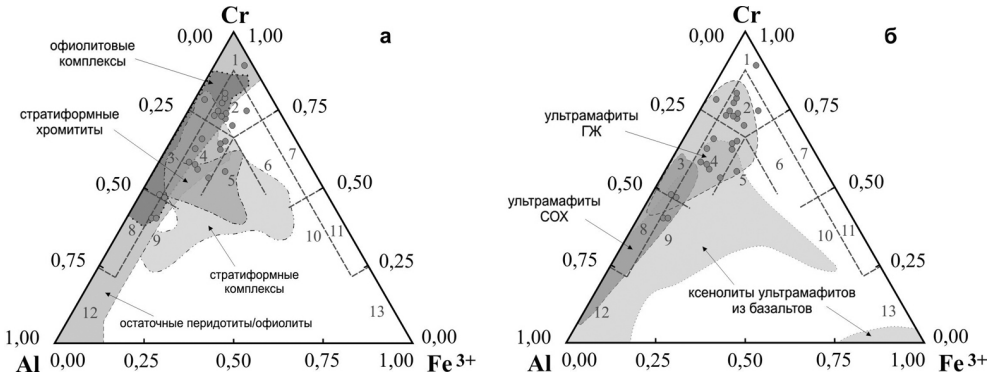


Рис. 2. Состав хромшпинелидов из ультрамафитов Сыум-Кеу и Харчерузского массивов: 1 – хромиты, 2 – субферрихромиты, 3 – алюмохромиты, 4 – субферриалюмохромиты, 5 – ферриалюмохромиты, 6 – субалюмоферрихромиты, 7 – феррихромиты, 8 – хромпикотиты, 9 – субферрихромпикотиты, 10 – субалюмохроммагнетиты, 11 – хроммагнетиты, 12 – пикотиты, 13 – магнетиты. Генетический тип хромититов (а) показан по [Ghazi et al, 2011], геодинамическая обстановка формирования (б) по [Barnes, Roeder, 2001].

геодинамической обстановки формирования пород исследуемого массива, были привлечены геодинамические тернарные и бинарные диаграммы (рис. 2б; см. рис. 1г, д). На диаграмме Al–Cr–Fe^{3+} фигуративные точки составов в большинстве своем попадают в область ультрамафитов глубоководных желобов, на диаграммах Al_2O_3–TiO_2 и Mg#–Cr# – в область океанических надсубдукционных перидотитов. Такие наблюдения, наряду с минералогическими и геохимическими особенностями пород массива Сыум-Кеу [Шмелев, 2011], подтверждают сложную полигенную историю его формирования. Очевидно, деплетирование мантийного вещества в процессе частичного плавления происходило в обстановке «додугового» спрединга. В дальнейшем, в островодужной системе, сформировавшиеся реститовые ультрамафиты были подвержены магматической рефертилизации под воздействием просачивающихся расплавов (флюидов) островодужной или бонинитовой надсубдукционной природы [Savelieva et al., 2013]. Впоследствии это привело к масштабным структурно-вещественным преобразованиям, вследствие чего ультрамафиты массива практически утратили черты, присущие реститам, но приобрели характеристики надсубдукционных перидотитов.

Литература

Макеев А. Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб: Наука, 1992. 197 с.

Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 199 с.

Перевозчиков Б. В., Плотников А. В., Макиев Т. Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32–39.

Савельев Д. Е., Федосеев В. Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.

Чащухин И. С., Вотяков С. Л. Поведение элементов семейства железа, оксибарометрия и генезис уникальных хромитовых месторождений Кемпирсайского массива // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С. 140–156.

Шмелев В. Р. Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 649–672.

Юричев А. Н. Критерии регионального и локального прогнозирования потенциальной хромитоносности подиформных ультрамафитовых массивов складчатых областей // Руды и металлы. 2016. № 3. С. 5–14.

Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. № 12. P. 2279–2302.

Ghazi J. M., Moazzen M., Rahghoshay M., Moghadam H. S. The geodynamic setting of the Nain ophiolites, Central Iran: evidence from chromian spinels in the chromitites and associated rocks // Ofioliti. 2011. Vol. 36. № 1. P. 59–76.

Kamenetsky V. S., Grawford A. J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. № 4. P. 655–671.

Savelieva G. N., Batanova V. G., Sobolev A. V., Belousov I. A., Berezhnaya N. A., Presnyakov S.L., Skublov S. G. Polychronous formation of mantle complexes in ophiolites // Geotectonics. 2013. Vol. 47. № 3. P. 167–179.

Л. Р. Низамова[1], Е. О. Калистратова[2]
[1] – Башкирский государственный университет, г. Уфа
[2] – ООО «Уральское горно-геологическое агентство», г. Уфа
lyaisan_21@mail.ru

Особенности петрографического состава шпинелевых перидотитов северного фланга месторождения № 33 (массив Средний Крака, Южный Урал)

(научный руководитель д.г.-м.н. Д. Е. Савельев)

Целью настоящей работы является изучение петрографического состава ультрамафитов на участке одного из месторождений хромовых руд массивов Крака. Основными задачами исследований являются: определение минерального состава пород, установление характера рудной минерализации и последовательности минералообразования. Актуальность работы обусловлена проблемой установки закономерностей размещения хромитовых руд внутри офиолитовых комплексов. Изучение состава пород и стадийности их образования позволит восстановить условия рудообразования, что облегчит поиски промышленных месторождений.

Месторождение № 33 расположено в восточной части массива Средний Крака в 1.5 км западнее тектонического контакта ультрамафитов с вмещающими осадочными породами восточного крыла Зилаирского мегасинклинория. Оно представлено телом массивных хромититов длиной 50 м при ширине 1–3 м. От окружающих перидотитов оно отделено небольшой по мощности дунитовой оторочкой (0.5–3 м) [Савельев и др., 2016].

Петрографическое изучение образцов ультрамафитов, отобранных севернее рудного тела, показало, что породы представлены серпентинизированными гарцбургитами с петельчатой структурой. Реликтовая структура протогранулярная, оливин и пироксены обнаруживают признаки пластической деформации.

Главные минералы породы – оливин и ортопироксен (50–60 и 15–25 %, соответственно). Второстепенным минералом является клинопироксен (3–5 %). В значительном количестве (до 25 %) в породе встречается серпентин. Оливин представлен крупными субидиоморфными зернами размером до 2.5 мм в поперечнике, в среднем – 1.7×2.0 мм. В шлифе бесцветный, с высоким рельефом, сильно трещиноватый. По трещинам замещен серпентином, который разбивает зерна оливина на отдельные блоки (зерна узнаются по единому погасанию блоков). Ортопироксен образует крупные широкопризматические кристаллы, в среднем, размером 1.0×1.5 мм. В шлифе минерал бесцветен, обладает хорошо выраженным рельефом и четкими трещинами спайности, менее трещиноват, чем оливин. В скрещенных николях наблюдаются плоские вростки (ламелли) другой фазы, образованные в результате пластической деформации минерала. По трещинам ортопироксен замещен серпентином и тальком. Клинопироксен в породе наименее идиоморфен, представлен зернами неправильной формы размером 0.8×1.0 мм. В породах встречено несколько разновидностей клинопироксена с Ng:c 6–9° и 45–48º. В шлифах минерал трещиноватый, по трещинам также развивается серпентин.

Вторичный серпентин замещает оливины и пироксены и развит в интерстициальных пространствах между зернами и кристаллами, а также по трещинам в минералах. Представлен несколькими разновидностями. Первый – бастит – имеет в шлифе насыщенную желтую окраску, местами бурую. Двупреломление среднее, интерферирует в серо-желтых оттенках. Замещает как оливин, так и пироксены. Другая разновидность – волокнистый серпентин (хризотил). Выполняет трещинки мощностью 0.2–0.3 мм (в раздувах до 0.5 мм), которые рассекают всю породу. При параллельных николях хризотил бледно-желто-серый, двупреломление слабое. Вторичным минералом в породах, кроме серпентина, является и тальк, который выполняет трещины в ортопироксенах и представлен зернами размером сотые доли миллиметра.

Рудная минерализация представлена хромшпинелидами и магнетитом. Хромшпинелиды слагают зернистые агрегаты, реже встречаются в виде отдельных зерен неправильной формы с максимальными размерами до 2.5 мм по удлинению. В шлифе окраска буровато-коричневая. Развиты во всем объеме породы в количестве не более 1 %. Крупные зерна содержат включения серпентинизированного оливина гипидиоморфного габитуса. Магнетит в шлифах имеет черный цвет и образует мелкие зерна и зернистые агрегаты, тонкорассеянные по всей породе и вытянутые в полосы по трещинам. Часто наблюдается ассоциация магнетита с хризотилом.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать следующие выводы:

1) породы представлены гарцбургитом с минеральным парагенезисом оливин+ортопироксен, второстепенным в породе является клинопироксен, содержание которого не превышает 5 %. Породы в значительной степени серпентинизированы. Серпентин замещает главные минералы по трещинам, разбивая на отдельные блоки и тем самым образуя блоковое строение оливина. Кроме того, вторичным минералом является тальк;

2) петрографическое описание пород позволило установить последовательность минералообразования: оливин + пироксен + хромшпинелид (реликтовая панидиоморфная структура) => серпентинизация с образованием бастита (петельчатая структура) => образование хризотила и талька в трещинах ранних минералов;

3) рудная минерализация в породе представлена хромшпинелидом и магнетитом. Хромшпинелид находится в ассоциации с оливином и пироксенами, но, вероят-

но, выделился несколько позднее, т. к. не обладает идиоморфными очертаниями и наиболее крупные зерна содержат включения оливина. Магнетит был образован в результате серпентинизации, когда часть освободившегося железа из оливина и пироксенов сформировала собственную фазу.

Литература

Савельев Д. Е., Белогуб Е. В., Блинов И. А., Кожевников Д. А., Котляров В. А. Петрологические свидетельства синдеформационной сегрегации вещества при образовании дунитов (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Минералогия. 2016. № 4. С. 56–77.

М. С. Глухов
Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань
gluhov.mixail2015@yandex.ru

Применение прецизионных методов для идентификации металлических микрочастиц в осадочных породах разреза Усолка, Предуральский прогиб

(научный руководитель проф. Р. Х. Сунгатуллин)

Геологический разрез Усолка приурочен к осевой части Бельской впадины Предуральского краевого прогиба и характеризуется непрерывностью седиментации, хорошей обнаженностью и обилием конодонтовой фауны. Разрез относится к флишевым образованиям конденсированного типа и сложен серией отложений карбонатно-глинисто-кремнистого состава с прослоями вулканических туфов. Он детально изучен с точки зрения биостратиграфии и литологии [Чувашов и др., 1990; Сунгатуллин и др., 2015] и предлагается в качестве эталонного стратиграфического объекта для переходных пермо-карбоновых отложений. В породах разреза обнаружены магнетитовые микросферы и каплевидные частицы, а также металлические образования пластинчатой, стружко- и проволоковидной форм разнообразного химического состава. Микросферы обладают разнообразной рельефной поверхностью (такыры, таблички, выступы, микрократеры, треугольные впадины и др.), что, наряду с почти идеальной сферичностью, считается одним из определяющих критериев космогенности подобных объектов [Корчагин, 2010; Глухов, Сунгатуллин, 2015]. Нахождение металлических микрочастиц в осадочных толщах может выступить новым инструментом для региональной стратиграфической корреляции разрезов, привести к пересмотру моделей биотических кризисов, а также использоваться как индикатор импактных событий.

В исследованной части разреза мощностью 12 м ранее было отобрано 70 проб, в 20 из которых обнаружены микросферы и металлические частицы в количестве от 1–2 до 20 шт. и более; в двух пробах встречены каплевидные образования [Сунгатуллин и др., 2017]. При изучении внутреннего строения в шлифах выявлены цельные и полые микросферы диаметром 85–200 мкм при среднем значении 135 мкм.

В данной работе исследован химический состав 133 микрочастиц с помощью микрозондового анализа, который проводился на приборе MERLIN Carl Zeiss, оснащенном энергодисперсионным спектрометром «AZTEC» X-MAX Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20–25 кэВ и рабочем отрезке 10–24 мм. Глубина зондирования составляла 1 мкм, точность измерения 0.1–1 %. Для определения магнитных минералов и самородного железа проведен дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) 42 проб разреза (напряженность магнитного поля 400 мТл, объем пробы ~8×10^{-6} м^3, что соответствует весу 0.09–0.13 г, интервал температур 20–800 °С, скорость непрерывного нагревания пробы 100 °С/мин). После первого нагрева до 800 °С проба остывала до 20 °С без индуцированного внешнего магнитного поля. Для каждого образца проводилось два последовательных нагрева, что позволило сделать более точной диагностику соединений железа. Все исследования выполнены в лабораториях Казанского федерального университета.

Результаты геохимического исследования микросфер показали, что основными элементами в них являются Fe и O, а примесь других элементов незначительна (табл. 1). Соотношение между Fe и O свидетельствует о магнетитовом составе микросфер. В микросферах отсутствует титан и иногда присутствует железистый никель, что подтверждает их внеземную природу [Глухов, Сунгатуллин, 2015]. Небольшие содержания Si, Al, Ca и K указывает на их формирование в результате абляции каменных метеоритов [Глухов, 2016].

Статистическая обработка (корреляционный, факторный и кластерный анализы) результатов геохимического профилирования в шлифах сферических образований показала, что железо не связано с другими элементами (рис.). Оно имеет отрицательную связь с кислородом (коэффициент парной корреляции –0.64, n = 23), что указывает на дифференциацию вещества микросфер. При этом от центра к периферии микросфер уменьшается содержание железа и происходит смена самородного железа (в ядре) железо-никелевым интерметаллидом (аваруит), далее – вюститом (между ядром и поверхностью микросферы), а на поверхности сфер – магнетитом и гематитом.

Таблица 1

Химический состав магнетитовых микросфер из разреза Усолка, мас. %

Элемент	Номер образца			
	8.5-1	8.5-2	9.8	12.5
Fe	76.17	76.95	75.81	76.31
O	22.65	22.39	22.77	22.64
Mn	0.34	0.13	н. о.	0.28
Cr	0.14	н. о.	0.08	н. о.
Al	0.28	н. о.	0.19	0.14
Si	0.34	0.19	0.41	0.40
Ca	0.08	0.04	0.09	0.08
K	н. о.	н. о.	0.14	н. о.

Элемент	Номер образца			
	8.5-1	8.5-2	9.8	12.5
Na	н. о.	0.18	0.27	н. о.
Mg	н. о.	н. о.	н. о.	0.11
Cl	н. о.	0.05	0.08	н. о.
Zn	н. о.	н. о.	н. о.	0.02
P	н. о.	н. о.	0.09	н. о.
Ni	н. о.	0.07	н. о.	0.02
S	н. о.	н. о.	0.07	н. о.
Сумма	100	100	100	100

Примечание. Здесь и в таблице 2, н. о. – не обнаружено.

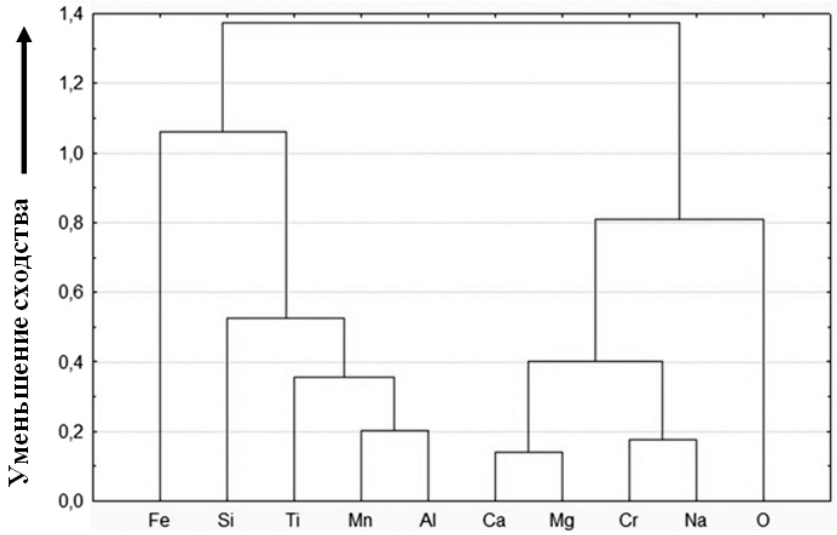


Рис. Результаты кластерного анализа геохимического профилирования шлифов сферичных образований.

Результаты микрозондового анализа пластинчатых частиц показали, что данные объекты имеют разный химический состав (табл. 2). Наиболее часто встречаются пластинки с субпараллельными бороздами и зазубренными краями с преобладанием Fe и Cr, реже – самородный никель.

В связи с тем, что минеральный состав изученных микрочастиц определялся путем пересчета химического состава на нормативные минералы (миналы), нами исполь-

Таблица 2

Состав пластинчатых микрочастиц разреза Усолка, мас. %

Номер образца	Элементы										
	Fe	O	Cr	Ni	Si	Ca	S	Al	Mg	K	Сумма
Высокохромистый магнетит											
10.75[1]	61.17	24.75	12.21	0.17	1.00	0.13	0.03	0.09	0.19	н.о.	100.01
8.35-16[2]	62.03	24.18	12.44	0.24	0.33	н.о.	н.о.	0.08	н.о.	0.12	100
7.95-3[3]	58.74	24.61	15.00	н.о.	0.28	0.08	0.06	н.о.	н.о.	н.о.	99.92
7.20-1[4]	60.68	24.82	12.64	0.24	1.00	0.04	0.03	0.24	0.10	н.о.	99.99
Y-35[5]	60.34	24.33	12.07	н. о.	0.39	0.16	0.09	н. о.	н. о.	0.43	100.50
Самородный никель											
7.95-2	0.82	21.60	0.12	77.29	н. о.	н. о.	0.17	н. о.	н.о.		100

Примечание. В минералах также определены (мас. %): [1] – Zn 0.19, V 0.08, [2] – Na 0.38, Cl 0.20, [3] – Cu 0.30, V 0.08, Mn 0.77, [4] – Cu 0.20, [5] – Na 1.34, P 0.20, Cl 0.64.

зовался метод ДТМА, который позволяет получить дополнительную информацию о железосодержащих минералах. На кривых ДТМА зависимости индуктивной намагниченности от температуры выделяется магнетитовая фаза с точкой Кюри в районе 570 °С. В большинстве образцов отмечается наличие сидеритовой фазы, рост намагниченности начинается при температурах ~420 °С и прерывается из-за перехода сидерита в магнетит. На некоторых кривых отмечается небольшой вклад в намагниченность железо-никелевого сплава с точкой Кюри ~750 °С.

Полученные результаты ДТМА подтверждают данные микрозондового исследования, особенно для слоев, содержащих максимальное количество магнетитовых микросфер и железо-никелевых микрочастиц. Так, например, это четко проявлено в нижней части разреза Усолка в слоях 13 (карбонатно-глинисто-кремнистый) и 15 (глинистый), где обнаружены микросферы с аваруитом (Ni_3Fe) и пластинки самородного никеля. Все это, возможно, свидетельствует о локальной космической бомбардировке на границе московского и касимовского ярусов [Сунгатуллин и др., 2017].

Из вышеизложенного следует, что в разрезе Усолка металлические микрочастицы различаются по форме и составу. Среди пластинчатых микрочастиц встречается самородный никель, который, наряду с магнетитовыми микросферами без титана, подтверждает их космический генезис. Не исключается, что некоторые металлические микрочастицы могут иметь земное природное (вулканическое) или техногенное происхождение. Статистическая обработка микрозондовых анализов показала, что железо не связано с другими элементами, а уменьшение содержания железа от центра к периферии подтверждает дифференциацию вещества в микросферах. Данные ДТМА дополняют нормативные пересчеты результатов микрозондовых исследований, поэтому совместное использование нескольких прецизионных методов позволяет получить более полную информацию о минеральном составе металлических микрочастиц из осадочных пород.

Литература

Глухов М. С. Томографические и микрозондовые исследования внутреннего строения магнетитовых микросфер // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минерагенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 274–276.

Глухов М. С., Сунгатуллин Р. Х. Космические микросферы в палеозойских породах Предуральского прогиба // Мат. XII междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле». М.: МГРИ–РГГРУ. 2015. С. 40–41.

Корчагин О. А. Присутствие металлических микросфер и микрочастиц в раннем сеномане Крыма – «космическое пылевое событие» // Доклады академии наук. 2010. Т. 431. № 6. С. 783–787.

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.

Сунгатуллин Р. Х., Сунгатуллина Г. М., Закиров М. И., Цельмович В. А., Глухов М. С., Бахтин А. И., Осин Ю. Н., Воробьев В. В. Микросферы космического происхождения в каменноугольных породах разреза Усолка, Предуральский прогиб // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 1. С. 74–85.

Чувашов Б. И., Дюпина Г. В., Мизенс Г. А., Черных В. В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 402 с.

Р. А. Бадмацыренова
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
brose@gin.bscnet.ru

Генетическая природа апатит-титаномагнетитовых руд Арсентьевского месторождения по данным ЛА-ИСП-МС (Западное Забайкалье)

Введение. Апатит почти постоянно присутствует в качестве акцессорного минерала во многих разновидностях пород, особенно с повышенной щелочностью, в некоторых из них является породообразующим и обладает повышенными содержаниями легких РЗЭ. Закономерности распределения РЗЭ в апатите изучены довольно детально [Belousova et al., 2002; Леснов, 2009]. Интенсивность отрицательных Eu аномалий в апатите возрастает с повышением степени фракционирования минералов в породах [Belousova et al., 2002]. Поскольку Eu способен изменить валентное состояние в зависимости от окислительно-восстановительных условий среды [Cawthorn, 2013], вероятно, последние играли важную роль в его накоплении в апатите. Для выявления генезиса апатит-титаномагнетитовых руд нами изучен апатит Арсентьевского месторождения (Западное Забайкалье).

Методы исследований. Состав минералов, микроструктурные особенности, взаимоотношения и однородность минералов проанализированы на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300 (аналитики С. В. Канакин, Е. А. Хромова). Микроэлементный состав апатита определен методом ЛА-ИСП-МС на магнитно-секторном ICP масс-спектрометре высокого разрешения Thermo Scientific Element XR, для лазерного пробоотбора применялась установка UP-213 (New Wave Research) (ГИН СО РАН, 170 определений). Перед анализом зерна апатита были помещены на двустороннюю липкую ленту и эпоксидную смолу, затем залиты в форму диаметром 2.5 см сверху зерен циркона и отполированы (аналитик В. Б. Хубанов).

Геологическое строение месторождения. В Селенгинском рудном районе титановое оруденение связано с породами моностойского комплекса, к которому относятся Арсентьевский, Оронгойский, Зуйский и, возможно, Ироийский габбро-сиенитовые массивы, расположенные в хребте Моностой (предгорья хр. Хамар-Дабан юго-западнее г. Улан-Удэ). Арсентьевский массив расположен на юго-восточном склоне хребта в его центральной части, в 4–5 км к западу и северо-западу от сел Арсентьевка и Сутой на левом берегу р. Селенга. В плане массив имеет овальную форму, слегка удлиненную в меридиональном направлении, и занимает площадь около 20 км^2 [Бадмацыренова и др., 2011а]. Южная часть массива сложена габброидами, северная – сиенитами. Породы первой серии образуют переходный ряд от ультрамафических разновидностей (пироксенитов, перидотитов) до анортозитов, которые участвуют в концентрически зональном строении интрузива.

На месторождении выделены три типа титаномагнетит-ильменитовых руд: вкрапленные, густовкрапленные и массивные (сливные). Количество рудных минералов в массивных рудах достигает 80–90 %, в густовкрапленных – 50–60 %, во вкрапленных не превышает 40 % (обычно в пределах 15–20 %). Основная масса вкрапленных руд приурочена к безапатитовым феррогаббро, которые развиты среди

наиболее сильно дифференцированных участков, где чередуются лейкогаббро и нормальное габбро с переходами к феррогаббро. Густовкрапленные руды локализуются в апатитовых феррогаббро, а также в рудных оливинитах. Тела массивных руд обычно окружены ореолом вкрапленных руд. Эти руды, как правило, имеют резкие контакты с вмещающими габбро. На контактах обычно наблюдаются небольшие (до 3–5 м) зоны рассланцевания, а габброиды здесь сильно амфиболизированы. Преобладающая форма тел массивных и густовкрапленных руд – линзовидная и жилообразная, реже изометричная или угловатая с многочисленными апофизами. Длина рудных тел по простиранию колеблется от нескольких до 50–60 м, мощность – от десятков сантиметров до 3–10 м.

Результаты исследований. Руды массива относятся к железо-титан-ванадиевым с повышенным количеством фосфора (3.44 мас. % P_2O_5). Массивные титаномагнетит-ильменитовые руды почти повсеместно обогащены Zn (200–500 г/т) и Co (73–112 г/т) и характеризуются низкими концентрациями Cr (21–36 г/т) и Sr (60–210 г/т).

Главные рудные минералы – ильменит и титаномагнетит. Во вкрапленных рудах титаномагнетит и ильменит присутствуют примерно в равных количествах, в густовкрапленных и массивных рудах титаномагнетит в два-три раза преобладает над ильменитом. Количество сульфидов не превышает 2 % (редко до 8–10 %) от общего количества рудных минералов. Сульфиды, представленные пирротином, халькопиритом, пиритом, играют резко подчиненную роль. Пирротин наблюдается в виде аллотриоморфных (поздних по отношению к титаномагнетиту и ильмениту) зерен от 0.01 до 1 мм в диаметре и иногда образует тонкие прожилки, секущие силикаты и титаномагнетит. Халькопирит всегда ассоциирует с пирротином. Он образует зерна размером от 0.02 до 0.05 мм, часто тонкие прожилки. Пирит распространен неравномерно в виде мелких зерен среди силикатов.

Апатит распространен неравномерно, содержание его изменяется в значительных пределах и возрастает настолько, что руды становятся апатит-титаномагнетитовыми [Бадмацыренова и др., 2011б]. Апатит – характерный минерал феррогаббро, в котором его количество иногда достигает 5–7 об. %. Обычны бочкообразные короткостолбчатые кристаллы, иногда образующие скопления до 3 мм в диаметре. Встречаются ксеноморфные зерна (до 0.5 мм). Апатит приурочен к участкам с повышенным содержанием рудного компонента, иногда к выделениям керсутита. Апатит из вкрапленных руд присутствует в количествах до 10–15 %, обычно в виде короткостолбчатых кристаллов размером до 0.2 мм. Встречаются и более крупные (до 1 мм) ксеноморфные выделения, приуроченные к скоплениям рудного компонента. Большинство зерен апатита включено в титаномагнетит. В рудах содержание апатита достигает 10–15 %. Большей частью он включен в рудный минерал в виде призм длиной до 0.2 мм. Количество апатита в оливинитах достигает 28–30 %. Апатит образует короткостолбчатые идиоморфные кристаллы длиной до 0.2 мм.

Содержание фтора в апатите из вкрапленных руд достигает 2–3.5 мас. %, в массивных – 1–2 мас. %. Апатит относится к фтор-апатитам. Прямая корреляция между содержаниями La и P_2O_5 свидетельствует о том, что основным концентратором РЗЭ в породах и рудах массива является апатит. РЗЭ в апатите из пород и руд массива обнаруживают обычный для базитов характер распределения. В составе РЗЭ преобладают лантаноиды цериевой группы (до 100 хондритовых единиц). Характерно направленное увеличение относительной концентрации элементов от тяжелых лантаноидов к легким, отчетливо проявлен Eu минимум, свидетельствующий о присутствии

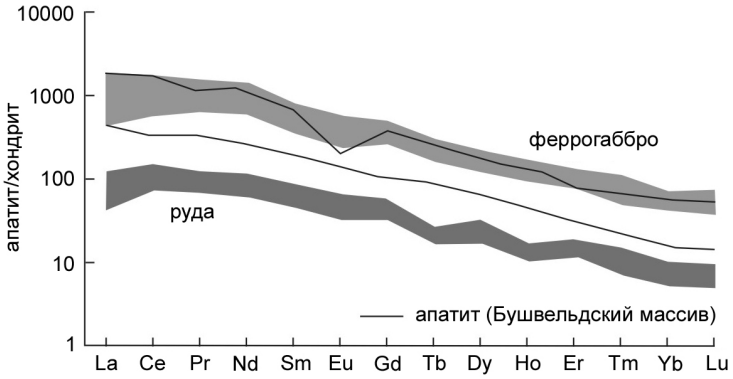


Рис. Спектры редкоземельных элементов, нормированных к хондриту [Boyton, 1984].

в системе Eu(II), который преимущественно входит в плагиоклаз, что обеспечивает обеднение этим элементом других минералов. Отношение La/Yb, характеризующее степень разделения лантаноидов варьирует от 21 до 36, что может быть объяснено повышенной щелочностью базитов массива. Концентрации РЗЭ в апатитах из массивных руд на порядок ниже, чем в апатитах из вкрапленных руд и габбро (рис.). Это объясняется тем, что коэффициент распределения РЗЭ в системах кристалл-жидкость возрастает с понижением температуры и увеличением содержания SiO_2 в расплаве [Watson, Green, 1981]. Сходное распределение РЗЭ в апатите определено для апатита Бушвельдского массива, где экспериментально доказана роль ликвации при формировании Fe-P слоев [Veksler et al., 2006].

Обсуждение и выводы. Существует две взаимоисключающие гипотезы относительно генезиса руд Арсентьевского интрузива. Согласно одной из них [Лебедев, 1965], апатит-титаномагнетитовые руды кристаллизовались из остаточного расплава, обогащенного Fe, Ti и P. Другая гипотеза [Богатиков, 1965] предусматривала ликвационное отделение расплава, богатого указанными элементами, от силикатной магмы. И в том, и в другом случае температура кристаллизации рудного расплава должна быть ниже, чем для силикатной магмы.

Полученные нами данные противоречат гипотезе образования апатит-титаномагнетитовых руд из остаточного расплава, поскольку известно, что в процессе кристаллизации базальтовой магмы происходит обогащение остаточного расплава лантаноидами, в особенности легкими. Поэтому можно ожидать, что апатит из богатого РЗЭ остаточного расплава должен быть обогащен этими элементами, в особенности, лантаноидами цериевой группы. Существенно то, что в апатит-титаномагнетитовых рудах нет других минералов, концентрирующих РЗЭ, кроме апатита. Содержания РЗЭ в магнетите и ильмените ничтожно малы, следовательно, характер распределения РЗЭ в апатите отражает распределение лантаноидов в богатом фосфором рудном расплаве. Таким образом, наши данные соответствуют гипотезе ликвационного генезиса апатит-титаномагнетитовых концентраций.

Литература

Бадмацыренова Р. А., Ларионов А. Н., Бадмацыренов М. В. Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые SIMS U-Pb геохронологические данные // Известия Сибирского отделения. Секции наук о Земле РАЕН. 2011а. № 1 (38). С. 132–138.

Бадмацыренова Р. А., Орсоев Д. А., Бадмацыренов М. В., Канакин С. В. Титаномагнетит-ильменитовое оруденение Арсентьевского габбро-сиенитового массива Западного Забайкалья // Известия Сибирского отделения. Секции наук о Земле РАЕН. 2011б. № 1 (38). С. 57–66.

Богатиков О. А. Состав и генетические особенности титаномагнетитовой минерализации Арсентьевского массива в Бурятии // В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М.: Наука, 1965. С. 199–227.

Лебедев А. П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангашанском расслоенном массиве (Забайкалье) // В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М.: Наука, 1965. С. 5–112.

Леснов Ф. П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2009. 190 с.

Belousova E. A., Walters S., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Fisher N. I. Apatite trace-element composition: relationship to source rock type // Journal of Geochemical Exploration. 2002. Vol. 76. P. 45–69.

Boyton W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies // In: Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63–114.

Cawthorn R. G. Rare earth element abundances in apatite in the Bushveld Complex – a consequence of the trapped liquid shift effect // Geology. 2013. Vol. 41. № 5. P. 603–606.

Veksler I. V., Dorfman A. M., Danyushevsky L. V., Jakobsen J. K., Dingwell D. B. Immiscible silicate liquid partition coefficients: Implications for crystal-melt element partitioning and basalt petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 152. P. 685–702.

Watson E. B., Green T. H. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium // Earth and Planetary Science Letters. 1981. Vol. 56. P. 405–421.

А. Н. Юричев
Томский государственный университет, г. Томск
juratur@sibmail.com

Уваровит из хромититов Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва)

Ультрамафитовые реститовые дунит-гарцбургитовые массивы являются составной частью мафит-ультрамафитовых поясов складчатых областей. В последние несколько десятилетий они привлекают все большее внимание исследователей как с позиции генезиса, учитывая их мантийную природу образования и связь с ранними этапами развития складчатых сооружений, так и с позиции рудоносности – своей промышленной хромитоносностью, асбестоносностью и присутствием благороднометальной минерализации. Однако в настоящее время спорность многих аспектов петрологии реститовых ультрамафитов обусловлена недостаточной изученностью этих объектов, в частности, минералогически. В связи с этим, детально изучив минералогию объекта, можно реконструировать историю его образования и преобразования.

Казалось бы, что гранаты являются одной из наиболее хорошо изученных групп минералов, однако в литературе имеются скудные сведения о составе уваровитовых гранатов их реститовых ультрамафитов. К настоящему времени уваровитовые гранаты в офиолитовых комплексах на территории России выявлены и охарактеризо-

ваны в хромовых рудах Рай-Изского, Сыум-Кеуского, Войкаро-Сыньинского, Нижнетагильского и Сарановского массивов [Юшкин и др., 1986; Макеев, 1992; Жданова, Астахова, 2009; Савельева, Белокрыс, 2012]. В пределах последнего массива уваровит впервые был описан в 1831 г. химиком Г. И. Гессом и некоторое время специально разрабатывался на Южно-Сарановском месторождении. Для остальных складчатых регионов России информация о находках и составе известково-хромистых гранатов в реститовых ультрамафитах отсутствует. В связи с этим нами исследованы гранаты из рудных ультрамафитов Агардагского массива (Республика Тыва), а главное внимание уделено составу уваровитов, наиболее часто встречающихся в хромовых рудах массива.

Минерал наблюдается в виде тонких травяно- и изумрудно-зеленых прожилков и полос среди сливных хромитов (рис. а). Последние, преимущественно, ориентируются субпараллельно друг другу согласно директивности породы. Также в ассоциации с серпентином уваровит присутствует в интерстициях и трещинах дробления густовкрапленных хромититов (рис. б–г). Здесь его роль в минеральном составе более существенна. Уваровит не формирует кристаллов, отмечается в шлифе в виде плотных агрегатов серо- и бледно-зеленой окраски со стеклянным жирным блеском.

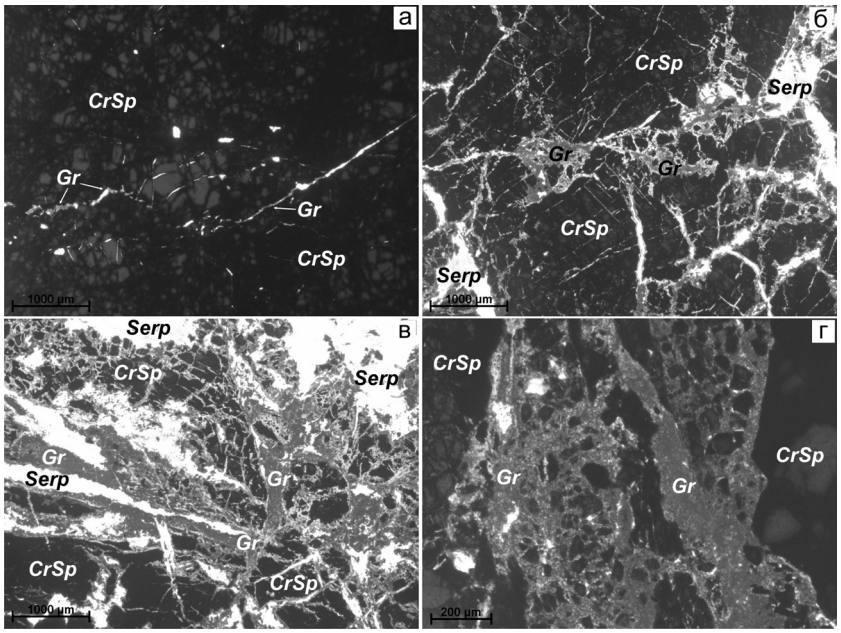


Рис. Уваровитовый гранат в сливных (а) и густовкрапленных (б–г) хромититах Агардагского массива.

CrSp – хромшпинелид; *Gr* – уваровитовый (зеленый) гранат; *Serp* – серпентинит. Прозрачные шлифы, при одном николе.

Вещественный состав уваровита определен с помощью растрового электронного микроскопа VEGA II LMU, совмещенного со спектрометрами энергетической (Oxford INCA Energy 350) и волновой (Oxford INCA Wave 700) дисперсией в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск). Полученные результаты позволили разделить известково-хромистые гранаты на три разновидности по мере уменьшения значимости минала в составе: уваровит-гроссуляр (Ув-Гр), уваровит-гроссуляр-андрадит (Ув-Гр-Анд) и уваровит-андрадит-гроссуляр (Ув-Анд-Гр) (табл.).

Таблица

Химический состав уваровитовых гранатов из хромититов Агардагского массива

Минерал	Образец	Химический состав, мас. %						Миналы, %			
		MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	Cr_2O_3	FeO*	Уваровит	Андрадит	Гроссуляр	Пироп
Ув-Гр	1.1-1	1.41	8.35	37.37	33.15	17.88	1.84	56.4	5.5	32.5	5.6
	1.1-3	0.54	7.79	36.66	34.56	19.12	1.34	59.9	4.0	34.0	2.1
	1.2-1	–	7.88	37.52	33.82	18.56	2.22	60.7	6.9	32.3	–
	1.2-3	–	8.05	37.26	34.54	18.86	1.28	60.5	3.9	35.6	–
	1.3-2	–	7.48	35.75	36.24	18.56	1.97	56.7	5.7	37.6	–
	1.5-1	–	7.64	37.25	34.79	17.14	3.17	54.5	9.6	35.9	–
	Среднее	0.97	7.86	36.97	34.52	18.35	1.97	58.12	5.95	34.65	3.86
Ув-Гр-Анд	1.4-1	1.70	4.23	36.18	32.70	20.33	4.86	64.2	14.6	14.5	6.7
	1.4-2	0.53	3.66	35.95	33.84	21.31	4.71	68.2	14.3	15.3	2.1
	1.4-3	0.54	3.27	35.77	34.40	20.96	5.05	66.0	15.1	16.7	2.1
	1.5-2	–	5.31	36.36	34.48	19.13	4.73	61.4	14.5	24.1	–
	1.5-3	–	6.65	37.12	34.26	18.49	3.48	59.7	10.7	29.6	–
	Среднее	0.92	4.62	36.28	33.94	20.04	4.57	63.90	13.85	20.05	3.67
Ув-Анд-Гр	2-1	–	4.19	37.41	34.03	15.92	8.45	51.8	26.2	22.1	–
	2-2	–	3.27	38.26	33.41	16.12	8.94	53.4	28.2	18.4	–
	Среднее	–	3.73	37.83	33.72	16.02	8.69	52.58	27.17	20.24	–

Примечание. Курсив – элемент отмечается локально.

Уваровит-гроссуляр-андрадит характеризуется наибольшим уваровитовым миналом (до 68.2 %) при наименьших содержаниях других миналов. Роль андрадитового минала возрастает в выявленном ряду разновидностей слева направо от уваровит-гроссуляра к уваровит-андрадит-гроссуляру, где андрадит по ведущей роли выходит на второе место. Помимо химического состава, морфологические и минералогические отличия между выделенными разновидностями не выявлены.

Таким образом, проанализированные зеленые уваровиты, исключая переходные разновидности, можно разделить на две группы по специализации: уваровит-гроссуляры и уваровит-андрадиты при доминирующей роли в породах массива первых. Ранее на примере изучения уваровитов из ультрамафитов офиолитовых

комплексов Урала было сделано предположение, что данные разновидности граната типоморфны разным типам хромовых руд [Макеев, 1992]. Уваровит-андрадит встречается в высокохромистых и метаморфизованных высокожелезистых хромовых рудах, а уваровит-гроссуляр – только в высоко- и умеренно-глиноземистых хромовых рудах, сложенных алюмохромитом и хромпикотитом. Учитывая, что уваровит-гроссуляры доминируют в хромититах Агардагского массива, а в составе проанализированных ранее хромшпинелидов массива высокую роль играют алюмохромиты [Юричев и др., 2013; Юричев, 2015], данное предположение находит свое подтверждение и для реститовых ультрамафитов Тывы и позволяет использовать состав уваровитовых гранатов как индикатор качества хромовых руд. По генезису уваровитовые гранаты в хромититах Агардагского массива относятся к апоультрамафитовым гидротермальным, сформировавшимся при гидротермальном изменении серпентинитов с хромитом.

Литература

Жданова Л. Р., Астахова И. С. Коллекционное сырье северо-востока Европейской части России // Геммология: Сборник статей. Томск: Томский ЦНТИ, 2009. С. 20–26.

Макеев А. Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб: Наука, 1992. 197 с.

Савельева Г. Н., Белокрыс А. М. Хромиты – руда, рожденная в мантии Земли // Природа. 2012. № 11. С. 14–23.

Юричев А. Н. Минералого-химические особенности хромшпинелидов Агардагского ультрамафитового массива (ЮВ Тыва) // Вопросы естествознания. 2015. № 4 (8). С. 138–142.

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.

Юшкин Н. П., Иванов О. К., Попов В. А. Введение в топоминералогию Урала. М.: Наука, 1986. 294 с.

Часть 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

М. А. Юдовская[1, 2]
[1] – Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва
[2] – Университет Витватерсранд, г. Йоханнесбург
maiya@igem.ru

Открытые системы как необходимое условие формирования магматических платинометальных месторождений

Гигантские по запасам магматические месторождения платиновых металлов требуют либо существования аномально богатых материнских расплавов, либо высокоэффективного механизма концентрирования и сепарирования рудных элементов [Naldrett, 2004]. Модель сульфидно-силикатной несмесимости в настоящее время наиболее обоснованно описывает процессы рудообразования в таких магматических месторождениях [Naldrett et al., 2011]. Обогащенность сульфидной жидкости цветными и платиновыми металлами при этом определяется доступным объемом силикатного расплава, из которого сульфиды экстрагируют совместимые с ними элементы [Campbell et al., 1983]. Неограниченно большой объем силикатной части может быть обеспечен условиями конвекции в огромной камере или в условиях открытых систем с высокими скоростями течения магматического расплава. Ранее принималось, что двойная конвекция наиболее приемлема как механизм формирования расслоенности и сульфидных рифов, как их составляющей, в базит-ультрабазитовых комплексах типа Бушвельд, Стиллуотер и др. К настоящему времени показано, что ЭПГ рифы имеют несогласные магматические взаимоотношения с подстилающим (иногда и перекрывающим) расслоенным разрезом, а мощность этих внедрений недостаточна для эффективной конвекции и обеспечения концентрирования из колонны расплава [Naldrett et al., 2011; Latypov et al., 2015]. Модель рудоотложения в проточных магматических системах, предполагающая доминирование ламинарного течения над конвекционным, первоначально развивалась для оруденения в силлообразных и хонолитообразных базит-ультрабазитовых комплексах (Норильск, Войзис-Бэй, Джинчуань, Камбалда, Пресерверанс и мн. др.) [Barnes et al., 2016]. Большие объемы магмы и длительные процессы течения в каналах являются наиболее существенными факторами концентрирования металлов при формировании крупных магматических Cu-Ni и хромитовых месторождений [Barnes et al., 2016; Yudovskaya et al., 2015]. В настоящее время, модель латерального или внутрижелобного распространения все более адаптируется для объяснения характера локализации отдельных магматических инъекций в крупных расслоенных интрузивах, таких как комплекс Бушвельд в Южной Африке.

Здесь мы приводим новые данные по строению платиноносных горизонтов в Платрифе северного лимба комплекса Бушвельд – сложному силлообразному

интрузиву, занимающему стратиграфическую позицию Критической зоны. Зональное распределение ЭПГ и минералов платиновых металлов в разрезе рифовых горизонтов Платрифа коррелирует с закономерным изменением состава силикатных и сульфидных минералов по вертикали, что поддерживает идею их кристаллизации *in situ* в зоне смешения расплавов. Литологическое строение, петрографические и геохимические черты пород рифового горизонта сходны с таковыми для рифа Меренского в Верхней Критической зоне и предполагают их корреляцию. Однако магматические породы в подошве Платрифа существенно контаминированы при ассимиляции вмещающих осадочных пород, что отразилось на гетерогенном изотопном составе серы контаминированных сульфидов в диапазоне от отрицательных до высоких положительных значений $\delta^{34}S$. Тем не менее, рифовые горизонты в верхней части Платрифа контаминированы значительно слабее, и сульфидная минерализация имеет близмантийный изотопный состав серы (~+2 ‰). Эти значения аналогичны значениям изотопного состава серы в сульфидах рифа Меренского и свидетельствуют о сходном генезисе и общем источнике сульфидного материала в рифах всех лимбов Бушвельда.

Дополнительные важные свидетельства их корреляции получены по результатам Re-Os изотопного анализа минералов платиновых металлов методом ЛА-ИСП-МС в Университете Макквори (г. Сидней, Австралия). Были проанализированы лаурит (RuS_2), холингвортит (RhAsS), сперрилит ($PtAs_2$) и Pt-Fe сплавы и установлено, что $^{187}Os/^{188}Os$ отношения в минералах рифов Меренского и Платрифа идентичны. Одной из целей исследования было также сравнение изотопного состава Os в минералах первичных магматических ассоциаций с таковым в минералах из срастаний, образование которых связывалось с влиянием позднего наложенного процесса (возможно, гидротермального или пневматолитового). Большинство минералов, включая и те, которые имели текстурные признаки более позднего образования, имеют сходный гомогенный изотопный состав Os, что указывает на их раннемагматическое происхождение, хотя каймы и распадные включения холлингвортита отличаются более радиогенным составом Os, и их кристаллизация могла быть инициирована поздней флюидной активностью. Сходные значения и гомогенный изотопный состав Os в минералах платиновых металлов в рифах Меренского и Платрифа еще раз подчеркивают их общее происхождение в ходе идентичного магматического процесса. Это позволяет распространять модель открытой магматической системы, построенной на данных по Платрифу, на другие месторождения в пределах комплекса Бушвельд.

Исследования поддержаны РНФ (проект № 14-17-00693).

Литература

Barnes S. J., Cruden A. R., Arndt N., Saumur B. M. The mineral system approach applied to magmatic Ni–Cu–PGE sulphide deposits // Ore Geology Reviews. 2016. Vol. 76. P. 296–316.

Campbell I. H., Naldrett A. J., Barnes S. J. A model for the origin of the platinum-rich sulphide horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes // Journal of Petrology. 1983. Vol. 24. P. 133–165.

Latypov R., Chistyakova S., Page A., Hornsey R. Field evidence for the in situ crystallization of the Merensky Reef // Journal of Petrology. 2015. Vol. 56. P. 2341–2372.

Naldrett A. J. Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration. Heidelberg: Springer, 2004. 963 p.

Naldrett A. J., Kinnaird J. A., Wilson A., Yudovskaya M., Chunnett G. Genesis of the PGE-enriched Merensky Reef and chromitite seams of the Bushveld Complex // Magmatic Ni–Cu and PGE Deposits: geology, geochemistry and genesis. Review in Economic Geology. 2011. Vol. 17. P. 235–296.

Yudovskaya M. A., Naldrett A. J., Woolfe J. A. S., Costin G., Kinnaird J. A. Reverse compositional zoning in the Uitkomst chromitites as an indication of crystallization in a magmatic conduit // Journal of Petrology. 2015. Vol. 56. P. 2373–2394.

Р. С. Паламарчук, С. Ю. Степанов
Санкт-Петербургский горный университет,
г. Санкт-Петербург
palamarchuk22@yandex.ru

Перспективы выявления коренного платинового оруденения в Вересовоборском клинопироксенит-дунитовом массиве, Средний Урал

(научный руководитель д.г.-м.н. А. В. Козлов)

Платиноносный пояс Урала, со времени открытия первых платиновых россыпей в 1819 г., являлся единственным источником платины в России до начала прошлого века. Большинство месторождений в пределах пояса были россыпными, в том числе и уникальные по запасам россыпи Нижнего Тагила и Исовско-Туринского россыпного узла. Образование платиноносных россыпей Урала связывают с эрозией пород клинопироксенит-дунитовых массивов. За более чем 100-летнее изучение этих массивов были открыты месторождения коренных платиноидов только на Нижнетагильском массиве [Заварицкий, 1928]. До сих пор не обнаружены новые коренные месторождения платины, связанные с другими клинопироксенит-дунитовыми массивами.

Цель данной работы – оценить перспективы выявления коренного платинового оруденения в дунитах Вересовоборского клинопироксенит-дунитового массива. Для этого были поставлены следующие задачи: оценка россыпных объектов, генетически связанных с дунитами массива, исследование и сравнительная характеристика минералов платиновой группы (МПГ), изучение хромит-платиновых рудных зон в дунитах массива и сравнение их с аналогичными объектами в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала.

Коренные хромит-платиновые рудные зоны и россыпные объекты изучены во время полевых работ 2013–2016 гг. Были опробованы россыпи рек Покап, Простакишенка и Вересовка, а также наиболее удаленный Глубокинский участок Исовско-Туринской россыпи. Пробы были промыты до получения «черного шлиха», после чего зерна МПГ были извлечены из него методом «отдувки». В контурах хромит-платиновых рудных зон отобраны пробы хромититов или дунитов, обогащенных хромшпинелидом. Из штуфных образцов были изготовлены аншлифы, а пробы весом 17–23 кг раздроблены до фракции <1 мм и обогащены с помощью центробежного концентратора КР-400. Из искусственного шлиха МПГ извлекались методом «отдувки». Морфология МПГ изучена с помощью растрового электронного микроскопа

CamScan MX2500 (ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, аналитик А. В. Антонов). Химический состав МПГ определен на микроанализаторе CAMECA SX 100 с волновым спектрометром (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик В. В. Хиллер).

МПГ в системе россыпей, связанных с Вересовоборским массивом, характеризуются сложной огранкой и изометричным, реже удлиненным обликом. В зависимости от дальности расположения россыпи относительно коренного источника, первичная форма индивидов и агрегатов МПГ преобразована, вплоть до полной потери первичных морфологических признаков в наиболее удаленных от источника россыпях. В близлежащих к коренному источнику россыпях индивиды МПГ размером 2–3 мм характеризуются преобладанием поверхностей совместного роста с хромшпинелидами, реликты которых часто находятся в срастаниях с МПГ.

Индивиды МПГ из коренных пород также обладают сложной огранкой, изометричным обликом и поверхностями совместного роста с хромшпинелидами [Степанов, 2014]. Размеры агрегатов МПГ в коренных породах могут достигать первых сантиметров. Как для россыпных, так и для коренных зерен МПГ характерны идиоморфные включения Os-Ir состава пинакоидального габитуса. Морфологические особенности и размерность агрегатов и индивидов Pt-Fe минералов из хромититов Вересовоборского массива и связанных с ним россыпей по большинству критериев аналогичны Pt-Fe минералам коренных месторождений и россыпей Нижнего Тагила.

В химическом составе Pt-Fe минералов в россыпях Вересовоборского массива преобладают Pt-Fe твердые растворы, отвечающие изоферроплатине (Pt_3Fe). В подчиненном количестве присутствуют зерна железистой платины (Pt_2Fe). По первичным Pt-Fe минералам часто развиваются вторичные минералы изоморфного ряда тетраферроплатина-туламинит (рис.). Широко распространены пластинчатые включения Os-Ir состава и реже сульфиды ЭПГ (преимущественно, лаурит). Ассоциация коренных МПГ совпадает с ассоциацией россыпных МПГ, за исключением снижения количества минералов группы тетраферроплатина-туламинит в россыпях из-за их механического истирания.

Из-за преобладания минерала с составом, близким к изоферроплатине, минералы Вересовоборского массива по составу Pt-Fe аналогичны Pt-Fe твердым растворам Светлоборского массива. По характеру развития вторичных минералов, особенно тетраферроплатины и туламинита, МПГ Вересовоборского и Нижнетагильского массивов сходны, тогда как вторичные минералы ряда тетраферроплатина-туламинит в хромититах Светлоборского массива и связанных с ним россыпях практически отсутствуют [Толстых и др., 2011; Малич и др., 2015]. Однако минералы ряда тетраферроплатина-никельферроплатина, характерные для Нижнего Тагила, не обнаружены в россыпях и коренных породах Вересовоборского массива [Степанов, Малич, 2016].

Отличие минеральных ассоциаций Вересовоборского и Светлоборского массивов, а также соответствие составов россыпных и коренных ассоциаций МПГ, позволило оценить вклад массивов в формирование крупной Исовско-Туринской россыпной системы как приблизительно равный [Паламарчук, Степанов, 2015]. Таким образом, с учетом россыпей рек Простакишенка, Большой и Малый Покап и Березовка, в результате эрозии пород Вересовоборского массива было образовано большое количество россыпей с запасами платиноидов около 50 т (в основном, уже извлеченными на настоящее время).

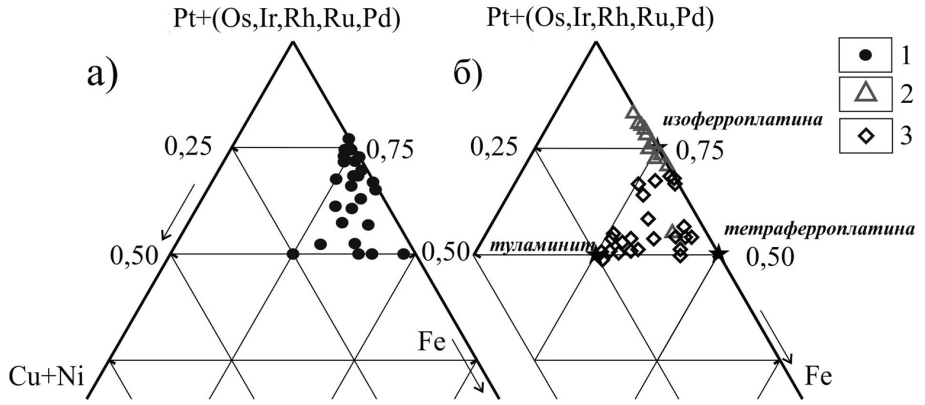


Рис. Состав россыпных и коренных Pt-Fe минералов Вересовоборского (1), Светлоборского (2) и Нижнетагильского (3) массивов.

На данный момент, основное платинометальное оруденение клинопироксенит-дунитовых массивов связывают с хромит-платиновыми рудными зонами, выделенными в разное время на Нижнетагильском [Заварицкий, 1928; Пушкарев и др., 2007], Светлоборском и Вересовоборском массивах [Малич и др., 2015]. Хромит-платиновые рудные зоны залегают на контакте тел дунитов, отличающихся по зернистости [Иванов, 1997; Пушкарев и др., 2007]. Так, для Нижнетагильского массива положение этих рудных зон пространственно связывают с границей перехода от пегматоидных и крупнозернистых разностей дунитов к средне- и мелкозернистым дунитам [Иванов, 1997; Пушкарев и др., 2007]. Для Вересовоборского массива выделено две хромит-платиновые рудные зоны, занимающие позицию аналогичную рудным зонам Нижнетагильского массива – на контакте между грубозернистыми, местами пегматоидными дунитами и среднезернистыми дунитами. Рудные зоны Вересовоборского массива характеризуются повышенным содержанием хромшпинелидов в дунитах и присутствием различных морфологических разновидностей хромититов. Содержание Pt крайне неравномерно и резко меняется как в рудных зонах, так и в отдельных хромititовых обособлениях [Малич и др., 2015].

Учитывая параметры Вересовоборского массива (строение дунитового ядра, положение и строение хромит-платиновых рудных зон, россыпеобразующий потенциал, морфологические особенности, размер и состав индивидов и агрегатов МПГ), его можно считать аналогом Нижнетагильского массива. Более того, тело грубозернистых и пегматоидных дунитов в пределах дунитового ядра Вересовоборского массива по площади выхода больше аналогичного в ядре Нижнетагильского массива. Вес и распространенность крупных самородков платины в россыпях Вересовоборского массива также превосходит аналоги в россыпях Нижнетагильского массива. Учитывая, что для последнего подсчитаны запасы платины с попутной добычей более чем 1200 кг коренной платины [Пилюгин, 2014], можно предполагать, что при подборе наиболее удачной методики проведения геологоразведочных работ и правильно построенной схемы опробования, в дунитах Вересовоборского массива возможно выявление крупного месторождения с хромит-платиновым типом оруденения.

Литература

Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.

Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: Изд-во Уральского ун-та, 1997. 488 с.

Малич К. Н., Степанов С. Ю., Баданина И. Ю., Хиллер В. В. Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива Среднего Урала // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. № 12. С. 65–84.

Паламарчук Р. С., Степанов С. Ю. Коренные источники для формирования Исовско-Туринской россыпной системы // Сборник мат. V рос. мол. научно-практ. школы с междунар. участием «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 161–164.

Пилюгин А. Г. Геохимия и платиноносность хромититов Нижнетагильского и Светлоборского массивов, Средний Урал // Дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб, 2014. 139 с.

Пушкарев Е. В., Аникина Е. В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.

Степанов С. Ю. Влияние пегматитообразования в концентрически-зональных массивах ультраосновных пород Среднего Урала на формирование платинового оруденения // Металлогения древних и современных океанов–2014. Миасс: ИМин Уро РАН, 2014. С. 146–149.

Степанов С. Ю., Малич К. Н. О природе туламинита и ферроникельплатины из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Металлогения древних и современных океанов–2016. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 228–232.

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.

М. А. Рассомахин[1], В. В. Зайков[2, 3]

[1] – Ильменский государственный заповедник, г. Миасс

Miha_Rassomahin@mail.ru

[2] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

[3] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

Состав платиноидов Ингульской россыпи золота (Южный Урал)

Золотая россыпь на р. Ингул входит в состав Байрамгуловской россыпной зоны на Южном Урале, контролируемой массивами серпентинитов восточного обрамления Ильменогорской структуры. Россыпь относится к делювиально-пролювиальному типу, имеет протяженность 6.5 км при ширине 20–40 м [Иванищев, 2005ф]. Мощность торфов составляет 3.5 м при мощности песков 0.5–1.2 м, содержание золота в россыпи достигает 1 г/м^3. Для исследования минерального состава председателем артели «Ингул» Н. П. Землянским был передан платиновый концентрат, из которого было отобрано 139 зерен размером 1–2 мм, в том числе 114 зерен платиноидов без видимых включений и 25 сопутствующих минералов. Источниками сопутствующих минералов были как гипербазиты (хромит), так и пегматиты Ильменогорского комплекса (торит, танталит, ильменит).

Цель работы – определение состава зерен платиноидов из Ингульской россыпи и сравнение полученных данных с материалами по россыпям Миасской зоны в обрамлении Ильменогорской структуры.

Состав минералов проанализирован на РФА-спектрометре M1 MISTRAL (Bruker Nano GmbH, Германия, аналитик М. А. Рассомахин). Измерительная камера была заполнена воздухом, без вакуумирования. Прибор позволяет измерять элементы от 22 номера (титан и более тяжелые), характеристическое излучение более легких поглощается воздухом. Заявленный предел обнаружения – 50 г/т. Напряжение рентгеновской трубки 50 кВ, энергетическое разрешение 135 эВ. Спектры рассчитывались автоматически на соответствующем программном обеспечении. Содержания определялись в шашке диаметром 2 см, в которую были «вмонтированы» зерна платиноидов размером 0.5–2 мм. Состав исследованного концентрата показан в таблице 1.

По результатам РФА определен состав 114 зерен платиноидов. Часть анализов, характеризующая распределение составов, приведена в таблице 2.

Таблица 1

Состав концентрата Ингульской россыпи

Минералы	Формула	Количество зерен	Минералы	Формула	Количество зерен
Платиноиды			Сопутствующие		
Осмий	OsRuIr	61	Торит	$ThSiO_4$	13
Рутений	RuOsIr	43	Ильменит	$FeTiO_2$	5
Иридий	IrOsRu	3	Хромит	$(MgFe)(Cr_2)O_4$	4
Рутениридосмин	(Ir,Os,Ru)	7	Танталит	$(FeMn)Ta_2O_6$	2
Итого		114	Магнетит	Fe_2O_4	1

Таблица 2

Химический состав некоторых платиноидов Ингульской россыпи, мас. %

№ п/п	№ ан.	Os	Ru	Ir	Rh	Pt	Fe	Cu	Формула
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	103	64.11	4.53	29.69	–	–	1.67	–	$Os_{0.60}Ir_{0.27}Ru_{0.08}Fe_{0.05}$
2	100	53.59	2.81	39.87	–	–	3.73	–	$Os_{0.48}Ir_{0.35}Fe_{0.11}Ru_{0.05}$
3	79	52.27	11.83	33.74	0.90	–	1.12	0.14	$Os_{0.46}Ir_{0.29}Ru_{0.19}Fe_{0.03}Rh_{0.015}Cu_{0.004}$
4	86	51.18	5.63	39.95	3.18	–	–	0.06	$Os_{0.48}Ir_{0.37}Ru_{0.10}Rh_{0.05}Cu_{0.002}$
5	2	49.82	12.53	36.26	0.59	–	0.58	0.22	$Os_{0.44}Ir_{0.32}Ru_{0.21}Fe_{0.02}Rh_{0.01}Cu_{0.006}$
6	10	48.71	21.84	28.02	0.80	–	0.62	0.01	$Os_{0.40}Ru_{0.34}Ir_{0.23}Fe_{0.02}Rh_{0.01}Cu_{0.0002}$
7	109	48.66	24.59	21.85	–	–	4.90	–	$Os_{0.36}Ru_{0.35}Ir_{0.16}Fe_{0.13}$
8	34	47.55	7.27	43.79	–	–	1.29	0.11	$Os_{0.43}Ir_{0.40}Ir_{0.12}Fe_{0.04}Cu_{0.003}$
9	84	46.77	8.10	38.47	–	–	5.78	0.88	$Os_{0.38}Ir_{0.31}Fe_{0.16}Ru_{0.12}Cu_{0.02}$
10	58	46.76	13.43	38.77	0.61	–	0.43	–	$Os_{0.41}Ir_{0.34}Ru_{0.22}Rh_{0.01}Fe_{0.01}$
11	33	46.75	10.46	39.88	0.55	–	2.29	0.06	$Os_{0.41}Ir_{0.34}Ru_{0.17}Fe_{0.07}Rh_{0.009}Cu_{0.002}$
12	78	46.60	7.77	36.26	–	–	9.37	–	$Os_{0.36}Ir_{0.28}Fe_{0.25}Ru_{0.11}$

Окончание табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
13	62	46.53	14.95	37.13	–	–	1.28	0.10	$Os_{0.40}Ir_{0.32}Ru_{0.24}Fe_{0.04}Cu_{0.003}$
14	117	45.99	11.58	40.61	0.91	–	0.91	–	$Os_{0.41}Ir_{0.36}Ru_{0.19}Fe_{0.03}Rh_{0.01}$
15	108	45.65	17.53	35.20	–	–	1.62	–	$Os_{0.38}Ir_{0.29}Ru_{0.28}Fe_{0.05}$
16	61	44.68	18.14	35.67	0.42	–	1.02	0.07	$Os_{0.38}Ir_{0.30}Ru_{0.29}Fe_{0.03}Rh_{0.006}Cu_{0.002}$
17	7	44.44	13.80	40.66	–	–	0.95	0.15	$Os_{0.39}Ir_{0.34}Ru_{0.23}Fe_{0.03}Cu_{0.004}$
18	6	44.40	24.71	27.40	1.06	–	2.32	0.10	$Ru_{0.36}Os_{0.35}Ir_{0.21}Fe_{0.06}Rh_{0.02}Cu_{0.002}$
19	91	44.18	16.96	38.86	–	–	–	–	$Os_{0.38}Ir_{0.34}Ru_{0.28}$
20	93	44.00	11.01	40.21	0.88	–	3.90	–	$Os_{0.37}Ir_{0.33}Ru_{0.17}Fe_{0.11}Rh_{0.01}$
21	95	43.96	11.50	39.33	–	–	5.20	–	$Os_{0.36}Ir_{0.32}Ru_{0.18}Fe_{0.14}$
22	83	43.83	15.64	40.21	–	–	–	–	$Os_{0.38}Ir_{0.35}Ru_{0.26}Cu_{0.008}$
23	29	43.70	13.72	38.45	–	–	3.95	0.18	$Os_{0.36}Ir_{0.31}Ru_{0.21}Fe_{0.11}Cu_{0.004}$
24	15	43.41	6.59	47.69	1.07	–	1.17	0.07	$Ir_{0.43}Os_{0.39}Ru_{0.11}Fe_{0.04}Rh_{0.02}Cu_{0.002}$
25	88	43.01	14.39	38.55	-	–	4.05	–	$Os_{0.35}Ir_{0.31}Ru_{0.22}Fe_{0.11}$
26	66	42.29	11.96	40.98	1.58	–	3.19	–	$Os_{0.35}Ir_{0.34}Ru_{0.19}Fe_{0.09}Rh_{0.02}$
27	63	40.39	20.30	33.82	–	–	5.17	0.32	$Os_{0.31}Ru_{0.29}Ir_{0.26}Fe_{0.13}Cu_{0.007}$
28	87	40.18	10.72	42.86	–	–	6.24	–	$Ir_{0.34}Os_{0.32}Fe_{0.17}Ru_{0.16}$
29	9	40.10	19.51	37.58	0.95	–	1.84	0.02	$Os_{0.33}Ir_{0.30}Ru_{0.30}Fe_{0.05}Rh_{0.01}Cu_{0.001}$
30	26	39.95	20.77	37.20	–	–	1.73	0.35	$Os_{0.32}Ru_{0.31}Ir_{0.30}Fe_{0.05}Cu_{0.008}$
31	72	39.76	6.70	46.58	–	–	6.87	0.09	$Ir_{0.38}Os_{0.32}Fe_{0.19}Ru_{0.10}Cu_{0.002}$
32	107	38.86	21.29	37.85	0.73	–	1.27	–	$Ru_{0.33}Os_{0.32}Ir_{0.30}Fe_{0.04}Rh_{0.01}$
33	24	38.39	21.02	35.68	1.23	–	3.52	0.16	$Ru_{0.31}Os_{0.30}Ir_{0.28}Fe_{0.09}Rh_{0.02}Cu_{0.004}$
34	32	37.91	14.35	38.02	1.37	–	8.28	0.06	$Ir_{0.28}Os_{0.28}Fe_{0.21}Ru_{0.20}Cu_{0.001}$
35	30	36.69	22.14	38.62	–	–	2.55	–	$Ru_{0.33}Ir_{0.31}Os_{0.29}Fe_{0.07}$
36	45	36.56	19.51	41.20	–	–	2.74	–	$Ir_{0.33}Ru_{0.30}Os_{0.30}Fe_{0.08}$
37	112	36.14	24.41	36.59	1.35	–	1.51	–	$Ru_{0.36}Os_{0.30}Ir_{0.30}Fe_{0.04}Rh_{0.02}$
38	39	36.06	26.34	33.55	1.23	–	2.43	0.38	$Ru_{0.38}Os_{0.28}Ir_{0.25}Fe_{0.06}Rh_{0.02}Cu_{0.009}$
39	3	35.45	5.25	57.21	–	–	2.08	0.01	$Ir_{0.52}Os_{0.33}Ru_{0.09}Fe_{0.06}Cu_{0.0003}$
40	42	35.27	39.99	23.23	0.51	–	0.96	0.04	$Ru_{0.55}Os_{0.26}Ir_{0.17}Fe_{0.02}Rh_{0.01}Cu_{0.001}$
41	22	35.02	28.58	33.09	1.74	–	1.52	0.06	$Ru_{0.41}Os_{0.27}Ir_{0.25}Fe_{0.04}Rh_{0.02}Cu_{0.001}$
42	37	33.73	31.33	33.11	–	–	1.82	–	$Ru_{0.45}Os_{0.26}Ir_{0.25}Fe_{0.05}$
43	20	33.63	28.55	33.41	2.05	–	2.22	0.14	$Ru_{0.41}Os_{0.25}Ir_{0.25}Fe_{0.06}Rh_{0.03}Cu_{0.003}$
44	52	33.41	1.75	55.64	0.93	–	8.19	0.08	$Ir_{0.45}Os_{0.27}Fe_{0.23}Ru_{0.03}Rh_{0.01}Cu_{0.002}$
45	31	32.67	24.64	37.54	0.91	–	4.24	–	$Ru_{0.35}Ir_{0.28}Os_{0.25}Fe_{0.11}Rh_{0.01}$
46	54	32.14	27.88	37.47	1.50	–	0.85	0.15	$Ru_{0.41}Ir_{0.29}Os_{0.25}Fe_{0.02}Rh_{0.02}Cu_{0.003}$
47	40	30.71	37.72	29.15	1.28	–	1.14	–	$Ru_{0.52}Os_{0.22}Ir_{0.21}Fe_{0.03}Rh_{0.02}$
48	11	29.61	34.50	29.01	2.57	–	4.31	–	$Ru_{0.46}Os_{0.21}Ir_{0.20}Fe_{0.10}Rh_{0.03}$
49	89	29.42	5.01	63.12	1.15	–	1.30	–	$Ir_{0.58}Os_{0.27}Ru_{0.09}Fe_{0.04}Rh_{0.02}$
50	60	28.81	37.51	27.72	–	–	5.95	–	$Ru_{0.48}Os_{0.20}Ir_{0.19}Fe_{0.14}$
51	56	27.50	36.40	23.10	2.85	8.73	1.32	0.10	$Ru_{0.50}Os_{0.20}Ir_{0.17}Pt_{0.06}Rh_{0.04}Fe_{0.03}Cu_{0.002}$

Примечание. Прочерк – не обнаружено.

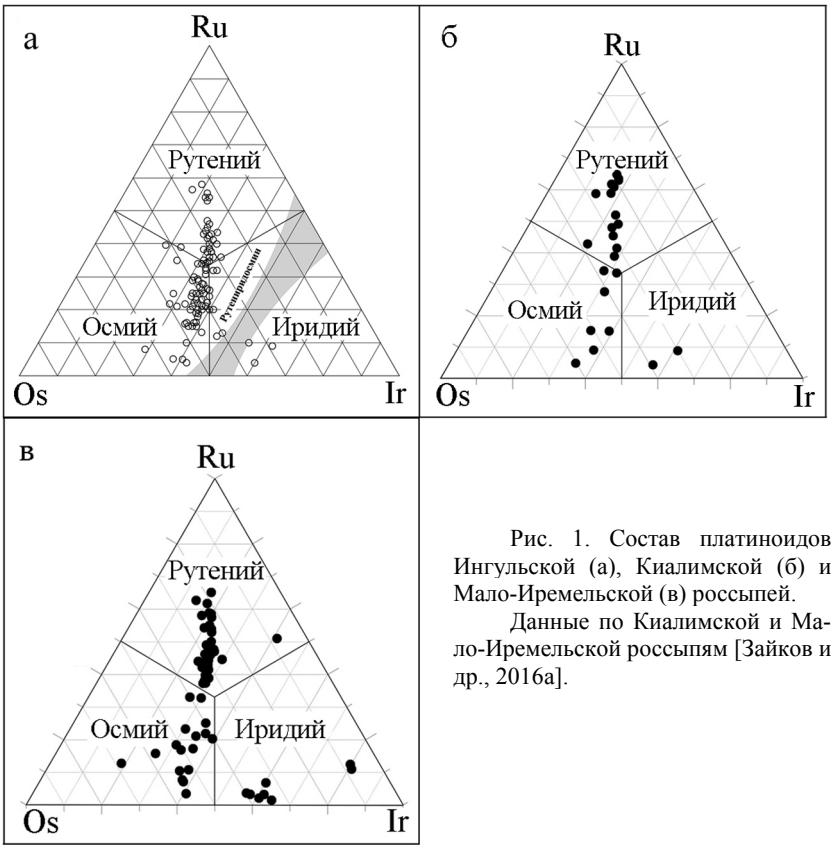


Рис. 1. Состав платиноидов Ингульской (а), Киалимской (б) и Мало-Иремельской (в) россыпей.

Данные по Киалимской и Мало-Иремельской россыпям [Зайков и др., 2016а].

На основании соотношения между Os, Ir и Ru [Harris, Cabry, 1991] в составе изученных платиноидов преобладают осмий и рутений, а иридий и рутениридосмин присутствуют в подчиненном количестве (рис. 1а). По сравнению с платиноидами Киалимской россыпи, состав платиноидов Ингульской россыпи отличается незначительным смещением основного тренда в сторону увеличения содержания иридия и уменьшением рутения (см. рис. 1). Состав изученных платиноидов практически идентичен таковому из Мало-Иремельской россыпи.

По составу примесей платиноиды Ингульской россыпи сходны с таковыми из Киалимской россыпи [Зайков и др., 2010] и отличаются от Мало-Иремельской россыпи отсутствием платины в большинстве зерен и повышенной железистостью [Зайков и др., 2016б].

В рассмотренных россыпях основную массу составляют рутений (25–38 %) и осмий (22–59 %), иридий редок (2–8 %). Рутениридосмин определен только в Ингульской россыпи, платина – в Мало-Иремельской. Сростки платиноидов в Киалимской и Мало-Иремельской россыпях составляют 8 и 18 %, соответственно. Из пробы Ингульской россыпи были отобраны зерна без видимых сростков, тонкие вростки использовавшимися методами обнаружены не были (рис. 2).

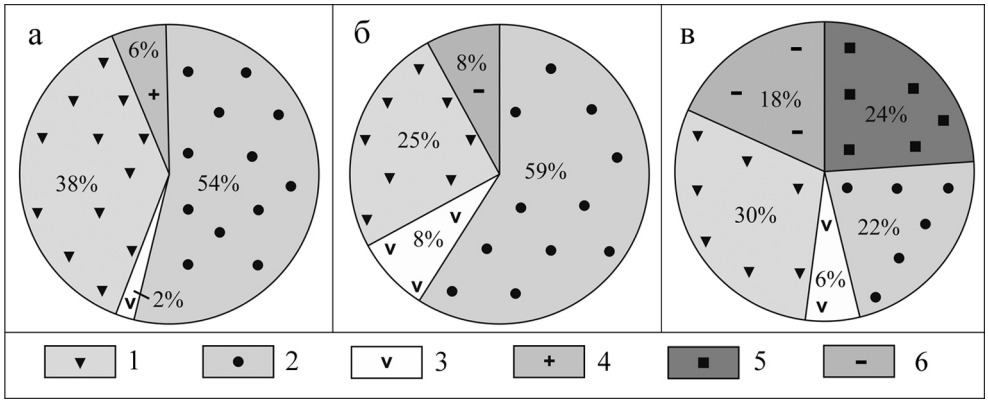


Рис. 2. Минеральный состав платиноидов Ингульской (а), Киалимской (б) и Мало-Иремельской (в) россыпей.

1 – рутений, 2 – осмий, 3 – иридий, 4 – рутениридосмин, 5 – платина, 6 – сростки. Данные по Киалимской и Мало-Иремельской россыпям [Зайков и др., 2016а].

Таким образом, по составу платиноиды россыпи р. Ингул сходны с таковыми из россыпи Киалимской [Зайков и др., 2010] и отличаются от Мало-Иремельской отсутствием зерен платины [Зайков, 2016б]. Причиной является различие гипербазитов в обрамлении Ильменогорской структуры. Киалимская и Ингульская россыпи контролируются Таловским массивом и его отторженцами в северной части района. Мало-Иремельская россыпь связана с породами Нуралинского массива, в составе которого присутствуют платиноносные разновидности.

Литература

Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А., Зайкова Е. В., Крайнев Ю. Д. Сростки минералов ЭПГ в Миасской россыпной зоне (Южный Урал) и их коренные источники // Минералогия. 2016а. № 4. С. 31–46.

Зайков В. В., Рассомахин М. А., Котляров В. А., Гисматуллин Б. Я. Состав платиноидов из Мало-Иремельской россыпи золота (Южный Урал) по данным РФА и РСМА // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016б. С. 216–219.

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.

Иванищев А. В. Отчет по теме «Систематизация и разбраковка золоторудных месторождений Свердловской и Челябинской областей». Екатеринбург, Челябинск, 2005ф.

Harris D., Cabri L. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Canadian Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 231–237.

А. В. Кутырев
Санкт-Петербургский горный университет,
г. Санкт-Петербург
kutyrev.geologist@gmail.com

Платинометальная минерализация дунитов Снегового концентрически-зонального массива, Корякское нагорье

(научный руководитель профессор А. В. Козлов)

Наряду с минералами ранней изоферроплатино-осмий-иридиевой ассоциации в концентрически-зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивах широко распространены минералы более поздней ассоциации – сульфиды, арсениды и интерметаллиды металлов платиновой группы, железа, меди, никеля, кобальта, олова и других элементов. Наиболее полно эти минеральные ассоциации описаны для хорошо изученного Гальмоэнанского массива [Вильданова и др., 2002; Сидоров и др., 2012], в то время как для других, менее изученных массивов, в том числе и массива Снеговой (Матыскен), подобные описания отсутствуют. В ходе полевых работ, проходивших в 2016 г. на Снеговом массиве, автором были отобраны образцы дунитов и хромититов, в которых были встречены минералы обеих ассоциаций. Целью настоящего исследования является характеристика различных МПГ и более распространенных минералов – сульфидов и интерметаллидов ЭПГ и других металлов.

Снеговой массив расположен в пределах Корякского нагорья, в 80 км к западу от бухты Анастасии. Он является самым северным из массивов Корякско-Камчатского платиноносного пояса, его координаты 61°40' с.ш., 171°38' в.д. Массив представляет собой шток размером 2×1.5 км и глубиной 1.0–1.5 км [Вильданова и др., 2002], в центральной части которого обнажаются преобладающие дуниты, по направлению к краевой части сменяющиеся верлитами, клинопироксенитами и габбро. Большая площадь выходов дунитов при незначительном развитии клинопироксенитов и габбро позволяет отнести Снеговой к числу массивов со значительным уровнем эрозионного среза. В дунитах встречаются крайне неравномерно распределенные сегрегации хромшпинелидов, в большинстве случаев содержащие мелкие зерна минералов платиновой группы (МПГ).

МПГ ранней ассоциации представлены изоферроплатиной, кристаллы которой приурочены к межзерновому пространству хромититов, или же образуют идиоморфные включения в хромшпинелиде (рис. 1а). Состав изоферроплатины отличается от идеального Pt_3Fe: в нем наблюдается постоянный избыток железа (табл. 1). Во многих случаях зерна платины содержат пластинчатые включения иридистого осмия или мелкие обособления осмистого иридия (см. рис. 1а). Последние, вероятно, представляют собой структуру распада твердого раствора.

Минералы поздней ассоциации приурочены к прожилкам серпентина. Наиболее распространенным из них является кобальтсодержащий пентландит, который часто замещается аваруитом Ni_3Fe, образующим кайму вокруг его зерен (рис. 1б). Часто пентландит находится в срастании с магнетитом, образование которого сопровождает процесс серпентинизации. Если вблизи серпентиновых прожилков находится хромит, наблюдается его замещение хроммагнетитом. Среди других относительно распространенных минералов этой ассоциации следует отметить самородную медь, в

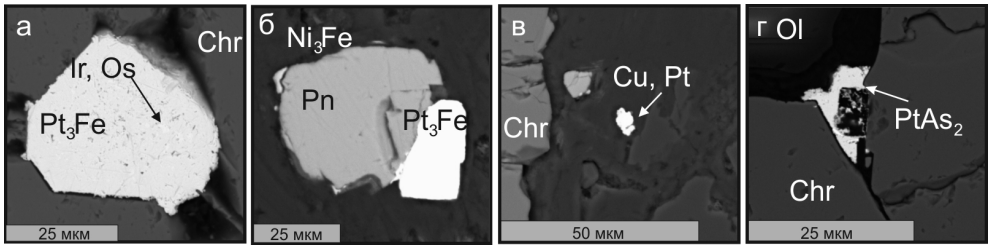


Рис. 1. Изображения МПГ дунитов и хромититов Снегового массива в обратнорассеянных электронах: а) пористое зерно изоферроплатины с включениями осмистого иридия; б) срастание кубического зерна изоферроплатины с пентландитом, замещаемым аваруитом; в) зерно медистой платины в серпентиновом прожилке; г) сперрилит, предположительно, замещающий платину.

Таблица

Состав акцессорных минералов дунитов и хромититов Снегового массива, мас. %

№ п/п	S	Fe	Co	Ni	Ru	Pd	Ir	Pt	Сумма	Минерал
1	–	10.04	–	–	0.30	0.18	0.59	88.42	99.52	Изоферроплатина $(Pt_{2.82}Ir_{0.02}Ru_{0.02}Pd_{0.01})_{2.87}Fe_{1.13}$
2	–	10.01	–	–	0.27	0.39	0.30	88.09	99.05	Изоферроплатина $(Pt_{2.83}Ir_{0.01}Ru_{0.02})_{2.86}Fe_{1.14}$
3	–	10.30	–	–	–	–	–	88.58	98.87	Изоферроплатина $Pt_{2.84}Fe_{1.16}$
4	32.28	39.32	0.84	26.79	–	–	–	–	99.23	Пентландит $(Fe_{5.49}Ni_{3.56}Co_{0.11})_{9.16}S_{7.85}$
5	–	57.74	40.40	1.06	–	–	–	–	99.20	Вайрауит $Fe_{0.60}Co_{0.39}Ni_{0.01}$
6	–	27.16	1.01	70.95	–	–	–	–	99.13	Аваруит $(Ni_{2.86}Co_{0.04})_{2.90}Fe_{1.10}$
7	–	28.38	0.84	70.03	–	–	–	–	99.25	Аваруит $(Ni_{2.82}Co_{0.03})_{2.85}Fe_{1.15}$

Примечание. Анализы 1, 2 – изоферроплатина из серпентинитового прожилка; 3 – включение изоферроплатины в хромите; 4 – кобальтсодержащий пентландит, 5 – вайрауит, 6 – аваурит, замещающий пентландит. Анализы выполнены в ИВиС ДВО РАН на электронном микроскопе-микроанализаторе Tescan VEGA-3 с энергодисперсионным детектором X-MAX (Oxford), аналитик В. М. Чубаров. Формулы минералов рассчитаны на сумму металлов (ан. 1–3, 5–7) и сумму катионов и анионов (ан. 4).

некоторых случаях образующую графические срастания с пентландитом, пирротин, замещающийся магнетитом, и вайрауит FeCo в срастании с аваруитом. Хотя указанные минералы и встречаются в дунитах, наибольшее их содержание характерно для серпентиновых прожилков, рассекающих хромититы.

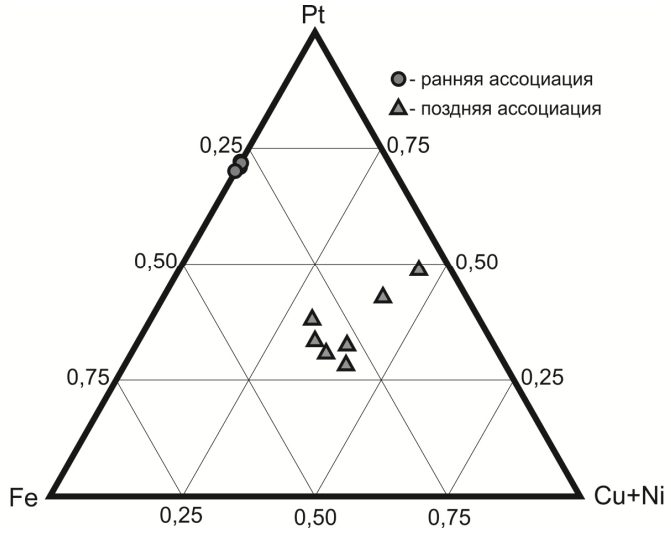


Рис. 2. Тройная диаграмма составов минералов платины дунитов и хромититов Снегового массива.

В поздней ассоциации также встречаются твердые растворы, содержащие элементы платиновой группы (ЭПГ). К их числу относятся: медистая платина (Pt,Cu) (рис. 1в), никелистая платина (Pt,Ni), сперрилит $PtAs_2$ (рис. 1г) и ирарсит IrAsS. Размеры зерен этих минералов и твердых растворов не превышают 10 мкм, при этом они образуют тесные срастания между собой и в ряде случаев обладают пористой структурой. Все это не позволяет получить их точный состав методом микрозондового анализа. Особый интерес представляет локализованное в серпентиновом прожилке зерно изоферроплатины, предположительно кубического габитуса, находящееся в срастании с пентландитом и аваруитом (рис. 1б). Первоначально было высказано предположение о том, что зерно относится к поздней ассоциации. Однако его состав соответствует таковому платины из включений в хромшпинелиде (см. табл.), кроме того, серпентиновый прожилок, в котором оно локализовано, рассекает хромитит. Можно предположить, что это зерно ранней ассоциации, попавшее в прожилок вследствие хрупких деформаций в породе и обросшее затем пентландитом, который на поздней стадии заместился аваруитом.

В заключение отметим, что выявленные минералы ранней ассоциации вполне типичны для дунитов и хромититов массивов урало-аляскинского типа [Генкин, 1997; Вильданова и др., 2002; Сидоров и др., 2012]. Присутствие зерен с включениями осмистого иридия, наряду с избытком железа в изоферроплатине, является признаком массивов со значительной глубиной эрозионного среза [Сидоров, 2009], что согласуется с геологическими данными. Необычайно широким представляется развитие минералов поздней ассоциации – пентландита, аваруита, самородной меди и других, которые были встречены практически в каждом аншлифе.

Автор выражает благодарность заведующему лабораторией петрологии, геохимии и минералогии ИВиС ДВО РАН д.г.-м.н. Е. Г. Сидорову и В. Ф. Чубарову за помощь в сборе каменного материала, в аналитических работах и за полученные ценные рекомендации.

Литература

Вильданова Е. Ю., Зайцев В. П., Кравченко Л. И., Ланда Э. А., Литвинов А. Ф., Марковский Б. А., Мелкомуков В. Н., Мочалов А. Г., Назимова Ю. В., Попруженко С. В., Разумный А. В.

Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. СПб: 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.

Сидоров Е. Г. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона // Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО РАН, 2009. 46 с.

Сидоров Е. Г., Козлов А. П., Толстых Н. Д. Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир, 2012. 288 с.

Часть 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

С. Е. Знаменский
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
Znamensky_Sergey@mail.ru

Золоторудные месторождения Магнитогорской мегазоны, Южный Урал (обзор)

Магнитогорская мегазона, входящая в палеоокеанический сектор Южного Урала, представляет собой область преимущественного развития эмско-франских вулканогенных формаций, образующих палеоостроводужный пояс. В его основании залегают офиолитовые комплексы, выходящие на поверхность в краевых зонах меланжа Главного Уральского (ГУР) и Восточно-Магнитогорского (ВМР) разломов, а также внутри мегазоны в ядрах антиформ. На западном фланге пояса широко распространены фаменско-нижнетурнейские флишоидные отложения. Осевая часть осложнена коллизионным рифтом, выполненным турне-серпуховским вулкано-плутоническим комплексом, который, в свою очередь, перекрыт осадочными толщами среднего и верхнего карбона. Крупные интрузивные массивы для мегазоны не характерны. На ее восточном фланге известны Ахуновский, Карагайлинский и другие более мелкие массивы, относящиеся, главным образом, к тоналит-гранодиоритовой формации дискуссионного возраста. В то же время, здесь широко развиты позднепалеозойские комплексы малых интрузий и даек. Деформационные структуры внутри мегазоны представлены коллизионными надвигами, взбросами и сдвигами небольшой амплитуды, а также складками преимущественно открытого типа.

Мегазона содержит месторождения золота различного состава, для характеристики которых нами использована региональная классификация, учитывающая генезис месторождений, минеральный состав руд и вмещающие породы. По этим признакам выделено пять главных геолого-генетических групп месторождений, в которых различаются характерные рудные формации (табл.).

Гидротермально-метаморфогенные золото-родингитовые и золото-антигоритовые месторождения установлены в гипербазитах граничных зон меланжа ГУР и ВМР. Эталонное золото-родингитовое месторождение Золотая Гора, состоящее из серии протяженных хлорит-гранат-диопсидовых (родингитовых) жил, расположено в зоне ГУР в Карабашском массиве серпентинизированных гипербазитов, меланжированных и смятых в антиформу. Жилы выполняют сдвиговые нарушения, наложенные на дислоцированные серпентиниты [Знаменский и др., 2005]. Главный рудный минерал – самородное медистое золото – концентрируется в диопсидовых прожилках второй генерации, а также в наиболее поздних трещинах с карбонатом и хлоритом. Структурные данные свидетельствуют о формировании месторождения в коллизионную эпоху, что подтверждается данными по Sm-Nd возрасту родингитов (369±8.8 млн лет) [Мурзин и др., 2013]. Результаты изотопных исследований указывают на метаморфогенный источник минералообразующих флюидов месторождения. Предполагается,

Таблица

Классификация месторождений золота Магнитогорской мегазоны

Геолого-генетические группы месторождений	Рудно-формационные типы и примеры месторождений
Гидротермально-метаморфогенные в альпинотипных гипербазитах	Золото-родингитовый (Золотая Гора) Золото-антигоритовый (Кировское)
Гидротермальные, связанные с вулкано-плутоническими ассоциациями	Золото-порфировый (Юбилейное, Николаевское)
Полигенные скарново-гидротермальные в вулкано-плутонических комплексах	Полиформационный с совмещенным золото-адуляр-кварцевым, скарново-магнетитовым и золото-сульфидным оруденением (Куросан)
Гидротермальные, связанные с комплексами малых интрузий и даек	Золото-кварцевый (Тукан, Басай) Золото-сульфидно-кварцевый (Рябковские горки, Константиновское)
Полигенно-полихронные в вулканогенно-осадочных и углеродсодержащих осадочных толщах	Золото-сульфидный (Миндяк, Муртыкты) Золото-сульфидно-кварцевый (Орловское)

что его возникновение связано с дегидратацией серпентинитов в зонах разрывных дислокаций [Мурзин и др., 2013].

К золото-антигоритовому типу относится Кировское месторождение, залегающее в зоне ВМР в одноименном массиве серпентинитов. Рудовмещающими структурами на месторождении служат две зоны рассланцевания, сопряженные с коллизионным надвигом [Месторождения…, 1999]. В пределах зон рассланцевания серпентиниты подверглись ранней антигоритизации, сопровождавшейся формированием хризотил-асбестовых жил, магнетита и низкопробного золота (820 ‰), и поздним метасоматическим изменениям (амфиболитизации, хлоритизации, карбонатизации и отальковании), с которыми связано высокопробное золото (920 ‰). Золото-антигоритовое оруденение в гипербазитах Южного Урала образовалось в зонах дислокаций в процессе регионального метаморфизма [Мурзин и др., 2007].

Золото-порфировое оруденение, связанное с девонскими вулкано-плутоническими комплексами, представлено Юбилейным и Николаевским месторождениями. Юбилейное месторождение расположено на южном замыкании мегазоны в Западных Мугоджарах и приурочено к штоку верхнедевонских плагиоадамелит-порфиров [Грабежев, 2014], залегающему в апикальной части вулканической постройки. Предметом отработки служат линейные кварц-сульфидные штокверки среди метасоматитов кварцевого состава. Николаевское месторождение находится в зоне меланжа ГУР в Учалинском рудном районе. Оно локализовано в тектоническом блоке вулканитов предположительно нижнедевонской баймак-бурибаевской свиты, прорванных комагматичными дайками плагиофировых долерит-порфиритов и габбро-диорит-порфиритов [Знаменский, Знаменская, 2016]. Размещение рудных тел, объединяющих раннюю прожилково-вкрапленную сульфидную и позднюю штокверковую сульфидно-кварц-карбонатную с самородным золотом минерализацию, контролируется эн-

до-экзоконтактовыми зонами даек. Изотопные данные свидетельствуют о преимущественно магматогенной природе минералообразующих флюидов месторождения.

Полигенное скарново-гидротермальное оруденение в вулкано-плутонических комплексах представлено отрабатываемыми месторождениями Куросанской группы. Они залегают среди вулканитов базальт-андезит-риолитового состава средне-верхнедевонского гумбейского комплекса. Некоторыми исследователями эти месторождения относятся к золото-серебряно-адуляр-кварцевой формации [Сурин и др., 2001], что представляется спорным. Как показали более ранние детальные исследования, Куросанские месторождения являются полигенными и объединяют разновозрастное оруденение трех типов (от ранних к поздним): 1) барит-пиритовое с околорудными метасоматитами серицит-адуляр-кварцевого состава; 2) скарновое магнетит-актинолит-гранатового состава, связанное с контактовым воздействием на вулканогенные породы верхнедевонского Краснинского гранитоидного массива; 3) золото-полиметаллическое неизвестного возраста, сопровождающееся метасоматитами березит-лиственитового состава [Шмидт, 1965].

Многочисленную группу в мегазоне образуют золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые рудопроявления и мелкие месторождения, связанные с позднепалеозойскими комплексами малых интрузий и даек, имеющими геохимическую специализацию на золото. Размещение интрузивных комплексов и золотого оруденения контролируется позднепалеозойскими сдвиговыми структурами. Рудные тела представлены отдельными жилами, сериями жил, линейными штокверками или комбинациями штокверков и жил. Золото-кварцевое оруденение представлено месторождениями Худолазовской синклинали (Басай, Тукан и др.). Карбонат-кварцевые жилы и линейные штокверки с самородным золотом на этих месторождениях наследуют контакты даек долеритов Худолазовского дайкового комплекса. Проявления жильной и прожилковой золото-сульфидно-кварцевой минерализации известны в зоне ГУР на северном замыкании мегазоны (Константиновское, Рябковские горки и др.). Они ассоциируют здесь, главным образом, с малыми интрузиями и дайками Балбукского сиенит-гранит-порфирового комплекса. Изучены золоторудные объекты крайне слабо.

Полигенно-полихронные золото-сульфидные (Муртыкты, Миндяк, Среднеубалинское) и золото-сульфидно-кварцевые (Орловское, Ганеевское) месторождения в вулканогенно-осадочных и углеродсодержащих осадочных толщах распространены на северном окончании мегазоны. На месторождениях этой группы обычно присутствует слабозолотоносная минерализация, сингенетичная вмещающим породам, помимо оруденения, продуктивного на золото и локализованного в позднепалеозойских коллизионных разломах. На наиболее крупном золото-сульфидном месторождении Муртыкты (30 т Au), залегающем в вулканогенно-осадочных фациях среднедевонской риолит-базальтовой формации, присутствует сингенетичная вулканогенно-осадочная и гидротермально-метасоматическая минерализация существенно пиритового состава. Эпигенетичное золото-сульфидное оруденение имеет пирит-полиметаллический состав и сопровождается околорудными метасоматитами с Rb-Sr возрастом 295±6 млн лет. Большинство месторождений не имеет видимой пространственной связи с интрузивными комплексами. Месторождения формировались в течение двух основных стадий тектонических деформаций, проявившихся в Магнитогорской мегазоне в позднем палеозое: ранней (образование надвигов) и поздней (образование сдвигов). Геодинамические условия формирования отразились на генетических

особенностях золотого оруденения. По изотопно-геохимическим данным, на месторождениях, сформировавшихся в первую стадию, минералообразующие флюиды и рудные элементы имели метаморфогенную природу. На месторождениях, образовавшихся в условиях сдвиговых деформаций, ведущую роль играли магматогенные флюиды, которые привносили в гидротермальную систему компоненты как магматогенного происхождения, так и заимствованные из вмещающих пород и сингенетичной сульфидной минерализации. [Знаменский, Мичурин, 2013; Знаменский и др., 2015].

Таким образом, приведенные данные показывают, что золоторудные месторождения формировались в Магнитогорской мегазоне в коллизионных геодинамических обстановках. К числу наиболее перспективных типов оруденения относятся золото-порфировые месторождения, связанные с девонскими вулкано-плутоническими комплексами, и полигенно-полихронные месторождения золота в вулканогенных и углеродсодержащих осадочных толщах.

Литература

Грабежев А. И. Юбилейное Cu-Au-порфировое месторождение (Южный Урал, Россия): SHRIMP-II U-Pb-возраст циркона и изотопно-геохимические особенности рудоносных гранитоидов // Доклады академии наук. 2014. Т. 454. № 3. С. 315–318.

Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Петрохимические и геохимические особенности рудовмещающих пород Николаевского золоторудного месторождения (Южный Урал) // Геологический сборник № 13. Информ. мат. ИГ УНЦ РАН. СПб: Свое изд-во, 2016. С. 96–100.

Знаменский С. Е., Мичурин С. В. Условия образования золото-сульфидного месторождения Миндяк (Южный Урал): структурные и изотопно-геохимические аспекты // Литосфера. 2013. № 4. С. 121–135.

Знаменский С. Е., Пучков В. Н., Мичурин С. В. Источники рудообразующих флюидов и условия формирования орогенных месторождений золота зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале // Доклады академии наук. 2015. Т. 464. № 3. С. 313–316.

Знаменский С. Е., Серавкин И. Б., Майер М. Ф. Структурный контроль золотородингитового оруденения месторождения Золотая гора (Южный Урала) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 1. С. 30–35.

Месторождения золота Урала / *В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников, В. А. Коротеев и др*. Екатеринбург: ИГГГА, 1999. 570 с.

Мурзин В. В., Варламов Д. А., Шанина С. Н. Происхождение золото-магнетитовых руд антигоритовой формации Урала // Эндогенное оруденение в подвижных поясах (XIII Чтения пам. А. Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 211–214.

Мурзин В. В., Варламов Д. А., Ронкин Ю. Л., Шанина С. Н. Происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 320–341.

Сурин Т. Н., Мосейчук В. М., Михайлов И. Г. Гумбейская палеоостроводужная зона (Южный Урал) – структура, перспективная на золото-серебряное оруденение // Металлогения древних и современных океанов–2001. История месторождений и эволюция рудообразования. Миасс: Геотур, 2001. С. 198–203.

Шмидт А. И. Условия локализации и вопросы генезиса золото-колчеданных месторождений Куросанской группы (Южный Урал) // Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1965. 22 с.

Ю. Н. Иванова
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
jnivanova@yandex.ru

Состав самородного золота и элементы-примеси в сульфидах Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал)
(научный руководитель д.г.-м.н. И. В. Викентьев)

Петропавловское золото-порфировое месторождение входит в состав Тоупугол-Ханмейшорского рудного района (ЯНАО) северного сектора Малоуральского вулкано-плутонического пояса [Лючкин и др., 2006]. Месторождение сложено вулканогенно-осадочными породами базальт-андезибазальтовой формации с переслаиванием пород различной размерности. Эти породы прорываются интрузивами собского (кварцевые диоритовые порфириты, кварцевые диориты, гранодиориты, дайки диоритовых порфиритов), конгорского (дайки монцодиоритовых порфиритов, порфировидные габбро-долериты) и малоханмейского (лампрофиры и долеритовые порфириты) интрузивных комплексов, которые широко распространены в пределах месторождения [Трофимов и др., 2004]. На площади месторождения проявлены разнообразные метасоматические и гидротермальные изменения в виде зон пропилитизации, хлоритизации, альбитизации, пиритизации, серицитизации, окварцевания. Подчиненное значение имеют скарны и скарноиды, которые расположены локально, возможно, из-за отсутствия здесь карбонатных пород [Мансуров, 2009].

На месторождении автором выделены три стадии минералообразования: ранняя, основная золоторудная и поздняя. Главным рудным минералом золото-сульфидно-кварцевых руд является пирит. Его количество варьирует в широких пределах (от 5 до 90 %, обычно менее 10 %), а размер – от сотых долей до 3 мм. Он представлен тремя генерациями. Реже встречаются магнетит и халькопирит, галенит, сфалерит и гематит; весьма редко – самородное золото и теллуриды: гессит, петцит, алтаит, сильванит и калаверит [Иванова, Викентьев, 2015].

Самородное золото размером от 1 до 60 мкм на месторождении локализуется, в основном, в интерстициях пирита-2 и имеет преимущественно ксеноморфную форму. Пробность золота на месторождении варьирует от 780 до 964 ‰. Выделяется три генерации золота. Зерна золота-1 имеют изометричную форму и размер до 5 мкм. Содержание Ag варьирует от 4.7 до 9.92 мас. %, пробность золота-1 – 820–880 ‰. Ксеноморфные зерна золота-2 размером 5–60 мкм содержат от 0.96 до 6.63 мас. % Ag; пробность составляет 900–964. В отдельных золотинах установлена Hg (до 7.7 мас. %), что может указывать на связь оруденения с магматизмом повышенной основности [Мурзин и др., 1981]. Золото-3 ассоциирует с теллуридами. Его зерна имеют ксеноморфную форму и размеры до 20 мкм. Содержание Ag колеблется от 6.96 до 25.52 мас. %; пробность этого золота по сравнению с другими типами ниже (780–800 ‰).

Высокая пробность самородного золота связана с небольшой концентрацией серебра в растворе, что отражает закономерное изменение пробы частиц самородного золота (или содержания Ag) в процессе эволюции этих систем [Петровская, 1973].

Для месторождения оценены концентрации микропримесей в разных генерациях сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит) методом ЛА-ИСП-МС, чтобы проследить эволюцию содержаний микропримесей. Изучение микропримесей выполнено в ИГЕМ РАН на приборе Thermo XSeries, оснащенном лазером New Wave 213. Использовались стандарты mass-1 и сульфидный стандарт в пирротиновой матрице, содержащей по 20 г/т золота и серебра, изготовленный в ИГЕМ РАН (аналитик В. Д. Абрамова). Вскрытие зерен пирита осуществлялось с помощью точечной и профильной абляции (бороздой) (диаметр луча лазера 40–60 мкм). Чувствительность для большинства элементов составляла 0.02–0.05 г/т.

Пирит (Py). Наибольшие содержания Au установлены в Py-2 (до 49 г/т), чуть меньше – в Py-3 (до 47 г/т) (табл.). Часть такого «невидимого» золота связана с нано-

Таблица

Вариации содержаний некоторых элементов-примесей (г/т) в сульфидах Петропавловского месторождения

n		Co	Ni	As	Se	Ag	Au	Sn	Te	Bi
Пирит-1										
25	мин.	3.4	8	18	1.6	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03
	макс.	2825	75	417	42	16	13	1	66	3
	ср. геом.	124	26	45	15	0.6	2	0.2	6	0.4
Пирит-2										
15	мин.	2	6	23	2	0.05	0.02	0.03	0.6	0.03
	макс.	91	42	33	26	105	49	0.4	76	6
	ср. геом.	9	16	27.3	11	1	0.35	0.1	3.5	0.34
Пирит-3										
21	мин.	2.4	5	9	3.2	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03
	макс.	153	66	53	78	86	47	1.3	65	4.2
	ср. геом.	35	16	27	13	1.6	1	0.1	4.3	0.5
Халькопирит-1										
2	мин.	0.02	0.03	4	14	0.7	0.01	0.07	0.02	6
	макс.	143	272	80	194	63	2.5	4	68	8
	ср. геом.	0.4	15	30	43	7	0.3	1	0.8	7
Халькопирит-2										
21	мин.	0.08	0.03	26	28	870	6	1	870	0.05
	макс.	0.14	57	44	32	7600	25	1.8	4200	11
	ср. геом.	0.11	1.3	33.8	30	2571	12.3	1.4	1912	0.3
Галенит-1										
37	мин.	0.02	0.02	0.8	1.2	0.7	0.09	0.03	0.03	0.01
	макс.	1060	670	93	407	42	5	0.8	730	2.7
	ср. геом.	0.6	3	10	19	7	0.6	0.3	11.4	0.2
Галенит-2										
6	мин.	0.13	3.1	2.5	2.4	23	13	0.13	56	0.01
	макс.	1030	252	73	58	2050	980	0.4	1770	62
	ср. геом.	200	70	31	16	263	74	0.2	252	1

Примечание. n – количество анализов.

размерными выделениями самородного золота, близкого по составу к электруму AuAg и Au- и Au-Ag-теллуридам [Викентьев и др., 2016]. Концентрации Au в Py-1 самые низкие и варьируют от 0.02 до 13 г/т. Самые высокие концентрации Ag содержатся в Py-2 (105 г/т), в Py-1 – от 0.03 до 16 г/т и в Py-3 – от 0.03 до 86 г/т Ag. Концентрации Co в Py-1 достигают 2825 г/т и As – 417 г/т. В целом, содержания элементов-примесей в Py-1 варьируют значительнее, чем в Py-2 и Py-3.

Галенит и халькопирит. В галените-1 фиксируются повышенные концентрации Co (до 1060 г/т), Ni (до 670 г/т), As (до 93 г/т), Se (до 407 г/т), Sb (до 8.6 г/т) (см. табл.). В галените-2 установлены Te (до 1770 г/т), Au (до 980 г/т), Ag (до 2050 г/т). В халькопирите-1 определены Co (до 143 г/т), Ni (до 242 г/т), As (до 80 г/т), Se (до 194 г/т), Sb (до 20.4 г/т), а в халькопирите-2 – Te (до 4200 г/т), Au (до 25 г/т), Ag (до 7600 г/т), что, вероятно, связано с захватом нановключений кобальтина (Co, As, Ni), блеклой руды (Cu, Ag, As, Sb), алтаита (Pb, Te), петцита (Ag_3AuTe_2), калаверита ($AuTe_2$), электрума (Ag) и гессита (Ag_2Te).

Таким образом, концентрации микропримесей в пирите Петропавловского месторождения изменяются по мере развития процесса минералообразования. Содержания Co, Cu, As, Ni и Zn максимальны в начале рудообразующего процесса (Py-1). В золоторудную стадию содержания Ag, Au, Te, Bi и Sb достигли максимальных величин (Py-2). В позднюю стадию, отличающуюся умеренными и низкими температурами, их концентрации снижались (Py-3), но увеличивалось содержание «высокотемпературных» элементов, таких как Sn, W, Mo и Se. Это можно рассматривать как свидетельство эволюции оруденения золото-порфирового типа. Концентрации элементов-примесей в галените и халькопирите, как и в пирите, также изменяются от ранних генераций к поздним. Содержания Ni, Co, As, Se и Sb максимальны в основную золоторудную стадию. В конце этой стадии концентрации Au, Ag, Te и Bi увеличиваются. В целом, содержания золота в сульфидах месторождения максимальны в галените (980 г/т).

За выполнение аналитических определений автор выражает признательность В. Д. Абрамовой и Н. В. Трубкину. Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 14-17-00693.

Литература

Викентьев И. В., Абрамова В. Д., Иванова Ю. Н., Тюкова Е. Э., Ковальчук Е. В., Бортников Н. С. Золотоносность пирита золоторудного месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS, первые данные // Доклады Академии наук. 2016. Т. 470. № 3. С. 326–330.

Иванова Ю. Н., Викентьев И. В. Минералогия руд и формы золота Петропавловского золоторудного месторождения (Полярный Урал) // Матер. IV науч.-прак. конф. молодых ученых и специалистов памяти акад. А. П. Карпинского. СПб: ВСЕГЕИ, 2015. С. 173–176.

Лючкин В. А., Толоконников А. В., Водоватов О. В., Распонин В. А. Золоторудные месторождения Новогодненского рудного поля на Полярном Урале // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Матер. Всерос. совещ. Сыктывкар, 2006. С. 186–189.

Мансуров Р. Х. Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения, Полярный Урал // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 70–74.

Мурзин В. В., Покровский П. В., Молошаг В. П. Ртуть в самородном золоте Урала и ее типоморфное значение // Геология рудных месторождений. 1981. Т. 23. № 4. С. 86–91.

Петровская Н. В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: Наука, 1973. 332 с.

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.

Н. В. Сидорова, В. Д. Абрамова
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
nsidorova989@mail.ru

Золотосодержащий пирит Березовского месторождения (Средний Урал)

(научный руководитель д.г.-м.н. И. В. Викентьев)

Современные методы исследования сульфидных минералов достаточно разнообразны и, в зависимости от поставленной задачи, имеют свои преимущества и ограничения. Для определения элементов-примесей в пирите (в том числе, Au) и их пространственного распределения хорошо зарекомендовал себя метод ЛА-ИСП-МС [Викентьев, 2015; 2016]. Для Березовского месторождения пирит является главным рудным минералом и нередко встречается в виде идиоморфных кристаллов, а также является одним из главных минералов-концентраторов золота, поскольку в нем присутствуют мелкие включения самородного золота [Золоторудные …, 1984]. Данных о присутствии на месторождении Au в химически связанной форме в пирите или наноразмерных включений в нем (т. е. «невидимого» золота) в литературе нет; более того, бытует мнение, что все золото в рудах месторождения «видимое». В связи с этим, высокочувствительным методом ЛА-ИСП-МС был изучен пирит из рудных жил и березитов двух даек (Ильинской и Перво-Павловской). Цель публикации – показать характер распределения золота в кристаллах пирита Березовского месторождения.

Березовское золоторудное месторождение на Среднем Урале – классический золоторудный объект кварцево-жильного типа, разрабатываемый с 1748 г. Месторождение представляет разветвленную систему жильных интрузий гранитоидов (субмеридиональных и ССВ), которые пересечены вкрест простирания золотоносными кварцевыми жилами. Золотосодержащими рудами являются сульфидно-кварцевые жилы и их зальбанды. Среди жил выделяют «лестничные» (полосовые) и «красичные». Первые приурочены к гранитоидным дайкам, березитизированным около жил, вторые залегают в зеленокаменных породах и серпентинитах, лиственитизированных около жил. На промышленных участках дайки рассекаются большим количеством сульфидно-кварцевых жил, их мощность, в среднем, составляет 5–7 см, длина ограничивается контактами даек. Ильинская дайка гранит-порфиров является ранней, а Перво-Павловская дайка плагиогранит-порфиров относится к поздним [Бородаевский, Бородаевская, 1947].

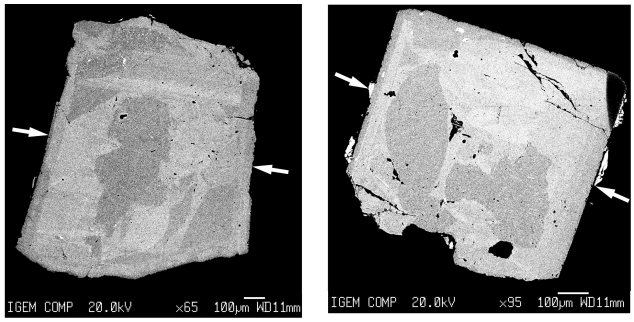
Для анализа были отобраны идиоморфные и субидиоморфные зерна пирита преимущественно кубической формы и размером от 0.5 до 2 мм в поперечнике. Зерна

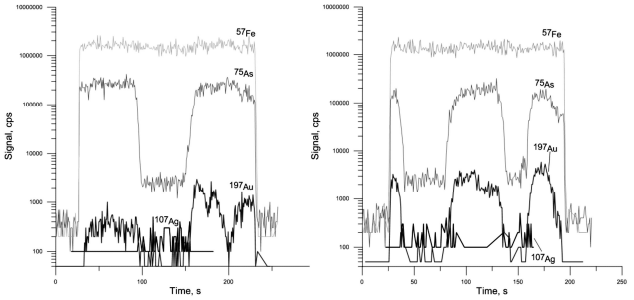
были залиты полимерной смолой в шашки, отполированы и предварительно изучены с помощью оптического и электронного микроскопов, и проанализированы на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8200 (ИГЕМ РАН, г. Москва). Методом ЛА-ИСП-МС образцы проанализированы на квадрупольном масс-спектрометре XSeries, оснащенном приставкой для лазерного пробоотбора NewWave UP-213, при частоте 15–20 Гц, диаметре пучка лазера 40–60 мкм и плотности энергии 7–10 Дж/см^2 (ИГЕМ РАН, г. Москва). При сканировании линией скорость составила 5 мкм/сек. Длительность каждого измерения для точки 60 сек. Перед каждым измерением снимались холостые показания в течение 30 сек. В качестве внутреннего стандарта использовался изотоп железа ^{57}Fe. Расчет данных был произведен в приложении Iolite для программы IgorPro [Paton et al., 2011]. При относительно однородном составе кристаллов пирита для количественного расчета компонентов было взято среднее значение по всей линии анализируемого профиля. При неоднородном и зональном распределении элементов линии были поделены на сегменты. Для анализа сульфидов были использованы два стандарта: MASS1 (Геологическая служба США) – синтетический полиметаллический сульфид ZnCuFeS в виде прессованных гранул, и домашний стандарт po-stc, содержащий 20 г/т Au, Ag и ЭПГ в пирротиновой матрице и изготовленный по методу [Ballhaus et al., 2006].

В большей части зерен пирита были выявлены включения других сульфидов, в основном, галенита, блеклой руды, халькопирита. Включения минералов округлой формы, размер их не превышает 30 мкм, при этом количество включений коррелирует с размером зерен. Для пирита размером более 1 мм характерно наличие трещин, по которым развивается блеклая руда в срастании с халькопиритом и самородным золотом. В преобладающем числе зерен пирита золото не установлено (его содержания находятся ниже или на пределе чувствительности, составляющем порядка 0.02 г/т). В 11 зернах пирита из двух соседних лестничных жил Перво-Павловской дайки (гор. 387, м/блок 115) содержания Au в центральной и внешних зонах составляют 16–22 г/т.

Помимо ростовой зональности в пирите была выявлена неоднородность (рис. 1, 2) в виде темных (в обратно-рассеянных электронах) участков неправильной формы, содержащих мелкие (от менее 1 до 15 мкм) включения ярких (в отраженных электронах) фаз. С помощью рентгеноспектрального микроанализатора удалось установить 2 типа включений: 1) включения халькопирита (размером более 10 мкм в поперечнике) и 2) Sn-содержащие включения овальной и вытянутой формы размером от первых микрометров до 8×3 и 1×10 мкм. В составе последних установлены (мас. %) Fe (42.7–39.4), S (51–48), Sn (3.4–5.1), Cu (3.7–5.8), Zn (0.3–0.5), In (до 0.3), Pb (до 0.2). Из-за малого размера Sn-содержащих фаз вполне возможно, что большая часть Fe и S были захвачены из «матрицы» (пирита), в которой находятся эти фазы.

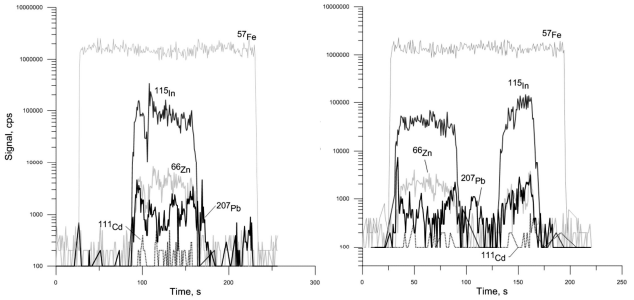
При анализе профилей зерен пирита обнаружена закономерность, проиллюстрированная на рисунке 1: светлые части зерен обогащены As и Au, а темные – Sn, Cu, Zn, Pb, Cd, In, Ag, Ga, Ge (обращает на себя внимание, что большинство элементов входит в состав станнина). При зондировании линий, минуя темные области с микровключениями, выявленные элементы-примеси (Au, Cu и As) распределены относительно однородно (рис. 2), для Au отмечено некоторое понижение сигнала к краям зерна пирита.





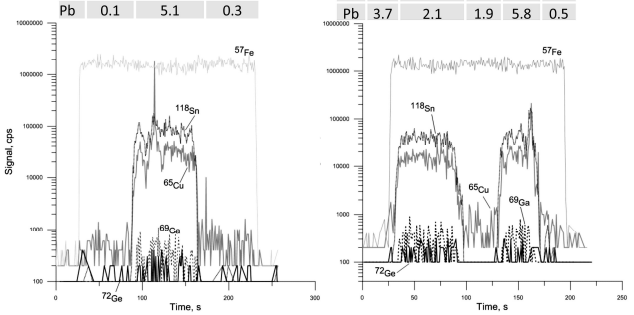
As	7 090	66	5 950
Au	2.1	0.4	4.8
Ag	-	0.7	-

As	4308	60	5030	72	3337
Au	21	0.2	16	0.3	21.8
Ag	0.09	0.7	0.03	0.5	-



Zn	-	329	-
Cd	-	7	-
In	-	212	-
Pb	0.1	5.1	0.3

Zn	-	166	-	87.8	-
Cd	-	2.1	-	2.3	-
In	-	114	-	196	-
Pb	3.7	2.1	1.9	5.8	0.5



Cu	10.6	1 430	16.4
Ga	-	2.4	-
Ge	-	1.9	-
Sn	-	838	0.2

Cu	51	681	17	800	26
Ga	-	2.1	-	2.8	-
Ge	-	1.8	-	1.9	-
Sn	-	442	-	466	-

Рис. 1. Профили зондирования двух кристаллов пирита лестничных жил Перво-Павловской дайки.

Длина профилей: слева – 1023 мкм; справа – 842 мкм. Здесь и на рис. 2, вертикальная ось – количество импульсов соответствующего элемента в сек. (signal, cps), горизонтальная ось – развертка времени (time, s); содержания элементов в интервалах профиля приведены в г/т.

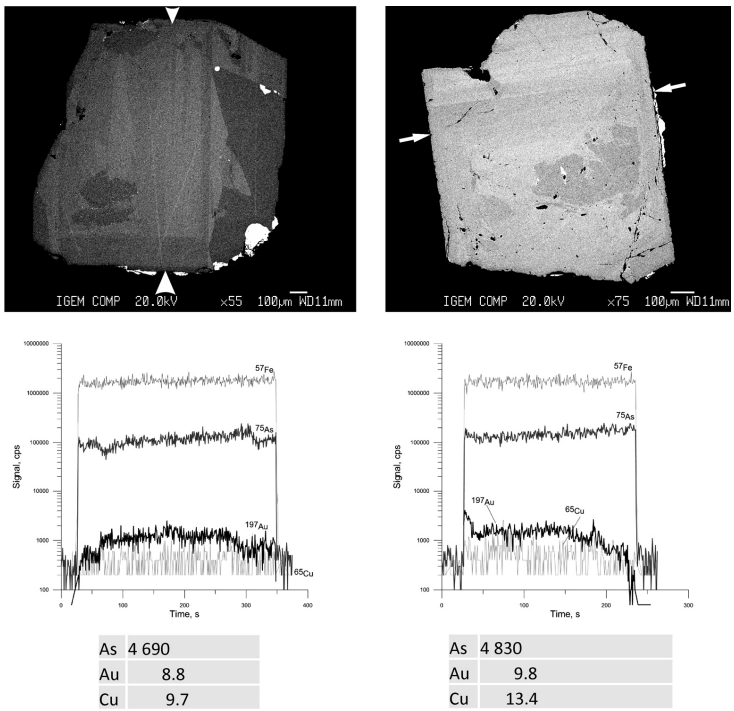


Рис. 2. Профили зондирования двух кристаллов пирита лестничных жил Перво-Павловской дайки.

Длина профилей: слева – 1604 мкм; справа – 1042 мкм.

Таким образом, впервые высокоточным методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией получены данные об уровне содержаний и пространственном распределении Au и сопутствующих элементов в зернах пирита крупнейшего на Урале Березовского золоторудного месторождения. Наряду с преобладающем на месторождении низкозолотоносным пиритом (содержащим только видимое золото), установлен высокозолотоносный пирит с зонально распределенным «невидимым» золотом, содержания которого в центральной и внешних зонах варьирует от 16 до 22 г/т.

Автор выражает благодарность Е. В. Ковальчук за электронно-микроскопические фотографии и микрозондовый анализ, а также Д. Е. Тонкачееву за помощь в расчетах данных ЛА-ИСП-МС. Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 14-17-00693.

Литература

Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 264 с.

Викентьев И. В., Абрамова В. Д., Иванова Ю. Н., Тюкова Е. Э., Ковальчук Е. В., Бортников Н. С. Золотоносность пирита золоторудного месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS, первые данные // Доклады академии наук. 2016. Т. 470. № 3. С. 326–330.

Викентьев И. В. Невидимое и микроскопическое золото в пирите: методы исследования и новые данные для колчеданных руд Урала // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 4. С. 267–298.

Золоторудные месторождения. Т. 1 (Европейская часть СССР) / Под ред. *М. Б. Бородаевской, Н. И. Бородаевского*. М.: ЦНИГРИ, 1984. 291 с.

Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // Journal of Analytical Atomic Spectroscopy. 2011. Vol. 26. P. 2508–2518.

Ballhaus C., Bockrath C., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Laurenz V., Berndt J. Fractionation of the noble metals by physical processes // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 152. P. 667–684.

С. Ю. Степанов[1], А. А. Черепков[2]
[1] – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург
Stepanov-1@yandex.ru
[2] – ООО «Березовский рудник», г. Екатеринбург

Петрографо-геохимические особенности апогранитовых золоторудных метасоматитов Северной части Березовского рудного поля (Средний Урал)

(научный руководитель д.г.-м.н. А. В. Козлов)

Березовское золоторудное месторождение располагается на Среднем Урале в окрестностях г. Екатеринбурга и отрабатывается уже на протяжении более 200 лет. Первоначально промышленный интерес представляли красичные жилы, а затем основной объем работ был направлен на отработку лестничных (полосовых) жил, залегающих в метасоматически преобразованных дайках гранитоидов. Цель данной работы – изучение взаимосвязи метасоматических преобразований даек с процессами формирования золотого оруденения. Нами были задокументированы стенки штреков, вскрывающих Андреевскую и Второпавловскую (гранит-порфиры II цикла), Первопавловскую и Елизаветинскую (плагиогранит-порфиры) дайки на глубине от –273 до –512 м, преимущественно, в пределах северной части рудного поля, и отобраны образцы для исследований. Описано 634 петрографических шлифа с выбором типовых образцов для проведения анализа распределения в них элементов-примесей методом ИСП-МС на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 (ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, аналитик В. А. Шишлов). Для построения генетической модели и выявления связи метасоматических процессов с рудообразованием проведены минераграфические исследования рудных агрегатов как пространственно связанных с метасоматитами, так и залегающих в кварцевых жилах.

Геологическое строение Березовского рудного поля детально описано в ряде работ [Бородаевский, Бородаевская, 1947; Поленов и др., 2013; Прибавкин и др., 2012]. Его важной особенностью является залегание даек гранитоидов в виде двух линейно вытянутых зон, сходящихся по падению в одну, в вулканогенно-осадочных породах новоберезовской свиты и в серпентинитах первомайского комплекса.

Как дайки, так и вмещающие породы претерпели значительные метасоматические преобразования с формированием кварцевых жил: полосовых (лестничных), залегающих в гранитовых дайках, и красичных, секущих дайки и вмещающие их породы.

Неизмененные гранит-порфиры и плагиогранит-порфиры – отчетливо порфировые породы с вкрапленниками (не более 50–55 %) плагиоклаза (олигоклаз № 25–30), щелочного полевого шпата, кварца и редкого биотита (рис. 1). Основная масса – мелко-тонкозернистый агрегат плагиоклаза, щелочного полевого шпата и кварца. Плагиогранит-порфиры содержат меньше кварца и щелочного полевого шпата, вплоть до полного отсутствия последнего. Количество вкрапленников не превосходит 40–45 %. Основная масса плагиогранит-порфиров состоит из плагиоклаза, кварца и щелочного полевого шпата.

В ходе метасоматических процессов биотит замещался мусковитовым агрегатом. Затем кварц-мусковитовый агрегат развивался по плагиоклазу и K-Na полевым шпатам. Последними метасоматическому замещению подвергались вкрапленники кварца. Конечным продуктом метасоматического преобразования гранитоидов является средне-мелкозернистый кварц-мусковитовый агрегат с многочисленными поздними

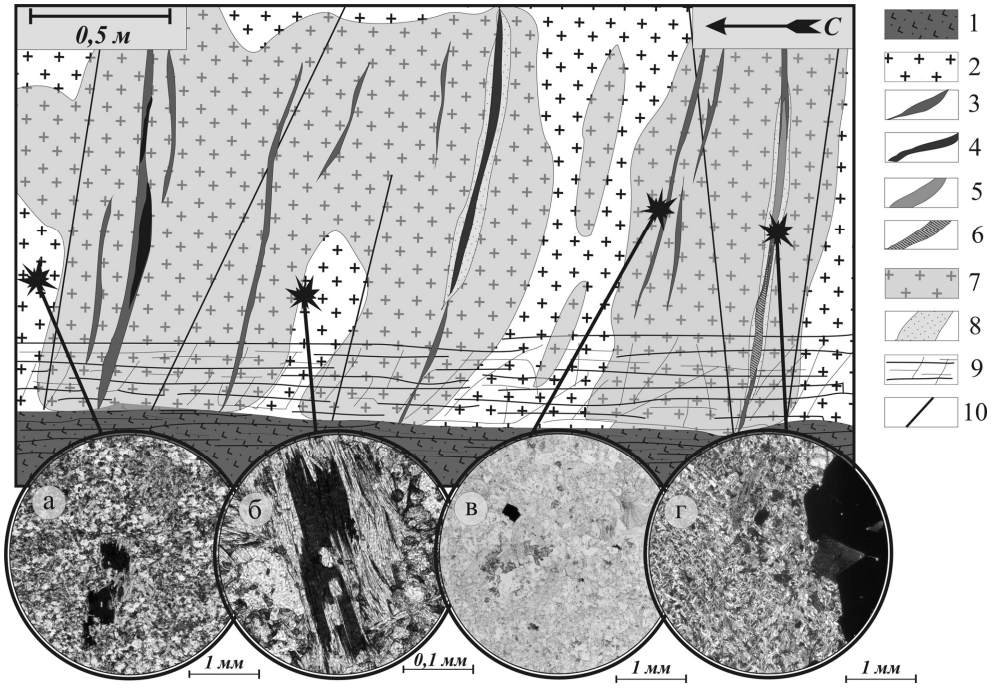


Рис. 1. Разрез Ильинской дайки с фотографиями шлифов типовых гранитов и метасоматитов: а – слабоизмененный гранит-порфир; б – замещение биотита мусковитом; в – кварц-мусковитовый метасоматит с пиритом; г – мусковитовый метасоматит на контакте с сульфидной жилой.

1 – лиственитизированные туфы основных пород; 2 – гранит-порфиры слабоизмененные; 3 – кварцевые жилы; 4 – сульфидные жилы; 5 – шеелитовые жилы; 6 – кварцевые жилы с кристаллами шеелита; 7, 8 – метасоматиты: 7 – кварц-мусковитовые, 8 – мусковитовые; 9 – небольшие трещины, развитые вдоль контакта дайки; 10 – крупные разрывные нарушения.

метакристаллами пирита. Такие метасоматиты развиты в приконтактовых частях полосовых кварцевых жил, что наблюдается в гранит-порфирах Андреевской и Второпавловской даек. Отмечены случаи, когда граниты полностью замещены кварц-мусковитовым агрегатом, что характерно для Ильинской и Севастьяновской даек в пределах Северной части рудного поля на горизонтах –342 и –362 м, соответственно.

Наряду с кварц-мусковитовыми метасоматитами распространены крупно-среднезернистые мусковитовые метасоматиты, развитые вдоль трещин, в отдельных случаях, выполненных кальцитом, агрегатом сульфидов или, редко, кварц-карбонатной жилой. В Ильинской и, отчасти, Второпавловской дайках отмечены мусковитовые метасоматиты вдоль кварцевых или кварц-карбонатных жил, содержащие кристаллы шеелита или, в редких случаях, нацело сложенные шеелитовым агрегатом. Особенностью этих метасоматитов является их повышенная пористость (до 8–10 % от общего объема породы).

Породы, в среднем, содержат 72–73 (гранит-порфиры и плагиогранит-порфиры), 65–67 (кварц-мусковитовые метасоматиты) и 50–54 (мусковитовые метасоматиты) мас. % SiO_2. Увеличение содержания новообразованного мусковита в породах сопровождается привносом K_2O, Al_2O_3 и выносом Na_2O. Ввиду этих преобразований кварц-мусковитовые и мусковитовые метасоматиты могут рассматриваться как гумбеиты. В целом, наблюдается привнос кремнекислоты в рудообразующую систему, однако в пределах гранитоидных даек перераспределение SiO_2 обусловлено также широким распространением кварцевых жил, источником кремнекислоты для которых являются, прежде всего, граниты [Попов, 1971].

В распределении элементов-примесей выявлены две геохимические ассоциации: 1) элементы, накапливающиеся при процессах метасоматического преобразования гранитоидов, и 2) элементы, накопление которых связано с формированием золоторудной минерализации. Процесс метасоматического замещения гранитоидов сопровождается накоплением РЗЭ с повышением содержаний Zr и Y. При образовании мусковитовых и кварц-мусковитовых метасоматитов увеличиваются содержания Be, Sn, и W. В мусковитовых метасоматитах отмечается рост концентраций Co и Ni, что связано с широким развитием пирита, а также пониженные содержания Pb и Cu. В кварц-мусковитовых породах последние два элемента накапливаются, что объясняется широким распространением галенита и блеклой руды наряду с пиритом. Корреляционный анализ выявил вхождение Bi, Sb, Pb, Au и Ag в золоторудную ассоциацию, т. к. основной объем самородного золота связан с блеклой рудой или козалит-айкинитовой минерализацией [Бородаевский, Бородаевская, 1947]. Наибольшие концентрации элементов-примесей золоторудной ассоциации характерны для кварц-мусковитовых метасоматитов (рис. 2), поскольку в них найдены единичные метакристаллы и агрегаты блеклой руды, халькопирита и галенита.

Большинство кристаллов пирита образовалось позже кварц-мусковитовых и мусковитовых метасоматитов и кварцевых жил. Позже пирита в кварцевых жилах образуются халькопирит, галенит и блеклые руды, о чем свидетельствует выполнение трещин этими минералами в пирите.

Мусковитовые метасоматиты являются наиболее высокотемпературными и развиваются по гранитам. Их формирование происходило при температурах, соответствующих нижнему пределу развития грейзенизации, на что указывает присутствие шеелита, и сопровождалось выносом кремнекислоты, которая в дальнейшем

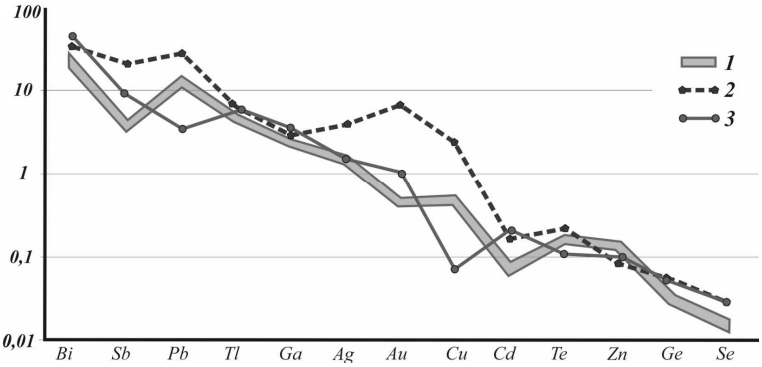


Рис. 2. Спайдер-диаграмма содержания типовых элементов золоторудной геохимической ассоциации, нормированных на хондрит [McDonough, Sun, 1995].

1 – поле гранит-порфиров и плагиогранит-порфиров (шесть анализов); 2 – среднее содержание элементов-примесей в кварц-мусковитовых метасоматитах (четыре пробы); 3 – среднее содержание в мусковитовых метасоматитах (четыре пробы).

была израсходована на кристаллизацию кварцевых жил. Менее высокотемпературными образованиями являются кварц-мусковитовые метасоматиты, которые по классификации [Плющев и др., 2012] относятся к березито-грейзенам. Они являются типичными околожильными метасоматитами.

По совокупности данных развитие мусковитовых грейзенов неблагоприятно для формирования золотого оруденения по причине высокотемпературных условий их образования. Вследствие выноса кремнекислоты, количество кварцевых жил в зонах развития грейзенов несущественно, а содержание золота в редких кварцевых жилах невелико. Однако распространение этих метасоматитов имеет существенное значение для последующего развития кварцевых жил в других частях дайковых тел гранитов. Наиболее благоприятны для формирования золотого оруденения кварц-мусковитовые березито-грейзены, сопровождающие многочисленные кварцевые жилы, со значительным распространением сульфидных минералов и в том числе сульфостибнидов и сульфоарсенидов, с которыми связан основой объем золотой минерализации.

Литература

Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 265 с.

Плющев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб: ВСЕГЕИ, 2012. 560 с.

Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Бабенко В. В. Березовское золоторудное месторождение кварцево-жильного типа – классический объект полихронного и полигенного генезиса // Литосфера. 2013. № 6. С. 39–53.

Попов В. А. Онтогения кварца Березовского золоторудного месторождения на Урале // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, 1971. 18 с.

Прибавкин С. В., Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г. Б. U-Pb возраст пород и оруденения Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) // Тр. ИГГ УрО РАН. 2012. № 159. С. 211–217.

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

В. И. Сначев
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
SAVant@inbox.ru

Динамика становления Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения оруденения на Буйдинском участке (Магнитогорская мегазона, Южный Урал)

Задача математического моделирования динамики кристаллизации и развития тепловых полей гранитоидных массивов в двухмерном варианте решена в конце 1970-х – начале 1980-х гг. [Демин и др., 1976; Демин, Сначев, 1981]. В дальнейшем она была незаслуженно забыта. Цель данного сообщения возродить интерес к проблеме, и создать трехмерную модель становления интрузивных тел с помощью современной компьютерной техники.

Ахуновский гранитный массив занимает значительную площадь (около 400 км^2) северной части восточного крыла Магнитогорской мегазоны. Вблизи него расположен ряд колчеданных месторождений и многочисленные золоторудные и редкометальные объекты (рис.). Массив по геологическим данным имеет средне-позднекаменноугольный возраст. Под воздействием массива некоторые колчеданные месторождения подверглись контактово-термальным преобразованиям [Сначев, 1982], а редкометальные и золоторудные – имеют предположительно близкий к ним возраст. В связи с этим было предпринято изучение температурного режима формирования массива с помощью метода математического моделирования тепловых полей, сущность которого изложена в работе [Демин и др., 1976].

Основой моделирования явились представления о геологическом строении рассматриваемой территории [Нестоянова, Ленных, 1959]. Она сложена палеозойскими вулканогенно-осадочными отложениями, которые образуют субмеридионально простирающиеся структуры. Ахуновский массив прорывает стратифицированные образования от ордовика до нижнего карбона. Он неоднороден по составу, в центральной части развиты пегматоидные граниты, которые к периферии сменяются плагиоклазовыми и, далее, микроклиновыми гранитами. Главная роль в строении массива принадлежит микроклиновой разновидности. Исследование расплавных включений в кварце микроклиновых гранитов показало, что он кристаллизовался при температурах 890–920 °С. Учитывая, что кварц выделяется из расплава позднее полевых шпатов, при расчетах температура массовой кристаллизации расплава принята равной 950 °С, а начальная температура – 1000 °С. Сопоставляя параметры первичных флюидных включений с температурами гомогенизации расплавных включений, установлено, что кристаллизация гранитоидов, находящихся на современном эрозионном срезе, происходила на глубине 3 км. Исходя из среднеземного температурного градиента, температура вмещающих пород принята равной 90 °С. Теплота скрытой кристаллизации гранитов – 70 кал/г.

Для расчета тепловых полей необходимы теплофизические параметры горных пород. В Институте геологии УНЦ РАН изучены теплоемкость, теплопроводность и температуропроводность главных разновидностей горных пород, слагающих рассматриваемую территорию. Теплофизические свойства некоторых образцов исследованы в широком интервале температур (20–700 °С). Это позволило провести моделирование

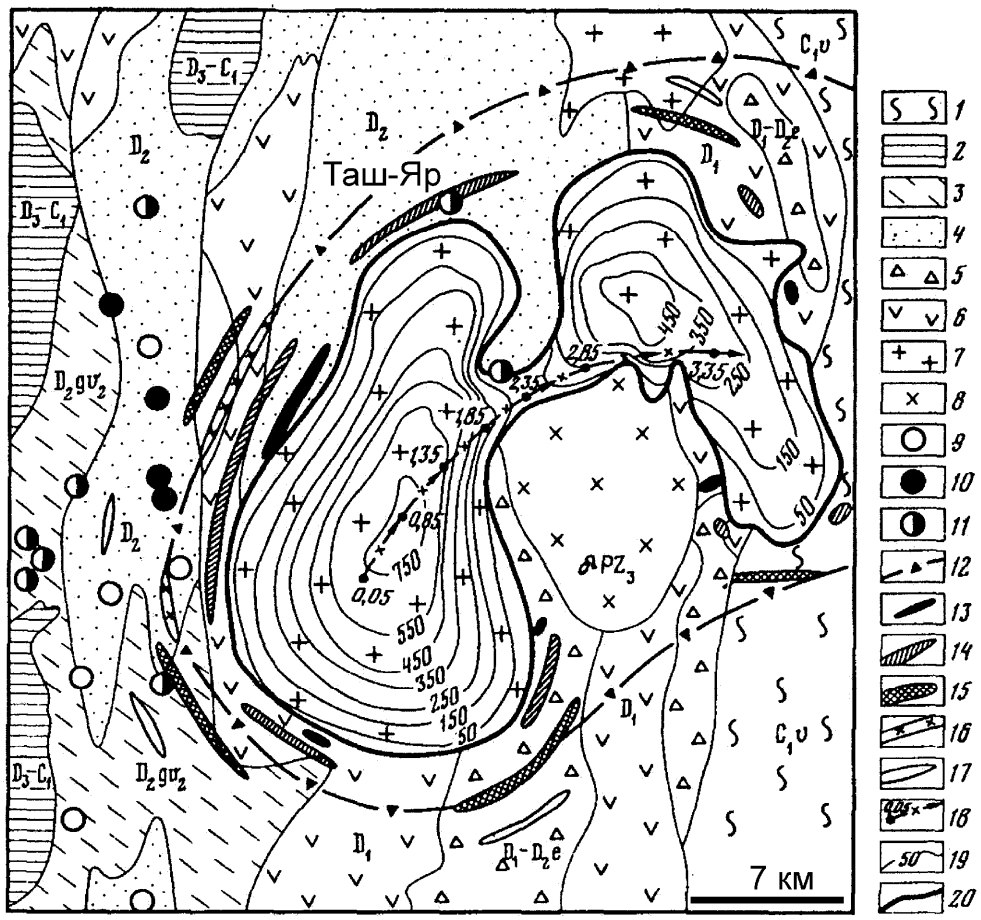


Рис. Схема геологического строения территории, прилегающей к Ахуновскому гранитному массиву, с элементами динамики тепловых полей.

1 – филлитовые и зеленые сланцы; 2 – флишоидные кремнисто-терригенные породы; 3 – осадочно-вулканогенные породы; 4 – базальты, андезиты, дациты, риолиты; 5 – туфогенные песчаники с прослоями базальтов; 6 – андезибазальты; 7 – граниты; 8 – диориты; 9–11 – месторождения и рудопроявления: 9 – серноколчеданные, 10 – медноколчеданные, 11 – колчеданно-полиметаллические; 12 – зона максимального развития изотермы 400 °С; 13–17 – зоны изотермической стабилизации (°С): 13 – 600, 14 – 500, 15 – 350, 16 – 400, 17 – 250; 18 – миграция центра максимальных температур во времени (время в млн лет); 19 – миграция границы твердая фаза-расплав, содержащий кристаллы (время в тыс. лет); 20 – контур Ахуновского гранитного массива.

тепловых полей с учетом установленных зависимостей теплофизических свойств вмещающих пород от температуры.

Температурное поле Ахуновского массива имело четко выраженный северо-восточный эксцентриситет. Это выявляется при анализе изменения конфигурации температурного поля во времени, перемещения во времени отдельных изотерм и миграции центра максимальных температур. Особенно ярко эксцентриситет проявлен

в смещении центра максимальных температур. Если в начальные моменты кристаллизации он находился на юге западной части массива, то 2 млн лет спустя центр прошел перемычку, а еще через 1.5 млн лет – сместился в крайнюю восточную часть интрузива. Скорость перемещения центра максимальных температур достигала 1.3 см/год. Северо-восточная ориентировка эксцентриситета хорошо видна, если построить ареалы максимального проникновения во вмещающие породы какой-либо изотермы (Lt, °C). На рисунке показана Lt – 400 °C. К югу от массива эта величина составляет не более 3 км, в то время как на востоке и северо-востоке от него она превышает 8 км. Причина такой асимметрии кроется, по-видимому, в теплофизической неоднородности территории.

Общей особенностью эволюции температурного поля является постепенное упрощение с течением времени конфигурации изотерм и уменьшение градиентов температур в экзоконтакте интрузива. Градиенты температур и скорости перемещения изотерм были неодинаковы в разных частях околоинтрузивной зоны. Наибольшие скорости движения температурных фронтов и градиенты температур характерны для восточной части интрузива. Процесс кристаллизации Ахуновского массива продолжался более 1 млн лет. Элементы динамики кристаллизации интрузива показаны на рисунке.

Скорости миграции изотерм зависят от множества параметров. По периферии массива существовали и такие участки, на которых на протяжении длительного интервала времени, сопоставимого с периодом кристаллизации массивов, тепловой фронт не перемещался. Такие участки (зоны изотермической стабилизации) несут важную информацию о концентрации связанного с гранитоидами оруденения [Золотарев, 1979]. Продолжительность стабилизации температур на подобных участках обеспечивает устойчивость протекания химических реакций, которые способны осуществляться в строго определенном температурном режиме. В первую очередь, это относится к устойчивости и полноте протекания процессов концентрирования рудного вещества.

В пределах рассматриваемой территории известен ряд колчеданных, вольфрамовых и золоторудных объектов. Первые тесно связаны с девонской вулканической деятельностью. Все они, за исключением Таш-Ярского месторождения, расположены за пределами развития изотермы 400 °C термального поля Ахуновского массива и не испытали контактового метаморфизма. Часть сульфидной руды Таш-Ярского месторождения была переотложена и сформировала самостоятельные регенерированные руды. Подобная ситуация отмечена и на Амурском стратиформном цинковом месторождении, расположенном в 3 км к западу от Суундукского гранитного массива [Серавкин, Сначев, 2012]. Сопоставление результатов математического моделирования с размещением благородно-редкометальных рудных объектов по периферии интрузии позволило установить, что их подавляющее большинство строго ложится в зоны изотермической стабилизации температур 350–550 °C. Особого внимания заслуживает Буйдинский участок.

Буйдинский участок площадью 35–40 км^2 расположен в западном экзоконтакте гранитной интрузии и приурочен к зоне Агыро-Буйдинского разлома, вытянутой в меридиональном направлении и трассирующейся на поверхности линзами серпентинитов, возможно, с хромитами [Савельев и др., 2006]. Геологическое строение участка простое. Его центральная часть, заключенная между двумя крупными разломами, сложена ордовикскими, силурийскими и нижнедевонскими

основными, средними и кислыми породами, прорванными дайками габбро, габбро-диоритов, габбро-долеритов.

В пределах Буйдинского участка известно несколько небольших месторождений и ряд рудопроявлений золота и вольфрама. Все они представлены шеелито- и золотоносными кварцевыми жилами в березитах и, реже, лиственитах. Шеелитовая минерализация в кварце распространена гнездообразно. В ассоциации с ней отмечена и небольшая вкрапленность сульфидов. Протяженность жил незначительная – несколько десятков-сотен метров. Простирание их северо-восточное, близкое к меридиональному, падение – западное. О происхождении жил нет единого мнения. Некоторые исследователи связывают их формирование с гидротермальной деятельностью Ахуновского массива, другие считают более реальной связь с близрасположенным габброидным интрузивным телом [Нестоянова, Ленных, 1959]. Автор данного сообщения поддерживает первую точку зрения.

Пространственно все рудопроявления Буйдинского участка можно разделить на две группы. Первая группа наиболее удалена от контакта Ахуновского массива, приурочена к зоне субмеридионального разлома (Ганеевское, Воронцовское, Белая жила, Игнатьевское и др.). Вторая расположена либо в восточной части габброидной интрузии, либо в зонах рассланцевания среднедевонских вулканогенных пород, вмещающих гранитный массив (Пик-Тау, Ахуновское, Острая горка, Арсламбаевское и др.). Важно, что ни одно рудопроявление первой группы не содержит шеелит в отличие от рудопроявлений второй группы. На возможное открытие на Буйдинском участке новых месторождений и рудопроявлений указывает еще и то, что шеелит и золото встречены здесь и во многих шлихах, взятых из мест вне сфер влияния известных шеелитоносных жил.

Наличие на Буйдинском участке зон стабилизации температур делает эту область очень перспективной на выявление высокотемпературного гидротермального оруденения. Интервал времени стабилизации изотерм 600 и 500 °С охватывает 350–850 тыс. лет, тогда как для изотерм 400, 350 и 250 °С он составляет 550–1350 тыс. лет. Это дает право считать перспективной на гидротермальные руды всю область, расположенную между зонами стабилизации изотерм 250 и 500 °С. Важность и правильность данного положения заключается еще и в том, что процесс рудоотложения, как известно, характеризуется не одной фиксированной температурой, а охватывает некоторый интервал. Не случайно все шеелитовые и золотые рудопроявления Буйдинского участка лежат строго в пределах указанной области. Только два рудопроявления (в 400 и 500 м от массива) располагаются внутри области стабилизации изотерм выше 500 °С. Образование их, вероятно, следует объяснять перегретым состоянием водных растворов в период формирования шеелит-кварцевых жил.

Литература

Демин Ю. И., Красс М. С., Яковлев Г. Ф. Исследования динамики становления магматических тел в рудных районах методом объемного моделирования на ЭВМ // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 1976. № 1. С. 3–18.

Демин Ю. И., Сначев В. И. Тепловые поля Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения в них оруденения // Доклады АН СССР. 1981. Т. 261. № 1. С. 152–156.

Золотарев В. Г. Зоны стабилизации температур в тепловых полях гранитоидов и расположение в них рудных месторождений // Методы геохимического прогнозирования. Прага, 1979. Т. 1. Вып. 1. С. 112–124.

Нестоянова О. Д., Ленных Г. А. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 листа N-40-XVIII. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 156 с.

Савельев Д. Е., Савельева Е. Н., Сначев В. И., Романовская М. А. К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2006. № 6. С. 3–8.

Серавкин И. Б., Сначев В. И. Стратиформные полиметаллические месторождения восточной провинции Южного Урала, Россия // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 3. С. 253–265.

Сначев В. И. Сравнительная характеристика степени преобразования колчеданных месторождений Весеннее и Таш-Яр // В кн.: Вулканизм и рудообразование Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 58–65.

А. В. Сначев
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
SAVant@rambler.ru

Геология Ларинского метаморфического купола и золотоносность углеродистых отложений булатовской толщи (Южный Урал)

Ларинский гранито-гнейсовый купол расположен в пределах Арамильско-Сухтелинской зоны и является южным продолжением Ильменогорско-Сысертского антиклинория. С запада от Магнитогорской мегазоны она отделяется Уйско-Новооренбургской зоной смятия, с востока от Восточно-Уральской мегазоны – Муранкинской зоной. Согласно последним геолого-съемочным работам, в стратиграфическом отношении в пределах рассматриваемой территории снизу вверх выделяются шеметовская (O_3šm) (картируется южнее и восточнее рассматриваемого участка и сложена преимущественно базальтами), булатовская (S_1–D_1bl) и краснокаменская (D_3kr) толщи (рис.) [Сначев и др., 2006]. Учитывая, что углеродистые отложения известны и явно преобладают лишь в составе булатовской толщи, подробно остановимся только на ней.

Толща (S_1–D_1bl) получила свое название по д. Булатово, где была детально описана и фаунистически охарактеризована [Плюснин и др., 1965]. Картируется она в виде серии полос субмеридионального простирания, ограниченных разломами. Местами границы подчеркнуты телами серпентинитов. Толща однородна по составу и сложена фтанитами: углеродисто-кремнистыми, углеродисто-глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами. В составе сланцев преобладает кварц (90–95 %), углеродистое вещество (УВ) (графит) составляет от 1 до 5 %, в незначительных количествах присутствуют серицит и биотит [Сначев и др., 2015]. Зерна кварца величиной от 0.001 до 0.08 мм обычно изометричные, с неровными краями. Углеродистое вещество образует равномерную пылевидно-точечную вкрапленность, часто настолько густую, что она делает породу совершенно непрозрачной. Серицит и биотит своей ориентированностью подчеркивают сланцеватость. Часто отмечаются реликты радиолярий овальной формы. В результате перекристаллизации происходит увеличение

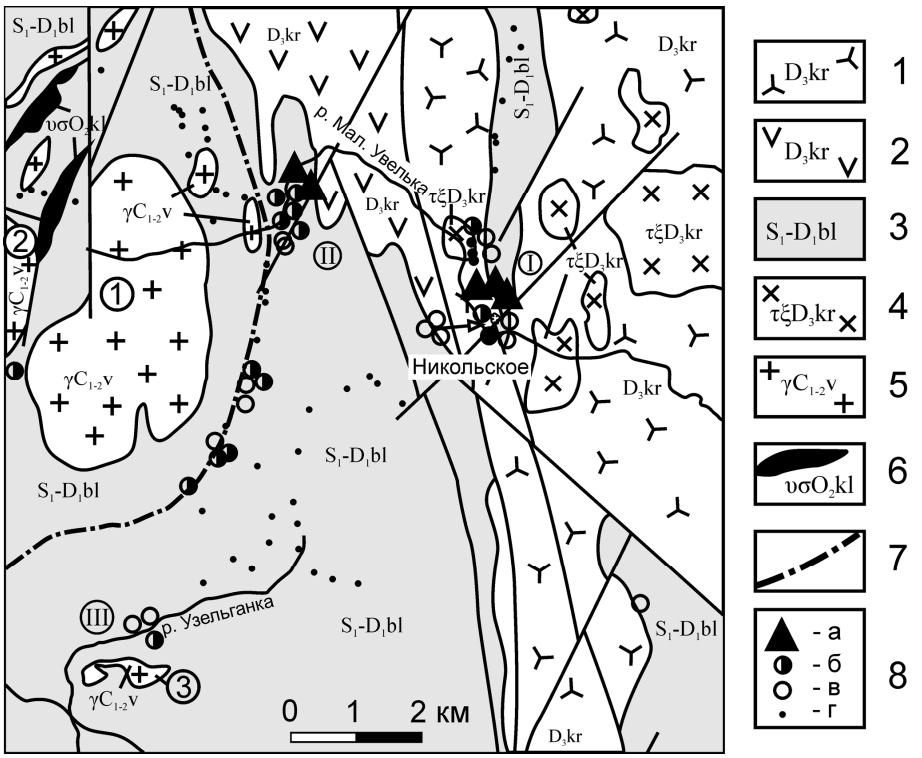


Рис. Геологическая карта обрамления Ларинского купола с вынесенными значимыми содержаниями золота.

1, 2 – краснокаменская толща: 1 – кремнистые алевролиты, прослои яшм и туфы кислого состава, 2 – трахибазальты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 3 – булатовская толща: углеродистые сланцы и алевролиты; 4 – краснокаменский комплекс: сиениты, кварцевые монцодиориты; 5 – варшавский комплекс: граниты мусковитовые с гранатом, гранито-гнейсы; 6 – куликовский комплекс: серпентиниты аподунитовые, апогарцбургитовые; 7 – граница амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма; 8 – содержания золота (г/т): а – более 1.0; б – 0.5–1.0; в – 0.1–0.5; г – менее 0.1.

Цифры в кругах: арабские – названия массивов: 1 – Первомайский, 2 – Ларинский, 3 – Приданниковский; римские – проявления золота: I – Никольское, II – Малоувельское, III – Приданниковское.

размера зерен кварца (до 0.01–0.02 мм) и выгорает часть УВ. При этом сланцы осветляются и приобретают пятнистые и полосчатые текстуры. Углеродисто-кремнистые сланцы обычно содержат вкрапленность пирита, пирротина, магнетита. Мощность булатовской толщи достигает 800–900 м.

Ее возраст (поздний лландовери на границе с венлоком) определен на основании находок фауны граптолитов у д. Булатова [Плюснин и др., 1965]. В другом блоке сланцев к западу от пос. Мирный найдены конодонты *Ozarkodina aff. ziegleri Wall.*, характерные для позднего силура, а также граптолиты и конодонты, включенные в комплекс остатков нижнего девона [Пучков, Иванов, 1989]. Таким образом, возраст булатовской толщи охватывает интервал от раннего силура до раннего девона.

В пределах Ларинского купола аповулканические амфиболиты снизу вверх и от центра к периферии купола сменяются гранат-слюдистыми и графитистыми кварцитами. Эти породы прорываются гранитоидами Первомайского и Ларинского массивов (C_{1-2}, по другим данным P_1), образующими двуглавую структуру [Чесноков, 1971], осложненную поперечными, диагональными и дугообразными нарушениями, которые контролируются согласными телами метагипербазитов. На расстоянии первых километров от гранитоидов к сланцам минеральные парагенезисы амфиболитовой фации сменяются ассоциациями эпидот-амфиболитовой, а затем зеленосланцевой фаций и образуют серию концентрических зон.

С помощью термогравиметрического анализа нами изучены углеродистые сланцы и кварциты в пределах обрамления Ларинского купола и получены значения максимальных температур экзотермического эффекта для $C_{орг}$ (табл. 1). Бóльший интерес представляют не абсолютные цифры, а распределение температур по площади. Построение карты изолиний значений температур экзотермического эффекта позволило выделить зоны с различной степенью метаморфических преобразований.

Детальное геологическое картирование восточного обрамления Ларинского купола и опробование на золото высокометаморфизованных, а также сульфидизированных и окварцованных кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи

Таблица 1

Температура выгорания и содержание $C_{орг}$ в сланцах булатовской толщи по результатам термического анализа

№ п/п	№ обр.	Δt, °C	$C_{орг}$, %	№ п/п	№ обр.	Δt, °C	$C_{орг}$, %
1	5529-18	750	3.0	18	Ник-7/2	720	1.0
2	5530-180	660	0.7	19	Ник-7/4	710	2.0
3	Н-24/2	680	1.3	20	Ник-8	720	1.7
4	Н-17/1	730	1.1	21	Пл-5/1	770	5.1
5	Лр-10	755	2.8	22	Пл-5/2	740	4.2
6	Мс-1/2	740	1.0	23	Пл-5/3	720	2.1
7	Мс-11	730	3.5	24	Пл-7/1	730	0.6
8	Мс-5	720	1.5	25	Пл-23/1	790	2.8
9	Мс-7	740	3.2	26	Пл-23/3	730	2.0
10	Мс-8/1	730	1.8	27	Ув-3/3	730	1.5
11	Ник-1/2	690	0.8	28	Ув-5/1а	690	3.3
12	Ник-10/6	740	2.7	29	Ув-5/1б	690	2.9
13	Ник-12/1	710	0.8	30	Чб-3	730	1.3
14	Ник-12/2	700	1.6	31	Н-25/1	термоинертные пробы до 1000 °C	
15	Ник-13	700	1.2	32	Н-6/2		
16	Ник-14/2	740	2.4	33	Н-5/1		
17	Ник-4/3	770	3.0	34	Лр-15		

Примечание. 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.

Таблица 2

Результаты микрозондового анализа золота проявления Никольское (в %)

№ анализа	Au	Ag	Os	Ir	As	Se	Cr	Co	Ni	Cu	Sn	Sb
51	88.58	10.94	0.07	0.05			0.17		0.03	0.13		0.02
52	90.81	8.07			0.24	0.35		0.05		0.38	0.08	0.02

Примечание. Сумма элементов приведена к 100 %, пустая ячейка – содержание ниже порога чувствительности прибора. Анализ выполнен в лаборатории физических методов исследования минералов МГУ на микрозонде CAMEBAX SX50 (CAMECA) с применением эталонов (аналитик И. А. Брызгалов).

показали его высокие содержания. Наиболее значимые из них приведены на рисунке. Особого внимания заслуживают представительные разрезы булатовской толщи, отмеченные по полотну и бортам щебеночного карьера у северной окраины пос. Никольский, а также в небольшом карьере на правом берегу р. Мал. Увелька (у плотины), где отмечены значения золота в 3.6 и 4.9 г/т. Этот участок назван Малоувельским [Сначев и др., 2015]. В пробах-протолочках из кварцевых жил, развитых среди углеродистых сланцев Никольского проявления, отмыты и проанализированы небольшие золотины размером 0.05×0.15 мм (табл. 2). Золото проявления высокопробное (до 918 ‰) и содержит незначительные примеси As, Se и Cu, что обычно свойственно самородному золоту большинства месторождений золото-кварцевой формации Урала [Сазонов и др., 2011].

Ранее нами была показана приуроченность золотосульфидной минерализации к определенным субфациям зеленосланцевой фации метаморфизма, которая считается зоной осаждения золота, в то время как более высокотемпературные фации – зонами потенциального выноса [Сначев и др., 2008; 2013; Сначев, Сначев, 2014]. В результате обработки полученных данных выявилась закономерность размещения повышенных содержаний золота: все точки с промышленными значениями укладываются в область развития пород зеленосланцевой фации (см. рис.). Наиболее значимые содержания (Малоувельское, Никольское, Приданниковское проявления) приурочены к внешней высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации и зонам интенсивной метасоматической переработки пород, обусловленным становлением субщелочных массивов краснокаменского комплекса у пос. Никольский. В пределах амфиболитовой фации нет ни одной точки с содержанием золота выше 0.01 г/т, все они имеют значения данного металла либо в области сотых долей грамма на тонну, либо – ниже чувствительности метода.

Таким образом, сульфидно-вкрапленный тип оруденения, выявленный в пределах кремнисто-углеродистых отложений обрамления Ларинского купола, имеет отчетливый литолого-структурный контроль – избирательную приуроченность к углеродистым отложениям, особенно к интенсивно дислоцированным, окварцованным и сульфидизированным породам. Проявление зонального метаморфизма в пределах Ларинского купола способствовало миграции и переотложению золоторудной минерализации. Приуроченность последней к внешней зоне зеленосланцевой фации метаморфизма не вызывает сомнения и является важным поисковым признаком при поисках золотого оруденения.

Литература

Плюснин К. П., Плюснина А. А., Зенков И. И. Новые данные о граптолитовых сланцах восточного склона Южного Урала // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1965. № 11. С. 121–123.

Пучков В. Н., Иванов К. С. К стратиграфии черносланцевых толщ на востоке Урала // Ежегодник–1988. Свердловск: ИГиГ УФАН СССР, 1989. С. 4–7.

Сазонов В. Н., Коротеев В. А., Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Великанов А. Я. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.

Сначев А. В., Пучков В. Н., Савельев Д. Е., Сначев В. И. Геология Арамильско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. 176 с.

Сначев А. В., Рыкус М. В., Сначев М. В., Романовская М. А. Модель золотообразования в углеродистых сланцах Южного Урала // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2013. № 2. С. 49–57.

Сначев А. В., Сначев В. И., Романовская М. А. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Ларинского купола (Южный Урал) // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2015. № 2. С. 58–67.

Сначев В. И., Пучков В. Н., Савельев Д. Е., Мосейчук В. М., Сначев А. В., Шиянова А. А., Рыкус М. В. Рудоносность конгломератов и углеродистых отложений северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Тр. Южно-Уральского государственного природного заповедника. Уфа: Принт, 2008. С. 198–209.

Сначев В. И., Сначев А. В. Закономерности размещения золоторудных проявлений в углеродистых отложениях Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2014. № 2. С. 79–87.

Чесноков С. В. Проблема ильменогорских гнейсов // Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Труды Ильменского государственного заповедника. Вып. IX. Т. 1. Свердловск: УФАН СССР, 1971. С. 33–60.

Е. О. Олейникова[1], М. В. Заботина[2]

[1] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
miass10oleynikova@mail.ru
[2] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Золото Алтын-Ташского месторождения (Южный Урал)

(научный руководитель д.г.-м.н. Е. В. Белогуб)

В последнее время возрастает интерес к небольшим месторождениям золота в лиственитах Южного Урала в связи с истощающимися запасами крупных объектов. Для решения производственных задач важна детальная характеристика золота, особенностей его морфологии и состава. Золото этого типа месторождений характеризуется высокой пробностью и незначительными содержаниями примесей [Сазонов и др., 2001]. Поводом для написания работы послужили находки ртутистого золота в пробах, отобранных из керна скважин месторождения Алтын-Таш. Цель работы – обобщение данных о составе, морфологии и ассоциациях золота и выяснение происхождения ртутистого золота на данном месторождении.

В ходе исследования две пробы усредненной руды были отмыты в воде до серого шлиха и доведены до получения тяжелого концентрата в бромоформе. Магнитная сепарация проводилась с помощью магнита Сочнева. В итоге пробы были разде-

лены на крупную, среднюю и тонкую, немагнитную, электромагнитную и магнитную фракции, которые изучены под бинокулярным микроскопом. Зерна золота были отобраны вручную и приклеены на токопроводящий скотч. Состав золота определен при помощи сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 TESCAN с ЭДА (аналитик И. А. Блинов).

Алтын-Ташское месторождение располагается в 40 км к югу от Миасса и 1 км восточнее пос. Алтын-Таш и приурочено к одноименной зоне рассланцевания в северной суженой части Магнитогорского прогиба, которая примыкает с запада к зоне Главного Уральского разлома [Лобанов и др., 1974ф; Сазонов и др., 2001]. Зона рассланцевания находится в блоке, заключенном между двумя субмеридиональными разломами, которые контролируются небольшими вытянутыми телами серпентинизированных ультрамафитов. Рудные тела представлены небольшими кварцевыми жилами и лиственитами с рассеянной тонкой вкрапленностью сульфидов. Содержание золота на месторождении неравномерно и достигает 19–25 г/т [Лобанов и др., 1974ф]. Месторождение отрабатывалось старателями, в настоящее время там имеется несколько неглубоких карьеров и шурфов, в 2012 и 2016 гг. оценочные работы проведены АО «ЮжУралЗолото».

Главные рудные минералы на месторождении – пирит и халькопирит. Редкие минералы включают сфалерит, галенит, молибденит, пирротин, блеклые руды (теннантит и тетраэдрит с высоким содержанием As), арсенопирит, борнит, айкинит, тетрадимит, теллуровисмутит, алтаит, мелонит, фробергит, самородный теллур, миллерит, герсдорфит, линнеит, пирротин, пентландит [Лобанов и др., 1974ф; Попов, Спирин, 1998; наши данные]. При разведочных работах на основании оптических исследований были диагностированы гессит и петцит (?) [Лобанов и др., 1974ф]. Также в рудах присутствуют магнетит, гематит и реликтовый хромит. Руды вблизи поверхности окислены, основные гипергенные минералы: ковеллин, гетит, самородная медь и глинистые минералы. Нерудные минералы золотоносных пород – кварц, альбит, разновидности мусковита (фуксит, серицит), хлорит, карбонаты ряда доломит-анкерит и кальцит. В рудах широко распространены оксиды титана, турмалин, циркон, апатит, встречены ксенотим и флюорит. Золото преимущественно встречается в самородной форме.

Изученные пробы из сланцеватых метасоматитов березит-лиственитовой формации состоят из кварца, альбита и анкерита с незначительным присутствием фуксита, серицита, парагонита, пирита и халькопирита. Золото преимущественно свободное, а также образует включения в кварце и пирите. Встречается в трещинах в пирите, иногда срастается с халькопиритом. Свободное золото преимущественно имеет форму пластинок, комковатых зерен, редко дендритов и сростков кристаллов, срастается с нерудными минералами и содержит тонкие включения мусковита и кварца (рис.). Встречается желтое и белое золото. Желтое золото преобладает, его размер составляет 100–280 мкм, иногда до 0.6 мм. Примесь Ag составляет 3–6 мас. %, Золото во включениях в пирите и кварце также высокопробное (Ag 1.74–3.66, редко 5.72–5.96 мас. %, табл.). Зерна белого золота имеют размер от 50 до 260 мкм, тонкопористую поверхность и зональное строение. Внешняя пористая зона с невыдержанной мощностью 5–20 мкм содержит 20–25 мас. % Hg, в центре зерен золото высокопробное. Повышенные концентрации Hg также были установлены в трещине в зерне золота. Из двух изученных проб ртутистое золото было найдено только в одной. Структура и выдержанный состав кайм позволяет предположить наложенный, более поздний характер ртутистого золота.

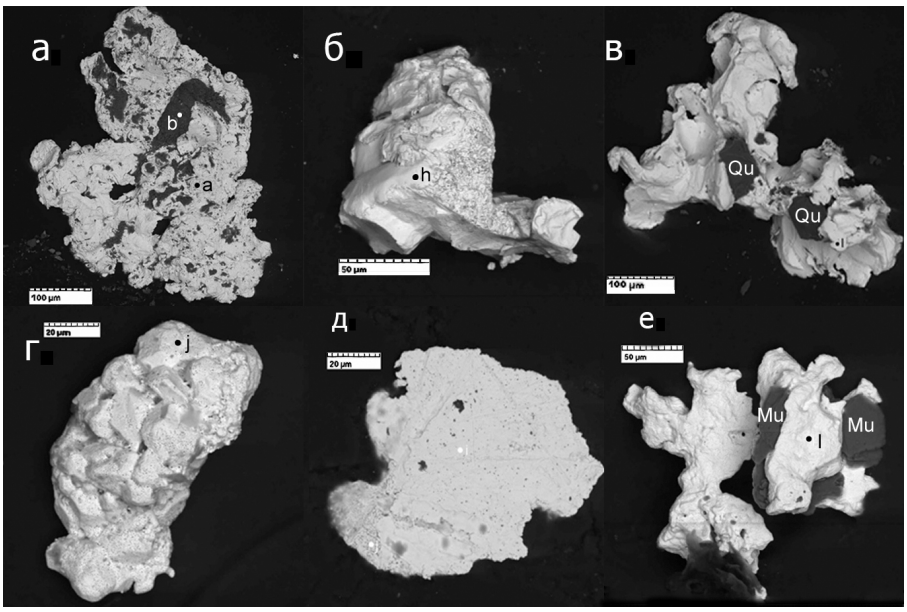


Рис. Морфология высокопробного (а–в) и ртутистого (г–е) золота Алтын-Ташского месторождения: а – пластинчатое; б – комковатое; в – сросток крючковатого золота с кварцем (Qu); г – сросток кристаллов золота, покрытый ртутистой пленкой с пористой поверхностью; д – сечение зонального зерна с ртутистой каймой и высокопробным центром; е – дендрит ртутистого золота в сростке с мусковитом (Mu).

Ранее на месторождении было описано более низкопробное золото с варьирующим составом (до 23 мас. % Ag, 1.74 мас. % Cu и 0.53 мас. % Hg) в окисленных сульфидно-кварцевых прожилках [Мелекесцева и др., 2011]. Этими же авторами в гетите установлено золото с минимальным содержанием Ag, предположительно, испытавшем гипергенное очищение [Петровская, 1973].

Природное ртутистое золото преимущественно образуется в эпитермальных системах из низкотемпературных растворов [Осовецкий, 2012 и ссылки внутри] в результате субповерхностной гидротермальной деятельности, в основном, связанной с субаэральным щелочноземельным вулканизмом. К типоморфным особенностям гипогенного ртутьсодержащего золота относят пониженную пробность, плотное строение, оно слагает золотины целиком или образует в более высокопробной матрице каймы или прожилки. Обычно гипогенные амальгамы представлены золотосеребртутными твердыми растворами, содержащими до 15 мас. % Hg, причем концентрации Ag и Hg обнаруживают прямую коррелятивную связь [Мурзин, Малюгин, 1987]. Вторичное ртутистое золото нередко встречается в зонах окисления месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации и россыпях. Развитие амальгам происходит преимущественно с поверхности золотин, где они образуют пористые, иногда ажурные, каймы.

Месторождения лиственитового типа, к которому принадлежит Алтын-Таш, тяготеют к зоне Главного Уральского разлома, сопровождаемого гипербазитами. Многие исследователи считают, что высокое содержание Hg (до 10 мас. % и более) в золоте является индикатором процессов тектоно-магматической активизации, которые

Таблица

Состав золота месторождения Алтын-Таш (мас. %)

№ п/п	№ лаб.	Ag	Au	Hg	Сумма	Формула	Примечание
1	16090a	5.72	93.63		99.35	$Au_{0.90}Ag_{0.10}$	включения в пирите
2	16090b	5.96	93.69		99.65	$Au_{0.90}Ag_{0.10}$	
5	16092a	3.40	96.60		100	$Au_{0.94}Ag_{0.06}$	
6	16092e	2.60	97.40		100	$Au_{0.95}Ag_{0.05}$	
7	16092f	2.91	97.09		100	$Au_{0.95}Ag_{0.05}$	
8	16092h	2.92	97.08		100	$Au_{0.95}Ag_{0.05}$	сростки с халькопиритом
9	16092j	2.84	97.16		100	$Au_{0.95}Ag_{0.05}$	
3	16090d	1.74	97.48		99.22	$Au_{0.97}Ag_{0.03}$	включения в кварце
4	16090e	2.39	96.69		99.08	$Au_{0.96}Ag_{0.04}$	
10	16092l	3.24	96.76		100	$Au_{0.94}Ag_{0.06}$	
11	16092m	3.66	96.34		100	$Au_{0.94}Ag_{0.06}$	
12	16093b	3.66	96.34		100	$Au_{0.94}Ag_{0.06}$	сросток с кварцем
Свободные зерна							
13	16101a	2.92	97.3		100.22	$Au_{0.95}Ag_{0.05}$	центр
14	16101b	3.38	96.62		100	$Au_{0.94}Ag_{0.06}$	центр
15	16101c	2.78	72.18	25.04	100	$Au_{0.71}Hg_{0.24}Ag_{0.05}$	кайма
16	16101d	3.12	93.17	3.71	100	$Au_{0.91}Ag_{0.06}Hg_{0.04}$	трещина
17	16101e	3.27	96.73		100	$Au_{0.94}Ag_{0.06}$	центр
18	16101f	3.35	72.83	23.82	100	$Au0_{.71}Hg_{0.23}Ag_{0.06}$	кайма
19	16101h	6.27	93.48		99.75	$Au_{0.89}Ag_{0.11}$	центр
20	16101i	3.61	96.39		100	$Au_{0.94}Ag_{0.06}$	центр
21	16101j	1.49	75.6	22.91	100	$Au_{0.75}Hg_{0.22}Ag_{0.03}$	кайма
22	16101k	6.91	93.09		100	$Au_{0.88}Ag_{0.12}$	центр
23	16101l	4.15	71.63	24.22	100	$Au_{0.70}Hg_{0.23}Ag_{0.07}$	кайма
24*	Среднее из 50	14,01	84,08	0,06	99,15		из сульфидно-кварцевых прожилков

Примечание. Формулы рассчитаны на сумму катионов [Au+Ag+Hg] = 1; * – данные [Мелекесцева и др., 2011].

приводят к интенсивной миграции рудоносных растворов по глубинным разломам [Осовецкий, 2012 и ссылки внутри]. Более того, было отмечено, что ртутистое золото встречается во многих россыпях Урала, сопряженных с мафит-ультрамафитами [Сазонов и др., 2001]. Процесс природной амальгамации считается эффективным механизмом аккумуляции и концентрирования частиц тонкого и пылевидного золота в приразломных зонах [Осовецкий, 2012 и ссылки внутри].

Однако далеко не все найденное на месторождении золото содержит в своем составе Hg. Ее экстремально высокие содержания встречаются только в каймах, развитых вокруг золота с составом, типичным для изученного типа рудоносных

метасоматитов. Кроме того, между Ag и Hg в золоте месторождения отсутствует корреляция, характерная для гипогенных амальгам. Месторождение сформировалось при температуре 200–400 °С и давлении 1–3 кбар [Мелекесцева, Юминов, 2015], значительно превышающем давление при формировании близповерхностных эпитермальных месторождений. Таким образом, наиболее вероятно, что ртутистые каймы сформировались на некоторых зернах золота месторождения в результате локального интенсивного привноса Hg, связанного с использованием старателями методики амальгамации при извлечении золота.

Литература

Лобанов Д. А., Усенко С. П., Деменев Ф. П. Отчет о поисковых работах на рудное золото, проведенных Золотогорским отрядом в 1972–1973 гг. в пределах Алтын-Ташского рудого поля. Верхняя Пышма, 1974ф. 312 с.

Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А., Зайков В. В., Юминов А. М. Минералы золота и серебра Мечниковского и Алтын-Ташского золоторудных месторождений в лиственитах, Южный Урал // Минералогия Урала–2011. Сборник научных статей. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 111–115.

Мелекесцева И. Ю., Юминов А. М. Условия формирования золото-кварцевых жил Мечниковского и Алтын-Ташского месторождений, Южный Урал: результаты термобарогеохимических и изотопных исследований // Минералогия. 2015. № 2. С. 58–67.

Мурзин В. В., Малюгин А. А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.

Осовецкий Б. М. Наноскульптура поверхности золота. Пермь: ПГНИУ, 2012. С. 177–205.

Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.

Попов В. А., Спирин А. В. О находке миллерита и пентландита в золоторудном месторождении Алтын-Таш // Минералогия Урала–1998. Миасс: ИМин УрО РАН. 1998. Т. II. С. 71–72.

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.

Г. Р. Манбетова
Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
manbetova.susu@gmail.com

Обломочный материал плотика Александровской золоторудной россыпи (Южный Урал)

(научный руководитель к.г.-м.н. А. М. Юминов)

Александровское золоторудное поле находится в 1–3 км северо-западнее одноименного поселка (Кизильский р-н, Челябинской обл.) и располагается на южном фланге Гумбейской островодужной зоны девонского возраста [Зайков и др., 2004ф]. Оно приурочено к зоне контакта пород гумбейского вулканического комплекса (D_2gm_2), сложенного андезибазальтами, песчаниками и агломератовыми брекчиями с вышележащими кремнисто-терригенными породами новобуранной свиты (D_2nb_1). Золотоносная система была сформирована в субмаринных условиях на завершающей стадии развития палеоостровной дуги и имеет многоярусное сложение. В ней выде-

лены три рудоносные зоны: Западная, Центральная и Восточная. Последняя является объектом настоящих исследований. Территория участка хорошо изучена. На ней проводились геолого-съемочные и поисковые работы [Чайко и др., 1962ф; Зайков и др., 1991], также геофизические [Черныш, Ромашов, 1965ф] и геохимические [Юшков, Ибрагимов, 1978ф] изыскания. Последние работы, связанные с поисками золота, выполнены В. В. Зайковым с соавторами [1994, 1998, 2004, 2014, 2015] и продолжаются в настоящее время.

Цель работы состояла в анализе обломочного материала Александровского золоторудного поля. Задачей исследования стала характеристика петрографических особенностей и гранулометрии обломочного материала наиболее продуктивного слоя золотоносной россыпи. С плотика были отобраны и промыты десять шлиховых проб общим весом до 300 кг. Весь обломочный материал после объединения был отквартован и классифицирован по типам (петрографический состав, размер, степень окатанности и т. п.).

Россыпь неоген-четвертичного возраста имеет длину более 1000 м при ширине в поперечнике 50–100 м, мощность – от 0.5 до 2.5 м. Она ориентирована субмеридионально и расположена на гребне небольшого хребта. Западный и восточный фланги денудированы. По предварительным расчетам среднее содержание Au в россыпи составляет 2 г/м^3, прогнозные ресурсы – до 1 т [Зайков и др., 2004ф]. В россыпи выявлены неокатанные зерна высокопробного (850–950 ‰) золота размером до от 0.0n до 1.5 см [Зайков и др., 2009].

Сводный разрез россыпи включает (сверху вниз) почвенно-растительный слой, бурые каолинит-хлорит-иллит-монтморилонитовые суглинки со щебнем и редкой галькой пород различного состава, погребенные почвы, золотоносный слой красно-бурых суглинков с «бобовником», дресвой и щебнем и кору выветривания по андезибазальтам и песчаникам (рис. 1). Почвенно-растительный слой фиксируется на всем протяжении разреза и имеет мощность 0.1–0.3 м, местами до 1.5 м. Бурые суглинки имеют мощность 0.3–1.0 м. Погребенные почвы мощностью до 0.5 м появляются в местах старых выработок. Золотоносный слой сосредоточен на плотике и образует прерывистый горизонт мощностью 0.4–1.5 м в виде линз и карманов на коре выветривания. Кора выветривания представлена рыхлыми желтовато-серыми суглинками и супесью с редкими обломками выветрелых пород.

Количество обломочного материала в продуктивном слое варьирует в пределах 20–40 % от общего объема пробы. Каменный материал различен по составу (табл., рис. 2). Среди обломков отмечены кварц, андезибазальты, джаспериты, бурые железняки, силициты и кавардачные отложения (бобовник с обломками конгломератов).

Кварц представлен обломками различной степени окатанности. Преобладают неокатанные и плохоокатанные разности. Размер обломков составляет 0.5–11 см в поперечнике. Большинство из них имеет комковатое сложение, иногда в небольших полостях фиксируются щетки и друзы мелких кристаллов. Часть образцов в различной степени лимонитизирована. На поверхности отдельных обломков видны корки карбонатно-глинистого вещества.

Андезибазальты образуют обломки плитчатой формы размером от 0.5 до 3 см. Цвет – светло-серый с зеленоватым оттенком. Местами лимонитизированные. Образцы легко крошатся в руке. Из-за мягкости материала поверхность сглаженная, но окатанность обломков плохая.

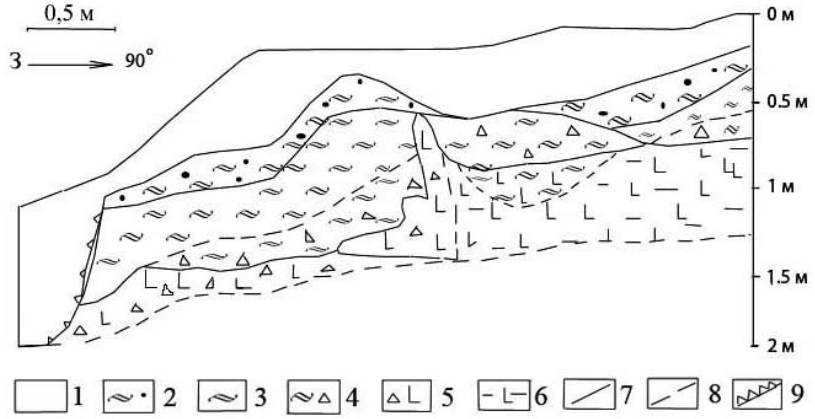


Рис. 1. Схема геологического строения восточной части северного борта траншеи № 1.

1 – почвенно-растительный слой, 2 – бурые глины со щебнем и редкой галькой, 3 – погребенные почвы, 4 – красно-бурые суглинки и глины с бобовником, 5 – суглинистая кора выветривания по андезибазальтам, 7 – геологические границы слоев, 8 – границы фаций, 9 – контур старательской выработки.

Таблица

Характеристика обломочного материала плотика Александровской россыпи

Состав обломков и краткая характеристика	Степень окатанности	Размер*, см	Примерный объем, %
Кварц молочно-белый, местами полупрозрачный, плотного комковатого сложения, на поверхности с пленками и корками оксидов и гидроксидов железа	Неокатанные	2–11 (3)	35
	Плохоокатанные	0.5−3 (1.5)	30
	Слабоокатанные	0.7−2.5 (1)	10
	Окатанные	1−2 (1.5)	25
Андезибазальты серые с зеленоватым оттенком, сильно выветрелые, легко крошатся в руке, плитчатые толщиной 0.5−1.5 см, частично лимонитизированные	Неокатанные	0.5−1.5 (0.5)	10
	Плохоокатанные	1−3 (1.5)	45
	Слабоокатанные	0.5−2 (1)	40
	Окатанные	1−1.5 (1)	5
Джаспериты темно-красные до бурых, плотные, плитчатые, некоторые с тонкими прожилками кварца	Неокатанные	0.7	5
	Плохоокатанные	0.7−1.5 (1)	15
	Слабоокатанные	0.5−1.7 (1)	60
	Окатанные	0.5−2 (0.7)	20
Силициты зеленовато-серые, твердые, с острыми краями, плитчатые	Неокатанные	0.5	20
	Плохоокатанные	1	20
	Окатанные	0.5	60
Бурые железняки черные, темно-красные, буровато-коричневые	Неокатанные	1.5−2 (1.5)	100
Бобовник (овальные гематит-кварцевые агрегаты)	Окатанные	0.7−0.8 (0.5)	100
Конгломераты желтовато-серые с бобовинами, сцементированные карбонатно-глинистым веществом	Неокатанные	0.5−1.5 (0.7)	100

Примечание. * – минимальные–максимальные значения (в скобках дан средний размер).

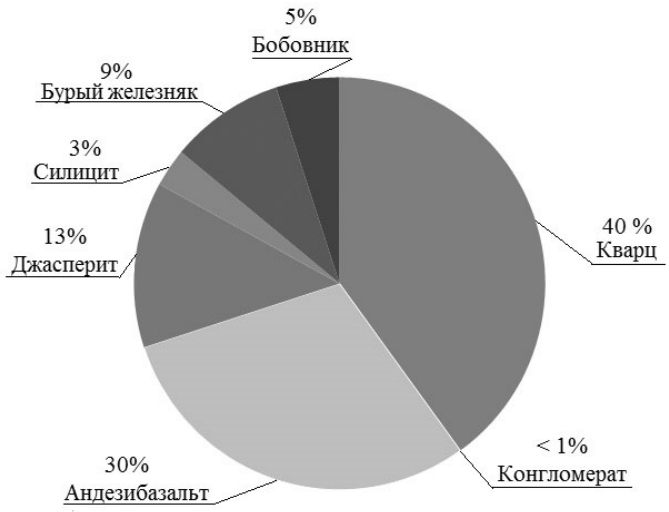


Рис. 2. Петрографический состав обломочного материала плотика Александровской золотоносной россыпи.

Джасперииты от темно-красного до бурого цвета. Размер обломков от 0.7 до 2 см. В подавляющем большинстве слабоокатанные.

Силициты представлены угловатым материалом. Характерной чертой является высокая твердость породы. Цвет серый, иногда с зеленоватым оттенком. Края остроугольные. Размеры обломков в поперечнике достигают 1 см.

Среди *бурых железняков* четко выделяются три вида: черные (плотные с ноздреватой, реже ящичной текстурой), коричневые (имеющие плитчатое сложение) и красные (характеризуются охристыми, ноздреватыми текстурами и вкрапленным распределением пор). Все обломки, как правило, не окатаны. Размеры не превышают 2 см в поперечнике.

Бобовник представлен окатанными обособлениями округлой или овальной формы темно-коричневого цвета, диаметром не более 0.3−1.0 см. Состав – кварц-гетитовый. В нем иногда отмечается наличие кубических псевдоморфоз лимонита по пириту размером 0.2−0.4 мм.

Конгломерат встречается крайне редко и представлен слабо сглаженными обломками карбонатно-глинистых стяжений, содержащими описанный выше бобовник. Доля цемента составляет более 60 %.

Таким образом, неокатанная и слабоокатанная форма большинства обломков Александровской россыпи характерна для делювиально-пролювиального материала. По характеру материала россыпь не соответствует аллювиальному типу, хотя и находится в непосредственной близости от русла р. Б. Караганка, и, скорее всего, является ложковой. Все породы являются местными, коренные выходы фиксируются на удалении 0–1.5 км от россыпи. Неокатанная форма золота свидетельствует о близости коренного источника.

Литература

Зайков В. В., Анкушева Н. Н., Юминов А. М., Зайкова Е. В. Аркаим: древние рудоносные вулканы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 194 с.

Зайков В. В., Зайкова Е. В. Лисьи горы – новый перспективный участок на золото-полиметаллическое оруденения курасанского типа // Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1994.

Зайков В. В., Муфтахов В. А., Юминов А. М. Информационный отчет по договору с ООО «Геоновация» «Минералого-петрографическое изучение руд и вмещающих пород лицензионного участка «Амамбайский». Миасс: ИМин УрО РАН, 2015ф.

Зайков В. В., Юминов А. М., Новоселов К. А., Зайкова Е. В., Анкушева Н. Н., Попова Е. С. Отчет по хоздоговорной теме «Перспективы золотоносности Южно-Амамбайского участка». Миасс: ИМин УрО РАН, 2004ф. 186 с.

Муфтахов В. А., Юминов А. М., Зайков В. В. Информационный отчет о результатах работ по договору с ООО «Геоновация» «Геологическое сопровождение и литологическая характеристика открытых горных выработок лицензионного участка Амамбайский». Миасс, 2014ф.

Чайко Г. И., Яркова А. В. Геологическая карта Ю. Урала м-ба 1 : 50 000, пл. N-40-132-Б, В, Г. (Отчет Амурской геолого-съемочной партии за 1959–61 гг.). Челябинск, 1962ф.

Черныш Г. Ю., Ромашов А. Г. Отчет о результатах геофизических работ, выполненных Амурской партией Челябинской геофизической экспедиции в Кизильском и Брединском районах Челябинской области в 1964 году. Челябинск, 1965ф.

Юминов А. М., Зайков В. В., Муфтахов В. А., Анкушев М. Н. Строение и электрические поля Александровского золоторудного поля (Южный Урал) // Уральская минералогическая школа–2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 283–286.

Юшков Ю. Н., Ибрагимов Ю. Р. Отчет геолого-геохимической партии по литогеохимическим поискам медных руд на Северо-Амамбайском участке в 1975–1978 гг. Челябинск, 1978ф.

А. В. Окулов
Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва
okulovav@mail.ru

Типизация золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля (Алтайский край)

(научный руководитель В. П. Новиков)

Топольнинское рудное поле, выделяемое в составе Ануйского россыпного медно-золоторудного узла, расположено в западной части Алтае-Саянской складчатой области (рис.). Рудное поле (50 км^2) сформировалось в связи с внедрением массивов гранитоидов габбро-гранодиорит-гранитовой топольнинской ассоциации (D_2) в карбонатно-терригенные отложения (S_1 и D_1). Последние расчленены на линейно-вытянутые блоки северо-западного простирания, сложенные разновозрастными породами. В пределах блоков осадочные отложения имеют крутое падение. Наиболее распространенные северо-западные разрывные нарушения принадлежат к системе региональных разрывов Ануйского тектонического блока. Менее широко распространена система северо-восточных нарушений. Сочетание этих систем определяет границы рудного поля и его блоковое строение.

Магматические образования рудного поля представлены ранним куяганским риолит-дацит-андезитовым комплексом (D_2) и более поздней топольнинской габбро-

гранодиорит-гранитной ассоциацией (D_2). Первый образует дайки, реже штоки дацитов и плагиориолитов; вторая – формирует Топольнинский и Караминский массивы гранитоидов и комплекс даек «пестрого» состава в тектонически ослабленных зонах. В области экзоконтакта массивов терригенные породы ороговикованы, карбонатные – мраморизованы и скарнированы, ширина ореолов метаморфических изменений до 800 м.

В результате геолого-съемочных, геолого-поисковых и др. работ 1950-х гг. на территории рудного поля были открыты многочисленные золото-скарновые проявления и единичные золото-сульфидно-кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны [Розен, 1957ф; Якупов и др., 1970ф]. В 2012–2014 гг. при проведении геологоразведочных работ получены новые данные по составу, позиции и локализации золотого оруденения [Рожченко и др., 2014ф]. Золотоносности Топольнинского рудного поля также посвящены работы [Бедарев, Гусев, 1998; Гусев и др., 2013; Рузаев и др., 2002; Тимкин, Логвиненко, 2012; Савинова, 2014 и др.]. Золоторудные проявления и перспективные участки отличаются степенью золотоносности. В связи с этим, важной задачей является выявление тех элементов геологической обстановки, которые предопределяют формирование наиболее значимого оруденения. Для решения этой задачи выполнен анализ геологической обстановки всех проявлений и перспективных участков, который позволил разделить золоторудные объекты на два типа. Цель настоящей публикации – показать важность выявления рудоконтролирующих элементов, влияющих на локализацию наиболее значимого золотого оруденения. Методика работ заключалась в детальном анализе геологического строения рудного поля и золоторудных объектов в его пределах, для чего были использованы геологические и геофизические карты, планы и разрезы рудного поля, золоторудных проявлений и участков масштаба 1:50000–1:500, подготовленные в ходе предшествующих геолого-поисковых работ [Розен, 1957ф; Рузаев и др., 2002ф; Рожченко и др., 2014ф и др.] и уточненных автором в ходе специализированной документации канав и скважин.

Нашими исследованиями установлены две отличающиеся геологические обстановки локализации золотого оруденения в области крутопадающего контакта массива с терригенно-карбонатной толщей, осложненной 1) отдельными разрывными нарушениями различной ориентировки, контролирующими положение апофиз массива и отдельных даек, и 2) фрагментами региональных линейных разрывов северо-западной ориентировки, контролирующих размещение многочисленных разновозрастных даек «пестрого» состава. Этим обстановкам соответствуют два типа золоторудных объектов, отличающиеся по степени перспективности и вещественному составу руд. Первый, наименее перспективный тип, представлен золотоносными скарнами, локализованными в терригенно-карбонатных образованиях. Второй – наиболее перспективный – представлен золотоносными скарнами, скарноидами и более поздними золото-сульфидно-кварцевыми минерализованными зонами, наложенными на золотоносные скарны, гранитоиды массива, дайки, роговики и алевролиты.

Наиболее характерным представителем объектов первого типа является проявление Сухая Грива, локализованное в области контакта Топольнинского массива и терригенно-карбонатных пород нижнего девона. Породы толщи, как и контакты массива, имеют северо-западное падение. Контакт массива гранитоидов характеризуется сложным строением, отражающим наличие многочисленных апофиз, ориентировка которых определяется дуговыми разрывами, конформными контакту основного массива. Дайки диоритовых порфиритов ориентированы субсогласно простиранию

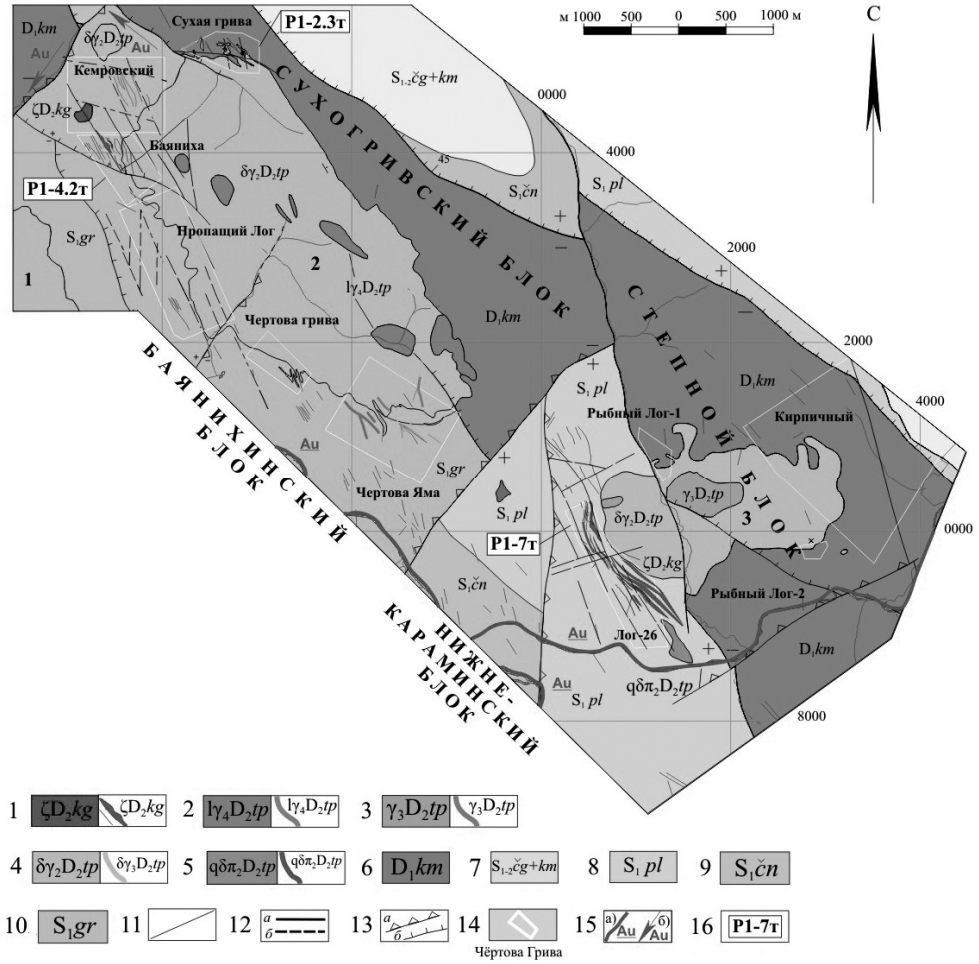


Рис. Схематическая геолого-тектоническая карта Топольнинского рудного поля по [Рожченко и др., 2014ф; Юшко и др., 2014ф] с изменениями и дополнениями автора.

1 – куяганский комплекс: дайки и штоки риолитов, плагиориолитов, дацитов, плагиодацитов; 2–5 – топольнинская габбро-гранодиорит-гранитовая ассоциация: 2 – четвертая фаза, лейкограниты и их дайки, 3 – третья фаза, граниты, дайки гранит-порфиров, 4 – вторая фаза, гранодиориты, меланограниты, дайки гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, 5 – диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, кварцевые диориты и их дайки; 6 – камышенская свита: алевролиты песчанистые, песчаники, известняки; 7 – чагырская и куимовская свиты: хлорит-слюдистые сланцы, известняки, алевролиты, полимиктовые и известковистые песчаники; 8 – палатинская свита: алевролиты, известняки, полимиктовые и известковистые песчаники; 9 – чинетинская свита: глинистые сланцы, алевролиты; 10 – громотухинская серия: алевролиты полимиктовые, известковистые песчаники, известняки; 11 – геологические границы; 12, 13 – разрывные нарушения: 12 – неустановленной кинематики: а) достоверные, б) предполагаемые, 13 – а) сбросы, б) надвиги; 14 – проявления и перспективные участки; 15 – а) россыпи золота по рр. Карама и Ануй, б) потоки рассеяния золота; 16 – прогнозные ресурсы золота категории P_1, т. Интрузивные массивы: 1 – Остроушинский, 2 – Топольнинский, 3 – Караминский.

вмещающей толщи и наиболее крупным апофизам массива, подчеркивая направление дуговых разрывов.

Скарны биметасоматические и инфильтрационные, преимущественно, гранатового и гранат-клинопироксенового состава образуют тела пластовой, линзовидной и сложной формы. Протяженность тел скарнов, как правило, не превышает первых сотен метров при мощности до первых десятков метров. Мощность золоторудных тел в скарнах варьирует от десятков сантиметров до первых метров, содержание золота в них – от десятых долей до первых граммов на тонну, в единичных пробах оно составляет первые десятки граммов на тонну. К этой группе проявлений также относятся перспективные участки Чертова Грива, Чертова Яма, Рыбный Лог-2 и др.

Представителем объектов второй группы является проявление Баяниха, расположенное в СЗ контакте Топольнинского массива и терригенно-карбонатных образований раннего силура. Последние представлены мраморизованными известняками, чередующимися с ороговикованными алевролитами, известковистыми алевролитами и роговиками. Толща характеризуется СЗ простиранием и крутым (70–80º) падением. В качестве стержневого элемента, определяющего геологическое строение рассматриваемого проявления, выступают фрагменты региональных разрывов СЗ простирания, которые определяют не только элементы залегания рудовмещающей толщи, ориентировку разновозрастных даек, тел скарнов и скарноидов (в том числе, золотоносных), но и более поздних линейных образований золото-сульфидно-кварцевого состава. К этой группе объектов также относится проявление Лог-26.

Массив гранитоидов, прорывающий эти образования, сложен преимущественно гранодиоритами, менее распространены граниты. Область ЮЗ контакта массива осложнена системой крутопадающих разрывов СЗ простирания. Близкое простирание имеет комплекс даек, включающий наиболее ранние (до становления гранитоидов) редкие разобщенные тела риодацитов куяганского комплекса и многочисленные крутопадающие дайки диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. В пределах проявления встречены инфильтрационные скарны и скарноиды гранат-клинопироксенового состава. Их тела линзообразной, реже, сложной формы локализованы в области концентрации даек. Протяженность наиболее крупных тел достигает первых сотен метров при мощности от десятков сантиметров до десятков метров. Содержание золота в минерализованных телах скарноидов колеблется от первых до десятков граммов на тонну.

Помимо тел золотоносных скарноидов в пределах участка проявлены золото-сульфидно-кварцевые зоны, развитые в дайках различного состава, области их контактов и внутри массива гранитоидов или осложняющие область контакта последнего с вмещающими терригенно-карбонатными породами. Зоны сопровождаются (пирит)-кварц-серицит-карбонатными изменениями пород. Мощность зон составляет до первых метров, протяженность до первых сотен метров. Совмещение тел золотоносных скарноидов и минерализованных зон золото-сульфидно-кварцевого состава предопределило появление фрагментов зон с содержаниями золота до десятков граммов на тонну.

Таким образом, в ходе проведенных исследований установлено, что все золоторудные объекты рудного поля локализованы в двух различных геологических об-

становках. В одном случае область крутого контакта массива с терригенно-карбонатной толщей осложнена лишь отдельными разрывными нарушениями различной ориентировки, контролирующими размещение апофиз и отдельных даек. В этой обстановке локализованы наименее перспективные золоторудные объекты первого типа, представленные золотоносными скарнами. В другом случае в области контакта массива с терригенно-карбонатной толщей осложнены фрагментами региональных линейных разрывов северо-западной ориентировки. Неоднократная активизация последних на объектах второго типа предопределила совмещение более ранних золотоносных скарнов с более поздними золото-сульфидно-кварцевыми минерализованными зонами, чем и объясняется их большая перспективность.

За помощь в сборе первичных и фондовых материалов автор выражает благодарность коллективу АО «Горно-Алтайская экспедиция» и особенно ведущему геологу В. А. Рожченко и главному геологу С. И. Федаку.

Литература

Бедарев Н. П., Гусев А. И. Геология и золотоносность Топольнинского рудного поля // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 100–109.

Гусев А. И., Гусев Н. И., Табакаева Е. М., Дзагоева Е. А., Кукоева М. А. Петрология и рудоносность магмо-рудно-метасоматических систем Солонешенского рудного района Алтая. Бийск: Алтайская гос. акад. обр. им. В. М. Шукшина, 2013. 205 с.

Рожченко В. А., Карабицина Л. П., Котенко С. А., Мусаев А. М. и др. Поисковые работы на золото в пределах Топольнинского рудного поля (Алтайский Край): Отчет о результатах работ за 2012–2014 гг. Кн. 1. Малоенисейское, 2014ф.

Розен М. Ф. Основные результаты работ Ануйской геологоразведочной партии за годы 1951–1956: отчет. Бийск, 1957ф.

Рузаев В. С., Семенцов Б. Г., Бедарев Н. П. и др. Геологическое строение и золотоносность Топольнинского рудного поля в Горном Алтае. Отчет о поисках в Топольнинском рудном поле и поисково-оценочных работах на участках Лог-26, Баяниха и Сухая Грива, проведенных в 1996–2001 гг. Малоенисейское, 2002ф.

Савинова О. В. Условия формирования и прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения в Топольнинском рудном поле (Горный Алтай) // Дис. … канд. геол.-минер. наук. Томск, 2014. 102 с.

Тимкин Т. В., Логвиненко О. В. Особенности геохимической зональности рудопроявления «Чертова Яма» Топольнинского золоторудного поля (Алтайский край) // Интерпретация и оценка разноранговых рудогенных геохимических аномалий в сложных ландшафтно-геологических условиях: материалы конференции. М.: ИМГРЭ, 2013. С. 39–40.

Якупов М. А., Ребезов В. П., Якупова Е. М. Геологическое строение и полезные ископаемые площади листов М-45-13-Б, М-45-14-В (Горный Алтай). Отчет Ануйской партии по поисково-съемочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1966–1968 гг. Малоенисейское, 1970ф.

Юшко Н. А., Менчинская О. В., Галюк С. В. и др. Методическое обеспечение и сопровождение геохимических поисков при геологоразведочных работах на цветные и благородные металлы и геологоразведочных работ на редкие металлы и сурьму, выполняемых за счет средств Федерального бюджета, по воспроизводству минерально-сырьевой базы России: отчет. М., 2014ф.

А. В. Окулов
Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва
okulovav@mail.ru

Геолого-поисковая модель наиболее перспективного типа золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля (Алтайский край)

(научный руководитель В. П. Новиков)

Топольнинское рудное поле сформировалось в связи с внедрением гранитоидов топольнинской ассоциации (D_2) в карбонатно-терригенные отложения (S_1–D_1). Магматические образования рудного поля представлены ранним куяганским риолит-дацит-андезитовым комплексом (D_2) и более поздней топольнинской габбро-гранодиорит-гранитной ассоциацией (D_2). Первый образует дайки и редкие штоки дацитов и плагиориолитов; вторая формирует два массива гранитоидов (Топольнинский и Караминский), и комплекс даек «пестрого» состава. Вмещающие породы в области контактов с массивами в различной степени ороговикованы и мраморизованы, здесь же локализованы тела золотоносных скарнов, скарноидов и жильно-прожилковых зон золото-сульфидно-кварцевого состава.

В ходе исследований установлено, что на рудном поле выделяется два типа золоторудных объектов, отличающихся по степени перспективности. Наименее перспективные и наиболее многочисленные объекты первого типа (проявление Сухая Грива, участки Чертова Яма, Чертова Грива и др.) представлены золотоносными скарнами, локализованными в области крутопадающих контактов массивов гранитоидов со слабодислоцированными терригенно-карбонатными образованиями, осложненными отдельными разрывными нарушениями различной ориентировки (рис.). Наиболее перспективные и наименее многочисленные объекты второго типа (проявления Баяниха, Лог-26) представлены золотоносными скарнами, скарноидами и золото-сульфидно-кварцевыми минерализованными зонами, часто совмещенными. Объекты этого типа локализованы в области крутопадающих контактов массивов гранитоидов с интенсивно дислоцированными терригенно-карбонатными образованиями, осложненными фрагментами региональных разрывов северо-западного простирания. В связи с выделением двух типов объектов различной перспективности, актуальной задачей является разработка моделей золотого оруденения для каждого типа объектов.

Для решения этой задачи были использованы результаты исследований автора, выполненные на золоторудных объектах рудного поля, а также учтены данные, полученные при проведении тематических исследований и геолого-поисковых работ (см. литературу к предыдущей публикации в настоящем сборнике). Цель настоящей публикации – охарактеризовать геолого-поисковую модель золотого оруденения наиболее перспективного типа объектов Топольнинского рудного поля, которая может быть использована при выборе объектов для постановки геологоразведочных работ.

Согласно существующим разработкам, при формировании геолого-поисковых моделей металлогенических таксонов различных рангов используются две основные группы прогнозно-поисковых критериев и признаков. Первая группа критериев и признаков, опирающаяся на основные элементы геологической обстановки нахождения

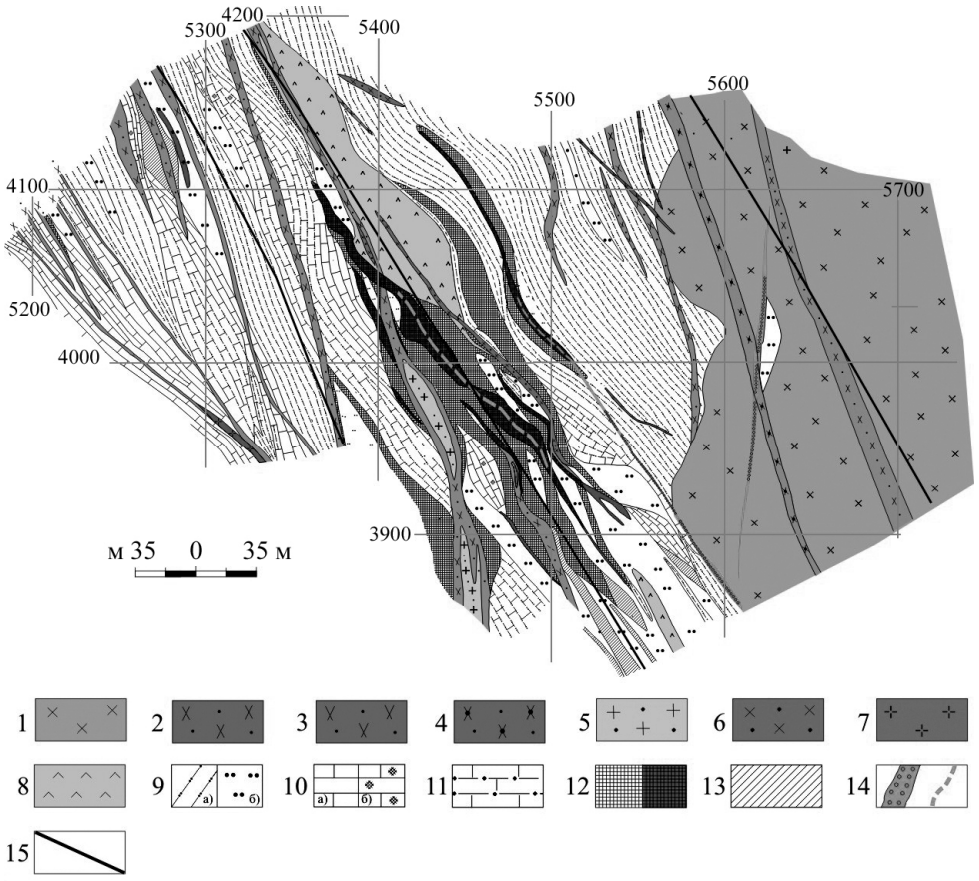


Рис. Геологический план проявления Баяниха по [Рожченко и др., 2014ф] с изменениями и дополнениями автора).

1–7 – топольнинская ассоциация габбро-гранодиорит-гранитовая: 1 – гранодиориты, 2 – диоритовые порфириты, 3 – кварцевые диоритовые порфириты, 4 – монцодиоритовые порфириты, 5 – гранит-порфиры, 6 – гранодиорит-порфиры, 7 – лейкограниты; Куяганский комплекс риолит-дацит-андезитовый: 8 – плагиориодациты; 9 – а) ороговикованные алевролиты, б) роговики; 10 – а) мраморизованные известняки, б) мраморизованные известняки скарнированные; 11 – переслаивание мраморизованных известняков и ороговикованных алевролитов, роговиков; 12 – скарны и скарноиды гранат-клинопироксеновые, клинопироксен гранатовые; 13 – породы кальцит-клинопироксен-пренитового состава с гранатом; 14 – минерализованные зоны золото-сульфидно-кварцевого состава прослеженные (а), предполагаемые (б); 15 – разрывные нарушения различной кинематики (фрагменты региональных разрывов северо-западной ориентировки Чарышско-Чуйской СФЗ).

таксона, включает структурные (тектонические), формационные, литолого-фациальные и рудно-формационные элементы. Вторая группа критериев и признаков, отражающая характер проявления рудного процесса, включает метасоматические, геохимические и минералогические элементы. Она же является определяющей при разработке геолого-поисковой модели перспективных участков в пределах рудных полей. Разработанные критерии и признаки геолого-поисковой модели отражены в таблице.

Таблица

Геолого-поисковая модель наиболее перспективных золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля

Элементы (критерии) модели	Краткая характеристика элементов модели (признаки модели)
1	2
Примеры объектов	Проявления Баяниха, Лог-26
Геолого-структурная позиция золоторудных проявлений	Интенсивно тектонизированные области экзоконтакта массивов гранитоидов с многочисленными дайками «пестрого» состава
Рудовмещающие образования	Интенсивно дислоцированные и контактово-измененные терригенно-карбонатные толщи (полатинская свита S_1, громотухинская серия S_1) с частым чередованием алевролитов, известковистых алевролитов, мергелей, известняков
Контактовые изменения рудовмещающей толщи	Роговики кварц-биотитового, кварц-биотит-полевошпатового и др. состава (по терригенным образованиям), мраморизованные карбонатные породы, ороговикованные и скарнированные известковистые алевролиты и мергели
Магматические образования	Гранитоиды габбро-гранодиорит-гранитной топольнинской ассоциации (D_2) с дайками «пестрого» состава, среди которых преобладают диоритовые разности. Более ранние дайки куяганского комплекса (D_2)
Рудоконтролирующие нарушения	Отчетливо проявленные разрывы северо-западного простирания различной кинематики, принадлежащие системе региональных нарушений Чарышско-Чуйской СФЗ, претерпевшие неоднократную активизацию
Морфология рудных тел	Линзовидные, плитообразные, преимущественно крутопадающие тела скарнов и скарноидов, совмещенные с минерализованными жильно-прожилковыми зонами золото-сульфидно-кварцевого состава
Гидротермально измененные породы	Неотчетливо выраженные зоны амфибол-эпидот-кварц-альбит-карбонатного состава в сочетании с жильно-прожилковыми зонами близкого состава; линейные кварц-серицит-(пирит)-карбонатные метасоматиты в сочетании с жильно-прожилковыми и прожилковыми зонами карбонат-кварцевого, кварцевого состава с редкими сульфидами
Вещественный состав руд	В скарнах и скарноидах: рудные минералы (встречаются в количестве первых процентов) – золото, борнит, халькопирит, халькозин, ковеллин, висмутин, тетрадимит, теллуриды свинца, серебра, висмута и др., редко арсенопирит, минералы группы блеклых руд; нерудные минералы – амфибол, эпидот, хлорит, альбит В кварц-серицит-карбонатных метасоматитах: рудные минералы (встречаются в количестве до 1–2 %) – золото, пирит, арсенопирит, блеклые руды, редко пирротин, галенит, сфалерит; нерудные минералы: кварц, серицит, карбонаты (анкерит, кальцит), редко хлорит

Окончание табл.

1	2
Самородное золото	Весьма мелкое (редко до 1.2 мм), правильные формы редки, часто встречаются искаженные кристаллы и дендритоиды, преобладают выделения сложной формы: комковидные и интерстициональные. В скарнах: пробность 774–890 ‰, средняя 844 ‰, элементы-примеси: Te, Bi, Hg В кварцевых жилах и зонах окварцевания: пробность 935–945 ‰, средняя 937 ‰, элементы-примеси: Cu, Bi
Геохимическая характеристика руд (в первичных и вторичных ореолах)	В скарнах и скарноидах: Au, Cu, Bi, Sn, Zn, редко W и As В кварцевых жилах и зонах прожилкового окварцевания: Au, As, W, Mo, редко Pb
Характеристика перспективных участков в геофизических полях	Зоны градиентов магнитного поля фиксируют зоны перехода от эндо- до экзоконтакта, слабоположительные (до 50–100 гамм) магнитные аномалии фиксируют области концентрации даек среднего-основного состава

Таким образом, на основе анализа и обобщения фондовых и опубликованных материалов, а также результатов собственных исследований автора была разработана геолого-поисковая модель наиболее перспективного типа золоторудных объектов. В качестве стержневого элемента модели выступают фрагменты региональных разрывов северо-западного простирания, которые определяют не только элементы залегания рудовмещающей толщи, ориентировку разновозрастных даек, тел скарнов и скарноидов (в том числе золотоносных), но и более поздних образований золото-сульфидно-кварцевого состава. Кроме того, неоднократная активизация этих нарушений предопределила совмещение разнотипной золото-скарновой и золото-сульфидно-кварцевой минерализации, чем и объясняется перспективность рассматриваемых объектов. Разработанная модель может быть использована при выборе перспективных площадей, а также ранжировании перспективных участков по последовательности изучения при проведении геолого-поисковых работ.

Р. Х. Мансуров
Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва
rinman81@bk.ru

Актуальность шлихо-геохимических и шлихо-минералогических методов при поисковых работах на коренное золото в условиях Енисейского кряжа

Представленные данные получены в ходе исследований ФГУП ЦНИГРИ в рамках государственного контракта «Поисковые работы на большеобъемное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-карбонатно-терригенных комплексах в пределах Енисейской, Байкало-Патомской и Верхояно-Колымской золоторудных про-

винций». Цель работы – демонстрация эффективности применения шлихо-геохимических и шлихо-минералогических методов при поисках на коренное золото в «закрытых» и сложных горно-таежных ландшафтах Енисейского кряжа. Объект исследований – золотое рудопроявление Южное – расположен в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади на восточном склоне Енисейского кряжа, в 120 км юго-восточнее пгт. Северо-Енисейский. Структурная позиция рудопроявления характеризуется его приуроченностью к зоне системы Ишимбинского рудоконтролирующего разлома в узле его пересечения секущими СВ разрывами. В геологическом строении принимают участие карбонатно-терригенные отложения сухопитской (погорюйская, аладьинская и карточки свиты) и тунгусикской (потоскуйская свита) серий среднего и верхнего рифея, соответственно.

Поиски осуществлялись согласно применяемой ФГУП ЦНИГРИ методике поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах [Иванов, 2014]. С учетом повсеместно распространенных перекрывающих информативный элювиально-делювиальный слой дальнеприносных отложений опробование производилось, в среднем, на глубине 0.8–1.0 м [Мансуров и др., 2015]. Это позволило получить наиболее представительные результаты о коренной золотоносности исследуемой площади.

Нами был проведен комплекс геохимических работ, включающий в себя геохимические поиски по потокам рассеяния, литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния и шлихо-геохимические поиски. Лабораторно-аналитические методы включали в себя химико-спектральный (на золото), ИСП-МС, пробирно-атомно-абсорбционный и рентгенофазовый анализы. Также проведены специализированные шлихо-минералогические и изотопно-геохимические исследования.

Литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) в пределах рудопроявления осуществлялись как в стандартном площадном варианте (сеть опробования 200×20 м, глубина опробования 0.3–0.4 м), так и в профильном по линиям горных выработок путем опробования нижнего надкоренного информативного слоя элювиально-делювиальных отложений в копушах глубиной 0.8–1.0 м, бульдозерных расчистках глубиной 1 м и шурфах до коренных пород (интервал опробования 10–40 м, глубина опробования 0.8–1.0 м).

По результатам площадного опробования установлено несколько контрастных ореолов золота. Последние образуют практически сплошное аномальное геохимическое поле (АГХП) размером около 1.5×2.2 км, в пределах которого локализуется область максимально высоких (0.1–0.8 г/т) содержаний золота шириной до 300 м. АГХП золота сопровождается ореолами Mn, при этом поля максимально высоких его содержаний (0.5–2.0 %) практически совпадают с полями аномальных содержаний Au. По периферии АГХП золота установлены аномальные поля серебра и цинка. По данным ИСП-МС, аномальное поле золота сопровождается повышенными содержаниями в ВОР As, W, Sb, Cu, Co и др. (рис. 1).

В результате *шлихо-геохимических поисков* выявлено несколько шлиховых ореолов, наиболее контрастные среди них отвечают положению золотоносных минерализованных зон в ВОР и первичных ореолах (ПО). В пределах последних шлиховые ореолы золота характеризуются содержаниями более 10 знаков золота на шлиховую пробу. Шлихо-геохимические аномалии сопровождаются шлиховыми ореолами пирита, оксидов и гидрооксидов железа и марганца.

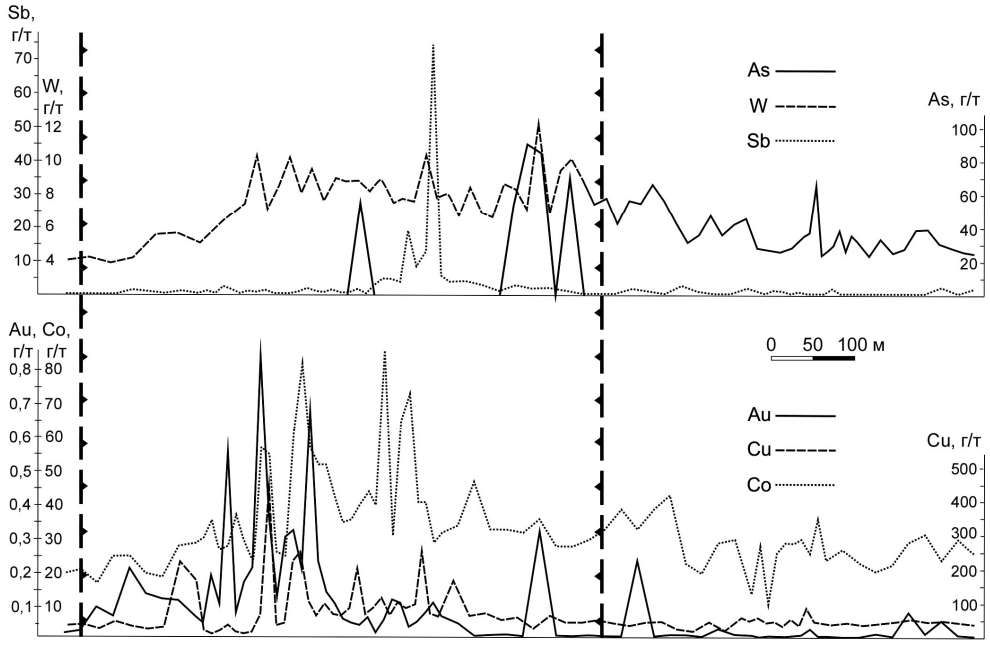


Рис. 1. Графики распределения золота и сопутствующих элементов во вторичных ореолах рассеяния по линии профиля через центральную часть рудопроявления Южное.

Здесь и на рисунке 2 бергштрихами показано положение золотоносной минерализованной зоны.

Специализированные шлихо-минералогические исследования предусматривали изучение магнитной, электромагнитной (ЭМФ), тяжелой немагнитной (ТНФ) и легкой фракций шлиховых проб с целью изучения их минерального состава, распределения золота и сопутствующих элементов. Наиболее детально изучался материал ЭМФ и ТНФ шлиховых проб. ЭМФ представлена преимущественно гидрооксидами железа и гетитом (гидрогетитом), образованными по анкериту и сидериту. Они наиболее распространены в зонах метасоматических изменений вмещающих пород – пиритизации, железо-магнезиальной карбонатизации и линейных кварцевых жильно-прожилковых зонах. В меньшей степени распространены сульфидные минералы, на 99 % представленные пиритом.

Основным минералом ТНФ является пирит различных кристаллографических форм, среди которых наиболее распространены кубические кристаллы (до 90 об. %). Осложненные формы пирита также распространены и часто составляют до 20 % объема шлиховых проб. Среди осложненных форм преобладают кубоктаэдры; октаэдрические формы пирита редки и составляют первые проценты. Распространены пентагондодекаэдрические формы пирита (не более 5 % навески), однако, в отдельных пробах в пределах минерализованных зон их количество может достигать 30 %. Особенностью этой формы пирита является уплощенный габитус кристаллов. Часто отмечается совместное наличие в пробах значительного количества пентагондодекаэдрических кристаллов пирита и знаков самородного золота. В основном, это характерно для центральных частей ореолов максимальной вкрапленной пиритизации.

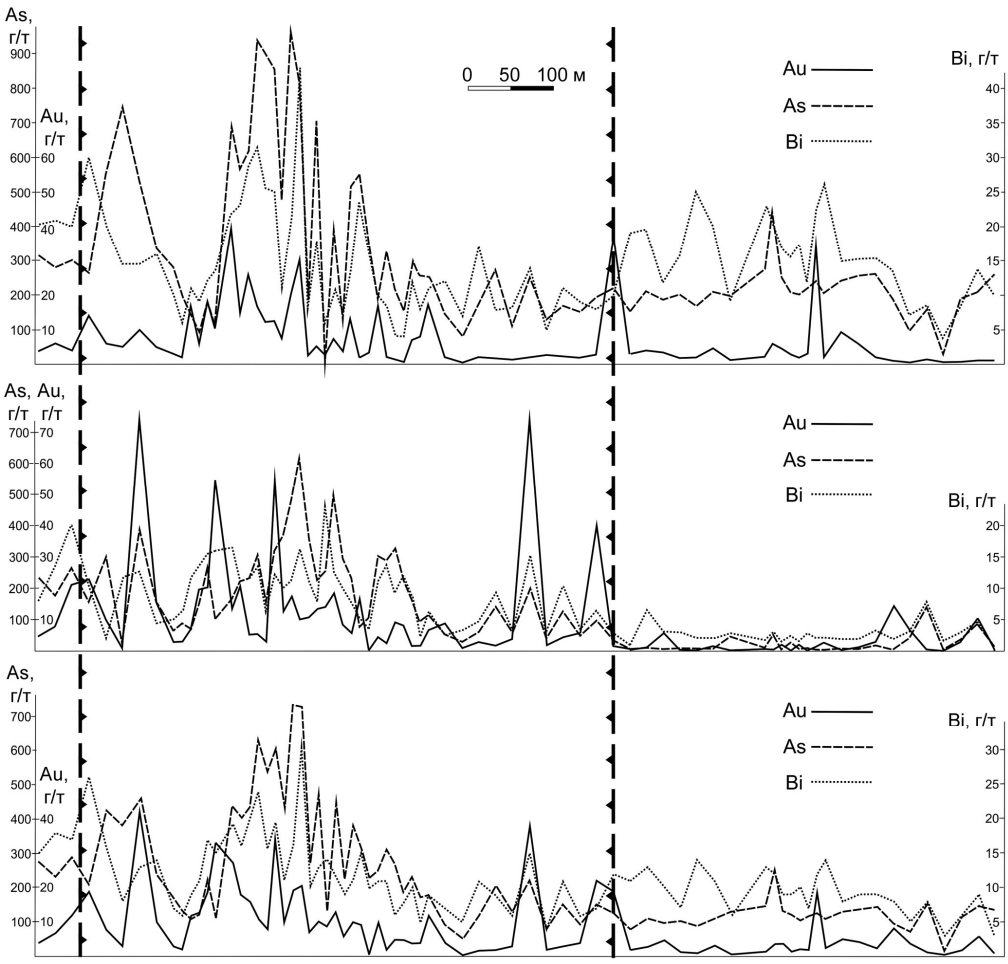


Рис. 2. Графики распределения золота и сопутствующих элементов в электромагнитной и тяжелой немагнитной фракциях шлиховых проб и их усредненных значений по линии профиля через центральную часть рудопроявления Южное.

Наиболее контрастно золотоносные минерализованные зоны рудопроявления фиксируются по аномальным концентрациям золота и элементов-спутников именно в ЭМФ и ТНФ шлиховых проб (рис. 2). Анализ распределения золота и сопутствующих элементов в этих фракциях показал, что его средние содержания (около 8 г/т) в них практически не отличаются, тогда как концентрации As, Sb, Bi, W, Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn в ЭМФ в 1.6–2.7 раза выше. Корреляционным анализом в обеих фракциях установлена практически идентичная структура связей с золотоносной Au–As–Bi и сопутствующей ей Cu–Ni–Co–Mn ассоциациями. Кроме того, установлены значимые положительные корреляционные связи в рядах Na–K, Ca–Mn–Sr.

Концентрации золота и сопутствующих элементов в ПО определялись бороздовым опробованием полотна бульдозерных траншей до коренных пород и керновым опробованием скважин колонкового бурения. В результате установлено несколько

ПО золота – наиболее представительный (Au > 0.1 г/т) выявлен в центральной части рудопроявления; его мощность более 60 м. В пределах последнего, по данным опробования керна скважин, установлены маломощные (до первых десятков метров) ореолы (эпицентры) с наиболее высокими концентрациями золота (более 0.3 г/т). По данным бороздового опробования траншей на дневной поверхности ореол распадается на несколько маломощных (первые метры) зон. Содержания золота в пределах эпицентра в отдельных пробах достигают 6.5 г/т.

Таким образом, по результатам минералого-геохимических и шлихо-минералогических исследований выявлены золотоносные минерализованные зоны рудопроявления Южное, установлены основные закономерности и особенности состава золотоносных образований. Выявлена высокая информативность шлихо-минералогического метода, в частности, изучения электромагнитной и тяжелой немагнитной фракций шлихов.

В ходе исследований установлена высокая значимость и представительность опробования (литохимического по ВОР, шлихового) нижнего информативного малосмещенного слоя элювиально-делювиальных отложений, в рассматриваемом случае на средней глубине 0.8–1.0 м. Это позволяет уже на ранней стадии изучения перспективных площадей и участков определять масштабы золотоносности исследуемого объекта, с высокой точностью устанавливать положение золотоносных минерализованных зон для последующей проходки горных выработок, исключая безрудные интервалы, и минимизировать объемы горно-буровых работ при поисковых исследованиях.

Литература

Иванов А. И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 36–42.

Мансуров Р. Х., Зеликсон Б. С., Курмаев А. В. Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 39–50.

И. Н. Мягкая[1, 2], Б. Ю. Сарыг-оол[1], Е. В. Лазарева[1], Н. В. Ищук[1], С. М. Жмодик[1]

[1] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

i_myagkaya@igm.nsc.ru

[2] – Томский политехнический университет, г. Томск

Формы нахождения золота и серебра в рудах Ново-Урского месторождения (Салаирский кряж)

Формы нахождения благородных металлов (БМ) в рудах являются одной из наиболее важных характеристик, определяющих выбор эффективных технологий извлечения полезных компонентов, а также рациональных подходов при поисках. В течение длительного времени существует проблема «невидимого» или «упорного» золота, пути решения которой наметились в последние годы с развитием физических

методов исследования. На основании значительного числа работ о связи Au с сульфидами можно говорить о двух принципиально различных его формах нахождения: структурно-связанной и самородной в виде микро- и наноразмерных частиц с большим числом вариаций между ними [Таусон и др., 2014; Tagirov et al., 2016]. Серебро осаждается в виде собственных сульфидов на поверхности других сульфидов [Mikhlin et al., 2011]. С развитием физических методов анализа «невидимость» БМ сместилась от первых микрометров в область десятков и единиц нанометров. Проблема «невидимого» золота актуальна как для первичных руд, так и для кор выветривания и зон окисления и связана с необходимостью изучения закономерностей миграции и переотложения элементов в различных геологических процессах [Жмодик и др., 2012].

Объект нашего исследования – Ново-Урское месторождение (п. Урск, Кемеровская область), представленное высокосульфидными Au-содержащими баритмедно-цинковыми первичными рудами и рудами зоны окисления. Главные исследования руд проводились в начале открытия месторождения (1932 г.) [Боглов, 1937]. Ранее была установлена высокая миграционная способность Au и Ag в дренажном растворе из отходов Ново-Урского месторождения и накопление БМ в торфе потока рассеяния в высоких концентрациях [Myagkaya et al., 2016; Saryg-ool et al., 2017]. Отсюда вытекает цель данного исследования – установление форм нахождения БМ в рудах. В работе представлены первые результаты исследования, сочетающего эксперименты по подбору методики ступенчатого выщелачивания и минералогические исследования.

На сегодня месторождение отработано, карьер затоплен, но в породных отвалах сохранились образцы первичных и окисленных руд. Были опробованы неокисленные первичные плотные руды; выщелоченные пирит-баритовые породы (пиритовые сыпучки); бурые железняки и окисленные брекчии; углеродистые хлорит-серицитовые сланцы, вмещающие руды. Минеральный состав руд изучен на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA3 LMU (ИГМ СО РАН) в полированных аншлифах и шашках, для последних вещество помещалось на токопроводящий скотч. Химические формы нахождения БМ в рудах изучены методом ступенчатого выщелачивания (навеска 0.5 г). Извлекались семь фракций: водорастворимая ($H_2O_{дист.}$), ионообменная (1М р-р ацетата аммония, pH = 7), кислоторастворимая (1М р-р ацетата аммония, pH = 5), окисляемая-1 (35 % р-р H_2O_2), восстанавливаемая (2М р-р гидроксиламина гидрохлорида в 25 % уксусной кислоте, pH = 2), окисляемая-2 (смесь, состоящая из 20 % HNO_3 и 20 % H_2O_2), остаточная (смесь минеральных кислот). Содержания БМ в рудах и аликвотах определены ААС методом на приборе Solar M6 (ИГМ СО РАН).

Содержания БМ в образцах значительно варьируют: 0.002–19 г/т Au и 0.04–573 г/т Ag, при этом в образцах зоны окисления они выше, чем в первичных рудах и вмещающих породах (табл.). Образцы с максимальными содержаниями БМ выбраны для детального изучения.

Первичные руды сложены пиритом и баритом; в них также присутствуют галенит, халькопирит, сфалерит, вюртцит, арсенопирит, алтаит, рутил, кварц и англезит. В алтаите отмечается примесь Ag до 0.64 мас. %. Наблюдаются обособления сульфида Pb, содержащего Se (0.29 мас. %), Sb (0.78 мас. %), Te (2.16 мас. %) и Ag (2.85 мас. %). Среди сульфосолей установлены теннантит и тетраэдрит, которые содержат Ag 0.47 и 0.75 мас. %, соответственно, а также иорданит. Самородное золото

Таблица

Диапазон и средние содержания БМ в рудах Ново-Урского месторождения (г/т)

	Первичные руды		Зона окисления		Вмещающие породы с бортов карьера	
	Пиритовая руда	Выщелоченная пиритовая руда	Бурый железняк	Землистые гидроксиды Fe	Сланец (неокисленный)	Сланец (окисленный)
n	9	8	7	5	2	3
Au	0.07–0.8 0.2 (0.4)	0.06–0.5 0.24 (0.25)	0.32–19 0.74 (0.85)	0.29–1.6 0.65 (0.84)	0.03–0.08 0.05 (0.05)	0.03–0.13 0.06 (0.073)
Ag	2.4–35 19 (16)	1.5–26 9.4 (12.2)	25–573 37 (156)	16–122 28 (47)	0.7–0.8 0.72 (0.72)	1.5–39 31 (24)

Примечание. Числитель – минимальное–максимальное значения; знаменатель – медиана (среднее); n – количество анализов.

не встречено. Известны случаи, когда Ag в полиметаллических рудах находится в сульфосолях (теннантите) в виде дискретных коллоидных наночастиц («невидимое» Ag) и собственных фаз (акантит, пирсеит), причем эти формы, как правило, сосуществуют одновременно [Wu et al., 2016]. Схожесть ситуации позволяет нам предположить присутствие «невидимого» и «видимого» серебра в изученных рудах.

Химические формы нахождения Au в рудах Ново-Урского месторождения представлены двумя фракциями: окисляемой-1 и -2 (доля выхода 3–7 и 90–95 % от валового содержания, соответственно). Первая отражает растворение малоустойчивых к окислению сульфидов, вторая – более устойчивых. Доля остальных фракций невелика; их содержания находятся на уровне предела обнаружения ААС-спектрометра. Сопоставление минералогических и химических данных позволяет уверенно предполагать, что основная форма нахождения Au («невидимая») связана с сульфидами. Сумма долей водорастворимой, ионообменной и кислоторастворимой фракций Ag составляет ≤ 3 %. До 70–85 % от валового содержания Ag связано с восстанавливаемой фракцией, где обычно растворяются оксиды и гидроксиды Fe, Al, Mn и ярозит. Их наличие не подтверждается данными СЭМ, а Ag установлено как примесь только в сульфосолях и алтаите. До 10–20 % Ag растворилось при извлечении фракции окисляемая-1, 10–15 % – окисляемая-2 (отражающих растворение сульфидов разной степени устойчивости) и до 10 % – остаточной фракций. Сульфиды имеют различную устойчивость на начальной стадии окисления кислородом: сфалерит > галенит > пирротин > блеклые руды > арсенопирит > халькопирит > пирит [Свешников, 1967]. Следует ожидать, что легкоокисляемые минералы (носители Ag – сфалерит, галенит и блеклые руды), начинают разлагаться на окисляемой-1 стадии (pH = 4.2) и продолжают поступать в восстанавливаемую фракцию с увеличением интенсивности процесса (pH = 2–3). Не исключено формирование промежуточных соединений Ag, разрушающихся при извлечении восстанавливаемой фракции. Растворение более устойчивых сульфидов (халькопирит, пирит) должно происходить при выделении фракции окислямая-2.

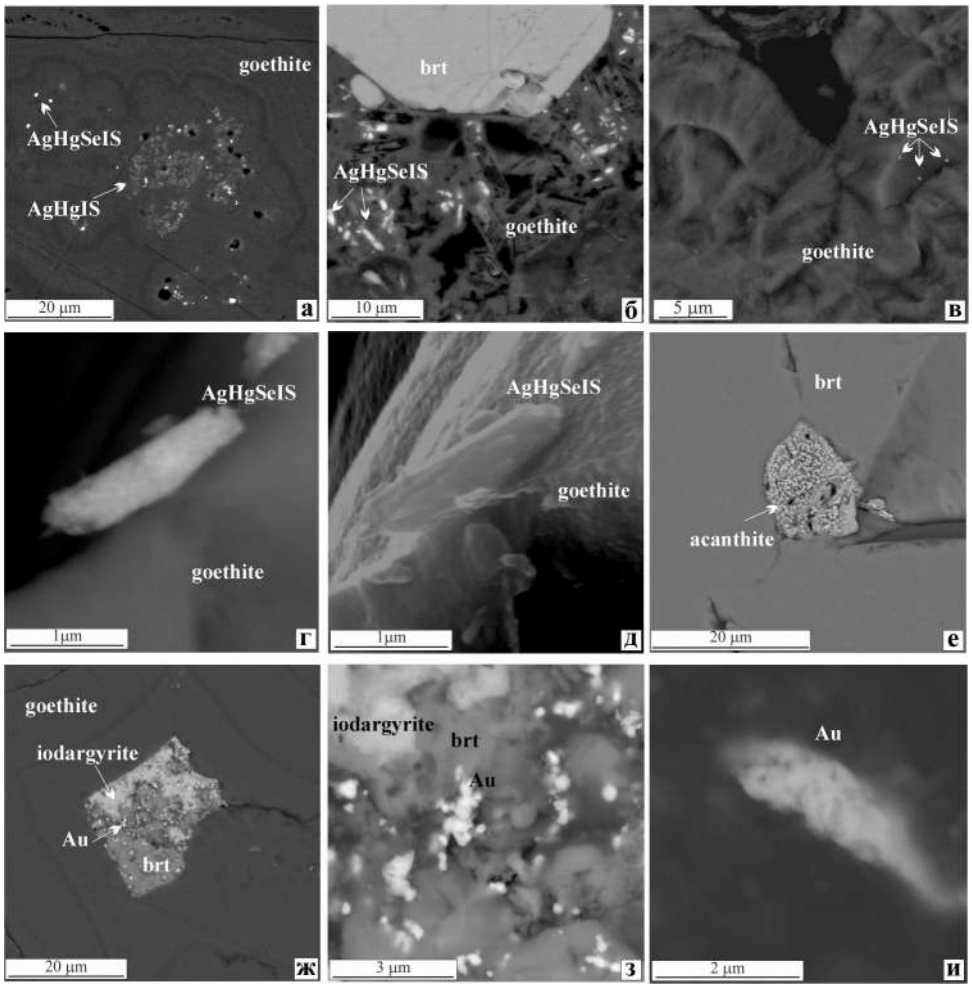


Рис. Минеральный состав руд зоны окисления: а) зонально-концентрический гетит (goethite) с зонами Ag-Hg сульфогалидов (AgHgSeIS); б) Ag-Hg сульфогалиды (AgHgSeIS) в полостях кристаллов, замещенных ярозитом и гетитом; в) скол поверхности гетита с наночастицами Ag-Hg сульфогалидов; г, д) кристалл сульфогалида игольчатой формы с неоднородной, мелкозернистой поверхностью; е) акантит (acanthite) и барит (brt); ж) срастание барита и йодаргирита (iodargyrite), на поверхности которого присутствует Au^o среди гетита; з) увеличенный участок фото (ж); и) Au^o среди гидроксидов Fe. Фото а–г, е–и – режим обратнорассеянных электронов, фото д – режим вторичных электронов. Фото: а, б, г–и – полированные аншлифы и шашка (в).

Руды зоны окисления сложены гетитом, который содержит Sb (0.25 мас. %) и As (до 1.5 мас. %) и ярозитом с примесью Pb (8.5 мас. %) и As (до 1 мас. %). Гетит образует натечные концентрически-зональные, почковидные, волокнистые агрегаты; ярозит – псевдокубические кристаллы, местами зональные кристаллы с более светлыми центральными зонами, обогащенными Pb. Присутствуют псевдоморфозы гидрокси-

дов Fe по пириту. В рудах распространены хлорит, каолинит, гидрослюды, барит (0.5 мас. % Sr), кварц и, в меньшей степени, пирит, сфалерит, англезит. БМ формируют собственные минералы в рудах этого типа. В концентрических зонах гетита и полостях, выполненных совместно ярозитом и гетитом, установлены сложные по составу Ag-Hg галиды (рис.): иодсодержащие (без Br и Cl) и Br-содержащие (с I и Cl). Галиды содержат примеси S и Se и формируют мелкие кристаллы (≤ 5 мкм) игольчатой формы с неоднородной, мелкозернистой поверхностью. Состав сульфогалидов ближе всего к перрудиту ($Ag_4Hg_5S_5(I,Br)_2Cl_2$). Минерал подобной формы и состава обнаружен и в других зонах окисления [Sevillano et al., 2011]. Третья разновидность галидов – Ag-галиды (Cl-Br-I) без Hg, известные под общим названием эмболиты [Andreu et al., 2015], представлены в рудах Ново-Урского месторождения йодаргиритом (AgI). Йодаргирит совместно с пористым баритом заполняет крупные полости в гетите (рис. д). На поверхности полостей присутствуют частицы Au° размером ~200–500 мкн (рис. д–е), часть из которых содержит до 2 мас. % Hg. Наличие Cl-Br-I-Ag галогенидов также описано в бурых железняках Урала [Блинов, 2015]. Кроме того, в барите руд зоны окисления обнаружены включения акантита (Ag_2S; рис. г) и сульфида Ag, который по стехиометрии близок стенбергиту ($AgFe_2S_3$) или ленаиту ($AgFeS_2$). Наблюдается наследование форм нахождения Ag в рудах зоны окисления и торфах, контактирующих с отходами, где установлены галогениды Ag, часто с Hg.

Формы нахождения Au и Ag в рудах этого типа различаются. Выщелачивание руд зоны окисления показало, что 80–90 % Au высвобождается с окисляемой-1 и -2 фракциями. Некоторая часть Au связана с восстанавливаемой фракцией (до 10.5 %). Доля остаточной фракции – 1.5–7 %. Очень незначительна доля легкоподвижных форм: водорастворимой, ионообменной и кислоторастворимой – их сумма варьирует от 0.04 до 0.8 % Au и от 0.06 до 0.77 % Ag. Всего 3.4–12.2 % Ag связано с окисляемой-1 и -2 фракциями, 21–60 % с восстанавливаемой, 30–74.4 % с остаточной. Во всех образцах из зоны окисления присутствует йодаргирит (AgI) в разных количествах. Минерал устойчив в широком диапазоне *p*H, поэтому мы предполагаем, что его основная доля может растворяться только при извлечении остаточной фракции. Возможно, наночастицы Au° разлагаются смесью 20 % HNO_3 и 20 % H_2O_2, которая известна своими реакционными свойствами. На данном этапе предполагается, что в ходе проведения эксперимента в восстанавливаемую фракцию Au поступает за счет его адсорбции гидроксидами Fe, а Ag – за счет Ag-содержащего ярозита. Условия и стадии растворения перрудита пока не определены. Часть вопросов, возникших при интерпретации результатов эксперимента, требуют своего решения. Работы по уточнению воздействия различных реагентов на минералы руд золота продолжаются.

Благодарим М. А. Густайтис за помощь в отборе материала. Работы выполнены в рамках государственного задания № VIII.72.2.3(0330-2016-0011) в «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» и при поддержке РФФИ (№№ 16-35-60108, 15-05-05362, 15-05-06950).

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.

Болгов Г. П. Сульфиды Салаира. Урская группа полиметаллических месторождений // Известия ТИИ. 1937. Т. 58. Вып. 1–3. С. 45–96.

Жмодик С. М., Калинин Ю. А., Росляков Н. А. и др. Наночастицы благородных металлов в зоне гипергенеза // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 2. С. 168–183.

Таусон В. Л., Кравцова Р. Г., Смагунов Н. В. и др. Структурное и поверхностно-связанное золото в пиритах месторождений разных генетических типов // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 350–369.

Свешников Г. Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л.: ЛГУ, 1967. 160 с.

Andreu E., Torró L., Proenza J. A. et al. Weathering profile of the Cerro de Maimón VMS deposit (Dominican Republic): textures, mineralogy, gossan evolution and mobility of gold and silver // Ore Geology Review. 2015. Vol. 65. P. 165–179.

Myagkaya I. N., Lazareva E. V., Gustaytis 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.

Mikhlin Yu., Romanchenko A., Likhatski M. et al. Understanding the initial stages of precious metals precipitation: Nanoscale metallic and sulfidic species of gold and silver on pyrite surfaces // Ore Geology Review. 2011. Vol. 42. P. 47–54.

Saryg-ool B. Yu., Myagkaya I. N., Kirichenko I. S. et al. Redistribution of elements between wastes and organic-bearing material in the dispersion train of gold-bearing sulfide tailings. Part I. Geochemistry and mineralogy // Science of The Total Environment. 2017. Vol. 581–582. P. 460–471.

Sevillano G. C., Rebollar M. C., Viñals Olià J. Presencia en Localidades Españolas de Perroudita, $Hg_5Ag_4S_5(I,Br)_2Cl_2$, un Mineral "Raro" que Es Probablemente Frecuente // Conference: MACLA: Revista de la Sociedad Española de Mineralogía. 2011. №. 15. P. 45–46.

Tagirov B. R., Trigub A. L., Shiryaev A. A. et al. Covellite CuS as a matrix for “invisible” gold: X-Ray spectroscopic study of the chemical state of Cu and Au in synthetic minerals // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016. Vol. 191. P. 58–69.

Wu Zh., Konishi H., Wang Y. et al. Occurrences and distribution of “Invisible” precious metals in sulfide deposits from the Edmond Hydrothermal Field, Central Indian Ridge // Ore Geology Review. 2016. Vol. 79. P. 105–132.

А. Ш. Хусаинова[1], Д. Г. Путин[1], В. А. Наумов[2], Б. М. Осовецкий[1]
[1] – Пермский государственный национальный исследовательский университет (ПГНИУ), г. Пермь
[2] – Естественно-научный институт при ПГНИУ, г. Пермь
Alfiya061094@gmail.com

Золотоносность россыпи бассейна реки Удерей, Красноярский край

Цель работы – изучение золотоносности россыпи бассейна р. Удерей. Были поставлены следующие задачи: определить содержания и гранулометрическое распределение золота; изучить морфологию и рассчитать морфометрические параметры; определить химический состав золота.

Объект исследования находится в Мотыгинском районе Красноярского края на северо-восточном фланге Южно-Енисейской золотоносной провинции. Россыпь является аллювиальной мелкозалегающей однопластовой и приурочена к пойменной

части долины. Рыхлые отложения представлены современным сероцветным аллювием, сложенным галькой с обломками материнских пород. Вверху разреза залегают покровные суглинки, глина, иногда торф. Мощность относительно выдержана по всей длине и составляет 4–6 м. Содержание илисто-глинистой фракции в россыпи ~50 %. Пески содержат ~20 % илисто-глинистой фракции и относятся к труднообогатимым (по классификации ФГУП ЦНИГРИ). Коренное ложе долины врезано в глинистые сланцы и кварциты верхнепротерозойского комплекса. Породы дезинтегрированы до мелкощебнистого состояния с глинистой примазкой по трещинам. Продуктивный горизонт залегает преимущественно в аллювии. Мощность горизонта – 0.4–5.0 м, в среднем по россыпи – 1.3 м. Распределение по вертикали крайне неравномерное [Наумов и др., 2016].

Содержание Au в россыпи варьирует от 12.2 до 5548.4 мг/м^3 при среднем значении 832.1 мг/м^3. По данным гранулометрического анализа, золото в россыпи среднее, преобладает класс 0.5–0.25 мм (46.8 %). Размер золота по классам (мм): 1.0–0.5; 0.5–0.25; 0.25–0.1; <0.1.

Класс 1.0–0.5 мм представлен частицами гемиидиоморфной, таблитчатой, палочковидной и каркасной формы с единичными кристаллами. Поверхность золота шероховатая, изъеденная, губчатая, отмечаются борозды скольжения, отпечатки других минералов и отверстия. Края частиц сглаженные, рваные. Данный класс отличается большим количеством включений зерен кварца, бурых, черных пленок и пленок гидроксида железа, также отмечены единичные знаки с новообразованным золотом.

Для частиц класса 0.5–0.25 характерна таблитчатая, гемиидиоморфная, пластинчатая форма с шагреневой поверхностью. Золото имеет много вмятин, царапин и ям, гладкие, рваные и зазубренные края. Характерным признаком класса являются пленки «нового» золота. Также присутствуют зерна кварца, черные и бурые пленки.

Частицы фракции 0.25–0.1 мм имеют гемиидиоморфную, пластинчатую и толстотаблитчатую форму. Поверхность шероховатая, губчатая с вмятинами и царапинами. Края золотин округлые, редко встречаются рваные. Из включений отмечены зерна кварца и черные пленки, реже встречаются знаки с пленками «нового» золота.

Форма частиц класса <0.1 мм палочковидная, гемиидиоморфная, чешуйчатая. Поверхность шагреневая с редкими ямками и царапинами. Края гладкие, иногда зазубренные. Отмечены единичные знаки с включениями кварца.

Для частиц характерен шероховатый (шагреневый) микрорельеф (рис.), который дополнен многочисленными наклепами (результаты транспортировки и расплющивания), углублениями, микровключениями других минералов, ложбинами и штрихами (результаты царапания другими минералами повышенной твердости), пленками и налетами (см. рис.). Некоторые зерна имеют гетерогенное строение (конгломераты) и состоят из нескольких индивидов, плотно соприкасающихся друг с другом. Высокая степень неровности микрорельефа поверхности проявляется в многочисленных дефектах (микропорах, ложбинах, вмятинах, царапинах). Многочисленные царапины свидетельствуют о переносе золота в водном потоке. Однако дальность такого переноса невелика, поскольку на каждом зерне обнаруживается одна система параллельных царапин, свидетельствующих о миграции зерна в одном положении.

Для определения количественной характеристики формы частиц золота проведен их замер по трем направлениям: a – длина, b – ширина, c – толщина. Рассчитаны коэффициенты уплощенности ($К_{упл}$), округленности ($К_{окр}$) и сферичности ($К_{сф}$) по

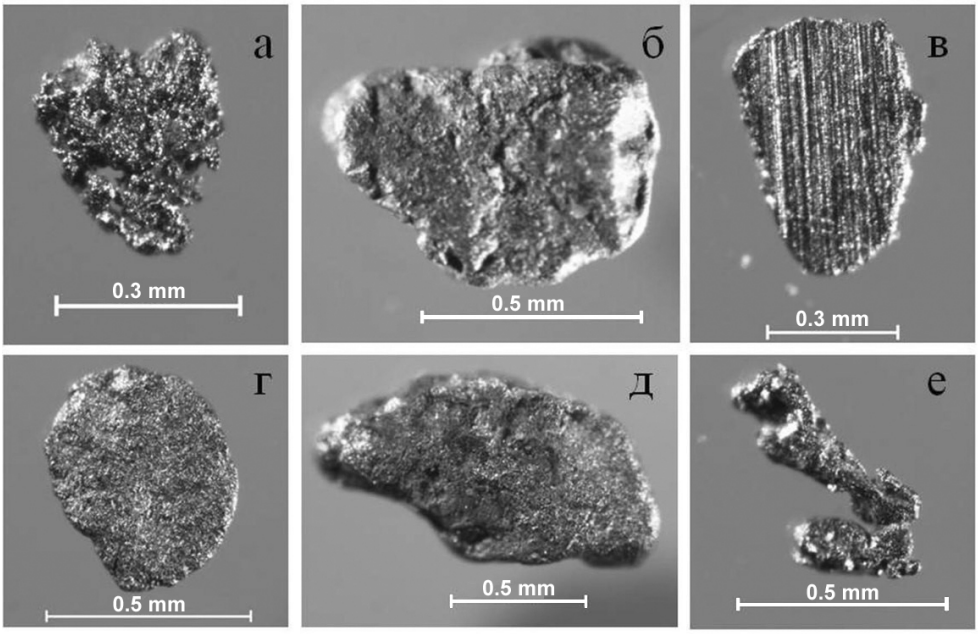


Рис. Некоторые черты строения золотин: а – шероховатая поверхность; б – ямки и царапины; в – борозды скольжения; г – скругленная форма; д – извилистая форма; е – зерна кварца.

[Илалтдинов, Осовецкий, 2009]: в среднем, 12.80, 0.77 и 0.40, соответственно (табл. 1). Значения коэффициентов уплощенности и округленности по классам изменяются прямо пропорционально, т. е. золото класса >0.5 мм максимально уплощено и округлено, чем таковое в классе <0.1 мм. Коэффициент сферичности для разных классов находится в одном диапазоне значений.

Из таблицы 2 следует, что в россыпи преобладает золото класса 0.5–0.1 мм чешуйчатой (60.84 %) и пластинчатой (18.33 %) формы.

По результатам количественного минералогического анализа минеральная ассоциация тяжелой фракции (по классам 0.25–0.1 и <0.1 мм) определена как гематит-гидрогетитовая. Она представлена однообразным минеральным составом, для которого характерно присутствие большого количества обломков пород – слюдистых кристаллических сланцев (28–54 %). Среди других минеральных компонентов резко преобладает гидрогетит (60–70 %) и гематит (5–25 % объема минеральной массы). Постоянное присутствие пиролюзита (до 10 %) показывает, что источники питания россыпи – коры выветривания железистого состава. Из других минеральных компонентов обычны магнетит и эпидот, реже встречаются слюды, хлориты, ильменит, циркон, лейкоксен и амфиболы. Редко встречены зерна пирита, рутила, монацита, гранатов. В классе <0.1 мм снижена доля обломков кристаллических сланцев и увеличено содержание гидрогетита, гематита и магнетита. Особенностью состава этой фракции является заметное увеличение доли минералов группы эпидота, циркона, ильменита, рутила, монацита. В небольшом количестве встречаются зерна пирита и киновари [Наумов и др., 2016].

Таблица 1

Средние значения морфологических показателей для классов частиц золота

Показатели	Классы, мм				Средние значения
	1.0–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	<0.1	
$К_{упл}$	18.70	14.32	11.98	6.18	12.80
$К_{окр}$	0.87	0.81	0.78	0.63	0.77
$К_{сф}$	0.41	0.38	0.40	0.40	0.40

Таблица 2

Соотношение частиц золота с разной степенью уплощенности в размерных классах, %

$К_{упл}$	Классы, мм			
	1.0–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	<0.1
<2.5	0.00	1.67	3.33	1.67
2.5–4.0	1.67	2.50	3.33	0.83
4.0–8.0	0.83	8.33	10.00	1.67
>8.0	2.50	34.17	26.67	0.83

Для основной массы частиц золота россыпи установлен состав, типичный для высокопробного металла 980–994 ‰. В нем Ag иногда полностью отсутствует и лишь иногда несколько превышает 0.5 %. Из прочих примесей в них отмечено присутствие Cu (0.24 %), Sb (0.02 %), Ni (0.03 %), Pd (0.02 %) и As (0.11 %). Наряду с высокопробным, в россыпи имеется и серебристое золото (832–967 ‰), в котором содержание Ag составляет от 2 до 15 %. Другими примесями являются As (0.2 %), Ni (0.1 %) и Cu (0.2 %). Золото такого состава отличается более мелкими размерами и удлиненной формой. Кроме того, серебристое золото присутствует в «золотом конгломерате».

Среди пленок и примазок на золоте преобладают гидрослюды в агрегатах с гидроксидами железа. Также обнаружены золотины с черным налетом, иногда покрывающем большую часть поверхности мелких золотин. Основная часть черного налета представлена глинисто-железистым агрегатом. Небольшая часть налета с более гладкой поверхностью представлена глиноземистым веществом. Возможно, это фрагменты боксита, захваченного частицей золота из родоначальной для россыпи коры выветривания [Наумов и др., 2016].

Таким образом, изучена золотоносность одной из россыпей бассейна р. Удерей. В россыпи преобладают частицы гемиидиоморфной формы с шероховатой поверхностью. На поверхности отмечаются ямки, царапины и вмятины. Края частиц округлые, гладкие. На золотинах обнаружены зерна кварца, черные и бурые пленки, а также пленки «нового» золота. Среднее содержание золота составляет 832.1 мг/м^3. В россыпи преобладает (46.8 %) среднее золото класса 0.5–0.25 мм. Изучена и описана морфология по классам. Золото в россыпи высокопробное (980–994 ‰), но также имеется и серебристое золото (832–967 ‰).

Литература

Илалтдинов И. Я., Осовецкий Б. М. Золото юрских отложений Вятско-Камской впадины. Пермь: ПГУ, 2009. 230 с.

Наумов В. А., Осовецкий Б. М., Илалтдинов И. Я., Хусаинова А. Ш., Горбунов А. И. Исследование золотоносности одной из россыпей долины р. Удерей, Енисейский кряж. Отчет по НИР. Пермь, 2016. 70 с.

А. С. Чирков, А. Ш. Хусаинова
Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь
Alfiya061094@gmail.com

Особенности геоморфологического строения и золотоносность долины р. Копто, Республика Тува

(научный руководитель проф. В. А. Наумов)

Цель работы – геоморфологическое описание долины р. Копто (бассейн р. Каа-Хем) и определение ее золотоносности. Задачей является определение геоморфологических характеристик долины реки и описание золота в пробах. Работа выполнена на материалах специализированной учебной практики на территории Республики Тува.

Исследуемый район относится к Тапса-Каахемской золотоносной рудно-россыпной зоне и охватывает зону Каахемского глубинного разлома и тяготеющую к ней с юга площадь Бурен-Ондумского геоантиклинального поднятия. Зона разлома совпадает с одноименной зоной смятия и представляет собой вытянутый желобразлом шириной 15–25 км и длиной около 150 км, протягивающийся в субширотном направлении. Рельеф района связан с двумя этапами россыпеобразования – олигоцен-нижнеплиоценовым и эоплейстоцен-нижнеплейстоценовым [Прудников и др., 2011]. Россыпь Копто является крупнейшей россыпью Тапса-Каахемского золотоносного района и характеризуется сложным строением. В долине наблюдается развитие блоковой тектоники. В верхней части долина имеет троговое строение с фрагментами цокольных террас. Мощность аллювиальных отложений составляет 10 м. Ниже, на границе с депрессией, отмечается формирование комплекса разновозрастных погребенных россыпей: глубокого тальвега и серии «висячих» россыпей.

Исследование долины состояло из полевой, лабораторной и камеральной стадий. Во время полевых работ были отобраны шлиховые пробы на участках с замедленным течением реки и сделано первичное геологическое описание местности. Отбор проб произведен из современного руслового аллювия закопушами на глубину до 0.3 м. Опробован современный аллювий активного слоя. Материал осадков был хорошо перемыт и практически не содержал глинистых частиц. Рыхлый материал обогащен на канадском лотке, объем проб от 5 до 20 л. Нами исследован участок долины, совмещенный со 122 по 135 км грунтовой трассы Бояровка–Тоджа. Всего опробовано пять участков.

На 122 км в прирусловой части руч. Кедровый отобрана проба (точка опробования 2). Долина реки здесь расширена до 100 м, течение спокойное. Ниже по течению были отобраны еще две пробы, где ширина русла доходила до 2 м. В одной из них на бортовой осыпи террасы обнаружена частица золота. После слияния притоков р. Копто на 125 км опробованы техногенные отвалы гидравлических приборов старой отработки россыпей р. Копто. Отвалы выражены в рельефе и протягиваются на 5 км вниз по течению до 130 км дороги. Оба участка опробования объединены однообразным участком строения долины, вытянутой с севера на юг. Русло реки небольшой глубины слабоизвилистой, синусоидальной формы, сложенной валунно-галечными отложениями. Уклон русла составляет 55–85 м/км.

В точке опробования 4 уклон русла выполаживается до 35 м/км. Долина асимметрична с крутыми склонами (до 21°). Отбор пробы в точке опробования 5 производился также на р. Копто на абсолютной отметке 1260 м. Ширина русла реки в меженный уровень в этом месте увеличивается до 5–7 м, уклон составляет 19 м/км, что обеспечивает более медленное течение реки. Начиная со 130 км и до 135 км дороги, долина имеет трапециевидную форму с широкой поймой, образовавшейся за счет преобладания процессов боковой эрозии. Шестая точка опробования характеризуется малым уклоном реки 20 м/км. Русло спрямленное. Долина имеет ширину 100 м и небольшие углы падения (3–7°).

Лабораторные исследования отложений проведены в лаборатории осадочных полезных ископаемых кафедры поисков и разведки полезных ископаемых ПГНИУ. Шлихи были высушены и разделены на магнитную, электромагнитную и неэлектромагнитную фракции. Магнитная сепарация осуществлена с помощью постоянного магнита. Концентрат немагнитных минералов тяжелой фракции был рассеян через сито на следующие классы (мм): >0.5, 0.5–0.25, 0.25–0.1 и <0.1. Полученные фракции просмотрены под бинокулярным микроскопом Nikon SMZ-745. Далее были описаны и сфотографированы частицы золота, подсчитаны содержания в пробах и их морфометрические коэффициенты. В процессе выполнения работ расчет велся на возможность выделения мелкого и тонкого золота, широко распространенного в природе [Лунев и др., 2003; Наумов и др., 2010; Наумов, 2011].

Морфометрические характеристики золотин определялись по размерам зерен в трех направлениях: длине, ширине и толщине. С помощью этих данных высчитывались коэффициенты уплощенности ($К_{упл}$), округленности ($К_{окр}$) и сферичности ($К_{сф}$). Коэффициент уплощенности косвенно показывает степень удаленности золотин от коренного источника. Коэффициент округленности может свидетельствовать о длительности переноса частиц золота водными потоками. Показатель окатанности также характеризует дальность переноса [Илалтдинов, Осовецкий, 2009].

Золотина, найденная в прирусловом аллювии руч. Кедрового, относится к фракции >0.5 мм. Цвет частицы ярко-желтый, форма вытянутая с округленными краями, изогнутая, поверхность шероховатая, неровная, присутствуют включения минералов (рис.). Содержание Au в активном слое современного аллювия составляет 70 мг/м^3. Значение коэффициента уплощенности составляет 8.19, коэффициента округленности – 0.75, сферичности – 0.38.

Золотина, обнаруженная в глинистом прослое, совмещенном с почвенно-растительным слоем в пойме р. Копто, относится к фракции 0.45–0.25 мм. Частица характеризуется золотисто-желтым цветом с ярким металлическим блеском, присутствуют включения минералов (см. рис.). Форма близка к изометричной, края угловатые,

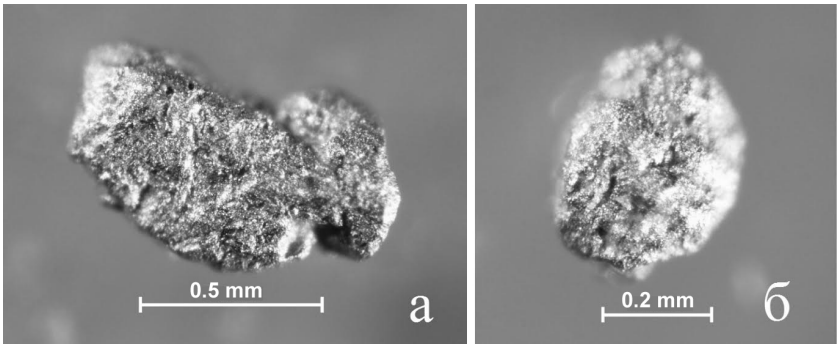


Рис. Частицы золота из русловой фации руч. Кедровый (а) и почвенно-растительного слоя р. Копто (б).

поверхность неровная, присутствуют каверны. Содержание Au в активном слое современного аллювия составляет 30 мг/м^3. Значение коэффициента уплощенности составляет 2.45, коэффициента округленности – 0.77, сферичности – 0.58.

Таким образом, особенностью геоморфологического строения долины р. Копто является достаточно закономерный характер изменения уклона реки, ширины долины с чередующимися озеровидными расширениями и сужениями. Это находит отражение в параметрах уклона, ширины долины и составе аллювиального материала. Золотоносность активного слоя современного аллювия практически повсеместно нулевая. Вероятно, металл уходит на более глубокие горизонты и не сохраняется в условиях переноса в активном слое. Установлены концентрации золота в русловой фации руч. Кедровый 70 мг/м^3, а в глинистом прослое р. Копто – 30 мг/м^3. Подсчитаны средние коэффициенты уплощенности, округленности и сферичности, которые равны 5.35, 0.74 и 0.47, соответственно.

Литература

Илалтдинов И. Я., Осовецкий Б. М. Золото юрских отложений Вятско-Камской впадины. Пермь: ПГУ, 2009. 230 с.

Лунев Б. С., Наумов В. А., Наумова О. Б. Мелкие ценные минералы в аллювии // Горный журнал. Известия высших учебных заведений. 2003. № 6. С. 53–56.

Прудников С. Г., Кононенко Н. Б., Петрова Л. И. Условия образования россыпей Тапса-Каахемской золотоносной зоны Тувы и их связь с коренными источниками // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 2. С. 243–260.

Наумов В. А. Минерагения и перспективы комплексного освоения золотоносного аллювия Урала и Приуралья. Пермь: Естественно-научный институт ПГНИУ, 2011. 162 с.

Наумов В. А., Лунев Б. С., Наумова О. Б. Геологические объекты с мелким и тонким золотом – важные источники минерального сырья // Естественные и технические науки. 2010. № 1. С. 174–177.

Н. Н. Анкушева[1, 2], Е. Е. Паленова[1, 2], С. Н. Шанина[3]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
ankusheva@mail.ru
[2] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
[3] – Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

Условия образования кварцевых жил золоторудных месторождений Копыловское, Кавказ, Красное (Бодайбинский район, В. Сибирь) по данным изучения флюидных включений

Бодайбинский район, представляющий собой часть Мамско-Бодайбинского мегасинклинория, сложен верхнепротерозойскими карбонатно-терригенными отложениями, смятыми в линейные складки и прорванными позднепалеозойскими гранитоидами [Иванов, 2008]. Месторождения золота этого района объединены в два крупных рудно-россыпных узла: Хомолхинский на севере, к которому относятся наиболее известные объекты района, в т. ч. месторождение Сухой Лог, и Артемовский на юге, к которому приурочены месторождения Копыловское, Кавказ и Красное. Целью работы стала характеристика PT-условий образования золотоносных и безрудных кварцевых жил месторождений Копыловское, Кавказ и Красное.

Флюидные включения анализировались в микротермокамере TMS-600 (Linkam) с микроскопом Olympus BX-51 в лаборатории термобарогеохимии Южно-Уральского госуниверситета (Миасс). Погрешность аппаратуры ±0.1 °С при –20…+80 °С и ±1 °С – за пределами интервала. Солевой состав растворов включений оценивался по температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Концентрации солей в растворах включений рассчитывались по температурам плавления последних кристаллов [Bodnar, Vityk, 1994]. Результаты обработаны в программе Statistica 6.1.

Валовый состав газов проанализирован на газовом хроматографе «Цвет-800» (колонка GS-Q (30 м × 0.53 мм × 40 мкм) с пиролитической приставкой и форколонкой в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН). Вскрытие флюидных включений проводилось в кварцевом реакторе при температуре 500 °С. Хроматографические сигналы обработаны в программе TWS-MaxiChrom. Вероятная относительная погрешность метода составляет 16 %.

Копыловское месторождение приурочено к субширотной антиклинальной складке. Вмещающие породы представлены переслаивающимися песчаниками и углеродистыми филлитами догалдынской свиты (Vdg_3). Месторождение Кавказ также приурочено к породам догалдынской свиты в сводовой части антиклинали и зоне влияния регионального взброса-сдвига. Из магматических тел на площади известны редкие маломощные дайки лампрофиров [Аксенов, 2004ф]. Рудопроявление Красное залегает среди углеродсодержащих кварцевых песчаников и алевролитов вачской свиты (R_3vc), рудная минерализация приурочена к складчатым структурам [Кузьменко, 2013].

Сульфидная минерализация на месторождениях образует послойную и рассеянную вкрапленность в углеродисто-глинистых сланцах, песчаниках, алевролитах и кварцевых жилах и кварц-пиритовые прожилки и просечки в штокверковых зонах. Золото образует включения в пирите и сростки с ним, а также зерна в кварцевых жилах. Кварцевые жилы включают 1) мощные (1–8 м) седловидные жилы в замках

складок и флексур, 2) тонкие (от нескольких миллиметров до 1–5 см) согласные слоистости и сланцеватости кварц-пиритовые прожилки и просечки и 3) секущие жилы различной мощности (от 1 см до n×10 см).

На Копыловском месторождении проанализированы флюидные включения в кварце из жилы с золотом, вскрытой разведочной канавой (обр. 358/2), и безрудной жилы из керна (обр. 504/80.2). Содержание золота в жиле, по данным ААА, 0.73 г/т. На месторождении Кавказ проанализирована кварцевая жила с видимым золотом размером до 2 мм, расположенным в кавернах с гетитом (обр. 284/5). На рудопроявлении Красное исследована галенит-кварцевая жила с золотом (обр. 141425/135.6). В золотоносном кварце месторождений флюидные включения округлые, удлиненные, реже угловатые, расположены полосами или сгруппированы по 3–4 включения, имеют размеры 10–20 мкм. Также отмечены однофазные темные газовые и светлые жидкостные включения размером до 5 мкм, а в кварце Красного рудопроявления присутствуют трехфазные включения с жидким CO_2.

В безрудном кварце Копыловского месторождения флюидные включения образуют два типа: 1) размером 15–20 мкм, газовый пузырек в которых занимает до 30–40 % объема включения, часто ориентированы в одном направлении, отвечающем зоне роста кристалла кварца; 2) темные единичные крупные включения размером до 40 мкм с газовым пузырьком до 60 % объема включения.

Результаты термобарогеохимических исследований приведены в таблице 1 и на рисунке. Золотоносные жилы на месторождениях Копыловское и Кавказ отлагались из Na-K-хлоридных растворов с соленостью 6.0–8.8 мас. % (NaCl-экв.) при 300–350 °С (Копыловское) и 210–280 °С (Кавказ). Галенит-кварцевые жилы с золотом Красного рудопроявления формировались при температурах 140–300 °С из Na-K-карбонатно-гидрокарбонатных растворов. Плавление льда во включениях Красного рудопроявления происходило при положительных температурах (кристаллогидраты?), поэтому соленость этих растворов не была определена. Безрудные

Таблица 1

Результаты термобарогеохимических исследований кварца золотоносных и безрудных жил

№ п/п	№ обр.	n	$T_{эвт}$, °С (солевой состав)	$T_{пл}$, °С	С, мас. % NaCl-экв.	$T_{гом}$, °С
1	358/2	30	–23.0…–23.8 (NaCl–KCl)	–4.0…–5.7	6.1–8.8	300–350
2	284/5	45	–21.8…–23.9 (NaCl–KCl)	–4.0…–5.8	6.5–8.8	212–280
3	141425/135.6	70	0…–8 ($Na,K)(CO_3,SO_3$) –20…–22 (NaCl)	2.8–11.2	н.о.	140–300
4	504a/80.2	45	1 тип: –21.7…–23.9 (NaCl, NaCl–KCl) 2 тип: –36.7… –37.0 ($MgCl_2$)	–3.3…–4.3 –4.5…–5.7	5.5–6.8 7.5–8.8	200–240 260–280

Примечание. $T_{эвт}$ – температура эвтектики; $T_{пл}$ – температура плавления последнего кристалла льда; С – концентрация солей в растворе; $T_{гом}$ – температура гомогенизации; n – число измерений. Образцы: 1–3 – золотоносный кварц: 1 – Копыловское, 2 – Кавказ, 3 – Красное; 4 – безрудный кварц, Копыловское месторождение.

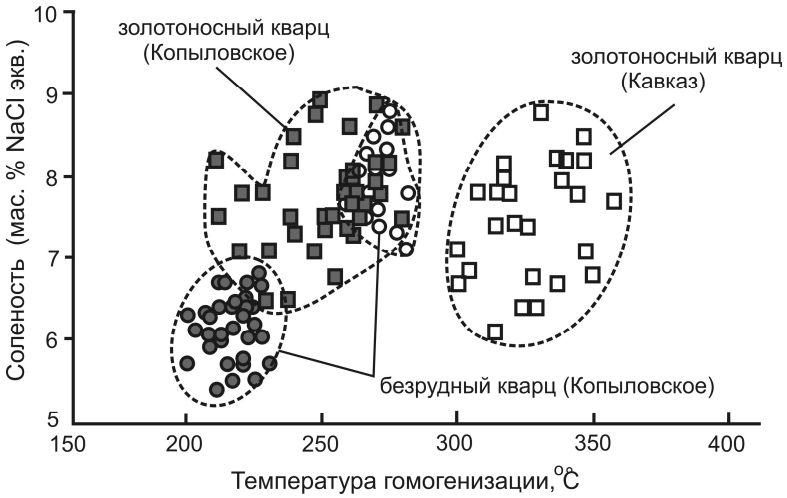


Рис. Соотношение температур гомогенизации и солености флюидных включений в золотоносном (квадраты) и безрудном (круги) кварце месторождений Копыловское и Кавказ.

кварцевые жилы Копыловского месторождения отлагались из водно-хлоридных растворов (Na, Na-K и Mg) с соленостью 5.5–8.8 мас. % (NaCl-экв.) при 200–280 °С.

По данным газовой хроматографии, главные газовые компоненты – H_2O и CO_2 (табл. 2). Отношение $CO_2/(CO_2+H_2O)$ колеблется в интервале от 0.39 до 0.61, а CO_2/CH_4 – от 643 до 2051. Золотоносный кварц наиболее обогащен (г/т) H_2O (до 300), CO_2 (до 240), N_2 (до 4.4), содержание CH_4 достигает 0.37 г/т. Соотношение компонентов в объеме вскрывшихся газов в пробах Копыловского месторождения следующее: $CO_2>H_2O>N_2>CH_4$; месторождений Кавказ и Красное – $H_2O>CO_2>N_2>CH_4$. В кварце месторождения Кавказ обнаружен H_2 (0.28 г/т).

Давление флюида оценено по трехфазным включениям с жидким CO_2 в кварце рудопроявления Красное. Температура плавления CO_2 в них меняется от –56.7 до –57.1 °С, температура частичной гомогенизации в жидкую фазу от +16.1 до +21.3 °С. Температура полной гомогенизации колеблется от 311 до 330 °С. Плотность CO_2 варьирует от 0.80 до 0.85 г/см^3; молярный объем – 57–58 см^3/моль [Thiery et al., 1994]. При этих параметрах рассчитанное давление для 300 °С составляет 1.2–1.6 кбар [Brown, 1989].

Таким образом, первые термобарогеохимические данные показали, что золотоносные и безрудные кварцевые жилы месторождений Копыловское, Кавказ и Красное формировались из различных по составу и температурам гомогенизации и близких по солености флюидов. Соленость флюидов исследованных жил меняется от 5.5 до 8.8 мас. % NaCl-экв. По солевому составу преобладают водно-хлоридные растворы с Na и K, усложняясь Mg в безрудных жилах Копыловского месторождения и гидрокарбонатами и карбонатами Na – в галенит-кварцевой жиле Красного рудопроявления. Наличие в кварце этой жилы трехфазных включений с жидким CO_2 указывает на то, что рудоносный флюид был углекислотным. Широкий интервал температур гомогенизации включений установлен для жилы Красного рудопроявления – 140–300 °С, кварц золотоносной жилы Кавказа и безрудной жилы Копыловского харак-

Таблица 2

Состав газов во флюидных включениях в кварце по данным газовой хроматографии

№ п/п	№ обр.	H_2O	CO_2	N_2	CH_4	H_2	H_2O	CO_2	N_2	CH_4	H_2
		г/т					мол. %				
1	358/2	151	240.58	4.44	0.374	–	59.76	38.95	1.13	0.167	–
2	284/5	308	196.95	1.54	0.096	0.28	78.53	20.54	0.25	0.028	0.643
3	141425/135.6	201	85.04	0.94	0.045	–	85.01	14.71	0.26	0.021	–
4	504а/80.2	45	69.42	0.56	0.062	–	60.95	38.47	0.49	0.094	–

Примечание. Образцы: 1–3 – золотоносный кварц: 1 – Копыловское, 2 – Кавказ, 3 – Красное; 4 – безрудный кварц, Копыловское месторождение.

теризуется температурами 200–280 °С, тогда как для жилы с золотом Копыловского месторождения они достигают 300–350 °С. Основными летучими компонентами флюидов являются вода и углекислота, кроме того обнаружены метан, молекулярный азот и водород, которые могли образоваться при взаимодействии флюид-порода за счет разрушения вмещающих черных сланцев [Bottrell, Miller, 1990]. Золотоносные жилы содержат больше летучих компонентов, нежели безрудные (общая газонасыщенность 507 против 115 г/т, соответственно). Для золотоносного кварца характерна ассоциация однофазных газовых, жидкостных и более концентрированных двухфазных включений, что может свидетельствовать о вскипании гетерогенного флюида [Robert, Kelly, 1987] и часто является причиной отложения золота [Bowers, 1991].

Работа поддержана грантом РФФИ (№ 16-05-00580). Аналитические исследования поддержаны программой УрО РАН № 15-18-5-46 и Правительством РФ (постановление № 211 от 16.03.2013), соглашение № 02.A03.21.0011.

Литература

Аксенов И. М. Отчет о результатах геологоразведочных работ 2000–2004 г. с подсчетом запасов в пределах золоторудного месторождения «Копыловское» по состоянию на 01.09.2004. ООО «Угрюм-река», Бодайбо–Иркутск, 2004ф.

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

Иванов А. И. Месторождение «Ожерелье» – новый тип коренных месторождений в Бодайбинском рудном районе // Известия СО РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2008. Т. 32. № 6. С. 14–26.

Кузьменко А. А. Золотое оруденение в пределах Артемовского рудного узла на примере месторождения «Красное» (Бодайбинский район, Восточная Сибирь) // III Рос. мол. школа «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2013. С. 146–150.

Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H_2O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Virginia Polytechnic Institute and State University. 1994. P. 117–130.

Bottrell S. H., Miller M. F. The geochemical behavior of nitrogen compounds during the formation of black shale-hosted quartz-vein gold deposits, North Wales // Applied Geochemistry. 1990. Vol. 5. № 3. P. 289–296.

Bowers T. S. The deposition of gold and other metals: pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1991. Vol. 55. P. 2417–2434.

Brown P. E. FLINCOR: a new microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // American Mineralogist. 1989 (74). P. 1390–1393.

Robert F., Kelly W. C. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibe green-stone belt, Quebec, Canada // Economic Geology. 1987. Vol. 82. P. 1464–1482.

Thiery R., Vidal J., Dubessy J. Phase equilibria modeling applied to fluid inclusions: liquid vapor equilibria and calculations of the molar volume in the CO_2-CH_4-N_2 system // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1994 (58). P. 1073–1082.

П. А. Неволько[1, 2]
[1] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
[2] – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
nevolko@igm.nsc.ru

Золото-сульфидное оруденение рифтовой структуры Шонг Хиен, СВ Вьетнам

Территория Вьетнама принадлежит двум крупным геоблокам [Faure et al., 2014]: Индокитайскому на юго-западе и Северо-Вьетнамско-Южно-Китайскому на северо-востоке. Главной структурой северного Вьетнама является Сдвиговая зона Красной реки. Она представляет собой кайнозойский левосторонний сдвиг, связанный с коллизией Индии [Tapponnier et al., 1990], и разделяет северную часть страны на СЗ и СВ складчатые пояса [Хоа и др., 2008; Faure et al., 2014]. В каждой складчатой системе выделяются структурно-фациальные зоны. Наиболее значимыми структурными элементами северо-восточной части Вьетнама являются структуры Шонг Хиен и Ло Гам (рис.). Эти структуры различны по вещественному составу слагающих их отложений, геодинамическим обстановкам формирования, истории развития и металлогении. Целью публикации является суммирование опубликованных и новых оригинальных данных по структуре Шонг Хиен.

На современном эрозионном срезе в ее пределах преобладают терригенные и вулканогенно-терригенные серии триаса, локально переслаивающиеся с потоками кислых лав и их туфов [Faure et al., 2014]. Основное осадконакопление происходило в течение двух циклов: P_3–T_1 (формирования рифтового бассейна) и T_2 (коллизия Индокитайского и Южно-Китайского блоков, форландовые обстановки осадконакопления, формирование турбидитов) [Chen et al., 2015; Faure et al., 2014]. Пермь-триасовый магматизм структуры включает бимодальную вулканоплутоническую ассоциацию, в которой андезибазальтовый и габбро-долеритовый комплексы сочетаются с риодацит-риолитовыми и гранит-гранофировыми [Хоа и др., 2008]. С базальтами и габбродолеритами тесно ассоциируют интрузии верлитов, лерцолитов и габброноритов. Возраст (Rb-Sr и Ar-Ar) пород: 266–244, 264–255 и 248±4.5 млн лет – для базальтов, лерцолитов и риолитов, соответственно [Хоа и др., 2008]. Триасовый осадочный бассейн Шонг Хиен простирается в ССЗ направлении до границы с Китаем и интерпретируется как внутриконтинентальная рифтовая структура, связанная с Еменьшаньским плюмом [Хоа и др., 2008].

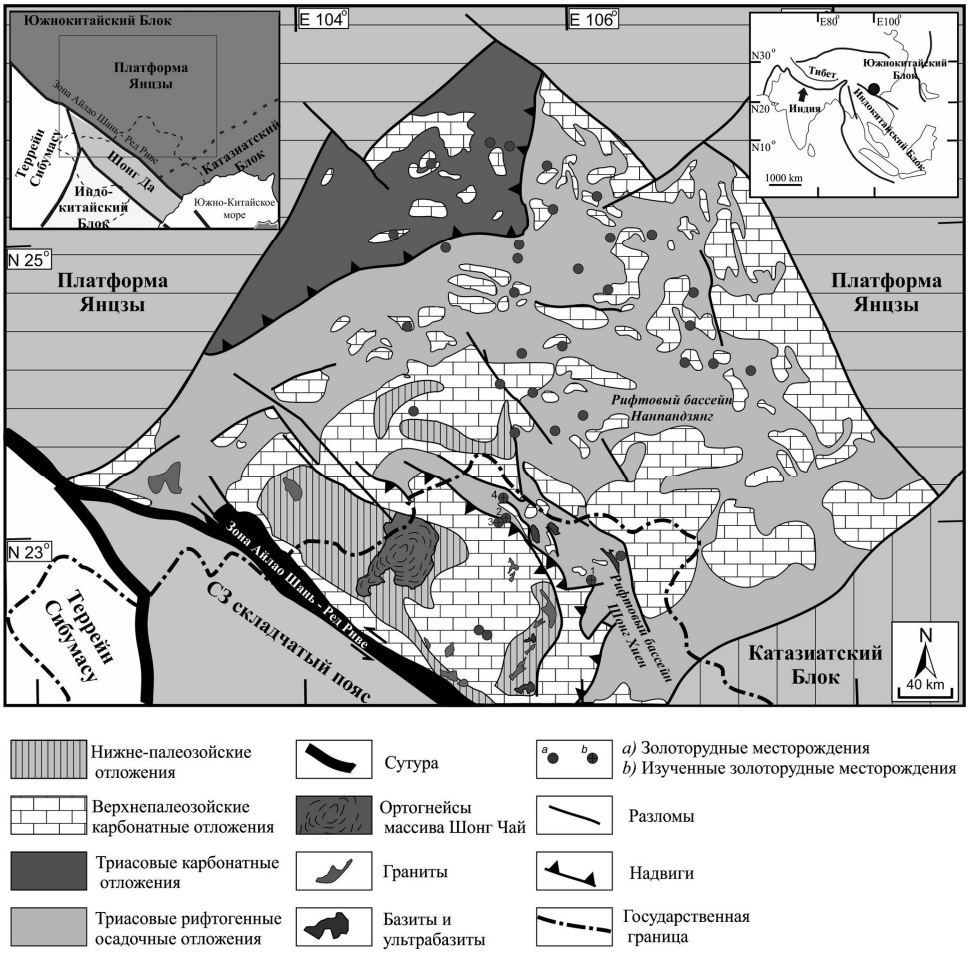


Рис. Региональная геологическая карта юго-западного Китая и северного Вьетнама, демонстрирующая расположение золоторудных месторождений в осадочных толщах бассейнов Шонг Хиен и Наньпаньцзян.

Месторождения на севере Вьетнама: 1 – Бо Ва, 2 – Тхам Рием, 3 – Хунг Хуанг, 4 – Хат Хан.

В структуре Шонг Хиен широко распространены золоторудные месторождения Au-As профиля. Их характерной особенностью является геохимическая общность оруденения (Au, Sb, As, Hg) [Хоа и др., 2008]. Наиболее крупными из них являются Бо Ва, Тхам Рием и Хунг Хуанг. Руды этих месторождений локализованы в черносланцевых толщах триаса и девона. Однако существуют примеры, когда золотосульфидное оруденение, идентичное по набору характеристичных параметров, локализовано в небольших телах магматических пород основного состава.

Месторождения в осадочных толщах. Месторождение Бо Ва располагается на границе между рифтогенной структурой Шонг Хиен и антиклинорием Нган Шон складчатого пояса Ло Гам. Руды на месторождении представлены сульфидизирован-

ными черными сланцами с содержанием сульфидов до 5 %. В углистых сланцах сульфиды представлены пиритом и арсенопиритом (S/As 1.09–1.33; Ni до 1.68 мас. %, Co до 0.8 мас. %).

Месторождения Тхам Рием и Хунг Хуанг располагаются в северо-западном фланге рифтовой структуры Шонг Хиен, вблизи регионального разлома, разделяющего впадину Шонг Хиен на востоке и поднятия Ло Гам на западе. Золотосульфидное оруденение на месторождениях стратиформное и связано с трещинной тектоникой. К первому типу относится месторождение Хунг Хуанг, где обогащенные золотом и сульфидами прослои согласны со слоистостью вмещающих пород. На основе минерального состава руд, мы разделяем месторождения на два типа: пиритовый (Хунг Хуанг) и пирит-арсенопиритовый (Бо Ва и Тхам Рием). В геохимическом плане месторождения Хунг Хуанг и Тхам Рием, несмотря на территориальную близость, отличаются по содержаниям As, Au и, в меньшей степени, Pb.

Нами изучен изотопный состав серы пирита и арсенопирита, являющихся главными сульфидными минералами золотого оруденения. Изотопный состав пирита и арсенопирита из руд месторождения Бо Ва лежит в диапазоне от –3.5 до –7.4 ‰. Значения изотопного состава пирита и арсенопирита из руд месторождения Тхам Рием близки (–3.5...–6.6 ‰). Незначительные вариации значений изотопного состава серы главных рудных минералов (3 ‰) подтверждают предположение о гомогенном источнике серы при формировании золотосульфидных руд. Изотопный состав серы пирита из руд месторождения Хунг Хуанг обогащен тяжелым изотопом серы (20 ‰). Изотопный состав серы пирита и арсенопирита из руд месторождений Тхам Рием и Бо Ва соответствует таковому для золотосульфидных месторождений, расположенных в триасовых осадочных отложениях [Chang et al., 2008]. Изотопный состав серы пирита из руд месторождения Хунг Хуанг соответствует изотопному составу морских сульфатов, формирующихся в девонское время.

Месторождения в магматических породах по набору геохимических, вещественных и минералогических признаков соответствуют золото-сульфидной формации, локализованной в черносланцевых толщах. На сегодняшний день наиболее крупное и изученное в пределах рифтовой впадины Шонг Хиен – комплексное месторождение Хат Хан. Месторождение находится в пределах массива габбродолерит-диабазовой ассоциации комплекса Каобанг ($\nu T_1 cb$), расположенного на севере зоны Шонг Хиен. Наименее измененные породы представлены кварцсодержащими монцогаббро. Золотое оруденение сопровождается интенсивной метасоматической переработкой вмещающих интрузивных пород, среди которой преобладает карбонатизация. Кварцсодержащие монцогаббро с рудной минерализацией превращены в карбонат-хлорит-серицитовые метасоматиты, содержащие в небольшом количестве (обычно менее 1 об. %) мусковит. В промышленно значимых количествах на месторождении присутствует не только золото, но и сурьма. На основании наличия полезного компонента можно выделить три типа руд: золотые, сурьмяные и комплексные. Золотосульфидные руды в метасоматически преобразованных породах основного состава представляют парагенезис арсенопирита и пирита при резко подчиненной роли сфалерита и рутила. Анализ корреляционных связей позволил выделить тенденцию увеличения содержания Au в арсенопирите с повышением концентрации в

нем As. Слабая отрицательная зависимость намечается между концентрацией Au и S. Такая зависимость косвенно указывает на химически связанное золото в арсенопирите.

Величина $\delta^{34}S$ арсенопирита из месторождения Хат Хан варьирует от 6 до 9.2 ‰ (среднее, 7 ‰). Изотопный состав серы в пирите – 6–7.9 ‰ (среднее, 7 ‰). Антимонит содержит больше легкого изотопа – 0.3–6.6 ‰ (среднее, 3.7 ‰).

Проведенные ИСП-МС анализы позволили обосновать поведение некоторых характерных элементов при формировании месторождения. Выделены три группы элементов: 1) привнесенные при формировании оруденения; 2) те, которые вынесены; и 3) элементы, концентрация которых не изменялась, либо изменялась несущественно. Образование золотоносных метасоматитов по основным породам протекало с привносом Au, As, Sb и S. Относительно неизмененных габброидов концентрация этих элементов в руде увеличивается на три порядка. Процесс оруденения сопровождался выносом из зоны метасоматической проработки Ca, Mg, Mn и Na. Связано это, по всей видимости, с процессами замещения плагиоклаза и темноцветных минералов в монцогаббро. Относительно инертное поведение наблюдается у Pb, Zn и Cd, хотя наличие отрицательных и положительных уровней обогащения относительно неизмененных пород может свидетельствовать об их частичном перераспределении между различными типами руд. Несмотря на незначительные содержания в исходных породах, слабое обеднение намечается для Cu, Co и Ni. Концентрации K и Fe остаются неизменными. Отсутствие обогащения или обеднения Fe позволяет сделать заключение, что процессы рудообразования протекали за счет сульфидизации вмещающих пород.

Таким образом, месторождение Хат Хан характеризуется следующим рядом признаков, типичных для золотосульфидных месторождений в осадочных толщах: 1) минеральный состав руд, представленный арсенопиритом и пиритом; 2) золотоносные сульфиды в качестве основной (или единственной) формы нахождения золота в рудах; 3) наличие сурьмяной минерализации, наложенной на ранние золотосульфидные руды; 4) метасоматическая природа процессов, протекающих при формировании оруденения; и 5) сульфидизация железосодержащих минералов во вмещающих породах как механизм формирования оруденения.

Мы полагаем, что оруденение не связано генетически с основными породами комплекса Као Банг. Магматические породы выступают только в качестве рудовмещающих тел. Геохимические исследования позволили обосновать заимствование из вмещающих пород только железа для формирования сульфидов. Генетически месторождение Хат Хан идентично золотосульфидным месторождениям в углеродистых толщах, расположенных на территории Вьетнама в рифтовой структуре Шонг Хиен (месторождения Бо Ва и Тхам Рием).

Изотопно-геохронологические исследования позволили установить возраст золотого оруденения, расположенного в структуре Шонг Хиен. По данным Ar-Ar датирования, время формирования золотого оруденения месторождений Тхам Рием и Хат Хан составляет 211.6±2.3 и 209.1±2.3 млн лет, соответственно. Полученные результаты находят косвенное подтверждение в последних работах [Chen et al., 2015], демонстрирующих время формирования золоторудных месторождений типа карлин на территории южного Китая 235–193 млн лет. Новые данные о времени формирования месторождений в полной мере позволяют предполагать связь оруденения с заключительным этапом Индосинийского орогенеза на рубеже 225–205 млн лет [Faure et al., 2014].

Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации № МК-7305.2016.5 и, частично, государственного задания, проект № 0330-2016-0001.

Литература

Хоа Ч. Ч., Изох А. Э., Поляков Г. В. и др. Пермо-триасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с эмейшаньским плюмом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 637–651.

Chang Z., Large R. R., Maslennikov V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source // Geology. 2008. Vol. 36. P. 971–974.

Chen M., Mao J., Chao L. et al. Re–Os isochron ages for arsenopyrite from Carlin-like gold deposits in the Yunnan–Guizhou–Guangxi "golden triangle", southwestern China // Ore Geology Reviews. 2015. Vol. 64. P. 316–327.

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.

Tapponnier P., Lacassin R., Leloup H. et al. The Ailaoshan-Red river metamorphic belt: tertiary left-lateral shear between Indochina and South China // Nature. 1990. Vol. 343. P. 431–437.

***П. А. Фоминых*[1, 2], *П. А. Неволько*[1, 2]**

[1] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

fominykhpa@igm.nsc.ru

[2] – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Модель формирования оруденения золоторудного узла Ланг Вай (Северо-Восточный Вьетнам)

Наиболее значимыми структурными элементами северо-восточной части Вьетнама являются структуры Шонг Хиен и Ло Гам [Хоа и др., 2008]. Структура Ло Гам представляет собой орогенный пояс, обрамляющий платформу Яндзы. С запада она ограничивается системой кайнозойских региональных разломов, с востока и юго-востока граничит с рифтовой впадиной Шонг Хиен, на юге ограничивается впадиной Ан Чау. В составе структуры Ло Гам выделяются ортогнейсы Шонг Чай, которые интерпретируются как ремобилизованный выход фундамента и структура Фу Нгы, отложения которой сложены преимущественно силурийскими породами.

В вещественном составе принимающих участие в структуре Ло Гам пород выделяются несколько последовательностей: 1) неопротерозойские-раннепалеозойские терригенные и карбонатно-терригенные осадочные породы, сформированные в мелководных обстановках; 2) неметаморфизованные сильно деформированные карбонатные отложения девона, сформированные в условиях пассивной континентальной окраины; и 3) перекрывающие девонские известняки и карбон-среднепермские платформенные известняки [Lepvrier et al., 2011; Liu et al., 2012].

В структуре Ло Гам широко развиты полиметаллические месторождения и рудопроявления, составляющие более 80 % запасов Pb и Zn Вьетнама. Выделяется

четыре обособленных рудных района (Ланг Хич, Чо Дон, Чо Диен, На Шон), которые объединяются в общую металлогеническую зону, протягивающуюся с севера на юг более чем на 100 км [Ань и др., 2012]. С некоторыми допущениями месторождения относятся к типу объектов долины Миссисипи [Ань и др., 2012; Ishihara et al., 2010]. Месторождения и рудопроявления золота, связанные с интрузиями гранитов, на территории северо-восточного Вьетнама приурочены к массивам кислого состава комплекса Пиа Биок и характеризуются выраженной латеральной зональностью оруденения. Ярким примером объектов этой формации является рудный узел Ланг Вай, в состав которого входят месторождения Кхоун Пук, Ланг Вай и Лунг Луонг, а также ряд более мелких рудопроявлений [Фоминых, Неволько, 2016].

В рамках изучения вещественного состава были определены минеральный состав и последовательность формирования руд, их структуры, текстуры и закономерности распределения. С использованием микрозондового анализа и электронного сканирующего микроскопа выявлены особенности химического состава рудных минералов.

Изучение минерального состава и парагенетический анализ руд позволил обосновать выделение последовательно сменяющих друг друга минеральных парагенезисов: 1) пирит – арсенопирит – самородное золото (Au-As на месторождениях Ланг Вай и Кхоун Пук); 2) пирит – арсенопирит – самородное золото – самородный висмут (Au-As-Bi только на месторождении Кхоун Пук); 3) пирит – арсенопирит – самородное золото – Pb-Bi-сульфосоли (Au-As-Sb, месторождение Кхоун Пук), пирит – арсенопирит – самородное золото – Pb-сульфосоли (Au-As-Sb, месторождение Ланг Вай); 4) Pb-сульфосоли – галенит (Pb-Sb, месторождение Лунг Луонг); и 5) антимонит – бертьерит – самородная сурьма (Sb, месторождение Лунг Луонг). Между различными типами существуют переходные разности, которые характеризуются комплексным минеральным составом.

Результаты изучения флюидных включений дают возможность проследить эволюцию флюидного режима в процессе формирования минерализации на месторождениях рудного узла Ланг Вай. Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце из Au-As-Bi и Au-As ассоциаций на месторождении Кхоун Пук составили 350–305 ºС. Преобладание газовых включений над газово-жидкими свидетельствует о значительной роли летучих компонентов в процессе минералообразования. Флюид этого этапа отличался низкой плотностью и высокой соленостью (14–17 мас. % NaCl-экв.). В составе солевых компонентов преобладают хлориды Na. Состав газовой фазы, по данным КР-спектроскопии, существенно метановый.

Гомогенизация флюидных включений в кварце из Au-As и Au-As-Sb ассоциаций, широко проявленных на месторождении Ланг Вай, происходила при 325–245 ºС. Соленость флюида составила 5–14 мас. % NaCl-экв., а газовая фаза флюида представлена смесью CO_2 и CH_4 в различных пропорциях. Снижение солености и температуры, а также увеличение доли углекислоты в газовой составляющей позволяет предполагать смешение с метаморфогенными водами. Формирование Pb-Sb и Sb минерализации, проявленной на месторождении Лунг Луонг, рассматривается как завершающая стадия рудогенеза. Изучение флюидных включений в кварце позволило определить параметры формирования этой ассоциации: температуры гомогенизации – 200–240 ºС, соленость 1–5 мас. % NaCl-экв., исключительно углекислотный состав газовой фазы.

Для оценки давления рудообразования исследовались газовые включения по методике [Brown, 1989]. Давление в период захвата включений для ранней и средней стадии составило 106–186 МПа, плотностью CO_2 – 0.72–0.84 г/см^3. С учетом средней плотности 2.65 г/см^3 для пород земной коры, рассчитанное максимальное давление формирования месторождений Ланг Вай и Лунг Луонг соответствует глубине ~ 4–7 км.

Таким образом, результаты минералогических и термобарогеохимических исследований руд месторождений рудного узла Ланг Вай, а также обобщения литературных данных позволяют восстановить последовательность рудогенеза и параметры гидротермального флюида. Начальные этапы формирования оруденения связаны с отделением высокотемпературного, высокосоленого, существенно, метанового гидротермального флюида от остывающего гранитного штока. Отделившийся раствор мигрировал по трещинам в известняках, частично растворяя их, что приводило к увеличению доли углекислоты в гидротермальном растворе. Учитывая пространственную близость месторождения Кхоун Пук с выходами гранитов, а также принимая во внимание температуры гомогенизации, месторождение можно рассматривать как наиболее высокотемпературную формацию рудного узла Ланг Вай.

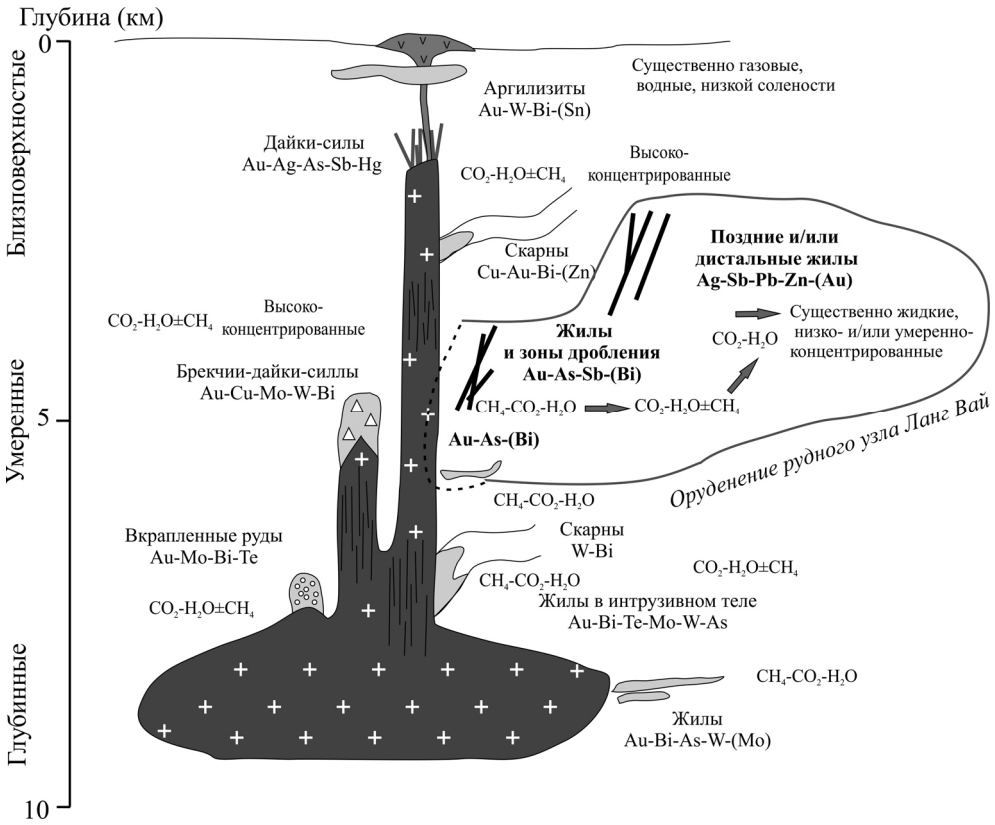


Рис. Схематическая латеральная зональность оруденения и эволюция гидротермального флюида по мере удаления от интрузивного тела [Lang et al., 2000].

Месторождение Кхоун Пук характеризуется Au-As, Au-As-Bi и Au-As-Sb ассоциациями. По мере остывания и вовлечения в систему низкоминерализованных метаморфогенных вод происходило снижение температур минералообразования (325–245 ºС) и частичное разбавление флюида. Из таких растворов отлагались Au-As и Au-As-Sb руды при формировании месторождения Ланг Вай. Месторождение Лунг Луонг рассматривается как дистальная полиметаллическая фация рудно-магматической системы рудного узла Ланг Вай и соответствует Pb-Sb и Sb элементам эндогенной зональности. Полученные параметры флюида характеризуются самыми низкими температурами гомогенизации включений и низкосоленым углекислотным составом флюида. Полученные данные хорошо сопоставляются с моделью рудообразования золоторудных месторождений, связанных с интрузивами [Lang et al., 2000], что позволяет рассматривать рудный узел Ланг Вай как элемент данной рудно-магматической системы (рис.).

Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации № МК-7305.2016.5 и, частично, государственного задания, проект № 0330-2016-0001.

Литература

Ань Ч. Т., Гаськов И. В., Хоа Ч. Ч. и др. Минералого-геохимические особенности и условия образования полиметаллических месторождений структуры логам северо-восточного Вьетнама // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 817–833.

Фоминых П. А., Неволько П. А. Геологическое строение, минеральный состав руд и эндогенная зональность золоторудного узла Ланг Вай (северо-восточный Вьетнам) // Металлогения древних и современных океанов–2016. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 210–213.

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.

Brown P. E. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // American Mineralogist. 1989. Vol. 74. P. 1390–1393.

Ishihara S., Anh T. T., Watanabe Y. et al. Chemical characteristics of lead-zinc ores from North Vietnam, with a special attention to the In contents // Bulletin of Geolgical Survey of Japan. 2010. Vol. 61. № 9/10. P. 307–323.

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.

Lepvrier C., Faure M., Voung N. V. et al. North-directed Triassic nappes in Northeastern Vietnam (East Bac Bo) // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. Vol. 41. P. 56–68.

Liu J., Tran M., Tang Y. et al. Permo-Triassic granitoids in the northern part of the Truong Son belt, NW Vietnam: geochronology, geochemistry and tectonic implications // Gondwana Research. 2012. Vol. 122. P. 628–644.

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

Проявления эксгаляционного золота на активных вулканах

Процесс переноса и отложения золота в древних рудообразующих системах невозможно наблюдать напрямую. Исследуя месторождения золота, геологи видят конечный результат различных процессов и могут исследовать формы переноса золота, его концентрации в минералообразующем флюиде и условия отложения лишь косвенными методами. Непосредственную информацию можно получить, изучая высокотемпературные фумарольные системы активных вулканов, где в настоящее время происходят процессы переноса и отложения металлов. Вулканические или фумарольные газы, в составе которых высока доля магматического флюида, можно рассматривать в качестве аналога рудообразующих флюидов ряда месторождений, характеризующихся высокими температурами и низкими давлениями образования. Рост рудных минералов из фумарольных газов напрямую свидетельствует о принципиальной возможности газового переноса металлов.

На данный момент минералы золота были обнаружены на нескольких вулканах. Наиболее обильное фумарольное золото было найдено в 1979 г. на шлаковых конусах Большого Трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) 1975–76 гг. на Камчатке (рис. 1а) [Вергасова и др., 1982]. Золото высокопробное; представлено кристаллами различной морфологии размером до 0.3 мм. В сублиматах, отлагавшихся в ходе Нового Трещинного Толбачинского извержения (НТТИ) 2012–13 гг., золото обнаружено как в виде отдельных кристаллов, так и в форме сетчатых агрегатов (рис. 1б) [Chaplygin et al., 2015]. Пластинчатые и октаэдрические кристаллы беспримесного золота размером до 40 мкм были установлены в сублиматах, осевших на внутренней стенке кварцевой трубки, помещенной в фумарольный канал с температурой 800 °С на вулкане Колима (Мексика) [Taran et al., 2000]. Выделения Au–Cu–Ag сплавов и самородного золота описаны в кратере Ла Фосса, Италия [Fulignati, Sbrana, 1998], и на

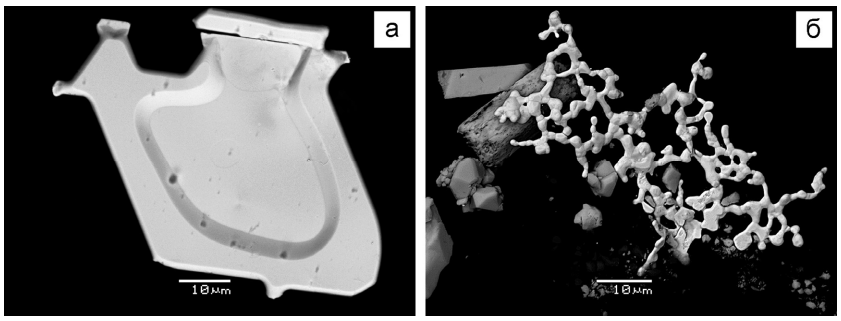


Рис. 1. Золото вулкана Толбачик: а) скелетный кристалл со второго конуса БТТИ 1975–76 гг.; б) сетчатый агрегат изометричных и пластинчатых кристаллов с лавового потока НТТИ 2012–13 гг.

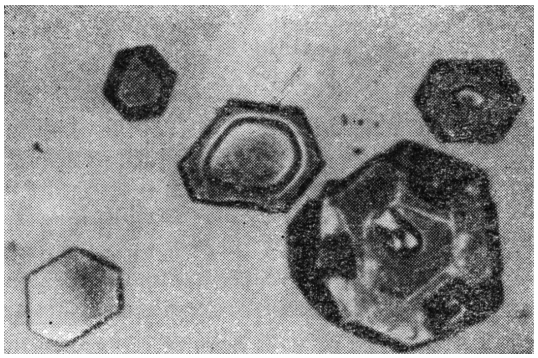


Рис. 2. Морфология кристаллов золота размером 0.1–0.7 мм, выращенных методом газотранспортных реакций [Шефер, 1964].

вулкане Кудрявый на Курилах [Yudovskaya et al., 2006], где фумаролы содержат существенную долю H_2S. Частицы самородного золота размером 20–60 мкм найдены в аэрозолях и снеге вокруг вулкана Эребус в Антарктиде [Meeker et al., 1991], а также в сублиматах базальтового вулкана Эрта-Але в Эфиопии [Zelenski et al., 2013].

В андезибазальтах НТТИ 2012 г. также описаны самородки золота в срастании с кварцем, альбитом и калиевым полевым шпатом размером до 0.9 мм. Эта находка привела авторов к выводу о существовании на глубине, во вмещающих породах, эпитермальных золотоносных жил, вещество которых попадает в магматические каналы в ходе извержения, и является источником эксгаляционного золота [Zelenski et al., 2016].

Предполагается, что наиболее вероятным механизмом формирования сублимационной рудной минерализации, в том числе и золота, в условиях фумарол, являются газотранспортные реакции. Суть их заключается в распаде металлоносного газообразного вещества с образованием твердой фазы и другого газообразного вещества. Частным случаем таких реакций могут быть реакции диспропорционирования, которые приводят к появлению частиц самородных металлов в фумарольной обстановке. В работе Г. Шефера [1964], посвященной транспорту неорганических веществ через газовую фазу, приведена одна из возможных газотранспортных реакций, приводящих к отложению кристаллов золота (рис. 2) при переносе хлоридными комплексами:

$$T_1\,(1000\ ^\circ C) \qquad T_2\,(700\ ^\circ C)$$

$$0.5(AuCl)_{2(г)} \rightarrow Au_{(тв)} + 0.5Cl_{2(г)}$$

Транспорт золота в эксперименте был осуществлен в закрытой ампуле, помещенной в термоградиентную печь. Фумарольные системы являются открытыми (проточными) системами, однако для них также характерен высокий термический градиент (до 100 °С на 10 см). Здесь, вероятно, протекают те же реакции, но образующееся газообразное вещество уносится дальше потоком газа.

Наши данные по составам вулканических газов вулканов Камчатки и Курил, а также опубликованные данные по составам газов других упомянутых вулканов позволяют предположить, что беспримесное золото в виде кристаллов формируется в окисленных, часто «сухих», фумаролах, тогда как частицы тройных и двойных сплавов золота обнаруживаются в восстановленных, существенно водных, фумаролах.

Исследования поддержаны грантом РНФ (проект № 15-17-20011).

Литература

Вергасова Л. П., Набоко С. И., Серафимова Е. К., Старова Г. Л., Филатов С. К. Эксгаляционное самородное золото // Доклады АН СССР. 1982. Т. 264 № 1. С. 201–204.

Шефер Г. Химические транспортные реакции. М.: Мир, 1964. 191 с.

Chaplygin I. V., Yudovskaya M. A., Vergasova L. P., Mokhov A. V. Native gold from volcanic gases at Tolbachik 1975–76 and 2012–13 Fissure Eruptions, Kamchatka // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. Vol. 307. P. 200–209.

Fulignati P., Sbrana A. Presence of native gold and tellurium in the active high-sulfidation hydrothermal system of the La Fossa volcano (Vulcano, Italy) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1998. Vol. 86. P. 187–198.

Meeker K., Chuan R., Kyle P. R., Palais J. Emission of elemental gold particles from Mount Erebus, Ross Island, Antarctica // Geophysical Research Letters. 1991. Vol. 18. P. 1405–1408.

Taran Yu. A., Bernard A., Gavilanes J.-C., Africano F. Native gold in mineral precipitates from high-temperature volcanic gases of Colima volcano, Mexico // Applied Geochemistry. 2000. Vol. 15. P. 337−346.

Yudovskaya M. A., Distler V. V., Chaplygin I. V., Mokhov A. V., Trubkin N. V., Gorbacheva S. A. 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., Marty B., Zimmermann L., Ayalewd D., Nekrasov A. N., Karandashev V. K. Trace elements in the gas emissions from the Erta Ale volcano, Afar, Ethiopia // Chemical Geology. 2013. Vol. 357. P. 95–116.

Zelenski M., Kamenetsky V. S., Hedenquist J. Gold recycling and enrichment beneath volcanoes: A case study of Tolbachik, Kamchatka // Earth and Planetary Science Letters. 2016. Vol. 43. P. 735–746.

Часть 6. АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Е. В. Белогуб[1], М. В. Лукашова[2], И. А. Блинов[1], К. А. Новоселов[1], П. В. Хворов[1]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
bel@mineralogy.ru
[2] – Представительство фирмы TESCAN, г. Санкт-Петербург

Применение автоматизированного минералогического анализа на базе электронной микроскопии и традиционного комплекса оптико-микроскопического и рентгеноструктурного метода для оценки состава золото-сульфидных руд

Золото-сульфидные руды зачастую плохо обогащаются даже при высоких содержаниях золота. Это связано с тем, что золото в них может образовывать как легко диагностируемые свободные зерна, так и тонкие включения и сростки с сульфидами, а также находиться в химически связанном с сульфидами состоянии. Определение формы нахождения и локальной ассоциации золота является важным шагом для разработки эффективных схем обогащения руд, для чего необходимо совершенствование количественного минералогического анализа. Целью работы стало сопоставление возможностей традиционного комплекса оптико-микроскопического и рентгеноструктурного минералогического анализов и современного метода «автоматизированной минералогии», основанного на анализе изображения в отраженных электронах, применительно к упорным золото-сульфидным тонкозернистым рудам.

Оптико-микроскопические исследования (AxioScope A.1 CZ), оценка состава минералов при помощи электронного микроскопа с энергодисперсионным спектрометром (VEGA 3 TESCAN) и количественная оценка минералов методом полнопрофильного рентгеноструктурного анализа (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, программный пакет Siroquant V.4, предел обнаружения кристаллических фаз ~ 0.3–0.5 мас. %) проведены в Институте минералогии УрО РАН. Автоматизированный минералогический анализ проведен в Санкт-Петербургском представительстве фирмы TESCAN с использованием приставки TIMA на базе электронного микроскопа MIRA 3. Перечисленными методами был изучен тяжелый концентрат пробы прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд Самолазовского месторождения, измельченной до размера <1 мм и содержащей более 15 г/т золота. Руды в пробе представлены обломками кварцевых жил с незначительным содержанием карбонатов и метасоматически измененными сиенитами, подвергнутыми флюорит-сульфидно-кварцевым изменениям и незначительному окислению по трещинам. Содержания основных минералов в усредненной руде по данным рентгеноструктурного анализа (мас. %): кварц 59, микроклин 34, флюорит 2, Fe-содержащий доломит 3, слюда 3. Из пробы был получен тяжелый концентрат путем отмывки в лотке до серого шлиха и доводки

в бромоформе. Из концентрата после просмотра под стереомикроскопом изготовлен полированный брикет на основе эпоксидной смолы.

По данным рентгеноструктурного анализа, состав тяжелого концентрата следующий (мас. %): пирит 43, флюорит 29, галенит 15, кварц 5, Fe-содержащий доломит 2, микроклин 2, слюда 2, сфалерит 1. Оптико-микроскопическое изучение показало, что концентрат состоит преимущественно из свободных зерен (обломков) флюорита, пирита и галенита, а также тонкозернистых агрегатов сульфидов (пирита и марказита) в нерудной матрице. В обломках пирита иногда наблюдаются включения халькопирита, в галените – сфалерита, блеклых руд. Подчиненное значение имеют сростки галенита и сфалерита, нерудных минералов с тонкозернистым пиритом и марказитом и оксидами титана, а также тонкозернистые агрегаты гетита, лимонита и продуктов окисления галенита с размерами выделений, не превышающими 1 мкм. Золото оптическими методами не обнаружено.

При помощи электронного микроскопа подтверждена диагностика основных минералов, установлено обогащение тонкозернистого пирита As и обнаружены единичные выделения золота, колорадоита, теллурида Bi, сульфосолей (тетраэдрита, люцонита и буланжерита), размеры которых не превышают 0.5 мкм (рис.). Среди продуктов окисления галенита диагностированы тонкие сростки оксида, арсената, сульфата и карбоната Pb. Установлено неоднородное строение гидроксидов железа, в которых обнаружены примеси Pb, Cu, Zn, Si, Al и V.

При автоматизированном минералогическом анализе выполнено валовое сканирование всех минералов с шагом 4 мкм и определением состава всех зерен и сканирование для поиска частиц золота с шагом 1 мкм, ориентированное на поиск минералов с большим атомным весом, которые дают наиболее яркое изображение во вторичных электронах.

При валовом сканировании (*liberation analysis*) ускоряющее напряжение пучка электронов составило 25 кВ, ток пучка электронов 5.9 нА и рабочее расстояние 15 мм; использовано 4 ЭД спектрометра с активной площадью полупроводникового кристалла каждого спектрометра 30 мм^2. Размер единичного поля составлял 1500×1500 мкм. Всего отсканировано 113 полей. Длительность сканирования составила 4 ч 1 мин. Зарегистрировано 39 658 частиц, из них 22 824 частицы с размером,

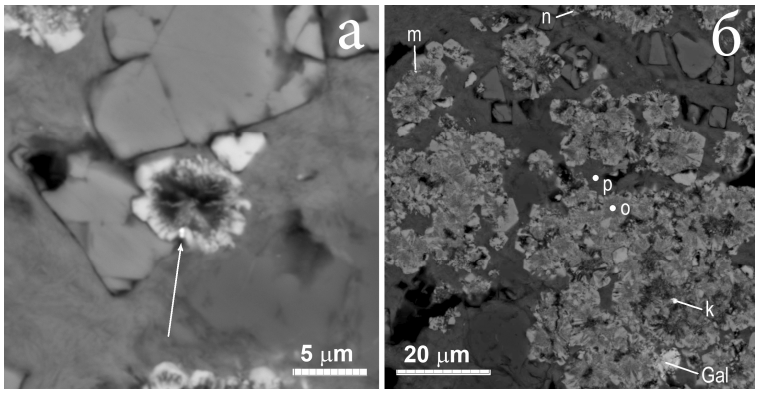


Рис. Субмикронные выделения золота в агрегатах пирита среди кварца и кристаллов флюорита: а – указано стрелкой, б – точки m, k.

превышающим три пикселя 4×4 мкм. С каждого пикселя собиралось 1000 рентгеновских фотонов. Присвоение определенному химическому составу пикселя названия (классификация) производилось в автоматическом режиме для рудообразующих минералов и в ручном – для редких минералов и смесей, состав которых не соответствует минеральным видам, внесенным в базу прибора. В результате анализа 93.17 % площади всех частиц было классифицировано в качестве определенных минералов или смесей. Остальная часть приходится на тонкодисперсные смеси и очень мелкие частицы. Результаты по классифицированным минералам и смесям, нормированные на 100 % с учетом плотности минералов, показали следующий состав (мас. %): пирит 38.6, флюорит 26.0, галенит 13.36, смесь оксидов, сульфатов и карбонатов свинца 6.9, кварц 5.1, Fe-доломит 1.8, окисленный пирит с примесью As 1.3, сфалерит 1.3, калиевый полевой шпат 1.2, гидроксиды железа с примесями 2.1, роскоэлит 0.6, апатит 0.3, арсенат свинца 0.3, кальцит 0.2, смесь кварца и роскоэлита 0.15, рутил 0.1. Среди минералов, содержания которых <0.1 мас. %, найдены барит, блеклая руда, уранинит, циркон, теллурид Bi, коффинит с примесью Th, тонкие срастания роскоэлита и пирита, кварца и оксида Ti, силиката Th и арсената Pb.

Для поиска золота применено сканирование в режиме Bright Phase Search, при котором сканируются только яркие и прилегающие к ним фазы. Шаг сканирования составил 3 мкм при стандартном поиске ярких фаз. Напряжение, ток и площадь сканирования аналогичны предыдущему. Длительность сканирования при шаге 3 мкм составила 33 мин. Стандартная процедура поиска ярких фаз с диапазоном яркости 91–100 % позволила выявить 15 169 ярких Pb- и U-содержащих частиц. Для того, чтобы ограничить задачу только наиболее «тяжелыми» частицами, диапазон яркости был ограничен до 95–100 %, а шаг сканирования уменьшен до 1 мкм. Однако даже при таком шаге сканирования, анализ позволил выделить только частицы с U и Th, что свидетельствует о том, что в изученном препарате размер частиц золота <1 мкм.

Таким образом, результаты количественной оценки состава тяжелого концентрата прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд рентгеноструктурным методом и при помощи автоматизированного анализа сопоставимы, но точность автоматизированного анализа выше и он позволяет учесть рентгеноаморфные минералы и минералы, содержание которых <0.3 %. В настоящее время в России имеется всего несколько приборов для дорогостоящего автоматизированного минералогического анализа. Кроме того, разделение тонких минеральных смесей в штатном режиме невозможно, а применение минимального шага сканирования значительно удлиняет и удорожает анализ.

Преимущество рентгеноструктурного метода состоит в том, что он экспрессный, дешев и позволяет разделить тонкие смеси кристаллических минералов, однако он имеет низкую чувствительность. Применение оптико-микроскопических методов в данном случае позволило установить присутствие марказита, наряду с пиритом, и оценить соотношение сульфидов и окисленных минералов. Визуализировать золото удалось только при длительном и скрупулезном просмотре препарата при помощи электронного микроскопа. Учитывая все результаты, можно констатировать, что количественная оценка минерального состава тонкозернистых золото-сульфидных руд требует применения комплекса методов.

Работа выполнена в рамках бюджетной темы Института минералогии УрО РАН № АААА-А16-116021010244-0. Автоматизированный минералогический анализ поддержан представительством TESCAN в Санкт-Петербурге. Авторы благодарны ПАО Селигдар за возможность работать с образцами руд месторождения.

Д. А. Артемьев, В. В. Масленников, К. А. Филиппова
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
artemyev@mineralogy.ru

Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией в минералого-геохимических исследованиях Института минералогии УрО РАН

Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ЛА-ИСП-МС) является современным высокочувствительным методом анализа широкого спектра малых и сверхмалых концентраций элементов и их изотопов в природных и искусственных материалах, доходящих до 10^{-10} %. Проба вводится в масс-спектрометр в виде аэрозоля из смеси инертного газа и небольшого количества анализируемого вещества, который получают двумя методами: 1) ввод жидкого раствора предварительно разложенной в кислотах пробы с использованием распылителя; 2) введение аэрозоля, полученного путем лазерного испарения с поверхности препарата в специальной приставке. Затем потоком газа (He и/или Ar) аэрозоль переносится в индуктивно связанную плазму с температурами свыше 6000 ºС для атомизации вещества с дальнейшей ионизацией атомов, разделением и детектированием на масс-спектрометре. Высокотехнологичный и экспрессный метод нашел широкое применение в геологических науках, начиная с конца 1990-х гг. К преимуществам метода относятся простота пробоподготовки (отсутствие необходимости в разложении пробы и, как следствие, меньшая вероятность ее загрязнения и меньшая стоимость), экспрессность, локальность, высокая чувствительность, доходящая по ряду элементов до первых миллиграммов на тонну.

Приборная база. В Институте минералогии УрО РАН установлен квадрупольный масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой Agilent 7700x с программным комплексом MassHunter. Рабочие параметры анализа: RF Power – 1350–1550 Вт, рабочий газ – Ar, скорость несущего потока 0.80–1.1 л/мин, плазмообразующий поток Ar – 15 л/мин, охлаждающий поток Ar – 0.9 л/мин. Прибор калибруется стандартными мультиэлементными растворами фирмы Agilent и ГСО для всей шкалы масс анализируемых элементов. Приставка для лазерной абляции New Wave Research UP-213 с твердотельным лазером Nd:YAG и длиной волны излучения 213 нм позволяет аблировать твердое вещество с параметрами пучка, варьирующими в следующих пределах: диаметр пятна абляции – 4–300 мкм, энергия пучка – 0.5–20 Дж/см^2, частота повторения импульсов 1–20 Hz, несущий газ – He, скорость потока 0.4–0.8 л/мин.

Пробоподготовка. Объектом для лазерной абляции в геологических науках чаще всего являются однородные мономинеральные зерна (кристаллы) или зоны (сектора) в минералах размером не менее 30 мкм (желательно 40–60 мкм), а также стекла. Минимальный размер зерна связан с размером пучка лазера и, следовательно, с количеством аблируемого материала, поступающего в масс-спектрометр: чем больше вещества содержится в аэрозоле, тем выше предел обнаружения масс-спектрометром элементов-примесей.

Для лазерной абляции желательными являются полированные препараты (аншлифы) диаметром 25, 36 или 40 мм или пеллеты с зернами минералов, закатанные в «шашки». Также возможно использование прозрачно-полированных пластин без по-

кровного стекла с форм-фактором шлифа. Желательно предварительное изучение препаратов неразрушающими методами и исследование химического состава макрокомпонентов. Полученные данные важны при дальнейшем расчете минералов и использовании одного из компонентов в качестве внутреннего стандарта.

Параметры анализа. Препарат вместе со стандартами вводится в кювету приставки лазерной абляции, откалиброванную с помощью линейки. Затем под оптическим микроскопом приставки составляется шаблон измерений с заданием необходимых параметров лазерной абляции и предабляции, а также временем и последовательностью измерений. Энергия и частота пучка подбираются для каждой минеральной матрицы отдельно (табл.), что связано со степенью абляции и выплескивания материала, образования ионов и крупных частиц. Для контроля за «дрейфом» лазера и плазмы масс-спектрометра в течение сессии через каждые 6–15 точек исследуемого вещества проводится анализ стандартов. Прожиг может осуществляться как в одной точке, так и по линиям, что позволяет не только получать более усредненный состав, но и прослеживать изменения состава вещества, как по площади, так и по глубине. В программном комплексе масс-спектрометра, синхронизированного с включением лазера, создается пакетный файл для записи каждой точки (линии) анализа в системе координат время–интенсивность.

Некоторые проблемы лазерной абляции. При ЛА-ИСП-МС анализе имеется ряд ограничений, которые не позволяют в полной мере использовать преимущества метода. Одной из таких проблем является элементное фракционирование вещества при лазерной абляции и дальнейшем его транспортировании и атомизации, что приводит к изменению относительной чувствительности по спектру элементов. Еще одной проблемой является матричный эффект при абляции, зависящий от внутреннего строения вещества (температуры плавления, испарения, теплопроводности, коэффициентов поглощения и отражения и т.д.) и проявляющийся в разной степени абляции материалов и, соответственно, невозможности точного количественного анализа при детектировании вследствие разного содержания в аэрозоле. Для устранения этого эффекта применяются стандартные образцы со сходным к анализируемому веществу матричным составом. Также используются нестандартные способы устранения матричного эффекта – калибровка масс-спектрометра аэрозолями водных калибровочных растворов [Pickhardt et al., 2000], сплавление проб с тетраборатом Li [Danyushevsky et al., 2011] и т.д. Соответственно, создание сертифицированных стандартных однородных образцов для каждого анализируемого вещества и применение их при лазерной абляции тоже является одной из основных проблем. Часто, в связи с вышеперечисленными эффектами, для более точного расчета используют перерасчет элемента по внутреннему стандарту, т.е. по известному содержанию какого-либо основного макроэлемента в минерале, полученному в результате другого метода или подсчитанного стехиометрического состава.

Проблематичными являются интерференционные наложения ряда изотопов или их смеси, которые затрудняют детектирование необходимых элементов и приводят к завышенным значениям или высоким пределам обнаружения. Например, для сульфидов одним из таких элементов является ^{72}Ge, точное определение которого затруднено вследствие наложения изотопов ^{40}Ar+^{32}S и ^{40}Ar+^{16}O$_2$. При использовании ^{56}Fe также возможно интерференционное наложение ^{40}Ar+^{16}O, ^{40}Ca+^{16}O, ½ ^{112}Cd и др. Для устранения интерференционных картин при измерении используются другие изотопы элемента, без таковых наложений (например, ^{57}Fe), а в некоторых случаях требуется перерасчет значений с вычитанием наложенного компонента [Lin et al., 2016].

Таблица

Измеряемые элементы и параметры лазерной абляции некоторых минералов

Минерал	Энергия пучка, Дж/см^2	Частота, Гц	Пример исследования (литературный источник)
Сульфиды (до 26 элементов): используется международный стандарт прессованного сульфида USGS MASS-1 [Wilson et al., 2002]: ^{33}S, ^{51}V, ^{53}Cr, ^{55}Mn, ^{57}Fe, ^{59}Co, ^{60}Ni, ^{65}Cu, ^{66}Zn, ^{69}Ga, ^{75}As, ^{77}Se, ^{95}Mo, ^{107}Ag, ^{111}Cd, ^{118}Sn, ^{121}Sb, ^{182}W, ^{202}Hg, ^{208}Pb Несертифицированные значения: ^{72}Ge, ^{115}In, ^{125}Te, ^{197}Au, ^{205}Tl, ^{209}Bi Информативные значения (полуколичественные): ^{23}Na, ^{137}Ba, ^{185}Re, ^{188}Os, ^{191}Ir, ^{195}Pt			
Пирит	2–5	5–10	Large et al., 2007
Халькопирит	3–5		Butler, Nersbitt, 1999
Арсенопирит	3–5		Sung et al., 2009
Пирротин	2.5–5		Barnes et al., 2008
Сфалерит	5–6		Cook et al., 2009
Галенит	0.5–1	4–7	George et al., 2015
Оксиды (до 40 элементов): базальт USGS GSD-1g [Johum et al., 2005], базальт USGS BCR-2g [Wilson, 1997]: ^{23}Na, ^{25}Mg, ^{27}Al, ^{29}Si, ^{31}P, ^{39}K, ^{42}Ca, ^{45}Sc, ^{49}Ti, ^{51}V, ^{52}Cr, ^{55}Mn, ^{57}Fe, ^{59}Co, ^{60}Ni, ^{65}Cu, ^{66}Zn, ^{71}Ga, ^{74}Ge, ^{85}Rb, ^{88}Sr, ^{89}Y, ^{90}Zr, ^{93}Nb, ^{95}Mo, ^{118}Sn, ^{137}Ba, ^{179}Hf, ^{181}Ta, ^{182}W, ^{205}Tl, ^{208}Pb, ^{209}Bi, ^{232}Th, ^{238}U. Несертифицированные значения: ^{107}Ag, ^{111}Cd, ^{115}In, ^{195}Pt,^{197}Au			
Магнетит	4–6	4–7	Dare et al., 2014
Гематит	5–6	10	Ciobanu et al., 2013
Хромит			Page, Barnes, 2009
Силикаты, стекла, кварц (до 63 элементов): USGS GSD-1g, USGS BCR-2g, стекло NIST SRM-612 [Johum et al., 2011]: ^{7}Li, ^{9}Be, ^{10}B, ^{23}Na, ^{25}Mg, ^{27}Al, ^{29}Si, ^{31}P, ^{39}K, ^{43}Ca, ^{45}Sc, ^{49}Ti, ^{51}V, ^{52}Cr, ^{55}Mn, ^{57}Fe, ^{59}Co, ^{60}Ni, ^{65}Cu, ^{66}Zn, ^{71}Ga, ^{72}Ge, ^{75}As, ^{85}Rb, ^{88}Sr, ^{89}Y, ^{90}Zr, ^{93}Nb, ^{95}Mo, ^{118}Sn, ^{133}Cs, ^{137}Ba, ^{139}La, ^{140}Ce, ^{141}Pr, ^{146}Nd, ^{147}Sm, ^{151}Eu, ^{157}Gd, ^{159}Tb, ^{163}Dy, ^{165}Ho, ^{166}Er, ^{169}Tm, ^{172}Yb, ^{175}Lu, ^{179}Hf, ^{181}Ta, ^{182}W, ^{205}Tl, ^{208}Pb, ^{209}Bi, ^{232}Th, ^{238}U. Несертифицированные значения: ^{103}Rh, ^{105}Pd, ^{107}Ag, ^{111}Cd, ^{115}In, ^{121}Sb, ^{185}Re, ^{195}Pt,^{197}Au Информативные значения: ^{33}S, ^{77}Se, ^{125}Te, ^{101}Ru, ^{191}Ir			
Кварц	8–11	5–20	Flem, Muller, 2012
Оливин	10–12	5–10	De Hoog et al., 2010
Пироксен	8–13	5–15	Marks et al., 2004
Карбонаты, фосфаты (до 58 элементов): прессованный карбонат USGS MACS-3 [Wilson et al., 2008], прессованный фосфат USGS MAPS-4 [Johum et al., 2014], NIST SRM-612:^{7}Li, ^{9}Be, ^{23}Na, ^{25}Mg, ^{27}Al, ^{29}Si, ^{31}P, ^{43}Ca, ^{45}Sc, ^{49}Ti, ^{51}V, ^{52}Cr, ^{55}Mn, ^{57}Fe, ^{59}Co, ^{60}Ni, ^{65}Cu, ^{66}Zn, ^{71}Ga, ^{72}Ge, ^{75}As, ^{88}Sr, ^{89}Y, ^{90}Zr, ^{93}Nb, ^{95}Mo,^{107}Ag, ^{111}Cd, ^{118}Sn, ^{121}Sb, ^{137}Ba, ^{139}La, ^{140}Ce, ^{141}Pr, ^{146}Nd, ^{147}Sm, ^{151}Eu, ^{157}Gd, ^{159}Tb, ^{163}Dy, ^{165}Ho, ^{166}Er, ^{169}Tm, ^{172}Yb, ^{175}Lu, ^{179}Hf, ^{181}Ta, ^{182}W, ^{205}Tl, ^{208}Pb, ^{209}Bi, ^{232}Th, ^{238}U. Несертифицированные значения: ^{10}B, ^{39}K, ^{85}Rb, ^{133}Cs Информативные значения: ^{77}Se, ^{101}Ru, ^{105}Pd, ^{115}In, ^{195}Pt, ^{197}Au, ^{202}Hg			
Кальцит	2.5–10	5–10	Tanaka et al., 2007
Апатит	5–10		She et al., 2016

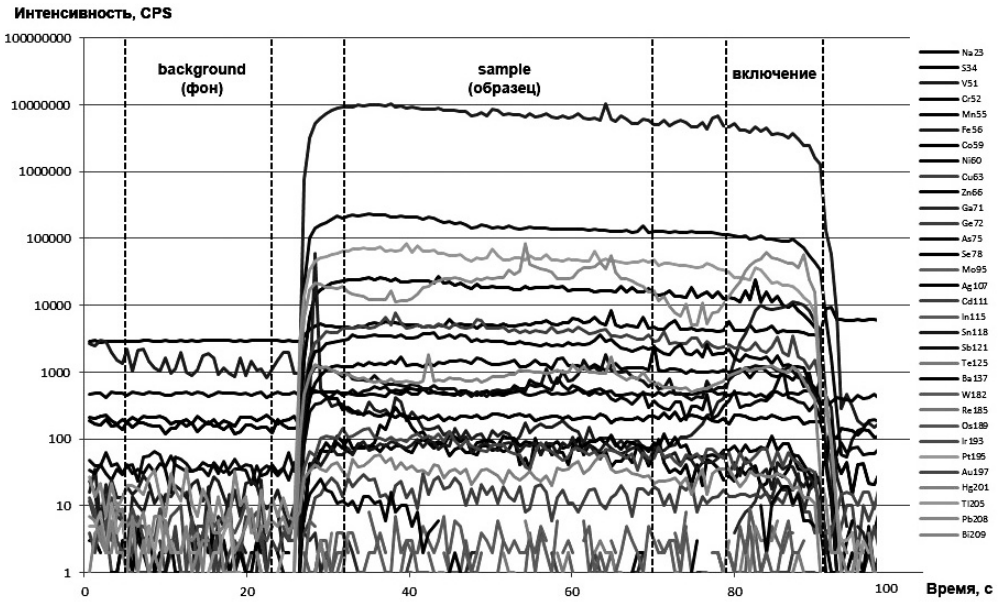


Рис. Пример графика интенсивности во времени различных элементов при лазерной абляции арсенистого пирита с включением.

Для контроля интерференционных наложений существуют таблицы и программы, содержащие большую часть возможных интерференций по всему спектру элементов и их ионов.

Обработка данных. Первичные данные в системе координат время-интенсивность конвертируются в общедоступный формат ***.csv в программе масс-спектрометра MassHunter (рис.). Они могут быть обработаны вручную или в широком спектре программных комплексов для расчета данных лазерной абляции. В настоящее время, среди программ обработки данных наибольшее распространение получила Glitter (Австралия), основными преимуществами которой являются получение данных при анализе в онлайн-режиме. Второй по распространенности программный комплекс Iolite (Австралия) обладает возможностью построения геохимических карт на основании линейных анализов.

Геохимическое картирование. Путем линейного прожигания поверхности препарата метод позволяет получать значения распределения элементов и строить геохимические карты минералов и их срастаний. Для получения геохимической карты сфотографированный участок прожигается по линиям шаблона с заданием необходимых параметров ширины и скорости пучка, а также длины и расстояний между линиями. Скорость и другие параметры пучка лазера зависят от задач картирования и точечного разрешения итоговой карты. При высокоразрешающем картировании (~10–20 мкм) для получения карты участка размером 1×1 мм требуется 2–3 часа.

Таким образом, экспрессный и высокочувствительный метод ЛА-ИСП-МС является в настоящее время наиболее востребованным исследовательским методом, позволяющим определять ультрамалые концентрации элементов в широком спектре геологических материалов.

Литература

Barnes S. J., Prichard H. M., Cox R. A. et al. The location of the chalcophile and siderophile elements in platinum-group element ore deposits (a textural, microbeam and whole rock geochemical study): Implications for the formation of the deposits // Chemical Geology. 2008. Vol. 248. P. 295–317.

Butler I. B., Nesbitt R. W. Trace element distributions 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.

Ciobanu C. L., Wade B., Cook N. J. et al. Uranium-bearing hematite from the Olympic Dam Cu-U-Au deposit, South Australia: A geochemical tracer and reconnaissance Pb–Pb geochronometer // Precambrian Research. 2013. Vol. 238. P. 129–147.

Cook N. J., Ciobanu C. L., Pring A. et al. Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICP-MS study // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. Vol. 73. P. 4761–4791.

Danyushevsky L., Robinson P., Gilbert S. et al. Routine quantitative multi-element analysis of sulphide minerals by laser ablation ICP-MS: Standard development and consideration of matrix effects // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2011. Vol. 11. P. 51–60.

Dare S. A. S, Barnes S. J., Beadoin G., Meric J., Boutroy E., Potvin-Doucet C. Trace element in magnetiter as petrogenetic indicators // Mineralium Deposita. 2014. Vol. 49. P. 785–796.

De Hoog J. C. M., Gall L., Cornell D. H. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry // Chemical Geology. 2010. Vol. 270. P. 196–215.

Flem B., Muller A. In situ analysis of trace elements in quartz using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry // Quartz: Deposits, Mineralogy and Analytics. 2012. P. 219–236.

George L., Cook N. J., Ciobanu C. L., Wade B. Trace and minor elements in galena: A reconnaissance LA-ICP-MS study // American Mineralogist. 2015. Vol. 100. P. 548–569.

Jochum K. P., Enzweiler J. Reference materials in geochemical and environmental research // Treatise on Geochemistry. Second Edition. H. D. Holland, K. K. Turekian (eds.). Oxford: Elsevier, 2014. Vol. 15. P. 43–70.

Jochum K. P., Weis U., Stoll B., Kuzmin D. et al. Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines // Geostandards and Geoanalytical Research. 2011. Vol. 35. P. 397–429.

Jochum K. P., Willbold M., Raczek I. et al. Chemical characterisation of the USGS Reference Glasses GSA-1G, GSC-1G, GSD-1G, GSE-1G, BCR-2G, BHVO-2G and BIR-1G using EPMA, ID-TIMS, ID-ICP-MS and LA-ICP-MS // Geostandards and Geoanalytical Research.2005. Vol. 29. P. 285–302.

Large R. R., Maslennikov V. V., Robert F. et al. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia // Economic Geology. 2007. Vol. 102. P. 1233–1267.

Lin J., Liu Y., Yang Y., Hu Z. Calibration and correction of LA-ICP-MS and LA-MC-ICP-MS analyses for element contents and isotopic ratios // Solid Earth Sciences. 2016. Vol. 1. P. 79–118.

Marks M., Halama R., Wenzel T., Markl G. Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: implications for mineral melt trace-element partitioning // Chemical Geology. 2004. Vol. 211. P. 185–215.

Page P., Barnes S. J. Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford Mines Ophiolite, Quebec, Canada // Economic Geology. 2009. Vol. 104. P. 997–1018.

Pickhardt C., Becker J., Dietze H. J. A new strategy of solution calibration in laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry for multielement trace analysis of geological samples // Journal of Analytical Chemistry. 2000. V. 368. P. 173–181.

She Y. W., Song X. Y., Yu S. Y. et al. Apatite geochemistry of the Taihe layered intrusion, SW China: Implications for the magmatic differentiation and the origin of apatite-rich Fe-Ti oxide ores // Ore Geology Review. 2016. Vol. 78. P. 151–165.

Sung Y. H., Brugger J., Ciobanu C. L., Pring A., Skinner W., Nugus M. Invisible gold in arsenian pyrite and arsenopyrite from a multistage Archaean gold deposit: Sunrise Dam, Eastern Goldfields Province, Western Australia // Mineralium Deposita. 2009. V. 44. P. 765–791.

Tanaka K., Takahashi Y., Shimizu H. Determination of rare earth element in carbonate using laser-ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry: An examination of the influence of the matrix on laser-ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry analysis // Analytica Chimica Acta, 2007. V. 583. P. 303–309.

Wilson S. A. The collection, preparation, and testing of USGS reference material BCR-2, Columbia River, Basalt / Open-File Report. U.S. Geological Survey: Reston, VA, USA, 1997.

Wilson S. A., Koenig A. E. Orklid R. Development of microanalytical reference material (MACS-3) for LA-ICP-MS analysis of carbonate samples // Geochmica et Cosmochimica Acta. 2008. Vol. 72(12). P. 1025.

Wilson S. A., Ridley W. I., Koenig A. E. Development of sulphide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2002. Vol. 17. P. 406–409.

В. Н. Огородников[1], Ю. А. Поленов[2], А. Н. Савичев[2]

[1] – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

polenov_yu@mail.ru

[2] – Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Карбонатиты и нельсониты в кварцево-жильных месторождениях Уфалейского метаморфического комплекса, Южный Урал

В конце XX столетия усилиями советских исследователей (Л. С. Бородин, Ю. М. Шейман, А. И. Гинзбург, В. С. Самойлов, Е. Н. Нечаева, Ю. А. Багдасаров, Ю. Б. Лавренев, Л. К. Пожарицкая, А. И. Кухаренко, Е. М. Эпштейн и мн. др.) было установлено, что карбонатиты – это гетерогенные образования, формирующиеся в различных геологических и физико-химических условиях, что отражено в их вещественном составе и рудоносности. С карбонатитами связаны промышленные концентрации Nb, Ta, Zr, РЗЭ, а также значительные концентрации P, Fe, апатита, флогопита и вермикулита. По мере изучения этих образований круг полезных ископаемых, связанных с ультраосновными-щелочными породами и карбонатитами, расширяется.

В последнее время выяснилось, что карбонатиты и генетически близкие им бессиликатные или обедненные кремнеземом дериваты – апатит-магнетитовые, пироксен-апатит-магнетитовые породы, метасоматические железистые кварциты – гондиты, камафориты и нельсониты, являются производными нескольких, существенно отличающихся формационных типов [Свяжин, Левин, 1965; Багдасаров, 1984; Огородников и др., 2016].

Наиболее хорошо изучены карбонатиты ультраосновной-щелочной формации (УЩК), массивы которой представлены кольцевыми структурами, где карбонатиты занимают центральную часть и окаймлены нефелиновыми сиенитами, нефелин-пироксеновыми породами или даже ультрабазитами. Для карбонатитов УЩК ярко выражена эволюция породообразующих и редкометально-рудных парагенезисов в связи со стадийностью процесса.

В середине 1970-х гг. появились материалы, подтверждающие правомочность выделения отдельной формации нефелиновых сиенитов и карбонатитов. В Ильмено-Вишневогорском комплексе (ИВК) Урала, Черниговской зоне юга Украинского щита, а затем в Хибинском массиве и Татарской зоне Енисейского кряжа были выявлены карбонатиты в ассоциации с широко развитыми нефелиновыми сиенитами и фенитами без участия щелочно-ультраосновных пород.

В это же время на Урале была впервые выделена карбонатит-нефелин-сиенитовая формация, позднее названная Ю. А. Багдасаровым [1979] формацией карбонатитов линейно-трещинных зон. Позднее карбонатиты были обнаружены западнее Сысертско-Ильменогорского комплекса, в Уфалейском метаморфическом комплексе [Белковский, 1989; Огородников и др., 2007]. В отличие от ИВК, где редкоземельная минерализация имеет цериевую специализацию, уфалейские карбонатиты связаны с субщелочными гранитоидами и имеют отчетливую иттриевую специализацию [Огородников и др., 2007; 2016].

В щелочно-ультраосновных комплексах на температурный режим карбонатитообразования и, соответственно, на эволюцию состава карбонатитов и их рудоносности существенное влияние оказывает фактор глубинности [Самойлов, Багдасаров, 1975; Самойлов, 1984]. Ранее были выделены четыре фациальных типа карбонатитов в зависимости от глубины образования: вулканические (поверхностные), субвулканические (приповерхностные – 0.5–1.5 км), малоглубинные (гипабиссальные – 1.5–4.0 км) и глубинные (мезоабиссальные – 4–7 км) [Самойлов, Багдасаров, 1975; Самойлов, 1984]. В последующем для линейно-трещинных тел карбонатитов на примере объектов Украины, Енисейского кряжа, Урала и других регионов была установлена еще более глубинная, абиссальная фация (глубже 7 км) [Багдасаров, 1984**;** Огородников и др., 2016].

Аналогичные закономерности получены и для других редких и редкоземельных элементов. По мере увеличения глубины формирования карбонатитов ИВК и Уфалея наблюдается отчетливая тенденция к обеднению карбонатитов Sr, Nb, Zr и РЗЭ. Независимо от генетического типа карбонатитов при увеличении глубинности их формирования отчетливо проявлена тенденция к обеднению этих пород Sr и, особенно, Ba при сопряженном возрастании Sr/Ba отношения [Самойлов, 1984; Огородников и др., 2016].

Отнесение массивов к определенной фации глубинности основано на закономерном изменении содержания породообразующих или примесных компонентов в составе распространенных минералов карбонатитов в зависимости от глубины образования [Самойлов, 1984; Огородников и др., 2016],

Термин «нельсонит» впервые был употреблен в 1907 г. как название горной породы из округа Нельсон (штат Вирджиния, США), состоящей преимущественно из ильменита (58 %), апатита (31 %) и рутила (9 %). По минеральному составу выделены следующие разности нельсонитов: ильменит-нельсонит (ильменит, апатит, небольшое количество силикатов); рутил-нельсонит (рутил, апатит); биотит-нельсонит (ильменит, магнетит, биотит, апатит); амфибол-нельсонит (ильменит, амфибол, апатит). Нельсониты встречаются в виде узких жил и линз среди сиенитовых и монцонитовых гнейсов. Распределение минералов в породе неравномерное, гнездообразное. Содержание рутила достигает 16 %, апатит образует крупные кристаллы.

В СССР нельсониты впервые были описаны в 1965 г. в отвалах глубокого шурфа на территории Слюдорудника в Уфалейском метаморфическом комплексе [Свяжин, Левин, 1965]. Вмещающими породами являются биотитизированные амфиболиты, чередующиеся с гранито-гнейсами. Амфиболиты секутся разветвленными жилами альбититов и гранитных пегматитов. В отвалах шурфа обнаружено большое количество крупных выделений апатита и линз нельсонита размером от 0.1×0.3 до 0.3×0.7 м. Нельсониты имеют темно-бурую, иногда почти черную окраску, обусловленную преобладанием рутила или биотита в составе породы, которая светлеет с увеличением содержания титанита. Минеральный состав нельсонитов несколько различен для разных участков месторождения. Главные минералы – рутил, титанит, ильменит, биотит, апатит.

По сравнению с нельсонитами из США уральские породы отличаются большим количеством рутила и титанита и меньшим – ильменита. По наиболее типичному минералу их можно было бы назвать титанит-нельсонитами. Другие отличительные особенности породы – наличие крупных, нередко достигающих размера 20 см, неравномерно распределенных выделений апатита и ильменорутила и почти полное отсутствие мелкой вкрапленности этого минерала, а также полосчатая текстура.

В карьере по отработке кварцевой жилы № 175 среди нельсонитов встречаются метасоматиты с ксенотимом, который развивается по новообразованному иттроэпидоту, причем по контуру ксенотима развивается апатит. В настоящее время нельсониты встречены во всех карьерах по отработке наиболее продуктивных кварцевых жил (191, 175, 179, Беркутинская, 2136 и др.). Нельсониты отчетливо секут тела альбититов и карбонатитов. Они генетически связаны со щелочными микроклиновыми гранитоидами и граносиенитами козловогорского комплекса и отчетливо накладываются и секут кварцевые жилы уфалейского типа [Огородников и др., 2016].

Фторотипные растворы, промывая кварц уфалейского типа, очищают его от примесей, формируя мелко- и тонкозернистый, «льдистый» метасоматический кварц егустинского типа (жилы 191, 192, 413, 414 и др.). На Кузнечихинском месторождении объем кварцевых жил, сложенных егустинским кварцем, составляет более 80 %, что делает эти жилы более привлекательными в практическом отношении. Самостоятельные тела, полностью сложенные кварцем егустинского типа, не встречены. Кварц этого типа образуется метасоматическим путем при процессах кислотного (фтористо-водородного) выщелачивания кварца уфалейского типа. При проработке плавиковой кислотой в кварце уфалейского типа появляется обилие микродефект-каналов, значительно реже появляются поноры и трубообразные каналы. Промывка первичного кварца приводит к удалению из кварца микропримесей, что значительно увеличивает степень его прозрачности (коэффициент светопропускания) от 50–75 % (уфалейский кварц) до 68–91.2 % (егустинский кварц). Такое преобразование приводит к образованию льдистоподобного, особо чистого по содержанию структурных и минеральных примесей егустинского кварца, который представлен тонкозернистым метасоматическим агрегатом с высокой прозрачностью.

Аналогичный по свойствам и прозрачности льдистоподобный кварц разрабатывался на месторождении в Алтае-Саянской области в пределах Борусского гипербазитового массива, где он формировался в телах альбититов среди жадеитовых тел. Альбититы состоят из альбита, мелких зерен пироксена и титанита, а в наиболее измененных образцах перекристаллизованы в агрегат альбитовых призматических

зерен с зазубренными очертаниями. Формирование жадеитовых пород, которые генетически и пространственно связаны с альбититами и метасоматическим льдистоподобным кварцем, происходило при температуре не ниже 600 °С и давлении более 10 кбар.

Метасоматическое развитие кварца егустинского типа характерно для кварцевых жил № 175, № 179, Беркутинская, № 2136 (Кыштымское месторождение), более широко этот процесс развит на Кузнечихинском месторождении – жилы № 191–194 и 412–414, где егустинский кварц составляет до 80 % объема кварцевого тела, что позволяет относить его к жилам особо чистого кварца.

Развитие карбонатитов и нельсонитов во времени сопровождается постепенным увеличением иттриевой и ниобиевой минерализации. Кальцитовые карбонатиты обогащены P, Mn, Sr, Ba, Ti, Nb, в меньшей степени, Zr и Ta. Наличие карбонатитов и нельсонитов при отработке кварцевых жил Кыштымского и Кузнечихинского месторождений с высокими содержаниями РЗЭ, Y и тантало-ниобатов, ставит вопрос о возможности комплексной отработки данных месторождений.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН, интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России», Президиума УрО РАН № 15-11-5-17. Исследования частично финансировались по государственному заданию по теме № 0393-2014-0022 «Геохимические факторы зарождения и эволюции эндогенных рудогенерирующих систем складчатых областей».

Литература

Багдасаров Ю. А. Линейно-трещинные тела карбонатитов – новая субформация ультраосновных-щелочных карбонатитовых комплексов // Доклады АН СССР. 1979. Т. 248. № 2. С. 412–415.

Багдасаров Ю. А. Вертикальная зональность и фациальность карбонатитовых метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 224–230.

Белковский А. И. Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск, 1989. 204 с.

Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН–УГГУ, 2007. 187 с.

Огородников В. И., Поленов Ю. А., Недосекова И. Л., Савичев А. Н. Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса. Екатеринбург: ИГиГ РАН–УГГУ, 2016. 283 с.

Самойлов В. С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 150 с.

Самойлов В. С., Багдасаров Ю. А. Фации глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1975. № 10. С. 27–35.

Свяжин Н. В., Левин В. Я. Нельсонит из района г. Кыштыма на Урале // Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала. Тр. Института геологии УФАН СССР. Вып. 70. 1965. С. 91–95.

И. Д. Соболев[1], А. В. Латышев[2], И. В. Викентьев[1], Д. А. Козырева[2], В. Б. Хубанов[3], М. Д. Буянтуев[3]
[1] – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
sobolev_id@mail.ru
[2] – Институт физики Земли РАН, г. Москва
[3] – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов и первые палеомагнитные данные из интрузивных пород месторождений Петропавловское и Новогоднее-Монто, Полярный Урал

На Новогодненском рудном поле, расположенном на восточном склоне Полярного Урала, известны два близкорасположенных месторождения – крупное золоторудное Петропавловское (~26 т Au) и среднее Au-Fe Новогоднее-Монто, связываемые с магматическими телами собского и конгорского комплексов, соответственно [Мансуров, 2009; Soloviev et al., 2013]. Район отвечает северной части Малоуральской палеозойской островной дуги и представляет собой крупную асимметричную вулкано-тектоническую депрессию, сложенную вулканогенно-осадочными породами и локализованную в кровле среднепалеозойского Собского полифазного батолитоподобного плутона [Мансуров, 2009 и ссылки внутри].

Нами проведено U-Pb датирование цирконов магматических пород, с которыми, предположительно, связано оруденение. Возраст цирконов определен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с использованием лазерной абляции в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ. Измерения проводились на магнитно-секторном ICP масс-спектрометре высокого разрешения Thermo Scientific Element XR, для лазерного пробоотбора применялась установка UP-213 (New Wave Research) по методике [Хубанов и др., 2016]. Для интерпретации цирконов с возрастами моложе 1000 млн лет взят возраст, определенный по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, а для расчета дискордантности применялась формула D = 100 × (Возраст($^{207}Pb/^{235}U$)/Возраст($^{206}Pb/^{238}U$) – 1). Для цирконов древнее 1000 млн лет использовался возраст, определенный по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, и расчет дискордантности производился по формуле D = 100 × (Возраст($^{207}Pb/^{206}Pb$)/Возраст ($^{206}Pb/^{238}U$) – 1). Главным критерием отбора качественных анализов послужил диапазон дискордантности (D) от –10 до 10.

Для месторождения Петропавловское определен возраст цирконов из диоритов второй фазы (?) собского комплекса (обр. S84-15; N 66°48'35.3", E 66°27'31.4"). Всего проанализировано 44 индивидуальных кристалла циркона (50 анализов), 10 анализов были исключены из рассмотрения по причине их высокой дискордантности. Для 35 цирконов (40 анализов) получен широкий диапазон возрастов от 385 до 2860 млн лет. Результаты 30 анализов образуют кластер с конкордантным возрастом 410±2 млн лет (2σ, СКВО = 3.4), который, вероятно, соответствует времени формирования диоритов. Цирконы с более древним возрастом, как мы полагаем, захвачены из вмещающих пород. Среди них пять цирконов лудловско-лохковского возраста –

418±5, 420±5, 422±5, 425±5, 426±6 млн лет (1σ), а также единичные цирконы позднеордовикского (450±6 млн лет, 1σ), позднекембрийского (494±5 млн лет, 1σ), неопротерозойского (617±6 млн лет, 1σ) и мезоархейского (2860±24 млн лет, 1σ) возрастов. Такое разнообразие может свидетельствовать о том, что основание Малоуральской островной дуги в раннедевонское время имело гетерогенное строение и включало в себя породы с силурийскими, кембрийскими, неопротерозойскими и мезоархейскими цирконами. Самое молодое зерно циркона имеет эйфельско-живетский возраст – 388±5 млн лет (1σ), и его присутствие в породах собского комплекса можно объяснить термальным воздействием монцонитоидов среднедевонского конгорского комплекса [Соболев и др., 2012; 2015; Соболев, 2013].

Для месторождения Новогоднее-Монто определен возраст цирконов из габбро-долеритов, слагающих силл конгорского (либо первой фазы малоханмейского?) комплекса, и лампрофиров из секущей его дайки малоханмейского комплекса. Из габбро-долеритов (обр. S8-15; N 66°48'44.8", E 66°29'36.7") проанализировано 40 кристаллов циркона (45 анализов); два анализа исключены ввиду их высокой дискордантности. По 43 анализам получен широкий диапазон возрастов от 239 до 2623 млн лет. Три самых молодых циркона имеют позднепермско-среднетриасовые возраста – 259±4, 254±3 и 239±3 млн лет (1σ). Рассчитанный конкордантный возраст для двух зерен с наиболее близкими возрастами составил 256±5 млн лет (2σ, СКВО = 0.046), который, вероятно, отражает время формирования этих габбро-долеритов. Тридцать пять цирконов (40 анализов) имеют более древние датировки от 297 до 2623 млн лет, и, скорее всего, являются захваченными из пород основания островной дуги.

Из лампрофиров (обр. S44-15; N 66°48'50.8", E 66°29'09.4") проанализировано 37 кристаллов циркона (38 анализов). Данные по шести анализам исключены по причине высокой дискордантности. Для 31 циркона (32 анализа) получен большой разброс возрастов от 245 до 2643 млн лет. Для двух наиболее молодых зерен циркона (248±4 и 245±10 млн лет, 1σ) рассчитан конкордантный возраст 248±7 млн лет (2σ, СКВО = 0.046), который, как мы полагаем, фиксирует время внедрения даек лампрофиров в районе месторождения Новогоднее-Монто. Двадцать девять цирконов имеют более древние датировки от 275 до 2643 млн лет (вероятно, захвачены, см. выше).

U-Pb возраст цирконов, предположительно, отвечающий времени кристаллизации силла габбро-долеритов (256±5 млн лет) и дайки лампрофиров (248±7 млн лет), очень близок (в пределах погрешности) и коррелирует с U-Pb (LA-ICP-MS) возрастом цирконов из дайки долеритов мусюрского (малоханмейского) комплекса (р. Макаррузь) [Соболев и др., 2013; 2014], а также с возрастом базальтов Коротахинской впадины Предуральского краевого прогиба и сибирских траппов [Reichow et al., 2009].

Рекогносцировочные палеомагнитные исследования силла габбро-долеритов и пяти секущих его даек лампрофиров малоханмейского комплекса в районе месторождения Новогоднее-Монто проведены в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН. Из каждого интрузивного тела проанализировано от восьми до 14 образцов. В соответствии со стандартной методикой выполнена пошаговая температурная чистка до температур 560–645 °С (до полного размагничивания образцов). Остаточная намагниченность образцов измерялась на криогенном магнитометре 2G Enterprises. Для терморазмагничивания использовались немагнитные

печи «MMTD-80» с величиной нескомпенсированного поля не более 5–10 нТл. Измерения обработаны в пакете программ Enkin [Enkin, 1994], использующем при выделении компонент намагниченности метод PCA [Kirschvink, 1980].

Все опробованные интрузии обладают крайне сложным и многокомпонентным сигналом. В большинстве изученных сайтов изолируются две основные компоненты естественной остаточной намагниченности: 1) высокотемпературная компонента обратной полярности, присутствующая в пяти из шести исследованных сайтов, и 2) компонента прямой полярности, которая выделяется в четырех сайтах, при этом в трех она является среднетемпературной, а еще в одном – единственной высокотемпературной.

Средние по всем сайтам направления для компонент прямой и обратной полярности не антиподальны, что позволяет предположить не менее двух временных этапов формирования остаточной намагниченности, значительно разделенных по времени. Рассчитанные виртуальные геомагнитные полюсы существенно отличаются от большинства опубликованных данных по Восточно-Европейской платформе, Печорской синеклизе и Полярному Уралу. Этот факт, а также ограниченное количество данных, невысокое качество палеомагнитного сигнала и точность определения пока препятствуют определению возраста компонент намагниченности. Тем не менее, в опробованных сайтах отсутствуют направления, которые могли бы быть интерпретированы как результат позднепалеозойского перемагничивания, широко проявленного на Урале и связанного с коллизионными событиями. Это является косвенным аргументом в пользу постколлизионного возраста интрузий, хотя для более обоснованных выводов необходимы более детальные палеомагнитные исследования.

Датирование цирконов выполнено за счет программы Президиума РАН «Арктика» II.3П, палеомагнитные исследования – при поддержке гранта РФФИ № 16-35-60114 и проекта 14.Z50.31.0017 Министерства образования и науки РФ.

Литература

Мансуров Р. Х. Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения (Полярный Урал) // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 70–74.

Соболев И. Д. Новые данные об особенностях состава и возрасте пород Конгорского массива (Полярный Урал) // От минералогии до геохимии. Сб. науч. тр. к 130-летию ак. А. Е. Ферсмана. Береговое, АР Крым, 2013. С. 186–191.

Соболев И. Д., Соболева А. А., Удоратина О. В., Андреичев В. Л. Проявления триасового магматизма в Малоуральской зоне Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат. 22 науч. конф. Сыктывкар, 2013. С. 160–164.

Соболев И. Д., Соболева А. А., Удоратина О. В., Варламов Д. А. Дайковый триасовый комплекс Малоуральской зоны Полярного Урала // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование. Мат. второго межд. науч. сов. Новосибирск, 2014. С. 155–156.

Соболев И. Д., Удоратина О. В., Кобл М. Возраст диоритов конгорского комплекса (Полярный Урал): U-Pb (единичные цирконы, SHRIMP RG) // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Мат. VI Рос. конф. по изот. геохр. СПб: Sprinter, 2015. С. 284–285.

Соболев И. Д., Хоуриган Дж. К., Соболева А. А. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов из пород Конгорского массива (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат. 21 науч. конф. Сыктывкар, 2012. С. 215–218.

Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д., Цыганков А. А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ_3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

Enkin R. J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. P. 16.

Kirschvink J. L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophysical Journal International. 1980. Vol. 62. P. 699–718.

Reichow M. K., Pringle M. S., Al'Mukhamedov A. I. et al. The timing and extent of the eruption of the Siberian traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 277. P. 9–20.

Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Dvurechenskaya S. S. Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural // Mineralium Deposita. 2013. Vol. 48. P. 603–625.

В. Г. Кориневский, Е. В. Кориневский
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
vgkor@mineralogy.ru

Проявления редкометальной минерализации в дайках скаполитовых пород на Южном Урале

Редкометальная минерализация на Урале до сих пор отмечалась в гранитных, сиенитовых и нефелин-полевошпатовых пегматитах [Попов, Попова, 2006], а также в телах карбонатитов [Левин и др., 1997]. В Ильменских горах на Южном Урале выявлены необычные магматические породы: скаполитовые габбро, граниты, слюдиты (глиммериты) и кварц-скаполитовые пегматиты [Кориневский, 2012; Korinevsky, 2015]. В этих породах скаполит является одним из главных минералов, составляя 40 % в скаполитовом граните (60 % кварца и 1 % флогопита, диопсида и амфибола), 45–70 % – в скаполит-диопсидовом габбро (30–55 % диопсида, до 1 % эпидота и ~1 % титанита, фторапатита, амфибола) и 40–45 % – в скаполит-флогопитовом слюдите (40–45 % флогопита, 5 % титанита, 5 % фторапатита). Породы повсеместно содержат отдельные зерна амфибола, часть которых замещает пироксен. Состав скаполита во всех разновидностях пород соответствует мицциониту. Его зерна имеют поверхности одновременного роста с другими минералами, не замещая их. Породы слагают сближенные секущие дайковые тела и прожилки в блоке «безрудных» кальцит-доломитовых карбонатитов. В этих скаполитовых породах впервые выявлены тантало-ниобаты, ильменорутил, алланит. Наиболее проявлены они в жиле кварц-скаполитового пегматита мощностью 15 см, рассекающего дайку скаполит-диопсидового габбро, где установлена мелкая вкрапленность зональных зерен титан-урано-ниобатов из группы пирохлора и бетафита, содержащих до 25–70 мас. % Nb_2O_5, 17–21 мас. % Ta_2O_5 и 13–27 мас. % UO_2. Эти минералы также содержат высокие количества TiO_2 (9–29 мас. %), CaO (7–17 мас. %). В небольших количествах в них всегда присутствуют ThO_2, Y_2O_3, MnO, FeO. В этой же породе имеются редкие выделения ильменорутила с содержаниями Nb_2O_5 до 21.84 мас. % и Ta_2O_5 до 20.50 %,

а также ортита (алланита) с содержанием РЗЭ 15 мас. %. Здесь присутствуют и отдельные зерна монацита и шеелита.

Пегматит сложен скаполитом (48–55 %), кварцем (20–40 %), диопсидом (2–5 %), магнезиогорнблендитом (~1 %) и редкими ортоклазом, мусковитом, альбитом, фторапатитом, титанитом, кальцитом, ильменорутилом, алланитом, цирконом, гранатом и пиритом, а также мельчайшими (10–150 мкм) зернами торита, шеелита и минералами группы пирохлора. Структура этой светлой зеленовато-серой породы полнокристаллическая, от среднезернистой до грубозернистой с размерами индивидов скаполита до 2 см в длину. Химический состав кварц-скаполитового пегматита (мас. %): SiO_2 70.73; TiO_2 <0.05; Al_2O_3 14.21; Fe_2O_3 0.30; FeO 0.63; MnO 0.04; MgO 0.16; CaO 7.95; Na_2O 3.40; K_2O 0.62; H_2O^- 0.12; H_2O^+ 0.24; P_2O_5 0.07; CO_2 0.70; SO_3 0.70; сумма 99.87.

Поперечники зерен титан-урано-ниобатов достигают 70–150 мкм. Типичная форма выделений округлая с резкими границами и наличием плавных заливов и выступов. Практически все зерна имеют отчетливое зонально-концентрическое строение, при котором зоны отличаются по содержаниям CaO, Nb_2O_5, Ta_2O_5 и UO_2. Тем не менее, колебания состава этих минералов укладываются в рамки группы пирохлора [Atencio et al., 2010], лишь один анализ указывает на принадлежность минерала к группе бетафита. В скаполит-диопсидовом габбро обнаружены зерна пирохлора, циркона, ильменорутила, что может говорить о генетическом единстве редкометальной минерализации скаполитовых пород.

Редкими металлами обогащены и рассеянные в породе очень мелкие (до 50 мкм) зерна ильменорутила. Содержания Nb_2O_5 в них достигают 21.84 мас. %, а Ta_2O_5 – до 20.50 мас. %. Темные стекловидные выделения алланита (ортита) содержат значительные количества РЗЭ (в сумме до 15 мас. %). В зерне скаполита было встречено мелкое включение шеелита.

Возможно, присутствие тантало-ниобатов позволит отличать сходные по минеральному составу магматические и метасоматические скаполитовые горные породы Ильменских гор. Поскольку известные в мире [Годовиков, 1983] находки первичного магматического скаполита приурочены к изверженным породам щелочного состава, можно полагать, что и магматические скаполитовые породы Ильмен порождены щелочно-карбонатным расплавом. Крайне мелкие размеры выделений минералов, содержащих редкие металлы, их незначительное количество (в породе менее 1 об. %) и редкость кварц-скаполитовых пегматитов не позволяют пока говорить о практическом значении нового типа оруденения. С этой точки зрения требуют оценки крупные выходы скаполитовых нефелиновых сиенитов (миаскитов), отмеченные в пределах Ильмено-Вишневогорского комплекса [Коптев-Дворников, Кузнецов, 1931].

Литература

Годовиков А. А. Минералогия. Издание 2-е. М.: Недра, 1983. 647 с.

Коптев-Дворников В. С., Кузнецов Е. А. Борзовское месторождение корунда. Тр. ин-та прикл. минерал. Вып. 47. М.: Гос. технич. изд-во, 1931. 318 с.

Кориневский В. Г. Магматические скаполитовые породы Ильменских гор на Урале // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Мат. Всерос. конф., посв. 150-летию ак. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и 100-летию проф. Г. М. Саранчиной. Т. 1. СПб: СПбГУ, 2012. С. 294–298.

Левин В. Я., Роненсон Б. М., Самков В. С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.

Попов В. А., Попова В. И. Минералогия пегматитов Ильменских гор // Минералогический альманах. Т. 9. М.: Ассоциация Экост, 2006. 151 с.

Atencio D., Andrade M. B., Christy A. G. et al. The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // Canadian Mineralogist. 2010. Vol. 48. P. 673–698.

Korinevsky V. G. Spessartine-andradite in scapolite pegmatite, Ilmeny Mountains, Russia // Canadian Mineralogist. 2016. Vol. 53. № 4. P. 623–632.

А. Г. Николаев[1], Э. Л. Фахардо Бехарано[1], М. П. Попов[2,3], Н. В. Сокерина[4], С. И. Исаенко[4]

[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
popovm1@yandex.ru
[4] – Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар
sokerina@geo.komisc.ru

Сравнительная характеристика изумрудов из различных генетических типов месторождений по данным термобарогеохимии

Изумруд является редкой хромсодержащей разновидностью берилла и встречается в различных промышленно-генетических типах месторождений. Он также относится к небольшой группе драгоценных камней, пользовавшихся большой известностью и высоко ценившихся во все времена. Цель данной работы – определение условий формирования изумрудов по данным исследования флюидных включений. Материалом для исследования послужили изумруды Мариинского месторождения (Уральские изумрудные копи) и месторождений Музо, Коскуэс и Чивор (Колумбийская изумрудная провинция), которые содержат большое количество флюидных включений. Дополнительно были проведены исследования по изучению кристаллохимических особенностей и природы окраски изумрудов с различных месторождений.

Флюидные включения изучались с помощью комплекса, состоящего из термостолика Linkam THMS 600 с рабочим температурным интервалом от –196 до +600 °С, охлаждение проводилось с помощью жидкого азота. Для исследований состава газовой компоненты включений использовался высокоразрешающий КР-спектрометр LabRAM HR800 в диапазоне волн 450–9000 $см^{-1}$, измерения проводились при комнатной температуре. 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.

Берилл представляет собой кольцевой силикат бериллия и алюминия $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$. Структура берилла состоит из колец $[Si_6O_{18}]^{12-}$, соединенных атомами Be и Al. Кольца образуют вытянутые вдоль оси шестого порядка колонки, связанные бериллиево-кислородными тетраэдрами и алюмокислородными октаэдрами. Характерной особенностью структуры минерала является наличие достаточно емких полостей-каналов, которые объясняют возможность широкого проявления гетеровалентного изоморфизма с вхождением ионов-компенсаторов. Каналы достаточно большие, могут вмещать молекулы воды, крупные щелочные и щелочноземельные катионы. Для структуры берилла характерно частичное замещение атомов Be^{2+} атомами Li^{+} и Mg^{2+}. Изоморфизму подвержены и ионы Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры, которые могут быть замещены трех- и двухвалентными катионами: $Al^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$, Cr^{3+}, Mg^{2+}, Ni^{2+}, Fe^{2+}, Si^{4+}. При этом в качестве ионов-компенсаторов в каналы структуры входят крупные катионы щелочных металлов (Na^{+}, Cs^{+}), а также группы $(OH)^{-}$, молекулы H_2O, ионы F^{-} и др. [Егоров-Тисменко, 2005].

Месторождения изумрудов Колумбии относятся к гидротермальному типу, а месторождения Среднего Урала – к пневматолито-гидротермальному типу эндогенных месторождений [Киевленко и др., 1982]. При сильном увеличении в изумрудах Уральских месторождений обнаружены и описаны следующие минералы – актинолит, слюда, а также флюидные включения сложной формы с газовым пузырьком. В колумбийских образцах выявлены трехфазные включения с пилообразными краями и кубическими кристаллами соли и газовым пузырьком, что является типичным для изумрудов данного района.

Уральские изумруды. Температура эвтектики включений в изумрудах варьировала от –12.5 до –14 °С, что указывает на содержание в составе флюида KCl и NaCl. Судя по температурам плавления льда, концентрация солей изменялась от 4.03 до 4.35 мас. % экв. NaCl [Реддер, 1987; Мельников и др., 2008]. Температуры гомогенизации включений в изумрудах составили 244–302 °С. Исследование газовой составляющей включений методом спектроскопии КР показало, что она соответствует CO_2.

Колумбийские изумруды. Температура эвтектики включений в изумрудах изменялась от –77.5 до –65 °С, что свидетельствует о присутствии в составе флюида LiCl, NaCl и $CaCl_2$ [Мельников и др., 2008]. Температуры плавления последнего кристаллика льда соответствуют концентрации солей 35–38 мас. % экв. LiCl [Киргинцев и др., 1972]. В изумрудах месторождения Музо выявлена следующая зональность солевого состава включений: температура эвтектики в центре кристалла составила –77.2 °С, по краям кристаллов – –65 °С. Это указывает на изменение состава флюида во время роста кристалла: в начале его формирования флюид имел состав LiCl-NaCl-H_2O, в процессе роста кристаллов происходил привнос $CaCl_2$, что привело к изменению температуры эвтектики во включениях. Изучение температуры гомогенизации включений в колумбийских изумрудах столкнулось с определенными сложностями. Для исследования подбирались включения, имеющие трехкомпонентный состав: газовый пузырек, жидкая фаза и кристалл соли. При нагревании включений до полной гомогенизации они все вскрывались. При температуре 235–248 °С газовые пузырьки исчезают, а при температуре свыше 345 °С кристаллы соли полностью не растворяются, и при этом происходит вскрытие включений.

Исследование газовой составляющей включений колумбийских изумрудов методом спектроскопии КР показало, что она соответствует CO_2.

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 районах 416–435 и 600–625 нм обусловлены разрешенными по спину переходами с основного состояния $^4A_{2g}$ на более высокие энергетические уровни $^4T_{1g}$ и $^4T_{2g}$, соответственно [Платонов и др., 1984; Свиридов и др., 1976]. Дополнительно при длинах волн 670 нм и 689 нм наблюдаются слабые узкие полосы поглощения R-переходов в ионах $Cr^{3+}{}_{VI}$ [Платонов и др., 1984].

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 $^5T_2 \rightarrow {}^5E$ в ионах двухвалентного железа, изоморфно замещающих алюминий в октаэдрических позициях структуры.

Результаты термобарогеохимических исследований включений в изумрудах можно использовать для интерпретации их формирования в различных типах месторождений. Формирование изумрудов на месторождениях Урала и Колумбии проходило в гидротермальную стадию минералообразования. Состав включений в изумрудах из месторождений Колумбии свидетельствует о едином глубинном источнике флюидов. Геологическое строение, контактовые изменения вмещающих жилы пород и геохимические данные позволяют предположить, что источником вещества служили кислые интрузивные породы, а сами месторождения можно отнести к телетермальному типу. 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.

Литература

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.

Киргинцев А. Н., Трушникова Л. Н., Лаврентьева В. Г. Растворимость неорганических веществ в воде. Справочник. Л.: Химия, 1972. 248 с.

Мельников Ф. П., Прокофьев В. Ю., Шатагин Н. Н. Термобарогеохимия. М.: Академический проект, 2008. 222 с.

Платонов А. Н., Таран М. Н., Балицкий В. С. Природа окраски самоцветов. М.: Недра, 1984. 196 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. М.: Мир, 1987. 560 с.

Свиридов Д. Т., Свиридова Р. К., Смирнов Ю. Ф. Оптические спектры ионов переходных металлов в кристаллах. М.: Наука, 1976. 266 с.

С. Н. Кох[1], Э. В. Сокол[1], 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

Травертины Горного Алтая: источники вещества, климатические и тектонические обстановки формирования

Формирование кайнозойского внутриконтинентального Алтайского орогена (49–52º с.ш., 82–90º в.д.) связано с отдаленными эффектами коллизии Индийской и Евразийской плит. Резко усилившиеся деформации коры в четвертичном периоде привели к образованию горных хребтов с абсолютными высотами до 3–4 тыс. м и крупных межгорных впадин в юго-восточной части Алтая. Горный Алтай расположен в зоне взаимного влияния Атлантического циклона и Сибирского и Монгольского антициклонов. Поэтому в сартанское время и в течение голоцена климатические обстановки данной горной страны были особенно чувствительны к сменам динамики циркуляции атмосферы [Blyakharchuk et al., 2004]. Четвертичная история Алтая включает три плейстоценовых оледенения, сменявшихся периодами деградации ледников и вечной мерзлоты [Девяткин, 1965]. Одним из признанных индикаторов активной тектоники и климатических изменений являются пресноводные континентальные карбонатные осадки – пещерные, озерные и травертины [Andrews, 2006]. На объектах Европы было показано, что климатические сигналы, зафиксированные в травертинах возрастом до 500 тыс. лет, однозначно интерпретируются, поскольку рост $CaCO_3$ из растворов был возможен только в периоды деградации ледниковых покровов и/или таяния вечной мерзлоты. Представляется оправданным опробовать этот подход и на объектах Горного Алтая.

Ранее было установлено широкое распространение палеотравертинов в Курайской зоне разломов – одной из главных активных структур ЮВ части Горного Алтая [Деев и др., 2017]. Поля расположены в долине р. Чибитка на высотах 1800–2000 м и приурочены к зоне пересечения Курайского и Телецкого разломов. Палеотравертины сложены кальцитом и цементируют сероцветный коллювий и моренные отложения, оставленные Чибитским ледником на рубеже раннего голоцена. Отсутствие признаков химического выветривания, глинистых фракций и неполное окисление сульфидов позволяют классифицировать коллювий как продукт физического выветривания в холодном климате. Единственная датировка (^{14}C) травертинов этого комплекса составляет 9520±105 лет (SOAN-3129) или 11180–10565 cal BP [Бутвиловский, 1993].

Современное травертинообразование ограничено и происходит из малодебетного источника, изливающего холодные (10 °C) воды HCO_3-SO_4–Ca-Mg типа (*p*H 6.86). Величина $\delta^{13}C$ растворенного в воде CO_2 составляет –5.8 ‰ (VPDB), а величина $\delta^{18}O$ – –14.5 ‰ (VSMOW). Обогащение вод Ca, Mg и HCO_3 (при ничтожной доле Na и Cl) указывает на формирование их солевого состава в процессе подземного углекислого выщелачивания карбонатных толщ [Лаврушин, 2012]. В данном районе это региональные коллекторы – дислоцированные известняки и доломиты баратальской серии (NP_3).

Изученные палеотравертины однотипны и представляют собой кальцитовый микритовый и спаритовый матрикс, поры в котором выполнены ограненным кальцитом. Подобие фазового состава и морфологии разновозрастных травертинов свидетельствует о том, что температура и гидрохимические характеристики источников и, следовательно, условия кристаллизации $CaCO_3$ варьировали незначительно. Приуроченность травертинов к склоновым и моренным осадкам указывает на то, что в ходе формирования современного рельефа в крутых бортах долин разгрузка поступающих снизу углекислых вод происходила именно в эти проницаемые горизонты. В толще коллювия и моренных отложений сглаживались суточные колебания температуры, а также минимизировалось влияние фактора испарения на процесс садки карбонатов и изотопное фракционирование. Фотосинтез в этой обстановке был подавлен, что было важным фактором, сдерживающим рост микробиальных сообществ. Как следствие, из гидрокарбонатных растворов происходила кристаллизация только одной из модификаций $CaCO_3$, а именно кальцита. Процесс контролировался концентрациями Ca^{2+} и HCO_3^- в растворе: $Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightarrow CaCO_3\downarrow + CO_2\uparrow + H_2O$.

В начале 1980-х гг. травертиновый комплекс, расположенный в долине р. Чибитки, был вскрыт дорожной выработкой, и травертиновый источник стал разгружаться непосредственно на дневной поверхности. Это вызвало вспышку активности водных микробиоценозов и резкую смену условий карбонатообразования, что привело к изменению морфологии и фазового состава травертинов. На выходе современного источника образуются слоистые корки, состоящие из микритового и спаритового Mg-кальцита и Sr-арагонита, покрытых водорослями и биопленками. Биодеградация внеклеточного полимерного вещества микробиальных пленок приводит к высвобождению связанных в нем Ca^{+2}, Mg^{+2} и $(HCO_3)^-$ и их переходу в раствор [Dupraz et al., 2004]. Процесс сульфат-редукции, повышая *p*H, способствует кристаллизации $CaCO_3$ и замещению микробиального вещества микритовым Mg-кальцитом. Агрегаты такой природы обладают характерной зональностью – количество высокомагниевого кальцита максимально в верхних слоях литифицированных бактериальных матов. Именно эта особенность характерна для современных травертинов из района р. Чибитки. Следовательно, в момент образования палеотравертинов микробиальная активность была подавлена, тогда как биогенная садка карбонатов вносит важный вклад в современное травертинообразование.

Современные и древние травертины обеднены РЗЭ (Σ 0.40–16.4 и 0.40–3.80 г/т, соответственно). Их PAAS-нормированные РЗЭ+Y спектры сходны и характеризуются незначительным обогащением тяжелыми и обеднением легкими РЗЭ. Эти особенности распределения РЗЭ, низкие содержания в травертинах Th (0.03–0.06 г/т) и величина K/Rb (среднее 301), близкая таковой морских карбонатов (304), согласованно указывают на длительный контакт холодных вод, из которых осуществлялся рост как палео- так и современных травертинов, с карбонатными коллекторами [Choi et al., 2009].

Положительные величины $\delta^{13}C$ (0.1–0.9 ‰, VPDB) зафиксированы только в современных травертинах, тогда как палеотравертины характеризуются более легким $\delta^{13}C$ (–4.1...–1.9 ‰, VPDB). Изотопный состав $\delta^{18}O$ разновозрастных травертинов (–13.0...–13.8 ‰, VPDB) выдержанный. Хотя данных по травертинам Горного Алтая еще мало, можно попытаться рассмотреть их изотопные особенности с позиций соответствия общему тренду облегчения изотопного состава $\delta^{18}O$ с ростом континентальности климата [Andrews, 2006]. Для интервала 8500–9500 тыс. лет состав $\delta^{18}O$

травертинов изменяется от –6 ‰ в Англии и Бельгии до –11 ‰ в Белоруссии. Таким образом, узкий диапазон величин $\delta^{18}O$ травертинов Горного Алтая логично продолжает тренд облегчения изотопного состава кислорода $CaCO_3$ по мере удаления от Атлантического побережья. Именно на рубеже 9.5 тыс. лет назад на Алтае на смену преобладавшему ранее холодному и сухому Сибирскому антициклону приходят влажные, теплые воздушные массы Атлантического циклона [Blyakharchuk et al., 2004].

Детальные палеоклиматические реконструкции были выполнены для высокогорного Улаганского плато – смежного с изученным районом [Blyakharchuk et al., 2004]. В интервале 15.9–15 тыс. лет назад плато было покрыто ледником. В интервале 15–12 тыс. лет назад ледники последовательно таяли, однако площади развития вечной мерзлоты еще были значительными. Отчетливое потепление фиксируется в этом районе около 11.5 тыс. лет назад, а климатический оптимум – начиная с 10 тыс. лет. Поскольку палеотравертины цементируют моренный материал, их возраст заведомо моложе 15 тыс. лет. Подъем вод из коллекторов на поверхность стал возможен только с момента деградации в этом районе мощной толщи вечной мерзлоты. Следовательно, на периферии Чибитского ледника фильтрация подземных вод в моренные осадки и коллювий могла начаться только с рубежа 11.5 тыс. лет, когда процесс деградации вечной мерзлоты на юге Западной Сибири был близок к завершению [Blyakharchuk et al., 2004]. Таким образом, геологические критерии не оставляют сомнения в том, что травертины в верховьях р. Чибитки образовались после последнего эпизода оледенения, что подтверждает имеющаяся радиоуглеродная датировка [Бутвиловский, 1993].

В голоцене снятие ледниковой нагрузки на континентах привело к общему росту сейсмичности в Скандинавии, Тибете, на севере Русской равнины [Hampel et al., 2010]. Деградация мерзлоты и землетрясения способствовали интенсификации трещиноватости [Неведрова и др., 2017]. В голоценовом оптимуме на территории Горного Алтая имели место сходные процессы. На этапе деградации ледниковой нагрузки активизация Курайской зоны разломов также сопровождалась ростом сейсмичности. На это указывают первичные сейсморазрывы и крупные обвалы в интервале 12–8.5 тыс. лет назад [Бутвиловский, 1993]. Эти данные позволяют предполагать, что время и место образования травертинов Горного Алтая контролировали тектонический и климатический факторы.

Таким образом, полученные нами данные позволяют впервые поставить вопрос о возможности извлечения палеоклиматической информации из травертинов Горного Алтая. Их достаточно широкое распространение в регионе [Деев и др., 2017] дает основание рассчитывать на них в качестве новых независимых тектонических и климатических индикаторов.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0330-2016-0004. 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

Бутвиловский В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: ТГУ, 1993. 252 с.

Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.

Деев Е. В., Сокол Э. В., Ряполова Ю. М., и др. Четвертичные травертины Курайской зоны разломов (Горный Алтай) // Доклады академии наук. 2017. Т. 73. № 1. С. 54–59.

Лаврушин В. Ю. Подземные флюиды большого Кавказа и его обрамления. М.: ГЕОС, 2012. 348 с.

Неведрова Н. Н., Деев Е. В., Пономарев П. Н. Выявление разломных структур и их геоэлектрических характеристик по данным метода сопротивлений в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. // Геология и геофизика. 2017. № 1. С. 146–156.

Andrews J. E. Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review // Earth-Science Reviews. 2006. Vol. 75. P. 85–104.

Blyakharchuk T. A., Wright H. E., Borodavko P.S., et al. Late-glacial and Holocene vegetational changes on the Ulagan high-mountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. Vol. 209. P. 259–279.

Choi H. S., Yun S. T., Koh Y. K., et al. Geochemical behavior of rare earth elements during the evolution of CO_2-rich groundwater: A study from the Kangwon district, South Korea // Chemical Geology. 2009. Vol. 262 (3–4). P. 334–343.

Dupraz C., Visscher P. T., Baumgartner L. K. et al. Microbe–mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas) // Sedimentology. 2004. Vol. 51. P. 745–765.

Hampel A., Hetzel R., Maniatis G. Response of faults to climate-driven changes in ice and water volumes on Earth's surface // Philosophical Transactions Royal Society A. 2010. Vol. 368. P. 2501–2517.

А. В. Малышев, Е. В. Кислов[1, 2]
[1] – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
[2] – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
Waylander6@mail.ru

Петролого-геохимические аспекты Холбын-Хаирханского гипербазитового плутона (Восточный Саян)

В Восточном Саяне широко распространены гипербазитовые офиолитовые комплексы, которые в процессе становления испытали частичное плавление и были тектонически подняты на дневную поверхность. Состав гипербазитов и слагающих их минералов определяется исходным составом океанической верхней мантии, степенью ее плавления, а также процессами метаморфизма при транспортировке ее к верхней коре или на дневную поверхность. Гипербазиты офиолитовых комплексов представляют интерес как в изучении состава породообразующих элементов, которые претерпевали изменения в процессе подъема, так и с практической точки зрения, в связи с месторождениями полезных ископаемых, одними из таковых являются месторождения нефритов. Объектом нашего исследования стал Холбын-Хаирханский массив, расположенный в пределах юго-восточной высокогорной части Восточного Саяна в бассейне верхнего течения р. Урик. Массив имеет грушевидную форму, максимальную ширину 5.5 км, длину 12.2 км и площадь ~25 км^2.

Массив имеет зональное строение, характерное для крупных гипербазитовых массивов ильчирского комплекса (от краевой части к центру): лиственитты, тальк-карбонатные породы, серпентиниты, серпентинизированные дуниты, дуниты, которые слагают пластообразные тела субширотного простирания, имеющие тектонический контакт с вмещающими вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями позднего протерозоя. Слабоизмененные дуниты и гарцбургиты встречаются лишь в виде небольших овальных ядер. Дуниты слагают изометричные тела, размер которых колеблется от 100 до 500 м в поперечнике. Это светло-зеленые с желтоватым оттенком массивные среднезернистые породы, состоящие из оливина (80–85 %) и пироксена (15–20 %). Из акцессорных минералов присутствуют хромшпинелиды. В дунитах постепенно возрастает содержание серпентина, и по мере удаления от их ядер к периферии дуниты сменяются серпентинитами, содержащими реликтовые включения округлого оливина. Гарцбургиты сложены оливином (35–95 %) и энстатитом (5–15 %) с акцессорными хромшпинелидами. По мере удаления от центральной части ядер постепенно также возрастает степень серпентинизации пород.

Наиболее широко распространены аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты. Серпентиниты – зеленовато-серые до зеленых массивные породы с реликтами оливина. В зонах дробления они катаклазированы, часто вблизи контакта с дайками различного состава перекристаллизованы. В этих случаях породы сложены антигоритом, обладают зеленой окраской, массивной текстурой, по внешнему облику иногда похожи на нефрит.

Лизардитовые и хризотил-лизардитовые серпентиниты распространены обычно вблизи блоков первичных пород и имеют с ними постепенные переходы. В зонах разрывных нарушений и на контакте с магматическими породами, прорывающими гипербазиты, лизардитовые и хризотил-лизардитовые серпентиниты перекристаллизованы и переходят в антигоритовые разности. Замещение хризотила и лизардита антигоритом происходит по трещинам. В зонах разрывных нарушений серпентиниты оталькованы, карбонатизированы, нередко преобразованы в тальк-карбонатные породы. Около ядер слабоизмененных дунитов серпентиниты и жилы альбититов и нефритов в них графитизированы. Тонкодисперсный графит равномерно «пропитывает» все упомянутые породы, образуя скопления в трещинках и зальбандах.

Серпентиниты нередко карбонатизированы. Карбонатизация серпентинитов отчетливо наблюдается по мере приближения последних к контакту с тальк-карбонатными породами. В серпентинитах сначала появляются редкие и мелкие, а затем более крупные (до 8 мм) включения кристаллов карбоната с выраженной спайностью. Иногда в сильно катаклазированных серпентинитах на контакте с тальк-карбонатными породами отмечаются прожилки карбонатов и обособления гематита.

Структурный план массива определяется интенсивным развитием разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания, разбивающих серпентиниты на отдельные тектонические блоки. Серпентиниты внутри блоков характеризуются широким развитием субпараллельных и сближенных между собой зон рассланцевания северо-западного, реже северо-восточного и субширотного простирания, к которым обычно приурочены метасоматически измененные дайки габбро-диабазов, габбро-долеритов, гранит-порфиров. На контакте серпентинитов с метасоматически измененными дайками основных и кислых пород нередко образуются нефритовые тела, которые прослеживаются вдоль северо-западного контакта Холбын-Хаирханского массива в северо-восточном направлении.

По характеру магнитного поля в северо-восточной и северо-западной части участка можно предположить, что они представляют собой два различных блока пород. Северо-западный блок отображается сильно изрезанным положительным полем, что может быть обусловлено интенсивным изменением пород под воздействием тектоники. Серпентиниты и тальк-карбонатные породы прорваны штоками и дайками габбро-диабазов, габбро-долеритов, гранит-порфиров. Часто основные породы метасоматическими процессами превращены в амфибол-плагиоклазовые или цоизит-диопсид-кварцевые родингиты, а кислые – в порфировидные альбититы. Простирание даек преимущественно северо-западное, реже северо-восточное. Длина их варьирует от 2–3 м до 15–140 м, мощность – от 1–3 до 5–6 м. Падение крутое. Дайковые тела и нефритовые жилы на площади массива распределены неравномерно.

Дайки гранитоидов и габброидов формируют в своих экзоконтактах ореолы перекристаллизованных серпентинитов. Кальциевый метасоматоз преобразует габброиды в метасоматиты кварц-цоизит-диопсидового состава, а гранитоиды – в тремолитизированные альбититы. Одновременно по серпентинитам развивается нефрит.

Гипербазиты Холбын-Хаирханского массива являются типичным примером ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации. Породы этой формации выделяются как относительно магнезиальный подтип с низким содержанием Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5. Главные геохимические характеристики пород – пониженные концентрации Fe, Al и щелочей. Большое значение имеет низкое содержание в породах Ca. Характерными геохимическими индикаторами пород являются содержания Cr, Ni и Ti. Для Cr и Ni отмечаются высокие концентрации. Основная масса Cr концентрируется в хромшпинелидах (92.6 %), Ni же связан, в первую очередь, с оливином (96.2 %). Сульфидная форма Ni для гипербазитов этого подтипа не характерна. Содержания TiO_2 варьируют от 0.07 до 0.8 мас. %. Отмечается обратная зависимость между концентрациями TiO_2 и MgO. В габбро Ti концентрируется в ильмените и титаномагнетите. Для него характерны высокие величины коэффициентов вариации и равномерное распределение по минералам.

Содержания SiO_2 и Al_2O_3 в гипербазитах обратно пропорциональны содержаниям MgO, что определяется соотношением оливина, ортопироксена и хромшпинелидов. Другие петрогенные компоненты (FeO и CaO) практически не коррелируют с MgO, что является характерным признаком мантийных реститов, это же подтверждается и низкими содержаниями «базальтоидных» компонентов.

Серпентиниты по своему составу сходны с неизмененными дунитами и гарцбургитами. Однако по минеральному и химическому составу более всего соответствуют гарцбургитам, чем дунитам, что согласуется с представлениями о большей подверженности гарцбургитов процессам серпентинизации. Важную роль играют предельно низкие концентрации CaO, Al_2O_3, TiO_2 и щелочей. В процессе серпентинизации отмечается незначительное увеличение концентраций CaO [Сутурин, 1978], что может свидетельствовать об изохимических условиях, при которых привносится только вода. Кроме того, стерильность в отношении кальция первичных ультраосновных пород послужила одной из причин широкого развития в массивах кальциевого метасоматоза.

В первичных породах содержания Sr и Ba составляют $<1\times10^{-4}$ мас. %. В автометаморфических серпентинитах низкие содержания элементов сохраняются. Во всех апогипербазитовых породах, происхождение которых связано с воздействием флюидов кислых и основных пород, отмечается повышение концентраций Sr и Ba.

Анализируя особенности состава гипербазитов нефритоносных массивов, следует обратить внимание на их высокую магнезиальность и резкое понижение содержаний TiO_2 [Сутурин, Замалетдинов, 1984]. Также следует указать еще одну существенную особенность ультраосновных пород массива. Гипербазиты здесь представлены преимущественно гарцбургитами, моноклинный пироксен встречается редко. Содержание CaO в породах минимально. Содержание моноклинного пироксена не превышает 4 %, что не сравнимо с Оспинско-Китойским массивом. Это указывает на слабое развитие в массиве лерцолитов. В лерцолитовых массивах, относящихся к другому типу офиолитов, избыток Ca, высвобождающегося при серпентинизации пород, оказывает существенное влияние на характер метасоматических процессов, стимулируя формирование гранатовых родингитов, а не нефритов. Нефритообразование запускается в градиенте температур 370–400 °C при высоком химическом потенциале Na, Ca и Si и преобладающем значении динамометаморфизма, о чем свидетельствует приуроченность нефритоносных тел к зонам меланжа. Окраска нефрита в пределах массива определяется повышенными содержаниями Cr, Ni, Co и Fe, привнесенных в результате инфильтрационно-диффузионного кальциевого метасоматоза по антигоритовым спутанно-волокнистым серпентинитам на контакте последних с апогаббровыми или апогранитными алюмосиликатными метасоматитами.

Литература

Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С. Нефриты. Новосибирск: Наука, 1984.

Сутурин А. Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 141 с.

М. П. Гуринович
Филиал «Институт геологии»
Государственного предприятия «НПЦ по геологии»,
г. Минск, Беларусь
marfapk88@mail.ru

Петрохимические особенности ультрамафит-мафитовых массивов Аргеловщинского комплекса (Беларусь)

(научный руководитель А. А. Толкачикова)

Ультрамафит-мафитовые породы – редкие горные породы кристаллического фундамента Беларуси. Тем не менее, они представляют значительный интерес, поскольку с ними связаны разнообразные рудные и, в первую очередь, золото- и платинометальные проявления, которые были выявлены в разных регионах Восточно-Европейского кратона [Аспекты..., 1998; Чернышев и др., 2002; и др.]. Среди магматических комплексов докембрийского фундамента Беларуси одним из наиболее потенциально перспективных на благороднометальное оруденение считается аргеловщинский комплекс [Аксаментова и др., 2009; Толкачикова и др., 2012]. Породы комплекса, вскрытые на глубинах 80–120 м, слагают цепочку массивов, приуроченных к

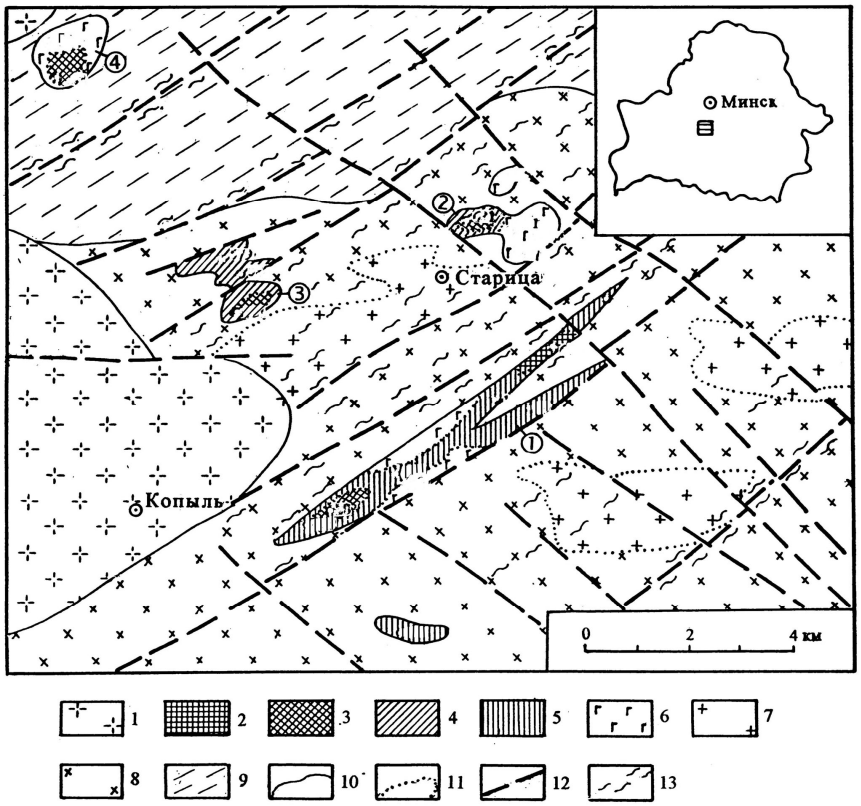


Рис. Схематическая геологическая карта Велешинского участка [Аксаментова, Толкачикова, 2012].

1 – порфировидные кварцевые сиениты и граниты бобовнянского комплекса нижнего протерозоя; 2–6 – ультрамафит-мафитовые породы аргеловщинского комплекса: 2 – перидотиты, 3 – пироксениты, 4 – хлорит-тремолит-серпентиновые, хлорит-флогопит-тремолитовые, флогопит-амфиболовые породы, 5 – горнблендиты, 6 – габбро; 7 – граниты и 8 – гранодиориты и диориты микашевичского комплекса нижнего протерозоя; 9 – биотитовые плагиогнейсы и гранитогнейсы перетокской толщи архея; 10, 11 – границы: 10 – геологические, 11 – фациальные; 12 – разломы; 13 – зоны рассланцевания и милонитизации пород. Цифры в кружках: 1 – Аргеловщинское дайкообразное тело; 2–4 – массивы: 2 – Корзуновский, 3 – Гнилицкий, 4 – Летковщинский.

Старицкой зоне разломов СВ простирания [Аксаментова и др., 2004]. Площадь большинства массивов не превышает первых квадратных километров. Наиболее крупными массивами считаются Аргеловщинский, Летковщинский, Гнилицкий и Корзуновский (рис.).

Массивы аргеловщинского комплекса сложены перидотитами, вебстеритами, пироксенитами, горнблендитами и габброидами. Значительная часть пород превращена в флогопит-амфиболовые, хлорит-тремолит-серпентиновые и хлорит-флогопит-тремолитовые сланцы. Вмещающими породами являются гранитоиды микашевичского комплекса, плагиогнейсы и мигматизированные гнейсы перетокской толщи.

Таблица 1

Средний химический состав (мас. %) пород аргеловщинского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	42.86	41.23	47.01	46.78	48.70	51.70	46.39	49.33	43.64	53.05
TiO_2	0.18	0.21	0.36	0.38	0.28	0.47	1.63	1.63	1.65	0.73
Al_2O_3	3.39	2.97	5.28	5.12	3.63	9.32	16.99	13.75	19.38	13.34
Fe_2O_3	14.83	9.76	5.06	7.18	9.21	3.16	4.21	7.23	15.70	2.44
FeO	–	4.08	5.93	5.55	–	6.94	7.86	6.14	–	6.73
MnO	0.15	0.17	0.14	0.17	0.16	0.19	0.15	0.20	0.12	0.14
MgO	26.43	29.67	20.96	20.71	20.92	14.96	7.37	7.71	7.38	10.36
CaO	2.72	4.14	10.36	11.10	13.54	9.22	8.67	8.34	7.30	6.09
Na_2O	0.40	0.18	0.71	0.71	0.65	0.95	2.65	2.35	1.75	2.52
K_2O	0.18	0.10	0.33	0.32	0.33	0.97	1.18	1.36	0.90	2.29
P_2O_5	0.06	0.10	0.10	0.08	0.04	0.14	0.31	0.01	0.08	0.20
SO_3	0.10	0.11	0.17	0.23	–	0.07	0.67	–	0.67	0.10
ППП	8.10	9.71	3.21	2.81	2.84	1.74	0.95	1.38	0.66	1.41
Сумма	99.30	99.87	99.58	99.86	100.29	99.83	98.99	99.39	99.20	99.65
$F_{общ}$	0.36	0.32	0.35	0.38	0.31	0.41	0.62	0.64	0.68	0.47
t’	1.20	1.52	3.28	3.00	2.99	4.68	13.47	12.16	10.48	7.96
al’	0.08	0.07	0.17	0.15	0.12	0.37	0.87	0.65	0.84	0.68
Na_2O/K_2O	2.22	1.80	2.15	2.22	2.06	1.02	2.26	1.74	1.98	1.11
Na_2O+K_2O	0.58	0.28	1.04	1.03	0.98	1.92	4.01	3.71	2.65	4.81
n	4	5	4	9	2	4	2	2	2	3

Примечание. Породы: 1 – перидотиты роговообманковые; 2 – хлорит-тремолит-серпентиновые и хлорит-флогопит-тремолитовые породы по перидотитам; 3 – вебстериты, 4 – пироксениты оливин-роговообманковые; 5 – флогопит-амфиболовые породы по пироксенитам; 6 – горнблендиты; 7 – габбро амфиболовое; 8 – габбро амфиболовое магнетитсодержащее; 9 – габбродолериты; 10 – микрогаббро-порфириты. $F_{общ}$ – общая железистость пород $(Fe_2O_3+FeO+MnO)/(Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO)$; al’ – глиноземистость $Al_2O_3/(Fe_2O_3+FeO+MgO)$; t’ – титанистость $(TiO_2\times100)/(Fe_2O_3+FeO)$; здесь и табл. 2: n – количество анализов.

В зависимости от кремнекислотности и содержаний Al_2O_3, MgO и CaO в составе аргеловщинского комплекса различаются ультраосновные (перидотиты, пироксениты и горнблендиты) и основные (габброиды) породы (табл. 1). По суммарному содержанию щелочей они относятся к породам нормального ряда; преобладающий тип щелочности – натриевый.

Для ультраосновных и ультрамафических пород характерна низкая общая железистость ($F_{общ}$ 0.3–0.4) и низкие содержания TiO_2 (0.2–0.5 %) и щелочей (в неизмененных разностях <0.6–1.1 %). Наиболее магнезиальными и низкоглиноземистыми являются перидотиты и продукты их изменения – хлорит-тремолит-серпентиновые и хлорит-флогопит-тремолитовые породы. В пироксенитах содержание MgO существенно ниже, а Al_2O_3 и, особенно, CaO – выше. К пироксенитам петрохимически близки горнблендиты. Отличия заключаются в большем содержании

кремнезема и в меньшем – магния и железа. Габбро и габбродолериты отличаются от ультрамафических пород более высоким содержанием TiO_2, Al_2O_3 и щелочей. По суммарному количеству последних они приближаются к породам умеренно-щелочного ряда. Содержание MgO в них примерно в два раза ниже, чем в ультрамафитах и уступает или примерно равно количеству CaO; существенно выше общая железистость ($F_{общ}$ 0.6–0.7). Микрогаббро-порфириты по химическому составу занимают промежуточное положение между горнблендитами и габброидами, отличаясь от них более высоким содержанием щелочей, особенно K_2O.

Микроэлементный состав пород аргеловщинского комплекса (табл. 2) типичен для ультрамафит-мафитовых ассоциаций других регионов [Борисенко, 1966; Чернышев, 1972; и др.]. Все породы характеризуются повышенными содержаниями Cr, Ni и Co. Наибольшие содержания Cr и Ni наблюдаются в перидотитах, пироксенитах и горнблендитах, а также их измененных разностях.

Таблица 2

Средний микроэлементный состав (г/т) пород аргеловщинского комплекса

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ti	1400	2130	1000	2460	2850	3500	13000	6800	7400	5250
V	80	70	200	140	120	180	240	240	200	110
Cr	1300	3600	1500	1710	2800	1080	170	20	–	1380
Ni	1020	1450	1000	690	660	480	80	40	30	310
Co	100	90	200	110	80	80	70	60	50	70
Sc	12	5	40	30	24	31	10	38	9	20
Cu	80	40	150	110	80	30	110	100	70	20
Pb	8	3	6	5	9	7	10	10	11	13
Zn	500	330	100	190	250	80	300	130	400	180
Mo	3.5	4.0	2.0	2.9	5.0	1.0	–	1.6	–	1.3
Sn	2.5	2.5	1.0	2.9	1.0	2.8	–	2.6	–	6.0
Ga	5	5	10	9	8	15	–	26	–	50
Sr	–	–	100	160	–	230	600	500	350	700
Ba	150	–	100	170	180	250	300	300	290	570
Zr	20	80	30	30	30	110	120	100	70	70
Nb	5.0	5.0	4.0	4.6	4.3	8.0	5.0	9.2	6.0	5.8
Y	13	16	15	16	18	45	27	32	23	18
Yb	1.3	1.5	1.5	1.6	1.8	4.5	2.5	3.2	2.3	1.9
Ni/Co	10.2	17.2	5.0	6.5	8.3	6.4	1.1	0.7	0.4	5.0
Cr/V	20.2	56.9	7.5	13.1	22.9	6.2	0.7	0.1	–	12.9
Nb/Y	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.4	0.3	0.3
Ti/Zr	116.7	31.3	33.3	81.5	130.0	32.7	108.3	72.0	112.4	76.8
n	3	4	1	11	4	4	1	5	2	4

Примечание. Названия разновидностей пород см. табл. 1. Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов ИГГ НАН Беларуси количественным эмиссионным спектральным методом (аналитик И. Н. Тетерева).

Породам комплекса свойственны низкие содержания Pb, Zr и Nb; перидотиты обеднены также Sc, Cu, Sr, Ba. В микрогаббро-порфиритах содержания Cr, Ni и Co близки кларкам ультраосновных пород [Виноградов, 1962]; в них повышены содержания Ga, Sr, Ba. По содержаниям микроэлементов амфиболовые габбро и габбродолериты близки ультрамафитам. Количества Ni и Co соответствуют кларкам основных пород, а содержание Cr превышает кларк более чем в 3 раза. В габбродолеритах возрастают количества Ga, Sr и Ba. Геохимическое сходство габброидов и ультрамафитов свидетельствует о том, что они являются, скорее всего, генетически родственными.

Таким образом, особенности химического состава ультрамафит-мафитовых пород аргеловщинского комплекса позволяют предполагать, что родоначальными для них магмами являлись магмы пикритового или пикрит-базальтового состава. Все породы имеют сложный и непостоянный минеральный и химический состав, и их разновидности часто чередуются в разрезе, что свидетельствует о наличии внутренней расслоенности массивов, хотя и не так явно проявленной, как в типичных расслоенных интрузивах. Повышенные содержания Cr (до 5000 г/т) и Ni (до 2000 г/т) в породах, обусловленные их концентрированием в силикатах (оливин, клинопироксен, амфиболы) и, главным образом, оксидах (магнетит, титаномагнетит, ильменит, хромомагнетит, хромшпинель) и сульфидах (пирит, халькопирит, галенит, бравоит, пентландит), позволяет говорить о геохимической специализации пород аргеловщинского комплекса на эти элементы.

Литература

Аксаментова Н. В., Кожин В. Д., Трусов А. И. Вещественный состав и структурная позиция мафит-ультрамафитовых пород аргеловщинского комплекса кристаллического фундамента Беларуси // Доклады НАН Беларуси. 2004. Т. 48. № 6. С. 82–87.

Аксаментова Н. В., Трусов А. И., Жмодик С. М., Агафонов Л. В. Первая находка минерала платины в кристаллическом фундаменте Беларуси // Доклады НАН Беларуси. 2009. Т. 53. № 5. С. 90–94.

Аксаментова Н. В., Толкачикова А. А. Петрография и геохимия кристаллического фундамента Беларуси. Минск, 2012. 71 с.

Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966. 224 с.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.

Аспекты минерагении Украины // Сб. научн. тр. НАН и МЧС Украины (отв. ред. Е. А. Кулиш). Киев, 1998. С. 329–346.

Толкачикова А. А., Жмодик С. М., Аксаментова Н. В. Распределение платиноидов, золота и серебра в ультрабазит-базитовых комплексах кристаллического фундамента Беларуси // Природные ресурсы. 2012. № 1. С. 19–26.

Чернышев Н. М., Бочаров В. Л. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Справочник. Воронеж: ВГУ, 1972. 240 с.

Чернышев Н. М., Молотков С. П., Буковшин В. В. Минерально-сырьевой потенциал эндогенных платиноидно-медно-никелевых и благороднометальных формаций ВКМ (история открытия и основные этапы изучения, состояние и перспективы освоения) // Вестник ВГУ. Серия геологическая. 2002. № 1. С. 164–180.

А. С. Девятиярова
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
devjatijarva-anna@rambler.ru

Специфическая сульфидная минерализация спурритовых мраморов контактового ореола на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменная Тунгуска)

(научный руководитель д.г.-м.н. Э. В. Сокол)

В спурритовых мраморах из контактового ореола на р. Кочумдек в бассейне р. Подкаменная Тунгуска была обнаружена специфическая сульфидная минерализация. Метаморфический ореол приурочен к верхнему контакту дифференцированных траппов Кузьмовского комплекса (T_1) мощностью 40–80 м, представленных гранофир-феррогаббро-долеритами [Прусская, 2008], и шельфовых осадков кочумдекской свиты (S_1kč). Осадочный разрез слагают комковатые известняки с пачками мергелей [Перцев, 1977; Тесаков, 2009]. В 1981 г. этот ореол был исследован к.г.-м.н. В. Ю. Колобовым, который отобрал образцы мраморов из мелких «карманов», расположенных непосредственно в кровле траппового тела. Вследствие практически полного разрушения пород ореола, вызванного, вероятнее всего, ледниковой абразией [Лаврушин, 1976], метаморфическую зональность выявить не удалось.

Изученные мрамора крупнозернистые (до 5 мм), свежие, полосчатые. Карбонатные прослои состоят из кальцита с небольшим количеством мелилита, акцессорного перовскита и единичных зерен багдадита. По мергелистым прослоям сформировались ассоциации Ca и Ca-Mg силикатов – индикаторных для спуррит-мервинитовой фации метаморфизма высоких температур и низких давлений. Характерные парагенезисы: (1) кальцит + спуррит + геленит ± монтичеллит ± мервинит ± бредигит; (2) кальцит + волластонит + геленит + тиллеит; (3) кальцит + спуррит + геленит + мервинит + куспидин ± монтичеллит. Суммарная мощность осадочной толщи (до 750 м) на момент внедрения траппов позволяет оценить литостатическое давление в ~200 бар. Температура образования мервинитовых ассоциаций в этом районе оценивается в 820–865 ºС [Перцев, 1977].

Феррогаббро-долериты из зоны контакта обогащены (мас. %): $Fe_2O_{3общ}$ (11.2–14.5) и K_2O (0.4–1.4), что характерно для поздних расслоенных интрузивов [Прусская, 2008]. Местами они изменены хлоридными растворами и содержат Cl-замещенные аналоги слюд, амфиболов и хлоритов. Количество серы в этих породах ничтожно мало (до 0.1 мас. % SO_3). Концентрации халькофильных элементов умеренные (г/т): Zn 60–102, Ni 40–87, Cu 89–216, Co 41–50, Ag и Cd <1. Скудная сульфидная минерализация представлена пирротином (Ni до 0.6 мас. %) с единичными ламеллями пентландита (мас. %: Fe 28.5–37.7, Ni 19.0–32.8, Co 3.8–6.0, S 33.1–38.1), мелкими зернами халькопирита, кобальтина и железистого сфалерита.

В мраморах обнаружена совершенно иная сульфидная минерализация. Редкая вкрапленность мелких сульфидов равномерно распределена в силикатных прослоях или на их границах. Пирротин со структурами распада образует зерна удлиненной, сложной и изометричной формы (до 300×400 мкм). В нем изредка присутствуют примеси (мас. %): Ni (до 0.2), Co (до 0.2), Cu (<0.04) (табл.). В мраморах обилен расвумит KFe_2S_3 – редкий минерал, который зачастую образует вокруг пирротина каймы

Таблица

Представительные составы сульфидов из контактового ореола р. Кочумдек по данным микрозондового анализа (мас. %)

Минерал	Магматические породы				Мрамора					
	Po	*Ccp*	*Pn*		*Po*	*Djer*		*Rasv*	*MnS*	*Sph*
Образец	PT-95		PT-96*		PT-88	PT-104	PT-93		PT-97*	
K	<0.02	<0.02	<0.30	<0.30	<0.02	10.00	10.76	16.36	<0.30	<0.30
Fe	62.24	30.99	37.32	28.59	62.48	51.34	48.88	45.16	7.49	19.96
Ni	0.59	<0.03	22.37	32.1	0.04	2.39	0.20	<0.03	<0.30	<0.30
Co	0.10	0.04	4.57	5.59	0.09	0.41	0.13	0.06	<0.30	<0.30
Cu	<0.04	34.40	<0.30	<0.30	<0.04	0.75	1.36	<0.04	<0.30	<0.30
Mn	<0.04	<0.04	<0.30	<0.30	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	56.22	4.24
Zn	<0.05	0.05	<0.30	<0.30	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.30	40.74
S	37.39	34.52	35.01	33.14	37.05	33.98	36.15	38.26	36.78	34.29
Cl	<0.04	<0.04	–	–	<0.04	1.42	1.52	<0.04	–	–
Cd	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.48
Сумма	100.30	100.02	99.27	99.42	99.73	100.29	99.04	99.90	100.49	99.71

Примечание. * – данные СЭМ с ЭДС. *Po* – пирротин, *Pn* – пентландит, *Ccp* – халькопирит, *Djer* – джерфишерит, *Rasv* – расвумит, *Sph* – сфалерит.

обрастания без признаков коррозии (мощностью до 100 мкм). Реже он замещает пирротин с возникновением коррозионной границы (мощностью 20–50 мкм) либо образует в нем тонкие (5–10 мкм) секущие прожилки. В интерстициях обнаружены его крупные единичные (до 400 мкм) зерна с совершенной спайностью по {110} (рис.). Диапазон составов на основании 30 анализов – $K_{0.94–1.05}Fe_{1.86–2.09}S_3$. Минерал подвержен слабой гидратации и/или окислению.

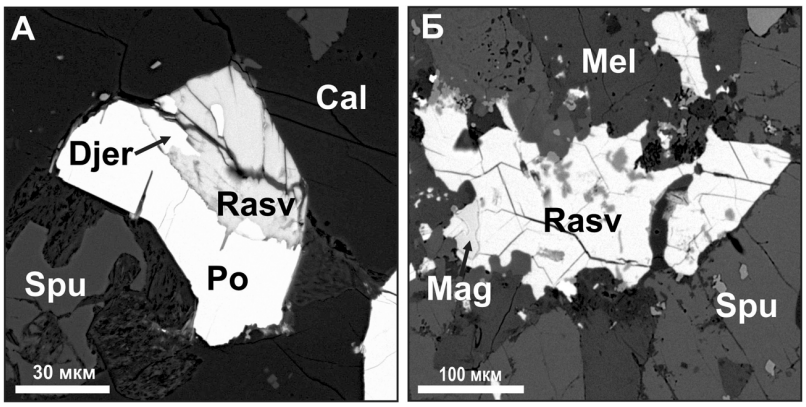


Рис. Морфология K-Fe сульфидов: А – джерфишерит (Djer) и расвумит (Rasv) в кайме замещения пирротина (Po); Б – крупные зерна расвумита с совершенной спайностью.

Cal – кальцит, Mag – магнетит, Spu – спуррит, Mel – мелилит.

В каймах замещения пирротина и секущих его прожилках расвумит часто сосуществует и частично замещается джерфишеритом $K_6Na_{0-1}(Fe,Cu,Ni)_{24}S_{26}Cl$. Его зерна размером до 60 мкм в интерстициях единичны. По составу минерал близок миналу $K_6Fe_{24}S_{26}Cl$ и содержит (мас. %): Fe 42.9–52.5, Ni 0.2–10.7, Cu 0.3–3.1, Co 0.1–1.0. Индивидуальные зерна джерфишерита гомогенны, однако соседние могут значимо различаться по содержанию Fe, Ni и Cu (см. табл.).

В мраморах обычен сульфид Mn, образующий пластинчатые вростки (до 10×500 мкм) и каймы (20–30 мкм) вокруг пирротина, а также отдельные зерна в ассоциации с пирротином, расвумитом, джерфишеритом и железистым сфалеритом. Состав минерала (мас. %): Mn – 49.9–56.6; Fe – 6.8–12.2; S – 34.8–38.1 (см. табл.). Его принадлежность к гексагональной (рамбергит) или кубической (алабандин) модификации пока не определена. Сфалерит образует мелкие (до 50×70 мкм) изометричные зерна. Его состав сильно варьирует (мас. %): Zn 28.5–41.6, Fe 7.8–22.8, Mn 4.1–18.2, Cd до 1.4, S 26.6–35.7. Галенит и Ag_2S представлены единичными мельчайшими зернами (до 5 мкм).

Различия сульфидной минерализации мраморов (K, Fe, Zn, Mn специализация) и траппов (Fe, Ni, Cu, Co специализация) позволяют сделать вывод об отсутствии транспорта металлов и серы со стороны кристаллизующегося магматического тела в зону контакта. Формирование метаморфогенной сульфидной минерализации шло за счет внутренних ресурсов осадка. Единичное определение величины $\delta^{34}S$ сульфидов кочумдекских мраморов (–9.31 ‰) подтверждает этот вывод. Мрамора обогащены серой (1.0–2.0 мас. % SO_3), содержат умеренные количества (мас. %) $Fe_2O_{3общ}$ 1.2–3.5, MnO 0.04–0.2 и K_2O 0.02–0.5 и низкие – халькофильных элементов (г/т) Zn 7–63; Ni 9–27; Cu 11–58; Co 5–13; Ag и Cd <0.1. Преобладающий в породе кальцит резко обеднен всеми этими элементами, а их концентрации в силикатных прослоях, как минимум, вдвое выше.

Появление в контактовых мраморах сульфидов K и Fe можно объяснить кристаллохимическим фракционированием элементов при термометаморфизме карбонато-мергелистых осадков. С высокой вероятностью главными источниками Ca, Mg, Fe и Mn в шельфовых осадках были сложные карбонаты. Часть железа и сера входили с состав пирита. Главными концентраторами Mg, Fe и Mn в мраморах стали монтичеллит $CaMg[SiO_4]$, мервинит $Ca_3Mg[SiO_4]_2$ и мелилит $(Ca,Na)_2(Al,Mg,Fe)[(Si,Al)_2O_7]$. Калий не вошел ни в один из породообразующих минералов. Как следствие, его активность на заключительном этапе метаморфизма резко возросла, что обеспечило условия для роста расвумита вокруг пирротина на ретроградной стадии остывания мраморов от T ~800 до ≤600–700 ºC. Условия для роста джерфишерита возникли на постметаморфическом этапе, в ходе проработки приконтактовой зоны Cl-содержащими растворами. В траппах этот процесс проявлен интенсивнее, чем в мраморах. Джерфишерит стабилен в узком диапазоне составов, где высокий химический потенциал K сочетается с низким-умеренным потенциалом S [Горбачев, Некрасов, 1980] и высокой активностью хлора [Clay et al., 2014].

В природе среди сульфидов щелочных металлов именно сульфиды калия доминируют по количеству минеральных видов и разнообразию генетических обстановок [Азарова и др., 2006; Пеков, Агаханов, 2007; Clay et al., 2014]. Кочумдекский ореол – второй в мире объект контактового метаморфизма, где обнаружен джерфи-

шерит, и первый, где найден расвумит. В перспективе эти сульфиды могут быть использованы как минеральные термометры, независимые от парциального давления CO_2, которые позволят реконструировать термический режим ретроградного этапа метаморфизма карбонатов.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0330-2016-0004.

Литература

Азарова Ю. В., Кринов Д. И., Соколова М. Н. Структурное и генетическое родство джерфишерита и бартонита и проблема изоморфизма в системе джерфишерит–«Cu-джерфишерит»–бартонит // Новые данные о минералах. 2006. Вып. 41. С. 98–107.

Горбачев Н. С., Некрасов И. Я. Особенности образования синтетических и природных сульфидов калия // Доклады АН СССР. 1980. Т. 251. № 3. С. 682–685.

Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных марен материковых оледенений. М.: Тр. ГИН, 1976. Вып. 288. 240 с.

Пеков И. В., Агаханов А. А. О высокоталлиевом мурунските из Ловозерского массива (Кольский полуостров) и о характере распределения щелочных металлов и таллия между сульфидными минералами // Записки РМО. 2007. № 4. С. 51–63.

Перцев Н. Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматоз карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.

Прусская С. Н. Петрология интрузивных траппов запада Сибирской платформы (по данным бурения на нефть и газ). Красноярск: СФУ, 2008. 248 с.

Тесаков Ю. И. Новые свиты силура юго-запада Сибирской платформы // Новости палеонтологии и стратиграфии (приложение к журналу «Геология и геофизика»). 2009. Вып. 12. С. 29–41.

Clay P. L., O'Driscoll B., Upton B. G. J., Busemann H. Characteristics of djerfisherite from fluid-rich, metasomatized alkaline intrusive environments and anhydrous enstatite chondrites and achondrites // American Mineralogist. 2014. Vol. 99. P. 1683–1963.

***И. Ф. Чайка*[1, 2], *Е. А. Васюкова*[1, 2]**

[1] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

[2] – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

ifc02@yandex.ru

Минералогия, геохимия и изотопия лампроитовых пород тобукского комплекса и их связь с Au-рудоносным массивом Рябиновый (Центральный Алдан)

В пределах Центрально-Алданской высококалиевой провинции дайки и штоки лампроитовых пород имеют региональное распространение [Максимов и др., 2010], нередко пространственно связаны с золоторудными интрузивами и в ряде случаев синхронны с ними [Шатов и др., 2012]. В пределах участка Мусковитовый Рябинового месторождения золота (Центральный Алдан) нами изучается тобукский дайковый комплекс, который представлен серией пород от Ol-Di-Phl-лампроитов до минетт (слюдяных лампрофиров) и сиенит-порфиров. Этот комплекс можно рассматривать

как «модельный объект» для эволюции лампроитов Центрального Алдана в силу широких вариаций состава пород, хорошей обнаженности и низкой степени выветривания. Рябиновое Cu-Mo-Au месторождение генетически связано с алданским интрузивным комплексом, структурно более ранним, но практически не оторванным по времени от даек тобукского комплекса [Шатов и др., 2012]. Учитывая сходство минерального состава пород этих комплексов, можно предполагать, что они являлись импульсами внедрения и дифференциации магм близкого состава. Ранее нами изучена эволюция минерального и химического состава пород тобукского комплекса и обоснована силикатно-карбонатная ликвация, происходившая в ходе фракционирования расплава [Чайка, Изох, 2016]. Цель данного исследования – охарактеризовать источник лампроитовых пород тобукского комплекса и проверить предположение об их комагматичности с породами алданского комплекса.

Рябиновый массив расположен в северо-западной части Эльконского горста и контролируется пересечением зон Якокутского меридионального и Юхухтинского северо-западного региональных разломов. Вместе с апофизами массив занимает площадь 50 км^2. Вмещающими породами являются кристаллические породы фундамента Алданского щита и карбонатные породы венд-кембрийского возраста. Нами изучался тобукский дайковый комплекс, расположенный на участке Мусковитовый. Центром комплекса служит шток лампроитов, в котором наблюдается переход от Ol-Di-Phl-лампроитов до Di-Bt-лампроитов. В состав комплекса также входят многочисленные дайки минетт и сиенит-порфиров. Оливин-диопсид-флогопитовые и диопсид-биотитовые (шонкинит-порфиры) лампроиты состоят из крупных фенокристов оливина (до 2 мм) с включениями хромита, более мелких вкрапленников зональных диопсида и слюды. Акцессорные минералы представлены апатитом (до 5 %), баритоцелестином, титанитом и магнетитом. Минетты сложены ксеноморфным калиевым полевым шпатом, в матрикс которого погружены лейсты биотита различного размера. Наряду с биотитом во вкрапленниках проявлены апатит и пироксен эгирин-авгитового состава, широко распространены силикатно-карбонатные агрегаты (до 2 мм) и карбонатные глобули (до 30 мм). Сиенит-порфиры состоят из тех же породообразующих минералов, что и минетты, однако калиевый полевой шпат в них идиоморфный и встречается во вкрапленниках. Среди второстепенных и акцессорных минералов – магнетит, эгирин, апатит; характерно наличие силикатно-карбонатных обособлений и интерстициального карбоната.

Нами проведен сравнительный анализ валового состава пород тобукского и алданского комплексов с корреляцией петрогенных элементов (с использованием данных [Шатов и др., 2012]) и микроэлементного состава пород и показана эволюция состава клинопироксена и слюды.

Данные по петрогенным элементам обнаруживают практически полную идентичность петрохимической эволюции этих систем (рис. 1а–г). Несмотря на некоторые различия в парах SiO_2–TiO_2 и SiO_2–P_2O_5, остальные компоненты характеризуются идентичными корреляционными трендами с SiO_2. Доля K (#K) в паре Na–K в этих породах варьирует в одних и тех же пределах. Микроэлементные составы пород изученных комплексов при общих особенностях (отрицательная Nb, положительные Ba и Sr аномалии) имеют некоторые отличия. Породы алданского комплекса характеризуются разбросом содержаний рассеянных элементов (максимальным – для U, Nb и Zr), но в отличие от пород тобукского комплекса, отрицательная Zr аномалия проявлена не во всех породах, а в некоторых сиенитах и, наоборот, становится положи-

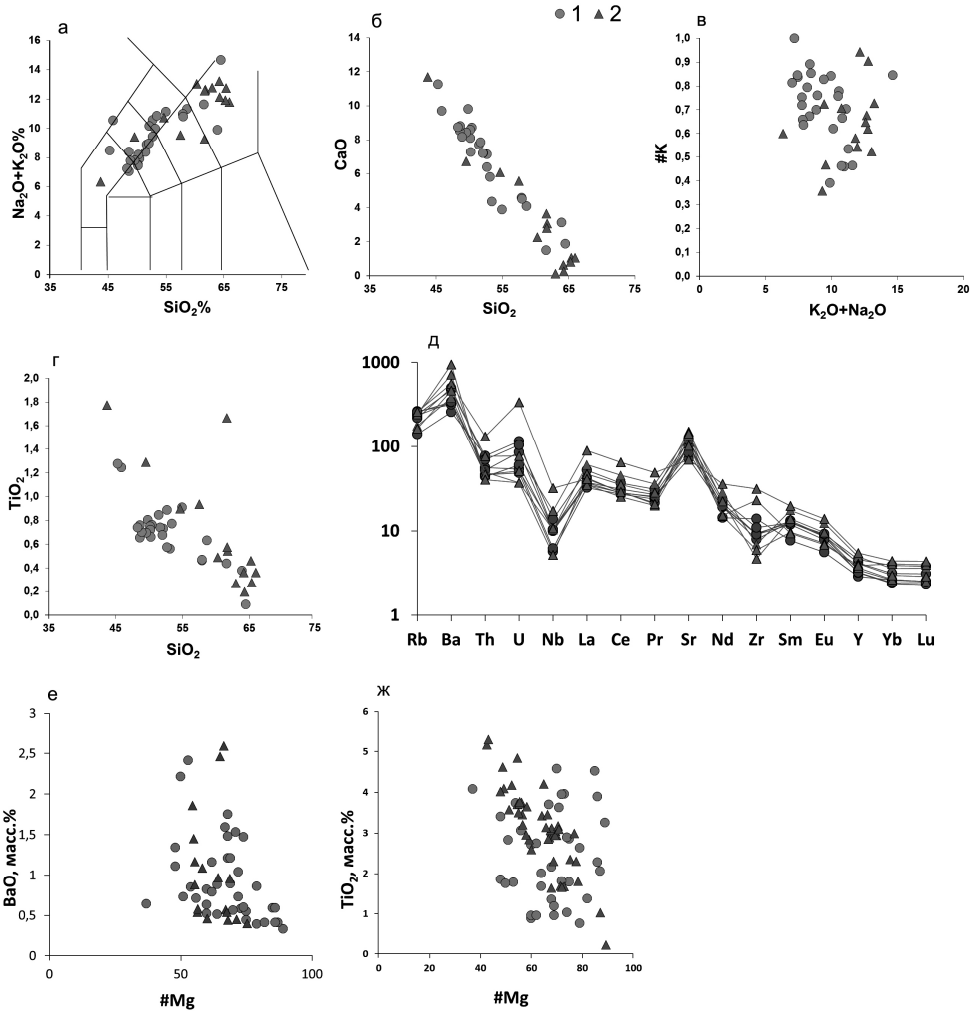


Рис. 1. Соотношения различных компонентов для пород тобукского (1) и алданского (2) комплексов Рябинового массива (а–г); д) микроэлементный состав пород (нормировано на состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]); е, ж) составы биотита из пород комплексов (обозначения на рис. д–ж аналогичны таковым на рис. а–г).

тельной (рис. 1д). Это может быть связано с фракционированием этих элементов в ходе магматической дифференциации, что характерно для полнокристаллических интрузивных пород. Химический состав клинопироксена и его эволюция в изученных комплексах сходны: наименее натровые разности представлены диопсидом с содержанием Di 75–90 %, далее при относительно постоянном Hed-компоненте идет рост Na и снижение содержания Di вплоть до чистого эгирина. В биотитах пород комплексов одинаково варьируют содержания TiO_2 и BaO (рис. 1е, ж).

Таким образом, полнокристаллические породы алданского комплекса и дайковые породы тобукского комплекса, несмотря на различные фазы их внедрения и временной интервал, имели сходный химический состав родоначального расплава и, вероятно, идентичный состав мантийного протолита.

Породы изучаемой серии имеют мантийный источник и скорее всего не были в значительной степени контаминированы коровым материалом. Об этом свидетельствуют высокое общее содержание Mg в наиболее основных породах – Ol-Di-Phl-лампроитах (до 14 % MgO) и высокая магнезиальность фенокристов оливина в этих породах (до Fo 93). О мантийном источнике данных пород также свидетельствует изотопный состав C и O карбонатных глобул из минетт ($\delta^{13}C_{PDB}$ –6…–7 ‰).

Все породы рассматриваемой серии имеют однотипные спектры содержания несовместимых элементов с положительными аномалиями Ba и Sr и отрицательными – Nb, Th и Zr (рис. 1д). Форма спектров указывает на источник с обогащением крупно-ионными литофильными элементами (в особенности, Sr) и обеднением высокозарядными элементами. Сильно варьирующий изотопный состав Nd пород тобукского комплекса (ε(Nd) –11…–18) указывает на экстремально обогащенный источник. Также отмечается умеренное увеличение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, однако, в целом, Sr-Nd изотопный состав значительно смещен от мантийной последовательности в сторону более отрицательных ε(Nd) (рис. 2). Изотопный состав синхронных лампроитов Якокутского массива близок составу изучаемых пород, а мезозойские карбонатиты Мурунского массива (145 млн лет) образуют единый тренд с изучаемыми породами [Владыкин, 2005]. Модельный возраст пород ($T_{Nd}(DM)$) варьирует от 1800 до 2400 млн лет (см. рис. 2). Это указывает на древний источник, Sm-Nd система которого оставалась относительно неизменной, по крайней мере, со времени амальгамации Алданского и Олекминского микроконтинентов Сибирской платформы (1.8–1.9 млрд лет [Котов, 2004]). Более того, тренд эволюции источника для изучаемого

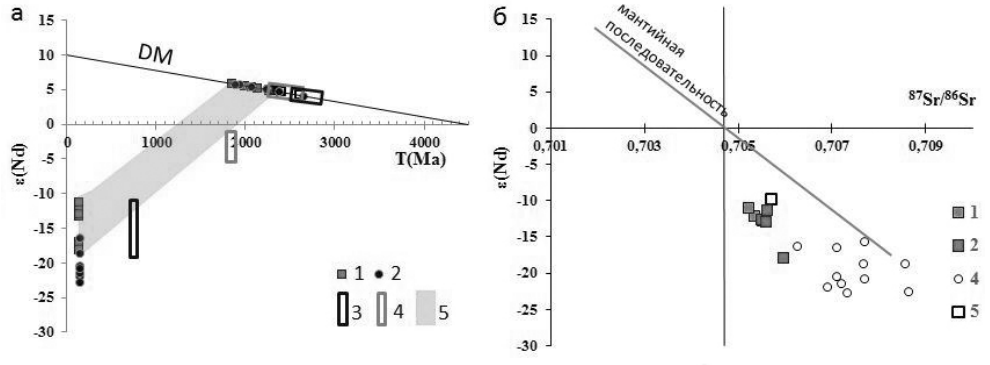


Рис. 2. Возрастные характеристики исследованных пород: а) диаграмма ε(Nd)-T с нанесенными первичными ε(Nd) и соответствующим им модельными возрастами T(DM) для пород тобукского комплекса (1), Мурунского массива [Владыкин, 2005] (2), Довыренского комплекса [Арискин и др., 2015] (3), Чинейского массива [Гонгальский и др., 2008], общим трендом Nd-изотопной эволюции для источника пород тобукского комплекса (5); б) диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr$–ε(Nd) с нанесенными инициальными составами лампроитов (1), минетт и сиенитов (2) тобукского комплекса, пород Мурунского массива (4) и лампроита Якокутского массива (5) [Владыкин, 2005].

комплекса близок трендам других разновозрастных проявлений внутриплитного магматизма на юге Сибирской платформы и Байкало-Патомской складчатой области (см. рис. 2).

Изотопный состав углерода карбоната глобул указывает на то, что флюид, обусловивший метасоматоз источника, не мог быть экстрагирован из субдуцированной океанической коры, т. к. в этом случае он имел бы более высокие $\delta^{13}C_{PDB}$, характерные для осадочного карбоната. В свою очередь, состав флюида, скорее всего, отличался высоким содержанием C (об этом свидетельствует силикатно-карбонатная ликвация и карбонатные фазы, обнаруженные в расплавных включениях в оливине). В паре F-Cl, по-видимому, преобладал F, как следует из состава апатита и биотита из изученных пород.

Таким образом, материнский расплав для алданского интрузивного комплекса, с которым генетически связано Рябиновое месторождение золота, был близок по составу к низко-Ti лампроитовому расплаву, из которого сформировались породы тобукского дайкового комплекса. Источником расплава был долгоживущий обогащенный мантийный резервуар, сформировавшийся в раннем–среднем палеопротерозое на стадии кратонизации Сибирской платформы. Флюид, участвовавший в окончательном формировании источника, был обогащен CO_2 и F и имел природу, отличную от субдукционной.

Исследование выполнено за счет Российского научного фонда (проект № 15-17-20036).

Литература

Арискин А. А., Данюшевский Л. В., Конников Э. Г., Маас Р., Костицын Ю. А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г. С., Кислов Е. В. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия), изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–665.

Владыкин Н. В. Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Глубинный магматизм: его источники и плюмы Тр. V междунар. сем. Иркутск–Петропавловск-Камчатский: Институт географии СО РАН, 2005. Вып. 2.

Гонгальский Б. И., Суханов М. К., Гольцман Ю. В. Sm-Nd система Чинейского анортозит-габбро-норитового плутона (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 57–60.

Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Ларин А. М., Ковач В. П., Саватенков В. М., Яковлева С. З., Бережная Н. Г., Плоткина Ю. В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 46–67.

Максимов Е. П., Уютов В. И., Никитин В. М. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2б. С. 3–26.

Шатов В. В., Молчанов А. В., Шатова Н. В., Сергеев С. А., Белова В. Н., Терехов А. В., Радтков А. В., Соловьев О. Л. Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (южная Якутия) // Региональная геология и металлогения. 2012. Т. 51. С. 62–78.

Чайка И. Ф., Изох А. Э. Фосфатно-фторидно-карбонатная минерализация в породах лампроитовой серии массива Рябиновый (Центральный Алдан): минералого-геохимическая

характеристика и проблема генезиса // Сб. тр. конф. «Новое в познании процессов рудообразования» (электронное издание). М.: ИГЕМ РАН, 2016. С. 381–385.

Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: Magmatism in the ocean basins, Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. London, Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. Vol. 42. P. 313–345.

***Е. В. Нечаева*[1], *В. П. Нечаев*[1, 2]**

[1] – Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

geolog2001@yandex.ru

[2] – Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Сравнительная минералогия и геохимия базальтовых полей юга Дальнего Востока

На Дальнем Востоке широко распространены внутриплитные неоген-четвертичные (не старше 15 млн лет) базальтоиды, проявляющиеся как обширные плато, мелкие покровы и экструзии. Работы, выполненные нами на основе анализа литературных материалов и изучения химического состава и минеральных ассоциаций вулканитов и производных от них осадков, позволили дать сравнительную характеристику Шкотовскому, Шуфанскому и Совгаванскому плато базальтов разной геологической позиции (рис. 1). Шуфанское плато наиболее удалено от активной границы плит, где земная кора утолщена (более 35 км) и наиболее зрелая (сформировалась в палеозое), а Совгаванское – находится наиболее близко к границе на существенно более тонкой (менее 30 км) и менее зрелой (мезозойского возраста) коре. Шкотовское плато занимает промежуточную позицию [Петрищевский, 2011].

На Шкотовском и Совгаванском плато нами обнаружена сапфир-гиацинтовая минерализация. Шлихование основных водотоков Шуфанского плато выявило лишь единичные кристаллы циркона размером до 1 мм.

По данным предшественников, указанные поля позднекайнозойских вулканитов, несмотря на одинаковую формационную принадлежность, значительно отличаются по своему строению и составу. Их объединяет то, что в своем развитии они имели основную (щитовую) и надстраивающую ее, более локально проявленную постщитовую стадии. Щитовые базальтоиды во всех случаях характеризуются нормальной щелочностью, почти полным отсутствием пирокластики и неразвитой мегакристовой ассоциацией. В то же время составы щитовых лав Совгаванского плато имеют, по крайней мере, одно существенное отличие – соотношение Al_2O_3/SiO_2 в них заметно выше (0.30–0.36), чем в соответствующих лавах Шуфанского и Шкотовского плато (рис. 2).

Постщитовые вулканиты более разнообразны и включают, наряду с преобладающими субщелочными и щелочными базальтами, базаниты, гавайиты и базальты нормальной щелочности, а также их пирокластику. Одним из отличительных признаков этих образований являются мегакристы (постоянное присутствие полевого шпата и пироксена и спорадическое – керсутита, биотита, магнетита, хромшпинелида, циркона

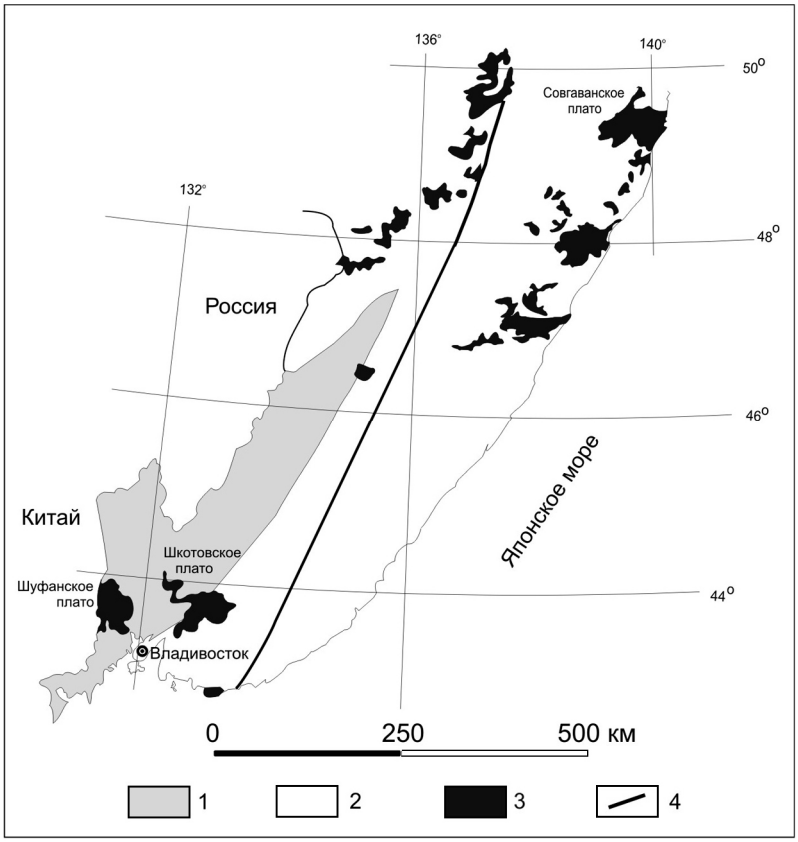


Рис. 1. Тектоническая схема расположения позднекайнозойских базальтовых полей Шуфанского, Шкотовского и Совгаванского плато.

1 – область палеозойской складчатости; 2 – область мезозойской складчатости; 3 – поля базальтов; 4 – центральный Сихотэ-Алинский разлом.

и корунда) и мантийные ксенолиты (большей частью, лерцолиты). Данная стадия наиболее развита на Совгаванском плато, где постщитовая надстройка покрывает значительную часть щита, а ее пирокластика наиболее распространена. Наименее развиты постщитовые вулканиты на Шуфанском плато, где они образуют лишь мелкие, локальные аппараты. По составу породообразующих компонентов шкотовские субщелочные базальты отличаются повышенной глиноземистостью, тогда как шуфанские – пониженной (рис. 2).

Отмеченные вариации состава вулканитов объясняются влиянием коровой контаминации. Наиболее подвержены этому процессу оказались породы Шуфанского плато [Максимов, 2008], находящегося дальше всех вглубь континента и залегающего на зрелом палеозойском фундаменте. Только наиболее глубинные щелочные лавы здесь избежали влияния богатого кремнекислотой корового материала. Наименее заражены силикатным веществом коры совгаванские базальтоиды, расположенные на

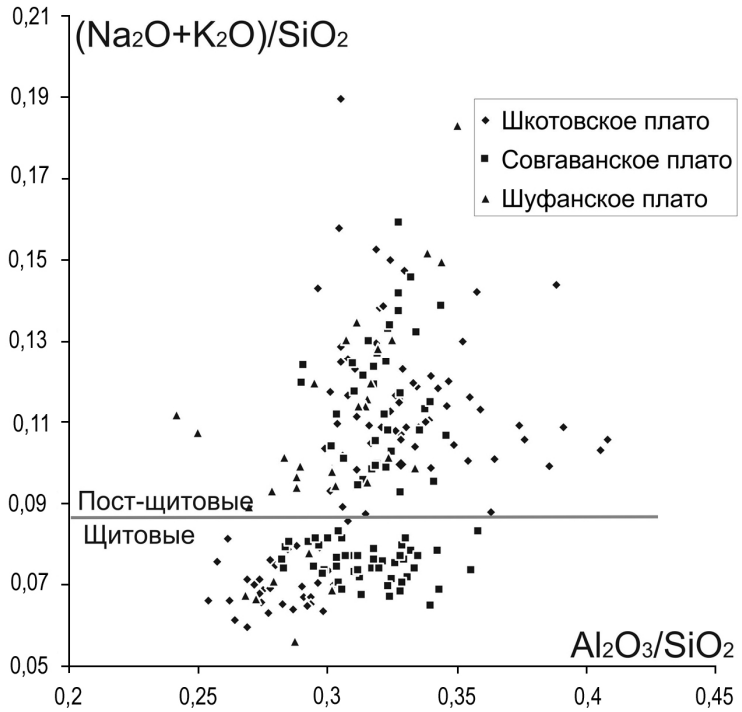


Рис. 2. Сравнительная характеристика валовых составов вулканитов Шуфанского, Шкотовского и Совгаванского плато.

кайнозойском фундаменте на краю континента. Особенно аномально это проявилось на щитовой стадии, очаги магматизма которой обычно располагаются на относительно малой глубине. Очень интересна высокая глиноземистость постщитовых вулканитов Шкотовского плато, с которой, вероятно, связана сапфировая минерализация [Нечаева, Нечаев, 2008]. С наступлением постщитового этапа магматические очаги здесь явно «нырнули» из коры в мантию.

Таким образом, если наши рассуждения верны, наибольшую перспективу в отношении благородных корундов имеет Совгаванское плато, где коровая контаминация как процесс, негативно влияющий на кристаллизацию мегакристов корунда, наименее проявлена. Отсутствие сколько-нибудь значительного влияния корового материала на минерализацию корундов и цирконов также зафиксировано нами по изотопным данным: значения $\delta^{18}O$ SMOW в корундах и цирконах Шкотовского и Совгаванского плато составляют 4.0–6.5 ‰, концентрируясь в районе типично-мантийных значений [Нечаев и др., 2009].

Что касается минералогических отличий постщитовых вулканитов сравниваемых объектов, можно отметить повышенную глиноземистость состава мегакристов пироксена Совгаванского и Шкотовского плато. При этом глиноземистый (Al_2O_3 >7 мас. %) авгит может быть выдвинут на роль минерала-индикатора минерализации благородного корунда магматического («базальтового») происхождения.

Литература

Максимов С. О., Сахно В. Г. Геохронология базальтового вулканизма Шуфанского плато (Приморье) // Доклады академии наук. 2008. Т. 422. № 3. С. 359–364.

Нечаев В. П., Нечаева Е. В., Чащин А. А., Высоцкий С. В., Грахам И. Т., Сазерленд Ф. Л. Новые изотопные свидетельства позднекайнозойского возраста и мантийного происхождения благородных цирконов и корундов из россыпей Приморья // Доклады академии наук. 2009. Т. 429. № 3. С. 365–368.

Нечаева Е. В., Нечаев В. П. Минералогия вулканитов Шкотовского плато // Регион. конф. «Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии ДВ России». Владивосток, 2008. С. 82–85.

Петрищевский А. М. Реологическая модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 3. С. 50–65.

Часть 7. БИОМИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В. И. Лысенко[1], Т. В. Михайличенко[2], Н. В. Шик[3]
[1] – Московский государственный университет, филиал в г. Севастополе
Niagara_sev@mail.ru
[2] – Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
[3] – Межшкольный краеведческий музей им. Е. Н. Овена, г. Севастополь

Морфологические особенности и литогенез биолитов прокариот миоцена зон глубинной палеодегазации (Юго-Западный Крым)

В настоящее время появляется все больше фактического материала, доказывающего, что образование терригенных, кремнистых, фосфатных и карбонатных пород связано с деятельностью микроорганизмов. Доказано, что прокариоты оказывают значительное влияние на минеральный состав, структуры и текстуры пород, поэтому сейчас возрос интерес к изучению литологии бактериальных палеообразований. Таким включениям в горных породах было предложено дать название «микробиолиты» – осадочные органические породы, сформированные микробиальными сообществами путем улавливания или локального осаждения материала [Burne, Moore, 1987].

Современные карбонатные постройки и метанолиты (минеральные образования жизнедеятельности метанотрофных бактерий на дне морей и океанов), а также их миоценовые аналоги (гераклиты) образованы прокариотами в ходе процессов переработки метана [Лысенко, 2014]. Поэтому внешний вид современных и миоценовых карбонатных строений метанотрофных и метаногенных бактериальных сообществ имеет большое сходство с микробиолитами цианобактерий [Анисимов и др., 2012]. Целью работы является изучение морфологического разнообразия и литологических особенностей гераклитов для выявления генетических связей и отличий между ними и другими микробиолитами.

«Шлаковым включениям» в терригенно-карбонатных породах миоцена юго-западного Крыма были присвоены различные названия, большинство из которых («куски базальтовой лавы», «туфовый материал», «шлаковидные включения», «губчатые и пузырьковые стяжения», «шлаковидные конкреции», «темные пятна и точки», «облакообразные пятна», «темная галька и гравий», «включения гравийно-галечного размера», «эксклюзивный материал выбросов суперплюмов», «карбонатные туффизиты») не дают однозначного ответа об их генезисе. Мы называем эти структуры «гераклитами», которые включают строения и обломочный материал разрушения «аутигенных» карбонатных построек метанотрофных и метаногенных прокариот, созданных около зон глубинной дегазации в миоцене [Лысенко, 2014]. Наблюдается некоторое внешнее сходство гераклитов с микрофитолитами [Анисимов и др., 2012]. Такое сходство можно объяснить тем, что они были построены метанотрофными археями и цианобактериями, которые относятся к сообществу прокариот.

Гераклиты относятся к биохемогенным образованиям [Лысенко, 2014], поэтому их классификация из-за обилия морфологии, часто представленной обломками, условная и носит формальный литологический характер. Они хорошо подразделяются по размерам и внешнему очертанию строений построек. Мелкообломочный песчанистый материал гераклитов размером меньше 2.0 мм предлагается называть «микрометанолиты». Гераклиты с размерностью щебня и дресвы характеризуются различной внешней морфологией. Их можно разделить на четыре группы: шлаковидные, слоистые, остроугольные и плиты цементации.

Шлаковидные гераклиты – это самая большая группа (>80 % от общего количества обломочного материала). Они встречаются в известняках, мергелях, глинах и песчаниках чокракского, караганского, среднесарматского и верхнесарматского ярусов. Эти породы имеют шлаковый облик и представлены пемзообразными желваками причудливой конфигурации с шершавой поверхностью и точечными отверстиями. На изломе они характеризуются грубопористой или даже кавернозной поверхностью и часто содержат целые раковины серпул, гастропод, пелеципод, остракод и фораминифер. Основная масса породы имеет спаритовую и микритовую структуры с обилием сферолитов. Сходство поверхности с вулканическими шлаками можно объяснить черной и серой окраской, наличием на их поверхности сростков сферолитовых шариков и скрученных мелких трубок серпул.

Слоистые гераклиты характеризуются тонкими карбонатными пленками бактериального обрастания, чем напоминают слоистые строматолиты [Анисимов и др., 2012]. Они встречаются редко, обычно совместно с шлаковидными. Для слоистых гераклитов характерна угловатая форма, размер 5–15 см и слоистая текстура. Излом поверхности микропористый с микритовой, спаритовой и сгустковой микроструктурами, заметны отдельные редкие сферолиты и обломки детрита. Форма и нахождение слоистых гераклитов в толще указывают на то, что они попали в осадок до диагенеза.

Угловатые гераклиты локализованы только в серо-зеленых травертинах карбонатной толщи верхнего сармата в виде коричневых, серых и черных глыб, щебня и дресвы, которые имеют размеры 5–200 мм. Обычно они залегают в виде высыпок на площади диаметром до 2 м и занимают более 60 % общего объема породы. Их особенностью является неравномерное распределение в общей массе породы и отсутствие гравитационной сортировки. Угловатые гераклиты имеют форму остроугольных многогранников, в большинстве случаев – неправильной четырехугольной призмы. Плоскости поверхностей обломков характеризуются ровными остроугольными гранями без следов окатанности. В некоторых образцах на боковых поверхностях отмечаются фрагменты грубослоистой текстуры, которая подчеркивается чередованием слоев черного и серого цветов. Иногда осветление прослоев связано с включениями отпечатков трубок «полихет» и фораминифер. В отличие от других разновидностей, скол угловатых гераклитов ровный, низкопористый, раковистый. Часто встречаются угловатые гераклиты, обросшие крупными кристаллами кальцита серовато-зеленого цвета, что является доказательством вторичного привноса их в толщу травертина. Можно предположить, что центры углекислой и метановой дегазации находились близко друг от друга, и эти процессы происходили одновременно.

Для современных карбонатных образований часто приводятся примеры цементации осадков вокруг выходов газовых струй метана [Шнюков и др., 2013], в нашей терминологии – гераклиты плит цементации. Они встречаются только в породах верхнего

сармата совместно со шлаковидными и слоистыми разностями и составляют около 15 % общего объема обломочного материала палеопостроек. Гераклиты плит цементации имеют темно-серую окраску и плоскую угловатую форму размером 50–200 мм. На их поверхности и внутри отмечаются многочисленные обломки раковин моллюсков, гастропод и фораминифер, а также терригенная примесь детрита, кварца и горных пород песчанистой и гравийной размерности. На сколе порода высокопористая, иногда просматривается грубослоистая текстура, которая подчеркивается ориентировкой детритового материала. Цемент породы поровый, местами базальный, его основная масса представлена микритом, реже спаритом. В общей массе между терригенным материалом отмечаются редкие сферолиты серовато-черного цвета размером 0.01–1 мм. Часто отдельные поверхности раковин и детрита покрыты черным углеродистым веществом. Гераклиты плит цементации имеют уплощенную плитообразную форму, но занимают секущее положение по отношению к слоистости пород и имеют брекчиевидный характер распределения во вмещающей толще.

Гераклиты-микрометанолиты являются спутниками их более крупных разновидностей, описанных выше. Они образуют своеобразные ореолы вокруг крупнообломочного материала, и их объемное содержание превышает количество крупных. Они встречаются в глинистых песчаниках, мергелях и известняках чокракского, караганского, среднего сарматского и верхнего сарматского горизонтов. В обнажениях видно, что микрометанолиты в разрезе переходят из одной литологической разности пород в другие без изменения их общего количества. Отсутствуют резкие границы их распространения в породах. Повышенные количества микрометанолитов связаны с высыпками крупного материала. На поверхности известняков и мергелей они представлены точками, песчинками, зернами и амебовидными пятнами с резкими границами. Более детально формы их выделения удалось изучить из материала отмачивания глинистых песчаников.

Карбонатный материал микрогераклитов с микрофауной составляет более 50 % общего объема глинистых песчаников. Фаунистические находки, представленные обломками и раковинами серпул, гастропод и моллюсков, составляют менее 10 % общего объема. Удивляет разнообразие форм микрометанолитов при просмотре материала под бинокулярным микроскопом (рис.). Внешне сходные образцы встречаются редко. Обычно это сгустки и комки плоской, а иногда удлиненной формы коричневого, реже сероватого, черного и кремового цветов. Они состоят из сростков сферолитов размером 0.01–0.3 мм. Мелкие сферолиты слагают более крупные песчинки, а крупные представлены сростками двух–пяти шарообразных и эллипсовидных тел. Сферулы сложены агрегатами сноповидных игольчатых кристаллов, выходящих из пустотелой центральной части. Их окраска характеризуется зональным чередованием черных, коричневых и серовато-кремовых зон. Встречаются обломки раковин остракод, моллюсков и серпул, поверхность которых покрыта сплошным, а иногда двойным ковром мелких сферолит. Многие плоские сростки сферолит микрометанолитов покрыты тонкой прозрачной пленкой карбоната, на которой отмечаются точечные отверстия и микрократеры со сквозными дырками. Из-за сложной пространственной морфологии и малых размеров их очень тяжело изучать в шлифах, как в свое время исследовались микрофитолиты [Анисимов и др., 2012]. Большая часть крупных песчинок микрометанолитов морфологически сходна со шлаковидными гераклитами, за исключением размеров [Лысенко, 2014]. Значительное разнообразие форм микрометанолитов можно

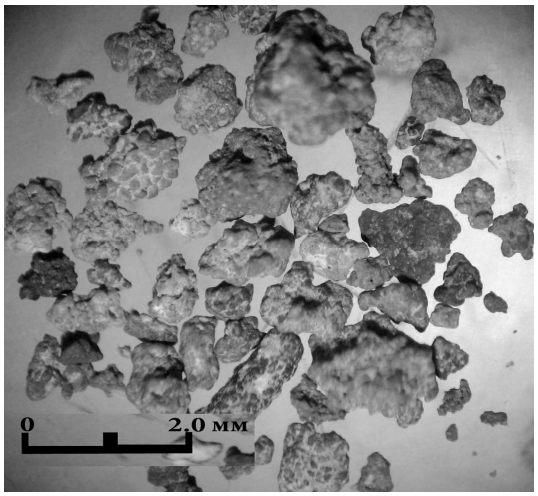


Рис. Морфологическое разнообразие микрометанолитов из глинистых песчаников верхнего сармата мыса Хрустальный.

объяснить непостоянством содержаний концентраций метана в водной среде и терригенных породах около выходов газовых струй и мгновенными процессами уплотнения и образования вмещающей осадочной толщи.

Несмотря на некоторые различия в морфологии гераклитов, общим признаком, указывающим на условия их образования, является наличие обломков раковин бентоса. Биогенный материал составляет от 5 до 50 % общего объема гераклитов. Видовой состав фауны не отличается от той, которая встречается во вмещающих породах, что доказывает их сингенетический характер образования. Поверхность раковин часто покрыта углеродсодержащим веществом черного цвета. Это позволяет предположить существование симбиоза морской фауны с метанотрофными прокариотами около зон углеводородной дегазации в миоцене.

Гераклиты, как и современные карбонатные постройки около выходов холодных метановых сипов, относятся к биолитам. Их внешняя морфология почти не отличается от литературных описаний микрофитолитов. Общими признаками для них являются спаритовая и микритовая микроструктура, а также наличие сферолитовых образований. Остатки прокариот, которые перерабатывали метан в органическое вещество и карбонат, не сохраняются в ископаемом состоянии.

Дополнительным отличием их жизнедеятельности является то, что гераклиты образуются в линейных зонах активного тектонического режима, вблизи региональных глубинных разломов [Лысенко, 2014]. В юго-западном Крыму активность сейсмического режима была связана с неотектоническим поднятием горной части. Ее интенсивность носила импульсный характер и способствовала образованию до двенадцати горизонтов пород с гераклитами. Крупнообломочные гераклиты образовывались вблизи сипов, а микрометанолиты – в ореолах заражения метаном.

Таким образом, гераклиты относятся к микробиолитам и имеют широкое географическое распространение в пространстве и во времени. Современные карбонатные строения метанотрофных и метаногенных прокариот и архей известны во многих морях, океанах и на озере Байкал. Возможно, они более широко распространены и будут найдены во многих местах зон глубинных разломов в океанах и морях, а также в озерах, образование которых связано с тектоникой. Процессы углеводородной дегазации, современные карбонатные постройки и гераклиты являются прямыми признаками поиска месторождений нефти и газа, поэтому необходимо продолжить дальнейшее их изучение.

Литература

Анисимов А. Ю., Анисимова С. А., Титоренко Т. Н. Палеонтология докембрия. Фитолиты (строматолиты и микрофитолиты). Иркутск: Иркутский университет, 2012. 118 с.

Лысенко В. И. Перспективы поиска месторождений нефти и газа в юго-западном Крыму по результатам изучения палеодегазации неогена и геологии региона // Пространство и время. 2014. № 2 (16). С. 234–244.

Шнюков Е. Ф., Коболев В. П., Пасынков А. А. Газовый вулканизм Черного моря. Киев: Логос, 2013. 283 с.

Burne R. V., Moore L. S. Mikrobiolites: Organosedimentary deposits of bentic microbial communities // Palaios. 1987. Vol. 2. P. 241–254.

О. П. Шиловский[1, 2], В. В. Масленников[3]

[1] – Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, г. Казань

[2] – Музей естественной истории Татарстана, г. Казань

nau@hotmail.ru

[3] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Псевдоморфозы пирита по органическим остаткам из среднеюрских отложений Республики Татарстан

Введение. Образование псевдоморфоз пирита по органическим остаткам является одной из наиболее распространенных форм биогенной минерализации в осадочных породах. Несмотря на единый биохимический механизм процесса, в основе которого лежит биохимический жизненный цикл сульфат-редуцирующих бактерий, минерализация различных форм органических остатков протекает с образованием непохожих друг на друга морфологических типов пиритовых агрегатов [Шиловский, Королев, 2012]. Для определения влияния структурно-генетических особенностей органических остатков на процессы сульфидизации, изучены пиритизированные фрагменты пластинчатожаберного моллюска, раковины аммонита и ростр белемнита. Образцы были собраны на небольшой площади (100 м^2) на правом берегу р. Волги у с. Большие Тарханы (Республика Татарстан), где вскрываются терригенные среднеюрские отложения. Здесь, среди пород терригенно-глинистого комплекса, установлено колчеданное рудопроявление, прослеживаемое на протяжении 5 км по простиранию рудолокализующих пород [Николаева и др., 2014].

Методика исследований. Материал исследован оптико-микроскопическим и рентгенофазовым (рентгеновский дифрактометр ДРОН-3) методами. Наиболее представительные органические остатки изучены на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М, оснащенном энергодисперсионным анализатором. Для количественного определения содержаний элементов-примесей в пирите был применен ЛА-ИСП-МС анализ (Тасманийский университет, г. Хобарт).

Результаты исследований. Изученные отложения представлены мелководно-морским глинисто-терригенным комплексом, в составе которого преобладают зеленовато-серые известковистые глины с маломощными (до 1 м) прослойками алевролитов и песчаников со знаками волновой ряби. Участками среди глинистых пород залегают небольшие по протяженности (до 30 м) линзы оолитовых известняков.

Белемниты объединяют ростры белемнитов, по которым развивается аутигенный пирит. Большая часть пиритизированных остатков головоногих в обнажениях не обладает исходным биоморфным обликом. Внешние стенки стяжений характеризуются пупырчатым строением, за счет наличия на них полусферических наростов пирита высотой до 0.3 см. На срезах видно, что ростр имеет концентрически-зональное строение – кольца роста, формирующиеся по мере роста раковины моллюска.

Несмотря на преобладающую известковую основу, все скелетные фрагменты морских животных содержат некоторое количество белкового вещества – конхиолина [Кизильштейн, 2003], который может быть использован бактериями для поддержания своей популяции. В отличие от мягких частей моллюсков, это вещество в силу своей биохимической устойчивости разлагается медленно, благодаря чему может долгое время поддерживать жизнедеятельность сульфатредуцирующих бактерий.

Для извлечения конхиолина сульфатредукторы проникали в межзерновое пространство кристаллов кальцита и арагонита, слагающих раковины белемнитов (рис. 1). Практически повсеместно в рострах фиксируются нитевидные пиритовые вростки, разделяющие шестоватые кристаллы кальцита. Соединяясь между собой, вростки образуют радиально-лучистую сетку, которая пронизывает внутреннюю структуру белемнита. Расщепление конхиолина сопровождается образованием сероводорода и уксусной кислоты, которая далее разлагается с выделением CO_2 и H^+ [Болотина и др., 1986]. При этом происходит снижение *p*H раствора в локальной области. Отсутствие защитной органической пленки делает карбонаты неустойчивыми в кислой среде, в результате чего кальцитовые и арагонитовые кристаллы раковин и ростров моллюсков начинают растворяться. Диффузионный подток ионов Fe при наличии сероводорода обеспечивал последовательный рост пиритовых агрегатов, заполняющих освободившееся от карбонатов пространство.

Двустворчатые моллюски представлены пиритовыми псевдоморфозами по фрагментам створок *Astarte sp.* Раковины пластинчатожаберных моллюсков имеют менее плотное сложение. Основными элементами их структуры являются маленькие призмы кальцита или арагонита, ориентированные перпендикулярно поверхности раковин и образующие внешний и внутренний призматические слои [Королев и др., 2010]. Призмы имеют блочное строение, прямые параллельные стенки, пяти- и шестиугольное сечение, отделены друг от друга конхиолиновой пленкой [Сребродольский, 1983].

Пиритизированная пелециподa сложена следующими разновидностями пирита: 1) субгедральным конкреционным зернистым (оболочка); 2) ламинарным микрозернистым и сажистым (верхний слой раковины); 3) поперечно-шестоватым по карбонатной раковине; 4) крустификационным субгедральным и ангедральным крупнозернистым; 5) псевдоморфным по поздним игольчатым кристаллам арагонита или марказита. Как показали результаты ЛА-ИСП-МС анализа, пирит пелециподы характеризуется крайне низкими содержаниями большинства элементов-примесей, что существенно отличает его от других пиритовых конкреций и конкреций-диффузеров, часто встречаемых в этих отложениях. В отличие от других разновидностей пирита, в ламинарном пирите верхнего слоя раковины и в поперечно-шестоватом пирите по карбонатной раковине наблюдаются высокие содержания (г/т) Co (до 214), Ni (до 985) и Mo (до 279).

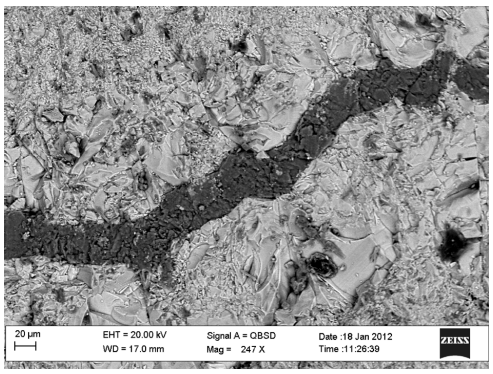


Рис. 1. Межзерновое пространство кристаллов кальцита и арагонита, заполненное пиритом. СЭМ-фото.

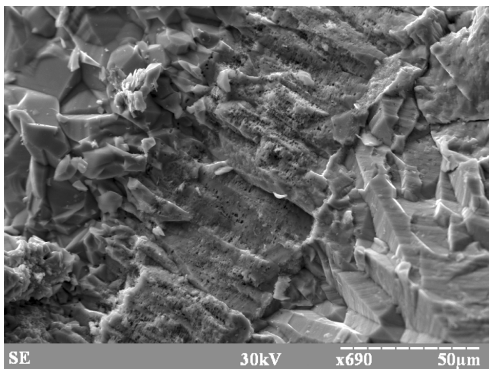


Рис. 2. Фотография поперечного скола внутренней перегородки раковины аммонитов, замещенная агрегатами пирита. СЭМ-фото.

Аммониты. Раковины аммонитов состоят из двух слоев: наружного пластинчатого и внутреннего призматического (рис. 2). Более ажурная структура раковин аммонитов, по сравнению с раковинами двустворчатых моллюсков, делает их весьма неустойчивыми к биохимическим воздействиям. Образование псевдоморфоз пирита по известковым стенкам внешнего скелета и внутренних перегородок аммонитов происходило с полным наследованием их структурных анатомических особенностей.

Пиритовые агрегаты также заполняют полости воздушных камер раковин головоногих моллюсков. В псевдоморфозе пирита по раковине аммонита выявлены следующие разновидности пирита: 1) сажистый; 2) фрамбоидальный; 3) крустификационный (в полостях). По результатам ЛА-ИСП-МС анализа, сажистая и фрамбоидальная разновидности пирита обогащены (г/т) Ni (до 846), As (до 616) и Mo (до 27).

Заключение. Судя по зеленовато-серой окраске терригенной толщи, в этот период на дне Среднерусского палеоморя преобладал восстановительный редокспотенциал. Большое количество скелетных остатков кокколитофоридов указывает на то, что причиной этого являлось интенсивное поступление легко разлагающихся мягких тканей отмершего зоопланктона. Отсутствие следов взмучивания и тонкая горизонтальная слоистость свидетельствуют о существовании в рассматриваемой части водоема спокойных гидродинамических условий, не способствующих активному газообмену водной толщи. В результате дефицита кислорода, вызванного разложением органики, малоподвижными условиями среды и деятельностью сероводородных сипов на протяжении длительного периода, в придонной части Среднерусского палеоморя сформировалась аноксидная геохимическая обстановка, современным аналогом которой являются области сероводородного заражения на дне Черного моря [Николаева и др., 2014]. Такая обстановка весьма благоприятствовала развитию хемотрофных микробиальных сообществ. Присутствие в морской воде сульфатионов обуславливало доминирование сообществ бактерий с трофическим циклом сернистых соединений. Их основу составляли сульфатредукторы, способные использовать ограниченное число простых соединений (лактат, ацетат, H_2). В процессе своей жизнедеятельности сульфатредуцирующие бактерии выделяли CO_2 и H_2S, которые в дальнейшем принимали участие в фоссилизации и аутигенном минералообразовании.

Устойчивая аноксическая обстановка способствовала восстановлению гидроксилов Fe^{3+}, которые всегда присутствуют в адсорбированном виде на поверхности глинистых частиц. При взаимодействии с H_2S восстановленное железо связывалось в коллоидные агрегаты гидротроилита ($Fe(HS)_2 \times nH_2O$), со временем переходящие в пирит, реже марказит:

$$2Fe(OOH) + 5H_2S \rightarrow 2Fe(HS)_2 + 4H_2O + S,$$

$$Fe(HS)_2 \times nH_2O \rightarrow FeS_2 + nH_2O + 2H^+.$$

Одновременно протекал конкурирующий процесс биохемогенного синтеза сульфидного железа на поверхности слизистой оболочки бактерий, входящих в сообщество цианобионтов. Судя по многочисленным находкам фрамбоидальных пиритовых агрегатов, в донном илистом осадке существовала весьма высокая микробиологическая активность, которая обусловила преимущественно биогенное осаждение пирита. Следы гидротроилита в виде черных пленок слабо окристаллизованного пирита встречаются заметно реже.

Таким образом, период формирования среднеюрских глинистых отложений характеризовался интенсивным диагенетическим перераспределением железа в условиях сероводородного заражения донного илистого осадка Среднерусского палеоморя. В этих условиях происходила пиритизация скелетных фрагментов морских животных. Образование псевдоморфоз пирита по органическим остаткам протекало по двум взаимодополняющим механизмам минерализации: биогенному (с участием микробиальных колоний) и хемогенному (путем синтеза сульфидов железа из растворов). Минеральный состав скелетных структур органических остатков оказывал влияние на доминирование биогенного или хемогенного механизма пиритизации биопустот. При одинаковых условиях среды на интенсивность пиритизации органических остатков оказывали влияние структурно-анатомические особенности их строения. Состав и структурные особенности аутигенной минерализации камеры раковин определяются характером диффузионного обмена между кристаллизационным раствором, заполняющим биопустоты органических остатков, и окружающей средой илистого осадка.

Структурные особенности пиритовых агрегатов, замещающих органические остатки, указывают на сложный, многостадийный процесс их образования под влиянием биогенных и хемогенных факторов. При равнозначных условиях среды, пиритовые агрегаты отличаются как морфологией, отражающей анатомические особенности строения органических остатков, так и по содержанию элементов-примесей.

Литература

Болотина И. Н., Воронкевич С. Д., Максимович Н. Г. О возможности техногенных биогеохимических явлений при силикатизации гипсоносных пород // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1986. № 4. С. 49–53.

Кизильштейн Л. Я. Как возникают окаменелости // Химия и жизнь. 2003. № 3. С. 30–35.

Королев Э. А., Шиловский О. П., Бариева Э. Р., Нуждин Е. В., Николаева В. М., Хамадиев Р. И. Влияние структурно-генетических особенностей различных видов органических остатков на характер образования аутигенных пиритовых агрегатов в верхнеюрских отложениях // Ученые записки Казанского Университета. Серия: естественные науки. 2010. С. 192–207.

Николаева В. М., Шиловский О. П., Королев Э. А. Морфологические особенности пиритовых конкреций среднеюрских отложений Среднеюрского моря как отражение просачиваний сероводородных флюидов // Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 76–78.

Сребродольский Б. И. Биологическая минералогия. Киев: Наукова думка, 1983. 100 с.

Шиловский О. П., Королев Э. А. Особенности образования аутигенных пиритовых агрегатов по раковинам головоногих моллюсков из среднеюрских отложений Республики Татарстан // Мат. сов. «Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия». М.: ПИН РАН, 2012. С. 88–90.

Д. В. Киселева[1], О. П. Шиловский[2, 3], Е. С. Шагалов[1], А. Д. Рянская[1]

[1] – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

kiseleva@igg.uran.ru

[2] – Музей естественной истории Татарстана, г. Казань

[3] – Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

Особенности состава и структуры пермских тетрапод Котельничского местонахождения (р. Вятка) и их изменения при фоссилизации как основа для палеоэкологических реконструкций

Введение. Свежие костные ткани позвоночных содержат РЗЭ, а также другие редкие и рассеянные элементы, как правило, в следовых концентрациях. После захоронения ткани подвергаются воздействию окружающей среды, что приводит к их преобразованию, включающему накопление РЗЭ и других микроэлементов [Trueman, Tuross, 2002]. Содержания примесей в ископаемой костной ткани отражают химические условия первичной осадочной (раннедиагенетической) среды захоронения и может быть использовано при палеореконструкциях. Недавние исследования показали, что на протяжении достаточно длительного по геологическим меркам времени происходят значительные обменные процессы между ископаемым биоапатитом и поздне-диагенетическими флюидами [Kocsis et al., 2016; Kowal-Linka et al., 2014]. Поэтому при проведении палеоэкологических реконструкций должна учитываться эволюция РЗЭ и других примесных элементов в системе, которая могла быть незамкнутой в течение длительного времени.

Котельничское местонахождение позвоночных (р. Вятка, район г. Котельнич, Кировская обл.) – одно из богатейших для пермского периода и характеризующихся отличной сохранностью окаменелых останков. Уникальная сохранность скелетов пермских тетрапод объясняется особенностями захоронения в илистой анаэробной среде, аналогичной современным болотам. Отложения, вмещающие захоронения крупных парарептилий и зверообразных рептилий, относятся к ванюшонковской пачке верхней части татарского яруса – наиболее позднего подразделения отложений пермской системы Русской плиты.

Несмотря на многочисленные публикации, посвященные материаловедческим исследованиям костных и зубных остатков динозавров мелового и юрского периодов (например, [Elorza et al., 1999; Piga et al., 2011; Kowal-Linka et al., 2014]), практически

нет работ по изучению ископаемых рептилий пермского периода. Целью работы является комплексное материаловедческое исследование состава и структурного состояния фрагментов ископаемой костной ткани пермской парарептилии *Deltavjatia vjatkensis*, а также состава и свойств вмещающих пород Котельничского местонахождения как основы для реставрации процессов фоссилизации и палеоэкологических реконструкций.

Материалы и методы. Исследованы фрагменты ископаемой костной ткани ребра парейазавра *Deltavjatia vjatkensis,* извлеченные из отложений ванюшонковской пачки, образцы вмещающих пород из различных слоев пачки (красные слабокарбонатные глины, розовые мергели, темно-красный кварцевый песчаник, красно-темная глина с включениями карбонатных линз), образец палеопочвы и песчаник вышележащей соколовогорской пачки. Особенности микроструктуры и элементного состава ископаемой костной ткани исследованы с помощью оптической и сканирующей электронной микроскопии и электронно-зондового микроанализатора. Фазовый минеральный состав костной ткани и вмещающей породы определен методом порошковой рентгеновской дифрактометрии. Для количественного полнопрофильного анализа и расчета параметров элементарной ячейки использовалась программа SiroQuant (Sietronics). Определение микроэлементного состава костной ткани и вмещающих пород проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой после микроволнового кислотного вскрытия.

Результаты и обсуждение. Качественный рентгенофазовый анализ слоев ванюшонковской пачки показал, что в их состав входят хлорит, слюда, альбит, кварц и кальцит в различных пропорциях, что указывает на формирование породы в прибрежно-лагунных условиях.

Фрагмент ископаемого ребра парейазавра имеет четко выраженное строение первичной структуры костной ткани, что говорит о ее хорошей сохранности. В шлифе хорошо проявлены структурные элементы плотного костного и губчатого вещества кости, такие как костные пластинки, остеоны и Гаверсовы каналы, выполненные вторичной кальцитовой минерализацией (рис. а). По данным СЭМ, на контактной поверхности породы, непосредственно примыкающей к костной ткани, прекрасно сохранились и хорошо различимы два слоя надкостницы (периоста): наружный (волокнистый), состоящий, в основном, из волокнистой соединительной ткани, и внутренний (клеточный) слой, содержащий клетки различной степени дифференцирования – камбиальные клетки, преостеобласты и остеобласты (рис. б).

По результатам количественного рентгенофазового анализа, в состав костной ткани ребра парейазавра входят кальцит (до 60 %), фторапатит, возможно, обогащенный карбонат- анионом на основании недостатка фосфатных группировок (франколит) (до 36 %), кварц (~10 %) и доломит (до 2 %). По преобладанию этих компонентов можно говорить о хорошей сохранности костного вещества. Индексы кристалличности франколита, рассчитанные по рефлексу (002) по [Sillen, 1989], составили 0.263–0.265, что согласуется с данными, полученными для раннемеловых костей ископаемых рептилий (0.2–0.3), при средних значениях для современных костных тканей от 0.39 до 0.48 [Elorza et al., 1999]). Уточненные методом Ритвельда параметры кристаллической решетки франколита составили: a = 9.3544–9.3566 Å, b = 9.3544–9.3566 Å, c = 6.8941–6.8962 Å.



Рис. Структура фрагмента ископаемого ребра парейазавра по данным оптической микроскопии (а) и сканирующей электронной микроскопии (б).

По данным ИСП-МС содержания ряда редких и рассеянных элементов в костных фрагментах на несколько порядков превышают таковые во вмещающих породах и палеопочве: ΣРЗЭ в кости 4357–6751 мкг/г (среднее, 5554 мкг/г), а во вмещающих породах – 85–132 мкг/г (среднее, 104 мкг/г). Отношение Y/Ho для костной ткани составило 31–34 (среднее, 33), для вмещающих пород – 27–31 (среднее, 29). Также в костях отмечаются пониженные содержания Th и повышенные – U (20–44 мкг/г) и Sr (до 1760–2887 мкг/г) по сравнению с вмещающей породой.

Спектры РЗЭ костей, нормализованные к постархейским австралийским сланцам (PAAS) [Taylor, McLennan, 1985], имеют «шляпообразный» вид с умеренным обогащением средними и легкими РЗЭ, типичный для палеозойских фоссилий [Reynard, Balter, 2014]. Исследованные образцы костной ткани имеют высокие содержания U (20–45 мкг/г) и более высокие отношения Y/Ho (31–34) и La/Yb (2–3) по сравнению с вмещающей породой, что может свидетельствовать о сохранении характеристик раннедиагенетической среды и минимальном поздне-диагенетическом изменении [Zhang et al, 2015]. Наличие положительной Ce аномалии в исследованной костной ткани парейазавра (2.0–2.37) может свидетельствовать о бескислородной восстановительной среде в условиях мелководных прибрежных бассейнов [German, Elderfield, 1990]. Величины Eu аномалии в костных образцах, рассчитанные по формуле $(Eu/Eu^*)_N=2Eu_N/(Sm_N+Gd_N)$ [Kowal-Linka et al, 2014], составили ~1.2, что подтверждает наличие восстановительных условий.

Заключение. С использованием комплекса физико-химических методов исследованы костные остатки парейазавра пермского периода и окружающие толщи Котельничского местонахождения (р. Вятка). Исследованные породы обеднены по сравнению с постархейскими австралийскими сланцами, а кости обогащены средними и легкими РЗЭ. Выявлены источники поступления РЗЭ в костную ткань: в костных образцах содержится от 10 до 20 % РЗЭ, поглощенных из морской воды, их остальное количество привнесено из вмещающей породы (литогенный источник). Об отсутствии перекристаллизации на поздних стадиях диагенеза свидетельствует отношение $(La/Sm)_N$ в костях, высокие отношения Y/Ho и La/Yb и высокие содержания U. Положительная Ce аномалия в костях и данные по аномалии Eu указывают на бескислородную восстановительную щелочную среду на ранних стадиях диагенеза в условиях мелководных прибрежных бассейнов.

Работа выполнена в ЦКП «Геоаналитик» при поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки ведущих научных школ Российской Федерации НШ-9723.2016.5.

Литература

Elorza J., Astibia H., Murelaga X., Pereda-Suberbiola X. Francolite as a diagenetic mineral in dinosaur and other Upper Cretaceous reptile bones (Lano, Iberian Peninsula): microstructural, petrological and geochemical features // Cretaceous Research. 1999. Vol. 20. P. 169–187.

German C. R., Elderfield H. Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules // Paleoceanography. 1990. Vol. 5. P. 823–833.

Kocsis L., Gheerbrant E., Mouflih M., Cappetta H., Ulianov A., Chiaradia M., Bardet N. Gradual changes in upwelled seawater conditions (redox, pH) from the Late Cretaceous through Early Paleogene at the northwest coast of Africa: Negative Ce anomaly trend recorded in fossil bio-apatite // Chemical Geology. 2016. Vol. 421. P. 44–54.

Kowal-Linka M., Jochum K.P., Surmik D. LA-ICP-MS analysis of rare earth elements in marine reptile bones from the Middle Triassic bonebed (Upper Silesia, S Poland): impact of long-lasting diagenesis, and factors controlling the uptake // Chemical Geology. 2014. Vol. 363. P. 213–228.

Piga G., Santos-Cubedo A., Brunetti A., Piccinini M., Malgosa A., Napolitano E., Enzo S. A multi-technique approach by XRD, XRF, FT-IR to characterize the diagenesis of dinosaur bones from Spain // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. Vol. 310. P. 92–107.

Reynard B., Balter V. Trace elements and their isotopes in bones and teeth: diet, environments, diagenesis, and dating of archeological and paleontological samples // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2014. Vol. 416. P. 4–16.

Sillen A. Diagenesis of the inorganic phase of compact bone // In: The chemistry of prehistoric human bone (ed. Price T. D.). Cambridge University Press, Cambridge, 1989. P. 211–229.

Taylor S., McLennan M. The Continental Crust: its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.

Trueman C. N., Tuross N. Trace elements in resent and fossil bone apatite // Biominerals. Reviews in mineralogy and geochemistry. 2002. Vol. 48. Phosphates. P. 427–453.

Zhang L., Algeo T. J., Cao L., Zhao L., Chen Z.-Q., Li Z. Diagenetic uptake of rare earth elements by conodont apatite // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2015. Vol. 458. P. 176–197.

М. В. Стрелецкая[1], М. В. Зайцева[1], Н. Г. Солошенко[1], Д. В. Киселева[1], В. И. Силаев[2]

[1] – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Isotop-igg@mail.ru

[2] – Институт геологии Коми НЦ, г. Сыктывкар

Изотопный состав Sr и Nd ископаемых костных остатков мамонтовой фауны и человека из местонахождений Печорского Приуралья и Среднего Прииртышья

Введение. Изотопный состав Sr и Nd является относительно новым, но уже важным источником палеонтологической, археологической и палеоэкологической информации, по которой, в частности, можно объективно судить о путях и условиях

миграции древних животных и человека. Это обусловлено тем, что изотопный состав этих элементов транслируется в биосферу из горных пород практически без изменения по трофическим цепям животных (питьевая вода и пища) вплоть до человека. Соответствующая информация может быть получена непосредственно по костному детриту, в котором Sr изоморфно замещает Ca [Copeland et al., 2008]. Изотопия Nd также является перспективным тафономическим индикатором, позволяющим оценивать степень автохтонности-аллохтонности костного детрита по отношению к местам его нахождения [Tütken et al., 2011].

Основная задача лабораторий, занимающихся масс-спектрометрическим изотопным анализом, состоит в получении моноэлементных фракций, максимально свободных от примесей. Хроматографическое выделение Sr и Nd из биоапатитовой матрицы позволяет успешно получать максимально чистые препараты, готовые для измерения, что дает возможность исключить влияние примесей на результаты изотопного анализа. Для коррекции масс-фракционирования при определении изотопных отношений, а также для высокоточного определения концентраций Sr и Nd используется метод изотопного разбавления (ИР). Целью данной работы являлось определение изотопных Sr и Nd характеристик ископаемого костного материала с использованием усовершенствованных техник хроматографической подготовки образцов и анализом последних на мультиколлекторном магнитосекторном оборудовании.

Объекты и методы исследований. Исследованы ископаемые кости неоплейстоценовых мамонтов из местонахождений на территории Западной Сибири (Среднее Прииртышье) и Печорского Приуралья, смывы с костей материала вмещающих грунтов, а также костные останки палеолитического усть-ишимского человека и средневекового тоболо-иртышского тюрка. Коллекции для исследований были предоставлены А. И. Бондаревым, Д. В. Пономаревым и С. М. Слепченко.

Перед анализом образцы истирались до пудры, навески составили 10–150 мг. Схема последовательности подготовки образцов к масс-спектрометрическому определению изотопного состава Sr и Nd отношений приведена на рисунке 1. Анализ проводился в комплексе чистых помещений с классом чистоты ИСО 6, 7 в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Лабораторная посуда и материалы изготовлены из пластика PFA (Savillex, США) или PTFE. Все реагенты двукратно очищались при температуре ниже температуры кипения (Savillex, США; Berghof, Германия). Для хроматографического выделения фракций Nd и Sr использовались смолы компании TRISKEM, Франция: TRU [Horwitz et al., 1993], LN [McAlister, Horwitz, 2007; Pin, Zalduegui, 1997] и SR [Horwitz et al., 1992; Muynck et al., 2009]. Изотопные отношения Nd и Sr измерены на ИСП-МС Neptune Plus и TIMS Triton Plus, соответственно.

Результаты и обсуждение. В ходе исследований определялись содержание и изотопный состав Sr и Nd. Параметр ε_{Nd} (нормирование на первичный хондритовый резервуар (CHUR)) рассчитан по уравнению $\varepsilon_{Nd}^{(0)} = [(^{143}Nd/^{144}Nd)_{проба}/(^{143}Nd/^{144}Nd)^{(0)}_{CHUR} - 1] \times 10^4$, где $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR}^{(0)} = 0.512638$ [Jacobsen, Wasserburg, 1980]. Полученные результаты, представленные на рисунке 2, позволяют сделать следующее заключение.

Содержание Sr варьирует в пределах 240–3800 г/т, при этом почти все костные образцы и проба смывов сгруппировались в интервале 240–1030 г/т. Исключение составила кость тоболо-иртышского тюрка, аномально обогащенная Sr (до 3800 г/т). По изотопному составу Sr образцы подразделяются на три кластера: 1) первый кластер

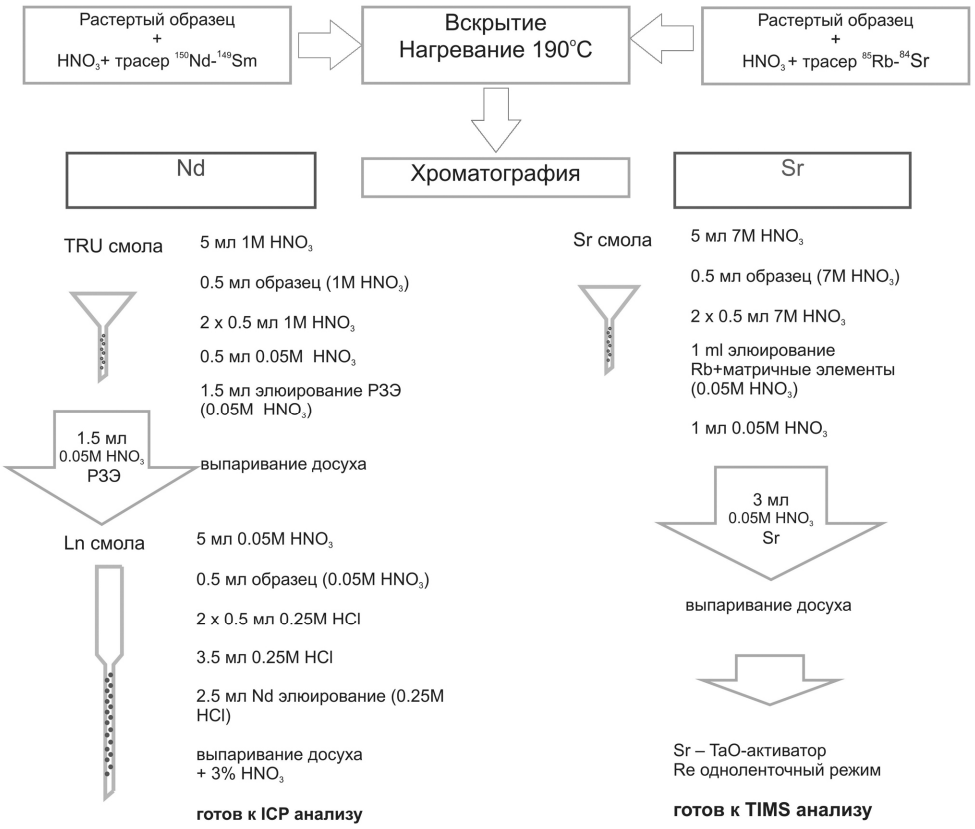


Рис. 1. Схема подготовки образцов к масс-спектрометрическому определению изотопных отношений Nd и Sr.

($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.709216–0.709379) образован костями северного оленя, мамонта из Печорского Приуралья, усть-ишимского человека и тоболо-иртышского тюрка; 2) во второй кластер ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.709516–0.709667) объединены кости мамонта из Среднего Прииртышья, благородного оленя, бизона, шерстистого носорога, а также сборная проба смывов с костей; 3) третий кластер ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.709959) образован костью бурого медведя.

Содержание Nd в образцах составляет 4–45 г/т. В этом случае также наблюдается кластеризация данных. В первый кластер (Nd 4–6.7 г/т) входят кости мамонта из Среднего Прииртышья, благородного оленя, тоболо-иртышского тюрка и сборная проба смывов с костей. Во второй кластер (Nd 9.5–13 г/т) объединяются кости бизона, северного оленя и бурого медведя. К третьему кластеру (Nd 29–31 г/т) относятся кости шерстистого носорога и усть-ишимского человека. Четвертый кластер (Nd 4–6.7 г/т) образован костью мамонта Печорского Приуралья. По изотопному параметру ε_{Nd}^0 почти все образцы достаточно близки в пределах значений –5…–8 (коровый терригенный источник). Исключение составляет кость тоболо-иртышского тюрка, которая характеризуется аномально низким значением ε_{Nd}^0 (–17).

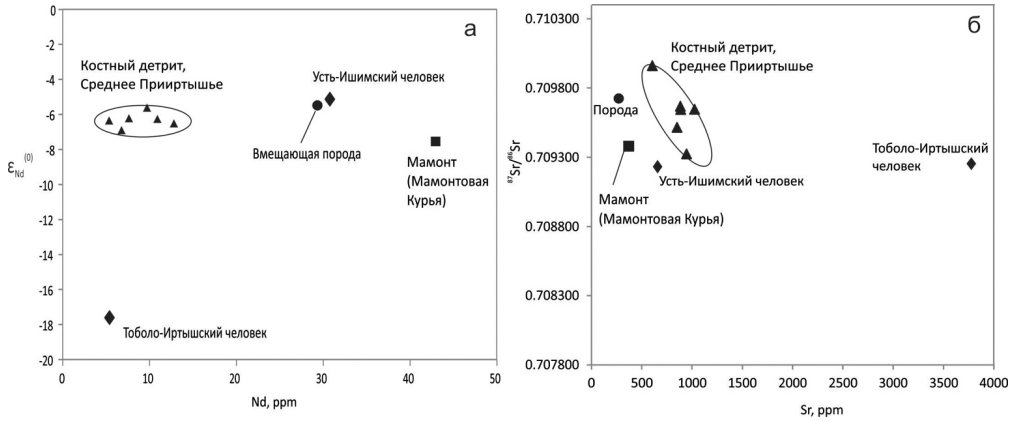


Рис. 2. Содержание и изотопный состав Nd и Sr в человеческих костных остатках (8, 9), костном детрите мамонтовой фауны из местонахождений на территориях Западной Сибири (1–6) и Печорского Приуралья (7).

1 – мамонт, 2 – олень благородный, 3 – олень северный, 4 – бизон, 5 – бурый медведь, 6 – шерстистый носорог, 7 – мамонт, 8 – палеолитический усть-ишимский человек, 9 – средневековый тоболо-иртышский тюрок, 10 – сборная проба смывов материала вмещающих грунтов с костей мамонтов из Западной Сибири.

Таким образом, проведенные впервые для Печорского Приуралья и Западной Сибири исследования показывают, что по изотопным данным в системах Sr и Nd изученный костный детрит обнаруживает явную неоднородность, что открывает серьезные перспективы для палеонтологических и палеоэкологических реконструкций.

Работа выполнена в Центре коллективного пользования «Геоаналитик» УрО РАН при поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки ведущих научных школ Российской Федерации НШ-9723.2016.5.

Литература

Copeland S. R., Sponheimer M., le Roux P. J., Grimes V., Lee-Thorp J. A., de Ruiter D. J., Richards M. P. Strontium isotope ratios ($^{87}Sr/^{86}Sr$) of tooth enamel: a comparison of solution and laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry methods // Rapid Communications in Mass Spectrometry. 2008. Vol. 22. P. 3187–3194.

Horwitz P., Chiarizia R., Dietz M. A novel strontium selective extraction chromatographic resin // Solvent Extraction and Ion Exchange. 1992. Vol. 10. № 2. P. 313–336.

Horwitz P., Chiarizia R., Dietz M., Diamond H., Nelson D. Separation and preconcentration of actinides from acidic media by extraction chromatography // Analytica Chimica Acta. 1993. Vol. 281. P. 361–372.

Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Sm–Nd isotopic evolution of chondrites // Earth and Planetary Science Letters. 1980. Vol. 50. P. 139–155.

McAlister D., Horwitz P. Characterization of extraction of chromatographic materials containing Bis(2-ethyl-1-hexyl)Phosphoric acid, 2-Ethyl-1-Hexyl (2-Ethyl-1-Hexyl) Phosphonic Acid, and Bis(2,4,4-Trimethyl-1-Pentyl)Phosphinic acid // Solvent Extraction and Ion Exchange. 2007. Vol. 25. № 6. P. 757–769.

Muynck D. D., Huelga-Suarez G., Heghe L. V., Degryse P., Vanhaecke F. Systematic evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic resin for obtaining a purified Sr fraction with quantitative recovery from complex and Ca-rich matrices // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2009. Vol. 24. P. 1498–1510.

Pin Ch., Zalduegui J. F. C. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // Analytica Chimica Acta. 1997. Vol. 399. P. 79–89.

Tütken T., Vennemann T. W., Pfretzschner H.-U. Nd and Sr isotope compositions in modern and fossil bones – proxies for vertebrate provenance and taphonomy // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2011. Vol. 75. P. 5951–5970.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. В. Свистунов
Московский государственный университет, г. Москва
vasilysvistunov@mail.ru

Особенности минерального состава медно-порфирового рудопроявления Кирганик (Камчатский край)

(научный руководитель к.г.-м.н. Н. Е. Сергеева)

В ходе полевых работ 2014–2015 гг. автор в составе геологоразведочной партии принимал участие в поисково-оценочных работах в районе медно-порфирового оруденения Кирганик (Камчатский край). Объект изучения располагается в 350 км севернее г. Петропавловск-Камчатский. Вмещающими породами на рудопроявлении являются щелочные калиевые метасоматические образования, слагающие тело неправильной формы, площадью ~1.5 км^2 [Игнатьев, 1980ф]. Изучение минерального состава метасоматитов позволило автору выделить их разновидности: пироксен-калишпатовые, биотит-пироксен-калишпатовые, биотит-калишпатовые, существенно калишпатовые. Структура пород порфировая, текстура массивная. Главные минералы – калиевый полевой шпат (30–90 %), пироксен (до 20 %) биотит (до 30 %), второстепенные – плагиоклаз, мусковит, кварц, кальцит.

В составе метасоматитов наблюдается неравномерное распределение медно-рудной минерализации. Ее наибольший объем приурочен к биотит-калишпатовым разновидностям и к зонам их перехода в биотит-пироксен-калишпатовые, которые, в свою очередь, несут достаточно бедное оруденение. Пироксен-калишпатовые и существенно калишпатовые разности практически безрудны.

При изучении аншлифов, взятых из минерализованных зон, было выделено два типа руд: халькопирит-борнитовые и халькопирит-пирит-магнетитовые. Халькопирит-борнитовые руды локализуются непосредственно в биотит-калишпатовых разностях и слагают центральные и верхние части рудных тел. Содержание рудных минералов составляет 20–25 %. Главные минералы – борнит (20–45 %), халькопирит (15–35 %), магнетит (25–40 %); второстепенные – пирит (до 10 %), гематит (до 5–7 %). Гипергенные минералы представлены гетитом, карбонатами меди (до 5 %) – малахитом, азуритом, а также минералом ряда халькозин–ковеллин (до 10 %). Структуры руд – гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая, порфировидная, пойкилитовая; текстуры – вкрапленная (размер вкрапленников до 2–3 мм, преобладающий – 0.5–1 мм) и прожилковая (ширина прожилков, в среднем, 0.5 мм).

По данным микрозондовых исследований, средний состав минералов ряда халькозин–ковеллин отвечает формуле $Cu_{1.53}S_1$, что соответствует джириту. Маломедистые минералы ряда джирит–ковеллин (Cu/S = 1.6–1) устойчивы в экзогенной обстановке и могут являться индикатором активных гипергенных изменений [Габлина, 2008].

В халькопирит-пирит-магнетитовых рудах увеличиваются содержания магнетита (до 60–70 %), пирита (до 20 %), гематита (до 10 %) и уменьшаются – халькопирита (8–15 %), борнита (до 3–5 %) и дигенита (до 2 %). Структура руд аллотриоморфнозер-

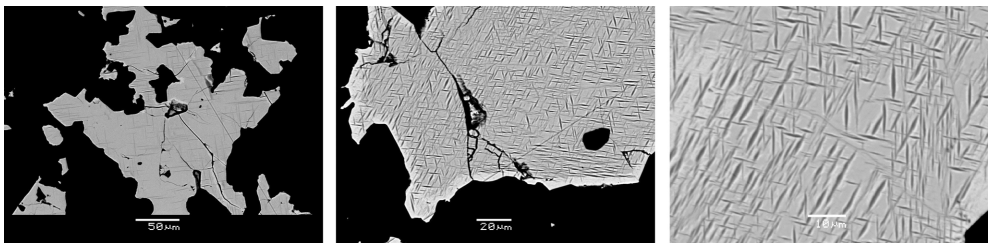


Рис. Решетчатые структуры распада твердого раствора халькопирит-борнит.

Темно-серое халькопирит, светло-серый – борнит. На центральном снимке заметна светлая «кайма» минералов группы ковеллин-халькозин.

нистая, редко порфировидная, в единичных случаях пойкилитовая. Текстура вкрапленная (вкрапленники до 0.1 мм), редко прожилковая. Зерна халькопирита размером до 0.05 мм, в основном – 0.01 мм, борнит встречается в ассоциации с халькопиритом, размер его вкрапленников до 0.05 мм, дигенит представлен в виде сростков с борнитом или зерен размером до 0.03 мм.

Особый интерес представляют многочисленные случаи обнаружения структур распада твердого раствора халькопирит-борнит (рис.). По существующим представлениям такие структуры свидетельствуют о первичном эндогенном происхождении борнита [Рамдор, 1962]. Распад пары халькопирит-борнит выступает в роли геотермометра. Температура формирования таких структур составляет 240–250 °С [Филимонова, 1952]. Наличие в изученных образцах зерен борнита и халькопирита без видимых структур распада в соседстве с зернами, несущими такие структуры, можно объяснить «пограничной» температурой гидротермальной системы – около 240 °С.

Таким образом, рудообразование на медно-порфировом проявлении Кирганик происходило в два этапа: гидротермальный (с выделением трех стадий минералообразования – халькопиритовая, халькопирит-борнитовая и магнетитовая) и гипергенный (гетит, гематит, джирит, малахит и азурит). Предполагаемая температура рудоотлагающих гидротермальных растворов составляет 240 °С, т. е. система относится к среднетемпературной.

Литература

Габлина И. Ф. Сульфиды меди и меди-железа как индикаторы условий образования и преобразования руд // Мат. междунар. науч. конф. «Федоровская сессия 2008». СПб: СПбГУ, 2008. С. 32–34.

Игнатьев Е. К. Отчет о поисково-оценочных работах, проведенных на Кирганикском месторождении в 1978–1980 гг. 1980ф.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М.: Издательство иностранной литературы, 1962. 1132 с.

Филимонова А. А. Опыты по нагреванию борнитсодержащих руд // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1952. № 3. С. 76–94.

Е. А. Мокров
Клуб юных геологов – подразделение МАУДО
«Дворец пионеров и школьников», г. Орск

Химеры местонахождения Ижберда (Оренбургская область)

(научный руководитель Г. А. Сопоцько)

Осенью 2012 г. Орским клубом юных геологов-экологов в Гайском районе Оренбургской области было открыто новое местонахождение верхнемеловой фауны Ижберда. К настоящему времени собрана значительная коллекция остатков морских позвоночных животных позднемеловой эпохи (80–70 млн лет назад). Кроме крупных многочисленных остатков костей, позвонков, фрагментов конечностей и зубов морских рептилий, собрана большая коллекция зубов акул (около 5000 шт.).

На данный момент в коллекции клуба находится 101 фрагмент зубных пластин химер из карьера, которым вскрыто местонахождение Ижберда, из них 50 фрагментов – рода *Ischyodus*, вида *Ischyodus bifurcatus*, 15 фрагментов рода *Elasmodus*, шесть фрагментов – рода *Edaphodon* и два фрагмента зубных пластин, предположительно, рода *Amylodon*. Не определена принадлежность 28 фрагментов зубных пластин. Также в коллекцию включены 18 зубных пластин химер из Стойленского карьера железистых кварцитов (Белгородская область), любезно подаренных нам В. В. Букаткиным – смотрителем музея Стойленского карьера. Эти зубные пластины принадлежат химерам рода *Ischyodus*.

Автором работы проведено сравнение двух зубных мандибулярных пластин химер, одна из которых относится к виду *Ischyodus gubckini* из Стойленского карьера, а вторая – к виду *Ischyodus bifurcatus* местонахождения Ижберда. Пластины являются левыми и имеют различную поверхность. У пластины *Ischyodus bifurcatus* большая часть поверхности – глянцевая, а у *Ischyodus gubckini* – лишь небольшая часть постокклюзивной поверхности глянцевая. Это, видимо, связано с разными условиями захоронения. Одинаковая родовая принадлежность обуславливает сходство форм пластин, однако по триторам видно, что это два разных вида. У *Ischyodus gubckini* срединный тритор (**mt**) небольшой и эллипсовидной формы, у *Ischyodus bifurcatus* – срединный тритор (**mt**) занимает большую часть пластины и видно его раздвоение. Задневнешний тритор (**pot**) у *Ischyodus bifurcatus* занимает большую часть пластины. Таким образом, мандибулярные пластины *Ischyodus bifurcatus* (Ижберда) и *Ischyodus gubckini* (Стойленский карьер) сходны по своему строению, однако имеют некоторые различия в расположении и размере триторов и внешнем виде, что обусловлено различными условиями захоронения.

Дополнительно изучен возраст костеносного слоя местонахождения Ижберда. При описании геологического строения Ижбердинского месторождения бентонитовых глин [Овчинников, 1999ф] возраст кварц-глауконитовых костеносных отложений указан как маастрихтский, что не соответствует найденному нами комплексу остатков фауны. Химеры *Ischyodus bifurcatus* являются кампанским видом и в маастрихте уже не встречаются [Попов, 2004]. На кампанский возраст костеносных отложений указывают не только находки описанных в работе остатков химер, но и находки крупных зубов акул рода *Ptychodus*, весь комплекс ламноидных акул,

а также скелеты короткошеих плезиозавров *Polycotilus sf. latipinnis*, отмеченных в других местах для кампанских отложений.

Литература

Попов Е. В. Меловые и палеоценовые химеровые рыбы (Holocephali, Chimaeroidei) юга Европейской России: Морфология, система, стратиграфическое распространение // Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Саратов, 2004. 28 с.

Овчинников В. В. Отчет о поисках и детальной разведке Ижбердинского месторождения глин для буровых растворов в Гайском районе Оренбургской области, проведенных в 1996–1999 гг. Оренбург, 1999ф.

Р. В. Шелухин
Клуб юных геологов – подразделение МАУДО «Дворец пионеров и школьников», г. Орск

Особенности строения конечностей верхнемеловых плезиозавроидов местонахождения Ижберда (Оренбургская область)

(научный руководитель А. В. Никифоров)

Местонахождение верхнемеловой фауны Ижберда (Гайский район, Оренбургская область) открыто юными геологами в 2012 г. Последние четыре года воспитанники клуба под руководством геологов-наставников проводят масштабные полевые палеонтологические поисковые работы и раскопки и дальнейшее всестороннее изучение находок.

В 2014 г. нами обнаружен первый скелет относительно молодой особи короткошеего плезиозавра из семейства поликотилид, очень близкий классическому *Polycotylus latipinnis* Cope. По особенностям строения костей затылочной части черепа и апопроксимальных костей ласт выделен новый вид поликотилид – *Polycotylus sopotscovi sp, nov*. Efimov, 2016. Голотип вида находится в Ундоровском палеонтологическом музее Ульяновской области. Более полный скелет взрослой особи родственного вида (инв. № 337), найденный в 2015 г., можно рассматривать как паратип. У данной особи впервые найдены все пять апопроксимальных костей в непосредственном контакте с пятью фасетками на дистальных концах крупных проксимальных костей ласт.

Летом 2016 г. в результате полевых работ обнаружены три хорошо сохранившихся скелета: 1) крупного длинношеего плезиозавра семейства эласмозаврид («Микола», инв. № 377); 2) небольшого длинношеего плезиозавра семейства цимолиозаврид (?) («Слава», инв. № 397); и 3) короткошеего плезиозавра семейства поликотилид рода *Dolichorhynchops* (?) («Максим», инв. № 387). В образце «Микола» выявлены передний и задний ласты с крупными фалангами, а также крупные кости плечевого и тазового поясов, позвоночный столб из 67 крупных тел позвонков хорошей сохранности. Особый интерес представляет находка почти полного посткраниального скелета короткошеего плезиозавра «Максим» со всеми четырьмя ластами, причем правые передний и задний ласты находились в прижизненном состоянии, с особыми

крючковидными зацепами краевых костей. По ряду признаков этот скелет имеет большее сходство с представителями рода долихоринхопсов, чем с поликотилусами.

Таким образом, проведенное изучение и сравнение особенностей строения конечностей показало, что у разных семейств и родов плезиозавров они заметно отличаются друг от друга и могут быть использованы в целях систематики.

И. В. Юсупов[1], К. А. Бусыгин[2], М. М. Иванов[2]
[1] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
[2] – Клуб юных геологов – подразделение МАУДО «Дворец пионеров и школьников», г. Орск

Парк мелового периода на Южном Урале (Оренбургская область)

(научный руководитель А. В. Никифоров)

В 2012 г. силами воспитанников клуба юных геологов-экологов г. Орска под руководством геологов-наставников было открыто местонахождение верхнемеловой фауны в Ижбердинском карьере по добыче глины в Гайском районе Оренбургской области. По результатам изучения находок предварительно было выделено пять особей длинношеих плезиозавров-эласмозавров, два вида короткошеих плезиозавров-поликотилусов, в том числе новый вид *Polycotylus sopotscovi sp. nov*. [Ефимов и др., 2016], и два вида мозазавров. Определено 18 видов ламноидных акул. Впервые в Оренбургской области найдены остатки зубных пластин химер. Также найдены фрагменты костей зубастых птиц, остатки черепах, позвонки и зубы костных рыб и др., встречены многочисленные остатки брахиопод, двустворок, гастропод, аммонитов, белемнитов, иглы морских ежей, окаменелая древесина.

Летом 2016 г. в карьере были проведены палеонтологические раскопки с участием юных геологов под научным руководством палеонтологов Н. Г. Зверькова и Д. В. Григорьева. На глубине 0.5 м в прижизненном положении были обнаружены платицельные позвонки хвостового отдела позвоночника длинношеего плезиозавра-эласмозавра. Последующими раскопками на площади 8×6 м был вскрыт почти полный скелет крупного ящера. Уникальность находки заключается в том, что были найдены в прижизненном положении плечевой и, особенно, тазовый пояса. Всего к концу полевого сезона из раскопа извлечено 67 крупных позвоночных тел, в том числе полностью грудной, туловищный, крестцовый и хвостовой отделы позвоночника, участки позвоночного столба шейного отдела. Кроме того, передний и задний ласты, много крупных ребер и др. После предварительного препарирования образцов, впервые в России получен наиболее полный посткраниальный скелет длинношеего плезиозавра из семейства эласмозавров.

В 50 м от первого раскопа на площади 6×3 м удалось вскрыть хорошо сохранившийся посткраниальный скелет короткошеего плезиозавра семейства поликотилид. В составе находки на данный момент 56 позвоночных тел (большинство в непрерывном залегании), крупные кости плечевого и тазового поясов, четыре ласта и др., причем правый задний ласт обнаружен почти в идеальном состоянии. Особенности строения ласт и позвоночных тел, замеченных уже при раскопках данной особи,

позволяют предположить, что данный скелет принадлежит ранее не встречавшемуся в России короткошеему плезиозавру из рода *Dolichorhynchops.*

Осенние работы привели к находке хорошо сохранившегося скелета небольшой (4–5 м длиною) особи длинношеего плезиозавра в составе 68 позвоночных тел, отдельных костей плечевого и тазового поясов, ребер, подвздошной кости и др. По предварительной оценке, скелет может принадлежать мало изученному семейству длинношеих плезиозавров-цимолиозавров (Cimoliosauridae). По сравнению с эласмозаврами, цимолиозавры имели относительно более широкие позвоночные тела шейного отдела, несколько уплощенные по высоте.

Таким образом, на небольшом участке (150×50 м) вскрышного уступа Ижбердинского карьера обнаружены остатки трех скелетов плезиозавров вместе с четырьмя ранее найденными неполными скелетами рептилий, пригодными для восстановления их полного облика, которые могут служить основой музейной выставки «Парк мелового периода на Южном Урале».

Литература

Ефимов В. М., Мелешин И. А., Никифоров А. В. Новый вид плезиозавров рода Polycotylus в позднем мелу Южного Урала // Палеонтологический журнал. 2016. № 5. С. 1–11.

АННОТАЦИИ

УДК 551.243(571.5)

Тепловая эволюция Земли. Анфилогов В. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Показано, что в тепловой эволюции Земли четко прослеживаются три этапа: 1) накопление тепловой энергии в процессе гетерогенной аккумуляции Земли; 2) выделение тепловой энергии в процессе кристаллизации приповерхностного слоя расплава мощностью около 400 км и 3) выделение тепловой энергии в процессе затвердевания твердого ядра Земли. Механизм передачи энергии, выделяющейся при затвердевании ядра, к поверхности рассмотрен на примере формирования трапповых формаций.

Илл. 1. Библ. 8.

УДК 553.435:550.42

Сульфидные конкреции колчеданных месторождений: условия нахождения, типохимизм и факторы формирования. Масленников В. В., Аюпова Н. Р., Масленникова С. П., Мелекесцева И. Ю., Целуйко А. С., Архиреева Н. С. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе показано накопление элементов-примесей в различных типах фрамбоидального и конкреционного пирита сульфидных и околорудных отложений колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая и Понтид. Установлено, что конкреционные разновидности пирита сульфидно-серпентинитовой ассоциации обеднены большинством элементов-примесей в отличие от таковых сульфидно-черносланцевой, где фрамбоидальный и тонкозернистый пирит содержат повышенные концентрации Ti, V, Co, Ni и большинства халькофильных элементов. Конкреционный пирит, встречающийся на месторождениях сульфидно-яшмовой и сульфидно-известковисто-силицитовой ассоциаций, демонстрирует высокие концентрации литогенных элементов и, отчасти, наследует элементы-примеси от исходных рудокластов. Появление конкреций в околорудных осадках связывается с участием органического вещества, силикатных вулканокластов и растворяющихся рудокластов.

Библ. 6.

УДК 552.321.6

О возможной причине различного реологического поведения оливина и ортопироксена в условиях высокотемпературной пластической деформации мантийных ультрамафитов. Савельев Д. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Приведен фактический материал, подтверждающий большую пластичность оливина по сравнению с ортопироксеном в условиях высокотемпературной деформации мантийных ультрамафитов. Проведена аналогия с реологическим поведением металлических кристаллов различной структуры. Одной из вероятных причин наблюдаемых различий в характере деформации оливина и ортопироксена является величина энергии дефекта упаковки (ЭДУ), которая, в свою очередь, диктуется особенностями кристаллической структуры минералов. Высокая ЭДУ оливина способствует развитию множественного скольжения и, как следствие, большей податливости его агрегатов. Низкая величина ЭДУ ортопироксена вызывает образование дефектов упаковки, ведет к фазовому переходу ортоэнстатит-клиноэнстатит, а в отдельных случаях – деформационно-индуцированному распаду кристаллов, сопровождающемуся выделением легкоплавкой составляющей. Различие в реологическом поведении минералов результируется в образовании более мобильных (пластичных) слоев, сложенных мономинеральным оливином (дунитов), которые можно рассматривать как «ослабленные» зоны верхней мантии, в которых локализовано пластическое течение.

Библ. 17.

УДК 548.4: 550.4

Распределение рудных, редких и редкоземельных элементов в кислых магматических системах, связанных с формированием сульфидных месторождений в древних субдукционных (переходных континент-океан) зонах. Симонов В. А., Котляров А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

На основе представительного объема оригинальных данных по расплавным включениям в кварце определены особенности распределения рудных, редких и редкоземельных элементов в кислых магматических системах, тесно связанных с формированием колчеданных месторождений Урала и Алтае-Саянской области. Результаты исследований свидетельствуют о существенном накоплении Cu в относительно маловодных кислых расплавах наиболее древних (кембрийских) и самых молодых (девонских) месторождений Алтае-Саянской области при относительно пониженных содержаниях металла в промежуточных по возрасту (силурийско-девонских) и водонасыщенных магмах Урала. Анализ включений в кварце показал, что минимальные содержания редких и редкоземельных элементов характерны для силурийско-девонских расплавов при максимальном накоплении этих компонентов в наиболее молодых (девонских) магмах и промежуточном положении самых древних (кембрийских) магматических систем. Спектры распределения РЗЭ и спайдер-диаграммы редких компонентов во включениях свидетельствуют о сходстве кислых магматических систем, участвовавших в формировании колчеданных месторождений Урала и Алтае-Саянской области, с надсубдукционными расплавами в переходных зонах континент-океан.

Илл. 1. Библ. 15.

УДК 552.31(234.85)

Островодужные анкарамиты Урала и их аналоги в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урало-Аляскинского типа. Пушкарев Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе охарактеризованы геология, состав пород и минералов вкрапленников из эффузивных и интрузивных анкарамитов различных островодужных вулканогенных свит Урала. Показано, что на ликвидусе анкарамитов происходит интенсивная кристаллизация клинопироксена и подчиненных форстерита, ортопироксена и хромита, а состав пород контролируется фракционированием оливин-клинопироксеновой котектики. Установлено, что тылаиты, широко распространенные в дунит-клинопироксенит-габбровых массивах Платиноносного пояса Урала, являются петрохимическими аналогами анкарамитов. Предполагается, что анкарамиты являются первичными расплавами, родоначальными для формирования габбро-гипербазитовых массивов Урало-Аляскинского типа.

Табл. 2. Библ. 18.

УДК 553.04

Россыпная минерагения Арктической зоны России. Лаломов А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Минерагенический анализ Арктической зоны России показал, что по совокупности разведанных и отрабатываемых россыпных месторождений, а также потенциальным прогнозным ресурсам регион является крупной полиминеральной и полигенной мегапровинцией, обладающей существенным потенциалом. В вещественном плане присутствуют россыпные месторождения золота, платиноидов, олова, алмазов, редких металлов и титана, в генетическом – выделяются аллювиальные, элювиальные, прибрежно-морские и техногенные россыпи. Развитие минерально-сырьевой базы возможно за счет исследования потенциала освоенных районов на нетрадиционные типы россыпей (техногенных, содержащих мелкие и тонкие классы тяжелых минералов, а также попутных компонентов в традиционных россыпях), использования

новых методов отработки и обогащения традиционных россыпей, поиска традиционных типов россыпей на шельфе и в малоисследованных районах.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 6.

УДК 553.04:553.89(571.54)

Минерально-сырьевая база нефрита Бурятии: современное состояние, проблемы и перспективы. Кислов Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Рассмотрена минерально-сырьевая база нефрита Республики Бурятия, на территории которой сосредоточена основная часть балансовых запасов нефрита России. Приведены данные о запасах и добыче на эксплуатируемых месторождениях, по подготавливаемым к эксплуатации и разведываемым объектам, а также участкам нераспределенного фонда. Предложены меры по дальнейшему развитию и освоению минерально-сырьевой базы нефрита, включающие, в первую очередь, максимальное лицензирование перспективных участков и развитие внутреннего потребления нефрита.

Табл. 1. Библ. 3.

УДК 551.21.(234.86)22.(477)

Находки следов триасового палеовулканизма в западной части южного берега Крыма. Лысенко В. И. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе описаны находки магматических тел в западной части южного берега Крыма. Их выходы являются частью единого лавового палеопотока. Это подтверждают результаты исследования петрографии и дифференциальной минералогической зональности магматических пород, их контактов с вмещающей толщей, а также находки сульфатно-карбонатных труб на поверхности эффузивных пород. Доказан резкий и неровный характер контактов магматических и вмещающих пород без следов термального метаморфизма. Расположение сульфидно-карбонатных построек в пространстве относительно слоистости вмещающей толщи подтверждает, что формирование и остывание лавового потока происходило совместно с образованием пород таврической серии. Находка в разрезе аммонита *Megaphyllitesinsectus* (Mojsisovics) позволяет предположить, что в позднем триасе вулканические процессы происходили не только в северной части, но и в южной шовной зоне Горного Крыма.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 553.435

Черные курильщики вулканогенно-черносланцевых ассоциаций. Масленников В. В., Масленникова С. П., Аюпова Н. Р., Целуйко А. С., Симонов В. А. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Установлены минералого-геохимические сходства и различия древних черных курильщиков Урала и Рудного Алтая, ассоциирующих с вулканогенно-черносланцевыми формациями, с современными курильщиками и диффузерами, сформированными в обстановках срединно-океанических рифтов, задуговых бассейнов и горячих точек. Общей чертой древних курильщиков черносланцевой ассоциации является высокое содержание Sn в халькопирите и сфалерите при значительно варьирующих концентрациях Se, Te, Ag, Bi и Co. Колломорфный пирит оболочки гидротермальных труб отличается высокими содержаниями As, Sb, Pb, Au, Co, Ni и Bi. Предполагается важная роль подрудных органических осадков в создании восстановленных гидротермальных флюидов. Показано, что трубы курильщиков Артемьевского месторождения формировались в менее восстановительных условиях, чем таковые Николаевского и Сафьяновского месторождений.

Библ. 19.

УДК 553.43:553.06:550.4

Условия колчеданонакопления в палеогидротермальных системах и вопросы классификации месторождений Урала. Викентьев И. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Рассмотрены глобальная и региональная классификации колчеданных месторождений. Уральский и куроко типы, с доминированием первого из них, обладают наибольшей продуктивностью на Урале. Рудные залежи сформированы в местах разгрузки (на морском дне или ниже него) металлоносных растворов с существенной магматогенной составляющей. Руды отлагались из умереннокислого восстановленного флюида в результате его охлаждения и увеличения pH и fO_2, нередко дополнительным фактором было его вскипание.

Табл. 5. Библ. 16.

УДК 553.065:553.261

Порфировые месторождения Урала: закономерности размещения, возраст, геотектонические обстановки. Плотинская О. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе охарактеризованы особенности размещения Cu-, Au-, и Mo-порфировых месторождений Урала, приведены авторские и литературные данные о возрасте их образования, составе рудоносных интрузий и геотектонических обстановках их формирования.

Илл. 1. Библ. 14.

УДК 551.21:553.435

Тубинско-Гайский палеовулканический пояс: геохимия вулканитов, колчеданное оруденение, геодинамические реконструкции. Косарев А. М., Серавкин И. Б., Холоднов В. В., Шафигуллина Г. Т. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

С позиции тектоники плит в работе рассмотрена петролого-геохимическая и металлогеническая зональность Тубинско-Гайского колчеданоносного пояса в поперечном (З–В) и продольном (С–Ю) направлениях. Сделаны выводы о том, что масштабы и тип оруденения определяются надсубдукционной геодинамической позицией рудных объектов. Установлена корреляция между количеством рудного вещества колчеданных месторождений и геохимическими характеристиками базальтов, объемами и составом кислых пород и сопровождающих их флюидов (Cl, F, S). Определяющее значение для количества руды на месторождениях имели объем субдукционных флюидов, степень плавления мантийного субстрата, объем базальтов и связанная с ним мощность нижней базальтовой коры, формировавшейся при участии процессов подслаивания (андерплейтинга).

Библ. 10.

УДК 549.74

Результаты физико-химических исследований жильных карбонатов некоторых рудных месторождений Урала. Сорока Е. И., Притчин М. Е., Смолева И. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Рассмотрена карбонатная жильная минерализация рудовмещающих пород девонского возраста Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) и Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал), представленная кальцитом, доломитом, доломит-анкеритом. Изотопные исследования карбонатов показали тренд облегчения изотопного состава C и O в карбонатах Воронцовского месторождения от осадочных известняков к гидротермально измененным породам и магматическим породам. Также в них наблюдается три типа трендов распределения РЗЭ: 1) с отрицательной Ce аномалией; 2) с положительной

Eu аномалией и 3) пологий тренд, характерный для рудоносных метасоматитов. Отрицательная Ce аномалия может указывать на связь с морскими осадками. Она наблюдается и в трендах карбонатов Сафьяновского месторождения. Положительная Eu аномалия может быть связана с изменением форм переноса Eu во флюиде при снижении температуры. Пологие тренды распределения РЗЭ в карбонатах, а также ТРЗЭ > ЛРЗЭ могут свидетельствовать об изменении *p*H и E*h* рудообразующего флюида.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 9.

УДК 553.435:553.251

Ga-содержащие минералы в сульфидных брекчиях Шемурского колчеданного месторождения, Северный Урал. Сафина Н. П., Аюпова Н. Р., Блинов И. А., Артемьев Д. А. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

На Шемурском колчеданном месторождении (Ивдельский рудный район) изучены халькопирит-сфалерит-пиритовые брекчии. В цементирующей халькопирит-сфалеритовой матрице брекчий, в ассоциации с псевдоморфными сфалеритом установлены многочисленные включения Ga-содержащего хлорита, в меньше степени – слюды, гидроксидов или оксигидроксидов Ga. Методом ЛА-ИСП-МС определена изоморфная примесь Ga в сфалерите (67–363 г/т) и халькопирите (33–364 г/т). Полученные данные являются первым упоминанием Ga-содержащих минералов в рудах колчеданных месторождений Урала.

Илл. 1. Библ. 8.

УДК 549.01

Минералы зоны окисления Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал). Блинов И. А., Бутняков А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений ИМин УрО РАН, 2017.

В бурых железняках, кварцевых и пиритовых «сыпучках» Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал) методом растровой электронной микроскопии исследованы редкие гипергенные минералы. Выявлены золото, самородный селен, науманнит, касситерит, коронадит, барит, иодаргирит, минералы семейства алунита (Cu-биверит, коркит, кинтореит).

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 12.

УДК 553.435

Минералы золота и серебра в рудных фациях Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Целуйко А. С. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе охарактеризованы минеральные формы и ассоциации благородных металлов (Au и Ag) в рудных фациях Юбилейного медноколчеданного месторождения. Установлено преобладание включений самородного золота и электрума в донных гидротермальных и субмаринных гипергенных фациях. В кластогенных фациях помимо самородного золота, широко распространены теллуриды серебра и золота.

Табл. 1. Библ. 13.

УДК 550.42

Элементы-примеси в составе сульфидов на контакте даек габбро-порфиритов и руд Джусинского месторождения (Южный Урал). Ярцев Е. И., Абрамова В. Д. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Для Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения методом ЛА-ИСП-МС оценены содержания элементов-примесей в пирите, халькопирите и сфалерите в рудах,

пересеченных дайками габбро-порфиритов, а также прослежено изменение валовых концентраций элементов в дайках. Изучены геохимические вариации вкрест простирания рудных тел и по отношению к контактам даек. На основании изменения химического состава сульфидов установлена скрытая минералого-геохимическая зональность в рудах относительно контактов с дайками габбро-порфиритов (как ранних, так и поздних) и закономерные изменения содержаний металлов в габбро-порфиритах с удалением от контактов с полиметаллическими рудами.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 6.

УДК 553.086

Минералогия гидротермальных сульфидных полей Победа-1 и -2, Срединно-Атлантический хребет. Агеева О.В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Представлены данные о минеральном составе, структурно-текстурной характеристике руд нового рудного узла Победа в пределах Российского разведочного района Срединно-Атлантического хребта. Составлена сравнительная характеристика различных морфогенетических типов руд.

Библ. 4.

УДК 553.435: 553.2 (261.5)

Элементы-примеси в сульфидах гидротермального поля Семенов-2 (13°31.13′ с.ш., Срединно-Атлантический хребет): изоморфизм или микровключения? Мелекесцева И. Ю., Масленников В. В., Белогуб Е. В., Масленникова С. П., Данюшевский Л. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

По результатам ЛА-ИСП-МС анализа сульфидов гидротермального поля Семенов-2 (13°31.13′ с.ш., САХ) установлена форма нахождения элементов-примесей в главных сульфидах. В сульфидах Cu и Fe (изокубаните и халькопирите) As и Sb связаны с включениями сульфосолей. Два анализа халькопирита с высокими содержаниями Zn, As и Mo могут отражать присутствие ассоциирующих сфалерита, блеклой руды и, возможно, молибденита. Положительная корреляция между Ag и Sb свидетельствует о том, что Ag также, скорее всего, связано с Sb-содержащими сульфосолями. Кобальт в халькопирите положительно коррелирует с Ni, W и U, что говорит о присутствии микровключений дисульфидов Fe. Кадмий, Mn, Co, In и Sn в сульфидах Zn положительно коррелируют друг с другом и, наиболее вероятно, входят в их кристаллическую решетку. Одновременные всплески содержаний Pb, Au, As, Ag и Sb в сульфидах Zn указывают на присутствие золото-теннантит-галенитовой ассоциации.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 10.

УДК 553.068

Стратиформные свинцово-цинковые, баритовые и железо-марганцевые руды Жайремского рудного узла (Центральный Казахстан): условия залегания, состав, генезис. Брусницын А. И., Перова Е. Н., Верещагин О. С., Летникова Е. Ф., Школьник С. И., Иванов А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Обобщены материалы по геологическим условиям залегания и минералогии стратиформных свинцово-цинковых, баритовых и железо-марганцевых руд Жайремского рудного узла в Центральном Казахстане. Руды приурочены к девонской рифтогенной структуре, выполненной вулканогенно-осадочными отложениями ($D_3fr–C_1t$). Рудоносными являются осадки фаменского возраста. Пласты и линзы комплексных свинцово-цинковых и баритовых руд локализованы среди углеродистых глинисто-кремнисто-карбонатных отложений, свинцово-баритовых – среди рифогенных известняков, а железо-марганцевых – в кремнистых известняках. Железо-марганцевая минерализация располагается стратиграфически выше полиметалли-

ческой. Месторождения тяготеют к зонам конседиментационных разломов в фундаменте рифта. Предполагается, что месторождения относятся к типу SEDEX (*sedimentary exhalative deposits*). Они формируются за счет растворов, циркулировавших в осадочных толщах и выносивших рудные элементы на поверхность морского дна.

Библ. 7.

УДК 553.31

Магнетитовые руды Глубоченского железорудного месторождения, Тургайский железорудный пояс. Аюпова Н. Р., Новоселов К. А. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Магнетитовые руды Глубоченского железорудного месторождения приурочены к контакту вулканических пород и осадочных морских отложений на удалении от интрузивных массивов. Рудные тела характеризуются большой протяженностью и выдержанной мощностью и залегают согласно с породами вмещающей толщи, претерпевшей хлорит-биотитовую субфацию зеленосланцевой фации метаморфизма. Часто руды представлены чередованием магнетитовых и нерудных слоев, где сохранились реликты слоистых текстур, подтверждая ритмичное строение магнетитовых руд. Повышенные содержания в рудах SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, MgO, иногда Na_2O и K_2O, отражают состав нерудных минералов, присутствующих как в виде реликтовых обломков и кристаллов, так и новообразованных минералов, отвечающих минеральному компоненту рудовмещающей толщи. Повышенные содержания P_2O_5 в магнетитовых рудах и ассоциация апатита с железистым хлоритом указывают на аутигенную природу фосфатной минерализации. Основные элементы-примеси в рудах (Cu, Co, Cr, Ni, As, Zn и Pb) связаны с сульфидами. Реликтовые находки псевдоморфоз магнетита по первичному пластинчатому гематиту могут свидетельствовать о формировании первоначально окси-гидроксидных железистых отложений. Формирование зональных кристаллов магнетита можно рассматривать как один из путей перехода системы к равновесному состоянию в процессах постдиагенетических процессов. Сульфидная минерализация и появление крупных порфиробластов магнетита относятся к наиболее поздним процессам метаморфизма руд.

Табл. 1. Библ. 9.

УДК 552.321.6:553.08

Особенности вещественного состава рудных хромшпинелидов из ультрамафитов массива Сыум-Кеу (Полярный Урал). Юричев А. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе проанализирован вещественный состав рудных хромшпинелидов из ультрамафитового массива Сыум-Кеу, входящего в состав Ходатинского офиолитового пояса Полярного Урала. Рудные хромшпинелиды представлены субферриалюмохромитами и субферрихромитами и обнаруживают единый линейный эволюционный тренд, отражающий преобразование их вещественного состава под действием высокобарического динамометаморфизма. Данный процесс сопровождался выносом из хромшпинелидов Mg и Al и увеличением их хромистости, что приводило к естественному «облагораживанию» последних. Вторая стадия преобразования, связанная с более поздними процессами наложенного регионального метаморфизма, слабо повлияла на химический состав рудных хромшпинелидов и связана с незначительным переходом закисного железа в окисное. Хромшпинелиды отвечают минералам верхнемантийного субстрата, испытавшего частичное плавление в зоне спрединга, расположенного рядом с горячей точкой. В островодужной системе эта аномальная океаническая литосферная мантия взаимодействовала с бонинитовыми расплавами, что привело к появлению дунитов и хромититов с явными характеристиками надсубдукционных перидотитов.

Илл. 2. Библ. 11.

УДК 552.08:552.13

Особенности петрографического состава шпинелевых перидотитов северного фланга месторождения № 33 (массив Средний крака, Южный Урал). Низамова Л. Р., Калистратова Е. О. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе изучен петрографический состав пород месторождения № 33 (массив Средний Крака) – серпентинизированных гарцбургитов с минеральным парагенезисом оливин+ортопироксен, а также клинопироксен (второстепенный). Вторичными минералами являются серпентин, определяющий блоковое строение оливина, и тальк. Рудная минерализация представлена хромшпинелидами и магнетитом.

Библ. 1.

УДК 523.681+551.73

Применение прецизионных методов для идентификации металлических микрочастиц в осадочных породах разреза Усолка, Предуральский прогиб. Глухов М. С. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Металлические микрочастицы (микросферы, пластинки, спирали, каплевидные образования) из средне- и верхнекаменноугольных отложений эталонного разреза Усолка в Предуральском прогибе изучены с помощью электронной микроскопии, микрозондового и дифференциального термомагнитного анализов. Сравнение данных этих анализов показало их хорошую сопоставимость. По комплексу признаков установлено, что микросферы имеют космическое происхождение. Нахождение космических микросфер в осадочных отложениях можно использовать при корреляции полифациальных разрезов.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 8.

УДК 550.4

Генетическая природа апатит-титаномагнетитовых руд Арсентьевского месторождения по данным ЛА-ИСП-МС (Западное Забайкалье). Бадмацыренова Р. А. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе приводятся материалы по изотопно-геохимическому изучению Арсентьевского месторождения апатит-титаномагнетитовых руд. Исследование апатита методом ЛА-ИСП-МС показало, что процессы кристаллизационно-гравитационной дифференциации базитовой магмы не приводят к появлению промышленных концентраций апатита. Полученные данные соответствуют гипотезе ликвационного генезиса апатит-титаномагнетитовых концентраций.

Илл. 1. Библ. 11.

УДК 553.08:549.621.95

Уваровит из хромититов Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва). Юричев А. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе впервые для Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) выявлены известково-хромистые (зеленые) гранаты. Анализ химического состава по ведущей роли миналов позволил разделить гранаты на три разновидности: уваровит-гроссуляр, уваровит-гроссуляр-андрадит и уваровит-андрадит-гроссуляр. Они имеют общую генетическую природу и сформировались при гидротермальном изменении серпентинитов, содержащих неструктурную примесь хромита.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 6.

УДК 553.48(100)

Открытые системы как необходимое условие формирования магматических платинометальных месторождений. Юдовская М. А. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Условия открытой системы и многократных внедрений наиболее удовлетворительно объясняют известные и выявленные закономерности распределения элементов платиновой группы, их минералов, соотношения с силикатными вмещающими породами и рудоносными хромититами в комплексе Бушвельд. Сходные значения и гомогенный изотопный состав Os в минералах платиновых металлов в Меренском рифе и в рифах Платрифа, а также близкие значения $\delta^{34}S$ в сульфидах еще раз подчеркивают их общее происхождение в ходе аналогичного магматического процесса.

Библ. 6.

УДК 553.491.8

Перспективы выявления коренного платинового оруденения в Вересовоборском клинопироксенит-дунитовом массиве, Средний Урал. Паламарчук Р. С., Степанов С. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе дана оценка россыпных объектов, связанных с эрозией пород Вересовоборского массива, изучены морфологические особенности и состав минералов платиновой группы из россыпей и коренных пород. Рассмотрены особенности хромит-платиновых рудных зон в дунитах массива. Проведено сравнение с аналогичными объектами в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала. Исходя из большого количества параметров, Вересовоборский массив во многом можно считать аналогом Нижнетагильского, для которого был успешно проведен подсчет запасов платины. На основании этого сделано предположение о возможности выявления коренного платинового месторождения в Вересовоборском клинопироксенит-дунитовом массиве.

Илл. 1. Библ. 9.

УДК 549.27(470.55)

Состав платиноидов Ингульской россыпи золота (Южный Урал). Рассомахин М. А., Зайков В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Исследован состав платиноидов из Ингульской россыпи золота методом РФА на приборе M1 MISTRAL. Минералы представлены рутением, осмием, иридием и рутениридосмином. На основании тройных диаграмм в системе Ru-Os-Ir показано сходство платиноидов Ингульской и Киалимской россыпей. От платиноидов Мало-Иремельской россыпи они отличаются отсутствием зерен самородной платины.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 4.

УДК 553.491

Платинометальная минерализация дунитов Снегового концентрически-зонального массива, Корякское нагорье. Кутырев А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе приведены результаты исследования дунитов и хромититов Снегового концентрически-зонального массива, которые позволили выделить раннюю (изоферроплатина, осмистый иридий, иридистый осмий) и позднюю (медистая платина, никелистая платина, пентландит, аваруит, вайрауит, пирротин, магнетит) ассоциации минералов. Предполагается, что минералы поздней ассоциации образовались при серпентинизации дунитов.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 4.

УДК 553.06:553.078

Золоторудные месторождения Магнитогорской мегазоны (обзор). Знаменский С. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений: ИМин УрО РАН, 2017.

В Магнитогорской мегазоне выделены следующие основные геолого-генетические группы месторождений золота: 1) гидротермально-метаморфогенные в альпинотипных гипербазитах; 2) гидротермальные, связанные с вулканоплутоническими ассоциациями; 3) полигенные скарново-гидротермальные в вулканоплутонических комплексах; 4) гидротермальные, связанные с комплексами малых интрузий и даек; 5) полигенно-полихронные в вулканогенно-осадочных и углеродсодержащих осадочных толщах. Охарактеризованы условия формирования и генетические особенности месторождений, принадлежащих этим группам.

Табл. 1. Библ. 10.

УДК 549.3:553.2(234.852)

Состав самородного золота и элементы-примеси в сульфидах Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал). Иванова Ю. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений: ИМин УрО РАН, 2017.

Для штокверковых руд Петропавловского месторождения оценены содержания элементов-примесей в пирите, халькопирите и галените методом ЛА-ИСП-МС, а также прослежено изменение их концентраций в процессе минералообразования. Изучен состав самородного золота и формы нахождения золота в сульфидах, в том числе «невидимая», которая преобладает в рудах месторождения.

Табл. 1. Библ. 7.

УДК 549.324.31:553.411.071

Золотосодержащий пирит Березовского месторождения (Средний Урал). Сидорова Н. В., Абрамова В. Д. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений: ИМин УрО РАН, 2017.

Методом ЛА-ИСП-МС изучено распределение золота в кристаллах пирита из рудных жил и березитов двух даек (Ильинской и Перво-Павловской) Березовского месторождения. Наряду с преобладающим пиритом без золота (содержания Au ниже или около 0.02 г/т), в 11 зернах пирита двух соседних лестничных жил Перво-Павловской дайки (гор. 387 м, блок 115) в центральной и внешних зонах кристаллов зафиксированы содержания золота 16–22 г/т.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 553.411:552.4

Петрографо-геохимические особенности апогранитовых золоторудных метасоматитов Северной части Березовского рудного поля (Средний Урал). Степанов С. Ю., Черепков А. А. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе рассмотрены петрографические и геохимические особенности апогранитовых метасоматитов Березовского золоторудного месторождения. Установлено, что в результате метасоматических процессов формируются мономинеральные мусковитовые грейзены и кварц-мусковитовые березито-грейзены. Формирование первых негативно отражается на становлении золотого оруденения. В то же время, образование мусковитовых пород, сопровождающееся значительным выносом кремнекислоты, играет основную роль в последующем формировании кварцевых жил, содержащих сульфиды и вмещающих основной объем золотого оруденения. Кварц-мусковитовые березито-грейзены являются наиболее распространенными околожильными метасоматитами, и их развитие является благоприятным фактором для выявления наиболее богатых золотом участков в пределах метасоматически преобразованных гранитовых даек.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 553.061.12/17:550.89.001.57

Динамика становления Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения оруденения на Буйдинском участке (Магнитогорская мегазона). Сначев В. И. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Работа посвящена проблеме становления Ахуновского гранитного массива, расположенного в восточной части Магнитогорской мегазоны. Показано, что зоны изотермической стабилизации термоградиентного поля служили концентраторами рудных полезных ископаемых. Рассмотрены условия формирования гранитов, длительность их кристаллизации, динамика развития теплового поля. Математическое моделирование позволило по-новому взглянуть на металлогению Буйдинского участка, расположенного в западной части Ахуновской интрузии, и оценить его потенциальную рудоносность.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 553.491+553.41

Геология Ларинского метаморфического купола и золотоносность углеродистых отложений булатовской толщи (Южный Урал). Сначев А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В статье рассмотрено геологическое строение Ларинского гранито-гнейсового купола. Установлено, что сульфидно-вкрапленный тип золотого оруденения имеет отчетливый литолого-структурный контроль – явную избирательную приуроченность к углеродистым отложениям, локализованным в приразломной зоне интенсивной дислоцированности пород. Показано, что все точки с промышленными содержаниями золота укладываются в область развития пород с зеленосланцевой фацией метаморфизма, что, в свою очередь, подтверждает правильность модели метаморфогенно-гидротермального золотообразования в черносланцевых толщах и является важным поисковым признаком при поисках золотого оруденения.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 9.

УДК 549

Золото Алтын-Ташского месторождения (Южный Урал). Олейникова Е. О., Заботина М. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе приведена обобщенная характеристика золота Алтын-Ташского месторождения (Южный Урал): состава, морфология и ассоциации; также изучено происхождение ртутистого золота. Золото встречается желтое и белое, преимущественно свободное. Формирование ртутистого золота рассматривается как результат локального интенсивного привноса ртути, связанного, вероятно, с использованием старателями методики амальгамации при извлечении золота.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 7.

УДК 553.085

Обломочный материал плотика Александровской золоторудной россыпи (Южный Урал). Манбетова Г. Р. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

На основании данных петрографического анализа материал, собранный с плотика Александровской россыпи, представлен обломками кварца, базальта, джасперита, силицита, бурого железняка, глинисто-карбонатных стяжений и бобовника. Для подавляющего большинства обломков характерна неокатанная и слабоокатанная форма, свойственная делювиально-пролювиальному материалу. По характеру материала россыпь не соответствует аллювиальному типу, хотя и находится в непосредственной близости от русла р. Большая Караганка, и, скорее всего, является ложковой. Все породы являются местными, коренные выходы фикси-

руются на удалении до 1.5 км от россыпи. Практически неокатанная форма золотин свидетельствует о непосредственной близости коренного источника.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 10.

УДК 553.411.071 (571.15)

Типизация золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля (Алтайский край). Окулов А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

На основе анализа и обобщения фондовых и опубликованных материалов, а также результатов собственных исследований обосновано выделение двух типов объектов. К первому типу отнесены проявления, рудные тела которых представлены золотоносными скарнами, локализованными в области сложно построенного экзоконтакта массива гранитоидов. Ко второму типу принадлежат объекты, сформировавшиеся в результате совмещения тел золотоносных скарнов и скарноидов с более поздними жильно-прожилковыми зонами золото-сульфидно-кварцевого состава в результате неоднократной активизации фрагментов региональных нарушений северо-западной ориентировки.

Илл. 1. Библ. 10.

УДК 553.411.071 (571.15)

Геолого-поисковая модель наиболее перспективного типа золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля (Алтайский край). Окулов А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016.

Разработана геолого-поисковая модель наиболее перспективного типа золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля, рудные тела которых представлены золотоносными скарнами и скарноидами, совмещенными с золото-сульфидно-кварцевыми минерализованными зонами. Модель может быть использована при проведении геологоразведочных работ и выборе участков, перспективных на обнаружение золото-скарнового и золото-сульфидно-кварцевого оруденения.

Илл. 1. Табл. 1.

УДК 550.4:553.041:553.26

Актуальность шлихо-геохимических и шлихо-минералогических методов при поисковых работах на коренное золото в условиях Енисейского кряжа. Мансуров Р. Х. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В результате минералого-геохимических и шлихо-минералогических исследований, выполненных в рамках поисковых работ в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади (восточный склон Енисейского кряжа), выявлены золотоносные минерализованные зоны рудопроявления Южное и установлены основные закономерности и особенности состава золотоносных образований. Полученные данные свидетельствуют о высокой информативности шлихо-минералогического метода, в частности, при изучении электромагнитной и тяжелой немагнитной фракций шлиховых проб. Установлена высокая значимость и представительность опробования (литохимического по ВОР, шлихового) нижнего информативного малосмещенного слоя элювиально-делювиальных отложений, в рассматриваемом случае на средней глубине 0.8–1.0 м, позволяющего уже на ранней стадии изучения перспективных площадей и участков определять масштабы золотоносности исследуемых объектов.

Илл. 2. Библ. 2.

УДК 549.01: 553.251

Формы нахождения золота и серебра в рудах Ново-Урского месторождения (Салаирский кряж). Мягкая И. Н., Сарыг-оол Б. Ю., Лазарева Е. В., Ищук Н. В., Жмодик С. М. // Металло-

гения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Изучены формы нахождения Au и Ag в рудах золото-сульфидного Ново-Урского месторождения (Кемеровская область). Высокие содержания Ag в первичных рудах обязаны присутствию собственных Ag-содержащих сульфосолей, сульфидов и теллуридов. Выделены две формы нахождения благородных металлов в рудах: «невидимая» и «видимая». Самородное Au в первичных рудах не установлено. В рудах зоны окисления благородные металлы присутствуют в виде минералов Au и Ag (Ag-Hg-сульфо-галиды, йодаргирит, акантит, ленаит/стенбергит, самородное золото). Наблюдается наследование минеральных форм нахождения Ag в рудах зоны окисления и торфах, контактирующих с отходами. Изучены химические формы нахождения благородных металлов в первичных и окисленных рудах – водорастворимая, ионообменная, кислоторастворимая, окисляемая-1, восстанавливаемая, окисляемая-2 и остаточная. В первичных рудах доминирующей формой Au является окисляемая-2 фракция, Ag – восстанавливаемая, что связано с растворением минералов-носителей элементов. В рудах зоны окисления доминирует окисляемая-2 фракция Au, а также восстанавливаемая и остаточная фракции Ag, что связано с тесной ассоциацией самородного золота и йодаргирита. Йодаргирит устойчив в широком диапазоне щелочно-кислотных обстановок и полностью растворяется только с остаточной фракцией.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 12.

УДК 553.086; 553.07

Золотоносность россыпи бассейна реки Удерей, Красноярский край. Хусаинова А. Ш., Путин Д. Г., Наумов В. А., Осовецкий Б. М. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Исследована одна из аллювиальных россыпей бассейна р. Удерей. В россыпи преобладает среднее золото (46.8 %) при среднем его содержании 832.1 мг/м^3. По данным морфометрического анализа, частицы золота характеризуются средними значениями коэффициентов уплощенности (12.80), округленности (0.77) и сферичности (0.40). По степени уплощенности золото представлено чешуйчатой (60.84 %) и пластинчатой (18.33 %) формами. По результатам количественного минералогического анализа минеральная ассоциация тяжелой фракции определена как гематит-гидрогетитовая. Для основной массы частиц золота типична высокая пробность (980–994 ‰). Наряду с высокопробным, в россыпи имеется и серебристое золото (832–967 ‰), в котором содержание Ag составляет 2–15 мас. %. Другими примесями являются As (0.2 мас. %), Ni (0.1 мас. %) и Cu (0.2 мас. %). Микровключения представлены зернами кварца.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 2.

УДК 553.086;553.07

Особенности геоморфологического строения и изучение золотоносности долины р. Копто, Республика Тува. Чирков А. С., Хусаинова А. Ш. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В статье показана динамика изменения формы строения современной долины р. Копто, пересекающей хребет Обручева, притока верховьев р. Каа-Хем (Республика Тува) от истока к устью. Изучено строение и условия образования современного рельефа Тапса-Каахемской золотоносной рудно-россыпной зоны. В пяти точках изучена золотоносность активного слоя современного аллювия гравийно-валунного состава. Содержание золота составляет 30–70 мг/м^3. В лабораторных условиях установлены и проанализированы знаки золота, дано их морфометрическое описание.

Илл. 1. Библ. 5.

УДК 553.435

Условия образования кварцевых жил золоторудных месторождений Копыловское, Кавказ, Красное (Бодайбинский район, В. Сибирь) по данным изучения флюидных включений. Анкушева Н. Н., Паленова Е. Е., Шанина С. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Методами термобарометрии и газовой хроматографии изучены флюидные включения в кварце золотоносных и безрудных жил на месторождениях в черных сланцах Копыловское, Кавказ и Красное Артемовского рудного узла в Бодайбинском районе. Установлено, что золотоносные кварцевые жилы на месторождениях Копыловское и Кавказ отлагались из Na-K-хлоридных растворов с соленостью 6.0–8.8 мас. % (NaCl-экв.) при температурах 300–350 °С (Копыловское) и 210–280 °С (Кавказ). Безрудные кварцевые жилы Копыловского месторождения отлагались из водно-хлоридных растворов (Na, Na-K и Mg) с соленостью 5.5–8.8 мас. % (NaCl-экв.) при температурах 200–280 °С. Галенит-кварцевые жилы с золотом Красного рудопроявления формировались при температурах 140–300 °С и давлении 1.2–1.6 кбар при участии Na-K-карбонатно-гидрокарбонатных растворов. По данным газовой хроматографии включения обогащены H_2O и CO_2 с подчиненным количеством CH_4 и N_2.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 10.

УДК 553.065

Золото-сульфидное оруденение рифтовой структуры Шонг Хиен, СВ Вьетнам. Неволько П. А. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В структуре Шонг Хиен на северо-востоке Вьетнама широко распространены золоторудные месторождения Au-As профиля. Наиболее крупными из них являются месторождения Бо Ва, Тхам Рием, Хунг Хуанг и Хат Хан. Полученные данные по геохимии руд, их минеральному составу и изотопным характеристикам позволяют уверенно отнести золотое оруденение в осадочных толщах к орогенному типу. Месторождение Хат Хан характеризуется рядом признаков, типичных для золото-сульфидных месторождений в осадочных толщах и генетически не связано с интрузивными породами. По данным Ar-Ar датирования, время формирования золотого оруденения месторождений Тхам Рием и Хат Хан составляет 211.6±2.3 и 209.1±2.3 млн лет, соответственно. Полученные данные согласуются со временем формирования золоторудных месторождений типа Карлин на территории южного Китая (235–193 млн лет). Новые данные о времени формирования месторождений в полной мере позволяют предполагать связь оруденения с заключительным этапом Индосинийского орогенеза на рубеже 225–205 млн лет.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 553.411.071

Модель формирования оруденения золоторудного узла Ланг Вай (Северо-Восточный Вьетнам). Фоминых П. А., Неволько П. А. Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В состав рудного узла расположенного на территории структуры Ло Гам входят месторождения Кхоун Пук, Ланг Вай и Лунг Луонг, а также ряд более мелких рудопроявлений. Месторождение Кхоун Пук с Au-As, Au-As-Bi и Au-As-Sb оруденением, представляет собой наиболее высокотемпературную формацию рудного узла Ланг Вай. По мере остывания и вовлечения в систему слабоминерализованных метаморфогенных вод, происходило снижение температур, изменение химического состава флюида и отлагались Au-As и Au-As-Sb руды, проявленные на месторождении Ланг Вай. Месторождение Лунг Луонг является дистальной полиметаллической фацией рудно-магматической системы рудного узла Ланг Вай и соответствует Pb-Sb и Sb элементам эндогенной зональности. Параметры флюида характеризуются

самыми низкими температурами гомогенизации включений и низкосоленым, углекислотным составом. Полученные данные позволяют рассматривать рудный узел Ланг Вай как составную часть рудно-магматической системы, связанной с гранитоидными интрузивами.

Илл. 1. Библ. 9.

УДК 553.2

Проявления эксгаляционного золота на активных вулканах. Чаплыгин И. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Приводятся данные по находкам самородного золота на активных вулканах мира и обстановкам его кристаллизации. Рост рудных фаз в продуктах фумарол свидетельствует о принципиальной возможности газового переноса металлов. Данные по составам вулканических газов позволяют предположить, что беспримесное золото в виде кристаллов формируется в окисленных, часто «сухих», фумаролах, тогда как частицы тройных и двойных сплавов золота обнаруживаются в восстановленных, существенно водных, фумаролах.

Илл. 2. Библ. 9.

УДК 549.08

Применение автоматизированного минералогического анализа на базе электронной микроскопии и традиционного комплекса оптико-микроскопического и рентгеноструктурного метода для оценки состава золото-сульфидных руд. Белогуб Е. В., Лукашова М. В., Блинов И. А., Новоселов К. А., Хворов П. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

На примере упорных тонкозернистых золото-сульфидных руд показаны возможности различных методов, применяемых для количественного минералогического анализа: оптической микроскопии, рентгеноструктурного анализа и автоматизированного минералогического анализа на базе сканирующего электронного микроскопа TIMA TESCAN. Сделан вывод о необходимости применения комплекса методов для адекватной оценки тонкозернистых руд сложного состава.

Илл. 1.

УДК 543.51:54.08

Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией в минералого-геохимических исследованиях Института минералогии УрО РАН. Артемьев Д. А., Масленников В. В., Филиппова К. А. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Рассмотрены основные методики и проблемы применения ЛА-ИСП-МС в минералого-геохимических исследованиях, в том числе, геохимическом картировании. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией является высокочувствительным методом анализа широкого спектра концентраций микроэлементов и их изотопов. К преимуществам метода относятся простота пробоподготовки, экспрессность, локальность, высокая чувствительность, доходящая по ряду элементов до первых миллиграммов на тонну. Метод нашел широкое применение в науках о Земле, исторических и естественных науках.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 23.

УДК 553.493.6

Карбонатиты и нельсониты в кварцево-жильных месторождениях Уфалейского метаморфического комплекса, Южный Урал. Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Савичев А. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

На кварцево-жильных месторождениях Уфалейского метаморфического комплекса развиты карбонатиты и нельсониты, с которыми связано образование кварцевых жил уфалейского и егустинского типов. Кроме того, карбонатиты и нельсониты несут редкоземельную, иттровую, тантал-ниобатовую и уран-ториевую минерализацию, что позволяет говорить о комплексной отработке этих месторождений.

Библ. 9.

УДК 621.039.86, 550.384

Результаты U-Pb (ЛА-ИСП-МС) датирования цирконов и первые палеомагнитные данные из интрузивных пород месторождений Петропавловское и Новогоднее-Монто, Полярный Урал. Соболев И. Д., Латышев А. В., Викентьев И. В., Козырева Д. А., Хубанов В. Б, Буянтуев М. Д. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Для золото-порфирового Петропавловского и золото-железоскарнового Новогоднее-Монто месторождений (Полярный Урал) U-Pb (ЛА-ИСП-МС) методом датированы цирконы из рудоносных магматических образований собского и поздних базитов малоханмейского комплекса. Возраст цирконов из диоритов месторождения Петропавловское составляет 410±2 млн лет, из габбро-долеритов и лампрофиров месторождения Новогоднее-Монто – 256±5 и 248±7 млн лет, соответственно. Для силла габбро-долеритов и секущих его даек лампрофиров выполнены палеомагнитные исследования, предварительные результаты которых не обнаружили следов позднепалеозойского перемагничивания, широко проявленного на Урале и связанного с коллизионными событиями. Это косвенно свидетельствует о достоверности пермо-триасовых (постколлизионных) дат базитовых интрузий месторождения Новогоднее-Монто.

Библ. 11.

УДК 550.4: 553.496 (234.835)

Проявления редкометальной минерализации в дайках скаполитовых пород на Южном Урале. Кориневский В. Г., Кориневский Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В редкой магматической породе Ильменских гор – жиле кварц-скаполитового пегматита – впервые обнаружена мелкая вкрапленность зональных зерен титан-урано-ниобатов из группы пирохлора и бетафита, ильменорутила, а также ортита (алланита) и отдельные зерна монацита и шеелита. До сих пор подобная минерализация описывалась лишь в гранитных пегматитах и карбонатитах.

Библ. 7.

УДК 553.8:553.08

Сравнительная характеристика изумрудов из различных генетических типов месторождений по данным термобарогеохимии. Николаев А. Г., Фахардо Бехарано Э. Л., Попов М. П., Сокерина Н. В., Исаенко С. И. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В работе представлены результаты исследований флюидных включений в изумрудах с целью установления условий их формирования. Материалом для исследования послужили изумруды Мариинского месторождения (Уральские изумрудные копи) и месторождений Музо, Коскуэс и Чивор (Колумбийская изумрудная провинция). Дополнительно изучены кристаллохимические особенности и природа окраски изумрудов с помощью методов оптической спектроскопии.

Библ. 7.

УДК 552.545

Травертины Горного Алтая: источники вещества, климатические и тектонические обстановки формирования. Кох С. Н., Сокол Э. В., Деев Е. В., Ряполова Ю. М. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Изучены поля современных и палеотравертинов в зоне пересечения Курайского и Телецкого региональных активных разломов (Горный Алтай, верховья р. Чебитка). Палеотравертины сложены кальцитом и цементируют моренные отложения и голоценовый коллювий. Рост современных травертинов происходит из холодных (10 °С) вод HCO_3-SO_4–Ca-Mg типа (*p*H 6.86). Они состоят из Mg-кальцита и Sr-арагонита, слагающих тонкие корки. Современные и палеотравертины обеднены РЗЭ (Σ 0.40–16.4 и 0.40–3.80 г/т, соответственно). Их PAAS-нормированные РЗЭ+Y спектры однотипны, обогащены тяжелыми и обеднены легкими РЗЭ. Положительные величины $\delta^{13}C$ (0.1–0.9 ‰, VPDB) присущи современным травертинам и обусловлены вкладом биоты в карбонатообразование. Палеотравертины имеют более легкий изотопный состав ($\delta^{13}C$ от –4.1 до –1.9 ‰, VPDB). Величины $\delta^{18}O$ варьируют слабо (от –13.0 до –13.8 ‰ VPDB). Изотопные и геохимические характеристики травертинов указывают на их рост в климате, близком к современному, из холодных подземных вод, длительно контактировавших с карбонатными коллекторами. Травертинообразование в районе началось в раннем голоцене. Травертины, широко распространенные в высокогорье Алтая, представляют собой новые для данной территории палеоклиматические индикаторы.

Библ. 10.

УДК 553.89(571.54)

Петролого-геохимические аспекты Холбын-Хаирханского гипербазитового плутона (Восточный Саян). Малышев А. В., Кислов Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В Восточном Саяне широко распространены гипербазитовые офиолитовые комплексы, которые в процессе становления испытали один или несколько этапов частичного плавления и тектонически подняты на дневную поверхность. В ходе работы изучен Холбын-Хаирханский массив, расположенный в пределах юго-восточной высокогорной части Восточного Саяна. Окраска нефрита в пределах массива определяется повышенными содержаниями Cr, Ni, Co и Fe, привнесенных в результате инфильтрационно-диффузионного кальциевого метасоматоза по антигоритовым спутанно-волокнистым серпентинитам на контакте последних с апогаббровыми или апогранитными алюмосиликатными метасоматитами.

Библ. 2.

УДК 552.321.6:550.41 (476)

Петрохимические особенности ультрамафит-мафитовых массивов Аргеловщинского комплекса (Беларусь). Гуринович М. П. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Выявлены петрохимические особенности ультрамафит-мафитовых пород Аргеловщинского комплекса, слагающих интрузивные массивы в кристаллическом фундаменте центральной части Беларуси. По характеру распределения петрогенных и малых элементов выделены три группы пород: ультраосновные (перидотиты), основные ультрамафитовые (пироксениты и горнблендиты) и основные (габброиды). Установлена геохимическая специализация пород на Cr, Ni и Co.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 9.

УДК 549.3

Специфическая сульфидная минерализация спурритовых мраморов контактового ореола на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменной Тунгуски). Девятиярова А. С. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

В спурритовых мраморах из контактового ореола на р. Кочумдек, приуроченного к верхнему контакту траппов (T_1) и карбонатно-мергелистых осадков (S_1kč), обнаружена специфическая сульфидная минерализация. Сульфиды, главный из которых пирротин, сосредоточены в силикатных прослоях. Расвумит ($K_{0.94\text{-}1.05}Fe_{1.86\text{-}2.09}S_3$) образует каймы обрастания и замещения, а также выполняет секущие прожилки в пирротине. Минерал сосуществует с джерфишеритом ($K_6Na_{0\text{-}1}(Fe,Cu,Ni)_{24}S_{26}Cl$) и частично замещается им. В мраморах обычны фазы MnS и (Zn,Fe,Mn)S. Галенит и Ag_2S редки и представлены мельчайшими зернами. Появление в контактовых мраморах сульфидов K и Fe можно объяснить кристаллохимическим фракционированием элементов при термометаморфизме карбонато-мергелистых осадков. Расвумит возник на ретроградной стадии остывания мраморов от T ~800–850 до ≤600–700 ºС. Джерфишерит – продукт заключительной стадии проникновения богатых хлором растворов в плотные мрамора из кровли траппа.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 9.

УДК 552.11:553.411.071:550.42

Минералогия, геохимия и изотопия лампроитовых пород тобукского комплекса и их связь с Au-рудоносным алданским комплексом массива Рябиновый (Центральный Алдан). Чайка И. Ф., Васюкова Е. А. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Изучена минералогия, геохимия петрогенных и рассеянных элементов, изотопов Nd, Sr, C и O в породах лампроитовой серии тобукского дайкового комплекса массива Рябиновый (Центральный Алдан, Россия). С использованием петрохимических, геохимических и минералогических данных проведено сравнение дайковых пород тобукского комплекса и полнокристаллических пород алданского комплекса, с которым связано Cu-Mo-Au месторождение Рябиновое. Установлена идентичность составов и эволюции пород обоих комплексов. Сформулировано предположение о том, что родоначальным расплавом для рудоносного алданского комплекса мог быть низкотитанистый лампроитовый расплав. В результате геохимических исследований установлено, что источником этого расплава был долгоживущий обогащенный мантийный резервуар с модельным возрастом $T(DM)_{Nd}$ = 1800–2400 млн лет, что соответствует времени кратонизации Алданского щита. Флюид, принимавший участие в формировании этого источника, был обогащен CO_2 и F и имел несубдукционную природу.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 551.21:553.6

Сравнительная минералогия базальтовых полей юга Дальнего Востока. Нечаева Е. В., Нечаев В. П. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Сравнительное изучение минералогии и геохимии позднекайнозойских базальтовых плато (Совгаванского, Шкотовского и Шуфанского) позволило выявить их главные петрогенетические отличия и определить потенциал в отношении сапфир-гиацинтовой минерализации. Установлено, что вулканиты Совгаванского плато в наименьшей степени подверглись коровой контаминации. Это обстоятельство определяет их наилучшие перспективы как источников благородных корундов и цирконов. Шуфанские базальты, характеризующиеся значительным вкладом корового материала, таких перспектив практически не имеют.

Илл. 2. Библ. 4.

УДК 552.14(477.75)

Морфологические особенности и литогенез биолитов прокариот миоцена зон глубинной палеодегазации (Юго-Западный Крым). Лысенко В. И., Михаличенко Т. В., Шик Н. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Гераклиты – это строения и обломочный материал разрушения «аутигенных» карбонатных построек прокариот около миоценовых зон палеодегазации. Они относятся к микробиолитам. В разных физико-географических условиях гераклиты имеют различный морфологический внешний вид и размеры. Их песчанистый материал получил название «микрометанолиты». Его образование происходило в ореолах повышенных содержаний метана вблизи струйных выходов. Гераклиты щебнистой и дресвяной размерности делятся на «шлаковидные», «слоистые», «угловатые» и «плит цементации». Их формирование происходило около пузырьковых выходов палеосипов. Несмотря на различие в морфологии, общими признаками являются наличие в них раковин и обломков бентоса и приуроченность к линейным тектоническим зонам. По внешней видовой морфологии гераклиты не отличаются от микрофитолитов. Различаются условия их образования. Консорциум прокариот и архей по переработке метана создавал органическое вещество и карбонатные строения в оазисах жизни вокруг зон дегазации.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 549.324.31:56

Псевдоморфозы пирита по органическим остаткам из среднеюрских отложений Республики Татарстан. Шиловский О. П., Масленников В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин. УрО РАН, 2017.

В результате исследования псевдоморфоз пирита по органическим остаткам выявлено влияние структурно-анатомических особенностей строения организмов на интенсивность процесса пиритизации. Процесс образования псевдоморфоз имеет многостадийный характер и зависит от биогенных и хемогенных факторов. При одинаковых условиях среды, морфология пиритовых агрегатов отражает анатомические особенности строения организмов, различия же в сульфидах отражаются на уровне элементов-примесей.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 550.47

Особенности состава и структуры пермских тетрапод Котельничского местонахождения (р. Вятка) и их изменения при фоссилизации как основа для палеоэкологических реконструкций. Киселева Д. В., Шиловский О. П., Шагалов Е. С., Рянская А. Д. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

С использованием оптической и сканирующей электронной микроскопии, рентгеноструктурного анализа, а также метода ИСП-МС исследованы костные остатки парейазавра и окружающих толщ Котельничского местонахождения (р. Вятка, пермский период). Приведены данные по фазовому и элементному составу, степени кристалличности и параметров кристаллической решетки ископаемой костной ткани. Зафиксированная в костях положительная Ce аномалия и данные по Eu аномалии указывают на бескислородную восстановительную щелочную среду на ранних стадиях диагенеза в условиях мелководных прибрежных бассейнов.

Илл. 1. Библ. 10.

УДК 550.47

Изотопный состав Sr и Nd ископаемых костных остатков мамонтовой фауны и человека из местонахождений Печорского Приуралья и Среднего Прииртышья. Стрелецкая М. В.,

Зайцева М. В., Солошенко Н. Г., Киселева Д. В., Силаев В. И. // Металлогения древних и современных океанов–2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017.

Впервые для ископаемых костных остатков из ряда местонахождений Печорского Приуралья и Среднего Прииртышья (Усть-Ишимский ареал) получены изотопные отношения Sr и Nd с применением усовершенствованных техник хроматографической подготовки образцов и последующим измерением на мультиколлекторных ИСП-МС и ТИМС. Изотопные отношения Sr и Nd могут быть эффективно использованы для выявления происхождения ископаемого костного детрита из различных местонахождений, а также различных литологических обстановок.

Илл. 2. Библ. 10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Часть 1. Общие вопросы геологии и металлогении....5
Анфилогов В. Н. Тепловая эволюция Земли....5
Масленников В. В., Масленникова С. П., Аюпова Н. Р., Целуйко А. С., Симонов В. А. Черные курильщики вулканогенно-черносланцевых ассоциаций....10
Савельев Д. Е. О возможной причине различного реологического поведения оливина и ортопироксена в условиях высокотемпературной пластической деформации мантийных ультрамафитов....15
Симонов В. А., Котляров А. В. Распределение рудных, редких и редкоземельных элементов в кислых магматических системах, связанных с формированием сульфидных месторождений в древних субдукционных (переходных континент-океан) зонах....19
Пушкарев Е. В. Островодужные анкарамиты Урала и их аналоги в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урало-Аляскинского типа....23
Лаломов А. В. Россыпная минерагения Арктической зоны России....28
Кислов Е. В. Минерально-сырьевая база нефрита Бурятии: современное состояние, проблемы и перспективы....33
Лысенко В. И. Находки следов триасового палеовулканизма в западной части южного берега Крыма....37

Часть 2. Месторождения цветных металлов и гидротермальные сульфидные поля....43
Масленников В. В., Аюпова Н. Р., Масленникова С. П., Мелекесцева И. Ю., Целуйко А. С., Архиреева Н. С. Сульфидные конкреции колчеданных месторождений: условия нахождения, типохимизм и факторы формирования....43
Викентьев И. В. Условия колчеданонакопления в палеогидротермальных системах и вопросы классификации месторождений Урала....48
Плотинская О. Ю. Порфировые месторождения Урала: закономерности размещения, возраст, геотектонические обстановки....54
Косарев А. М., Серавкин И. Б., Холоднов В. В., Шафигуллина Г. Т. Тубинско-Гайский палеовулканический пояс: геохимия вулканитов, колчеданное оруденение, геодинамические реконструкции....57
Сорока Е. И., Притчин М. Е., Смолева И. В. Результаты физико-химических исследований жильных карбонатов некоторых рудных месторождений Урала....61
Сафина Н. П., Аюпова Н. Р., Блинов И. А., Артемьев Д. А. Ga-содержащие минералы в сульфидных брекчиях Шемурского колчеданного месторождения, Северный Урал....66
Блинов И. А., Бутняков А. В. Минералы зоны окисления Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал)....70
Целуйко А. С. Минералы золота и серебра в рудных фациях Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал)....74

Ярцев Е. И., Абрамова В. Д. Элементы-примеси в составе сульфидов на контакте даек габбро-порфиритов и руд Джусинского месторождения (Южный Урал) 78
Агеева О. В. Минералогия гидротермальных сульфидных полей Победа-1 и -2, Срединно-Атлантический хребет 83
Мелекесцева И. Ю., Масленников В. В., Белогуб Е. В., Масленникова С. П., Данюшевский Л. Элементы-примеси в сульфидах гидротермального поля Семенов-2 (13°31.13′ с.ш., Срединно-Атлантический хребет): изоморфизм или микровключения? 85

Часть 3. Месторождения черных металлов 90
Брусницын А. И., Перова Е. Н., Верещагин О. С., Летникова Е. Ф., Школьник С. И., Иванов А. В. Стратиформные свинцово-цинковые, баритовые и железо-марганцевые руды Жайремского рудного узла (Центральный Казахстан): условия залегания, состав, генезис 90
Аюпова Н. Р., Новоселов К. А. Магнетитовые руды Глубоченского железорудного месторождения, Тургайский железорудный пояс 94
Юричев А. Н. Особенности вещественного состава рудных хромшпинелидов из ультрамафитов массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) 98
Низамова Л. Р., Калистратова Е. О. Особенности петрографического состава шпинелевых перидотитов северного фланга месторождения № 33 (массив Средний Крака, Южный Урал) 101
Глухов М. С. Применение прецизионных методов для идентификации металлических микрочастиц в осадочных породах разреза Усолка, Предуральский прогиб 103
Бадмацыренова Р. А. Генетическая природа апатит-титаномагнетитовых руд Арсентьевского месторождения по данным ЛА-ИСП-МС (Западное Забайкалье) 107
Юричев А. Н. Уваровит из хромититов Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) 110

Часть 4. Месторождения элементов платиновой группы 114
Юдовская М. А. Открытые системы как необходимое условие формирования магматических платинометальных месторождений 114
Паламарчук Р. С., Степанов С. Ю. Перспективы выявления коренного платинового оруденения в Вересовоборском клинопироксенит-дунитовом массиве, Средний Урал 116
Рассомахин М. А., Зайков В. В. Состав платиноидов Ингульской россыпи золота (Южный Урал) 119
Кутырев А. В. Платинометальная минерализация дунитов Снегового концентрически-зонального массива, Корякское нагорье 124

Часть 5. Месторождения золота 128
Знаменский С. Е. Золоторудные месторождения Магнитогорской мегазоны, Южный Урал (обзор) 128

Иванова Ю. Н. Состав самородного золота и элементы-примеси в сульфидах Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал)....132
Сидорова Н. В., Абрамова В. Д. Золотосодержащий пирит Березовского месторождения (Средний Урал)....135
Степанов С. Ю., Черепков А. А. Петрографо-геохимические особенности апогранитовых золоторудных метасоматитов Северной части Березовского рудного поля (Средний Урал)....139
Сначев В. И. Динамика становления Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения оруденения на Буйдинском участке (Магнитогорская мегазона, Южный Урал)....143
Сначев А. В. Геология Ларинского метаморфического купола и золотоносность углеродистых отложений булатовской толщи (Южный Урал)....147
Олейникова Е. О., Заботина М. В. Золото Алтын-Ташского месторождения (Южный Урал)....151
Манбетова Г. Р. Обломочный материал плотика Александровской золоторудной россыпи (Южный Урал)....155
Окулов А. В. Типизация золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля (Алтайский край)....159
Окулов А. В. Геолого-поисковая модель наиболее перспективного типа золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля (Алтайский край)....164
Мансуров Р. Х. Актуальность шлихо-геохимических и шлихо-минералогических методов при поисковых работах на коренное золото в условиях Енисейского кряжа....167
Мягкая И. Н., Сарыг-оол Б. Ю., Лазарева Е. В., Ищук Н. В., Жмодик С. М. Формы нахождения золота и серебра в рудах Ново-Урского месторождения (Салаирский кряж)....171
Хусаинова А. Ш., Путин Д. Г., Наумов В. А., Осовецкий Б. М. Золотоносность россыпи бассейна реки Удерей, Красноярский край....176
Чирков А. С., Хусаинова А. Ш. Особенности геоморфологического строения и золотоносность долины р. Копто, Республика Тува....180
Анкушева Н. Н., Паленова Е. Е., Шанина С. Н. Условия образования кварцевых жил золоторудных месторождений Копыловское, Кавказ, Красное (Бодайбинский район, В. Сибирь) по данным изучения флюидных включений....183
Неволько П. А. Золото-сульфидное оруденение рифтовой структуры Шонг Хиен, СВ Вьетнам....187
Фоминых П. А., Неволько П. А. Модель формирования оруденения золоторудного узла Ланг Вай (Северо-Восточный Вьетнам)....191
Чаплыгин И. В. Проявления эксгаляционного золота на активных вулканах....195

Часть 6. Актуальные геолого-минералогические исследования....198
Белогуб Е. В., Лукашова М. В., Блинов И. А., Новоселов К. А., Хворов П. В. Применение автоматизированного минералогического анализа на базе электронной микроскопии и традиционного комплекса оптико-

микроскопического и рентгеноструктурного метода для оценки состава золото-сульфидных руд 198
Артемьев Д. А., Масленников В. В., Филиппова К. А. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией в минералого-геохимических исследованиях Института минералогии УрО РАН 201
Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Савичев А. Н. Карбонатиты и нельсониты в кварцево-жильных месторождениях Уфалейского метаморфического комплекса, Южный Урал 206
Соболев И. Д., Латышев А. В., Викентьев И. В., Козырева Д. А., Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д. Результаты U-Pb (ЛА-ИСП-МС) датирования цирконов и первые палеомагнитные данные из интрузивных пород месторождений Петропавловское и Новогоднее-Монто, Полярный Урал 210
Кориневский В. Г., Кориневский Е. В. Проявления редкометальной минерализации в дайках скаполитовых пород на Южном Урале 213
Николаев А. Г., Фахардо Бехарано Э. Л., Попов М. П., Сокерина Н. В., Исаенко С. И. Сравнительная характеристика изумрудов из различных генетических типов месторождений по данным термобарогеохимии 215
Кох С. Н., Сокол Э. В., Деев Е. В., Ряполова Ю. М. Травертины Горного Алтая: источники вещества, климатические и тектонические обстановки формирования 218
Малышев А. В., Кислов Е. В. Петролого-геохимические аспекты Холбын-Хаирханского гипербазитового плутона (Восточный Саян) 221
Гуринович М. П. Петрохимические особенности ультрамафит-мафитовых массивов Аргеловщинского комплекса (Беларусь) 224
Девятиярова А. С. Специфическая сульфидная минерализация спурритовых мраморов контактового ореола на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменной Тунгуски) 229
Чайка И. Ф., Васюкова Е. А. Минералогия, геохимия и изотопия лампроитовых пород тобукского комплекса и их связь с Au-рудоносным массивом Рябиновый (Центральный Алдан) 232
Нечаева Е. В., Нечаев В. П. Сравнительная минералогия и геохимия базальтовых полей юга Дальнего Востока 237

Часть 7. Биоминерализация и палеоэкологические реконструкции 241
Лысенко В. И., Михайличенко Т. В., Шик Н. В. Морфологические особенности и литогенез биолитов прокариот миоцена зон глубиной палеодегазации (Юго-Западный Крым) 241
Шиловский О. П., Масленников В. В. Псевдоморфозы пирита по органическим остаткам из среднеюрских отложений Республики Татарстан 245
Киселева Д. В., Шиловский О. П., Шагалов Е. С., Рянская А. Д. Особенности состава и структуры пермских тетрапод Котельничского местонахождения (р. Вятка) и их изменения при фоссилизации как основа для палеоэкологических реконструкций 249
Стрелецкая М. В., Зайцева М. В., Солошенко Н. Г., Киселева Д. В., Силаев В. И. Изотопный состав Sr и Nd ископаемых костных остатков мамонтовой фауны и человека из местонахождений Печорского Приуралья и Среднего Прииртышья 252

Краткие сообщения 257
Свистунов В. В. Особенности минерального состава медно-порфирового рудопроявления Кирганик (Камчатский Край) 257
Мокров Е. А. Химеры местонахождения Ижберда (Оренбургская область) 259
Шелухин Р. В. Особенности строения конечностей верхнемеловых плезиозавроидов местонахождения Ижберда (Оренбургская область) 260
Юсупов И. В., Бусыгин К. А., Иванов М. М. Парк мелового периода на Южном Урале (Оренбургская область) 261

CONTENT

Preface ... 3

Chapter 1. General problems of geology and metallogeny ... 5
Anfilogov V. N. Heat evolution of the Earth ... 5
Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Ayupova N. R., Tseluyko A. S., Simonov V. A. Black smokers of volcanic-black shale associations ... 10
Saveliev D. E. Different rheological behavior of olivine and orthopyroxene under high-temperature plastic deformation of mantle ultramafic rocks: possible reasons ... 15
Simonov V. A., Kotlyarov V. A. Distribution of ore, rare, and rare earth elements in felsic magmatic systems related to the formation of sulfide deposits in ancient subduction (transitional continent-ocean) zones ... 19
Pushkarev E. V. Island arc ankaramites of the Urals and their analogs in dunite-clinopyroxenite-gabbro complexes of the Ural-Alaskan type ... 23
Lalomov A. V. Placer minerageny of the Russian Arctic ... 28
Kislov E. V. Mineral base of nephrite of Buryatia: current conditions, problems, and prospects ... 33
Lysenko V. I. Traces of Triassic paleovolcanism in the western part of the south coast of Crimea ... 37

Chapter 2. Base metal deposits and hydrothermal sulfide fields ... 43
Maslennikov V. V., Ayupova N. R., Maslennikova S. P., Melekestseva I. Yu., Tseluyko A. S., Arkhireeva N. S. Sulfide nodules of massive sulfide deposits: occurrence, geochemistry, and factors of formation ... 43
Vikent'ev I. V. Conditions of massive sulfide formation in paleohydrothermal systems and problems of classification of the Urals deposits ... 48
Plotinskaya O. Yu. Porphyry deposits of the Urals: geological control, age, and geotectonic settings ... 54
Kosarev A. M., Seravkin I. B., Kholodnov V. V., Shafigullina G. T. Tubinskii-Gai paleovolcanic belt: geochemistry of volcanic rocks, massive sulfide deposits, and geodynamic interpretations ... 57
Soroka E. I., Pritchin M. E., Smoleva I. V. Results of physico-chemical studies of vein carbonates of some ore deposits of the Urals ... 61
Safina N. P., Ayupova N. R., Blinov I. A., Artem'ev D. A. Ga-bearing minerals in sulfide breccias of the Shemur massive sulfide deposit, North Urals ... 66
Blinov I. A., Butnyakov A. V. Minerals of the oxidation zone of the Kaban massive sulfide deposit, Central Urals ... 70
Tseluyko A. S. Gold and silver minerals in ore facies of the Yubileynoe massive sulfide deposit, South Urals ... 74
Yartsev E. A., Abramova V. D. Trace element composition of sulfides at the contact of porphyritic gabbro dikes and ores of the Dzhusa deposit, South Urals ... 78
Ageeva O. V. Mineralogy of hydrothermal sulfide fields Pobeda-1 and Pobeda-2, Mid-Atlantic Ridge ... 83

Melekestseva I. Yu., Maslennikov V. V., Belogub E. V., Maslennikova S. P., Danyushevsky L. Trace element composition of sulfides of the Semenov-2 hydrothermal field (13°31.13′ N, Mid-Atlantic Ridge): isomorphism or inclusions? 85

Chapter 3. Ferrous metal deposits 90
Brusnitsyn A. I., Perova E. N., Vereshchagin O. S., Letnikova E. F., Shkol'nik S. I., Ivanov A. V. Stratiform Pb-Zn, Ba, and Fe-Mn ores of the Zhairem ore cluster, Central Kazakhstan: mode of occurrence, composition, and genesis 90
Ayupova N. R., Novoselov K. A. Magnetite ores of the Glubochenskoe Fe deposit, Turgai iron belt 94
Yurichev A. N. Peculiarities of composition of ore chromites from ultramafic rocks of the Syum-Keu massif, Polar Urals 98
Nizamova L. R., Kalistratova E. O. Petrographic features of spinel peridotites of the northern flank of the deposit no. 33 (Middle Kraka massif, South Urals) 101
Glukhov M. S. Application of precise methods for identification of metallic microparticles in sedimentary rocks of the Usolka section, Cis-Uralian trough 103
Badmatsyrenova R. A. Genesis of apatite-titanomagnetite ores of the Arsent'evsky deposit, West Transbaikalia: LA-ICP-MS data 107
Yurichev A. N. Uvarovite from chromitites of the Agardak ultramafic massif, Republic of Tuva 110

Chapter 4. Deposits of platinum group elements 114
Yudovskaya M. A. Open systems as essential formation condition of magmatic PGE deposits 114
Palamarchuk R. S., Stepanov S. Yu. Prospects of primary Pt mineralization of the Veresovoborsky clinopyroxenite-dunite massif, Central Urals 116
Rassomakhin M. A., Zaykov V. V. Composition of platinum group minerals of the Ingul gold placer, South Urals 119
Kutyrev A. V. PGM mineralization of serpentinite veinlets in dunites of the Snegovoi concentrically zonal massif, Koryak Mountains 124

Chapter 5. Gold deposits 128
Znamensky S. E. Gold deposits of the Magnitogorsk megazone, South Urals: a review 128
Ivanova Yu. N. Trace element composition of sulfides and composition of native gold of the Petropavlovskoe porphyry gold deposit, Polar Urals 132
Sidorova N. V., Abramova V. D. Gold-bearing pyrite of the Berezovskoe deposit, Central Urals 135
Stepanov S. Yu., Cherepkov A. A. Petrographic-geochemical features of gold-bearing metasomatites of the northern part of the Berezovskoe ore field, Central Urals 139
Snachev V. I. Dynamics of origination of the Akhunovo granitic pluton and geological control of mineralization at the Buyda area (Magnitogorsk megazone, South Urals) 143

Snachev A. V. Geology of the Larino metamorphic dome and gold potential of carbonaceous rocks of the Bulatovo Sequence, South Urals 147
Oleynikova E. O., Zabotina M. V. Gold of the Altyn-Tash deposit, South Urals 151
Manbetova G. R. Clastic material of the primary bedrock of the Aleksandrovskaya gold placer, South Urals 155
Okulov A. V. Types of gold manifestations of the Topol'ninskoe ore field, Altai krai 159
Okulov A. V. Geological-searching model of the most promising type of gold manifestations of the Topol'ninskoe ore field, Altai krai 164
Mansurov R. Kh. Importance of application of geochemical-mineralogical methods combined with panning in searching works for primary gold in the Yenisei Ridge 167
Myagkaya I. N., Saryg-ool B. Yu., Lazareva E. V., Ishchuk N. V., Zhmodik S. M. Modes of occurrence of gold and silver in ores of the Novo-Ursk deposit, Salair Ridge 171
Khusainova A. Sh., Putin D. G., Naumov V. A., Osovetsky B. M. Gold potential of a placer of the Uderei River basin, Krasnoyarsk krai 176
Chirkov A. S., Khusainova A. Sh. Peculiarities of geomorphological structure and gold potential of the Kopto River valley, Republic of Tuva 180
Ankusheva N. N., Palenova E. E., Shanina S. N. Formation conditions of gold-bearing quartz veins of the Kopylovskoe, Kavkaz, and Kransoe deposits (Bodaybo region, Eastern Siberia): fluid inclusion data 183
Nevol'ko P. A. Gold-sulfide mineralization of the Shong Khien rift structure, NE Vietnam 187
Fominykh P. A., Nevol'ko P. A. Model of formation of mineralization of the Lang Vai gold cluster, Northeastern Vietnam 191
Chaplygin I. V. Exhalative gold of active volcanoes 195

Chapter 6. Topical geological-mineralogical studies 198
Belogub E. V., Lukashova M. V., Blinov I. A., Novoselov K. A., Khvorov P. V. Application of automatic mineralogical analysis on the basis of electron microscopy, optical microscopy, and X-ray diffraction for estimating composition of gold-sulfide ores 198
Artem'ev D. A., Maslennikov V. V., Filippova K. A. Laser ablation inductively-coupled mass spectrometry in mineralogical-geochemical studies of the Institute of Mineralogy UB RAS 201
Ogorodnikov V. N., Polenov Yu. A., Savichev A. N. Carbonatites and nelsonites in veined quartz deposits of the Ufaley metamorphic complex, South Urals 206
Sobolev I. D., Latyshev A. V., Vikent'ev I. V., Kozyreva D. A., Khubanov V. B., Buyantuev M. D. Results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of zircons and first paleomagnetic data for intrusive rocks of the Petropavlovskoe and Novogodnee-Monto deposits, Polar Urals 210
Korinevsky V. G., Korinevsky E. V. Rare metal mineralization in skapolite dikes of the South Urals 213
Nikolaev A. G., Fakhardo Bekharano E. L., Popov M. P., Sokerina N. V., Isaenko S. I. Comparison of beryls from different genetic types of the deposits: thermobarogeochemical data 215

Kokh S. N., Sokolov E. V., Deev E. V., Ryapolova Yu. M. Travertines of the Gorny Altai: matter sources, climatic and tectonic formation settings....218
Malyshev A. V., Kislov E. V. Petrological-geochemical issues of the Kholbyn-Khairkhan ultramafic pluton, Eastern Sayan....221
Gurinovich M. P. Petrochemical features of ultramafic-mafic rocks of the Argelovshchinsky complex, Republic of Belarus....224
Devyatiyarova A. S. Specific sulfide mineralization in the contact spurrite marbles of the Kochumdek River (Pokamennaya Tunguska River basin)....229
Chayka I. F., Vasyukova E. A. Mineralogy, geochemistry, and isotopy of lamproite rocks of the Tobuk complex and their relation to Au-bearing Ryabinovy pluton, Central Aldan....232
Nechaeva E. V., Nechaev V. P. Comparative mineralogy and geochemistry of basaltic fields of the south of the Far East....237

Chapter 7. Biomineralization and paleoecological interpretations....241
Lysenko V. I., Mikhaylichenko T. V., Shik N. V. Morphological features and lithogenesis of bioliths of Miocene prokaryotes of deep paleoseep zones, southwestern Crimea....241
Shilovsky O. P., Maslennikov V. V. Pyrite pseudomorphoses after organic relics from the Middle Jurassic rocks of the Republic of Tatarstan....245
Kiseleva D. V., Shilovsky O. P., Shagalov E. S., Ryanskaya A. D. Peculiarities of composition and structure of Permian tetrapods of the Kotelnich occurrence (Vyatka River) and their alteration during fossilization as a basis for paleoecological interpretations....249
Streletskaya M. V., Zaytseva M. V., Soloshenko N. G., Kiseleva D. V., Silaev V. I. Sm and Nd isotopic composition of relics of the mammoth fauna and a man from the Pechora and Central Irtysh occurrences....252

Brief reports....257

Научное издание

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2017

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И ПРИЧИНЫ РАЗНООБРАЗИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
Материалы Двадцать третьей научной молодежной школы

Рекомендовано Объединенным ученым советом по наукам о Земле Уральского отделения Российской Академии наук

Компьютерная верстка Л. Б. Новокрещеновой
Корректоры:
Е. Е. Паленова, И. Ю. Мелекесцева, Н. Н. Анкушева

ISBN 978-5-7691-2478-5

Подписано к печати 31.03.2017.
Формат 70×100 1/16. Бумага типографская. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 27.5. Уч.-изд. л. 29.8. Тираж 150.

Отпечатано в ООО «ФОРТ-ДИАЛОГ-Исеть»
620142, г. Екатеринбург, пр. Декабристов, 75