

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт минералогии

Министерство науки и образования РФ
Южно-Уральский
государственный университет

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2015**

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР:
ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ**
Материалы Двадцать первой научной молодежной школы

**METALLOGENY OF ANCIENT
AND MODERN OCEANS–2015**

**MINERAL DEPOSITS OF OCEANIC STRUCTURES:
GEOLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY,
AND FORMATION CONDITIONS**
Proceedings of the XXI Scientific Youth School

Миасс
2015

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. 266 с.

ISBN 978-5-7691-2394-8

В сборник вошли материалы XXI научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования» (20–24 апреля 2015 г.). Первая глава сборника традиционно посвящена общегеологическим и геодинамическим аспектам океанических и палеоокеанических обстановок. Рассмотрены методы оценки условий и модели формирования месторождений полезных ископаемых. Отдельные разделы посвящены месторождениям черных и цветных металлов, а также золоторудным месторождениям Урала, Сибири и Кавказа. Представлены результаты изучения современных гидротермальных построек и марганцевых корок и конкреций на дне Атлантического и Тихого океанов. В разделе актуальных геолого-минералогических исследований даны результаты изучения рудовмещающих комплексов, минералов и месторождений нерудного сырья.

Проведение Школы и издание материалов осуществлено при поддержке РФФИ (проект 15-35-10063-мол_г) и ЮУрГУ.

Илл. 56. Табл. 22.

Ответственные редакторы:

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

Члены редколлегии: к.г.-м.н. Д. А. Артемьев, к.г.-м.н. Н. Р. Аюпова, д.г.-м.н. Е. В. Белогуб, д.г.-м.н. В. В. Зайков, к.г.-м.н. К. А. Новоселов, д.г.-м.н. В. А. Попов, к.г.-м.н. Н. П. Сафина

УДК 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans–2015. Mineral Deposits of Oceanic Structures: Geology, Mineralogy, Geochemistry, and Formation Conditions. Scientific edition. – Miass: IMin UB RAS, 2015. 266 p.

ISBN 978-5-7691-2394-8

Proceedings of the XXI Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans–2015. Mineral Deposits of Oceanic Structures: Geology, Mineralogy, Geochemistry, and Formation Conditions” (April 20–24, 2015) include abstracts dedicated to the geology, metallogeny, geodynamics, mineralogy, and geochemistry of mineral deposits from oceanic and paleoceanic structures. The individual chapters are devoted to research methods and estimation of formation conditions of the deposits, gold deposits and deposits of ferrous and base metals of Urals, Siberia, and Caucasus including black smoker systems and Mn crusts and nodules from the Atlantic and Pacific oceans. A special chapter consists of abstracts, which present the results of study of ore-hosting complexes, minerals, and non-metallic deposits.

Holding of the School and abstract publishing is supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 15-35-10063-мол_г) and South-Urals State University.

Figures 56. Tables 22.

Editors-in-Chief:

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

Editorial board: D. A. Artem'ev, N. R. Ayupova, E. V. Belogub, Professor V. V. Zaykov, K. A. Novoselov, Professor V. A. Popov, N. P. Safina

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XXI научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования». 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 1995–2014 гг. в Школе участвовало более 1000 студентов из многих российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Бурятского, Воронежского, Иркутского, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Сибирского, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Южного, Южно-Российского технического, Южно-Уральского, Челябинского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого, Киевского, Криворожского, Львовского, Харьковского), Белоруссии (Белорусского), Казахстана (Рудненского индустриального).

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

дения 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 2015 г. оказана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 15-35-10063-мол_г) и Южно-Уральским государственным университетом.

**Оргкомитет XXI научной молодежной школы
«Металлогения древних и современных океанов–2015»**

Масленников В. В., проф., Институт минералогии УрО РАН – *председатель*
Зайков В. В., проф., Институт минералогии УрО РАН – *почетный председатель*
Анфилов В. Н., чл.-корр. РАН, Институт минералогии УрО РАН
Аюпова Н. Р., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Баррига Ф., проф., Лиссабонский университет (Португалия)
Белозуб Е. В., д.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН – *зам. председателя*
Бортников Н. С., акад. РАН, ИГЕМ РАН
Вотьяков С. Л., акад. РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН
Жуков И. Г., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Зайкова Е. В., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Коротеев В. А., акад. РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН
Кривовичев В. Г., проф., Санкт-Петербургский государственный университет
Лисицын А. П., акад. РАН, Институт океанологии РАН
Мелекесцева И. Ю., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН – *ученый секретарь*
Новоселов К. А., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Пучков В. Н., чл.-корр. РАН, Институт геологии УНЦ РАН
Симонов В. А., д.г.-м.н., Институт геологии и минералогии СО РАН
Синяковская И. В., доц., Миасский филиал Южно-Уральского государственного университета
Скотт С., проф., Университет Торонто (Канада)
Теленков О. С., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН
Херрингтон Р., проф., Музей Естественной истории (Лондон, Великобритания)
Моисеев И. Б., к.г.-м.н., Учалинский ГОК
Юминов А. М., к.г.-м.н., Миасский филиал Южно-Уральского государственного университета

Часть 1. ГЕОЛОГИЯ, ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ И ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

**В. В. Масленников^{1,2}, С. П. Масленникова¹, В. А. Котляров¹,
А. Ю. Леин³, Д. Ишияма⁴, Т. Урабе⁵, Р. Р. Ларж⁶, Л. В. Данюшевский⁶**

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

² – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
maslennikov@mineralogy.ru

³ – Институт океанологии РАН, г. Москва

⁴ – Университет Акита, г. Акита, Япония

⁵ – Университет Токио, г. Токио, Япония

⁶ – Университет Тасмании, центр CODES, г. Хобарт, Австралия

Древние и современные гидротермальные «курильщики» Западно-Тихоокеанского островодужного пояса

В последние годы в Институте минералогии УрО РАН, благодаря сотрудничеству с научными сотрудниками Института океанологии РАН, университетов Акиты, Токио и Тасмании, проводится изучение минералого-геохимических особенностей миоценовых (рудный район Хокуроко) и современных гидротермальных «курильщиков» Западно-Тихоокеанского островодужного пояса (рис.). Кроме традиционной микрозондовой диагностики минералов в Институте минералогии УрО РАН, авторами в университете Тасмании получены данные по типохимизму сульфидов гидротермальных труб методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС).

Сульфидные трубы, собранные нами на медноколчеданно-полиметаллических месторождениях района Хокуроко, образуют ряд от халькопиритовых и сфалерит-халькопиритовых разновидностей к сфалерит-баритовым и баритовым. Оболочка многих халькопиритсодержащих труб (месторождения Матсумайн, Матсуки, Ханава, Фурутобе) состоит из сфалерита или барита с примесью галенита, тетраэдрита и эвгедрального пирита. Каналы последовательно сложены халькопиритом, сфалеритом и баритом в ассоциации с галенитом, теннантитом или борнитом. Вместо изокубанита, характерного для современных «черных курильщиков» СОХ, встречаются халькопирит-борнитовые решетчатые срастания. Характерная особенность сульфидных труб из месторождений куроко типа – широкое развитие электрум-галенит-блекловорудной ассоциации, иногда с сульфосолями Ag, сульфидами Ag и Bi. Баритовые трубы, обнаруженные среди пиритовых руд рудника Тсутсумизава (Ханаока) и Ушинотаи-Ниши (Косака) [Shimazaki, Horikoshi, 1990; Shikazono, Kusakabe, 1999], образованы пластинчатыми агрегатами барита, содержащего микровключения фрамбоидального пирита, сфалерита и галенита, а также эвгедральных кристаллов кварца. Гораздо реже встречаются ангидрит и халькопирит.

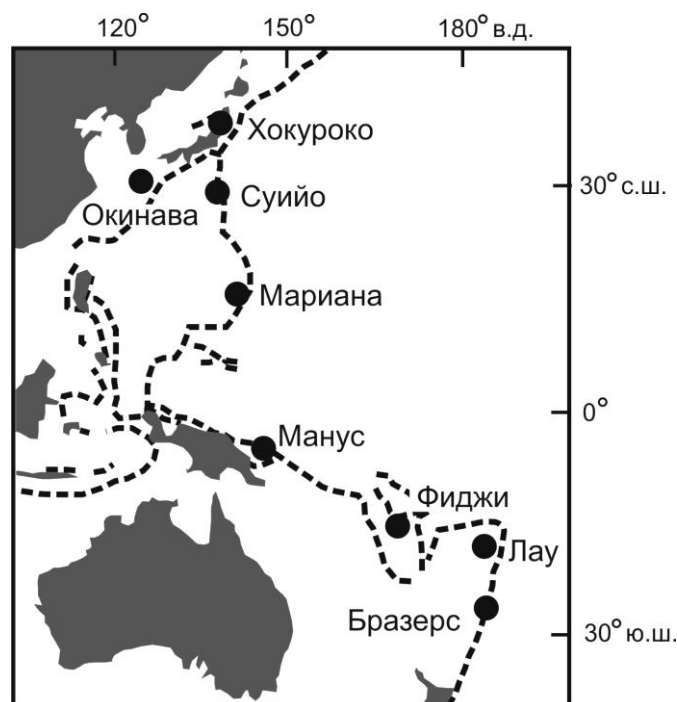


Рис. Схема расположения гидротермальных районов и полей в Западно-Тихоокеанском поясе.

По геологической позиции гидротермальные поля современных «курильщико-ков» Западно-Тихоокеанского островодужного пояса подразделяются на четыре типа: 1) на базальтовом основании в задуговых бассейнах; 2) на дацит-андезит-базальтовом основании в околодуговых рифтах; 3) на дацитах в кальдерах внутридуговых вулканов центрального типа; 4) на осадочно-риолитовом основании в задуговых окраинно-континентальных рифтах [Богданов и др., 2006].

К *первому* типу относятся гидротермальные поля задуговых бассейнов Марианского трога, Северный Манус, Северный Лау и Центральный Лау, а также Северный Фиджи. Несмотря на то, что гидротермальные трубы этих полей образованы на островодужных толеитах, по составу они подразделяются на две минеральные разновидности. К первой разновидности относятся ангидрит-пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы бассейнов Северный Фиджи и Центральный Лау. По последовательности минералообразования, присутствию пирротина и ангидрита эти трубы напоминают «черные курильщико-ки» СОХ за исключением более высоких содержаний свинца и золота [Бортников и др., 1993]. Вторая разновидность представлена халькопирит-барит-сфалеритовыми трубами гидротермального поля Венский Лес (Северный Манус) и полей бассейна Северный Лау и Марианского трога. Основными рудными минералами, слагающими гидротермальные отложения полей бассейна Северный Манус, являются сфалерит, вюртцит, барит, пирит, марказит и халькопирит, реже встречаются галенит и сульфосоли серебра и сурьмы.

Типичными представителями гидротермальных полей *второго* типа, сформированных в проксимальных задуговых центрах спрединга, являются поля хребтов Валу-Фа (поля Ваи Лили, Уайт Черч, Хине Хина) и Пуал (поле Пакманус). В пределах полей развиты вулканы среднего и кислого составов. В южной части бассейна Лау, в пределах хребта Валу-Фа, обнаружены три формирующиеся халькопирит-барит-сфалеритовые, пирит-марказитовые и сфалерит-баритовые трубы, обогащенные самородным золотом, борнитом, теннантитом, галенитом и сульфосолями Pb-As [Fouquet et al., 1993].

Гидротермальные поля *третьего* типа, формирующиеся в кальдерах внутридуговых вулканов, по ассоциации с дацитами и составу «черных курильщиков» напоминают предыдущий тип. Типичными представителями являются поля вулканов Суйо и Бразерс.

Вулкан Суйо располагается в пределах внутридугового бассейна Идзу-Бонинской океанической островной дуги. Характерная особенность сульфидных труб – обилие не только пирита, но и халькопирита и барита при подчиненном количестве сфалерита. Электронно-микроскопический анализ выявил минералы мышьяка: реальгар, аурипигмент и миметезит ($\text{Pb}_5(\text{AsO}_4)_3\text{Cl}$), при повышенных содержаниях золота (до 162 г/т) [Magumo et al., 2008]. В изученной нами трубе, наряду с этими минералами, в незначительном количестве присутствуют теннантит, галенит, аурипигмент, ангидрит и борнит. Гидротермальные трубы вулкана Бразерс подразделяются на барит-ангидрит-халькопиритовые, барит-борнит-халькопиритовые, халькопирит-барит-сфалеритовые и барит-сфалеритовые. В этом же ряду нарастает роль барита, второстепенных реальгара и аурипигмента, исчезают теллуриды висмута и золота, самородные висмут и теллур, пирротин, гематит и иорданит. Во всех трубах широко представлены теннантит и галенит. В борнит-халькопиритовых трубах присутствует энаргит [Berkenbosch et al., 2012]. Восточнее поля Пакманус на гидротермальном поле Сюзетта, сформированном на вершине околосадкового вулкана Сусу Нол, встречаются аналогичные разновидности труб, богатые халькопиритом и борнитом. В трубах, кроме пирита, барита, марказита, сфалерита, галенита, теннантита и самородного золота, нами обнаружены многочисленные микровключения теллуrowисмутита, гессита и самородного теллура.

Типичным представителем обстановок *четвертого* типа является трог Окинава, который возник в результате субдукции Филиппинской океанической плиты под Евразийский континент. Считается, что трог Окинава представляет собой тектонически активный межконтинентальный задуговой бассейн [Halbach et al., 1993]. Наиболее известными являются поля Джейд и Хакурей, расположенные в 3 км друг от друга в кальдере Изена. Сульфидные постройки формируются на алевропелитовом осадочном основании, содержащем до третичные карбонатно-черносланцевые комплексы, а также молодые вулканы бимодальных серий, представленные базальтовыми андезитами, дацитами и риолитами [Shinjo, Kato, 2000; Kawagucci et al., 2010]. На полях распространены барит-колчеданно-полиметаллические постройки «черных курильщиков» и диффузеров. Минеральная зональность сульфидных труб поля Джейд наиболее детально изучена П. Хальбахом и др. [Halbach et al., 1993]. Во внешнем кольце труб мощностью 1–10 см с относительно широкими концентрическими полосками развиты барит и аморфный кремнезем. Вблизи центра канала рудный материал более плотный и состоит из мелко- и крупнозернистого сфалерита с галенитом, иногда образующих тонкие прорастания (что свидетельствует об одновременном осаждении), при подчиненном количестве пирита и халькопирита (в виде «халь-

копиритовой болезни»). Барит, сфалерит и, в меньшей степени, халькопирит, преобладают над другими сульфидными минералами. В качестве второстепенных и редких встречаются стибнит, реальгар, аурипигмент, колломорфный марказит и фрамбоидальный пирит, ковеллин, галенит, Pb-As сульфосоли, киноварь, пирротин, замещенный марказитом, теннантит-тетраэдрит, дендриты серебра. В опал-баритовой оболочке изученного нами халькопирит-барит-сфалеритового диффузера из постройки поля Хакуреи доминируют включения марказита, колломорфного реальгара и радиально-лучистого аурипигмента, серебристого тетраэдрита в сростании с галенитом. Количество друзовых агрегатов и сростаний галенита, халькопирита и тетраэдрита возрастает к каждому из многочисленных каналов.

По данным ЛА-ИСП-МС халькопирит изученных современных и древних «курильщиков» Западной Пацифики отличается от халькопирита «черных курильщиков» СОХ на один-два порядка меньшими содержаниями Se (3–147 г/т) и Co (0.02–8 г/т) при гораздо более высоких содержаниях Ag (до 254 г/т и более). В халькопирите некоторых труб района Хокуроко и Восточного Мануса (поле Сюзетта), в отличие от «черных курильщиков» СОХ, концентрируется Bi. Однако в трубах поля Сюзетта появление Bi связано с теллурувисмутитом, тогда как в «палеокурильщиках» района Хокуроко носителем Bi является, в основном, виттихенит.

В сфалерите изученных «курильщиков» на порядок меньше Fe (0.5–2 мас. %) и на два-три порядка ниже содержания Co (0–35 г/т) и Sn (1–3 г/т) по сравнению с вюртцитом современных «черных курильщиков» СОХ.

Т а б л и ц а

Средние содержания элементов-примесей в колломорфном пирите гидротермальных труб «курильщиков» Западно-Тихоокеанского пояса (г/т)

Поле		n	V	Mn	Co	Ni	As	Ag	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi
Лау Центр	Б	7	1	109	0.05	6	120	65	5	0.03	2.2	77	483	0.001
		σ	0	33	0.04	6	84	41	6	0.03	1.7	68	367	0.000
Лау Север	Б	17	12	9955	0.10	27	1199	60	37	0.07	0.5	1271	1399	0.002
		σ	19	3695	0.06	22	897	13	32	0.12	0.2	841	869	0.002
Венский лес	Б	20	3	2186	0.30	11	770	76	2	0.09	4.4	655	1496	0.002
		σ	1	1371	0.48	3	676	113	3	0.12	5.5	787	1322	0.002
Пакманус	Д	11	1	492	25	12	10322	87	65	0.08	3.4	2346	1327	0.002
		σ	1	309	36	6	5299	255	97	0.10	7.6	1661	1132	0.003
Сюзетта	А	36	1	263	7	11	6756	268	204	0.32	25.7	1488	3111	0.85
		σ	1	165	22	10	5742	491	471	0.49	43.5	3431	5681	3.50
Суйо	Д	7	3	2624	7	70	4250	123	12	0.12	3.9	1512	1155	0.16
		σ	1	1622	7	56	1276	212	4	0.13	2.0	432	350	0.09
Хокуроко	Д	16	4	568	21	34	7991	2304	675	0.64	10.9	1372	10889	244
		σ	5	482	38	53	6773	3048	1037	0.85	10.3	1652	13799	556

Примечание. А – андезиты, Б – базальты, Д – дациты; n – количество проб; σ – стандартное отклонение.

Колломорфный пирит из оболочки труб содержит гораздо больше Pb, Tl, Ag, Au, Sb и As по сравнению с колломорфным пиритом «черных курильщиков» СОХ. Содержания этих элементов возрастают по мере увеличения количества кислых вулканитов относительно базальтов. Максимальные содержания этих элементов установлены для колломорфного пирита гидротермальных труб района Хокуроко и поля Сюзетта (табл.).

Несмотря на разнообразие локальных геологических обстановок, большинство изученных труб характеризуется близкими минералого-геохимическими особенностями, которые можно объединить в единую группу барит-полиметаллических «курильщиков» вне зависимости от состава вмещающих пород. Вместе с тем, следует отметить, что обнаружение теллуридов в трубах «курильщиков» полей Сюзетта и Бразерс наводит на мысль о сходстве их с «курильщиками» колчеданных месторождений уральского или, скорее всего, понтийского типов, также сформированных на вулканитах энсиматических островных дуг. Теллуриды в трубах месторождений Хокуроко пока не обнаружены. Другие «курильщики» (поля бассейна Северный Лау) по присутствию пирротина и низким содержаниям Tl напоминают «черные курильщики» СОХ. «Курильщики» поля Хакурей по составу и геологической позиции сопоставимы с барит-полиметаллическими трубами колчеданных месторождений алтайского типа.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (№ 14-05-00630).

Литература

- Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевиц А. М., Гурвич Е. Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- Бортников Н. С., Федоров Д. Т., Муравьев Г. К. Минеральный состав и условия образования сульфидных построек бассейна Лау (юго-западная часть Тихого океана) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 6. С. 528–543.
- Berkenbosch H. A., de Ronde C. E. J., Gemmel B. J. B. et al. Mineralogy and formation of black smoker chimneys from Brothers submarine volcano, Kermadec Arc // Economic Geology. 2012. Vol. 107. P. 1613–1633.
- Fouquet Y., Von Stackelberg U., Charlou J.-L. et al. Metallogenesis in back-arc environments: the Lau Basin example // Economic Geology. 1993. Vol. 88. P. 2154–2181.
- Halbach P., Pracejus B., Marten A. Geology and mineralogy of massive sulphide ores from the Central Okinawa Trough, Japan // Economic Geology. 1993. Vol. 88. P. 2210–2225.
- Kawagucci S., Shirai K., Lan T. F., Takanata N., Tsunogai U., Sano Y., Gamo T. Gas geochemical characteristics of hydrothermal plumes at the Hakurei and Jade vent site, the Izena Cauldron, Okinawa Trough // Geochemical Journal. 2010. Vol. 44. P. 507–518.
- Marumo K., Urabe T., Gamo A. et al. Mineralogy and isotope geochemistry of active submarine hydrothermal field at Suiyo Seamount, Izu-Bonin ARC, WEST Pacific Ocean // Resource Geology. 2008. Vol. 58. No. 3. P. 220–248.
- Shikazono N., Kusakabe M. Mineralogical characteristics and formation mechanism of sulfate-sulfide chimneys from Kuroko area. Mariana Trough and Mid-Ocean ridges // Resource Geology Special Issue. 1999. № 20. P. 1–11.
- Shimazaki H., Horikoshi E. Black ore chimney from the Hanaoka Kuroko deposits, Japan // Mining Geology. 1990. Vol. 40. № 5. P. 313–321.
- Shinjo R., Kato Y. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough. An incipient back arc basin // Lithos. 2000. Vol. 54. P. 117–137.

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

**Особенности формирования базальтовых комплексов,
вмещающих колчеданно-полиметаллическое месторождение
Кызыл-Таштыг, Восточная Тува**

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Кызыл-Таштыг (Восточная Тува) привлекает внимание многих исследователей и в последние годы является фактически эталонным объектом при выполнении совместных проектов СО РАН (Институт геологии и минералогии) и УрО РАН (Институт минералогии). Во время экспедиционных работ 2014 г. были рассмотрены геологические особенности базальтовых комплексов, залегающих в непосредственной близости с телами сульфидных руд. Собраны также новые коллекции пород, позволившие рассмотреть условия формирования вмещающих Кызыл-Таштыгское месторождение эффузивных толщ.

Детальные исследования юго-восточного борта карьера выявили преобладание базальтовых комплексов среди вмещающих сульфидные руды пород (рис. 1). Особый интерес представляет мощный (до 30 м) горизонт слабоизмененных базальтов (часто со столбчатой отдельностью), падающий под небольшим углом на юго-запад и располагающийся либо несколько выше сульфидных руд, либо фактически с ними на одном уровне (рис. 1). Этот горизонт перекрывается туфами (преимущественно базальтового состава) мощностью до 10 м. Далее вверх по разрезу наблюдается субгоризонтальный «слой» (до 30 м) измененных базальтов, сменяющийся туфами и тектонизированными базальтами и диабазами. К юго-западу все породы интенсивно тектонизированы и разбиты на отдельные блоки. Здесь преобладают туфы (с отдельными фрагментами базальтов), углисто-кремнистые породы и хлорит-серицитовые сланцы.

Наибольший интерес среди базальтовых комплексов вызвали слабоизмененные породы со столбчатой отдельностью, представленные базальтами и диабазами, часто с мелкими вкрапленниками клинопироксенов. Исследования этих пород с сохранившимися магматогенными клинопироксенами дает возможность выяснить палеогеодинамические и физико-химические условия формирования базальтовых комплексов, тесно ассоциирующих с рудными телами Кызыл-Таштыгского месторождения.

Особое значение при изучении древних месторождений имеет установление палеогеодинамической обстановки, в которой формировались рудообразующие структуры. Палеотектоническая позиция Кызыл-Таштыгского колчеданно-полиметаллического месторождения в одних случаях связывается с палеорифтовой зоной Тувино-Байкальского линеамента, заложенной на склоне зачехленного срединного массива в условиях зрелой континентальной коры [Кузбный и др., 2001]. По данным других исследователей [Дистанов и др., 1998] формирование месторождения связано с кембрийскими островодужными комплексами. Существует мнение о развитии колчеданосных зон Тувы в рифтах Саяно-Тувинского окраинного моря [Зайков, 2006]. Проведенные нами ранее исследования [Симонов и др., 1999б] говорят о формировании Кызыл-Таштыгского месторождения в палеогеодинамических условиях системы, состоявшей из островной дуги и развивающегося задугового бассейна.

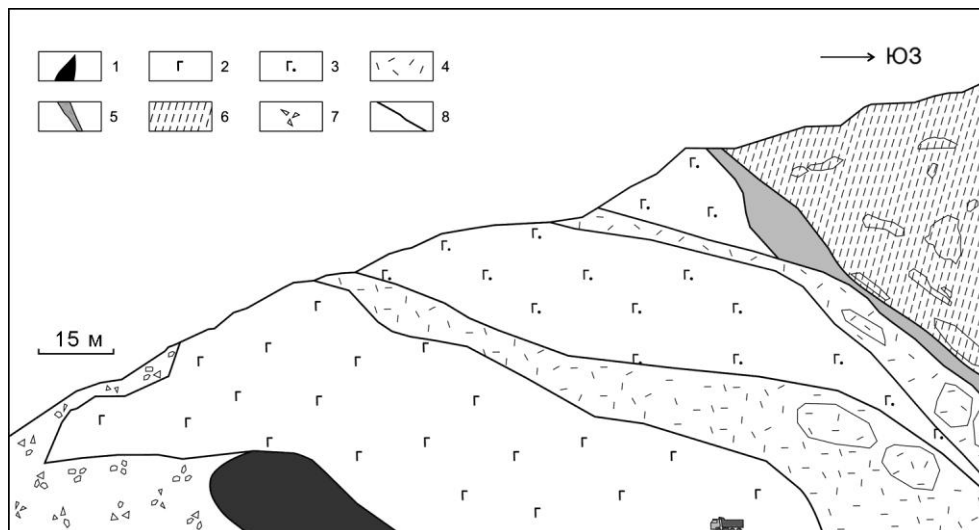


Рис. 1. Схема геологического строения вмещающих Кызыл-Таштыгское месторождение базальтовых комплексов: юго-восточный борт карьера.

1 – сульфидные руды; 2 – слабоизмененные базальты и диабазы со столбчатой отдельностью; 3 – измененные базальты; 4 – туфы, туфобрекчии; 5 – углеродисто-кремнистые породы; 6 – хлорит-серицитовые сланцы, туфы; 7 – осыпи; 8 – геологические границы.

Среди собранных в 2014 г. образцов эффузивных пород наиболее детально изучены слабо измененные базальты и диабазы со свежим клинопироксеном как в виде вкрапленников (до нескольких миллиметров), так и в основной мелкозернистой массе. По соотношению суммы щелочей и SiO_2 породы принадлежат сериям нормальной щелочности, а по отношению $\text{FeO}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ они являются толеитами. На диаграмме $\text{TiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ эффузивы располагаются в поле базальтов задуговых бассейнов. По петрохимическим данным устанавливается фракционирование магм с падением алюминия и ростом железистости в остаточных расплавах.

Значительный объем новых данных был получен в результате анализа неизмененных клинопироксенов, которые, несмотря на кембрийский возраст пород, сохраняют первичную информацию об условиях развития магматических систем. Изученные пироксены по соотношению миналов ($\text{En}-\text{Wo}-\text{Fs}$) являются авгитами и близки к данным для клинопироксенов, кристаллизовавшихся в присутствии воды при давлениях около 2 кбар [Gaetani et al., 1993]. Вкрапленники часто зональны: от центра кристалла к краю увеличиваются содержания титана, алюминия, кальция и снижаются количества железа, марганца, магния.

По соотношению TiO_2-FeO (рис. 2) клинопироксены базальтов, вмещающих месторождение, располагаются на границе между океаническими и островодужными минералами и попадают в большинстве случаев в поле пироксенов из эффузивов задугового бассейна Лау (Тихий океан). На тройной диаграмме $\text{SiO}_2/100-\text{TiO}_2-\text{Na}_2\text{O}$ точки клинопироксенов приурочены к полю минералов океанических базальтов типа MORB и островодужных толеитов. Почти все они находятся в области пироксенов задугового бассейна Лау. На диаграмме $(\text{Ti}+\text{Cr})-\text{Ca}$ клинопироксены показывают островодужные характеристики, но часть из них соответствует минералам из базальтов

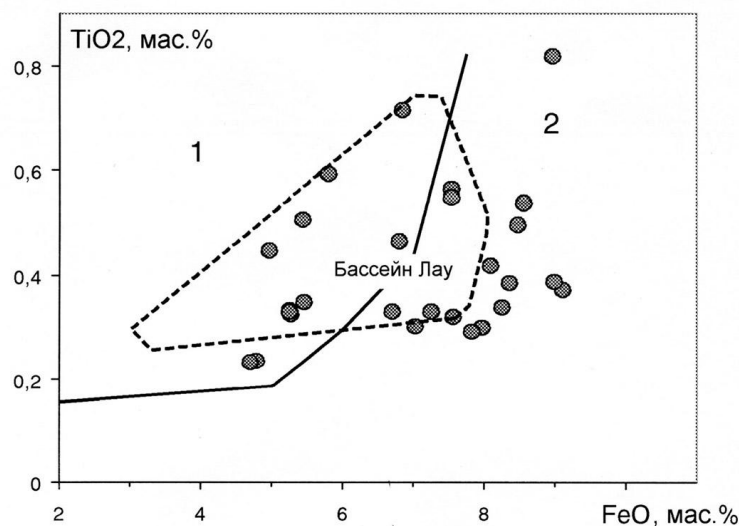


Рис. 2. Диаграмма TiO_2 – FeO для клинопироксенов из базальтов, вмещающих месторождение Кызыл-Таштыг.

Области клинопироксенов из базальтов срединно-океанических хребтов (1) и островных дуг (2). Пунктиром показано поле клинопироксенов из базальтов задугового бассейна Лау в Тихом океане.

спрединговых зон типа MORB. При этом подавляющее большинство данных находится в поле пироксенов бассейна Лау.

На основе полученных данных можно оценить параметры магматических систем, сформировавших вмещающие базальтовые комплексы Кызыл-Таштыгского месторождения. Расчетное моделирование проводилось по программе PETROLOG [Dapkushevsky, Plechov, 2011] с использованием химического состава слабоизмененного базальта со свежим клинопироксеном. Учтено, что согласно особенностям своего состава (соотношение миналов Wo – En + Fs) пироксены образовались при давлении до 2 кбар в присутствии воды. Принимая во внимание содержание H_2O 0.94–1.1 мас. % в стеклах расплавных включений в минералах из базальтов современного окраинного бассейна Вудларк (Тихий океан) [Симонов и др., 1999а], содержание воды в базальтовых расплавах Кызыл-Таштыгского рудного поля могло достигать 1 мас. %.

Компьютерное моделирование показало, что ликвидусная кристаллизация клинопироксенов из рассмотренных базальтов (1–2 кбар, 0.5–1 мас. % H_2O) происходила при температурах 1100–1165 °С. Расчетная магнезиальность минерала (Mg\# 80–81.5) близка к реальным измеренным параметрам проанализированных пироксенов (Mg\# 79–80). Расчеты по составу клинопироксенов с использованием минералогических термометров и барометров [Перчук, 1980; Ащепков, 2001] показали сходные результаты (0.7–1.5 кбар, 1100–1145 °С), свидетельствуя одновременно о возможности более высоких параметров кристаллизации пироксенов: 2.5–3.5 кбар, 1200–1260 °С. Расчетные температуры согласуются с установленными ранее по расплавленным включениям температурными характеристиками кристаллизации базальтов в районе месторождения Кызыл-Таштыг – 1130–1210 °С [Симонов и др., 1999а].

Таким образом, проведенные исследования показали, что базальтовые комплексы, вмещающие Кызыл-Таштыгское колчеданно-полиметаллическое месторождение в Восточной Туве, сформировались в условиях древнего задугового бассейна. Кристаллизация пород происходила при температурах 1100–1165 °С и давлении до 2 кбар из расплавов, содержащих значительные (до 1 мас. %) количества воды.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ООО «Лунсин» и ТуВИКОПР СО РАН (г. Кызыл) за помощь при проведении экспедиционных исследований. Работа выполнена при поддержке Проекта совместных исследований СО РАН и УрО РАН.

Литература

- Ащепков И. В. Клинопироксеновый барометр для глубинных пород // Мат. XIV Рос. сов. по эксперимент. мин. Черноголовка, 2001. С. 250.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Гаськов И. В. Полиметаллические месторождения палеоостроводужных систем и континентальных окраин юга Сибири // Мат. конф. «Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления». Иркутск, 1998. С. 233–234.
- Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.
- Кузубный В. С., Макаров В. А., Калеев Е. А. и др. Кызыл-Таштыгский колчеданно-полиметаллический рудный узел Восточной Тувы. Красноярск, 2001. 292 с.
- Перчук Л. Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Доклады Академии наук СССР. 1980. Т. 233. № 6. С. 1196–2000.
- Симонов В. А., Дриль С. И., Кузьмин М. И. Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // Доклады Академии наук. 1999а. Т. 368. № 3. С. 388–391.
- Симонов В. А., Зайков В. В., Ковязин С. В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–1999. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999б. С. 16–23.
- Danyushevsky L. V., Plechov P. Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. Vol. 12. № 7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.
- Gaetani G. A., Grove T. L., Bryan W. S. The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks // Nature. 1993. Vol. 365. P. 332–334.

Д. Е. Савельев

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
sav171@mail.ru*

О критериях определения роли процессов магматизма, метасоматоза и реоморфизма в петрогенезисе мантийных ультрамафитов

В петрологии глубинных пород общепринято отводить ведущую породообразующую роль таким процессам, как 1) кристаллизация магматических расплавов (магматизм); 2) реакционное взаимодействие кристаллических пород с флюидами и/или расплавами (метасоматоз); 3) кристаллизация из гидротермальных растворов и газообразной фазы (гидротермальный петрогенезис); 4) преобразование кристалли-

ческих пород в твердом состоянии без существенного привноса-выноса химических элементов (РТ-метаморфизм) и 5) перераспределение минерального вещества в твердом состоянии при пластическом течении пород без существенного массопереноса во флюидной фазе и химических реакций (реоморфизм, дислокационный метаморфизм).

Применительно к мантийным (офиолитовым) ультрамафитам, обнажающимся в складчатых поясах, наиболее актуальным является рассмотрение трех из пяти указанных процессов: магматизма, метасоматоза и реоморфизма, поскольку именно эти три модели чаще всего предлагаются для объяснения структурно-вещественных особенностей пород [Кравченко, 1969; Москалева, 1974; Савельев, 2013; Чернышов, Юричев, 2013; Lago et al., 1982].

Любое исследование с целью определения генезиса геологического объекта сталкивается с проблемой выявления процесса (событий во времени) на основе изучения статичного материала (горной породы в месте современного залегания). Один из основных путей, ведущих к преодолению данной проблемы в других областях знаний – воспроизведение природных условий в лаборатории (эксперимент) – в петрологии мантийных ультрамафитов в полной мере невозможен. Только отдельные элементарные процессы на уровне зерен и минеральных агрегатов могут быть воспроизведены в эксперименте (плавление, химическое взаимодействие, пластическая деформация).

Другая возможность – выявление в изучаемых однотипных объектах свидетельств различных переходных стадий одного и того же процесса, которой мы и воспользуемся. Примем следующие допущения: 1) рассмотрим ультрамафитовые комплексы складчатых поясов как «однотипные объекты», соответственно, к «однотипным» будем относить все дунитовые образования среди перидотитов этих комплексов; 2) если предполагаемый процесс действительно был при образовании многих однотипных объектов, то маловероятно, что он прошел во всех случаях до конца, т. е. достаточно часто должны наблюдаться его переходные стадии; 3) процесс характеризовался некоторой длительностью, хотя абсолютный временной интервал этой «длительности» не важен, а важно лишь то, что процесс не мог завершиться мгновенно.

К наиболее однозначным признакам, указывающим на кристаллизацию пород из расплава, относятся следующие: 1) порфиновые структуры со стекловатой основной массой в близповерхностных образованиях; 2) наличие первично-магматической зональности в масштабе зерен минералов и скрытой геохимической расслоенности в масштабе геологических тел; 3) наличие зон закалки в краевых частях интрузивов.

Образование дунитов и хромититов в результате кристаллизационной дифференциации должно сопровождаться асимметричной петрографической и геохимической зональностью, подобно таковой, устанавливаемой в расслоенных интрузиях. Для офиолитовых комплексов этот механизм приходится исключить по следующим причинам: 1) холодные тектонические контакты массивов; 2) сложные структурные соотношения между дунит-хромититовой ассоциацией и перидотитами, эпигенетичность дунитовых жил по отношению к перидотитам; 3) отсутствие скрытой геохимической расслоенности; 4) несоответствие состава порообразующего оливина закономерностям кристаллизационной дифференциации: выдержанные высокие содержания магния и никеля в оливине независимо от положения пород в разрезе, тогда как кристаллизация расплава сопровождается постепенным уменьшением концентрации данных элементов в оливине вследствие высокого коэффициента их распределения между оливином и расплавом [Рингвуд, 1981].

Тем не менее, признаки магматических процессов в ультрамафитовой части офиолитов проявлены довольно широко, но, по-видимому, ограничены поровым и трещинным течением мафитовых расплавов. Первый процесс фиксируется по расплавленным включениям в минералах рестита (оливине, хромшпинелиде). Вторым процессом фиксируются дайками и жилами габбро и пироксенитов, пересекающими дунит-гарцбургитовую полосчатость.

В метасоматическом процессе по определению основная роль принадлежит химическому взаимодействию между кристаллическими частицами или между кристаллами и флюидом (расплавом). Можно предположить, что данный процесс не может проходить мгновенно и должен «оставлять следы» в породах в том случае, когда он был остановлен на промежуточной стадии. Петрографически это должно быть отражено в реакционных взаимоотношениях между минералами. Хорошей иллюстрацией реакционных процессов могут служить петельчатая структура не полностью замещенного серпентином оливина или теневая структура в амфиболизированном пироксене, которые можно часто наблюдать в соответствующих породах.

Все «реакционные» модели образования дунитов с хромовых оруженением предполагают постепенный переход существенно ортопироксеновых парагенезисов в мономинеральный оливиновый, но различными способами: «оливинизация» при проработке магнезиальными или «восстановленными» флюидами [Варлаков, 1978; Макеев, Брянчанинова, 1999; Москалева, 1974; Чашухин, Вотяков, 2009 и др.], либо реакция расплава базальтового или бонинитового состава с перидотитом, ведущая к растворению пироксенов [Батанова, Савельева, 2009; Kelemen et al., 1995; Zhou et al., 1996 и др.].

При реализации реакционных моделей должны всегда фиксироваться постепенные переходы от перидотита к дуниту, причем в зоне контакта должны встречаться химически корродированные зерна пироксенов, реакционные взаимоотношения между пироксенами и оливином, кристаллизовавшиеся расплавные составляющие с выделившимися здесь же мелкими кристаллами хромита и т. д. Однако в реальных дунитах эти признаки обычно не наблюдаются. Часть из них отмечается в плагиоклазовых перидотитах, которые часто сопровождают крупные дунитовые тела [Савельев и др., 2008], однако связь их с дунитами и хромититами не определена. В дунитах же, как правило, отмечается «трещинное» течение расплава, фиксируемое в виде прожилков клинопироксена, занимающих секущее положение по отношению к внутренней структуре пород (струйчатости хромшпинелидов, минеральной сланцеватости) [Савельев и др., 2008]. Кроме того, участие водного флюида или расплава в петрогенезе мантийных ультрамафитов проявляется в виде небольших количеств «амфиболоподобных» фаз в перидотитах, по составу соответствующих паргаситу, обогащенному натрием и хромом [Савельев и др., 2014 и др.], а также в некоторых петроструктурных узорах оливина, соответствующих пластическому течению во «влажных» условиях. Однако роль флюида в вещественных преобразованиях ультрамафитов не доказана.

Рассмотрим факты, которые должны наблюдаться при реализации твердофазного механизма образования дунитов и хромититов. В этом случае переход от перидотитов к дунитам реализуется не химическим, а механическим путем [Савельев, Федосеев, 2011; 2014], что должно быть отражено в постепенном увеличении мощности мономинеральных прослоев поликристаллического оливина. Пироксены, препятствующие пластическому течению, должны мигрировать из центральных частей потока к краям. Неоднородная деформация породообразующих минералов должна

фиксироваться петрографическими и петроструктурными методами. Если твердофазное извлечение хрома из породообразующих минералов действительно было в природных ультрамафитах, то оно должно также фиксироваться петрографическими методами в образцах, где процесс был остановлен на начальной стадии образования дунитовых обособлений.

Все указанные выше признаки действительно наблюдаются в офиолитовых ультрамафитах. Во-первых, во всех разновидностях пород ультрамафитовых частей офиолитовых комплексов отмечаются деформационные структуры и предпочтительная оптическая ориентировка оливина, что говорит о кристаллизации пород в условиях пластической деформации. Во-вторых, наиболее мобильной минеральной ассоциацией комплексов является хромитит-оливиновая (дунитовая), что противоречит магматическому внедрению, но находится в полном соответствии с реоморфической моделью. В-третьих, наряду с постепенными переходами от перидотитов к дунитам, часто отмечаются резкие, когда на контакте с дунитовым телом перидотиты содержат до 30 % пироксенов. Оба типа соотношений хорошо объясняются реоморфической моделью [Савельев, Федосеев, 2011; 2014], вместе с тем последний тип соотношений противоречит постепенному реакционному механизму образования дунитов. Образование новых зерен хромшпинелидов при обособлении мономинерального поликристаллического дунита в зонах пластического течения было показано недавно [Савельев, 2014]. Начальные стадии сегрегации проявляются в образовании нитевидных выделений вдоль границ пластически деформированных зерен оливина, которые в дальнейшем сливаются, формируя ограненные кристаллы. Выявленные в природных образцах структуры по генезису представляют собой аналоги таковых, образующихся в условиях динамического старения металлов, и обусловлены реоморфической сегрегацией примесей. Сегрегация более твердой фазы (хромита) в поликристаллическом оливине также должна способствовать «расслоению» материала со все большим разделением его на высокопластичные существенно оливиновые слои и более прочные, обогащенные сегрегациями хромита.

Таким образом, фактический материал по структурным особенностям, петрографическому и минералогическому составу ультрамафитовых комплексов офиолитов не подтверждает широко распространенных концепций их магматического и/или реакционного происхождения. Породы и руды имеют максимальное количество признаков, свидетельствующих о формировании их в ходе пластического течения мантийного вещества, которое, вероятно, и явилось причиной дифференциации материала в твердом состоянии.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ «р_поволжье_а № 14-05-97001».

Литература

Батанова В. Г., Савельева Г. Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 992–1012.

Варлаков А. С. Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала // В кн.: Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978. С. 63–82.

Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.

Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.

- Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитовосность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.
- Савельев Д. Е. Соотношение структур рудоносной дунит-хромититовой ассоциации и перидотитов в офиолитах (на примере массива Крака) // Литосфера. 2013. № 2. С. 76–91.
- Савельев Д. Е. К вопросу о происхождении пойкилитовых включений оливина в хромшпинелидах из офиолитовых дунитов // Геологический сборник № 11. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 134–146.
- 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., Федосеев В. Б. Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах // Вестник Пермского университета. Серия «Геология». 2014. № 4. С. 22–41.
- Савельев Д. Е., Белозуб Е. В., Котляров В. А. Минералого-геохимическая зональность и деформационный механизм формирования хромитит-дунитовых тел в офиолитах (на примере массива Крака, Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 95–98.
- Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология, петрогеохимия и хромитовосность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2008. 320 с.
- Чащухин И. С., Вотяков С. Л. Поведение элементов семейства железа, оксидометрия и генезис уникальных хромитовых месторождений Кемпирсайского массива // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С. 140–156.
- Чернышов А. И., Юричев А. Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитовосного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31–46.
- Kelemen P. B., Shimizu N., Salters V. J. M. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // Nature. 1995. Vol. 375. P. 747–753.
- Lago B. L., Rabinowicz M., Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: a genetic model // Journal of Petrology. 1982. Vol. 23. № 1. P. 103–125.
- Zhou M.-F., Robinson P. T., Malpas J., Li Z. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): implications for melt–rock interaction and chromite segregation in the Upper Mantle // Journal of Petrology. 1996. Vol. 37. № 1. P. 3–21.

Т. С. Якимов, А. В. Малышев, Е. В. Кислов
 Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
 Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
 yakimov-timur@mail.ru

Состав и условия образования позднепротерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Западного Забайкалья

Тектоническая позиция, вещественный состав и возраст магматических комплексов, формирование которых происходит в глубинных уровнях земной коры, являются одними из фундаментальных проблем петрологии, геохимии и геодинамики. Понимание петрогенезиса этих магматических образований позволяет не только по-новому взглянуть на рост земной коры в протерозое, но и разработать петрологические индикаторы геодинамических обстановок, отражающих мантийно-коровое

взаимодействие. Изучение этих проблем актуально как для решения фундаментальных задач петрологии и геохимии, так и для конкретных прикладных задач, связанных с геологическим картированием метаморфических и магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Главной целью работы являлся анализ этапов, особенностей и источников ультрамафит-мафитового магматизма протерозойского этапа развития Байкальского региона.

Метешихинский массив расположен на хр. Урлак в междуречье рр. Метешиха и Большая. Массив имеет сложное строение: центральную часть составляют мелкие тела дунитов, перидотитов, амфиболовых перидотитов и пироксенитов; основной объем массива (~80 %) представлен различными габброидами [Малышев, 2011].

Все породы Метешихинского массива относятся к толеитам нормального ряда и характеризуются высокой магнезиальностью и низким содержанием TiO_2 и K_2O (рис.). Для ультрамафитов устанавливается тренд изменчивости составов пород, обусловленный фракционированием оливина и клинопироксена. Это проявляется в резком возрастании CaO при уменьшении MgO (см. рис.), содержание глинозема при этом меняется незначительно. Среди мафитов расслоенной серии наблюдается фракционирование плагиоклаза, которое определяется по резкому возрастанию содержания глинозема при уменьшении содержания MgO . По мере увеличения содержания SiO_2 в породах этой ассоциации уменьшаются содержания TiO_2 , Al_2O_3 и CaO (см. рис.).

Для пород массива установлены низкие содержания редкоземельных и других некогерентных элементов. Спектры распределения РЗЭ габброидов Метешихинского массива имеют пологий $((\text{La/Yb})_N = 0.24)$ положительный наклон и положительную Sr и Eu аномалию ($\text{Eu/Eu}^* = 1.9$). Ярко выражены минимумы Th , Nb и Zr с низкими содержаниями и пологим отрицательным трендом тяжелых редких земель, что характерно для пород островодужной серии.

Ar-Ar возраст роговой обманки из габбро составляет 809 ± 8 млн лет, что согласуется с данными о формировании в это время рифейских активных континентальных окраин [Малышев, 2011].

Массив Острая Сопка располагается в 15 км вверх по течению р. Метешиха от Метешихинского плутона. Массив сложен породами двух фаз, которые образуют самостоятельные, несогласные друг с другом тела в пределах единого массива [Малышев, 2011]. По содержанию кремнезема и щелочей породы массива относятся к основным породам нормального ряда (SiO_2 43–53 мас. %, сумма щелочей 0.43–5.0 мас. %) и характеризуются высокой глиноземистостью (7.14–30 мас. % Al_2O_3) и низкой титанистостью (0.1–1.0 мас. % TiO_2), бедны щелочами с преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O} > 4$). Магнезиальность пород колеблется от $\text{Mg}^\# = 60$ в перидотитах до $\text{Mg}^\# = 14$ в лейкогаббро. На вариационных диаграммах MgO –элемент составы пород образуют тренд дифференциации от наиболее меланократовых пород (MgO 14.5 мас. %) до наиболее лейкократовых (MgO 0.4 мас. %). Такие тренды обусловлены как количественным соотношением минералов в породе, так и общим процессом дифференциации в магматической камере.

С уменьшением содержания MgO возрастает содержание SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O (см. рис.), что характерно для пород, образовавшихся в процессе кристаллизационной дифференциации. По мере снижения MgO в породе уменьшается доля оливина и его магнезиальность. Содержание CaO с уменьшением MgO в породах массива остается постоянным, а содержание Al_2O_3 возрастает от 12.5 мас. % в оливиновом габбро до 30 мас. % в лейкократовых разностях габбро, что связано с фракционированием плагиоклаза.

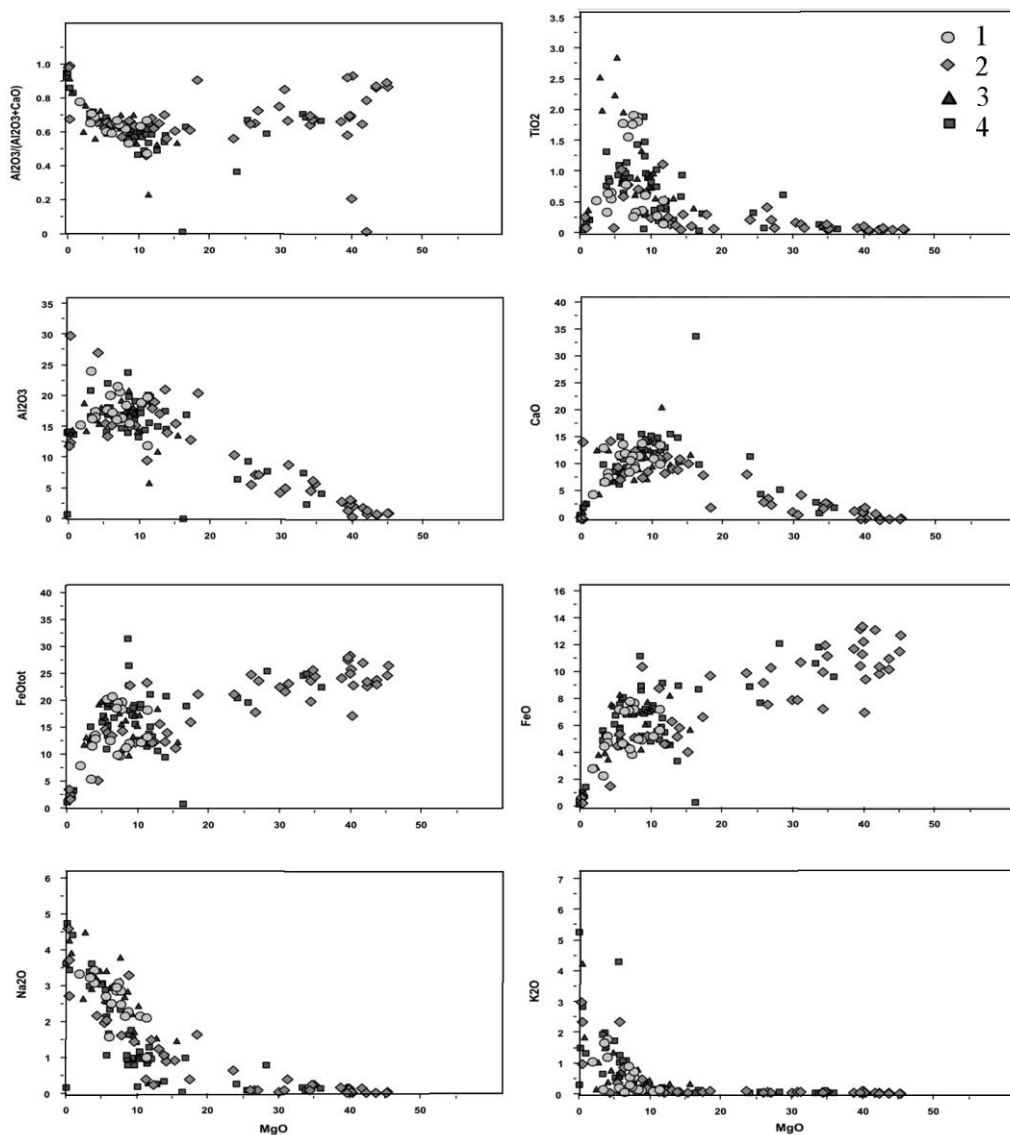


Рис. Особенности петрохимии позднепротерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Западного Забайкалья.

1 – Острая Сопка, 2 – Маринкин, 3 – Урбикан, 4 – Метехишинский.

Для всех пород массива характерны низкие содержания РЗЭ, не превышающие 10 хондритовых единиц, с пологими отрицательными спектрами. Нормализованное к хондриту $(La/Yb)_N$ отношение варьирует от 2.5 до 6.4, отражая обогащение пород легкими лантаноидами. Для всех проанализированных образцов установлена положительная европиевая аномалия $(Eu/Eu^*)_N = 1.7-2.4$, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза. На мультиэлементных диаграммах, нормированных на состав примитивной мантии, выделяются минимумы Ta, Hf, Ti и Zr, а также

обогащение пород крупноионными литофильными элементами и Sr, что, наряду с обогащением легкими лантаноидами, характерно для островодужных базальтов.

Возраст пойкилитового магматического амфибола в габбро составляет 844 ± 6 млн лет [Малышев, 2011]. В целом, ряд геологических и близких петролого-геохимических особенностей позволяет утверждать о генетической близости к Метешихинскому массиву, кроме того, как показывают геохронологические данные, pluton Острая Сопка формировался на позднепротерозойском этапе закрытия Палеоазиатского океана.

Урбиканский интрузивный комплекс прослеживается в субмеридианальном направлении в среднем течении рр. Кабанья и Урбикан на протяжении около 30 км. Массивы залегают в осадочно-вулканогенной толще пород (амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые микрогнейсы с редкими прослоями и линзами мраморов), метаморфизованной в условиях эпидот-амфиболитовой фации, прорваны гранитоидами баргузинского комплекса и часто представляют собой останцы среди гранитоидов.

Восточная часть Урбиканского комплекса сложена дифференцированной серией пород от плагиовестеритов до габброноритов. Вкрапленность магнетита и ильменита неравномерная, иногда прожилковая. Также широко распространена сульфидная минерализация, представленная мелкой сингенетичной пирротин-халькопиритовой вкрапленностью и эпигенетическими обособлениями пирита. Западная часть отделена от восточной разломом с бластомилонитами и полосой вмещающих пород, представленных кристаллическими сланцами и гнейсами.

Северо-западная эндоконтактная часть и отдельные фрагменты юго-восточной представлены габбро, ближе к центру располагаются пироксениты, а центральная часть сложена перидотитами, имеющими друг с другом постепенные взаимные переходы. Габбро и пироксениты в массиве сильно амфиболизированы. В них наблюдается редкая вкрапленность сульфидов. Юго-западнее в эрозионном врезе руч. Якшакан вскрыты амфиболизированные габбро и габбро-пегматиты, где отмечена сульфидная минерализация, приуроченная к контакту массива с вмещающими амфиболитами [Цыдыпов и др., 2006].

Породы Урбиканского комплекса относятся к высокоглиноземистому типу, судя по средним значениям $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$ для основных групп пород комплекса $\tau = 7.6-36.4$ [Цыдыпов и др., 2006].

Получены новые данные по Rb-Sr изотопии: исходя из возраста 700 млн лет, были вычислены первичные изотопные отношения, варьирующие от 0.70171 до 0.70878. Возраст 750 ± 6 млн лет принят за базовый, поскольку пироксениты в ходе кристаллизации комплекса формировались раньше, чем оливинное габбро.

Предположительно, эти структурно-вещественные комплексы сформировались в северо-восточном сегменте Палеоазиатского океана, который представлял собой цепочку окраинных морей разного типа: от островных дуг, до узких задуговых бассейнов.

Маринкин дунит-троктолит-габбровый массив расположен в бассейне руч. Маринкиного в правом борту долины верхнего течения р. Тулдуни (левый приток р. Витим) против устья р. Ирокинда. Он находится в южной части Келяно-Иракиндинской структурно-формационной зоны в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы и контролируется зоной Келяно-Ирокиндинского глубинного разлома. Это типоморфный интрузив маринкиного комплекса [Kislov et al., 2009].

Маринкин массив имеет концентрически-зональное внутреннее строение. Его центральную часть составляют дуниты и плагиодуниты [Kislov et al., 2009]. Ультраосновные породы зачастую преобразованы в аподунитовые, апоплагиодунитовые серпентиниты и серпентин-актинолитовые породы. Периферийные части интрузива интенсивно изменены постмагматическими процессами и, по-видимому, воздействием гранитоидов, превращены в цоизитовые, цоизит- и сосюрит-актинолитовые породы. Рвущие взаимоотношения между ультрамафитами и габброидами не отмечены, на основании чего можно сделать вывод, что все разновидности пород представляют собой внутрикамерные дифференциаты единого расплава.

В пределах дунитового блока преобладают плагиоклазсодержащие дуниты, причем к периферическим участкам количество плагиоклаза в дунитах возрастает. Наиболее контрастная расслоенность с варьированием состава прослоев от плагиодунитов до анортозитов свойственна ближайшему окружению дунитового ядра. Наряду с ритмичным переслаиванием пород имеются участки с незакономерным чередованием дунитов, троктолитов, анортозитов с флексуорообразным изгибом прослоев, асимметричным строением и частым выклиниванием слоев различного состава.

Остальная часть массива, за исключением полей развития измененных под воздействием гранитоидов пород, сложена преимущественно равномернозернистыми лейкотроктолитами [Kislov et al., 2009]. К мафитовой группе пород относятся также габбро, габбронориты и оливиновые нориты, обнаруженные в северо-западной части плутона среди цоизитовых пород. В троктолитах имеются дайки субультрамафитового и ультрамафитового состава, мало отличающиеся от ультраосновных пород центральной части массива. Sm-Nd возраст Маринкинского плутона составляет 825 ± 12 млн лет [Изох и др., 1998]; плутон отнесен к островодужной ассоциации [Цыганков, 2005].

В целом, плутоны имеют общее концентрически-зональное внутреннее строение с ультрамафитовым ядром, причем взаимоотношения ультрабазитов и базитов дают основания полагать о двух фазах становления массивов. Первой фазе соответствуют дуниты, перидотиты и пироксениты, представляющие, по-видимому, кумуляты расплава. Вторая фаза сложена габброидами, относящимися к более поздним дифференциатам. Первичный расплав соответствовал по составу высокомагнезиальному базальту. Все рассмотренные петролого-геохимические критерии позволяют отнести их к островодужным комплексам, что сочетается с геохронологическими данными закрытия в позднем протерозое Палеоазиатского океана с образованием активных континентальных окраин. Остается открытым вопрос: была ли это единая система островных дуг?

Литература

Изох А. Э., Гибшер А. С., Журавлев Д. З. и др. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Доклады Академии наук. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.

Малышев А. В. Новые петролого-геохимические данные по ультрамафит-мафитовым комплексам Западного Забайкалья (Метехинская группа массивов) // Мат. Всерос. молодеж. конф. «Геология Западного Забайкалья». Улан-Удэ: БГУ, 2011. С. 82–95.

Цыганков А. А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.

Цыдыпов Ж. Н., Мехоношин А. С., Кислов Е. В. и др. Геохимия и геохронология ультрамафит-мафитовых пород Урбиканского комплекса // Мат. сов. «Геодинамическая эволюция

литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск: ИГ СО РАН, 2006. Т. 2. С. 206–209.

Kislov E. V., Malyshev A. V., Orsoev D. A. Marinkin massif – platinum metals-nickel-copper locality at Middle Vitim mountain region, East Siberia Northwestern Geology. // Sup. Proc. of XIth International Ni-Cu (Pt) Deposit Symposium. 2009. Vol. 42. P. 185–188.

А. Ю. Альбеков, М. В. Рыборак
Воронежский государственный университет, г. Воронеж
sashaalb@list.ru

Металлогения Хоперского тектонического блока (Воронежский кристаллический массив, Центральная Россия)

Хоперский тектонический блок составляет восточную часть Воронежского кристаллического массива и располагается в пределах Воронежской, Липецкой, Тамбовской, Волгоградской и Ростовской областей. Современные представления о металлогенической специализации слагающих его структурно-вещественных комплексов базируются на результатах многолетнего труда сотен полевых геологов и научных работников, приведенного в многочисленных публикациях и научных отчетах Н. М. Чернышова, С. П. Молоткова, В. М. Богданова, М. Д. Бердникова, В. И. Лосицкого, В. Д. Шобанова и многих других. Согласно современным представлениям, начало палеопротерозойского этапа становления Хоперского блока связано с формированием мощных терригенных флишеидных толщ (воронцовская серия) в условиях пассивной континентальной окраины на коре океанического типа. Предполагается, что основным механизмом, обуславливающим закономерную смену геодинамических обстановок западной части Волго-Уралии после формирования терригенного комплекса в палеопротерозое, является движение Хоперского блока в направлении с востока на запад с погружением под восточную окраину палеократона Сарматия.

С обстановками рассеянного спрединга связывается образование значительного количества мафит-ультрамафитовых массивов (мамонский и еланский комплексы), контролирующих сульфидное кобальт-медно-никелевое платиносодержащее оруденение. В коллизионных условиях формировались гранитоиды бобровского комплекса с неясной металлогенической специализацией. В платформенных условиях происходило формирование трапповых интрузий новогольского комплекса (сульфидное платиноидно-медно-никелевое, платинометальное малосульфидное, платино-ванадийсодержащее титаномagnetитовое малосульфидное оруденение), а также интрузий и покровов щелочного состава, перспективных на редкометальное оруденение (артюшковский комплекс, панинская толща).

Значительные объемы мафит-ультрамафитов мамонского и еланского комплексов, выявленные в связи с ними месторождения и многочисленные проявления сульфидной медно-никелевой золото-платинометальной, малосульфидной платинометальной, платиносодержащей хромитовой и сульфидной платино-золотосодержащей кобальт-медно-никелевой рудных формаций, обуславливают высокий металлогенический потенциал Хоперской провинции.

Рис. Положение Хоперского тектонического блока в структуре Восточно-Европейского кратона.

1–3 – границы: 1 – Евразийского континента; 2 – Восточно-Европейского кратона (ВЕК); 3 – между сегментами ВЕК – Фенно-скандией, Волго-Уралией, Сарматией; 4 – Воронежский кристаллический массив (ВКМ); 5 – контуры Днепровско-Донецкой впадины; 6 – границы Лосевской шовной зоны в пределах ВКМ; 7 – контуры Хоперского тектонического блока; 8 – границы между металлогеническими зонами Хоперского блока: Н-Ж – Новогольско-Жердевская, Н-А – Новохоперско-Архангельская, М-Ш – Мамонско-Шишовская.



Наиболее перспективным в отношении обнаружения промышленно значимых проявлений оруденения является Калачско-Эртильский макроблок, слагающий западную часть Хоперского тектонического блока и характеризующийся наименьшей мощностью фанерозойского осадочного чехла. В его пределах выделяют Мамонско-Шишовскую, Новохоперско-Архангельскую и Новогольско-Жердевскую тектоно-магматические структуры и соответствующие им одноименные металлогенические зоны с характерным соотношением петрографических разновидностей магматитов и пород рамы в каждом из них (рис.).

Мамонско-Шишовская металлогеническая зона расположена в юго-западной части Хоперского блока и включает четыре рудных района (Мамонский, Ширяевский, Песковатский и Казанский) с мелкими месторождениями и рудопроявлениями сульфидных медно-никелевых золото-платиносодержащих руд мамонского типа. Преобладающие в них ликвационные вкрапленные руды ассоциируют с наиболее магнезиальными дифференциатами (дунитами, перидотитами и серпентинитами по ним) с содержанием (мас. %) Ni до 0.5–0.7, Cu 0.71 %, Co 0.04 %, ЭПГ 0.54 г/т при ограниченном развитии богатых густовкрапленных, массивных и брекчиевидных (мас. %, Ni 1.67–5.93, Cu до 4.01 %, Co 0.08–0.19 %, ЭПГ до 1.5 г/т). В составе месторождений мамонского типа богатые (мас. %, Ni 1.25–14.50, Cu 0.44–10.0 %, Co 0.13–2.2 %, Au до 0.9 г/т, ЭПГ 0.6–2.7 г/т) платиноидно-медно-никелевые и никель-кобальтовые руды ассоциируют с широко развитым (до 10–12 % объема формации) разновозрастным дайковым комплексом [Чернышов, 2004].

В пределах **Новохоперско-Архангельской металлогенической зоны** выделяются Анненский, Еланско-Уваровский, Артющковский, Панинский, Демьяновский и Краснопольский рудные районы.

Анненский район включает проявления сульфидной медно-никелевой платиноносодержащей и хромитовой платиноносной рудных формаций (Садовское рудопроявление, мамонский комплекс).

Садовское рудопроявление никеля, меди, кобальта и хрома располагается в эндоконтактной части Анненского лополитообразного базит-гипербазитового интрузива мамонского комплекса. Протяженность интрузива 1 км, площадь выхода на поверхность фундамента 0.6 км² с падением на юго-восток под углом 70–75°. Внутри интрузии через 70–80 м чередуются перидотиты (до 50 % объема массива) как гарцбургитового, так и лерцолитового ряда, дуниты и серпентиниты. Рудная зона имеет мощность 80–200 м, при этом наиболее богатые тела приурочены к серпентинизированным ультрамафитам. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные, участками окисленные. Минералы: главные – пирротин, пентландит, халькопирит, виоларит, пирит; второстепенные – хромит, пирит, магнетит, ильменит, бравит, халькозин, ковеллин, гематит, гидроокислы железа. Отдельные медно-никелевые рудные тела обогащены хромшпинелидами. Они тяготеют к серпентинизированным гарцбургитам и экзоконтактам даек пироксенитов в лежащем боку интрузии. Минералы хромитовых руд: главные – хромшпинелиды, пирит, магнетит; второстепенные – пирротин, ильменит, пентландит, халькопирит.

Еланско-Уваровский район включает месторождения, рудопроявления и пункты минерализации сульфидной платино-золотосодержащей кобальт-медно-никелевой рудной формации еланского типа, а также многочисленные незначительные по масштабам проявления вышеуказанных типов (еланский и мамонский комплексы).

Еланское месторождение никеля приурочено к выходу площадью 5 км² в плане на поверхности докембрийского фундамента норит-диоритовой фазы еланского комплекса на северо-восточном фланге Елань-Коленовского крупного (120 км²) многофазного мафит-ультрамафитового плутона. По геолого-геофизическим данным плутон имеет кольцевое строение. В центральной части преобладают диориты с реликтами кровли, периферия массива сложена норитами. Южный фланг еланских норитов перекрыт габброноритами мамонского комплекса. Мощность осадочного чехла около 250 м. Месторождение состоит из ряда уплощенных столбообразных залежей, имеющих субширотное простирание и падающих под углом 75–89°. Рудные тела оконтуриваются только по данным опробования, внутри них выделяются безрудные блоки норит-порфиритов и дайки диоритов. Протяженность рудных тел по простиранию 400–650 м, по падению – более 1300 м при средней мощности 25.6–77.3 м. Типы руд вкрапленные, вкрапленно-мелкогнездовые, вкрапленно-прожилково-пятнистые, брекчиевидные и массивные с типичным маломедистым высоконикелевым (с повышенным содержанием Со) составом с возрастающей концентрацией ЭПГ по мере перехода от вкрапленных (мас. %, Ni 0.87–1.45, Cu 0.11 %, Со 0.04–0.42 %, ЭПГ 0.30 г/т) к более медистым вкрапленно-прожилковым (мас. %, Ni 6.66, Cu 0.23 %, Pt 0.68 г/т, Pd 1.3 г/т) и ограниченно развитым брекчиевидным и массивным (мас. %, Ni 8.01–14.35, Cu 0.28–1.17 %, Со 0.25–0.32 %, ЭПГ от 0.510 до 1.43 г/т, в отдельных случаях ЭПГ до 12.5 г/т, Au до 2.5 г/т) [Чернышов, 2004]. Минералы руд: главные – пирротин, пентландит, халькопирит; второстепенные и редкие – никелин, герсдорфит, кобальтин, сфалерит, молибденит, галенит, арсенопирит, пирит, марказит, виоларит, аргентопентландит, хромшпинелиды, ильменит, титаномagnetит, магнетит, золото и платина.

Центральное рудопроявление никеля, меди, кобальта локализовано в центральной части Еланского мафит-ультрамафитового массива среди габброноритов. Зона

минерализации имеет северо-западное простирание, размеры в плане 750×1600 м. Ортопироксениты и перидотиты прорваны дайками мощностью до 1 м мезократовых норитов. В рудоносной зоне, прослеженной тремя скважинами по простиранию на 200 м и по падению на 500 м, вскрыто несколько крутопадающих ($65-80^\circ$) рудных тел мощностью 0.3–1.5 м. Оруденение приурочено преимущественно к мелкозернистым пироксенитам. Типы руд вкрапленные и прожилково-шлировые. Главные рудные минералы – пирротин, пентландит, халькопирит, хромшпинелиды.

Елкинское рудопроявление никеля, меди, кобальта размещается в одноименном интрузиве, который имеет форму цилиндра, падающего под углом 80° в северном направлении. Выходы интрузива на поверхность докембрия имеют в плане изометричную форму, площадь выходов около 6 км^2 . Центральная часть массива сложена диоритами, периферия – норитами, прорванными дайками норит-порфиринов и кварцевых диоритов. Рудовмещающими породами являются нориты. Рудная залежь в северо-западной части массива простирается по азимуту $65-76^\circ$ на 450 м с падением на северо-запад под углом $80-85^\circ$. Истинная мощность залежи 35–45 м. Типы руд: вкрапленно-мелкогнездовые, тонковкрапленные, вкрапленно-пятнистые, массивные и брекчиевидные. Главные рудные минералы – пирротин, пентландит, халькопирит. В никелевых рудах присутствует молибденит.

В пределах Новохоперско-Архангельской металлогенической зоны, помимо упомянутых рудопроявлений и месторождений, установлено более 100 потенциально рудоносных массивов мафит-ультрамафитов нескольких формационных типов. Среди последних первоочередное значение имеет крупный (до 120 км^2) Уваровский массив еланского типа, расположенный в Поворинском и Борисоглебском районах Воронежской области.

Новогольско-Жердевская металлогеническая зона находится в северо-восточной части Хоперской металлогенической провинции и совпадает по контурам с платообразным выступом докембрийского фундамента, что обусловлено широким развитием проявлений троктолит-габбродолеритов новогольского траппового комплекса. В настоящее время к новогольскому комплексу достоверно отнесены и заверены бурением лишь два крупных массива – Новогольский (191.3 км^2) и Козловско-Жердевский (около 405 км^2), а Новохоперско-Борисоглебская группа интрузий (около 805 км^2) и расположенные севернее мелкие интрузивы выделяются лишь на основе геофизической информации. Массивы предположительно имеют углы падения от сравнительно пологих ($15-30^\circ$) на бортах до более крутых (60°) ближе к центральной части и сложены сингенетическим рядом пород – от оливиновых габбродолеритов и габбродолерит-троктолитов через оливинсодержащие и безоливиновые разности до долерит-пегматитов.

Рудно-петрологический анализ позволяет обосновать наличие трех формационно-генетических подтипов платинометалльных рудопроявлений: 1) сульфидных платиноидно-медно-никелевых в нижних высокомагнезиальных дифференциатах контактовых зон массивов; 2) платинометалльных малосульфидных проявлений в габбродолеритах (Pt 0.05 г/т; Pd до 0.13 г/т; Au до 0.38 г/т) и в фации долерит-пегматитов (Pt+Pd до 0.04 г/т); 3) платино-ванадийсодержащих титаномagnetитовых малосульфидных в габбродолерит-пегматитах [Альбеков, 2002].

Металлогения бобровского, артюшковского комплексов и панинской толщи изучена в значительно меньшей мере. Отдельным направлением металлогении Хоперского блока является исследование продуцентов взаимодействия магматических и

гидротермальных систем мамонского и еланского комплексов с высокоуглеродистыми образованиями воронцовской серии.

Таким образом, при нынешней степени изученности, наибольший интерес в пределах Хоперского тектонического блока представляют проявления сульфидной кобальт-медно-никелевой платиносодержащей формации, в частности, Еланское и Елкинское рудопроявления, на которых в настоящее время ведутся геологоразведочные работы поисково-оценочной стадии, и ряд интрузий: Уваровский массив, группа проявлений в пределах Мамонского рудного района, траппы новогольского комплекса.

Литература

Альбеков А. Ю. Геология, петрология и минерагеническая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации Воронежского кристаллического массива // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 2002. 24 с.

Чернышов Н. М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: ВГУ, 2004. 448 с.

И. Н. Колбасин

*Российский государственный геологоразведочный университет
(МГРИ-РГГРУ), г. Москва
nestle88@bk.ru*

Магматическая брекчия по перидотиту в районе гидротермального сульфидного поля Семенов-2 (Центральная Атлантика) (научный руководитель А. Н. Перцев)

В медленно-спрединговых обстановках, таких как Срединно-Атлантический хребет (САХ), магматическое формирование базитовой коры чередуется с зонами тектонического растяжения, которое проявляется асимметрично, в виде высокоамплитудных пологих разломов растяжения (детачментов) [Cannat et al., 1995; Smith et al., 2008]. Морфологической особенностью такого тектонического спрединга является то, что вдоль одного из бортов рифтовой долины хребта, в лежащих боках детачментов обнажаются мантийные перидотиты с телами габбро, и эти габбро-перидотитовые массивы (но не ассоциации пород) получили название внутренних океанических комплексов (ВОК) [Karson, Lawrence, 1997]. Другой важной особенностью тектонического спрединга является значительная гидротермальная активность, а также гидротермально-магматическое взаимодействие, непосредственно приуроченные к проницаемым зонам детачментов и ВОК [Силантьев и др., 2011; Jöns et al., 2009 и др.].

В сегменте САХ между трансформными разломами Марафон (12°45' с.ш.) и Зеленого Мыса (15°20' с.ш.) выходы ВОК прослеживаются на 70 % протяженности хребта, а магматическая и тектоническая активность обнаруживают обратную корреляцию [Escartín et al., 2003]. Одним из наиболее интересных объектов этого сегмента является субширотное поднятие к западу от оси САХ на 13°30' с.ш. (рис. 1), описанное

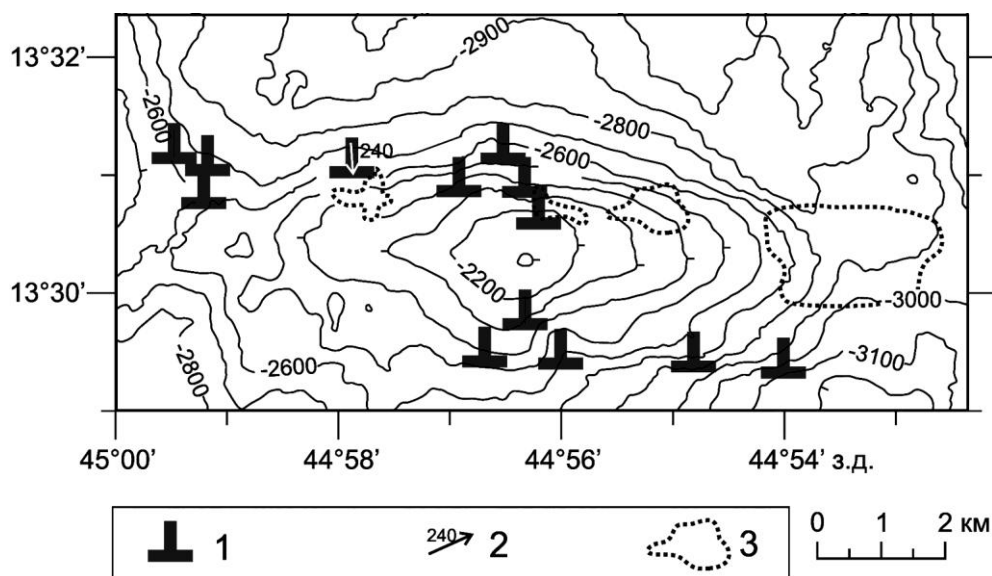


Рис. 1. Батиметрическая схема района поднятия 13°30' с.ш. (модифицировано по [Аранович и др., 2015]).

1 – измененные перидотиты; 2 – линия драгировки, где была поднята изучаемая порода; 3 – контуры гидротермальных сульфидных полей.

как ВОК [MacLeod et al., 2009], в котором была открыта серия гидротермальных сульфидных полей [Beltenev et al., 2009]. Цель данной работы – исследование особенностей минералообразования в перидотитах при тектоническом спрединге. В задачу входило выяснение природы брекчии по перидотиту в поднятии 13°30' с.ш. Работа основана на петрографическом изучении, а также изучении состава и неоднородности минералов. Личный вклад автора состоит в петрографическом исследовании, обобщении и интерпретации данных микронзондового анализа.

Геологические исследования поднятия на 13°30' с.ш. (батиметрия, сонограммы бокового обзора, глубинная видеосъемка и опробование [MacLeod et al., 2009; Beltenev et al., 2009]) показали его существенно габбро-перидотитовый состав. Сохранившиеся реликты первичных перидотитов представлены гарцбургитами и диопсидсодержащими гарцбургитами с высокомагнезильным оливином и протогранулярными крупнозернистыми структурами, характерными для океанской литосферной мантии. Значительная часть перидотитов серпентинизирована или превращена в талькиты.

Структура изученного образца брекчиевая с темными красновато-серыми угловатыми обломками размером от нескольких миллиметров до 6 см и светло-зеленовато-серым матриксом в приблизительно равных объемных соотношениях (рис. 2а). В центральных частях наиболее крупных обломков хорошо сохраняются первичный гарцбургитовый состав и протогранулярная структура. Первичный материал обломков сложен изометричными зернами оливина размером до 3 мм (~85 %), зернами энстатита изометричной и удлиненной формы 0.2–1 мм, иногда в сростках с незначительным количеством диопсида (~10 %) и темно-коричневой хромшпинели (~5 %). Серпентинизация проявлена слабо в виде петельчатых агрегатов хризотила с пылевидным магнетитом по оливину. Края крупных обломков и мелкие обломки полностью замещены

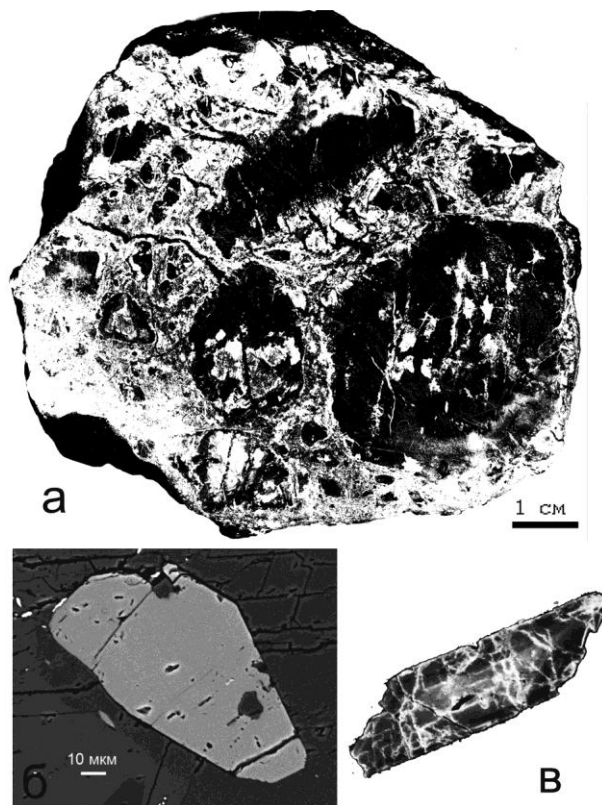


Рис. 2. Минералого-петрографические особенности брекчии по перидотиту: а) общий вид образца; б) включение апатита в титанистом паргасите (фотография в обратно-рассеянных электронах, шлиф); в) зональный циркон (катодоллюминесцентное изображение, шлиф).

магнетит-тальковым криптоагрегатом и окаймлены нематобластовым агрегатом бесцветного амфибола. Матрикс имеет хлорит-амфиболовый и тальк-хлорит-амфиболовый состав (\pm титанит) и характеризуется присутствием реликтовых минералов, не имеющих отношения к перидотиту: коричневой роговой обманки, замещаемой нематобластовыми агрегатами неоднородного бесцветного амфибола, крупных (до 0.5 мм)

зерен магнетита и ильменита, единичных включений апатита (до 50×100 мкм) в роговой обманке (рис. 2б), а также многочисленных зерен циркона размером до 0.2×0.6 мм (рис. 2в).

Оливин, энстатит и диопсид в гарцбургитовых реликтах имеют однородный состав: $Mg/(Mg+Fe)$ (мол. %) составляет 0.91, 0.91 и 0.93 соответственно. Хромшпинель характеризуется $Cr/(Cr+Al) = 0.54$ мол. % при содержании магнетитового минала 5 % и TiO_2 0.2–0.3 мас. %. В оливине локально проявлены микромасштабные неоднородности – это линейные зоны многочисленных изометричных расплавных включений диаметром до 5 мкм, вблизи которых проявлены множественные пластинчатые микровключения размером до 0.5×8 мкм с выдержанной общей ориентировкой. Количественный анализ кристаллических микровключений невозможен ввиду их размерности, однако рентгеноспектральная диагностика показала хромшпинелевый состав с содержанием Ti существенно выше, чем в аксессуарной хромшпинели. Кроме того, в этих зонах зафиксировано заметное снижение $Mg/(Mg+Fe)$ оливина до 0.8.

В матриксе реликты коричневого амфибола имеют состав титанистого паргасита/эденита, характерный для магматических роговых обманок океанической коры [Tribuzio et al., 2000]. В нематобластовых агрегатах с хлоритом, замещающих коричневый амфибол и, в основном, слагающих матрикс, состав амфибола значительно варьирует между магнезиальной роговой обманкой, эденитом и актинолитом; также присутствует куммингтонит. В наиболее крупных зернах циркона проявлена концентрическая катодоллюминесцентная зональность (рис. 2в) с ядром, относительно обога-

ценным Y_2O_3 (0.6 мас. %), и наружной зоной с содержанием Y_2O_3 около 0.1 мас. %. Подобная зональность циркона описана в океаническом плагиограните и объясняется магматическо-гидротермальным переходом [Аранович и др., 2015].

Для интерпретации имеющихся данных принципиально важно реконструировать первичную природу матрикса брекчии. Следует отметить его первичное магматическое происхождение ввиду резкой контрастности состава по отношению к обломкам перидотита (несоизмеримо более высокие содержания Al, Ti, Zr, судя по присутствию соответствующих минералов), наличия титанистого паргасита, а также магматического преобразования оливина с появлением расплавных включений и микронных включений титанистой хромшпинели. Из магматических океанических пород, богатых цирконом (не менее десятка зерен на шлиф), известны только плагиограниты, в том числе и в рассматриваемом ВОК. Однако матрикс брекчии не мог быть плагиогранитом из-за полного отсутствия плагиоклаза или каких-либо продуктов его изменения. Можно предположить, что матрикс брекчии формировался как продукт взаимодействия плагиогранитного расплава с перидотитом в сдвиговой зоне detachment с образованием магматической породы типа горнблендита с акцессорными магнетитом, ильменитом, цирконом и апатитом. Дальнейшее интенсивное замещение матрикса магматической брекчии хлорит-амфиболовыми агрегатами и оталькование перидотитовых обломков было обусловлено магматическо-гидротермальным переходом. Аналогичные ассоциации описаны в разбуренной глубинной зоне detachment на $14^{\circ}43'$ с.ш. САХ и объясняются внедрением плагиогранитного расплава, образовавшегося в результате частичного плавления габброидов при взаимодействии с гидротермальными флюидами – производными морской воды [Jöns et al., 2009].

Таким образом, на основе петрографического и минералогического изучения образца брекчии по перидотиту показаны признаки магматического взаимодействия перидотит/расплав, контрастный состав матрикса и обломков, а также присутствие в матриксе магматических минералов, таких как титанистый паргасит и циркон, обогащенный Y. В качестве интерпретации предполагается внедрение водосодержащего расплава, образовавшегося в зоне detachment при глубинном гидротермально-магматическом взаимодействии.

Литература

- Аранович Л. Я., Прокофьев В. Ю., Перцев А. Н. и др. Гранитный расплав, обогащенный K_2O , в Срединно-Атлантическом хребте на $13^{\circ}34'$ с.ш.: состав и происхождение по данным анализа расплавных включений и минералов габбро-плагиогранитной ассоциации // Доклады Академии наук. 2015. Т. 460. № 6. С. 691–696.
- Силантьев С. А., Краснова Е. А., Каннат М., и др. Перидотит-габбро-трондьемитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе $12^{\circ}58'–14^{\circ}45'$ с.ш.: гидротермальные поля Ашадзе и Логачев // Геохимия. 2011. № 4. С. 339–372.
- Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al. New data about hydrothermal fields on the Mid-Atlantic Ridge between $11^{\circ}–14^{\circ}$ N: 32nd Cruise of R/V Professor Logatchev // InterRidge News. 2009. Vol. 18. P. 14–18.
- Cannat M., Mevel C., Maia M. et al. Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge ($22^{\circ}–24^{\circ}$ N) // Geology. 1995. Vol. 23. № 1. P. 49–52.
- Escartin J., Mével C., MacLeod C. J., McCaig A. M. Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid-Atlantic Ridge core complex at $15^{\circ}45'$ N // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. Vol. 4. № 8. 1067, doi: 10.1029/2002/GC 000472.

Jöns N., Bach W., Schroeder T. Formation and alteration of plagiogranites in an ultramafic-hosted detachment fault at the Mid-Atlantic Ridge (ODP Leg 209) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2009. Vol. 157. № 5. P. 625–639.

Karson J. A., Lawrence R. M. Tectonic setting of serpentinite exposures on the western median valley wall of the MARK area in the vicinity of Site 920 // Proceedings of the ODP Scientific results. National Science Foundation, 1997. P. 5–22.

MacLeod C. J., Searle R. C., Murton B. J. et al. Life cycle of oceanic core complexes // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 287. № 3. P. 333–344.

Smith D. K., Escartín J., Schouten H., Cann J. R. Fault rotation and core complex formation: significant processes in seafloor formation at low-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13°–15° N) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. Vol. 9 (3). P. 1525–2027.

Tribuzio R., Tiepolo M., Thirlwall M. F. Origin of titanite in gabbroic rocks from the Northern Apennine ophiolites (Italy): insights into the late-magmatic evolution of a MOR-type intrusive sequence // Earth and Planetary Science Letters. 2000. Vol. 176. № 3. P. 281–293.

К. Г. Ерофеева

Российский государственный геологоразведочный университет

(МГРИ-РГГРУ), г. Москва

xenin_erofeeva@ya.ru

**Геохимическая информативность закалочных вулканических стекол
на примере 13–14° с.ш. САХ**
(научный руководитель А. Н. Перцев)

Океаническая кора, слагающая около 60 % поверхности Земли, формируется в глобальной системе срединно-океанических хребтов (СОХ), открытых в конце 50-х гг. XX века, представляющих собой подводные поднятия ложа океанов в зонах дивергенции литосферных плит.

В СОХ верхняя часть коры сложена пиллоу-лавами, которые имеют, в основном, однотипный толеитовый состав и называются MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts). Вариации состава MORB контролируются тремя главными факторами: (1) составом магмогенерирующих источников; (2) степенью и механизмами частичного плавления мантийного материала; (3) кристаллизационным фракционированием. Эти факторы по-разному влияют на параметры состава магм. Кристаллизационные процессы в наибольшей степени сказываются на соотношениях главных породообразующих и накоплении несовместимых элементов. Изотопный состав ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) отражает состав магмогенерирующих источников. Соотношения несовместимых элементов в расплавах ($\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, Nb/Zr, La/Sm, Ce/Yb) слабо зависят от кристаллизационных процессов и характеризуют состав магматических источников, а также степень их частичного плавления [Klein, 2005]. Широкое распространение свежих закалочных стекол в современных лавах позволяет непосредственно проследить вариации состава базальтовых расплавов в различных структурах СОХ.

Цель работы – показать первичные различия базальтовых магм и их связь с сегментацией зоны спрединга. Задачей работы является анализ геохимической неоднородности базальтовых магм и его пространственного выражения в изучаемом сегменте САХ.

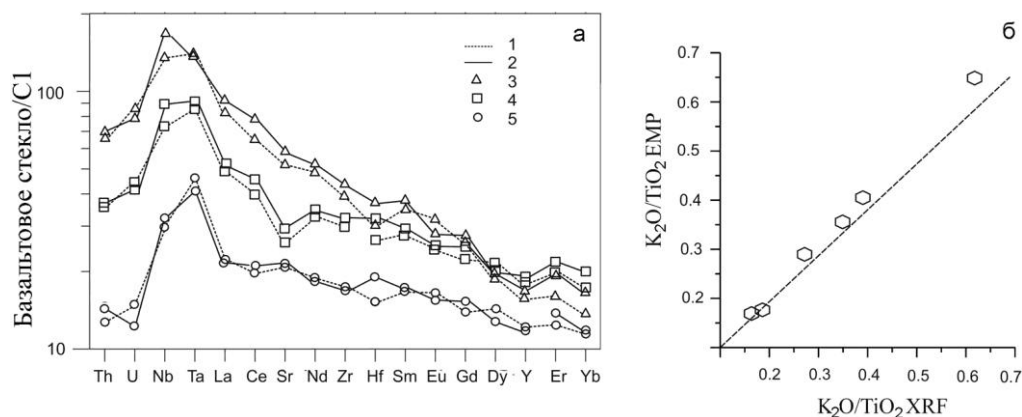


Рис. 1. Спайдер-диаграммы для базальтовых расплавов, нормированных к хондриту, по данным ICP-MS (1) и SIMS (2), где обозначения 3, 4, 5 соответствуют проанализированным образцам (а); корреляция значений K_2O/TiO_2 в закалочных стеклах между полученными данными по EMP и XRF (б).

За несколько лет (с 2005 по 2012 гг.) в ИГЕМ РАН накопилась коллекция закалочных стекол из 54 станций опробования на $13-14^\circ$ с.ш. Срединно-Атлантического хребта (САХ). 64 образца стекол были проанализированы на главные и редкие элементы методами электронно- и ионно-зондового микроанализа соответственно. Личный вклад автора состоял в 1) изучении петрографии лав; 2) пробоподготовке образцов вулканического базальтового стекла для проведения ряда контрольных анализов на главные и редкие элементы методами XRF и ICP-MS; 3) отборе проб неизмененного стекла и базальтовых агрегатов для анализа изотопного состава Sr и Nd методом TIMS; 4) обработке аналитических данных и изучении пространственного распределения вещественных групп лав. В результате проделанной работы показана корректность имеющихся аналитических данных по главным и редким элементам (рис. 1а, б). В добавление к имеющимся петро- и геохимическим данным получены новые данные по изотопному составу Sr и Nd для 27 проб из 25 станций опробования (рис. 2а), что дало принципиально новые представления о вещественных группах базальтовых расплавов и их пространственного проявления.

Изучаемый сегмент САХ ограничен с юга трансформным разломом Марафон ($12^\circ 50'$ с.ш.), а с севера – зоной нетрансформного смещения ($13^\circ 35'-13^\circ 45'$ с.ш.). Данный сегмент имеет многолетнюю историю геолого-геофизических и вещественных исследований. Известна хорошо выраженная асимметрия сегмента, характерная для тектонического спрединга: на протяжении около 75 км вдоль западного фланга хребта в лежащих боках высокоамплитудных пологих разломов растяжения (детачментов) обнажается серия габбро-перидотитовых массивов [Karson, Lawrence, 1997]. Изучение базальтовых лав показало наличие геохимически аномального магматизма, выраженного в обогащении магм несовместимыми элементами при значительных вариациях отношений K_2O/TiO_2 , La/Sm , Ta/Hf , Nb/Zr , соответствующих N- и E-типам MORB, что позволяет предполагать различные мантийные магматические источники, включая высокообогащенные [Bougault et al., 1988; Силантьев, Беляцкий, 1998; Silantyev et al., 1998; Силантьев и др., 2000]. Недавние исследования [Wilson et al., 2013] показали присутствие в 9 км к западу от осевой рифтовой зоны необычных базаль-

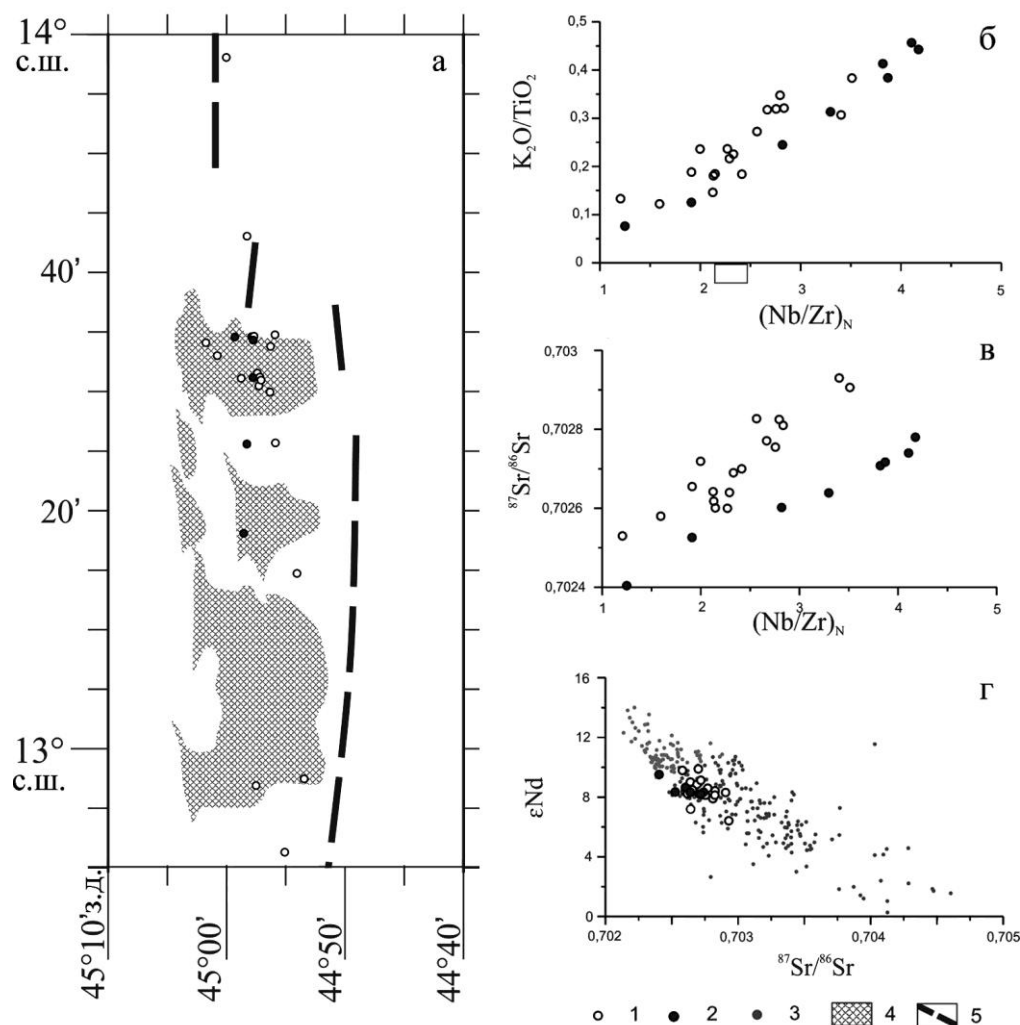


Рис. 2. Станции опробования (а); вариации состава стекол по K_2O/TiO_2 и Nb/Zr (б); вариации состава по $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Nb/Zr (в); сопоставление проб с базальтами САХ (по PetDB) по изотопному составу Nd и Sr (г).

1, 2 – выделяемые группы по составу базальтовых лав; 3 – базальты САХ (по PetDB); 4 – серпентинизированные перидотиты по [Smith et al., 2008]; 5 – осевые зоны САХ по [Smith et al., 2008].

тов, названных M1, экстремально обогащенных несовместимыми элементами без признаков существенного обогащения источника по изотопным характеристикам. Предполагается, что базальты M1 фиксируют этап более раннего осевого вулканизма, который соответствовал аномально низкой степени частичного плавления и началу тектонического спрединга [Wilson et al., 2013].

Значительно более детальное опробование базальтовых лав и, в особенности, закалочных стекол, было проведено в рейсах НИС «Профессор Логачев», в результа-

те чего получены принципиально новые данные о составе и пространственном распределении различных типов магм изучаемого района. Петрографически и петрохимически изучаемые лавы относятся к типичным океаническим толеитовым оливин- и плагиофировым базальтам, за исключением редких субщелочных разностей с самыми высокими отношениями K_2O/TiO_2 , часть которых соответствует М1 (по [Wilson et al., 2013]). Эти разности не содержат плагиоклаз ни во вкрапленниках, ни в основной массе. Вкрапленники представлены только редким оливином, а в раскристаллизованной основной массе преобладает клинопироксен. Обобщение имеющихся аналитических данных по закалочным стеклам показывает единый тренд по соотношениям K_2O/TiO_2 и Nb/Zr , который может соответствовать линии 2-х-компонентного смешения (рис. 2б). Вместе с тем, новые данные по изотопному составу Sr и их корреляция с отношением Nb/Zr позволяют выделить две группы базальтовых магм (рис. 2в). Корреляция изотопного состава Sr и Nd (рис. 2г) хорошо соответствует лавам Атлантики в целом и не позволяет предполагать искажение $^{87}Sr/^{86}Sr$ вследствие контаминации морской водой. Субщелочные базальты, соответствующие М1 (по [Wilson et al., 2013]), близки к наиболее обогащенным членам группы 2. Пространственно точки отбора разностей всей группы 2 располагаются вдоль субмеридиональной линии на протяжении около 30 км (рис. 2а).

В качестве интерпретации полученных данных предполагается, что две вещественные группы магм образовались в результате разных степеней частичного плавления мантийного источника. Так, магмы, аномально обогащенные несовместимыми элементами (судя по отношениям K_2O/TiO_2 и Nb/Zr), могли образоваться при очень низкой степени частичного плавления умеренно обогащенного мантийного источника (судя по отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$) (рис. 2б, в), как это предлагалось ранее для базальтов М1 [Wilson et al., 2013]. Указанные авторы предполагают, что лавы М1 формировались в осевой рифтовой зоне САХ, а затем последовательно отодвигались на запад по мере развития асимметричного спрединга. Однако 30-километровая субмеридиональная линейная зона распространения лав группы 2, установленная в результате более детального опробования, могла быть наложенной внеосевой зоной, поскольку она пересекает структуру перидотитового массива ($13^{\circ}30'$ с.ш.), а также может служить южным продолжением современной осевой зоны на $13^{\circ}40'$ с.ш. (рис. 2а). Дальнейшее изучение петро-, геохимических и изотопных характеристик лав позволит уточнить генезис базальтовых магм и их связи со структурами тектонического спрединга.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 14-05-00958).

Литература

Силантьев С. А., Беляцкий Б. В. Концентрация и изотопный состав стронция, свинца и неодима в мантийных реститах Срединно-Атлантического хребта и их связь с эндогенными и экзогенными факторами аккреции океанской литосферы // Мат. XV Симп. по геохимии изотопов им. акад. А. П. Виноградова. Москва, 1998. С. 260–261.

Силантьев С. А., Карпенко С. Ф., Беляцкий Б. В. Эволюция мантийного субстрата САХ, 14° – 16° с.ш. и $33^{\circ}40'$ с.ш.: временные и вещественные ограничения процессов аккреции океанической литосферы по данным исследования Sm-Nd изотопной системы // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 3/4.

Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.-G. et al. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14° N // Earth and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 88. P. 27–36.

Karson J. A., Lawrence R. M. Tectonic setting of serpentinite exposures on the Western median valley wall of the Mark Area in the vicinity of site 920 // In: Karson J. A. et al. (Eds.). Proc. ODP Sci. Results. 1997. Vol. 153. P. 5–21.

Klein E. M. Geochemistry of the igneous oceanic crust // in: The Crust: Treatise on Geochemistry. Rudnick R. L. (ed.). Oxford, Elsevier–Pergamon, 2005. P. 433–464.

Silant'ev S. A., Casey J. F., Dick H. J. B. et al. How many mantle sources involved in formation of residual peridotites from MAR between 14° and 16° N? // European Geophysical Society. Annales Geophysicae, Part 1, Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Geodesy, Supplement 1 to Volume 16, 1998. P. 294.

Smith D. K., Escartín J., Schouten H., Cann J. R. Fault rotation and core complex formation: significant processes in seafloor formation at low-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13°–15° N) // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2008. Vol. 9 (3). P. 1525–2027.

Wilson S. C., Murton B. J., Taylor, R. N. Mantle composition controls the development of an oceanic core complex // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2013. Vol. 14 (4). P. 979–995.

Часть 2. МЕТОДЫ ОЦЕНКИ УСЛОВИЙ И МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А. В. Чугаев

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

Современные методы изотопного анализа Pb в горных породах и рудах: возможности и ограничения

В изотопной геологии изучение содержаний изотопов различных элементов базируется на применении широкого комплекса методов, которые известны как методы масс-спектрометрии. Они основываются на разделении ионизированных атомов и молекул вещества по их массам (точнее по отношению массы иона к его заряду) в магнитном поле и получении масс-спектров, позволяющих определять относительное содержание изотопов анализируемого элемента. В настоящей работе рассматриваются современные методы анализа изотопного состава Pb, их возможности и ограничения при решении задач Pb-Pb изотопной геохимии. Кроме того, обсуждаются главные факторы, влияющие на точность и правильность измерения изотопных отношений Pb, а также методические подходы, позволяющие их учесть при обработке и интерпретации полученных Pb-Pb данных.

Изучение вариаций изотопного состава Pb в магматических породах и рудах относится к одному из важнейших направлений современных изотопно-геохимических исследований, ориентированных на решение вопросов генезиса магматических расплавов и на идентификацию источников рудных компонентов гидротермальных растворов. Для анализа изотопного состава Pb в различных геологических объектах наиболее широкое применение получили два метода – метод термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS) и метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS).

Термоионизационная масс-спектрометрия появилась более полувека назад и принадлежит к числу старейших методов изотопной геологии. Благодаря постоянно-му развитию приборостроения, внедрению новых технических решений, а также совершенствованию методик изотопного анализа метод TIMS в настоящее время занял лидирующие позиции как в геохронологических, так и в изотопно-геохимических исследованиях, обеспечивая высокую точность измерения распространенностей изотопов целого ряда химических элементов (например, Sr и Nd). В методе TIMS ионизация вещества осуществляется в результате его испарения в виде ионов с металлической подложки (ленты-испарителя), либо при взаимодействии испарившихся молекул с нагретой лентой-ионизатором. До недавнего времени метод TIMS преобладал при выполнении Pb-Pb изотопно-геохимических исследований.

Метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, развитие которого началось в 90-е годы прошлого столетия, основывается на использовании принципиально нового типа источника ионов. В этом методе ионизация вещества осуществляется в высокотемпературной (~ 8000 °C) плазме, что позволяет добиться высокой (близкой к 100 %) эффективности ионизации атомов большинства химических элементов, включая и элементы с потенциалом ионизации более 7 эВ [Пупышев, Сермягин, 2006]. Метод MC-ICP-MS оказал существенное влияние на развитие изотопной геохимии благодаря вовлечению в сферу исследований целого ряда элементов, изучение изотопного состава которых ранее не проводилось или велось ограничено (например, Fe, Cu, Zn, Ag, B, Hf и др.). Применение метода в сфере Pb-Pb исследований позволило выйти на принципиально новый уровень точности в изотопном анализе обыкновенного свинца, что повысило достоверность и надежность геохимической интерпретации получаемых Pb-Pb данных [Чернышев и др., 2007]. Многократное увеличение за последнее десятилетие числа публикаций, в которых представлены результаты изучения изотопного состава свинца методом MC-ICP-MS, свидетельствует о возрастающей роли этого метода в современных Pb-Pb изотопно-геохимических исследованиях и постепенном вытеснении из этой области метода TIMS.

Изотопный анализ свинца относится к одному из наиболее сложных видов масс-спектрометрических измерений по причине высокого потенциала ионизации этого элемента (7.41 эВ) и низкого (~1.4 %) содержания изотопа ^{204}Pb , по отношению к которому принято выражать содержание радиогенных изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb . Точность и правильность получаемых результатов измерения изотопных отношений Pb зависят от целого ряда факторов. Влияние некоторых из них может быть минимизировано за счет оптимизации условий измерений или при проведении соответствующих калибровочных процедур. Напротив, такие факторы как эффект масс-дискриминации (МД), интерференционное наложение пиков изотопов с одинаковой атомной массой, эффект памяти источника ионов и изотопическая чувствительность трудно преодолимы и требуют учета при окончательной обработке аналитических данных. В современных масс-спектрометрах наиболее существенным фактором, влияющим на погрешность изотопного анализа, является МД. Это явление проявляется в том, что отношение регистрируемых ионных токов не отвечает соотношению распространенностей изотопов в анализируемом веществе. Наличие МД обусловлено сложным сочетанием различных физических процессов, протекающих при ионизации вещества, прохождении ионного луча через ионно-оптическую систему и масс-анализатор прибора. Следует отметить, что этот параметр не постоянен и меняется не только от опыта к опыту, но и в ходе отдельного измерения, что затрудняет его учет.

В масс-спектрометрах TIMS фракционирование изотопов по массе происходит, главным образом, при испарении вещества пробы с поверхности разогретой ленты (испарителя). При прочих равных условиях, атомы с меньшим массовым числом испаряются быстрее, чем более тяжелые. Это приводит к обогащению испаряемого с ленты вещества более легкими изотопами и постепенному (по мере истощения пробы) обогащению пробы тяжелыми изотопами. Как следствие, измеряемый изотопный состав пробы в течение большей части времени анализа является «облегченным» по отношению к истинному. Основной вклад в эффект МД на MC-ICP-MS вносят процессы, протекающие в ICP-интерфейсе. Изотопный состав, измеряемый на

ICP-масс-спектрометрах, является «утяжеленным» по отношению к истинному изотопному составу элемента, т.е. эффект МД в приборах этого типа имеет обратный знак по сравнению с TIMS. В количественном выражении суммарный эффект МД в приборах MC-ICP-MS составляет около 1 % на единицу разности масс изотопов для тяжелых элементов и, таким образом, является весьма значительным, тогда как в TIMS при анализе свинца он составляет величину порядка 0.1 % [Чернышев и др., 2007].

Таким образом, коррекция результатов изотопного анализа свинца на эффект МД является обязательной процедурой при обработке Pb-Pb данных. Правильная оценка и учет эффекта масс-дискриминации во многом определяет точность и правильность результатов изотопного анализа свинца. В современной масс-спектрометрии применяются три основных подхода для учета влияния эффекта МД, которые основываются на использовании эмпирических законов изотопного фракционирования [Russell et al., 1978]. В основе этих законов лежит теоретическая модель Рэлея-Ленгмюра, которая может быть применена для описания процессов диффузии и испарения атомов вещества в камере ионного источника TIMS [Habfast, 1998]. Согласно этой модели существует зависимость между степенью фракционирования и разницей масс изотопов измеряемого отношения.

Один из таких подходов – «внутреннее» нормирование, которое может быть реализовано в тех случаях, когда изучаемый элемент, наряду с изотопом с варьирующей распространенностью (радиогенный изотоп), содержит два или более двух изотопов, отношение распространенностей которых является постоянным и может быть использовано в качестве опорного. Корректирование результатов измерений на эффект МД осуществляется путем коррекции (нормирования) текущих измеряемых изотопных отношений по опорному отношению. Этот подход позволяет при работе на современных приборах типа TIMS практически полностью элиминировать эффект МД и измерять изотопные отношения, например, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с погрешностями вплоть до 0.001–0.0005 %. Однако «внутреннее» нормирование не применимо для свинца. Из четырех стабильных изотопов свинца три (^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb), являясь радиогенными, имеют в той или иной степени варьирующие содержания, так что ни одно из возможных отношений в природном свинце нельзя принимать как постоянное. Поэтому при анализе свинца методом TIMS в подавляющей части изотопно-геохимических исследований применяется «внешнее» нормирование, которое основывается на определении суммарного эффекта МД по результатам независимых анализов стандартных образцов, проводимых в тех же условиях, что и анализы изучаемых образцов. По целому ряду причин «внешнее» нормирование не позволяет полностью учесть варьирующий от анализа к анализу эффект МД и существенно ограничивает точность изотопного анализа методом TIMS. В случае обыкновенного свинца полная погрешность измерения изотопных отношений методом TIMS в оптимальных условиях составляет 0.1, 0.15 и 0.2 % для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ соответственно [Чернышев и др., 1983].

В методе MC-ICP-MS при анализе изотопного состава Pb может быть реализован принципиально новый подход к учету эффекта МД. Он заключается в том, что нормирование измеряемого изотопного отношения одного элемента осуществляется по опорному изотопному отношению другого элемента, атомная масса которого близка к атомной массе изучаемого элемента. В случае масс-спектрометрического

анализа свинца учет фракционирования изотопов свинца в ходе анализа проводится по результатам измерения опорного отношения $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$. Нормирование по отношению $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ является «внешним» в том смысле, что измеряемые изотопные отношения одного элемента корректируются по стандартному изотопному отношению другого элемента. С другой стороны, такое нормирование можно считать «внутренним», поскольку: а) все измеряемые изотопы обоих элементов находятся в одном анализируемом растворе; б) измерение корректируемых и корректирующего изотопных отношений происходит строго синхронно в рамках одного анализа; в) данная процедура нормирования учитывает любые изменения условий анализа, влияющие на величину эффекта МД. Точность изотопного анализа Pb в методе MC-ICP-MS почти на порядок превосходит точность метода TIMS и составляет 0.016–0.018 % для изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [Чернышев и др., 2007].

По своей точности метод MC-ICP-MS анализа растворов Pb, трассированных Tl, сопоставим с методом двойного изотопного разбавления [Woodhead, Hergt, 2000; Чугаев и др., 2013]. Хотя метод двойного изотопного разбавления разработан давно, он не получил широкого распространения в области Pb-Pb изотопно-геохимических исследований. Основные причины этого – сложность приготовления трасера, высокая себестоимость и трудоемкость анализа.

В противоположность описанному выше варианту анализа Pb из растворов, в котором реализуется максимальная точность метода MC-ICP-MS, вариант анализа с использованием лазерной абляции (метод LA-MC-ICP-MS) обладает точностью измерения изотопных отношений Pb на 1.5–2 порядка хуже, что обусловлено целым рядом факторов, эффект которых не может быть полностью или хотя бы частично скорректирован [Meffre et al., 2008]. По этой причине метод LA-MC-ICP-MS практически не пригоден в изотопной геохимии свинца за исключением отдельных редких случаев, когда требуется локальность изотопного анализа при невысокой (оценочной) точности конечных результатов измерений.

В заключение отметим, что методы MC-ICP-MS и TIMS взаимно дополняют друг друга при решении различных задач Pb-Pb изотопной геохимии. Так, в случае изучения малых (менее 0.2 %) вариаций изотопного состава Pb в рудах и магматических породах метод MC-ICP-MS имеет очевидные преимущества, тогда как для геологических объектов, характеризующихся значительным масштабом вариаций при низком (менее 5 мкг/г) содержании свинца, метод TIMS оказывается более предпочтительным.

Литература

- Пупышев А. А., Сермягин Б. А. Дискриминация ионов по массе при изотопном анализе методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Екатеринбург, 2006. 132 с.
- Чернышев И. В., Троцкий В. А., Агапова А. А. и др. Изотопный анализ субмикрограммовых проб свинца / В кн.: Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 16–29.
- Чернышев И. В., Чугаев А. В., Шатагин К. Н. Высокоточный MC-ICP-MS изотопный анализ свинца с нормированием по отношению $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: калибровка метода и применение к изучению изотопного состава рудного свинца // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Чугаев А. В., Чернышев И. В., Лебедев В. А., Еремина А. В. Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус (Большой Кавказ, Россия): данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 20–33.

Habfast K. Fractionation correction and multiple collectors in thermal ionization isotope ratio mass spectrometry // *International Journal of Mass Spectrometry*. 1998. Vol. 176. P. 133–143.

Meffre S., Large R. R., Scott R. et al. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. Vol. 72. P. 2377–2391.

Russell W. A., Papanastassiou D. A., Tombrello T. A. Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1978. Vol. 42. P. 1075–1090.

Woodhead J. D., Hergt J. M. Pb-isotope analyses of USGS reference materials // *Geostandards Newsletter*. 2000. Vol. 24. № 1. P. 33–38.

Е. В. Белозуб^{1,2}, Р. Матур³, С.А.Садыков¹, К. А. Новоселов¹

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

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

³ – *Джуната колледж, г. Хантингдон, США*

Первые данные об изотопном составе меди и серы в минералах из руд Удоканского месторождения медистых песчаников (Забайкалье)

Крупнейшее в Евразии Удоканское месторождение медистых песчаников расположено в Забайкальском крае, в центральной части Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны среди карбонатно-терригенных метаморфизованных отложений нижнего протерозоя. Группы согласных линзообразных рудных тел тяготеют к четырем рудоносным уровням. Меденосные осадки представлены комплексом фаций подводной дельты, чередующихся с заливно-лагунными и прибрежно-морскими фациями. Сульфидные руды преимущественно слоистые, вкрапленные и гнездово-вкрапленные, борнит-халькозиновые, реже встречаются линзы пирит-халькопиритового состава. Развитые локально прожилковые руды приурочены к разломам и контакту с дайкой габбро. Зона окисления достигает глубины более 300 м от поверхности. Распространение окисленных руд на глубину контролируется разломами и зонами трещиноватости [Чечеткин и др., 1995].

На генезис Удоканского месторождения существует несколько точек зрения [Чечеткин и др., 1995]. На основании распространения в районе изверженных пород, которые прорывают и метаморфизуют меденосные отложения, присутствия «гидротермальных» минералов и жил И. П. Резников, Ф. И. Вольфсон и В. В. Архангельская считали, что руды месторождения имеют гидротермально-метаморфогенное происхождение. А. В. Сочава предполагал, что медь была привнесена грунтовыми водами из глубинных или экзогенных источников. П. П. Петровский обосновал метасоматическую модель рудообразования и генетическую связь с Чинейским массивом габбро на основании зонального размещения медных проявлений и тектономагматической активности региона. Э. Г. Конников предложил гидротермально-метасоматический механизм образования руд в связи с гипотетическим погребенным базитовым масси-

вом. Б. И. Гонгальский рассматривает проявления меди в магматических (Чинейское) и осадочных (Удоканское) породах как генетически родственные на основании взаимоотношений Чинейского плутона с вмещающими толщами и моделирования фракционной кристаллизации базитовых расплавов. Источником меди в обоих случаях мог быть располагающийся на небольшой глубине базит-гипербазитовый массив. Однако большинство исследователей, детально изучавших Удоканское месторождение, придерживаются первично-осадочной гипотезы его образования с седиментационно-диагенетическим формированием основных руд и признаками регионального и контактового метаморфизма (Н. Н. Бакун, Ю. В. Богданов, Р. Н. Володин, Э. Ф. Гринвальд, Ф. П. Кренделев, Л. Ф. Наркелюк, А. И. Трубочев, В. С. Четкин и др.).

В предлагаемой работе источник вещества при формировании Удоканского месторождения оценивается с помощью изотопный состав меди.

В природе существует два стабильных изотопа ^{63}Cu и ^{65}Cu с распространенностью 69.1 и 30.9 ат. %, соответственно. Величина, характеризующая отклонения изотопного состава образца от международного стандарта (NIST 976, 0.4456) вычисляется по формуле: $\delta^{65}\text{Cu} = ((^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}_{\text{образец}}) / (^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}_{\text{стандарт}}) - 1) \times 1000$.

Первые попытки оценки изотопных соотношений меди в природных объектах проводились с использованием термо-ионизационных масс-спектрометров (TIMS) [Walker et al., 1958; Shields et al., 1965] и не давали достаточной точности и воспроизводимости из-за неполного перехода меди в плазму [Shields et al., 1965]. К концу XX столетия количественное определение изотопов ряда металлов, включая медь, стало возможно благодаря внедрению мультиколлекторных масс-спектрометров с индуктивно-связанной плазмой (MC-ISP-MS).

В ранних работах показано, что $\delta^{65}\text{Cu}$ в магматических породах варьирует в пределах $-0.4...+0.5$ ‰ [Maréchal, 1998], а в халькопирите магматогенных месторождений – от -0.10 до -0.20 , что расценивается как свидетельство изотопной однородности источника [Zhu et al., 2000; Larsen et al., 2003]. Для сульфидов гидротермальных месторождений характерны более широкие вариации $\delta^{65}\text{Cu}$ [Larsen et al., 2003; Maher et al., 2003; Mason et al., 2005 и др.], связанные с многократной ремобилизацией меди в ходе гидротермальных процессов. Значения $\delta^{65}\text{Cu}$ халькопирита из активных труб современных «черных курильщиков» отличаются от такового из более древних построек, что позволило предположить возможность изотопного обмена между отложившимися сульфидами и раствором [Zhu et al., 2000].

Наиболее широкие вариации $\delta^{65}\text{Cu}$ связывают с гипергенезом и сопровождающими его окислительно-восстановительными реакциями [Larsen et al., 2003 и др.]. Более того, возможность «облегчения» меди в реликтовых сульфидах из окисленных руд, по сравнению с первичными, была установлена на примере гидротермальных жил Шварцвальда [Markl et al., 2006].

Картина распределения изотопов меди может усложняться также влиянием бактерий, сорбционных процессов и другими факторами. Экспериментально доказано, что в абиогенных условиях изотопные соотношения меди в растворе соответствуют таковым в растворяемом сульфиде, а в присутствии *Thiobacillus ferrooxidans* медь в растворе более легкая, а тяжелый изотоп концентрируется в аморфных гидроксидах, образующих оболочки вокруг бактериальных клеток [Mathur et al., 2005].

Таким образом, однозначно судить об источнике вещества, опираясь только на изотопный состав меди, нельзя. Традиционно для этой цели используют изотопный состав серы. Разделение изотопов серы в геологических процессах происходит, главным образом, в результате равновесного термодинамического (реакции изотопного фракционирования при высоких температурах, в результате которых сера сульфатов всегда тяжелее серы сульфидов) и кинетического изотопного эффектов (направленные химические реакции при нормальных температурах). Процессы биогенной сульфат-редукции приводят к наиболее значительному изотопному облегчению серы [Фор, 1989].

Т а б л и ц а

Изотопный состав меди и серы в минералах руд Удоканского месторождения

№ п/п	Способ отбора	Минерал	$\delta^{65}\text{Cu} \text{ ‰,}$ NBS	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰,}$ CDT
1	1	сру	-6.00	-8.9
2	1	сс	-0.32	-19.8
3	1	сс	-0.04	-4.2
4	1	brn	-3.30	-10.96
5	1	сру	-2.31	-12.3
6	2	bn-cc	0.82	-4.6
7	2	сру	-1.02	-14.2
8	2	cc-bn	0.40	-16.6
9	2	bn-cc	-0.34	-10.0
10	2	bn-cc	-1.33	-23.9
11	2	сру	1.86	-21.3
12	2	cc-bn	-0.61	2.0
13	1	ant	-0.70	+1.7
14	1	brn	0.90	+3.8
15	1	ma	-0.36	Н.о.
16	1	ma	-1.06	Н.о.
17	1	ant	0.98	-7.3
18	1	brn	1.73	-1.8
19	1	ant	1.12	-0.05
20	1	сс	1.46	-8.9
21	1	ma	-0.56	Н.о.
22	1	brn	-0.27	Н.о.
23	1	brn	-0.27	+1.7

П р и м е ч а н и е . 1 – штучной образец, 2 – концентрат усредненной пробы. Минералы: сс – халькозин, сру – халькопирит, bn – борнит, ant – антлерит, brn – брошантит, ma – малахит. Н.о. – не определялось. Все сульфиды штучных образцов, за исключением ан. 3, отобраны из прослоев, согласных с напластованием пород. $\delta^{65}\text{Cu}$ определены в Джуниата колледже Р. Матуром, ошибка измерений $\sim 0.06 \text{ ‰}$, $\delta^{34}\text{S}$ – в Институте минералогии С. А. Садыковым, ошибка измерений 0.35 ‰ .

Полученные нами первые данные об изотопном составе меди Удоканского месторождения показывают его значительные вариации как в выборке сульфидов, так и кислородных солей меди при общей тенденции утяжеления меди в последних (табл.).

Обращает на себя аномально низкое значение $\delta^{65}\text{Cu}$ халькопирита (ан. 1, табл.). Значения $\delta^{34}\text{S}$ для всех образцов, за исключением ан. 9, отрицательные с большим разбросом. И медь, и сера в кислородных солях преимущественно более тяжелая, чем в сульфидах. Четкой корреляции между $\delta^{65}\text{Cu}$ и $\delta^{34}\text{S}$ нет.

Легкий изотопный состав серы сульфидов позволяет связать их образование с деятельностью сульфат-редуцирующих бактерий, а значительные вариации $\delta^{65}\text{Cu}$ указывают на неоднократные процессы ремобилизации меди с варьирующими значениями $Eh-pH$ среды, что соответствует гипотезе первично-осадочного накопления металла с последующей концентрацией и перераспределением при диагенезе и метаморфизме.

Авторы благодарят ОАО «Байкальская горная компания» за возможность работы на месторождении.

Литература

- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Чечеткин В. С., Володин Р. Н., Наркелюн Л. Ф. и др. Удоканское месторождение медистых песчаников // В кн. : Месторождения Забайкалья М: Геоинформмарк, 1995. Т. 1.
- Larson P., Maher K., Ramos F.C. et al. Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming processes // Chemical Geology. 2003. Vol. 201. P. 337–350.
- Maréchal C., Telouk P., Albarède F. Precise analysis of copper and zinc isotopic compositions by plasma-source mass spectrometry // Chemical Geology. 1999. Vol. 156. P. 251–273.
- Markl G., Lahaye Y., Schwinn G. Copper isotopes as monitors of redox processes in hydrothermal mineralization // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. Vol. 70. P. 4215–4228.
- Maher K., Ramos F., Larson P. Copper isotope characteristics of the Cu (+Au, Ag) skarn at Corocochuayco, Peru // Geological Society of America, Annual Meeting, 2003. Paper 211–4.
- Mason T. F. D., Weiss D. J., Chapman J. B. et al. Zn and Cu isotopic variability in the Alexandrinka volcanic-hosted massive sulphide (VHMS) ore deposit, Urals, Russia // Chemical Geology. 2005. Vol. 221. P. 170–187.
- Mathur R., Ruiz J., Titley S. et al. Cu isotopic fractionation in the supergene environment with and without bacteria // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69. P. 55233–5246.
- Zhu X.K., O'Nions R.K., Gu Y. et al. Determination of natural Cu-isotope variation by plasma-source mass spectrometry: implications for use as geochemical tracers // Chemical Geology. 2000. Vol. 163. P. 139–149.

И. А. Вишневская^{1,2}, Е. Ф. Летникова^{1,2}, С. И. Школьник³, Т. Ю. Черкашина³

¹ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

vishia@igm.nsc.ru

² – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

³ – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

**Изотопный состав Sm и Nd фосфоритов Тувино-Монгольского
и Слюдянского блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса:
источники поступления вещества**

В настоящий момент в современных океанах наблюдаются существенные вариации значений ϵ_{Nd} [Piepgras, Wasserburg, 1980]. Это обусловлено более коротким периодом пребывания неодима в водах океана, чем глобальный цикл водообмена между океанами. Вследствие этого уравнивание его изотопного состава в океанских водах не происходит. Как известно, аэральное и аквальное разрушение пород континентов и дна морей и океанов, вулканическая деятельность, проявляемая как в виде отложений пирокластического материала, так и в виде гидротермальной активности на дне морей, формируют изотопный состав океанической воды. Поэтому для водных масс каждого отдельного бассейна характерны индивидуальные изотопные характеристики Nd в зависимости от преобладающего вклада корового или мантийного вещества, которые наследуются хемоорганогенными осадками [Fanton et al., 2002]. Так, среднее значение ϵ_{Nd} пород древней континентальной коры варьирует в интервале от –10 до –30, активной континентальной окраины – от –9 до –6, образования океанической коры характеризуются более радиогенным изотопным составом Nd, которое изменяется в диапазоне положительных значений. Соответственно, изотопный состав Nd подводных гидротерм задуговых бассейнов активной континентальной окраины и внутриплитных океанических гидротермальных полей должен быть разным: более радиогенный для гидротермальных полей как, например, в Тихом океане ($\epsilon_{Nd} = -3.6...+7.9$ [Piepgras, Wasserburg, 1985]) и более литогенный для задуговых бассейнов [Fanton et al., 2002].

К глобальным флюидным системам в верхней коре можно отнести подводные гидротермальные поля в пределах Мирового океана, где с гидротермами в морскую воду поступает огромное количество вещества. Оно в дальнейшем, в зависимости от миграционных способностей и наличия геохимических барьеров, осаждается на различном удалении от источника поступления, образуя либо металлоносные осадки, либо концентрируя один или несколько элементов, рудопроявления или месторождения. Для рудоносных осадков в зонах современной гидротермальной активности на дне океанов характерны присутствие или отсутствие положительной аномалии Eu, вариации в поведении Ce, специфичный набор редких и рассеянных элементов, а также положительные или близкие к нулю отрицательные значения ϵ_{Nd} [Piepgras, Wasserburg, 1985].

В рамках исследования источников поступления рудного вещества в осадочные бассейны Палеоазиатского океана нами изучены венд-кембрийские фосфориты Хара-Нурского, Хубсугульского и Буренхэнского месторождений Тувино-Монгольского блока и Слюдянского рудопроявления в пределах одноименного блока.

В составе фундамента Тувино-Монгольского блока присутствуют образования архейской Гарганской глыбы, ее неопротерозойская активная континентальная

окраина, породы мезопротерозойской офиолитовой ассоциации дунжугурского комплекса. Этот коллаж перекрыт карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями венда и кембрия. Нижняя часть венд-кембрийского разреза отличается повышенной фосфатноносностью и присутствием крупных месторождений (Хара-Нурское, Уха-Гольское, Буренхэнское и Хубсугульское). Возрастной интервал накопления этих толщ оценивается методом изотопной стратиграфии как 530–540 млн лет [Вишневская, Летникова, 2013].

Анализ геохимических характеристик фосфоритов Хара-Нурского, Хубсугульского и Буренхэнского месторождений позволил установить, что все руды имеют однотипный характер распределения рассеянных и редкоземельных элементов, что является следствием их накопления в пределах шельфа Тувино-Монгольского микроконтинента при пассивном тектоническом режиме [Черкашина, Летникова, 2012]. Для фосфоритов характерно отсутствие Eu аномалии и хорошо выраженная отрицательная Ce аномалия. В плане поставки фосфора в бассейн седиментации модель апвеллинга является более приемлемой, чем размыв коры выветривания. На это указывают значения ϵ_{Nd} в изученных фосфоритах – от –1.8 до –4.3. При этом разновозрастные бокситы Боксонского месторождения в пределах микроконтинента характеризуются вариациями ϵ_{Nd} от –5.4 до –12.7.

Слюдянский кристаллический комплекс является частью Хамардабанского композитного метаморфического террейна. В строении первого можно выделить две фосфатноносные свиты – култукскую и перевальную. В обоих случаях фосфатные руды представлены кварц-диопсид-апатитовыми породами. Общий геохимический облик фосфоритов всех типов руд изученных свит имеет однотипный характер, что свидетельствует о накоплении в едином осадочном бассейне этих отложений. Для них характерна выраженная отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.71–0.82$) и отсутствие Ce аномалии или, в редких случаях, присутствие незначительной отрицательной Ce аномалии ($Ce/Ce^* = 0.93$). Обстановки седиментогенеза отложений слюдянской серии восстанавливаются как задуговые бассейны, для которых характерны базитовый вулканизм, поствулканические гидротермы и привнос пирокластиков [Школьник и др., 2011]. Вероятнее всего, ϵ_{Nd} значения для этих фосфоритов вполне закономерно имеют узкий интервал вариаций (–7.1...–7.4) и отражают изотопный состав вулканических образований активной континентальной окраины.

Комплексное изучение геохимии и изотопии близких по возрасту формирования фосфоритов показало, что они имеют разные источники поступления рудного материала: фосфатные руды Тувино-Монгольского блока образовались за счет апвеллинга в краевых частях шельфа микроконтинента, в то время как фосфатноносные осадки Слюдянского комплекса являются результатом отложения материала гидротерм в пределах задугового бассейна.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов №№ 15-05-04344, ОФМ-11-05-1200.

Литература

Вишневская И. А., Летникова Е. Ф. Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 741–763.

Черкашина Т. Ю., Летникова Е. Ф. Применение аналитических методов для геохимических исследований фосфоритов Севера Монголии // Вестник ИрГТУ. 2012. №. 6. С. 59–65.

Школьник С. И., Резницкий Л. З., Бараиш И. Г. Возможность диагностики задуговых палеобассейнов по высокоградным ортометаморфитам (на примере основных кристаллосланцев Слюдянского кристаллического комплекса, Южное Прибайкалье) // Геохимия. 2011. № 12. С. 1253–1270.

Fanton K. C., Holmden C., Nowlan G. S., Haidl F. M. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and Sm/Nd stratigraphy of Upper Ordovician epeiric sea carbonates // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. Vol. 66. № 2. P. 241–255/

Piegras D. J., Wasserburg G. J. Neodymium isotopic variations in seawater // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. Vol. 50. P. 128–138.

Piegras D. J., Wasserburg G. J. Strontium and neodymium isotopes in hot springs on the East Pacific Rise and Guaymas Basin // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. Vol. 72. P. 341–356.

М. В. Чарыкова, В. Г. Кривовичев

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
v.krivovichev@spbu.ru

Термодинамическое моделирование поведения селена в приповерхностных условиях

Общее число известных в природе минералов селена составляет 109 и включает самородный селен, один оксид селена, 73 селенида, 33 селенита, один селенит-селенат и два селената [Кривовичев, Чарыкова, 2006; Pasero, 2014]. Из приведенных цифр видно, что по числу минеральных видов основное значение принадлежит селенидам, которые во многом подобны сульфидам и образуют с ними соединения переменного состава. Поведение селена в природных процессах во многом определяется поведением серы, чьим геохимическим аналогом он является. При этом наибольшие черты сходства между ними проявляются при повышенных температурах и в восстановительных условиях эндогенного минералообразования, а наибольшие отличия – в низкотемпературных и окислительных условиях экзогенных процессов. В эндогенных условиях сера и селен встречаются, в основном, в виде сульфидов и селенидов, причем из-за различия их кларков в земной коре сульфиды более распространены (около 470 минеральных видов), а все селениды представляют собой редкие и очень редкие минералы. В экзогенных обстановках минералы селена и серы ведут себя по-разному. Сера встречается в самородном состоянии либо в виде сульфатов (около 300 минералов) и очень редко в виде сульфитов (три минеральных вида). Для селена в этих условиях также возможно самородное состояние, но в более окислительной обстановке преобладающей формой его нахождения являются селениты (33 минеральных вида), а селенат-ион установлен только в трех редких минералах.

По условиям образования природные селениты отчетливо разделяются на две группы [Кривовичев, Депмайер, 2005]. К первой группе относятся безводные селениты с добавочными анионами (аллохалькоселит, бернсит, георгбокиит, парагеоргбокиит, ильинскит и др.), которые являются продуктами вулканических возгонов (Толбачинское извержение, Камчатка). Условия образования этих минералов специфичны и существенно отличаются от условий формирования остальных селенитов и селенатов. Ко второй группе относятся вторичные селениты и селенаты, которые образуют-

ся при активном участии водных растворов в приповерхностных обстановках. Здесь можно особо выделить уранил-селениты, установленные в зоне окисления Cu-Co-Mn-U месторождения Музони, Заир (гйменит, дерриксит, демесмэкерит, мартосит и пиретит) и в ураноносных песчаниках месторождения Репит, штат Юта, США (хайнесит и ларисит), а также единственный йодат-селенит (карлосруицит), обнаруженный в месторождении Сапига (Чили). Наконец, в зоне окисления сульфид- и селенидсодержащих руд образуются селениты меди, свинца, кобальта, никеля и железа: так, на месторождении Драгон (Боливия) установлены альфельдит, халькоменит, клинохалькоменит, кобальтоменит, мандариноит, молибдоменит, олзахерит и шмайдерит, на месторождении Пахакаке (Боливия) – альфельдит, халькоменит, кобальтоменит, молибдоменит, олзахерит и мандариноит. В некоторых месторождениях селениты не являются продуктами изменения первичных селенидов, а образуются при окислении селенсодержащих сульфидов, например, в зоне окисления месторождения Бакку Лочи (Сардиния, Италия) установлены халькоменит, орландит, франсисит, мандариноит, олзахерит и шмайдерит.

Именно минералы последней группы, образующиеся в зоне окисления сульфид- и селенидсодержащих руд, являются предметом нашего исследования. Эти минералы образуются в экзогенных условиях при атмосферном давлении и температурах, изменения которых незначительны, поскольку определяются сезонными колебаниями. Поэтому в данном случае для моделирования особенностей поведения селена могут быть использованы термодинамические характеристики твердых фаз и компонентов раствора при стандартных условиях – температуре 25 °C и давлении 1 бар.

Термодинамическое моделирование в экзогенных системах обладает существенной спецификой по сравнению с моделированием геологических процессов в эндогенных условиях. С одной стороны, возможности построения количественных моделей расширяются, поскольку в ходе многолетних физико-химических исследований в литературе накоплены стандартные термодинамические функции образования большого числа минералов и частиц в водных растворах. С другой стороны, в рассматриваемых системах наблюдаются широкие вариации химического состава минералообразующих сред (вплоть до концентрированных растворов), что требует привлечения более сложного аппарата для описания термодинамических свойств растворов. В связи с этим применяемые подходы можно условно разделить на две группы. Первая – это расчеты в многокомпонентных системах, описывающих условия образования большого числа относительно малорастворимых минералов. Отличительной чертой здесь является большое разнообразие компонентов и фаз, но при этом относительно простой аппарат для описания термодинамических свойств разбавленных растворов. Второй подход представляет собой пример исследования систем с относительно небольшим числом компонентов, но отличающихся чрезвычайно высокими их концентрациями в растворах (например, образование эвапоритовых минералов или сульфатов в зоне окисления сульфидных руд). Здесь традиционно используют уравнения Питцера, позволяющие с высокой точностью описывать свойства концентрированных растворов.

Для зон окисления рудных месторождений с селенсодержащей медной, свинцово-цинковой и кобальт-никелевой минерализацией характерны, главным образом, компоненты модельной системы Fe-Cu-Zn-Pb-Co-Ni-Se-S-H₂O. В рамках этой системы в зоне окисления установлено около 70 сульфатов (термодинамические данные есть для 32 из них) и семь селенитов и селенатов (термодинамические данные есть для пяти). Эти данные были систематизированы и использованы для проведения

термодинамических расчетов двух типов: в случае малорастворимых селенитов анализ областей устойчивости минералов выполнен с помощью диаграмм в координатах Iga компонентов или $Eh-pH$ с расчетом коэффициентов активности компонентов раствора по уравнению Дебая-Хюккеля [Кривовичев и др., 2010]; для расчета параметров образования хорошо растворимых сульфатных минералов использованы диаграммы растворимости с расчетом коэффициентов активности компонентов растворов по уравнениям Питцера [Чарыкова и др., 2010].

Анализ литературных данных по термодинамическому моделированию показал, что они являются, во-первых, неполными, а, во-вторых, зачастую нуждаются в уточнении. Экспериментальное определение термодинамических констант веществ обычно проводится на основе изучения их растворимости или калориметрических измерений. В случае редких минералов, каковыми являются селениты, такие измерения практически невозможно выполнить на природных образцах из-за отсутствия необходимого количества вещества и неизбежного различия в химическом составе конкретных минеральных индивидов. Таким образом, следующей задачей наших исследований стало получение синтетических соединений, по химическому составу и структуре соответствующих минералам селена, которые образуются (или могут образоваться) в приповерхностных условиях, и экспериментальное исследование их термодинамических характеристик и областей устойчивости. Поэтому для синтетических аналогов халькоменита, альфельдита и кобальтоменита были уточнены (а в ряде случаев определены впервые) произведения растворимости [Чарыкова и др., 2012, 2015], энтальпия образования и теплоемкость [Charykova et al., 2014] и области термической устойчивости и особенности дегидратации [Фокина и др., 2013].

Наряду с задачей количественного описания процессов с участием уже известных экзогенных минералов селена, существует «обратный» аспект физико-химического моделирования. В результате расчета фазовых равновесий в модельной системе мы получаем области устойчивости всех химических соединений, чьи термодинамические потенциалы входят в базу данных моделирования. С этой точки зрения полезной представляется предложенная недавно классификация минералов, в основу которой положено соответствие каждому минералу термодинамической системы, число компонентов которой равна числу видообразующих химических элементов [Кривовичев, Чарыкова, 2013]. Таким образом, мы можем прогнозировать физико-химические условия образования всех твердых фаз, образование которых возможно в данной системе, в том числе и тех, которые в природе пока не найдены, но, по всей вероятности, могут быть обнаружены в качестве новых минералов. Подобный расчет и последующие экспериментальные исследования были выполнены нами для селенита цинка, который в природе пока обнаружен только в виде минералов софиита и цинкоменита в продуктах фумарол на вулкане Толбачик, однако, с нашей точки зрения, может формироваться и в зонах окисления цинк- и селенсодержащих сульфидных руд. В результате были установлены параметры образования селенита цинка (pH , Eh , активности компонентов) и показано, что он может присутствовать в этих условиях в двух формах – стабильной ($ZnSeO_3 \cdot 2H_2O$) и метастабильной, но устойчивой к внешним воздействиям ($ZnSeO_3 \cdot H_2O$) [Чарыкова и др., 2013, 2015]. В этой связи следует отметить, что оценка возможности образования в природе водосодержащих минералов с различным количеством кристаллизационной воды представляет собой отдельную и очень интересную проблему, в том числе и для термодинамического моделирования. Так, например, в природе найдены лишь двухводные селениты Cu ,

Со и Ni (халькоменит, кобальтоменит и альфельдит), хотя в лабораторных условиях могут быть получены также кристаллогидраты, содержащие 1 и 1/3 молекулы воды.

Таким образом, в ходе проведенных исследований (1) систематизированы имеющиеся в литературе термодинамические параметры, необходимые для моделирования поведения селена; (2) рассчитаны области устойчивости минеральных фаз для систем, содержащих Se, S, Co, Ni, Fe, Zn, Cu, Pb; (3) синтезированы и исследованы аналоги ряда редких минералов-селенитов, что позволило расширить и уточнить базу моделирования; (4) найдены физико-химические условия образования некоторых селенитов, образование которых возможно в природных условиях в качестве не известных на сегодняшний день минералов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта СПбГУ (проект 3.38.286.2015). При выполнении работы использовалось оборудование Ресурсных центров СПбГУ «Геомодель» и «Рентгенодифракционные методы исследования».

Литература

- Кривовичев В. Г., Денмайер В. Селениты и селенаты: системы Se–S–H₂O, Pb–Se–S–H₂O, U–Se–H₂O и U–Se–I–H₂O – термодинамический анализ и геологические приложения // Записки ВМО. 2005. Т. 134. № 4. С. 1–14.
- Кривовичев В. Г., Чарыкова М. В. Термодинамика минеральных равновесий в системах с токсичными компонентами. 1. Селен. СПб: СПбГУ, 2006. 122 с.
- Кривовичев В. Г., Чарыкова М. В. Число минералов различных химических элементов: новый подход к старой проблеме // Записки РМО. 2013. Т. 142. № 4. С. 47–56.
- Кривовичев В. Г., Чарыкова М. В., Яковенко О. С., Денмайер В. Термодинамика арсенатов, селенитов и сульфатов в зоне окисления сульфидных руд. IV. Диаграммы Eh–pH для систем Me–Se–H₂O (Me = Co, Ni, Fe, Cu, Zn, Pb) при 25 °C // Записки РМО. 2010. Т. 139. № 4. С. 1–15.
- Фокина Е. Л., Климова Е. В., Чарыкова М. В. и др. Термодинамика арсенатов, селенитов и сульфатов в зоне окисления сульфидных руд. VIII. Область термической устойчивости синтетического аналога халькоменита и особенности его дегидратации и диссоциации // Записки РМО. 2013. Т. 142. № 3. С. 52–64.
- Чарыкова М. В., Кривовичев В. Г., Денмайер В. Термодинамика арсенатов, селенитов и сульфатов в зоне окисления сульфидных руд. II. Системы M₁, M₂ // SO₄^{2–} – H₂O (M₁, M₂ = Fe²⁺, Fe³⁺, Cu²⁺, Zn²⁺, Pb²⁺, Ni²⁺, Co²⁺, H⁺) при 298 К // Записки РМО. 2010. Т. 139. № 1. С. 3–18.
- Чарыкова М. В., Кривовичев В. Г., Яковенко О. С. и др. Термодинамика арсенатов, селенитов и сульфатов в зоне окисления сульфидных руд. VI. Растворимость синтетических аналогов природных селенитов никеля и кобальта (альфельдита и кобальтоменита) при 25 °C // Записки РМО. 2012. Т. 141. № 1.
- Чарыкова М. В., Фокина Е. Л., Климова Е. В. и др. Термодинамика арсенатов, селенитов и сульфатов в зоне окисления сульфидных руд. IX. Физико-химические условия образования и термическая устойчивость селенитов цинка // Записки РМО. 2013. Т. 142. № 5. С. 11–20.
- Чарыкова М. В., Кривовичев В. Г., Иванова Н. М., Семенова В. В. Термодинамика арсенатов, селенитов и сульфатов в зоне окисления сульфидных руд. XI. Растворимость синтетического аналога халькоменита и селенита цинка при 25 °C // Записки РМО. 2015. Т. 144. № 1. С. 70–80.
- Charykova M. V., Krivovichev V. G., Lelet M. I. et al. A calorimetric and thermodynamic investigation of the synthetic analogues of cobaltomenite, CoSeO₃•2H₂O, and ahlfeldite, NiSeO₃•2H₂O // American Mineralogist. 2014. Vol. 99. P. 742–748.

С. С. Абрамов

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

Оценка условий минералообразования: термобарогеохимия versus расчетная термодинамика

Гидротермальные процессы приводят к изменению исходного состава пород. Изучение условий такого преобразования является ключом к пониманию механизмов формирования гидротермальных месторождений. Оценка условий образования (температура, давление, состав раствора) основана на комплексе методов термобарометрии и термодинамического моделирования.

Изучение флюидных включений в гидротермальных минералах дает прямую информацию о составе флюида, захваченного при образовании минерала. Поэтому состав флюида может служить для оценки Р–Т условий образования. Оценка Р–Т условий образования основана на расчетах плотности методом термометрии. Методы разрушающего химического анализа (хроматография водных вытяжек) и неразрушающего анализа (Рамановская спектроскопия) позволяют изучить химический состав флюида во включениях. Однако оценка Р–Т–Х параметров флюидных включений возможна лишь при выполнении условий сохранности первичного состава захваченного раствора. Часто размеры включений в минералах малы, что не позволяет изучать их методом термометрии. В таких случаях используют методы расчетной термодинамики.

Для оценок Р–Т условий формирования гидротермальных изменений используются минеральные геотермобарометры. Ограничим наш обзор «типично» гидротермальными минералами: амфиболом, биотитом, мусковитом и хлоритом.

Амфибол. Амфибол-плагиоклазовый термометр [Holland, Blundy, 1994] основан на распределении Na, Ca и Al между Pl и Amph. Для оценки температур этим методом необходимо иметь независимые оценки давления. Диапазон оцениваемых температур – 400–1000 °С. Изучение метаморфических и магматических амфиболов показывает закономерное изменение состава амфиболов с ростом давления [Anderson, 1996]. Это породило серию мономинеральных амфиболовых геобарометров, основанных на эмпирических и экспериментальных калибровках содержаний Al в роговой обманке [Johnson, Rutherford, 1989; Anderson, 1996]. Дж. Л. Андерсон создал электронную таблицу с набором амфиболовых геобарометров, XLS файл можно найти по ссылке https://www.google.ru/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=8&ved=0CFIQFjAH&url=http%3A%2F%2Fwww.minsocam.org%2Fmsa%2Frim%2FRiMG069%2FRiMG069_Ch04_hbld_plag_thermo-jla.xls&ei=GwbjVO_6E-T4ywPg3oJQ&usg=AFQjCNF-zQUH2CDPuOVDLrAckXstpSVuWA&sig2=aKehmBoRixh5KAsnYyEZSA&bvm=bv.85970519,d.bGQ&cad=rjt.

Ф. Ридолфи с соавторами опубликовал работу, посвященную использованию амфибола в качестве термобарометра [Ridolfi et al., 2009]. Используя массив экспериментальных данных по устойчивости амфибола паргасит-эденитового ряда в гидротермальных и расплавных экспериментах, разработана версия амфиболового геотермобарометра, использующего главные компоненты (Si, Al, Mg, Fe, Ca, Na) и

позволяющего определить такие параметры как T , P , летучесть кислорода, давление воды в расплаве, равновесном с Hbl.

Биотит. Составы биотита в равновесии Bt+Mt+Kfs используются в качестве сенсоров окислительного потенциала [Wones, Eugster, 1965], а соотношение фтора и хлора в гидроксильной группе в составе биотита позволяет судить об активности галогенидов во флюиде [Munoz, 1984] и их концентрациях в растворе [Аксюк, 2002]. Мономинеральный биотитовый термометр [Henry et al., 2005] основан на эмпирических калибровках содержания титана от температуры. Термометр имеет ограниченный диапазон применения: он пригоден для графитсодержащих метapelитов, содержащих ильменит или рутил в диапазоне давлений 4–6 кбар.

Мусковит в гидротермальных условиях обладает очень широким диапазоном составов, что является заманчивой перспективой использовать состав серицита для оценок условий образования метасоматитов. Тем не менее, известно не очень много версий геобаротермометров для состава серицитов. Геобарометр «Si in mica» X. Массона и В. Шрайера [Massone, Schreyer, 1987] применяется для двуслюдяных пород с КПШ. При отсутствии КПШ в породе оценки давления дают его нижний предел. М. Каддик и А. Томпсон [Caddick, Thompson, 2008] предложили вариант мономинерального серицитового барометра для всего диапазона серицитсодержащих пород. Термометр основан на интерполяции данных по численному моделированию равновесий в системах KMASH KFASH для модельных составов пород. Данный барометр использует для оценки давления параметры $\#Mg$ и $\#Si$ (кристаллохимические единицы) в сериците.

Хлорит – один из наиболее распространенных минералов в гидротермально-измененных породах. Существует несколько вариантов мономинерального термометра, основанного на содержании Al в хлорите [Kranidiotis, McLean, 1987; Cathelineau, Neiva, 1985; Cathelineau, 1988]. Калибровки термометра основаны на обобщении эмпирических данных. Существует большая практика использования этого термометра, выявившая его ограничения. Ксай с соавторами [Xie et al., 1997] установили, что точность термометра снижается (в сравнении с классическими полиминеральными геотермометрами) при использовании различных по железистости хлоритсодержащих пород и предложили ввести в состав геотермометра параметр, учитывающий поправку вариации железистости пород. Аналогичный вывод сделан в [Zimakov, 1999]. О. Видал с соавторами [Vidal et al., 2001] показал, что область применения мономинерального термометра ограничена интервалом небольших давлений (<1–2 кбар), поскольку в этом диапазоне содержания судоитовой молекулы невелики и вариации составов хлорита могут быть описаны в терминах клинохлор-амезитового обмена (т.е. через параметр Al^{VI}/Al^{IV}). Поэтому область применения моноклоритового термометра может быть ограничена задачами определения температур в породах близкого валового состава и в области небольших давлений.

А.Р. Котельников с соавторами [2012] недавно экспериментально откалибровывали мономинеральный хлоритовый термометр. Эксперименты были выполнены для давления 500 бар и $T = 150–300$ °C. Показано, что экспериментальные данные близки к данным работы [Cathelineau, Neiva, 1985].

А. Иноэ с соавторами [Inoue et al., 2009] предложил мономинеральный хлоритовый термометр, основанный на обменной реакции клинохлор + судоит = Mg-амезит + Qtz + H_2O . Они показали, что существенные ошибки при определении температур вносит недооценка содержания Fe^{3+} в составе хлорита. Дальнейшим развитием термодинамического подхода к оценке температур образования хлоритов является

метод разработанный О. Видалом [Vidal et al., 2001; Lanary et al., 2013]. Здесь расчет идет методом итераций, и равновесная температура определяется для данного состава хлорита, исходя из набора обменных реакций между конечными миналами хлорита. Расчет температур по данному методу реализован в виде исполняемых модулей в MatLab и находится в доступе по ссылке <http://archive-fr.com/page/1443341/2013-02-19/http://isterre.fr/annuaire/pages-web-du-personnel/pierre-lanari/Softwares>.

Т. Парра с соавторами разработали метод оценки температуры и давления, исходя из составов сосуществующих серицита и хлорита [Parra et al., 2002]. Расчет равновесных значений Р и Т осуществляется путем итераций для набора восьми обменных реакций между конечными миналами серицита и хлорита. Расчет Р–Т параметров по данному методу реализован в виде исполняемых модулей в MatLab и находится в доступе по выше приведенной ссылке.

Классическим методом оценки условий образования гидротермальных пород является использование **петрогенетических сеток метаморфизма** для метапелитов и метабазитов [Кориковский, 1979; Liou, 1985]. Смена парагенезисов минералов метасоматитов от абиссофобных (цеолиты, пренит) к парагенезисам с эпидотом и пумпелиитом свидетельствует о росте давления. Смена набора темноцветных минералов от Mu-Chl ассоциации к Amph-Bt говорит о росте температур и т.д.

Методами термодинамического моделирования процессов гидротермального изменения являются **методы моделирования равновесий флюид–порода методом псевдосечений**. Этот метод основан на расчете топологии реакций в химическом континууме определяемой составом изучаемой породы. В результате для данного химического состава породы и модельного флюида рассчитываются наборы равновесных минералов. Для минералов переменного состава определяются изоплеты составов, используя модели твердых растворов. Температуры, давления и другие интенсивные параметры определяются путем достижения соответствия набора природных минералов и их составов и модельных составов, т.е. решается обратная задача моделирования. Наиболее известные и употребительные в петрологической практике программы моделирования фазовых диаграмм включают Thermocalc [Powell, Holland, 1998], Perplex [Connolly, 1990], Theriak-Domino [De Capitani, Petrakakis, 2010]. Сравнительный анализ этих программ можно найти по ссылке: http://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/perplex_vs_tc.html.

А. Уайт с соавторами использовал моделирование методом псевдосечений для Р–Т–Х(CO₂) для оценки формирования гидротермальных изменений на золоторудных месторождениях [White et al., 2013]. Принималось, что гидротермальные изменения связаны с взаимодействием пород с водно-углекислым флюидом, и массоперенос петрокомпонентов отсутствовал. В модели не учитывалось влияние серы на равновесия флюид–порода.

В работе [Goncalves et al., 2012] определены Р–Т–X_{component} условия формирования метасоматитов зон смятия методом псевдосечений. Показано, что при формировании этих метасоматитов значительно изменялся валовый состав пород. Массоперенос (изменение состава пород в колонке) моделировался на диаграммах Т–химический потенциал компонента. Использование таких диаграмм показывает, как в процессе метасоматоза меняются составы минералов. Такие изменения без учета фактора привноса-выноса компонентов можно было трактовать как декомпрессию при образовании метасоматитов.

В целом, оптимальная стратегия моделирования процессов гидротермальных изменений основывается на критическом отношении к полевым материалам (необхо-

дима доскональная документация зон метасоматических изменений), тщательном аналитическом изучении минерального состава и совмещением разнообразных методов моделирования (данные термобарогеохимии, термодинамического моделирования и т.д.).

Литература

- Аксюк А. М. Экспериментально-обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // *Петрология*. 2002. Т. 10. № 6. С. 628–642.
- Котельников А. Р., Сук Н. И., Котельникова З. А. и др. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // *Вестник ОНЗ РАН*. 2012. Т. 4. NZ9001. doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG.
- Кориковский С. П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Anderson J. L. Status of thermobarometry in granitic batholiths // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 1996. Vol. 87. P. 125–138.
- Caddick M. J., Thompson A. B. Quantifying the tectono-metamorphic evolution of pelitic rocks from a wide range of tectonic settings: Mineral compositions in equilibrium // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. Vol. 156. P. 177–195.
- Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // *Clay Minerals*. 1988. Vol. 23. № 4. P. 471–485.
- Cathelineau M., Neiva D. A chlorite solid solution geothermometer the Los Asufres (Mexico) geothermal system // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1985. Vol. 91. P. 235–244.
- Connolly J. A. D. Calculation of multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics // *American Journal of Science*. 1990. Vol. 290. P. 666–718.
- Henry D. J., Guidotti C. V., Thomson J. A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *American Mineralogist*. 2005. Vol. 90. P. 316–328.
- Holland T. J. B., Blundy J. D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole plagioclase thermometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1994. Vol. 116. P. 433–447.
- Goncalves P., Oliot E., Marquer D., Connolly J. A. D. Role of chemical processes on shear zone formation: an example from the Grimsel metagranodiorite (Aar massif, Central Alps) // *Journal of Metamorphic Geology*. 2012. Vol. 30. P. 703–722.
- Inoue A., Kurokawa K., Hatta H. Application of chlorite geothermometry to hydrothermal alteration in Toyoha geothermal system, Southwestern Hokkaido, Japan // *Resource Geology*. 2009. Vol. 60. № 1. P. 52–70.
- Johnson M. C., Rutherford M. J. Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // *Geology*. 1989. Vol. 17. P. 837–841.
- de Capitani C., Petrakakis K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software // *American Mineralogist*. 2010. Vol. 95. P. 1006–1016.
- Kranidiotis P., McLean W. H. Systematics of chlorite alteration at the Phels Dodge massive sulfide deposits, Matagami Quebec // *Economic Geology*. 1987. Vol. 82. P. 1898–1911.
- Lanari P., Vidal O., De Andrade V. et al. XMapTools: a MATLAB®-based program for electron microprobe X-ray image processing and geothermobarometry // *Computer Geosciences*. 2013. Vol. 62. P. 227–240.
- Liou J. G., Maruyama S., Cho M. Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks – mineral assemblages and mineral facies // In: *Low temperature metamorphism*. Frey M. (ed.) Blackie, Glasgow and London, 1987. P. 59–113.
- Massone H. J., Schreyer W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, flogopite, and quartz // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. Vol. 96. P. 212–224.

Munoz J. L. F–OH and Cl–OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 1984. Vol. 13. P. 469–493.

Parra T., Vidal O., Agard P. A thermodynamic model for Fe–Mg dioctahedral K white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. Vol. 143. P. 706–732.

Powell R., Holland T. J. B., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC // *Journal of Metamorphic Geology* 1998. Vol. 16. P. 577–588.

Ridolfi F., Rezzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2009. Vol. 160. P. 45–66.

Vidal O., Parra T., Trotet F. A thermodynamic model for Fe–Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100–600 °C and 1–25 Kbar range // *American Journal of Sciences*. 2001. Vol. 63. P. 557–592.

White A. J. R., Waters D. J., Robb L. J. The application of P–T–X(CO₂) modelling in constraining metamorphism and hydrothermal alteration at the Damang gold deposit, Ghana // *Journal of Metamorphic Geology*. 2013. Vol. 31. P. 937–961.

Wones D. R., Eugster H. P. Stability of biotite: experiment, theory, application // *American Mineralogist*. 1965. Vol. 50. P. 1228–1272.

Xie X., Byerly G. R., Ferrell Jr. R. E. Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. Vol. 126. P. 275–291.

Zimák J. Application of chlorite compositional geothermometers to hydrothermal veins in the Variscan flysch sequences of the Nizky Jeseník Upland, to Alpine type veins in the Sobotin Region, and to the paragenesis with the “Strigovite” from Ulova massif and Strzegom-Sobotka massif // *Acta Univ. Palacki. Olomuc. Geologica*. 1999. Vol. 36. P. 69–74.

Г. А. Третьяков

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
genatret@yandex.ru*

Поведение элементов при взаимодействии базальта с морской водой в гидротермальных условиях

С помощью физико-химического моделирования взаимодействия базальтового стекла и горячей морской воды оценена экстрактивная способность раствора и поведение элементов в зоне гидротермальной переработки пород над магматическим очагом в осевой зоне срединно-океанического хребта. Методические приемы и исходные параметры построения подобных моделей описаны нами ранее [Третьяков, Мелекестева, 2011; Tret'yakov, 2013; Melekestseva et al., 2014 и др.]. В постановке данной задачи предполагается, что источником рудного вещества являются базальты, взаимодействующие с морской водой в зонах прогрева окружающих пород интрузивным теплом. Моделирование взаимодействия морской воды и базальтового стекла выполнялось в программе «Селектор» методом изменения соотношения базальт/морская вода. Мультисистема для расчетов включала 41 элемент: Ag, Al, Ar, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Br, C, Ca, Cd, Cl, Co, Cr, Cu, F, Fe, H, Hg, I, K, Li, Mg, Mn, N, Na, Ni, O, P, Pb,

Rb, S, Sb, Se, Si, Sr, Te, Tl, W, Zn. Состав исходных веществ (базальтовое стекло и морская вода), использованных в расчетах, опубликован в работе [Melekestseva et al., 2014]. Расчеты выполнялись из предположения, что зона гидротермальной переработки базальтов расположена на глубине 400 м ниже морского дна [Butterfield, 2000], что соответствует глубине 2400 м и гидростатическому давлению 25 МПа, температура оценивалась в 350 °C.

Расчеты показали, что для низких значений $\lg(\text{базальт/морская вода})$ (в дальнейшем – ξ) < -3.1 , т.е. при сильной промывке базальта раствором нагретой морской воды, характерен гематит, сохраняющийся до значений $\xi -1.72$, а выше этого соотношения в породе появляется магнетит (рис. 1а). Силикатная составляющая вторичных минеральных ассоциаций в этой области представлена хризотилом и Mg-хлоритом ($\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) (рис. 1б). Здесь сохраняется высокий окислительно-восстановительный потенциал системы, буферируемой морской водой ($E_{h350} > 0.5 \text{ В}$), который резко падает до 0 при $\xi -3.02$. В породе привносятся брусит и ангидрит, последний сохраняется вплоть до $\xi 0$. При $\xi \approx -3$ ассоциация Mg-хлорита и хризотила сменяется на тальк + амезит (рис. 1б), в свою очередь, тальк исчезает при $\xi > -1.55$. Следует отметить наличие кварца в интервале $-2.66 < \xi < -1.41$. При $\xi -1.65$ появляются вторичные силикаты: Mg-Fe-монтмориллонит, Na-плагиоклаз, актинолит, Mg-Mn-хлорит, Cr-Mg-амфибол, Fe-Mg селадонит и эпидот; происходит увеличение pH_{350} от 4.2 до 5.1 и понижение E_h вплоть до значения ниже -0.3 В . Сульфиды в измененном базальте начинают массово появляться, когда ξ становится больше -1.66 (рис. 1в). Вначале появляется минерал ряда линнеит-полидимит, затем джайпурит, ряд медных минералов начинается с халькопирита и заканчивается изокубанитом, который стабилен вплоть до $\xi = 1$. При $\xi > -0.61$ стабилен сфалерит, а при $\xi > -0.58$ образуется пирит, который становится главным сульфидом в измененной породе. В малых количествах присутствуют теннантит–тетраэдрит, гринокит, самородный висмут и висмутин. Набор вторичных минералов совпадает с природными и расчетными ассоциациями измененных базальтов океанической коры [Alt et al., 1986; McCollom, Shock, 1998].

Нами оценена суммарная экстракция элементов (рис. 2а) и концентрация частиц в растворе в зависимости от соотношения базальт/морская вода (рис. 2б–з). Концентрации (г/т) золота (0.002), серебра (0.023), сурьмы (0.018), таллия (0.024) и теллура (0.003) в гидротермальном растворе контролируются их содержанием в исходном базальтовом стекле, т.к. среди твердых продуктов взаимодействия нет минералов соответствующих элементов во всем интервале изменения ξ .

Серебро и золото. Для серебра преобладающими комплексами являются AgCl_2^- и AgCl_3^{2-} , концентрации других его частиц на 2 порядка ниже (рис. 2б). Поведение золота другое: так, в области $\xi < -2$ преобладают хлоридные комплексы AuCl_3^{2-} и AuCl_2^- . При $\xi > -2$ на первое место по концентрации выходит гидросульфидный комплекс $\text{Au}(\text{HS})^0$, затем к нему присоединяется и $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, хотя его содержания остаются на 1–2 порядка ниже во всем расчетном интервале. Такое поведение комплексов золота в модельном гидротермальном растворе соответствует экспериментальным определениям форм транспорта Au [Pokrovski et al., 2009a; 2009b]. **Сурьма** в гидротермальном растворе переносится в виде $\text{Sb}(\text{OH})_4^-$, **таллий** – $\text{Tl}(\text{OH})^0$ и TlCl^0 . У **теллура** в окислительных условиях преобладает TeO_3^{2-} , в восстановительных – Te^{2-} , в переходной области – H_2TeO_3^0 .

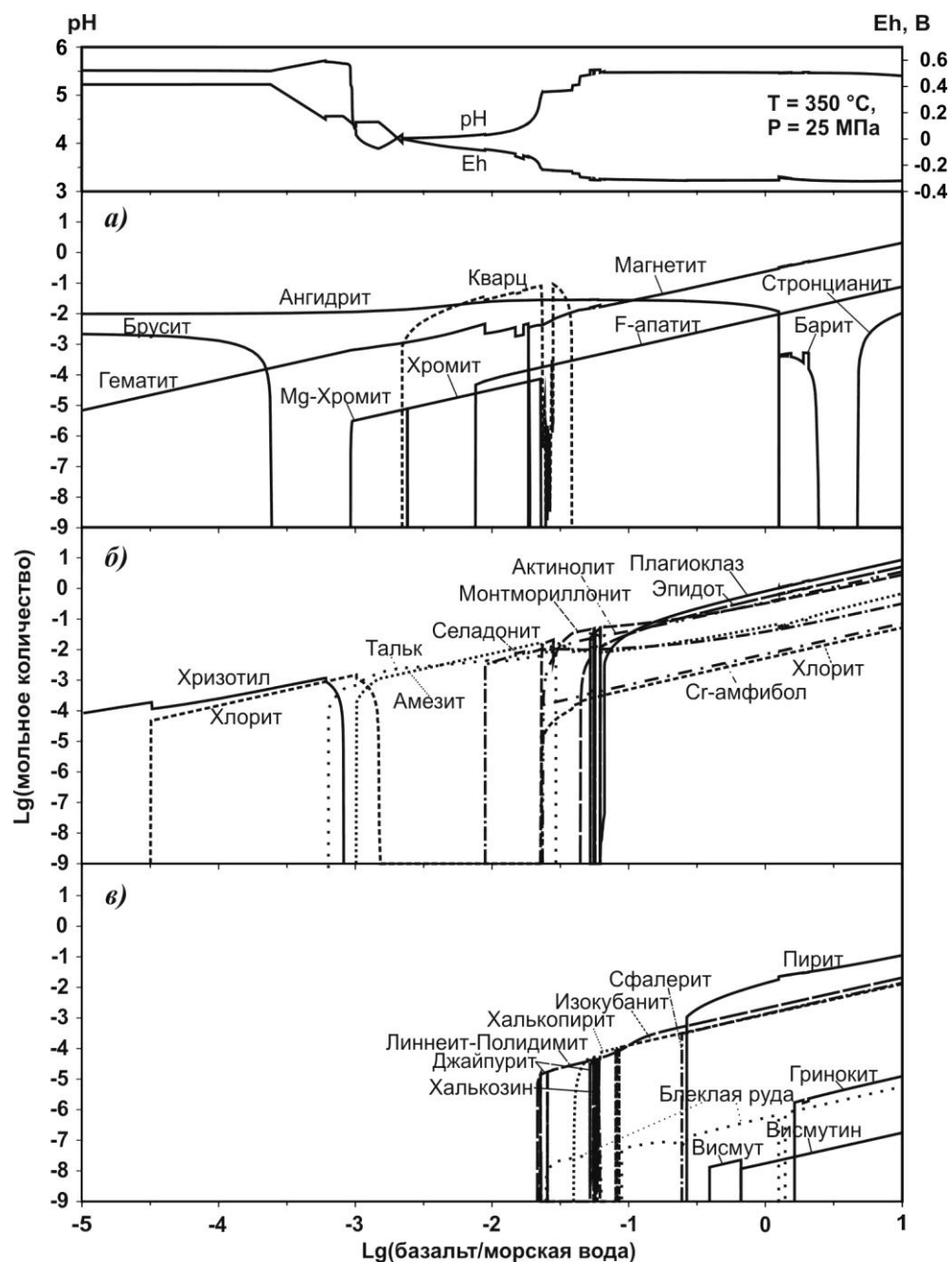


Рис. 1. Графики pH, Eh и логарифмов мольных количеств минеральных фаз вторичных продуктов, возникающих при взаимодействии базальта с морской водой при температуре 350°C и давлении 25 МПа, в зависимости от логарифма отношения базальт/морская вода (ξ).

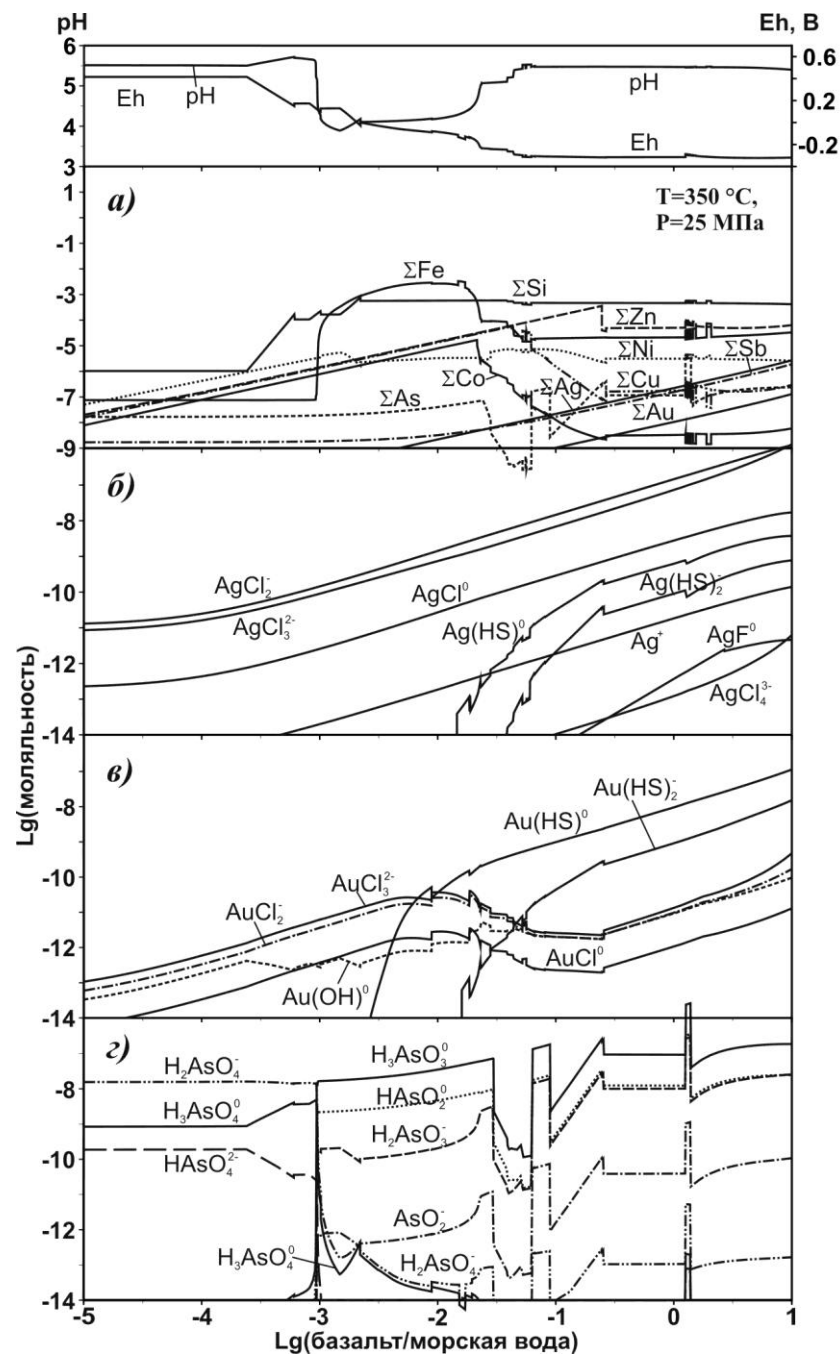
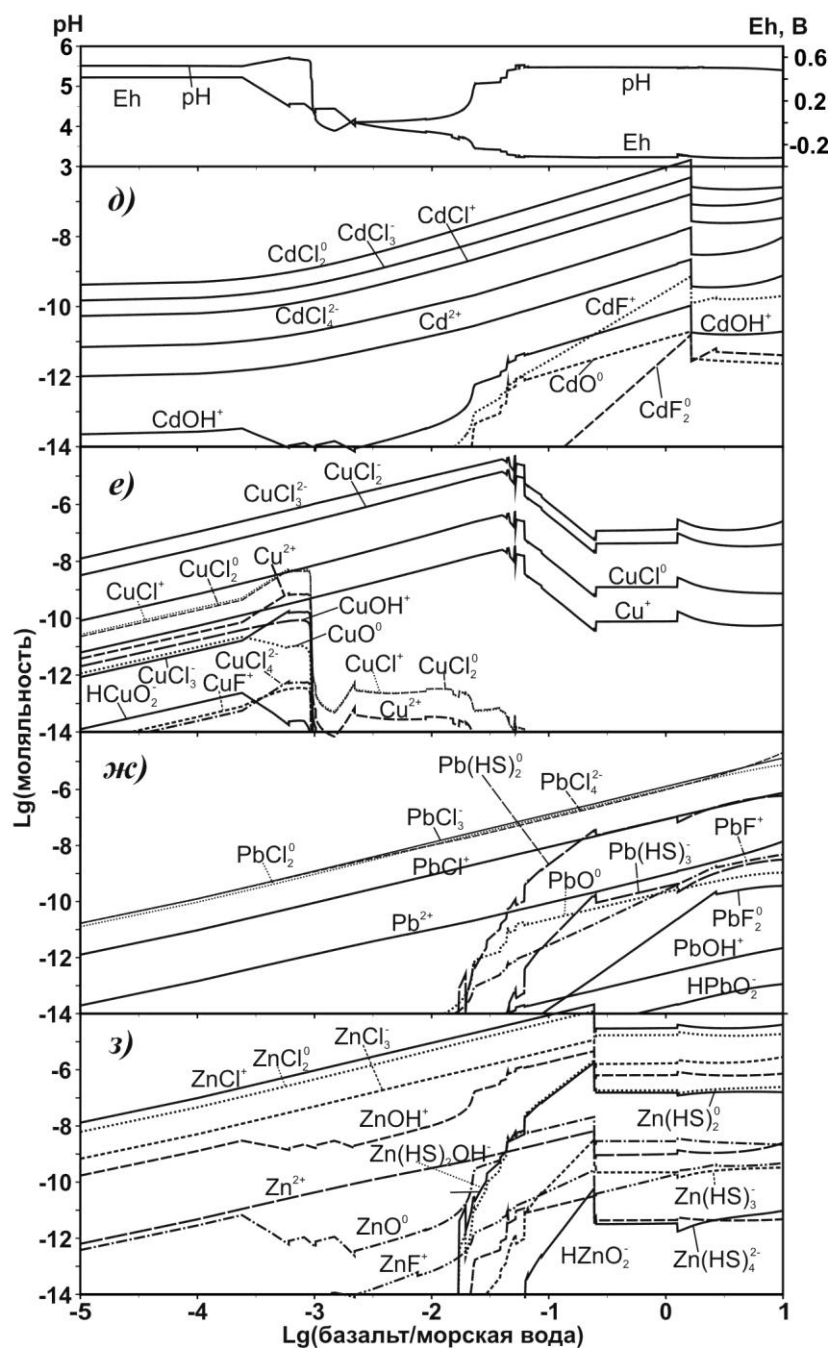


Рис. 2. Графики логарифмов суммарных содержаний элементов в растворе (а) и растворимых частиц Ag (б), Au (в), As (г), Cd (д), Cu (е), Pb (ж), Zn (з) в гидротермальной системе



в зависимости от логарифма соотношения базальт/морская вода при температуре 350 °С и давлении 25 МПа (см. текст).

Концентрации **железа** стабильны при $\xi < -3.04$ и резко возрастают в связи с падением Eh в системе (рис. 2а). Максимум (0.0035 моль/кг) они достигают при $\xi -1.82$, затем ступенчато снижаются до постоянного значения $\approx 2 \cdot 10^{-5}$ моль/кг. Основные компоненты $\text{FeCl}_2^0 > \text{FeCl}^+ > \text{Fe}^{2+}$. Содержание **никеля** в растворе определяется наличием в твердых продуктах реакций силикатов и сульфидов (рис. 1б, в, 2а). Вначале происходит увеличение его концентрации в растворе вплоть до $\xi -2.82$, пока в измененном базальте не начинают формироваться Ni-содержащие силикаты тальк и амезит (рис. 2а). Далее оно незначительно увеличивается вплоть до появления среди твердых фаз сульфидов никеля при $\xi > -1.64$. Основные компоненты $\text{NiO}^0 > \text{Ni}^{2+} > \text{NiCl}^+$.

Экстракция из базальта и равномерное накопление в растворе таких рудных элементов, как Bi, Cd, Co, Cu и Zn по мере увеличения параметра ξ происходит вплоть до появления соответствующих сульфидных фаз в твердой породе, после чего их содержания заметно снижаются (рис. 2а, д, е, з). Содержание **висмута** в растворе увеличиваются до $1.16 \cdot 10^{-8}$ моль/кг при $\xi -0.45$, когда в измененной породе появляется самородный висмут, затем оно резко понижается. Основные компоненты $\text{HBiO}_2^0 > \text{BiO}_2^- > \text{BiO}^+$. Поведение **кадмия** аналогично висмуту (рис. 2д). Основные компоненты в растворе $\text{CdCl}_2^0 > \text{CdCl}_3^- > \text{CdCl}^+$. **Кобальт, медь и цинк** накапливаются в растворе до появления твердых фаз в продуктах реакции ($\text{Co} = 7.82 \cdot 10^{-6}$, $\text{Cu} = 5.34 \cdot 10^{-5}$, $\text{Zn} = 2.94 \cdot 10^{-4}$ моль/кг) – линнеита, халькопирита, блеклой руды, сфалерита (рис. 1в, 2а, 2е, 2з), затем их содержания снижаются. Основные компоненты: $\text{CoCl}^+ > \text{Co}^{2+}$, хлоридные комплексы одновалентной меди – $\text{CuCl}_3^{2-} > \text{CuCl}_2^-$ и цинка – $\text{ZnCl}^+ > \text{ZnCl}_2^0 > \text{ZnCl}_3^-$.

Поведение **мышьяка** определяется наличием или отсутствием теннантита в твердой породе и Eh системы (рис. 1в, 2а). В окислительных условиях преобладает комплекс $\text{H}_2\text{AsO}_4^-(\text{As}^{5+})$, а в восстановительных – $\text{H}_3\text{AsO}_3^0(\text{As}^{3+})$ (рис. 2г). **Свинец** при средних содержаниях в базальтовом стекле, равных 0.68 г/т, не образует самостоятельных фаз при высоких температурах во всем интервале ξ и накапливается в растворе в виде хлоридов: $\text{PbCl}_3^-, \text{PbCl}_2^0, \text{PbCl}_4^{2-}$ (рис. 2ж).

Содержание **кремния** в растворе постоянно на уровне $6 \cdot 10^{-6}$ моль/кг до $\xi -3.62$, затем оно начинает постепенно возрастать вплоть до появления кварца в породе (рис. 2а) и стабилизируется около $5 \cdot 10^{-4}$ моль/кг. Основная частица в растворе – SiO_2^0 .

Моделирование кондуктивного охлаждения полученного раствора при просачивании через пористое пространство стенки трубы «черного курильщика» показало, что твердые продукты существенно зависят от температуры и от соотношения базальт/морская вода в зоне реакции. По рисунку 2а можно предполагать, что трубы «черных курильщиков», обогащенные пиритом, формировались из растворов, сгенерированных при $-3 < \xi < -1.7$, обогащенные медью – при $-1.7 < \xi < -1.4$, цинком $-1.2 < \xi < -0.6$. Понятно, что границы интервалов несколько условны, и зависят от конкретных содержаний элементов в породах, вовлекаемых в гидротермальную переработку.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 14–05–00630.

Литература

Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю. Барит-пиритовые руды гидротермального поля Семенов-1, 13°31.13' с.ш. (Срединно-Атлантический хребет): физико-химическое моделирование

условий образования // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 26–31.

Alt J. C., Honnorez J., Laverne C., Emmermann R. Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project hole 504B: Mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interactions // Journal of Geophysical Research. 1986. Vol. 91. No. B10. P. 10309–10335.

Butterfield D. A. Deep ocean hydrothermal vents // In: Encyclopedia of volcanoes. Sigurdsson H., Houghton B. F., McNutt S. R., Rymer H., Stix J. (eds). Academic Press, San Diego, California, 2000. P. 857–875.

McCollom T. M., Shock E. L. Fluid-rock interaction in the lower oceanic crust: Thermodynamic models of hydrothermal alteration // Journal of Geophysical Research. 1998. Vol. 103. No B1. P. 547–575.

Melekestseva I. Yu., Tret'yakov G. A., Nimis P. et al. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87' N): Evidence for phase separation and magmatic input // Marine Geology. 2014. Vol. 349. P. 37–54.

Pokrovski G. S., Tagirov B. R., Schott J. et al. An in situ X-ray absorption spectroscopy study of gold-chloride complexing in hydrothermal fluids // Chemical Geology. 2009a. Vol. 259. P. 17–29.

Pokrovski G. S., Tagirov B. R., Schott J. et al. A new view on Au speciation in S-bearing hydrothermal fluids from in situ XAS and quantum-chemical modeling // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009b. Vol. 73. P. 5406–5427.

Tret'yakov G. A. Extraction of metals from the sediment by the heated seawater: A physical-chemical modeling // Orogenesis. Proceeding papers of international conference. Maslennikov V. V. et al. (eds). Miass: Inst. of Mineralogy UB RAS, 2013. P. 107–111.

А. Н. Юричев

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

Оливин-хромшпинелевые геотермометры – отражение термических параметров кристаллизации

Химические и физические свойства шпинелидов несут важную информацию, необходимую для реконструкции геохимической характеристики мантийных источников расплавов, геодинамической обстановки, Р-Т-режима в ходе магмогенерации и условий дифференциации первичных расплавов.

Хромшпинелиды являются наиболее распространенными акцессорными минералами высокомагнезиальных ультраосновных и основных пород интрузивного и вулканогенного происхождения и часто образуют рудные скопления в офиолитовых телах или расслоенных интрузивах. К настоящему времени по их минералогии накоплен обширный фактический материал. Исследования, проведенные в последние несколько десятилетий с применением рентгеноспектрального и микрозондового анализов, показали, что составы акцессорных хромшпинелидов изменяются в очень широком интервале, в том числе даже в пределах отдельных интрузивных и эффузивных тел. Такие данные имеются для акцессорных и рудных хромшпинелидов из ультраосновных вулканитов и расслоенных интрузивов, кимберлитовых тел и кимберлитоподобных пород, лав основного состава и лунных базальтов. Обширная информация имеется также по составам акцессорных и рудных хромшпинелидов из альпинотипных гипербазитов складчатых областей.

Многообразие составов акцессорных хромшпинелидов в ультрамафитах в настоящее время объясняется по-разному. Однако одним из главных факторов наблюдаемого разнообразия является изменение физико-химических условий кристаллизации акцессорных хромшпинелидов в процессе магматического генезиса, а также вследствие последующих метаморфических процессов преобразования вмещающих их ультраосновных пород [Перевозчиков и др., 2007; Юричев, 2013; Юричев, Чернышов, 2012]. В процессе эволюции состав хромшпинелидов изменяется под воздействием многочисленных термодинамических факторов, главные из которых температура (Т), давление (Р), фугитивность кислорода (fO_2) и состав системы.

Попытки оценить эти параметры, используя особенности составов хромшпинелидов или их парагенезисы с силикатными минералами, делались неоднократно [Fabries, 1979; Ono, 1983; Roeder et al., 1979; Ballhaus et al., 1991; Чашухин и др., 1996].

Доказано, что хромшпинелиды являются одной из первых минеральных фаз кристаллизации ультраосновных расплавов, из которых они выделяются до или совместно с магнезиальным оливином (или, намного реже – с другими силикатными минералами). При этом магматогенная природа первых в магматических ультрамафитовых телах подтверждается морфологией зерен, характером их распределения, взаимоотношением с другими минеральными фазами, наличием в них первичных расплавных включений. В связи с этим для большинства ультрамафитов наиболее характерным является оливин-хромшпинелевый парагенезис. Как показали исследования [Fabries, 1979; Ono, 1983; Roeder et al., 1979; Barnes, Roeder, 2001], этот парагенезис, учитывающий особенности составов хромшпинелидов, может быть использован в качестве индикатора условий образования ультраосновных пород.

Температуры кристаллизации хромшпинелидов в ультраосновных расплавах могут быть оценены только при экспериментальных исследованиях или расчетным путем. Так, например, экспериментально установлено [Hill, Roeder, 1974], что из расплава оливинового базальта с широкими вариациями содержания хрома шпинель (шпинель-магнетитовый твердый раствор) в качестве ликвидусной фазы появляется при T 1275–1058 °С. При этом в более окислительных условиях первой кристаллизуется шпинель, при восстановительном режиме – одновременно с нею появляется оливин, клинопироксен и плагиоклаз. Совместная кристаллизация фаз хромшпинелид-оливинового парагенезиса может происходить в широком температурном интервале (от ликвидуса системы до 40–50 % раскристаллизации).

Для косвенного определения температур кристаллизации ультраосновных расплавов в настоящее время широко используются четыре оливин-хромшпинелевых геотермометра: Джексона-Ирвайна-Редера [Roeder et al., 1979], Оно [Ono, 1983], Фабри [Fabries, 1979] и О'Нейла-Уолла-Бэллхауза-Берри-Грина (O'NWBBG) [Ballhaus et al., 1991].

Как было выяснено ранее [Чашухин и др., 1996], расчетные температуры оливин-хромшпинелевого равновесия отвечают образованию не дунитов и хромититов, а становлению сложенных ими тел. Поэтому есть все основания предполагать постоянство значений «замороженной» температуры в пределах каждого тела независимо от вариаций состава оливина и хромшпинелида (прежде всего, его железистости). Этот вывод служит надежным индикатором корректности любого, основанного на обменных реакциях, геотермометра.

Однако проведенные исследования по адаптации данных геотермометров на различных ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых объектах (фрагменты офиолитовых поясов – дунит-гарцбургитовые Калнинский массив, Красноярский край, Агардагский массив, Республика Тыва; массивы Канской глыбы, Восточный Саян: рести-

Т а б л и ц а

**Результаты расчета температур оливин-хромшпинелевого равновесия
различными геотермометрами в ультрамафитах**

Объект	Образец	Порода	Геотермометры, °C			
			1	2	3	4
Калининский массив (Красноярский край)	7073	Гарцбургит	630	790	758	671
	7084	Гарцбургит	687	952	779	696
	7036-1	Дунит	644	758	790	703
	7052	Дунит	623	789	764	673
	7081	Дунит	675	907	785	706
	7045-1	Дунит	716	826	841	775
	7074	Дунит	716	877	827	752
	7007	Дунит	654	1163	741	639
Агардагский массив (Республика Тыва)	7017	Дунит	699	1294	760	651
	15010	Гарцбургит	753	945	870	788
	15020/1	Гарцбургит	682	880	784	699
	15025	Гарцбургит	649	773	780	693
	15011/4	Дунит	740	929	854	785
	15011/3	Дунит	699	895	816	735
	15018	Дунит	646	781	791	705
	15025/2	Дунит	602	720	755	668
Идарский	15027	Дунит	586	779	725	645
	15027	Дунит	668	861	790	717
	18488	Гарцбургит	287	411	610	511
	18488-3	Гарцбургит	108	321	513	466
	5173-3	Дунит	456	775	593	502
	5173-3	Дунит	434	734	576	485
	5173-3	Дунит	346	510	635	547
	5173-3	Дунит	278	462	604	527
	5197-1	Дунит	514	890	620	510
	5197-1	Дунит	265	461	629	538
Тала- жин- ский	5197	Дунит	152	377	626	555
	1093	Плагидунит	892	2014	885	630
	1093	Плагидунит	817	1728	854	613
	1093	Плагидунит	243	538	856	635
	1093	Плагидунит	262	554	894	652
Ку- ли- бин-	43	Лерцолит	191	435	680	527
	905	Верлит	312	605	763	591
	905	Верлит	189	467	762	583

П р и м е ч а н и е. 1–4 – геотермометры: 1 – Джексона-Ирвайна-Редера [Roeder et al., 1979], $T, K = (3480 \cdot 2\alpha + 1018 \cdot \beta + 2400 - 1720 \cdot \gamma) / (2.23 \cdot \alpha + 2.56 \cdot \beta + \ln K_D \cdot 1.987 - 3.08 \cdot \gamma - 1.47)$; 2 – Оно [Ono, 1983], $T, K = (0.057 + 0.34 \cdot 10^4) / (\ln K_D + 0.934 \cdot Cr'' - 0.102)$; 3 – Фабри [Fabries, 1979], $T, K = (4250 \cdot \alpha + 1343) / (\ln K_D^0 + 1.825 \cdot \alpha + 0.571)$; 4 – О'Нейла-Уолла-Бэллхауза-Берри-Грина (O'NWBBG) [Ballhaus, 1991], $T, K = [(6530 + 280 \cdot P + 7000 + 108 \cdot P) \cdot (1 - 2 \cdot Fa) - 1960 \cdot (1 - 2 \cdot f) + 16150 \cdot \alpha + 25150 \cdot (\gamma + X_{Ti})] / (R \cdot \ln K_D + 4.705)$; P – давление, GPa, для расчетов принято равным 1 GPa; α, β, γ – атомные доли Cr, Al, Fe³⁺ по отношению к их сумме в хромшпинелиде, соответственно; Cr'' = Cr/(Cr+Al) в хромшпинелиде; Fa = Fe/(Fe+Mg) в оливине; f = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) в хромшпинелиде; $K_D = (X_{Mg}^{Ol} \cdot f) / (X_{Mg}^{Sp} \cdot Fa)$, где $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$ в оливине и хромшпинелиде, соответственно; $K_D^0 = \ln K_D - 4 \cdot \gamma$; R – универсальная газовая постоянная, R = 8.31 Дж/(моль·К).

товый Идарский дунит-гарцбургитовый массив, расслоенный Талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый массив, дифференцированный Кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый массив) показали, что результаты оценки температур оливин-хромшпинелевого равновесия, полученные с помощью существующих геотермометров (таблица), неоднозначны и не отвечают сформулированному выше требованию.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Значения температур для разных версий оливин-хромшпинелевого геотермометра, с некоторыми исключениями, различны и для конкретного объекта составляют 120–200 °С.

2. Для ультрамафитовых массивов офиолитовых поясов отмечается применимость всех четырех версий геотермометра. Это, очевидно, обусловлено тем, что все исследователи геотермометров производили практическую апробацию своих версий на ультрамафитах из офиолитовых комплексов. При этом геотермометры Оно и Фабри дают несколько более высокие температуры, нежели геотермометры Джексона-Ирвайна-Редера и O'NWBBG.

3. Для ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых массивов складчатых областей на примере реститового, расслоенного и дифференцированного массивов наиболее объективной версией для расчета температур представляется геотермометр Фабри. При этом последний, очевидно, отражает температуру наложенного метаморфизма, в ходе которого оливин-хромшпинелевая ассоциация испытала переуравновешивание. Наименее применимым геотермометром для данных массивов является геотермометр Джексона-Ирвайна-Редера, который для большинства анализов сильно занижает расчетную температуру.

4. При использовании геотермометра Оно в отдельных расчетах отмечается неоправданное завышение температур по отношению к другим версиям (например, обр. 7007, 7017, 1093, см. таблицу). Как показывают наблюдения, на это влияет значение введенного А. Оно параметра хромистости, который, очевидно, в ряде случаев не работает.

Из приведенных данных видно, что наиболее универсальной и практически адаптированной версией для расчета температур является оливин-хромшпинелевый геотермометр Фабри. Также в настоящее время доказано, что необходимым требованием наиболее корректного применения оливин-хромшпинелевых геотермометров является определение степени окисления железа в хромшпинелиде не расчетным путем, а основанное на данных ЯГР-спектроскопии [Чашухин и др., 1996].

Все вышеперечисленное обуславливает постоянный интерес петрологов к изучению аксессуарных и рудных шпинелидов, физические и химические свойства которых заключают в себе важную информацию о физико-химических условиях и геодинамической природе кристаллизации. Однако к возможности применения особенностей составов хромшпинелидов и их парагенезисов для выяснения условий начальной кристаллизации и эволюции ультраосновных расплавов стоит относиться аккуратно в связи с их некоторой ограниченностью из-за трудности учета всего многообразия параметров систем.

Литература

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

Чаирухин И. С., Вотяков С. Л., Уймин С. Г. и др. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. 136 с.

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

Юричев А. Н., Чернышов А. И. Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 42–50.

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.

Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. Vol. 107. № 1. P. 27–40.

Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 69. № 4. P. 329–336.

Hill R., Roeder P. The crystallization of spinel from liquid as a function of oxygen fugacity // Journal of Geology. 1974. Vol. 92. № 6. P. 709–731.

Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 1983. Vol. 78. P. 115–122.

Roeder P., Campbell I., Jamieson H. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 68. P. 325–334.

Е. Е. Паленова

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
palenova@mineralogy.ru

**Модель формирования месторождений золота в черных сланцах
Артемовского рудного узла (Бодайбинский район)**
(научный руководитель Е. В. Белогуб)

Проблеме генезиса золоторудных месторождений в черносланцевых формациях посвящены исследования ряда отечественных и зарубежных ученых. По современной классификации они принадлежат орогенному типу [Goldfarb et al., 2001]. Классическим примером таких объектов на территории России является Бодайбинский район Ленской золотоносной провинции, для которого разработаны две основные гипотезы формирования месторождений: 1) постмагматически-гидротермальная, согласно которой основной этап концентрации золота в рудах и привнос хотя бы части цветных и благородных металлов отвечает становлению постметаморфических интрузий [Кондратенко, 1977; Distler et al., 2004; Лаверов и др., 2007; Русинов и др., 2008]; 2) метаморфогенно-гидротермальная, по которой рудообразующие растворы генерировались при региональном метаморфизме исходно металлоносных углеродистых толщ [Буряк, 1982; Large et al., 2007; Иконникова и др., 2009; Чугаев и др., 2014].

Месторождения рудного и россыпного золота в Бодайбинском районе объединяются в два крупных рудных узла – Хомолхинский на севере (месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший, Вернинское, Невское) и Артемовский на юге (месторождения Копыловское, Кавказ, рудопроявление Красное).

Месторождение Копыловское расположено в 45 км северо-восточнее г. Бодайбо и приурочено к одноименной антиклинали субширотного простирания. Ближайший гранитный массив расположен в 40 км к востоку. Месторождение Кавказ находится в 35 км к северу от г. Бодайбо и приурочено к Васильевской антиклинали и зоне Миллионного разлома субширотного простирания. В строении обоих месторождений участвуют породы догалдынской свиты Vdg. Рудопоявление Красное расположено в 75 км к северо-востоку от г. Бодайбо, приурочено к шарниру Рудной антиклинали субширотного простирания и сложено породами аунакитской (Rau), вачской (Rvc) и анангской (Van) свит. Золотоносными являются отложения вачской и, возможно, аунакитской свит. Ближайшие гранитные массивы расположены на расстоянии 30–50 км [Паленова и др., 2015].

Вмещающие породы на месторождениях Копыловское, Кавказ и Красное представлены углеродистыми метапесчаниками, метаалевролитами и сланцами, метаморфизованными в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Минералого-петрографические признаки гидротермально-метасоматических изменений, связанных с интрузивным магматизмом, не выявлены. Рудная минерализация представлена пиритом с подчиненным количеством пирротина, халькопирита, галенита, сфалерита, сульфидов и сульфоарсенидов кобальта и никеля. Золото образует включения в пирите, реже свободные зерна. На объектах выделяются золото-сульфидный и золото-сульфидно-кварцевый рудно-формационные типы [Паленова и др., 2015].

Важнейшей особенностью черных сланцев является существенная (более 1 об. % по [Петтиджон, 1981]) примесь углеродистого вещества (продукта преобразования органики), что определяет геохимическую специфику отложений. Так, накопление Au, Ag, Cu, Zn, Cd, As, Se, Sb, а также U, Th и REE органическим веществом в сорбированной и металлоорганической форме доказано как прямыми анализами рассеянного углеродистого вещества пород золоторудных и полиметаллических месторождений [Ермолаев, Созинов, 1986; Юдович, Кетрис, 1994; Развозжаева и др., 2002], так и экспериментальными данными [Кузьмина, 2006; Плюснина и др., 2009]. Кроме того, черносланцевые отложения содержат сингенетичные сульфиды, в частности, пирит и гидротроилит, которые также являются геохимическим барьером для осаждения благородных металлов и халькогенидов [Юдович, Кетрис, 1994]. U, Th, REE, Ti и Ba преимущественно сорбируются глинистым веществом осадка [Балашов, 1976; Юдович, Кетрис, 1994; Mernagh, Mieizitis, 2008]. При диагенезе, катагенезе и метаморфизме происходит преобразование органического вещества и глинистых минералов, сопровождающееся высвобождением примесей, а также перетложение сульфидов с выделением неструктурных примесей.

Таким образом, поведение металлов в углеродистых осадках месторождений Артемовского рудного узла в наиболее общем виде может быть представлено следующей последовательностью.

1) *Сингенетичное накопление в формах, связанных с органическим веществом, глинистыми минералами и наиболее ранними сульфидными.* Формирование терригенных отложений Бодайбинского синклинория происходило в несколько этапов: 1) медвежевско-баллаганахский; 2) дальнотайгинско-жуинский (вачская свита); 3) юдомский (догалдынская свита) [Немеров и др., 2010]. На медвежевско-баллаганахском этапе осадки накапливались в рифтогенном морском бассейне пассивной окраины юга Сибирского кратона, с которой происходил снос терригенного материала; в дальнотайгинско-жуинский этап – в условиях спрединга задугового бассейна и

влияния островодужного (андезитового) вулканизма, часть терригенного материала поступала с юга (Байкало-Муйская зона, островодужная система); в юдомский этап – в условиях бассейна форланда при сносе терригенного материала с юга [Немеров и др., 2010].

Таким образом, вачская свита отлагалась в условиях смены тектонического режима от задугового бассейна к бассейну форланда, догалдынской – в условиях форланда. Осадконакопление происходило под влиянием островодужного вулканизма и в условиях размыва пород островной дуги, что способствовало сингенетичному накоплению Au, Ag, Cu, Zn, Cd, As, Se, Sb с органическим веществом, а также их соосаждению с первичными сульфидами (пиритом). U, Th и REE сорбировались органикой и глинистым материалом, а также входили в состав металлоорганических соединений. Ti, Ba и Sr отлагались преимущественно в сорбированной форме на глинистых частицах.

2) *Диагенетическое перераспределение вещества.* На этом этапе происходит высвобождение сорбированных металлов и серы из углеводородных соединений на ранних стадиях изменения их структуры и вхождение примесей в состав диагенетического пирита. Последнее подтверждается составом микропримесей в син- и диагенетическом пирите месторождений Копыловское и Кавказ [Паленова и др., 2015]. Частичное окисление органического вещества способствует выделению свободной углекислоты, которая связывается с Ca и Mg поровых вод и избыточным Fe первичных сульфидов с образованием железистого доломита [Ермолаев, Созинов, 1986; Юдович, Кетрис, 1988]. Кристаллизация карбоната из углекислоты, выделившейся при окислении органического вещества, предполагается и для месторождения Сухой Лог [Гаврилов, Кряжев, 2008]. Также углеводороды теряют часть фосфора, что, совместно с преобразованием глинистых минералов и частичным высвобождением сорбированных на них редкоземельных элементов, приводит к началу кристаллизации алюмофосфатов – флоренсита $(\text{Ce,La})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$, гоацита $\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, горсейксита $\text{BaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$. Глобальный характер диагенетического образования флоренсита, горсейксита и крандаллита $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ показан на примере разновозрастных (средний архей–ранний мел) отложений Австралии [Rasmussen, 1996].

3) *Перераспределение вещества при катагенезе и метаморфизме* приводит, в первую очередь, к высвобождению примесей из металлоорганических комплексов при графитизации органического вещества и очищению и переотложению сингенетичного пирита. По данным химико-битуминологического анализа углеродистое вещество месторождений Копыловское и Кавказ прошло все стадии катагенетического преобразования, характеризуется повышенным содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ и низкой долей битумоида (ХБА), составляющей 0.17–0.39 мас. % от $\text{C}_{\text{орг}}$ и около 0.005 мас. % от породы, и может содержать лишь незначительное количество связанных форм металлов [Паленова и др., 2015]. По данным ЛА-ИСП-МС в составе пирита от ранних диагенетических форм к поздним катагенетическим и синметаморфическим уменьшается содержание микропримесей Au, Ag, Co, Pb, Sb, Bi, Te, Ba, Mo и Tl и увеличивается – Ni, Cu, As, Se, наиболее значительно – U [Паленова и др., 2015]. Высвобождение металлов и серы приводит к формированию сульфидов и сульфосолей цветных металлов и самородного золота в виде микровключений в пирите и свободных зерен. Подобные процессы наблюдались на ряде орогенных месторождений золота [Large et al., 2007]. Метаморфическое окисление органического вещества способствует выделению CO_2 и повышению кислотности порового раствора [Ермолаев, Созинов, 1986;

Юдович, Кетрис, 1988]. Часть пирита окисляется с образованием магнетита и ярозита $K_2Fe_6(SO_4)_4(OH)_{12}$ (рудопоявление Красное). Происходит растворение кремнезема и его локальное переотложение в виде кварцевых «микролинз» и оторочек вокруг кристаллов пирита. Подобный механизм обсуждался и для месторождения Сухой Лог [Гаврилов, Кряжев, 2008]. Кроме того, наблюдается переотложение железистого доломита с образованием карбонатов сидерит-магнезитового ряда. Метаморфизм глинистого вещества приводит к образованию калиевых слюд и парагонита (в локальных участках пересыщения раствора натрием), при этом высвобождаются U, Th, REE, Ti и В. Наблюдается дальнейший рост флоренсита, образование рутила, часто в виде оторочек вокруг микролинз кварца, и турмалина (каймы регенерации вокруг обломков турмалина, новообразованные игольчатые кристаллы). Уран частично входит в состав позднего пирита, вероятность чего подтверждается радиологическим изучением ураноносных черных сланцев [Ермолаев, Созинов, 1986; Юдович, Кетрис, 1994].

4) *Процессы динамометаморфизма* приводят к локальному растворению рудных минералов, мобилизации и переотложению металлов в наиболее благоприятных структурных позициях (замки складок, зоны влияния разломов).

Таким образом, источником вещества для образования золоторудных месторождений Артемовского узла являлись исходно металлоносные углеродистые толщи. Перераспределение и концентрирование металлов происходило при диагенезе, катагенезе, метаморфизме и динамометаморфизме. Выводы о коровом источнике металлов подтверждаются изотопным анализом свинца в пирите месторождений Копыловское и Кавказ и в галените рудопоявления Красное [Belogub et al., 2014].

Автор выражает благодарность д.г.-м.н. Е. В. Белогуб, д.г.-м.н. В. В. Масленникову, к.г.-м.н. О. Ю. Плотинской, к.г.-м.н. А. В. Чугаеву и к.г.-м.н. К. А. Новоселову за ценные консультации и помощь на всех этапах работы. Исследования выполнены в рамках бюджетной темы № 01201350139 лаборатории минералогии рудогенеза ИМин УрО РАН.

Литература

- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
- Гаврилов А. М., Кряжев С. Г. Минералого-геохимические особенности руд месторождения Сухой Лог // Разведка и охрана недр. 2008. № 8. С. 3–16.
- Ермолаев Н. П., Созинов Н. А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986. 174 с.
- Иконникова Т. А., Дубинина Е. О., Сароян М. Р., Чугаев А. В. Изотопный состав кислорода жильного кварца и вмещающих пород на месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 560–567.
- Кондратенко А. К. Магматические комплексы центральной части Ленской провинции и их металлогеническая специализация. М.: Недра, 1977. 144 с.
- Кузьмина Т. В. Исследование хемосорбции золота и платины на углеродистое вещество в связи с проблемой металлоносности черных сланцев // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2006. 28 с.
- Лаверов Н. П., Чернышев И. В., Чугаев А. В. и др. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалловой минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // Доклады Академии наук. 2007. Т. 415. № 2. С. 236–241.

Немеров В. К., Станевич А. М., Развозжаева Э. А. и др. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.

Паленова Е. Е., Белогуб Е. В., Плотинская О. Ю. и др. Эволюция состава пирита на золоторудных месторождениях в черносланцевых толщах Копыловское и Кавказ (Бодайбинский район, Россия) по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 71–92.

Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

Плюснина Л. П., Кузьмина Т. В., Лихойдов Г. Г. Влияние серы на хемосорбцию золота углеродистым веществом при 200–400 °С и $P_{\text{общ}} = 1$ кбар // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 6. С. 806–808.

Развозжаева Э. А., Прокофьев В. Ю., Спиридонов А. М. и др. Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 2. С. 116–124.

Русинов В. Л., Русинова О. В., Кряжев С. Г. и др. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–46.

Чугаев А. В., Плотинская О. Ю., Чернышев И. В., Котов А. А. Неоднородность изотопного состава Pb в сульфидных парагенетических ассоциациях на золоторудном месторождении Вернинское (Байкало-Патомское нагорье, Россия) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 457. № 3. С. 1–6.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

Mernagh T. P., Miezitis Y. A review of the geochemical processes controlling the distribution of thorium in the earth's crust and Australia's thorium resources // Geoscience Australia. 2008. 48 p.

Belogub E. V., Palenova E. E., Chugaev A. V., Plotinskaya O. Yu. Origin of gold ores in black-shale hosted deposits of the Bodaybo region, Russia // Acta Geologica Sinica (English Edition). 2014. Vol. 88 (Supp. 2). P. 252–253.

Distler V. V., Yudovskaya M. A., Mitrofanov G. L. et al. Geology, composition and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia // Ore Geology Reviews. 2004. Vol. 24. P. 7–44.

Goldfarb R. J., Groves D. I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis // Ore Geology Reviews. 2001. Vol. 18. P. 1–75.

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.

Rasmussen B. Early-diagenetic REE-phosphate minerals (florencite, gorceixite, crandallite, and xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus // American Journal of Science. 1996. Vol. 296. P. 601–632.

Часть 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ

*А. И. Брусницын¹, Е. В. Белозуб^{2,3}, И. Г. Жуков^{2,3}, Н. Р. Аюпова^{2,3},
В. Н. Кулешов⁴, Н. В. Платонова¹, А. Н. Арцышев¹*

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

² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

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

⁴ – Геологический институт РАН, г. Москва

Минералогия и геохимия силикатно-карбонатных марганцевых руд Мазульского месторождения, Красноярский край

Введение. Мазульское марганцевое месторождение расположено на хребте Арга в 12 км к юго-западу от г. Ачинска. Оно было открыто в конце XIX века и периодически эксплуатировалось с 1933 по 1956 гг., после чего было законсервировано. Известно, что незатронутые приповерхностным окислением марганцевые руды месторождения представляют собой редкие в природе неотокит-родохрозитовые породы, но их вещественный состав до сих пор не изучался с применением современных методов. Мы постарались восполнить данный пробел. Материалом для работы послужили образцы руд из технологической пробы, отобранной в 2007 г.

Геологические условия залегания руд. Месторождение приурочено к вулканогенно-осадочным комплексам нижнего палеозоя, слагающим северо-восточное субширотное ответвление от складчатой системы Кузнецкого Алатау [Молдованцев, 1938; Борисевич, 1940; Бетехтин, 1946; Цыкин, 1967]. Рудовмещающие толщи сложены эффузивами основного состава, вулканомиктовыми гравелитами, песчаниками и алевролитами, туффитами, кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, кварцитами, яшмами и карбонатными породами. Характер залегания и морфология рудных тел интерпретируются неоднозначно. Иногда отчетливо прослеживается линзо- и лентовидная форма тел, их согласное залегание во вмещающих породах, переслаивание руд с кремнистыми сланцами и туффитами. В других случаях геометрия рудных залежей более сложная и изменчивая с многочисленными раздувами, пережимами и изгибами. Ориентировка таких тел не всегда согласна с напластованием вмещающих толщ, а между рудами и нерудными отложениями отмечаются постепенные переходы. Рудные залежи выявлены на площади около 1 км². Мощность отдельных тел варьирует от первых метров до 42 м, протяженность – 100–150 м, по падению они прослежены до глубины 160 м.

Минералогия и строение руд. Руды месторождения коричневого цвета, микрозернистые, микропористые, гигроскопичные. В их составе методами оптической и электронной микроскопии, рентгенофазового и микрозондового анализа установлены следующие минералы: *главные* – родохрозит, гетит, неотокит, кварц; *второстепенные* – сапонит, Mg–Mn серпентин (кариопилит), иллит-сметтит, филлипсит, апатит,

гематит; *акцессорные* – самородные медь и никель, гринокит, киноварь, халькозин, никелин, никельсодержащий лангисит, арсениды меди (предположительно альгодонит, домейкит и их кобальт- и никельсодержащие разновидности), барит, монацит, а также пока не диагностированные соединения $Zn-Cu-S$ и $Cd-Cu-S$.

В рудах выделяется пять главных текстур: 1) линзовидно-полосчатые с чередованием слоев, различающихся соотношениями порообразующих минералов; 2) струйчатые и хлопьевидные, образованные тонкодисперсным вулканомиктовым и смектитовым материалом, сцементированным неотокиком; 3) колломорфные с изометричными обособлениями стекловидного неотокиста, срастающимися с почковидным концентрически-зональным гетитом или родохрозит-гетитовым агрегатом; 4) брекчиевидные, в которых неправильные по форме, комковатые по структуре родохрозит-гетитовые (\pm неотокист) скопления сцементированы микрозернистой неотокист-смектит-кварцевой массой; 5) щебне-дресвянистая, сходная с брекчиевидной, но с дополнительным присутствием угловатых обломков кремнистых пород.

Помимо указанных текстур в рудах наблюдаются участки с прожилково-сетчатой текстурой, создаваемой секущими прожилками родохрозита и кальцита. В линзовидно-полосчатых рудах прожилки имеют сегрегационную природу – они являются продуктом локального перераспределения родохрозита из основной массы породы в поздних трещинах. В струйчатых рудах родохрозитовые прожилки замещают более раннюю неотокист-смектитовую массу.

В рудах преобладают глобулярные, комковатые, сферолитовые, почковидные концентрически-зональные, а также пелитовые структуры. Для неотокистовых и смектитовых обособлений чрезвычайно типичны трещины синерезиса (усыхания). Все это указывает на образование основной массы руд в процессе литификации обводненного тонкодисперсного материала, в котором весьма вероятно присутствие гелеобразного коллоидного вещества. В этом плане особенно интересно широкое развитие в рудах неотокиста – аморфного силиката марганца $(Mn, Fe, Mg, Al)(SiO_3) \cdot nH_2O$. Его присутствие указывает на то, что часть рудного вещества изначально аккумулировалась в силикатной форме в виде $Mn-Si \pm (Fe, Mg, Al)$ геля, который впоследствии коагулировал с образованием стекла. Участками в рудах проявлена собирательная перекристаллизация минералов, приводящая к формированию тонкодисперсных масс зернистых агрегатов. Мозаичные зернистые структуры особенно характерны для родохрозита. Неотокист в рудах замещается кариопилитом и родохрозитом.

В целом, минеральный состав и строение руд соответствуют неметаморфизованным обломочно-хемогенным отложениям (осадочным породам). В рудах отсутствуют явные признаки метасоматического генезиса, т.е. образования минералов железа и марганца путем замещения ими субстрата изначально не содержавшего эти элементы.

Геохимия руд. Главными элементами руд являются кремний, железо, марганец и углекислота ($SiO_2 + FeO^{общ} + MnO^{общ} + CO_2 = 73.1-88.5$ мас. %). Средние содержания петрогенных компонентов составляют (мас. %): $SiO_2 - 19.9$, $Al_2O_3 - 3.7$, $Fe_2O_3^{общ} - 21.2$, $MnO - 30.6$, $CaO - 2.5$, $P_2O_5 - 0.6$, $CO_2 - 15$. Отношение Mn/Fe изменяется от 0.5 до 9.8, но марганцевые руды ($Mn/Fe > 1$) преобладают. По значениям алюминиевого модуля $Al/(Al+Fe+Mn) = 0.04-0.19$ руды соответствуют металлоносным осадкам.

В рудах установлены высокие, примерно в 10–1000 раз превышающие кларк концентрации многих микроэлементов (средние значения, г/т): Ba (3337), Bi (0.7),

Cd (62), Co (304), Cu (513), Hg (4.3), Mo (9.7), Ni (394), Pb (41), Sb (15), Se (1.6), Te (0.1), Zn (1765). Концентрации (г/т) Be (1.5), Cr (50), Cs (0.9), Ga (8), Ge (0.3), Hf (0.6), Li (12), Nb (0.7), Rb (14), Sc (2.4), Ta (0.05), Th (1) и Zr (24) ниже кларка. Редкоземельные элементы (РЗЭ) обладают низкими концентрациями (Σ РЗЭ, в среднем, 9.6 г/т), что примерно в 10 раз ниже кларковых. В спектрах РЗЭ фиксируется отрицательная цериевая аномалия (Ce/Ce^* в среднем, 0.54) и небольшой дефицит легких РЗЭ, что является индикаторным для металлоносных осадков и железо-марганцевых корок, формирующихся в областях придонной разгрузки гидротермальных растворов [Дубинин, 2006]. По геохимическим особенностям руды Мазульского месторождения близки к гидротермальным марганцевым отложениям современного океана [Батулин, 2000].

Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) родохрозита. Родохрозит месторождения характеризуется очень низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с «нормальными» морскими карбонатами. Величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в пробах варьируют от -33.2 до -16.1 ‰ (PDB) и от 15.0 до 18.1 ‰ (SMOW), соответственно.

Низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ свойственны родохрозииту многих марганцевых месторождений осадочного или гидротермально-осадочного генезиса [Кулешов, 2001]. Основным источником необходимой для образования карбонатов углекислоты здесь служило окисляющееся на стадии диа- и/или катагенеза органическое вещество. Самые низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ мазульских родохрозитов (до -33.2 ‰ PDB) соответствуют углероду органического вещества нефтяного ряда. Не исключено, что источником углерода служили растворы, просачивающиеся сквозь пакки битуминозных известняков, расположенных вблизи месторождения.

Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ имеют карбонаты марганца из метаморфизованных руд, однако изученные руды не испытали метаморфизма. В таком случае полученные нами величины $\delta^{18}\text{O}$ могут быть объяснены тремя способами: 1) рудогенез протекал с участием разогретых растворов глубинного происхождения; 2) облегчение изотопного состава кислорода материнских для карбонатов растворов происходило в результате взаимодействия захороненных морских вод с вулканогенно-осадочными породами при низких отношениях вода/порода; 3) образование родохрозита осуществлялось в условиях низких температур с участием изотопно-легких вод метеорного (приповерхностного) происхождения. С учетом геологии района, первый вариант наименее вероятный.

Дискуссия. На образование месторождения существуют разные точки зрения. В качестве альтернативных предлагаются те или иные варианты осадочной и гидротермально-метасоматической моделей [Молдованцев, 1938; Борисевич, 1940; Бетехтин, 1946; Цыкин, 1967]. Полному генетическому толкованию полученных нами данных мешает отсутствие точной привязки изученных образцов к конкретным геологическим условиям их нахождения.

С одной стороны, приуроченность к вулканогенно-осадочным толщам, согласное залегание, по крайней мере, части рудных тел, переслаивание руд и вмещающих пород, наличие между ними постепенных переходов, осадочный облик руд и специфика их геохимии (в частности, тип спектра РЗЭ) могут интерпретироваться в рамках гидротермально-осадочной модели. В этом варианте железо, марганец и некоторые другие элементы поставлялись в придонную часть морского бассейна растворами, циркулирующими в вулканогенно-осадочной толще. Отложение рудного вещества происходило либо на поверхности морского дна, либо отчасти ниже этого уровня

среди неконсолидированных отложений. Отсюда и текстурное разнообразие руд с неравномерным распределением в них обломочной и гидротермальной составляющих. Сложная морфология и характер залегания некоторых рудных залежей объясняется заполнением рудным (гидротермальным) материалом зон механического дробления (подводящих каналов?), карстовых полостей, неровных депрессий рельефа морского дна и т.п.

С другой стороны, палеовулканогенные комплексы складчатых областей, как правило, в той или иной степени метаморфизованы. Яркой же особенностью мазульских руд служит отсутствие даже самых слабых метаморфогенных проявлений. В них широко развиты гетит, неотокит (гидратированное Mn–Si стекло), смектиты. Этот факт заслуживает внимания. Либо он отражает специфику геологической истории региона, либо оруденение имеет не кембрийский, как вмещающие вулканогенно-осадочные толщи, а существенно более молодой возраст. В последнем случае месторождение приходится рассматривать как эпигенетическое низкотемпературное гидротермальное: рудное вещество выполняло открытые полости (например, карстовые), цементируя скопившийся в них обломочный материал. Перенос и отложение железа и марганца осуществлялись при участии метеорных вод. В пользу данной модели свидетельствуют причудливая морфология некоторых рудных залежей и изотопный состав кислорода карбонатов.

В любом варианте, минералогия марганцевых руд Мазульского месторождения интересна, поскольку указывает на возможность первоначального накопления марганца не в оксидной, а в силикатной форме, а также тем, что характеризует фазовый состав силикатно-карбонатных отложений, сформировавшийся на ранних ступенях литогенеза.

Исследования проведены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования», «Микроскопии и микроанализа» и Южно-Уральского центра коллективного пользования ИМин УрО РАН. Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 5 и в рамках государственной бюджетной темы (ГР № 01201350139).

Литература

- Батурин Г. Н. Рудные ресурсы океана // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 5. С. 451–477.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды. М.-Л.: АН СССР, 1946. 315 с.
- Борисевич И. В. К минералогии карбонатных марганцевых руд Мазульского месторождения // Труды Института геологических наук. Петрографическая серия (№ 14). 1940. Вып. 44. С. 15–36.
- Дубинин А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 359 с.
- Кулешов В. Н. Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) и происхождение карбонатных марганцевых руд. М.: Геоинформмарк, 2001. 56 с.
- Молдованцев Е. П. К вопросу о генезисе Мазульского марганцевого месторождения // Советская геология. 1938. № 7. С. 45–52.
- Цыкин Р. А. Марганцевые рудопроявления в Красноярском крае // В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 353–360.

П. А. Михеев
*Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ),
г. Новочеркасск*

**Геохимические особенности Коксайского рудопроявления
марганцевых руд (Республика Узбекистан)**
(научный руководитель А. Б. Кафтанатий)

Коксайское рудопроявление марганцевых руд расположено на территории Зеравшанского хребта, включающего в себя горы Чахылкалян и Каратюбе, и известного своими месторождениями золота (Акба, Кызылтурук и др.), редких металлов (Яхтон, Чаштепе – вольфрам; Мангит, Лолабулак – ниобий, тантал) и марганца (Дауташ, Коксай и др.). Участок проведения геологоразведочных работ находится в Чевакинском районе на южном склоне гор Лолабулак, между водоразделом ручьев Дауташ и Ташбулак, в центральной части Дауташского марганцевого месторождения.

Целью работы является изучение геохимических особенностей Коксайского рудопроявления марганцевых руд с выявлением закономерностей распределения рудных компонентов (марганца и сопутствующих примесей CaO и SiO₂) в пределах рудного горизонта. Исследования включали в себя: 1) обработку данных с определением основных статистических параметров по каждому исследуемому элементу (построение гистограмм, корреляционных диаграмм) в программе Statistica; 2) построение карт распределения элементов в программе ArcMap и ArcGis 9.3; 3) анализ карт распределения с выявлением закономерностей распределения элементов по площади исследуемого участка.

Рельеф в пределах участка низкогорный слабо пересеченный, слабо расчлененный водоразделами и саями (саи Дауташ, Ташбулак и др.). Наибольшие абсолютные высоты, достигающие 919.7 м, приурочены к водораздельному плато. Минимальные отметки приурочены к тальвегам саев и составляют 870 м. Общий перепад высот составляет около 49.7 м. Северная часть участка более расчлененная, южная – более равнинная. Климатические условия района имеют черты ярко выраженного континентального режима: холодная малоснежная зима, жаркое засушливое лето, малое количество атмосферных осадков, резкие колебания суточных температур, частые и сильные ветры.

В геологическом строении исследуемой площади принимают участие терригенно-олистоострововые образования C_{2-3tr} с гигантской олистоплакой марганцевоносных карбонатных и карбонатно-кремнистых отложений ходжакурганской свиты (D_{1l}–D_{3ef}), содержащей 12 промышленных тел пиролюзитовых руд линзо- и пластообразной формы. Гипсометрические отметки рудопроявления 905–860 м, т.е. оно является наименее эродированным. Марганцевоносный горизонт имеет широтное простираание.

Исходными данными являются результаты химического анализа 151 пробы из скважин на MnO, SiO₂ и CaO. Содержания (мас. %) MnO составляют 1.5–29.4, SiO₂ – 7.32–37.68 и CaO – 12.23–45.64. Содержания оксидов положительно связаны между собой. Особенно сильно корреляционная зависимость проявляется в связи между MnO и SiO₂ (r = 0.45). В меньшей степени, CaO коррелирует с SiO₂ (r = 0.32), а MnO с CaO (r = 0.26).

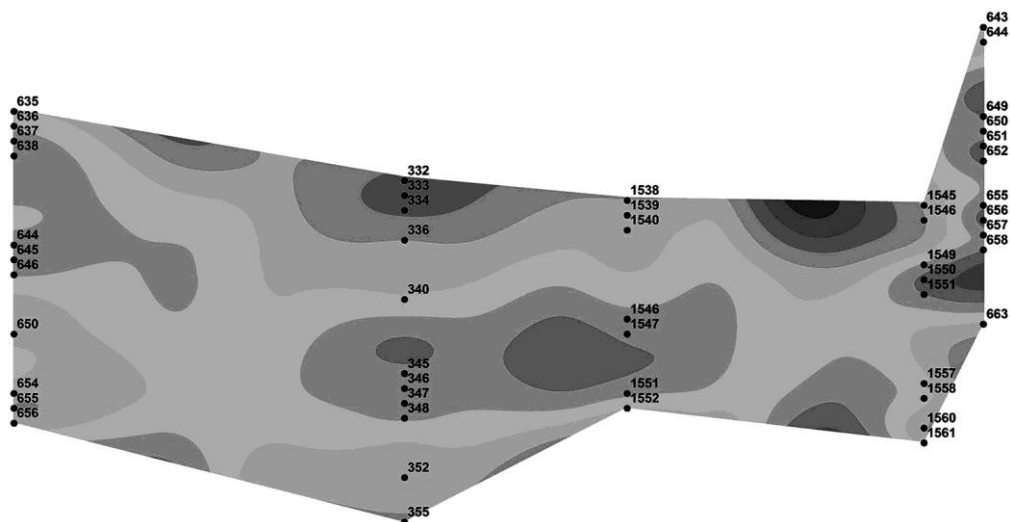


Рис. 1. Карта распределения MnO (сечение № 1).

Карты распределения химических компонентов были построены методом кригинга на основе Dbf-таблицы из данных химического анализа. Этот метод основан на статистических моделях, включающих автокорреляцию (статистические зависимости между измеренными точками). Такая технология позволяет не только получить расчетную поверхность, но также определить значение точности или достоверности расчета. Метод кригинга включает два процесса: первый создает вариограммы для оценки значений статистических зависимостей, называемых пространственной автокорреляцией, а второй определяет предполагаемые значения пустых ячеек. Этот метод применяется, когда поверхность оценивается по нерегулярно распределенным отсчетам при наличии тренда. Одинарный кригинг по своей сути является лишь улучшением метода ОВР, в котором учитываются не только расстояния от интерполируемой точки, но и расстояния между самими исходными точками так, что веса более близких друг к другу исходных точек уменьшаются. Данные опробования представлены в виде карт распределения химических элементов на листе в формате GRID, в котором каждая точка поверхности имеет свое значение. После создания Dbf-таблицы при помощи модуля Spatial Analyst создаются моноэлементные карты распределения по каждому элементу. Для изучения распределения MnO были построены геохимические карты по разным сечениям (рис. 1, 2).

По сечению № 1 скважинами вскрываются два рудных тела, разделенных безрудной зоной. Максимальное содержание марганца (больше 19 %) наблюдается в центральных частях рудных тел, к кровле и подошве рудных тел оно плавно уменьшается. Подобное распределение наблюдается и по остальным четырём сечениям.

В результате проведенных исследований можно сделать ряд выводов. Содержание марганца гипсометрически закономерно изменяется. В близповерхностных частях содержание марганца уменьшается, что можно связать с гипергенным выщелачиванием. На среднем глубинном уровне содержание марганца повышается, что может объясняться вторичным обогащением в результате миграции марганца в эту часть разреза. С глубиной его содержание также закономерно уменьшается.

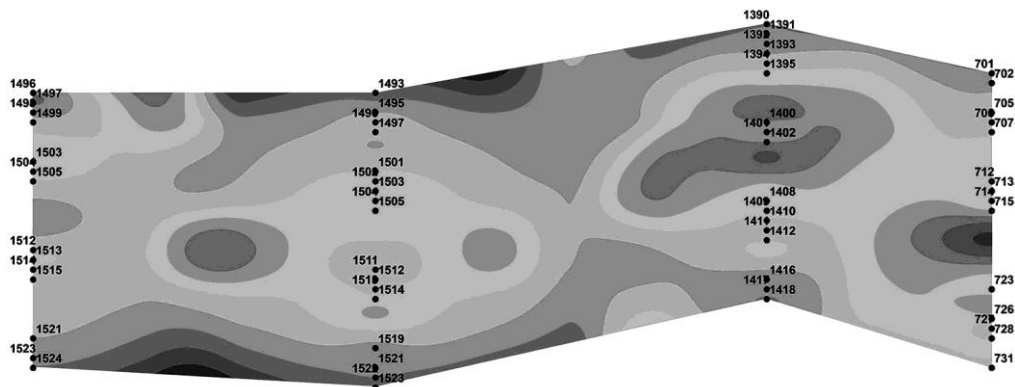


Рис. 2. Карта распределения MnO (сечение № 3).

Подобная ситуация, в какой-то степени, повторяется с SiO_2 . Содержания CaO равномерно распределены на всех глубинных уровнях. Эти закономерности позволяют прийти к выводу о ведущей роли гипергенных процессов в формировании марганцевого оруденения на Коксайском рудопроявлении.

В. В. Иванов

Государственный научный центр ФГУПП «Южморгеология», г. Геленджик
geolog_ivanov@mail.ru

**Особенности геохимической специализации
кобальтоносных марганцевых корок гайота Бутакова
Магеллановых гор, Тихий океан
(научный руководитель М. Е. Мельников)**

Кобальтоносные марганцевые корки (КМК) являются новым типом твердых полезных ископаемых Мирового океана, привлекающим внимание с последней четверти прошлого века [Кронен, 1982]. Корки представляют собой сплошные покровы гидроксидов железа и марганца, облекающие выходы коренных пород. В них содержится до 24 % Mn, 18 % Fe, 0.7 % Co и Ni, а также присутствуют повышенные содержания Mo, Pt, РЗЭ, Te, Ti, V и др. Задачей настоящей работы является выявление особенностей геохимической специализации кобальтоносных марганцевых корок гайота Бутакова.

В рамках подготовки заявки в Международный орган по морскому дну на получение участка КМК в международном районе морского дна, ГНЦ «Южморгеология» изучено геологическое строение и корковое оруденение подводных гор. За период с 2000 г. по настоящее время НИС «Геленджик» выполнено девять рейсов с проведением геолого-геофизических работ на всех 15 гайотах Магеллановых гор. Накопленный фактический материал позволяет говорить об общих чертах геологиче-

ского строения гайотов, но в то же время дает возможность выделить отдельные горные сооружения, характеризующиеся специфическими особенностями. Одним из гайотов с индивидуальными чертами строения является гайот Бутакова. В течение нескольких рейсов на данном гайоте выполнены: многолучевое эхолотирование (площадь съемки 10700 км²), гидромагнитная съемка (2300 км профилей), фототелевизионное профилирование (580 км профилей), геологическое опробование с использованием скальных драг (около 100 станций) и бурение неглубоких скважин (более 20). Результаты и анализ полученных данных изложены в отчетах ГНЦ «Южморгеология» и некоторых публикациях [Анохин, Мельников, 2013; Мельников и др., 2012].

Гайот Бутакова является крайним юго-восточным горным сооружением цепи Магеллановых гор (рис.). Своей субмеридионально-вытянутой формой он отличается от других гайотов, которые, в основном, изометричны и ориентированы субширотно. Вершинная поверхность горного сооружения построена двумя удлиненными полугими куполами, осложненными многочисленными вулканическими мезоформами. Гайот характеризуется низким батиметрическим положением бровки в интервале

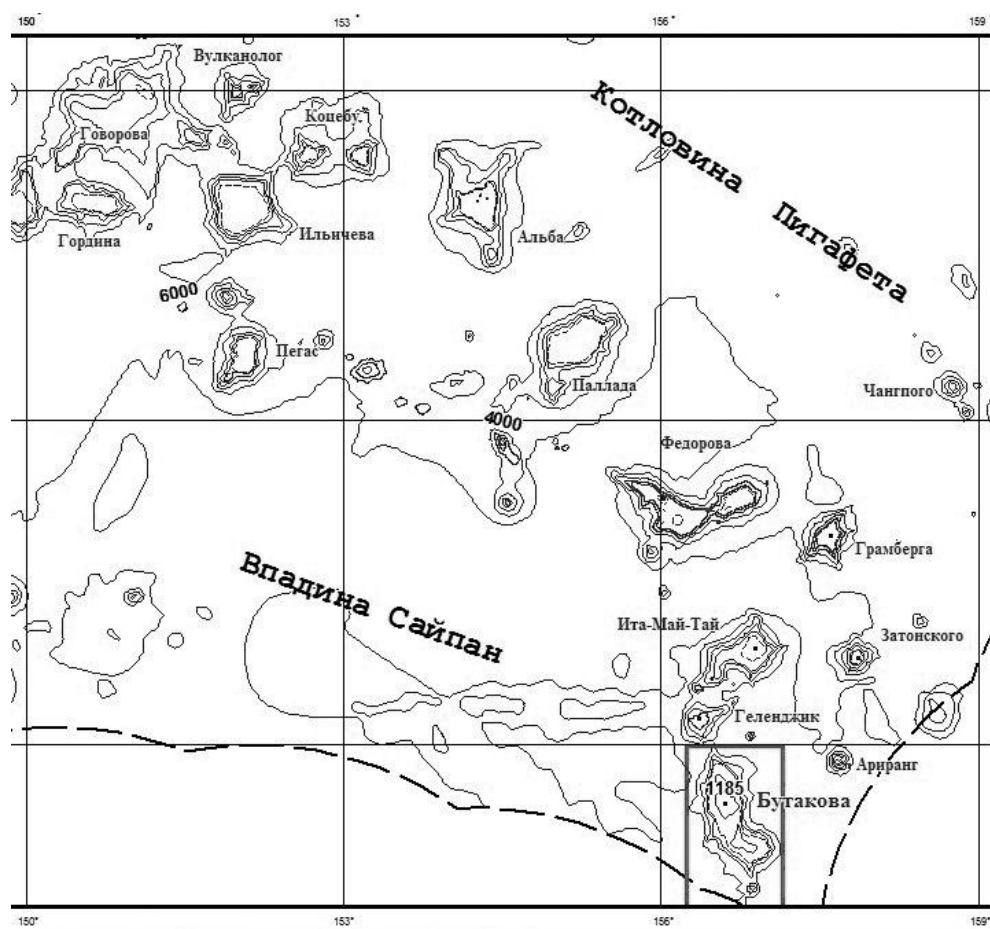


Рис. Положение гайота Бутакова среди гайотов Восточного звена Магеллановых гор.

глубин 2500–3000 м при средней глубине положения бровки других гайотов – 1400–1600 м. Склоны гайота имеют выпукло-вогнутый профиль с крутизной до 25° и более. Крутизна верхних участков западного и восточного склонов близка к 40° (в единичных случаях до 64°), что говорит об их сбросовом характере.

Основной объем горного сооружения, как и на Магеллановых горах в целом, сложен вулканитами раннего мела, представленными породами толеит-щелочно-базальтовой ассоциации гавайского типа. Мезо-кайнозойская осадочная шапка состоит из рифогенных и планктоногенных известняков, эдафогенных брекчий, а также вулканокластических образований. Отличительной чертой гайота Бутакова является хорошая обнаженность пород меловых комплексов. Частота встречаемости пород апт-туронского комплекса достигает 40 %, совместно с породами кампан-маастрихтского комплекса – более 60 %. Для сравнения, на остальных гайотах Магеллановых гор, напротив, обнаженность кайнозойских пород составляет до 70 %.

Вышеизложенное позволяет предполагать, что на формирование гайота Бутакова существенное влияние оказали постседиментационная вулканотектоническая активизация. Вероятно, она ответственна за глубокое положение вершины гайота, наличие многочисленных вулканических конусов и куполов на вершинном плато, сбросовый характер западных и восточных склонов, обнаженность наиболее древних вулканогенных и осадочных пород.

На гайоте Бутакова не просматривается концентрически-зональная структура оруденения, характерная для подводных сооружений Магеллановых гор, которая заключается в наличии рудного кольца, охватывающего вершину и бровку, и образовании рудных полос, опоясывающих участки склонов [Мельников, 2005]. Железо-марганцевое корковое оруденение здесь является преимущественно вершинным и занимает около 35 % его поверхности. Оно протягивается полосой северо-восточного простирания и приурочено к вулканическим постройкам. Вторая наиболее важная черта распределения корок – крайне ограниченное развитие оруденения на склонах. Корковые покровы сохранились лишь на бортах южного и северного отрогов, а также на небольших участках восточного и южного склонов в самых верхних их частях. Ниже бровки склона выходы горных пород свободны от корок и даже рудных налетов. В связи с тектоническими событиями мощные сбросы меридионального направления разрушили поверхности западного и восточного склонов вместе с развитыми на них покровами корок.

В пределах рудных залежей большие площади занимают корки с аномально высокими мощностями. Для корок гайотов Магеллановых гор характерен разрез из четырех слоев: I-1 (верхний палеоцен – нижний эоцен), I-2 (средний – верхний эоцен), II (миоцен) и III (плиоцен-четвертичный) [Мельников, 2005]. Частота встречаемости полного разреза на гайоте Бутакова составляет 26 %. Скважинами вскрыты корки мощностью до 21 см. Высокие значения параметра образуются за счет толщины нижних фосфатизированных слоев I-1 и I-2, достигающих 7.8 и 8.3 см, соответственно.

Химический состав рудных образований гайота Бутакова определен по результатам рядового опробования (табл.). Из таблицы видно, что средние содержания марганца, кобальта и никеля в корках Магеллановых гор снижаются с северо-запада (гайот Коцебу) на юго-восток, достигая минимума в корках гайота Бутакова. Содержания железа в этом же направлении, напротив, возрастают. Повышенная железнистость корок отражается и на снижении марганцевого модуля, который изменяется в узком диапазоне. Концентрации фосфора в пределах Магеллановых гор распределены неравномерно:

Т а б л и ц а

**Средние содержания основных рудных компонентов
в корках разных гайотов Магеллановых гор, %**

Гайоты	Mn		Fe		Co		Ni		Cu		P ₂ O ₅		Mn/Fe	n
	C	V	C	V	C	V	C	V	C	V	C	V		
Бутакова	19.91	13	17.70	11	0.44	24	0.41	16	0.123	24	2.71	81	1.21	115
Геленджик	20.44	10	16.67	9	0.47	17	0.43	13	0.126	23	3.07	66	1.29	44
Ита-Май-Тай	21.45	11	16.79	9	0.50	19	0.44	14	0.133	27	2.30	73	1.31	108
Грамберга	21.42	9	16.05	11	0.54	18	0.49	12	0.109	35	2.61	67	1.34	72
Федорова	21.52	12	15.95	13	0.54	23	0.45	16	0.122	14	3.29	62	1.30	267
Паллада	21.54	11	16.30	10	0.55	20	0.48	17	0.120	26	2.20	67	1.30	129
Альба	21.35	12	16.68	11	0.57	19	0.45	18	0.120	26	2.10	62	1.22	188
Коцебу	22.25	17	16.01	11	0.59	21	0.49	23	0.126	28	2.33	62	1.34	60
Говорова	21.72	12	16.68	15	0.51	20	0.46	20	0.130	22	2.32	69	1.28	96

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены на спектрофотометре СПЕКТР-5-3М атомно-абсорбционным методом по методике НСАМ № 155-хс под руководством П. И. Курилова в Центральной аналитической лаборатории НПП «ЮжморИнжГео». Чувствительность концентрации на 1 % поглощения для разных элементов составляет от 0.13 до 0.4 мгк/см³, что соответствует 0.1 %. С – среднее значение, V – вариации, n – величина выборки.

максимальные значения отмечены на гайотах Федорова и Геленджик, но для гайота Бутакова они велики.

Многоэлементный анализ методом ICP-MS выполнен по методике МП-24 в ВИМСе под руководством С. В. Кордюкова на квадрупольных масс-спектрометрах, обеспечивающих разрешение до 0.3 М, изотопическую чувствительность от $1 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^{-7}$ со стороны легкого иона и от $1 \cdot 10^{-7}$ до $1 \cdot 10^{-8}$ со стороны тяжелого. В корках гайотов Магеллановых гор содержания элементов значительно варьируют: 1) Cs, Ta и благородные металлы – < 1 г/т; 2) Li, Rb, Be, Sc, Se, Cd, Sn и Hf – от 1 до 10 г/т; 3) Nb, Sb, W, U, Th, Cl, Ga, Te и Bi – от 10 до 100 г/т; 4) V, Zn, Y, Mo, Zr, As, Tl – от 100 до 1000 г/т и 4) Pb, Sr, Ba – > 1 кг/т. Относительно других гайотов Магеллановых гор, минимальные значения химических элементов в корках гайота Бутакова характерны для большинства элементов: Pb, Sr, Zn, Mo, Zr, Nb, Sb, W, U, Th, Li, Rb, Be, Sc, Cr, Ga, Te, Hf, Ta, Tl, Bi. Концентрации Ba, As, Se, Cs, Ag, Pt, Cd и Sn сопоставимы и даже немного больше по сравнению с некоторыми другими гайотами.

РЗЭ в марганцевых корках присутствуют в следующих количествах: 1) Tb, Tm, Lu – <10 г/т; 2) Pr, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb – от 10 до 100 г/т; 3) Y, La, Nd, Ce – от 100 до 1000 г/т. Наблюдается устойчивое снижение суммы концентраций РЗЭ с северо-запада на юго-восток, причем средние содержания в корках падают почти вдвое – от 2020 г/т для гайота Говорова до 1037 г/т для гайота Бутакова [Мельников, Плетнев, 2009]. Поскольку почти половина значения суммы РЗЭ приходится на церий, его распределение такое же при минимальной концентрации в корках гайота Бутакова

601 г/т. Максимальные концентрации большей части редких земель отмечаются в корках гайотов западного звена Магеллановых гор, пониженные – восточного звена, а минимальные – в корках гайота Бутакова, замыкающего восточное звено с юга.

Отдельные слои также характеризуются особенностями химического состава. На гайоте Бутакова железистость повышается в слое I-2, тогда как в слое III она падает, возможно, за счет повышения концентраций марганца. Это приводит к тому, что значения марганцевого модуля в слое III выше, чем в слое I-2. Содержания марганца и кобальта максимальны в слое III и минимальны в слое I-2. Содержания кобальта и никеля сопоставимы в слоях I-1 и II, в слое I-2 никель преобладает над кобальтом, а в слое III – кобальт над никелем. Содержания обоих элементов во всех слоях повышены относительно меди, а в верхнем слое – существенно более высокие. Цинк характеризуется высокими концентрациями в слое I-1, минимальными – в слое I-2, максимальными – в слое II и пониженными – в слое III. Максимальные содержания циркония отмечаются в слое I-2. Распределение молибдена в корках гайота Бутакова сходно с таковым для других гайотов, но уровень его содержаний в верхних слоях выше, чем в нижних, с максимумом в слое III.

Таким образом, по результатам исследования можно сделать следующие выводы:

1) геологическое строение и система оруденения гайота Бутакова отличаются от других гайотов Магеллановых гор, что связано с высокой интенсивностью вулканотектонической активизации, приведшей к частичному разрушению корковых покровов;

2) в корках гайота Бутакова отмечаются пониженные концентрации Mn, Co и Ni и повышенные содержания Fe по сравнению с железомарганцевыми корками других гайотов. С одной стороны, это свидетельствует об общем тренде распределения элементов в корках, с другой, характеризует высокую долю развития древних нижних фосфатизированных слоев;

3) максимальные концентрации большей части РЗЭ отмечаются в корках гайотов западного звена Магеллановых гор, пониженные – восточного звена, а минимальные – в корках гайота Бутакова, замыкающего восточное звено с юга.

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках госконтракта № 29/01/101-8.

Литература

- Анохин В. М., Мельников М. Е. Морфоструктурные особенности гайота Бутакова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 92–104.
- Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 392 с.
- Мельников М. Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
- Мельников М. Е., Плетнев С. П. Распределение церия в скоплениях железомарганцевых корок различного ранга на Магеллановых горах (Тихий океан) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 1. С. 23–35.
- Мельников М. Е., Плетнев С. П., Седышева Т. Е. и др. Первые данные о геологическом строении гайота Бутакова, Магеллановы горы, Тихий океан // Вестник КРАУНц. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. № 19. С. 78–97.

В. В. Иванов

*Государственный научный центр ФГУПП «Южморгеология», г. Геленджик
geolog_ivanov@mail.ru*

**Железомарганцевые конкреции рудной провинции
Кларион-Клиппертон и гайота Бутакова, Магеллановы горы,
Тихий океан: сходства и отличия
(научный руководитель Т. И. Лыгина)**

Железомарганцевые конкреции (далее, конкреции) являются новым типом океанических полезных ископаемых и представляют собой комплексную руду на марганец, никель, медь, кобальт и ряд попутно извлекаемых компонентов. В настоящее время продолжаются геологоразведочные работы в зоне Кларион-Клиппертон в пределах Российского разведочного района в Тихом океане, руды которого представлены конкрециями, богатыми марганцем, никелем и медью [Условия..., 1987]. В то же время здесь присутствуют многочисленные вулканические постройки, где развиты и конкреции, и корки. В районе Магеллановых гор проводятся оценочные работы железомарганцевого оруденения с высокими концентрациями кобальта коркового и конкреционного типа [Мельников, 2005]. Целью данной работы является выявление сходства и отличия конкреционного оруденения разновозрастных структур, расположенных в разных частях Тихого океана: вулканических построек центральной части зоны Кларион-Клиппертон и подводных сооружений Магеллановых гор на примере гайота Бутакова. Подобные исследования ранее не проводились, и такой анализ выполнен впервые.

Планомерное изучение железомарганцевого оруденения в зоне Кларион-Клиппертон проводится силами ГНЦ «Южморгеология» с начала 1980-х гг., а на Магеллановых горах – с 2000 г. Систематическое исследование гайота Бутакова начато в 2004 г., вулканических построек центральной части зоны Кларион-Клиппертон – в 2006 г. В обоих регионах на данных структурах выполнен комплекс геологоразведочных работ: многолучевое эхолотирование, геоакустическое и фототелевизионное профилирование, геологическое опробование с использованием скальных драг. В результате получен значительный объем информации, позволяющий сформировать представления о геологическом строении и происхождении структур и связанных с ними полезных ископаемых. Материал для настоящей работы собран автором в период полевых работ с 2009 по 2014 гг. в четырех рейсах на борту НИС «Геленджик» и «Южморгеология» и обработан статистически.

Гайот Бутакова является крайним юго-восточным горным сооружением цепи Магеллановых гор. Он имеет меридионально-вытянутую форму основания (по изобате 5000 м). Линейные размеры в этом контуре составляют 55×160 км. Бровка вершинной поверхности гайота расположена в интервале глубин 2500–3000 м. Вершинное плато сложено двумя удлинёнными пологими куполами, осложненными вулканическими мезоформами в виде конусов и куполов. Гайот Бутакова сложен вулканитами (преимущественно базальтами) раннего мела и осадочными породами апта-турона, сантона-маастрихта, позднего палеоцена-эоцена, миоцена и неконсолидированными осадками плиоцен-четвертичного возраста. Железомарганцевые корки гайота приурочены к привершинным выходам коренных пород и занимают около 35 % поверхности. Большая часть обнажений покрыта корками мощностью до 21 см, имеющими

четырёхслойный разрез (снизу вверх): I-1 – верхний палеоцен–нижний эоцен, I-2 – средний–верхний эоцен, II – миоцен, III – плиоцен–четвертичный [Мельников, 2005]. Локальные впадины вершинной поверхности часто полностью покрыты осадками, на которых развиты поля мелких конкреций. Среди конкреций преобладают конкреции нормального гранулометрического ряда (от 1 до 12 см).

Вулканы провинции Кларион-Клиппертон представляют собой более мелкие постройки центрального типа с плоскими или куполообразными вершинами, иногда с кратерами. Размеры основания самых крупных одиночных вулканов достигают 5 км, многовершинных вулканических массивов – 12 км в поперечнике. Основания построек расположены на глубинах от 4800 до 5000 м, их относительная высота составляет несколько сотен метров (до 700–800 м). На крутых склонах обнажаются подушечные лавы базальтового состава от верхов позднего эоцена до среднего миоцена. По материалам глубоководного бурения, возраст коренного ложа в районе работ близок к среднему эоцену. Базальты вулканических построек рассматриваются как продукт более поздних излияний по сравнению с этапом формирования базальтового фундамента [Лыгина, 2010]. На вершинах вулканов часто отмечается мощная (до 70–80 м) осадочная толща, сложенная карбонатными породами раннего-позднего олигоцена–раннего миоцена. Перекрывающие их поверхностные глины имеют плиоцен–четвертичный возраст. На магматических породах встречены двух- и трехслойные железомарганцевые корки мощностью до 10–12 см. Возраст средней части корки соответствует позднему миоцену [Лыгина, 2010]. На относительно пологих площадках-ступенях и вершинных поверхностях отмечаются осадки с небольшими по площади скоплениями мелких конкреций.

Конкреции гайота Бутакова размером не более 12 см с преобладанием мелкой фракции имеют эллипсоидальную, сферическую, реже таблитчатую, угловатую форму, в единичных случаях присутствуют сростковые индивиды. В составе ядер отмечаются известняки, базальты и вулканокластические породы, реже – обломки рудных образований (рис. а). Рудные оболочки имеют массивную или тонкослоистую текстуру и радиально-столбчатую структуру. Содержания Fe, Mn и Co в конкрециях значительно ниже, чем в корках (табл.). Содержания Ni и Cu, а также значения марганцевого модуля (Mn/Fe) сопоставимы между собой.

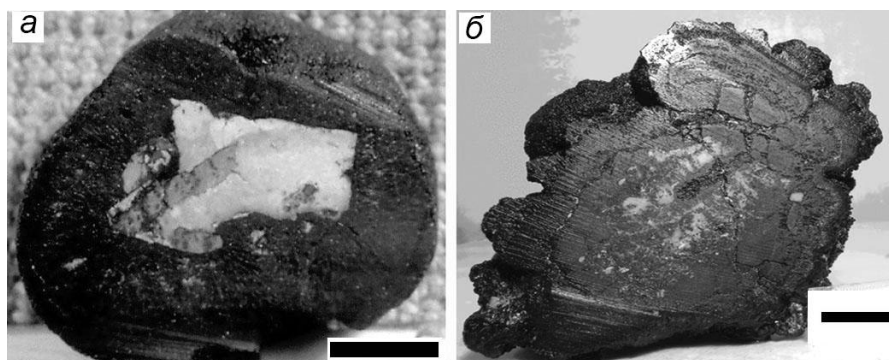


Рис. 1. Железомарганцевые конкреции гайота Бутакова с известняком в ядре (а) и вулканической постройки зоны Кларион-Клиппертон с уплотненной глиной в ядре (б). Масштаб линейки 1 см.

Т а б л и ц а

**Средние содержания основных рудных компонентов
в конкрециях и корках, %**

Тип оруденения	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Mn/Fe
Конкреции гайота Бутакова	15.51	18.95	0.46	0.44	0.120	1.23
Корки гайота Бутакова	17.70	19.91	0.44	0.41	0.123	1.21
Конкреции вулканических построек зоны Кларион-Клиппертон	8.98	24.78	0.28	1.09	0.763	2.87
Корки вулканических построек зоны Кларион-Клиппертон	13.34	22.37	0.31	0.74	0.49	2.09
ЖМК разновидности С, наиболее типичные для месторождения Российского разведочного района	5.78	30.60	0.23	1.43	1.190	5.38

Примечание. Анализы выполнены в Центральной аналитической лаборатории НПП «ЮжморИнжГео» под руководством П. И. Курилова. Определение компонентов проводилось по методике НСАМ № 155-хс атомно-абсорбционным методом на спектрофотометре СПЕКТР-5-3М. Чувствительность концентрации на 1 % поглощения для разных элементов составляет от 0.13 до 0.4 мгк/см³, что соответствует 0.1 %.

Конкреции вулканических построек зоны Кларион-Клиппертон размером не более 8 см с преобладанием фракций до 4 см характеризуются неправильными, а также сростковыми и сфероидальными, реже – эллипсоидальными формами. Для них так же, как и для конкреций гайота Бутакова, характерна гладкая поверхность и отсутствие экваториального пояса. Преобладают ядра нерудного состава (обломки базальтов или осадочных пород), иногда в ядрах отмечаются фрагменты более древних рудных образований (рис. 6). Конкреции характеризуются концентрически-зональным строением с массивной или тонкослоистой текстурой и дендритовой, столбчатой, ламинарной структурами. Конкреции вулканических построек имеют более железистый состав и обогащены Со, по сравнению с типичными конкрециями Российского разведочного района, которые относятся к марганцовистому типу с повышенными содержаниями Ni и Cu. Значение Mn/Fe в конкрециях, типичных для месторождения Российского разведочного района, практически вдвое превышает этот показатель для конкреций вулканических построек. В то же время, последние являются менее железистыми по сравнению с корками, поднятыми на этих же вулканах. По сравнению же с гайотом Бутакова, и конкреции, и корки с вулканических холмов зоны Кларион-Клиппертон обогащены Mn, Ni и Cu и обеднены Fe и Со.

Таким образом, конкреции гайота Бутакова Магеллановых гор (СЗ часть Тихого океана) и вулканических построек центральной части зоны Кларион-Клиппертон (приэкваториальная часть Северо-Восточной котловины Тихого океана, Российский разведочный район) локализованы в пределах разновозрастных океанических структур и в разных фациально-генетических обстановках. Гайот представляет собой древнее вулканическое сооружение, развивающееся с раннемелового периода и пережившее этапы воздымания над поверхностью океана, эрозии и последующего

погружения до глубины около 2500 м (выше критической глубины карбонатакопления). Вулканические постройки зоны Кларион-Клиппертон сформировались не раньше среднего эоцена, в течение всего периода существования находились ниже уровня поверхности океана, хотя претерпели в раннем-среднем миоцене этап погружения (некоторые ниже уровня критической глубины карбонатакопления). В настоящее время они находятся на разных батиметрических уровнях: выше и ниже критической глубины карбонатакопления и между лизоклином и критической глубиной карбонатакопления на глубинах от 4300 до 4800 м.

Изученные типы конкреций сходны по своим морфологическим и структурно-текстурным характеристикам, но отличаются особенностями химического состава. Сходство конкреций гайота Бутакова и вулканических построек центральной части зоны Кларион-Клиппертон обусловлено близостью некоторых условий осадконакопления: низких скоростей отложения осадков, формирования конкреций на маломощных осадках при отсутствии процессов диагенеза и в обстановке интенсивного гальмиролиза базальтовых пород, высвобождающего рудные компоненты в водную толщу.

Различия в составе конкреций двух типов структур связаны с их различным положением в батиметрической и литофациальной зональности океана, как вертикальной, так и субширотной. Конкреции гайота залегают на глубинах около 2500–3000 м (выше карбонатного лизоклина), а конкреции вулканических холмов зоны Кларион-Клиппертон – на больших глубинах, приближенных и зачастую превышающих критическую глубину карбонатакопления (от 4300 до 4800 м). Формирование конкреций гайотов Магеллановых гор происходит в зоне накопления миоцеллагических глинистых и биогенных известковых фораминиферовых осадков [Геология..., 1979]. Уникальность конкреций зоны Кларион-Клиппертон связана с их формированием в зоне активного биогенного кремнеаккумуляции, что отражается в относительной обогащенности Mn, Ni и Cu рудных образований всех типов, в том числе корок и конкреций вулканических построек.

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках госконтрактов № 17/01/101-23, № 19/01/101-32, № 38/01/101-3.

Литература

- Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. Сер. Океанология / Под ред. П. Л. Безрукова. М.: Наука, 1979. 409 с.
- Лыгина Т. И. Внутриплитная вулканическая и гидротермальная активность в океане – новые факты // Природа. 2010. № 5. С. 36–45.
- Мельников М. Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
- Условия образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций Мирового океана / Под ред. О. Д. Корсакова. Л.: Недра, 1987. 259 с.

М. Н. Кошелева, В. С. Кузнецов
Воронежский государственный университет, г. Воронеж
voronezhpodkl@inbox.ru

Акцессорные минералы межрудных сланцев Лебединского железорудного месторождения КМА

В пределах Курского блока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) широко развиты породы железисто-кремнистой формации. Они слагают сложные по морфологии и внутреннему строению зоны полосовидных аномалий северо-западного простираения, пространственно сопряженные с Белгородско-Михайловским и Орловско-Тимским коматиитсодержащими зеленокаменными поясами позднеархейского заложения. В центральной части восточной зоны располагается Старооскольский рудный район с отрабатываемым Лебединским железорудным месторождением [Орлов, 2001].

Лебединское месторождение находится в центральной части Старооскольского рудного узла и приурочено к южному замыканию Тим-Ястребовской синклинорной структуры. В геологическом строении месторождения принимает участие докембрийский комплекс дислоцированных пород и перекрывающие его отложения фанерозоя. Архейские породы присутствуют в бортах месторождения и представлены александровской (амфиболиты, амфиболовые сланцы) и лебединской (кварц-слюдяные сланцы, метаморфизованные кварцевые порфиры и туфосланцы) свитами михайловской серии. Курская серия нижнего протерозоя включает нижнюю (стойленскую – песчаниково-сланцевую) и верхнюю (коробковскую – железорудную) свиты. Коробковская свита представлена двумя подсвитами железистых кварцитов и двумя сланцевыми подсвитами. Нижняя сланцевая подсвита развита в юго-восточной части месторождения и сложена темно-серыми кварц-биотитовыми, гранат-биотитовыми и амфибол-биотитовыми сланцами, нередко с графитом (до 3–5 %). Мощность подсвиты на месторождении, в среднем, составляет 60 м. Главные породообразующие минералы сланцев представлены кварцем и слюдами. В качестве второстепенных и акцессорных минералов выступают мусковит, амфиболы, карбонаты, гранат, турмалин, хлорит. Верхняя сланцевая подсвита незначительно развита в северо-западной части месторождения в пределах узких ядер пережатых синклиналей и сложена кварц-слюдяными и гранат-биотитовыми малоуглеродистыми сланцами, иногда с пиритом, пирротином и турмалином. Общая мощность коробковской свиты составляет около 600 м [Орлов, 2001].

Изучение акцессорных минералов в метаосадочных толщах докембрия является важной задачей, которая в комплексе с другими методами исследования вещества может помочь в решении целого ряда задач геологии докембрия, таких как корреляция стратифицированных толщ, уточнение генезиса и палеофациальных условий накопления осадков, вопросов минерагении.

В настоящей работе приводится характеристика акцессорных минералов сланцев нижней сланцевой подсвиты коробковской свиты ($PR_1^1kr_2$) курской серии. В ряде работ [Плаксенко и др., 1975; Ильяш, 1977] подробно описаны акцессорные минералы в различных стратиграфических подразделениях докембрия Курского блока ВКМ. Вместе с тем, исследования сланцев коробковской свиты выполнены ограниченно. В работах предшественников указывается на практически полное отсутствие в сланцах коробковской свиты акцессорных минералов, особенно кластогенных, среди которых обнаружены только единичные зерна ильменита [Ильяш, 1977].

К тому же за прошедшие десятилетия в ходе разработки железорудных карьеров появилась возможность изучения гораздо более представительного разреза интересных пород, а также более точных исследований химического состава минералов с применением микрорентгеноспектрального анализа.

В пределах карьера Лебединского месторождения была отобрана крупнообъемная проба сланцев весом ~7 кг. Породы были издроблены в щековой дробилке до крупности менее 1 мм, а затем подвергнуты гравитационному обогащению на концентрационном виброслое. Полученный концентрат был очищен в тяжелой жидкости (бромформ), и из него выделена магнитная фракция. Полученные минеральные фракции изучались под бинокляром с отбором минеральных зерен для проведения микрорентгеноспектральных исследований.

Межрудные сланцы характеризуются разнообразием акцессорных минералов, особенно сульфидов. Пирит резко доминирует среди минералов тяжелой фракции, его содержание достигает 60–65 %. Для пирита характерны идиоморфные кристаллы размером до 150 мкм (рис. 1а). Встречаются сростки пирита со сфалеритом. Содержание пирротина составляет 30–35 %, и для него характерны сростки с халькопиритом (рис. 1г). В составе пирротина отмечена примесь Ni (0.25 мас. %). Остальные сульфиды обнаружены в виде единичных зерен. Галенит представлен отдельными мельчайшими кристаллами (см. рис. 1а). Сфалерит встречается как в виде отдельных трещиноватых кристаллов (рис. 1б), так и в виде сростков с пиритом. Химический состав сфалерита характеризуется значительными вариациями (мас. %) Cd (0.79–12.03) и Fe (7.99–9.18), присутствием Cu (0.34) и Ni (0.23). Также в составе тяжелой фракции диагностированы кристаллы арсенопирита размером до 40 мкм (рис. 1в). Химический состав арсенопирита близок к стехиометрическому.

Оксиды представлены ильменитом и рутилом. Ильменит встречается в виде отдельных зерен и сростков с апатитом (рис. 1д). Рутил представлен сглаженно-угловатыми кристаллами размером 60–100 мкм со структурой распада (рис. 1е). Их химические составы приведены в таблице.

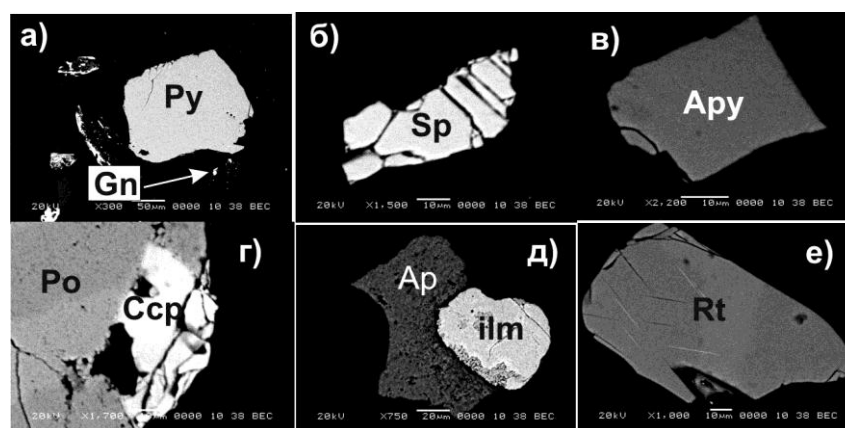


Рис. 1. Акцессорные рудные минералы сланцев курской серии Лебединского месторождения.

Py – пирит, Gn – галенит, Sp – сфалерит, Apy – арсенопирит, Po – пирротин, Csp – халькопирит, Ap – апатит, ilm – ильменит, Rt – рутил. Здесь и на рис. 2, снимки получены с помощью РЭМ Jeol 6380 LV с энергодисперсионной приставкой INCA 250, аналитик С. М. Пилюгин.

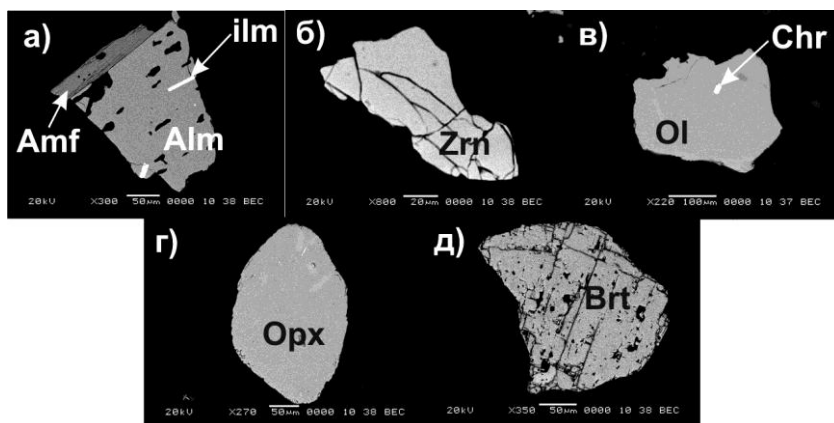


Рис. 2. Акцессорные силикаты и сульфаты сланцев курской серии Лебединского месторождения.

Amf – амфибол, Alm – альмандин, Ilm – ильменит, Zrn – циркон, Ol – оливин, Chr – хромит, Orx – ортопироксен, Brt – барит.

Гранат образует угловатые кристаллы, часто в сростании с железистым амфиболом (рис. 2а). Минерал содержит многочисленные включения кварца, ильменита, единичные вкрапления циркона. По химическому составу он соответствует альмандину (см. табл.).

При просмотре тяжелой фракции обнаружены два трещиноватых обломка кристаллов циркона размером до 80 мкм (рис. 2б). В их химическом составе отмечается значительная примесь HfO_2 (см. табл.).

Т а б л и ц а

**Химический состав акцессорных минералов из межрудных сланцев
Лебединского месторождения (мас. %)**

Минерал	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	ZrO ₂	HfO ₂	Сум- ма
Ильменит	0.00	0.34	0.41	0.17	62.88	0.70	0.00	0.89	34.62	0.00	0.00	100.01
Рутил	0.00	0.00	0.85	0.00	97.51	1.19	0.00	0.00	0.45	0.00	0.00	100.00
Альмандин	1.51	21.25	39.01	2.98	0.00	0.00	0.00	0.00	38.44	0.00	0.00	103.19
Циркон	0.00	0.00	32.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	64.47	0.77	97.87
	0.00	0.00	32.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	65.39	1.44	99.48
Оливин	32.64	0.00	37.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.67	28.98	0.00	0.00	100.00
Гиперстен	32.95	1.36	58.72	1.82	0.00	0.00	0.64	0.00	9.98	0.00	0.00	105.47
Хромшпинелид	2.03	12.93	0.69	0.00	2.13	3.91	28.01	0.00	48.16	0.00	0.00	97.86

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены на электронном микроскопе Jeol 6380 LV с энергодисперсионной приставкой INCA 250, аналитик С. М. Пилюгин.

В составе сланцев электронно-микроскопическими исследованиями диагностированы оливин и ромбический пироксен. Оливин представлен зерном угловатой формы с включением хромшпинелида (рис. 2в, табл.). Окатанное зерно ромбического пироксена характеризуется наличием структуры распада (рис. 2г). По химическому составу минерал соответствует гиперстену (см. табл.).

Помимо вышеописанных минералов в виде единичных зерен встречаются барит (рис. 2д), сидерит, эпидот, магнезиальная роговая обманка. Апатит встречен в сростках с ильменитом (см. рис. 1д), а также образует мелкие включения (до 20 мкм) в силикатных минералах.

В результате проведенных исследований расширен спектр акцессорных минералов в межрудных сланцах коробковской свиты курской серии. Среди сульфидных минералов, кроме пирита, пирротина и халькопирита, дополнительно выявлены галенит, сфалерит и арсенопирит. Впервые в указанных породах диагностированы цирконы, аллотигенные оливин и пироксены, а также установлены рутил, барит, апатит, генезис которых требует проведения дополнительных исследований. Присутствие акцессорных минералов, особенно аллотигенных, характерных для пород как кислого, так и основного-ультраосновного состава указывает на полигенную природу исходного субстрата для сланцев курской серии. Данный факт может свидетельствовать о наличии пород разного петрографического состава в областях размыва. Полученные результаты станут основой для дальнейших минералогических исследований в соседствующих стратиграфических подразделениях курской серии с целью сравнения видового состава акцессорных минералов, а также для выявления генезиса сланцев курской серии КМА.

Литература

Ильяш В. В. Сравнительная характеристика комплексов акцессорных минералов разновозрастных литологических формаций докембрия КМА // В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антиклизы. Воронеж: ВГУ, 1977. С. 30–43.

Орлов В. П. Железные руды КМА. М.: Геоинформмарк, 2001. 616 с.

Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н., Ильяш В. В. Сравнение комплексов акцессорных минералов литологических формаций архея и нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии // В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антиклизы. Воронеж: ВГУ, 1975. С. 3–22.

А. В. Кичеева, А. И. Чернышов

*Национальный исследовательский Томский государственный университет,
г. Томск*

1990.15.10@mail.ru

Особенности минералогического состава ультрамафитов и хромититов Эргакского массива (северо-восточная часть Западного Саяна)

Объектом изучения является Эргакский ультрамафитовый массив, расположенный в крайней северо-восточной части Западного Саяна и являющийся фрагментом Куртушибинского офиолитового пояса [Петрология..., 1977]. Цель исследования – выявление особенностей минералогического состава гарцбургитов,

дунитов, оливинитов и хромититов. Исследования выполнялись с использованием каменного материала, любезно предоставленного М. Ю. Подлипским (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск).

Петрографическая характеристика. Под микроскопом гарцбургиты и дуниты характеризуются деформационными микроструктурами: мезогранулярной и порфиroleйстовой [Чернышов, 2001; Кичеева, Чернышов, 2014]. В мезогранулярной структуре зерна оливина и энстатита имеют размер до 4–5 мм с субизометричной, слабо удлинённой формой и субпараллельной ориентацией (рис. а). В оливине постоянно отмечаются признаки пластического деформирования в виде неоднородного погасания и полос пластического излома. Зерна энстатита в гарцбургитах менее деформированы, для них характерно слабовыраженное волнистое погасание.

В порфиroleйстовой структуре порфирокластовые зерна оливина размером до 3 мм отличаются линзовидной формой и имеют строгую предпочтительную ориентировку, отражающую направление интенсивного пластического течения в гарцбургитах и дунитах (рис. б). Зерна сильно деформированы – в них отмечается резкое неоднородное волнистое погасание и многочисленные полосы пластического излома. Мелкие рекристаллизованные зерна оливина размером обычно менее 1 мм имеют субизометричную форму. Их образование связано с процессами синтетектонической рекристаллизации.

Оливиниты отличаются от дунитов и гарцбургитов отсутствием пластических деформаций. Выделяется две микроструктуры оливинитов – гранобластовая и лейстовая. Гранобластовая структура отличается наличием субизометричных, трапециевидных

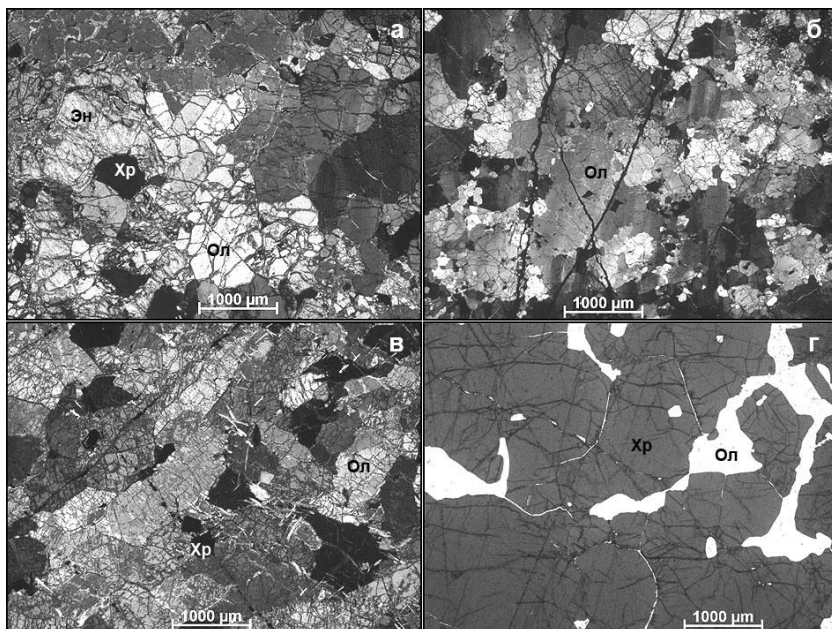


Рис. Микроструктуры ультрамафитов и хромититов Эргакского массива: а) гарцбургит мезогранулярный (обр. 4076), б) дунит порфирокластовый (обр. Эр-220), в) оливинит лейстовый (обр. Эр-268), г) хромитит сливной (обр. Эр-203). Ол – оливин, Хр – хромшпинелид. Фото: а–в – с анализатором, г – без анализатора.

зерен. Границы зерен обычно прямолинейны, размер зерен колеблется от 1 до 5 мм. В лейстовых оливинитах зерна размером менее 3 мм имеют удлиненную форму, вытягиваются субпараллельно и отражают направление директивности (рис. в). Оливин в оливинитах отличается наличием однородного погасания.

Хромититы сложены преимущественно зернами хромшпинелидов при подчиненной роли серпентинизированного оливина (менее 25 %) (рис. г). Зерна хромшпинелидов размером до 3 мм обычно имеют субизометричную форму. Они окрашены в красно-бурый цвет, а по периферии – в черный, вследствие замещения магнетитом. Оливин встречается в виде мелких зерен, заполняющих межзерновое пространство хромшпинелидов.

Особенности химического состава минералов. Оливин в гарцбургитах и дунитах имеет близкий химический состав и соответствует форстериту, при этом отмечается слабая тенденция к уменьшению железистости от гарцбургитов к дунитам (табл.). Состав оливина в оливинитах заметно отличается низкой железистостью

Т а б л и ц а

Химический состав оливина и хромшпинелидов из ультрамафитов (мас. %)

Образец	Гарцбургит			Дунит			Оливинит		Хромитит
	Эр 53	Эр 206	4076	Эч 394а	Эр 204	Эр 220	Эр 250	Эр 268	Эр 203
Оливин									
SiO ₂	41.60	40.40	40.66	42.13	41.65	41.63	41.90	43.24	41.97
FeO	7.67	9.65	7.62	5.62	6.20	7.96	1.82	0.78	6.03
NiO	0.43	0.42	0.36	0.47	0.42	0.31	н.о.	н.о.	1.14
MgO	50.30	48.90	49.79	51.54	51.32	49.95	48.88	55.98	50.4
Сумма	100.00	99.36	98.41	99.76	99.57	99.85	92.59	100.00	99.54
Fa	7.89	9.96	7.90	5.77	6.34	8.20	2.00	0.78	6.29
Хромшпинелид									
SiO ₂	3.97	0.63	0.55	0.74	0.63	0.64	0.55	0.62	0.59
Al ₂ O ₃	22.30	47.22	43.85	9.54	13.70	40.52	5.94	6.12	10.18
Cr ₂ O ₃	45.16	21.24	24.87	62.40	55.70	27.25	62.20	64.87	60.22
FeO _{общ}	18.83	12.36	12.93	17.20	18.30	14.43	22.36	16.17	14.47
MgO	11.24	18.43	17.99	9.70	11.15	16.28	8.42	11.69	14.46
Сумма	101.50	99.87	100.17	99.58	99.48	99.10	99.46	99.47	99.92
Fe ₂ O ₃	1.33	2.77	0.52	0.00	1.61	1.33	2.77	1.50	3.40
FeO	17.63	9.86	12.46	18.34	16.85	13.23	19.86	14.82	11.41
F'	46.85	23.04	27.96	51.52	45.87	31.32	57.03	41.56	30.70
Cr'	57.62	23.23	27.57	81.44	73.17	31.10	87.54	87.67	79.85
Mg'	37.38	59.87	58.19	36.06	37.86	53.01	27.35	41.96	49.99
Al'	33.06	68.98	63.81	13.26	19.74	59.79	8.72	8.62	14.46
F''	1.58	2.77	0.54	0.00	1.98	1.42	3.56	1.89	4.11
Температуры метаморфизма, рассчитанные по [Fabries, 1979]									
T° C	584	792	716	681	721	671	525	478	936

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», Томский государственный университет, на РЭМ VEGA II LMU, совмещенном со спектрометрами энергетической (Oxford INCA Energy350) и волновой (Oxford INCA Wave) дисперсий. $Fa(\%) = Fe/(Fe + Mg) \times 100$, $F' = Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Mg) \times 100$, $Cr' = Cr/(Cr + Al) \times 100$, $Mg' = Mg/(Mg + Fe) \times 100$, $Al' = Al/(Al + Cr) \times 100$, $F'' = Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Cr + Al) \times 100$; н.о. – компонент не обнаружен.

и отсутствием NiO. Оливин в хромититах отличается от дунитов и гарцбургитов уменьшением железистости и высокими концентрациями NiO.

Хромшпинелиды в гарцбургитах и дунитах характеризуются значительной вариацией Cr_2O_3 и Al_2O_3 при ограниченной – FeO и MgO и очень низкими содержаниями Fe_2O_3 (см. табл. 1). Среди них можно выделить два типа: 1) высокомагнезиально-глиноземистый и низкохромистый и 2) высокожелезисто-глиноземистый и высокохромистый. Для первого типа в гарцбургитах характерны температуры метаморфизма 720–790 °С, в дунитах – 670 °С. Второй тип хромшпинелидов в гарцбургитах отличается меньшей температурой метаморфизма (580 °С), однако в дунитах температуры метаморфизма остаются близкими (680–720 °С). Хромшпинелиды из оливинитов близки по составу второму типу таковых в дунитах, однако отличаются более высокой хромистостью, низкой глиноземистостью и пониженными температурами метаморфизма (470–525 °С). Хромшпинелиды из хромититов также близки к хромшпинелидам второго типа из дунитов, они характеризуются меньшей железистостью, большей магнезиальностью и максимальными температурами метаморфизма (940 °С).

Выводы. Полученные данные свидетельствуют о неоднородной степени пластических деформаций ультрамафитов и хромититов Эргакского массива, что отражается как в их микроструктурах, так и в составе минералов. Наиболее информативными минералами являются хромшпинелиды, состав которых становится чутким индикатором условий деформаций и метаморфизма [Irvine, 1967]. «Первичными» по составу, очевидно, являются хромшпинелиды первого типа в дунитах и гарцбургитах, отражающие метаморфические процессы в исходном субстрате перидотитов верхней мантии. Второй тип хромшпинелидов, вероятно, отражает синектонические неоднородные пластические деформации дунитов и гарцбургитов, которые происходили в процессе перемещения ультрамафитов в верхние части земной коры при значительных вариациях температур. На этом этапе происходили процессы десерпентинизации с образованием оливинитов без признаков пластических деформаций, которые отличаются минимальными температурами образования. Хромититы, очевидно, формировались в синектонических условиях, обусловленных метаморфической сегрегацией хромшпинелидов в рудные тела в процессе высокотемпературного пластического течения.

Литература

Кичеева А. В., Чернышов А. И. Петроструктурные исследования пластически деформированных гарцбургитов и дунитов Эргакского массива (Западный Саян) // Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 191–194.

Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна / Под ред. Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.

Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 216 с.

Fabries I. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complex // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 69. No. 4. P. 329–336.

Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt. 2 // Canadian Journal of Earth Sciences. 1967. Vol. 4. P. 71–103.

Часть 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Н. Р. Аюпова^{1,2}, В. В. Масленников^{1,2}, И. А. Блинов¹, С. П. Масленникова¹

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

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

Индий в рудах медно-цинково-колчеданных месторождений Урала

В настоящее время индий считается стратегическим металлом, который широко используется как в классических технических областях, так и в инновационных нанотехнологиях. Основным промышленным источником индия являются цинковые и олово-полиметаллические месторождения. Потребление индия с каждым годом увеличивается, и по современным оценкам запасы индия будут исчерпаны в ближайшие 20 лет. В связи с этим, особый интерес представляют колчеданные месторождения как перспективные для извлечения индия из руд при создании новых технологий обогащения.

Индий в колчеданных рудах присутствует как в виде изоморфной примеси в высокотемпературных гидротермальных разновидностях сфалерита и халькопирита, так и в виде включений собственного минерала – рокезита [Cabri et al., 1985; Schwarz-Schampera, Herzig, 2002; Hannington et al., 1999; Gaspar, 2002; Cook et al., 2011]. В целом, среднее содержание индия в колчеданных рудах низкое (от первых до 10 г/т), однако на некоторых месторождениях его содержания превышают средне-статистические значения. Примерами колчеданных месторождений с высоким содержанием In являются месторождения Кид Крик (<50 г/т, 3400 т In) и Сулливан (50 г/т, 8000 т In) в Канаде [Hannington et al., 1999], Невеш Корво (>18 г/т, 7000 т In) в Португалии [Gaspar, 2002], Косака-Учинотай (26 г/т, 8064 т In) в Японии [Ishihara, Endo, 2007].

Вопросы геохимии и минералогии индия на уральских колчеданных месторождениях изучены не достаточно. Среднее содержание индия в рудах колчеданных месторождений Южного Урала составляет 2–14.1 г/т с редкими аномальными значениями (23–30 г/т). Подобно извлечению многих ценных компонентов (Au, Ag, Se, Te, Cd и др.) из колчеданных руд Урала, извлечение In остается на одном уровне и составляет 20.6 %. Значительная часть индия при переработке колчеданных руд теряется с отходами добычи и хвостами флотации. Несмотря на то, что результаты выщелачивания из колчеданных руд показывают переход индия в продуктивный раствор при достаточно высоких концентрациях, однако процессы выщелачивания протекают нестабильно и имеют различные показатели для руд из различных месторождений, что связано с особенностями сложного минерального состава [Илимбетов и др., 2008]. В связи с этим, изучение минеральных ассоциаций с выявлением обогащенных индием минералов в различных рудных фациях позволит усовершенствовать методы извлечения индия.

Нами изучены колчеданные руды Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения, расположенного в зоне Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги на Южном Урале. Более 25 лет (до 2003 г.) месторождение отрабатывалось открытым способом; в настоящее время оставшиеся запасы руд добываются подземным способом. На месторождении выделены четыре рудных тела, имеющих общий рудоподводящий канал, который фиксируется зоной пиритовых прожилков и сплошными пиритовыми рудами. В сульфидных брекчиях месторождения обнаружены многочисленные фрагменты труб «черных курильщиков» [Maslennikov et al., 2013]. На флангах рудной залежи сульфидные брекчии сменяются сульфидными турбидитами с градационной слоистостью, а сульфидные турбидиты – тонкополосчатыми борнит-теннантит-пирит-халькопиритовыми рудами, являющимися продуктами субмаринного гипергенеза сульфидных отложений [Масленников, Зайков, 1991; Зайков, 2006]. В последних установлены необычные редкие минералы, такие как самородное золото, моусонит, маккинстрит, станноидит, арсеносульванит, энаргит, свидетельствующие о невысоких температурах минералообразования [Колотов, Гмыра, 1990; Зайков, 2006].

На западном фланге месторождения установлены короткие линзовидные тела колчеданных руд мощностью до 1 м, где наблюдается чередование слоев пирит-халькопиритового, кварц-баритового и гематитового состава, которые соответствуют подзонам (снизу вверх): 1) медного обогащения, 2) кварц-баритового выщелачивания и 3) продуктов полного окисления колчеданных руд зоны субмаринного гипергенеза мелкообломочных сульфидных отложений [Аюпова и др., 2015]. В рудных слоях наблюдается замещение пиритовых рудокластов халькопиритом, а халькопирита – борнитом, теннантитом или баритом, а в подзоне полного окисления – гематитом. Особенностью их минерального состава является присутствие многочисленных включений селенидов в ассоциации с самородным золотом [Аюпова и др., 2015].

С этими рудами, также как и сульфидными брекчиями, содержащими обломки пирит-сфалерит-халькопиритовых «черных курильщиков», связаны отдельные максимумы (до 101 г/т) и высокие концентрации (30–90 г/т) индия в пределах рудного тела. Выявлено, что содержание индия в гематитовой и баритовой подзонах субмаринного гипергенеза (5.7–23 г/т) значительно ниже, чем в подзоне медного обогащения (98 г/т). В массивных серноколчеданных рудах и грубообломочных продуктах их разрушения содержания индия обычно не превышают 5 г/т.

Методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией установлено, что в главных сульфидах труб «черных курильщиков» средние содержания индия составляют (г/т) 4 (колломорфный пирит оболочки труб), 127 (друзовой халькопирит внутренней стенки труб) и 234 (сфалерит, запечатавший осевые части каналов труб). Судя по равномерному распределению импульсов на трендах ЛА-ИСП-МС, индий изоморфно входит в состав халькопирита и сфалерита. В зоне субмаринного медного обогащения в реликтовом пирите, так же как и в колломорфном пирите труб «черных курильщиков», содержания In низкие (3 г/т). В аутигенном халькопирите, заместившем пиритовые рудокласты, In концентрируется в значительных количествах (75 г/т). Тренды ЛА-ИСП-МС халькопирита указывают на присутствие микровключений собственной минеральной формы индия.

С помощью электронной микроскопии (СЭМ VEGA3 Tescan с энергодисперсионным анализатором) в аутигенном халькопирите и теннантите впервые для колчеданных месторождений Урала установлен минерал индия – рокезит CuInS_2 [Аюпова и др., 2015]. Самые значительные по размерам (до 12 мкм) изометричные агрегаты

Т а б л и ц а

Химический состав рокезита, мас. %

№ п/п	Cu	In	Fe	Pb	Se	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	26.20	47.36	0.01	–	–	26.45	100.02	$\text{Cu}_{1.0}\text{In}_{1.07}\text{S}_{1.92}$
2	24.40	46.98	0.79	1.76	0.98	25.08	99.99	$\text{Cu}_{0.95}\text{Fe}_{0.03}\text{Pb}_{0.02}\text{In}_{1.01}\text{Se}_{0.03}\text{S}_{1.97}$
3	22.11	46.43	1.42	2.28	1.45	26.28	99.97	$\text{Cu}_{0.83}\text{Fe}_{0.06}\text{Pb}_{0.03}\text{In}_{0.97}\text{Se}_{0.04}\text{S}_{1.96}$
4	21.12	45.37	2.82	4.02	2.30	23.96	99.59	$\text{Cu}_{0.77}\text{Fe}_{0.12}\text{Pb}_{0.04}\text{In}_{0.96}\text{Se}_{0.10}\text{S}_{1.90}$
5	25.76	44.6	1.53	–	4.47	23.64	100.00	$\text{Cu}_{1.02}\text{Fe}_{0.07}\text{In}_{0.98}\text{Se}_{0.15}\text{S}_{1.93}$
6	26.6	41.88	3.54	–	2.91	25.07	100.00	$\text{Cu}_{1.02}\text{Fe}_{0.15}\text{In}_{0.89}\text{Se}_{0.09}\text{S}_{1.85}$
7	25.67	44.91	0.98	–	4.42	24.01	100.00	$\text{Cu}_{1.00}\text{Fe}_{0.04}\text{In}_{0.97}\text{Se}_{0.15}\text{S}_{1.95}$

Пр и м е ч а н и е. Анализы выполнены на СЭМ VEGA3 Tescan с энергодисперсионным анализатором в Институте минералогии УрО РАН. Аналитик И. А. Блинов.

рокезита, представленные пластинчатыми кристаллами, находятся, как правило, в тесной ассоциации с клаусталитом. В составе рокезита постоянно отмечаются примеси Fe, Se и Pb (табл.). Основное количество микровключений рокезита имеет размеры 2–3 мкм.

Таким образом, высокие концентрации индия в колчеданных рудах Урала связаны не только с его изоморфным вхождением в халькопирит и сфалерит, но и с присутствием собственной минеральной формы индия – рокезита. Рокезит обнаружен в аутигенных продуктах субмаринного гипергенеза, сформированных в результате разрушения труб «черных курильщиков» на флангах колчеданной залежи. Основное количество In, вероятно, поступило при растворении обломков гидротермального сфалерита, неустойчивого в зоне субмаринного гипергенеза в присутствии окислявшегося пирита. Известно, что образование In-содержащих фаз может происходить с растворением сульфидов как при низких, так и при высоких температурах [Schwarz-Schampera, Herzig, 2002]. Можно также предполагать, что значительное количество микровключений рокезита образовалось за счет локального перераспределения индия в халькопирите при его замещении теннантитом. Геохимическая ассоциация индия с селеном, свинцом, серебром, золотом и другими элементами имеет индикаторное значение для процессов субмаринного гипергенного минералообразования.

Учитывая, что необходимым условием любых технологических исследований являются всесторонние знания минералогии руд, результаты исследований основных принципов распределения индия в пределах колчеданных залежей, различных типах руд и минералах, а также выявление собственных минералов индия могут быть использованы для оценки уровня извлечения In из колчеданных руд.

Работы выполнены при поддержке проекта ОФИ № 13-05-012.

Литература

Аюпова Н. Р., Масленников В. В., Котляров В. А. и др. Минералы селена и индия в зоне субмаринного гипергенеза колчеданной залежи Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения, Южный Урал // Доклады Академии наук. 2015 (в печати).

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 2006. 429 с.

Илимбетов А. Ф., Радченко Д. Н., Абдрахманов И. А. К обоснованию процессов комплексного освоения медно-колчеданных месторождений физико-химической геотехнологией // Мат. симп. «Неделя горняка–2007». Учалы, 2008. С. 312–319.

Масленников В. В., Зайков В. В. О разрушении и окислении сульфидных холмов на дне Уральского палеоокеана // Доклады Академии наук СССР. 1991. Т. 319. № 6. С. 1434–1437.

Cabri L. J., Campbell J. L., Laflamme J. H. et al. Proton microprobe analyses of trace elements in sulfides from some massive sulfide deposits // Canadian Mineralogist. 1985. Vol. 23. P. 133–148.

Cook N. J., Ciobanu C. L., Williams T. The mineralogy and mineral chemistry of indium in sulphide deposits and implications for mineral processing // Hydrometallurgy. 2011. Vol. 108. P. 226–228.

Gaspar O. C. Mineralogy and sulfide mineral chemistry of the Neves-Corvo ores, Portugal: insight into their genesis // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. P. 611–636.

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

Ishihara Sh., Endo Yu. Indium and other trace elements in volcanogenic massive sulfide ores from the Kuroko, Besshi and other types in Japan // Bulletin of the Geological Survey of Japan. 2007. Vol. 58 (1/2). P. 7–22.

Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R. et al. Tellurium-bearing minerals in zoned sulfide chimneys from Cu-Zn massive sulfide deposits of the Urals, Russia // Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 107 (1). P. 67–99.

Schwarz-Schampera U., Herzig P.M. Indium. Geology, mineralogy and economics. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 2002. 257 p.

**Н. П. Сафина^{1,2}, И. Ю. Мелекесцева¹, Н. Н. Анкушева^{1,2}, А. М. Юминов²,
П. Нимис³, В. А. Котляров¹, С. А. Садыков¹**

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
safina@ilmeny.ac.ru

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

³ – Университет г. Падуа, Италия

**Барит из руд Сафьяновского колчеданного месторождения
(Средний Урал) и гидротермальных полей Семенов-1 и 3
(Срединно-Атлантический хребет):
сравнительный анализ условий образования**

Введение. Барит является распространенным жильным минералом в рудах древних колчеданных месторождений и современных океанических гидротермальных систем. Особенности его морфологии, химического и изотопного составов, а также состава флюидных включений отражают условия образования минерала и существующих с ним сульфидов. В работе представлены результаты сравнительного изучения барита из серноколчеданных колломорфных и обломочных руд палеозойского Сафьяновского месторождения (Средний Урал) и кайнозойских гидротермаль-

ных полей Семенов-1 и Семенов-3 (САХ). Несмотря на различные геодинамические обстановки формирования (задуговой палеобассейн и срединно-океанический рифт), эти объекты характеризуются сходными текстурами руд и минеральными ассоциациями. Кроме того, Сафьяновское месторождение отличается низкой степенью метаморфизма окружающих пород и руд [Язева и др., 1991] и хорошей сохранностью сульфидной постройки [Масленников, 2006], что позволяет сопоставлять объект с современными аналогами.

Сафьяновское месторождение находится в Режевском районе на Среднем Урале и залегает в породах риолит-дацит-андезит-базальтового комплекса [Язева и др., 1991]. Детальное картирование месторождения позволило реконструировать основную залежь месторождения как разрушенный сульфидный холм [Масленников, 2006]. Гидротермальные поля Семенов-1 и -3 рудного узла Семенов (13°30' с.ш., САХ) приурочены к выходу внутриокеанического корового комплекса [Beltenev et al., 2007]. Поле Семенов-1 расположено у подножия горы на глубинах 2570–2620 м и представляет собой единый холм или, возможно, серию рудных холмов и продуктов их разрушения. По данным [Beltenev et al., 2007], поле ассоциирует с серпентинитами, однако руды этого поля более характерны для полей на базальтах [Melekestseva et al., 2014]. Поле Семенов-3 располагается на склоне горы на глубинах 2400–2600 м и ассоциирует с базальтами.

Текстурно-структурные и минералогические особенности руд. Преобладание дисульфидов железа, барита и кварца является главной сходной чертой колломорфных и тонкозернистых руд Сафьяновского месторождения и поля Семенов-1. В колломорфных рудах Сафьяновского месторождения, залегающих в кровле сульфидной постройки, таблитчатые кристаллы барита размером до 0.5 мм с хорошо проявленной спайностью ассоциируют с кварцем, замещающим пирит-марказитовые агрегаты. В тонкозернистых и колломорфных рудах поля Семенов-1 барит представлен радиально-лучистыми сростками таблитчатых кристаллов размером до 1 мм, образующими гнезда и прожилковидные агрегаты. Ксеноморфные агрегаты пирита и марказита проникают в межкристаллическое пространство сростков барита и нарастают на него. Барит в цементе пиритовых брекчий Сафьяновского месторождения характеризуется сростками таблитчатых кристаллов размером до 0.25 мм с признаками наложенных деформаций и наличием стилолитовых швов по границам изогнутых кристаллов. Кристаллы барита в брекчиях поля Семенов-3 с кварцем и халькопиритом заполняют многочисленные трещины и пустоты в марказит-пиритовых обломках и цементе в виде щеток толщиной до 0.5 см, сложенных розетками с размером отдельных кристаллов до 1 мм.

Химический и изотопный состав барита. По данным микрозондового и ИСП-МС анализов, стронций является главной примесью в составе изученного барита. Барит из руд Сафьяновского месторождения содержит SrO до 1.05 мас. % по данным микрозондового анализа и 2529–3095 г/т Sr по данным ИСП-МС. В барите полей Семенов-1 и -3 содержания SrO достигают 4.12 и 4.73 мас. % и 7051 и 3408 г/т Sr, соответственно. Барит поля Семенов-1 отличается пониженными содержаниями PbO (0.02–0.16 мас. %), CaO (0.01–0.38 мас. %), присутствием ZnO (0.01–0.05 мас. %) и FeO (0.12–0.40 мас. %). В составе зональных кристаллов барита поля Семенов-3 повышенные содержания SrO (до 4.73 мас. %) и PbO (до 0.5 мас. %) установлены в ядре, а пониженные содержания этих элементов (0.24–1.06 мас. % и < 0.1 мас. %, соответственно) – на периферии. Барит из колломорфных руд Сафьяновского место-

рождения содержит меньше СаО (0.03–0.11 мас. %), который не установлен в барите обломочных руд.

Средний изотопный состав серы в барите составляет (‰): +22.9 (σ 1.5) и +21.2 (σ 0.2) для колломорфных руд Сафьяновского месторождения и поля Семенов-1, соответственно, и +28.1 (σ 0.9) и +19.6 (σ 0.8) для обломочных руд Сафьяновского месторождения и поля Семенов-3, соответственно.

Термобарогеохимические исследования. Первичные флюидные включения (ФВ) 10–40 мкм в барите из колломорфных и брекчиевых руд Сафьяновского месторождения характеризуются формой «негативного кристалла», иногда со сглаженными углами. По фазовому составу выделяются существенно газовые и двухфазные (жидкость + газ) ФВ с объемом газового пузырька 20–30 %. Редкие угловатые, округлые или веретенообразные ФВ размером 8–12 мкм в барите из руд полей Семенов-1 и -3 также разделяются на существенно газовые и двухфазные, состоящие из светлой жидкости и газового пузырька, занимающего 5–10 % объема включения.

Температуры гомогенизации двухфазных ФВ в барите составляют: 162–184 °С (колломорфные руды Сафьяновского месторождения), 58–199 °С (тонкозернистые руды поля Семенов-1), 130–170 °С (брекчии Сафьяновского месторождения), 241–310 °С (брекчии поля Семенов-3). На основании температур плавления последнего кристаллика льда, концентрации солей в растворах составляют (мас. % NaCl-экв.): 1.6–4.5 (колломорфные руды Сафьяновского месторождения), 0.6–3.8 (тонкозернистые руды поля Семенов-1), 1.4–5.4 (брекчии Сафьяновского месторождения) и 4.8–9.2 (брекчии поля Семенов-3). Температуры эвтектики ФВ в барите колломорфных руд Сафьяновского месторождения и поля Семенов-1 варьируют от –21.7 до –22.3 °С и от –2.2 до –6.6 °С, соответственно. Согласно [Борисенко, 1977], такие температуры эвтектики соответствуют солевым системам NaCl–Na₂CO₃–H₂O для Сафьяновского месторождения, Na₂SO₄–K₂SO₄–H₂O и Na₂SO₄–NaHCO₃–H₂O – для поля Семенов-1. Температуры эвтектики в барите брекчий изменяются от –22.0 до –22.3 °С на Сафьяновском месторождении и от –21.1 до –21.8 °С – поле Семенов-3, что соответствует солевой системе с преобладанием NaCl.

Обсуждение результатов и выводы. В результате изучения установлено сходство образования гидротермального барита из колломорфных руд Сафьяновского месторождения и гидротермального поля Семенов-1. Гидротермальный барит отлагался из низко- до умеренно температурных флюидов, подвергшихся фазовой сепарации, о чем свидетельствует их соленость (как выше, так и ниже морской воды) [de Ronde et al., 2003]. В барите брекчий поля Семенов-3 концентрации солей в растворах в 1.5–2 раза превышают соленость морской воды, что может отражать вклад магматического флюида [de Ronde et al., 2003].

В брекчиях Сафьяновского месторождения кристаллизация барита связывается с катагенетическими процессами, тогда как барит в обломочных рудах поля Семенов-3 – продукт поздней гидротермальной активности. Главным отличием между катагенетическим и гидротермальным баритом является морфология. Для гидротермальных разновидностей характерны недеформированные кристаллы и их радиально-лучистые агрегаты. Катагенетический барит представлен кристаллами с признаками деформаций и стилолитовыми швами, что свидетельствует о стесненных условиях роста и увеличении давления в условиях катагенеза [Япаскерт, 2005]. В пользу образования барита из брекчий поля Семенов-3 из гидротермальных растворов свидетельствуют развитие минерала в порах рудных обломков и цементе, радиально-лучистое строение агрегатов, ассоциация с селенсодержащим халькопиритом (со-

держание Se 638–1208 г/т по данным ЛА-ИСП-МС анализов, неопубликованные данные И. Ю. Мелекесцевой). Повышенные содержания Se в халькопирите считаются одним из индикаторов высокотемпературных (>300 °C) условий образования халькопирита [Maslennikov et al., 2009].

Химический состав изученного барита не информативен при определении условий образования минерала, так как содержания элементов, в частности, Sr, характеризуются значительными вариациями. Причинами вариаций Sr может быть как различное содержание Sr во флюиде, так и разная степень смешения флюида с морской водой. Для катагенетического барита в обломочных рудах Сафьяновского месторождения повышенные содержания Sr также могут быть связаны с присутствием обломков вмещающих пород.

Изучение изотопного состава серы в барите отражает различные источники сульфат-иона. Изотопный состав серы гидротермального барита из ранних колломорфных руд соответствует сульфату серы девонской (+23 до +24 ‰, [Claypool et al., 1980]) и современной (+21.2 ‰, [Rees et al., 1978]) морской воды. Пониженные значения $\delta^{34}\text{S}$ в барите брекчий поля Семенов-3 относительно современной морской воды связаны с заимствованием сульфат-иона при частичном окислении H_2S гидротермального флюида [Shanks et al., 1995], что также согласуется с ассоциацией барита с высокотемпературным халькопиритом. Для барита из брекчий Сафьяновского месторождения характерны повышенные значения сульфат-иона. Это, скорее всего, является результатом термохимической сульфат-редукции при катагенетическом преобразовании осадка, которая может происходить при температурах до 180 °C в отличие от бактериальной сульфат-редукции [Machel, 2001]. Этому также не противоречат температуры гомогенизации изученного барита, которые сопоставимы с температурами катагенеза (до 200 °C) [Япаскурт, 2005].

В целом, несмотря на различные геодинамические обстановки формирования изученных объектов, первичные гидротермальные баритсодержащие пиритовые руды были образованы в сходных условиях, а условия образования барита в каждом изученном случае совпадают с условиями образования сосуществующих сульфидов.

Исследования поддержаны РНФ (проект № 14-1700691).

Литература

- Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–18.
- Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Язева Р. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском ретрошарьяже // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 76–58.
- Япаскурт О. В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005. № 3. С. 3–30.
- Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al. A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News. 2007. Vol. 16. P. 9–10.
- Claypool G. E., Holser W. T., Kaplan I. R. et al. The age curves of sulphur and oxygen isotopes in marine sulphates and their mutual interpretation // Chemical Geology. 1980. Vol. 28. P. 199–260.
- de Ronde C. E. J., Faure K., Bray C. J. et al. Hydrothermal fluids associated with seafloor mineralization at two southern Kermadec arc volcanoes, offshore New Zealand // Mineralium Deposita. 2003. Vol. 38. P. 217–233.

Machel H. G. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings – old and new insights // *Sedimentary Geology*. 2001. Vol. 140. P. 143–175.

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-ICP-MS) // *Economic Geology*. 2009. Vol. 104. P. 1111–1141.

Melekestseva I. Yu., Tret'yakov G. A., Nimis P. et al. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87' N): Evidence for phase separation and magmatic input // *Marine Geology*. 2014. Vol. 349. P. 37–54.

Rees C. E., Jenkins W. J., Monster J. The sulfur isotope geochemistry of ocean water sulfate // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1978. Vol. 42. P. 377–382.

Shanks W. C. III, Böhlke J. K., Seal R. R. II Stable isotopes in mid-ocean ridge hydrothermal systems: interactions between fluids, minerals and organisms / In: Humphris S. E., Zierenberg R. A., Mullineaux L. S., Thomson R. E. (eds). *Seafloor hydrothermal processes. Geophysical Monograph*. 1995. Vol. 91. P. 194–221.

Е. И. Сорока¹, М. Е. Притчин¹, В. П. Лютоев², О. Л. Галахова¹

¹ – *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург,
soroka@igg.uran.ru*

² – *Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар*

Сидерит-брейнеритовая минерализация юго-восточной части Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал)

Все колчеданные залежи Урала сопровождаются ореолами гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород, размеры которых в несколько раз превышают рудные тела. Околорудные изменения боковых пород – индикаторы условий формирования руд и важные поисковые признаки. Карбонаты, как правило, присутствуют в метасоматитах колчеданных месторождений Урала [Медноколчеданные..., 1992], в том числе и в околорудных породах Сафьяновского месторождения, где они представлены кальцитом, доломитом, сидеритом и магнезитом (брейнеритом). Одной из задач наших исследований является выяснение роли и места карбонатизации в процессе околорудных изменений пород.

Сафьяновское медноколчеданное месторождение находится в 10 км северо-восточнее г. Реж (Свердловская область) в южной части Режевской структурно-формационной зоны [Язева и др., 1992]. Массивные колчеданные, медно-цинковые и медные прожилково-вкрапленные руды месторождения локализованы в измененных вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах и отрабатываются карьером до глубины 200 м. Нами изучена карбонатная минерализация околорудных пород юго-восточной части месторождения на горизонтах 100–72 м (от забоя карьера), представленная переходными разностями магнезита – брейнеритом, который образует изоморфный ряд с сидеритом, и доломитом. Ранее указывалось на образование более железистых карбонатов ряда магнезит-сидерит в контакте с рудными телами в северной части месторождения [Язева и др., 1992].

Карбонаты изучены с помощью рентгеноструктурного анализа на дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu) и СЭМ JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС-спектрометром Inca Energy 450 (лаборатория физико-химических методов исследований ИГГ УрО РАН, аналитик С. П. Главатских). Исследование жильных карбонатов (железистого магнетита, доломита) проводилось также методом ЭПР в лаборатории минералогии Института геологии Коми НЦ УрО РАН на радиоспектрометре X-диапазона SE/X-2547 RadioPAN. Спектры ЭПР записывались с порошковых навесок 20–40 мг исходных и прогретых образцов при температурах 350 и 600 °С в течение 30 мин. при комнатной температуре в автоматическом режиме. Инфракрасная спектрометрия карбонатов проведена на фурье-спектрометре ИК-поглощения Люмекс ФТ-02 в лаборатории минералогии Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Карбонатизация в околорудных породах юго-восточной части месторождения проявилась как во всем объеме, так и по трещинам отрыва и скола [Кисин, Притчин, 2011]. В крупных трещинах хорошо проявлена зональность и последовательность карбонатообразования, стенки трещин инкрустированы первичным железистым магнетитом (брейнеритом), центральная часть – новообразованным доломитом. Жилы подвержены дроблению и заполнению кварц-каолинит-магнетитовой минерализацией, причем новообразованный магнетит – наименее железистый. По содержанию Fe и Mg и морфологическим признакам выявлено несколько типов брейнерита, с каждым из которых связана определенная минеральная ассоциация [Притчин и др., 2014].

Наиболее железистые разности магнетита представлены жилами и вкрапленниками и обнаружены на контакте с массивной сфалерит-пиритовой рудой. В ассоциации с сидеритом-брейнеритом, помимо пирита и сфалерита, присутствуют барит, каолинит, гидрослюда, кварц. Брейнерит и сидерит представляют собой тонкодисперсные сростки, трудно диагностируемые под микроскопом. На дифрактограмме наряду с рефлексом около 2.75 Å, приписываемым магнетиту, наблюдается более слабый пик около 2.78 Å, который указывает на присутствие второй карбонатной фазы (рис. 1а). Основные рефлексы карбоната имеют плечо со стороны малых углов. Вероятно, оно относится к сидериту, а основная линия – к магнетиту. ИК-поглощение (обр. 8/14) сформировано полосами валентных (1430 см^{-1}) и деформационных колебаний ($878, 744\text{ см}^{-1}$) CO_3 -групп в составе карбонатов, а также полосами поглощения каолинита в области $990\text{--}1100, 540$ и 475 см^{-1} (рис. 1б). Каждая из узких полос деформационных колебаний карбонатных группировок содержит два компонента. Основной компонент с максимумами 878 и 744 см^{-1} относится к решетке железистого магнетита, а менее интенсивные дополнительные низкочастотные плечи при 867 и 739 см^{-1} – к решетке сидерита. В спектре ЭПР данного образца (8/14) регистрируется только сигнал от парамагнитных центров в решетке каолинита. Основной вклад дает аксиальный сигнал с $g_{\parallel} = 2.0507$, $g_{\perp} = 2.005$, относящийся к центрам типа $\text{Si-O}^{\cdot-}\text{-Si}$, а дополнительный с $g_{\parallel} = 2.038$ – к дефектам типа $\text{Al-O}^{\cdot-}\text{-Si}$.

Содержание Fe в брейнерит-сидеритовых жилах и вкрапленниках увеличивается к периферии обособлений (рис. 2), где оно достигает 40 %. В каймах этих обособлений отмечаются повышенные содержания Zn до 10 %.

Проведенные исследования позволяют сделать некоторые выводы о предполагаемых условиях формирования сидерит-брейнерита в околорудных породах Сафьяновского месторождения.

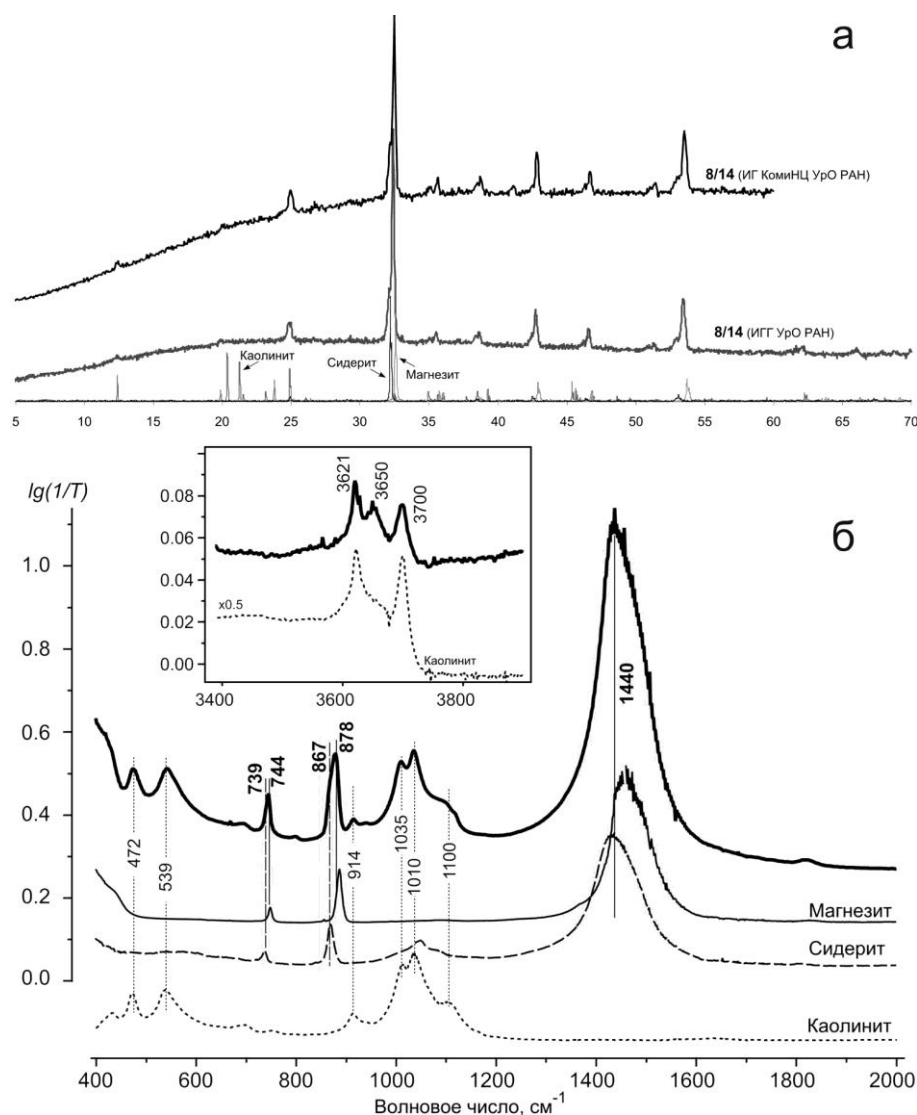


Рис. 1. (а) дифрактограммы сидерит-брейнеритовых агрегатов из приконтактной зоны массивной сфалерит-пиритовой руды Сафьяновского месторождения, горизонт 72 м, (обр. 8/14); (б) ИК-спектры сидерит-брейнеритовых агрегатов (обр. 8/14).

На диаграмме полей устойчивости в системе Cu–Fe–S–O [Crerar, Barnes, 1976] при температуре 250 °C и $X_{\text{CO}_2} = 0.1$, $[S] = 0.01$ линия стабильности сидерита находится в области pH 3.2–5.5 при активности кислорода $\log(f_{\text{O}_2}, \text{атм}) = -41$, почти пересекаясь с линией каолинита, но для образования брейнерита необходимо присутствие Mg в растворах. По экспериментальным данным [Зарайский, 1989], в зонах некоторых колоннок по гранодиориту в низкотемпературных опытах (250–270 °C) с серой и углекислотой ($X_{\text{CO}_2} = 0.1$) образуются карбонаты магнетит-сидеритового ряда

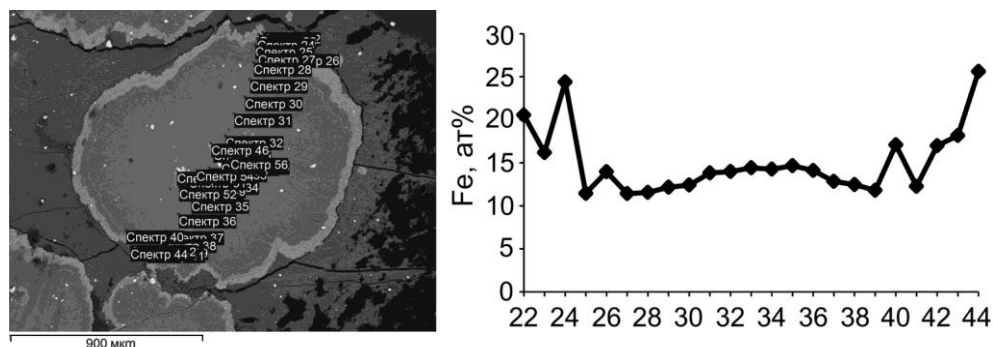


Рис. 2. Электронно-микроскопический снимок сидерит-брейнеритового агрегата; содержание Fe в срезе обособления, полированный шлиф (обр. 8/14).

(брейнерит). Анализы карбонатов показывают сильный разброс по содержанию железа – 20–54 ат. %, рН до и после опыта 6.00 и 5.26. В эксперименте образование карбонатов в незначительных количествах возможно за счет амфиболов исходной породы. В нашем случае брейнерит повсеместно встречается в околорудных метасоматитах (измененных риодацитах) юго-восточной части карьера, что предполагает возможность отложения из раствора.

Ранее для Сафьяновского месторождения было установлено [Сафина и др., 2012], что значения концентраций солей в гидротермальных растворах, участвовавших в образовании баритовых жил, попадают в интервал 1.5–7.4 мас. % NaCl экв., что отличается от морской воды (3.5 мас. % NaCl экв.). Температуры образования по этим данным составляют 130–240 °С. Во флюиде присутствовали восстановленные газы CH_4 , CO, CO_2 , N_2 . Повышение концентрации солёности объясняется участием в минералообразовании растворов глубинной природы [Сафина и др., 2012].

Исследования гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта (САХ) свидетельствуют о Fe–Mg метасоматозе, сопровождающем сульфидную минерализацию [Габлина и др., 2010]. По данным [Бортников и др., 2014], в составе флюидных включений в барите современной гидротермальной системы Семенов (САХ), кроме NaCl в незначительных количествах присутствует MgCl_2 . Исследователи предположили, что рудообразующий флюид имел глубинное происхождение, а флюидные включения при кристаллизации захватывали одновременно высокотемпературный флюид и холодную морскую воду.

Таким образом, предполагается, что сидерит-брейнеритовая минерализация на Сафьяновском месторождении является следствием неравновесности рудообразующего флюида в системе Cu–Fe–S–O, в котором присутствовал и Mg^{2+} . Увеличение активности CO_2 вызвало образование карбонатов при низком значении pH (3–5) в ассоциации с рудными минералами и каолинитом.

Исследования проводились при финансовой поддержке проекта УрО РАН № 15-11-5-17.

Литература

Бортников Н. С., Симонов В. А., Амплиева Е. Е., Боровиков А. А. Аномально высокие концентрации металлов во флюиде современной гидротермальной системы Семенов (Срединно-

Атлантический хребет, 13°31' с.ш.): изучение флюидных включений в минералах с помощью LA-ICP-MS // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456. № 5. С. 569–574.

Габлина И. Ф., Попова Е. А., Садчикова Т. А. и др. Гидротермальные изменения современных органогенных осадков поля Ашадзе-1 (Срединно-Атлантический хребет, 13° с.ш.) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433. № 4. С. 499–503.

Зарайский Г. П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 342 с.

Кисин А. Ю., Притчин М. Е. Современные низкотемпературные гидротермальные системы на колчеданных месторождениях Урала (по результатам дешифрирования космоснимков) // Вулканизм и геодинамика. Мат. V Всеросс. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 528–530.

Медноколчеданные месторождения Урала: условия формирования / Под ред. чл.-корр. РАН С. Н. Иванова, д.г.-м.н. В. А. Прокина. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 312 с.

Притчин М. Е., Сорока Е. И., Галахова О. Л., Главатских С. П. Брейнерит в околорудных породах Сафьяновского медноколчеданного месторождения // Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 55–59.

Сафина Н. П., Анкушева Н. Н., Мурзин В. В. Физико-химические условия формирования барита из рудных фаций Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения, Средний Урал // Литосфера. 2012. № 3. С. 110–126.

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

Crerar D. A., Barnes H. L. Ore solution Chemistry V. Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 to 350 °C // Economic Geology. 1976. Vol. 71. P. 772–794.

А. С. Целуйко¹, Н. Н. Анкушева^{1,2}

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

² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Физико-химические параметры гидротермальных процессов на Юбилейном медноколчеданном месторождении, Южный Урал

В работе представлены результаты исследований флюидных включений в кварце из фрагмента сульфидной трубы «черного курильщика» Юбилейного месторождения на Южном Урале [Медноколчеданные..., 1988; Масленников, 2006]. Целью работы была оценка условий формирования гидротермальных ассоциаций Юбилейного месторождения и сравнительный анализ с другими колчеданными объектами Урала и современными аналогами.

Юбилейное месторождение расположено в Бурибайском рудном районе в пределах Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги. Вмещающие породы месторождения связаны с базальт-бонинитовым основанием бимодальной мафической Баймак-Бурибаевской свиты [Spadea et al., 1998]. На месторождении установлено шесть рудных тел, и в данный момент отрабатывается второе [Медноколчеданные..., 1988]. Рудные тела линзовидной, сундукообразной и пластообразной формы залегают на контакте базальтовой и андезит-риолит-дацитовый толщ и реконструированы как

пологие сильно разрушенные сульфидные холмы [Масленников, 2006]. На месторождении преобладают массивные и брекчиевидные руды, состоящие из пирита, халькопирита и сфалерита. В рудах хорошо сохранились колломорфные, метаколлоидные и эмульсионные текстуры.

На месторождении обнаружено несколько типов сульфидных труб – аналогов современных «черных» и «белых курильщиков» [Maslennikov et al., 2013]. Нами исследован фрагмент сфалерит-пирит-халькопиритовой многоканальной трубы «черного курильщика» диаметром до 20 см (обр. юб-12-20-1) из кровли второго рудного тела, сложенного обломочными медно-цинковыми рудами.

Аншлифы были изучены на микроскопе Olympus BX-51. Для термобарогеохимического изучения отобран кварц из осевого канала сульфидной трубы. Прозрачно-полированные шлифы толщиной 0.2–0.3 мм изготовлены в шлифовальной мастерской ИМин УрО РАН. Исследования флюидных включений проведены по стандартной методике в микрокриотермокамере THMSG-600 (Linkam), позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале –196 до +600 °С, с микроскопом Olympus и управляющим программным обеспечением LinkSys V-2.39. Точность измерений составляет ± 0.1 °С в интервале температур –20...+80 °С и ± 1 °С за пределами этого интервала. Солевой состав растворов во включениях оценивался по температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Температуры гомогенизации фиксировались в момент исчезновения газового пузырька при нагревании препарата в термокамере и приняты за минимальные температуры процесса минералообразования [Реддер, 1987]. Концентрации солей в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз [Bodnar, Vityk, 1994]. Результаты измерений обработаны в программе Statistica 6.1.

Стенки каналов трубы «черного курильщика» сложены крупнозернистым удлиненным и изометричным халькопиритом с включениями сфалерита, самородного золота, теллуrowисмутита и колорадоита. Копьевидный крустификационный халькопирит, характерный для сульфидных труб месторождения, в изученном образце встречается редко и выражен неотчетливо. Оболочка трубы сложена агрегатами почковидного колломорфного, дендритовидного, тонко- и мелкозернистого пирита в халькопиритовом и кварцевом цементе. В пирите и халькопирите оболочки обнаружены включения сфалерита, самородного золота и колорадоита. Осевой канал заполнен кварцем с обильными флюидными включениями. Характерной особенностью сульфидных труб с кварцевым заполнением осевого канала является золото-теллуридная ассоциация акцессорных минералов (в отличие от труб с карбонатами, для которых характерна золото-галенит-теннантитовая ассоциация). Редкие минералы обнаруживаются в краевых частях халькопиритовой стенки трубы и часто ассоциируют со сфалеритом. Пробность самородного золота в сульфидных трубах с кварцем выше, чем с карбонатом (826–853 и 757–787 ‰, соответственно).

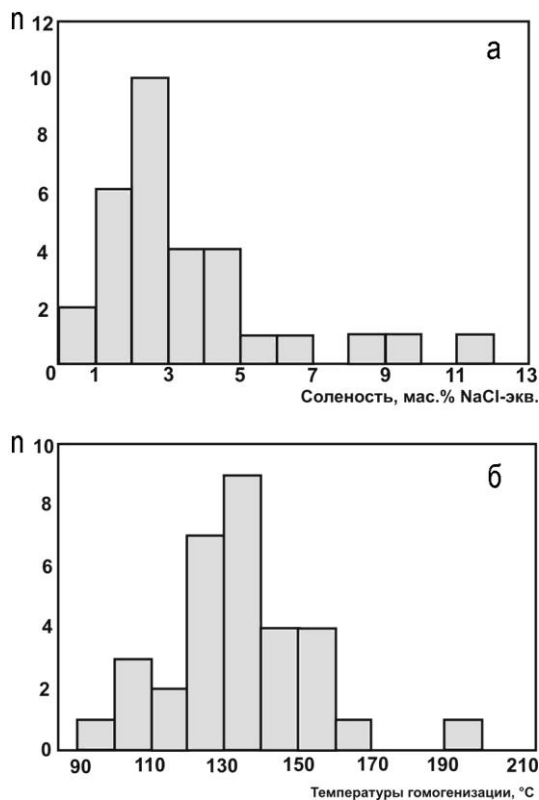
Кварц представлен молочно-белыми и прозрачными зернами размером до 0.5 см с равномерным распределением флюидных включений. Они представлены несколькими типами: однофазными жидкостными (светлыми), газовыми (темными) и двухфазными (светлая жидкость и газовый пузырек, который занимает 10–20 % от объема включения) включениями. Изученные двухфазные включения размером 10–20 мкм имеют округлую, изометричную, часто вытянутую форму. Распространены включения с элементами огранки. Включения часто образуют группы по 5–10 включений и приурочены к участкам прозрачного кварца.

Рис. 1. Гистограммы распределения значений солёности (а) и температур гомогенизации (б) включений в кварце из канала сульфидной трубы Юбилейного месторождения.

Флюидные включения в кварце характеризуются температурами эвтектики $-21.8...-22.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ (3 замера), $-23...-24\text{ }^{\circ}\text{C}$ (14 замеров), которые характерны для системы $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ с примесью Na_2SO_4 , NaHCO_3 и KCl . Большинство последних кристалликов исчезает в интервале температур $-0.5...-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (25 замеров). Встречены единичные включения с температурами растворения последних кристалликов до $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (3 замера). Кроме того, в 10 замерах последний кристаллик растворился при положительных температурах ($+5.3...+10\text{ }^{\circ}\text{C}$), что может быть связано с наличием кристаллогидратов. Солёность флюидов варьирует от 0.88 до 11.7 мас. % NaCl -экв. с пиком 2–3 мас. % NaCl -экв. (рис. 1а). Термометрические исследования показали, что флюидные включения гомогенизируются в диапазоне от 90 до 200 $^{\circ}\text{C}$ с преобладаем интервала 130–140 $^{\circ}\text{C}$ (рис. 1б). Учитывая поправку на давление 20 $^{\circ}\text{C}$, с учетом принятой глубины формирования ряда современных и древних колчедановых бассейнов в 2500 м, и соответственно, давления около 250 бар [Масленников, 2006; Симонов и др., 2006 и др.], температуры формирования кварца из канала сульфидной трубы составляют 120–170 $^{\circ}\text{C}$.

Присутствие в изученном кварце сингенетичных однофазных газовых и двухфазных включений указывает на фазовую сепарацию флюида, что подтверждается сильным разбросом значений солёности относительно солёности морской воды [Kelley, Delaney, 1987; Vanko et al., 2004].

Солёность и температуры флюидов, определенные для кварца трубы Юбилейного месторождения, сходны с таковыми для кварца из канала сульфидной трубы месторождения Яман-Касы, который образовался из флюидов с широким разбросом значений солёности (от 0.6 до 12 мас. %) и температур гомогенизации (от 115 до 185 $^{\circ}\text{C}$) (рис. 2), но с преобладанием солей NaCl и MgCl_2 [Симонов и др., 2006]. В то же время, кварц из канала сульфидной трубы Валенторского месторождения кристаллизовался из $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$ растворов с повышенной солёностью и температурами: солёность 5.6–8.9 мас. % NaCl -экв., температуры не менее 160–200 $^{\circ}\text{C}$ [Симонов и др., 2007]. Наши данные сходны с результатами анализа включений в опаловидном кремнеземе из гидротермальных построек задугового бассейна Манус в Тихом океане [Симонов и др., 2002]. В составе растворов этих включений преобладает



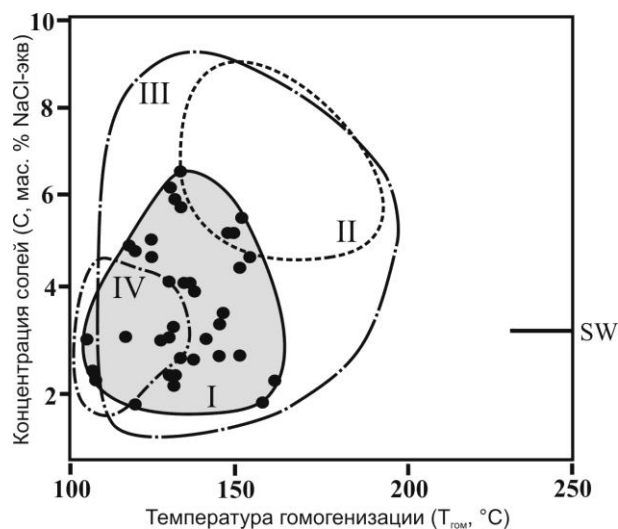


Рис. 2. Диаграмма соотношения концентраций солей (С, мас. % NaCl-экв.) и температур гомогенизации ($T_{\text{гом}}$, °C) кварца из сульфидных труб: I – Юбилейного месторождения; II – Валенторского месторождения [Симонов и др., 2007]; III – Яман-Касы [Симонов и др., 2006]; IV – опаловидный кремнезем бассейна Манус [Симонов и др., 2002]. SW – соленость морской воды при нормальных условиях (25 °C).

NaCl с примесью KCl, концентрации солей в них варьируют от 1.6 до 4.2 мас. % NaCl-экв.

Температуры гомогенизации включений составили 102–118 °C, и, с учетом поправки на давление, температуры образования кремнезема были 128–145 °C.

По сравнению с ранее изученными флюидными включениями в карбонате из сфалерит-пирит-халькопиритовых труб «курильщиков» Юбилейного месторождения включения в кварце обладают сходным солевым составом, но являются более низкотемпературными (90–200 °C против 180–227 °C) и обладают более широким разбросом солёности (0.88–11.7 мас. % против 3.5–7.0 мас. % NaCl-экв.).

Таким образом, получены новые термобарогеохимические данные по условиям формирования гидротермальной минерализации сульфидных труб медноколчеданного месторождения Юбилейное. Данные по гомогенизации включений в кварце Юбилейного месторождения сходны с температурой образования опаловидного кремнезема из современных гидротермальных построек бассейна Манус. В перспективе планируется изучение термобарогеохимических параметров формирования других рудных фаций Юбилейного месторождения.

Автор благодарен В. В. Масленникову и Н. Р. Аюповой за помощь в работе. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-00630).

Литература

- Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.
- Медноколчеданные месторождения Урала / Под ред. В. А. Прокина, Ф. П. Буслаева, М. И. Исмаилова и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.
- Масленников В. В. Литогенез и колчеданобразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с.
- Симонов В. А., Арсентьева Е. А., Масленников В. В. Фазовая сепарация рудообразующего флюида в гидротермальных системах Валенторского колчеданного месторождения (Северный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 77–79.
- Симонов В. А., Бортников Н. С., Лисицын А. П. и др. Физико-химические условия минералообразования в современной гидротермальной постройке «Венский лес» (задуговой бас-

сейн Манус, Тихий океан) // Металлогения древних и современных океанов–2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 61–68.

Симонов В. А., Ковязин С. В., Тереня Е. О. и др. Физико-химические параметры магматических и гидротермальных процессов на колчеданном месторождении Яман-Касы, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 5. С. 423–438.

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

Kelley D. S., Delaney J. R. Two-phase separation and fracturing in mid-ocean ridge gabbros at temperatures greater than 700 °C // Earth and Planetary Science Letters. 1987. Vol. 83. P. 53–56.

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

Vanko D. A., Bach W., Roberts S. et al. Fluid inclusion evidence for subsurface phase separation and variable fluid mixing regimes beneath the deep-sea PACMANUS hydrothermal field, Manus Basin back arc rift, Papua New Guinea // Journal of Geophysical Research. 2004. Vol. 109. P. 1–14.

Spadea P., Kabanova L. Ya., Scarrow J. Petrology, geochemistry, and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // Ophioliti. 1998. Vol. 23 (1). P. 17–36.

С. В. Гаан, К. Ю. Кудрин

*Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск
la_puissance@mail.ru*

Благороднометалльная минерализация в рудах медно-цинкового проявления Западное, Приполярный Урал

Рудопроявление Западное расположено в юго-восточной экзоконтактовой зоне мафит-ультрамафитового Хорасюрского массива на восточном склоне Приполярного Урала [Шмелев, 2005]. В 2006–2009 гг. на площади рудопроявления проведены прогнозно-поисковые работы на медь [Батурина, 2009ф]. В результате выявлены две сложно построенные рудные залежи («Новая» и «Западная»), в контурах которых выделены участки медных, цинковых, медно-цинковых и серных руд. Содержание Au и Ag в рудах достигает 24.1 и 69.6 г/т, соответственно. Природа рудовмещающих пород окончательно не установлена, но, по мнению С. Ю. Батурина [2009ф], они рассматриваются как тектоно-инъекционно-метасоматический рудовмещающий комплекс по габброидам, дайковым породам и предположительно вулканогенно-осадочным образованиям шемурской свиты.

Минералого-геохимические исследования руд Западного проявления, ранее проведенные сотрудниками Института минералогии УрО РАН (г. Миасс), показали, что особенностями главных рудных минералов – пирротина, пирита, халькопирита и сфалерита – являются повышенные содержания Ag и Au; были выделены сфалерит-серебро-галенитовая и халькопирит-золото-серебро-теллуридная ассоциации. По результатам исследований данное проявление предположительно отнесено к золото-серебро-медно-цинковому сульфидно-скарновому типу [Сафина и др., 2010], а минеральная форма нахождения золота и серебра не установлена.

Нами выполнены электронно-зондовые исследования (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Н. С. Карманов) рудообразующих минералов в 14 пробах, отобранных из керна скважин 85Б и 128А, вскрывших рудные залежи «Новая» и «Западная». Изучен состав 954 зерен рудообразующих минералов, из них в 140 зафиксированы минералы благородных металлов, номенклатура которых определена в соответствии с [Зеленов, 1989]. В рудах установлены самородное золото, гессит, петцит, волинскит, штюцит, квервеллеит, матильдит и силванит.

Самородное золото найдено во всех образцах; оно образует мелкие зерна до 12 мкм в микротрещинах или в межзерновом пространстве сульфидов (рис. 1). Зерна золота в хлорите, эпидоте и амфиболе обладают волнистыми и залихватскими контактами. Золото встречается обычно самостоятельно, крайне редко наблюдаются его сростки с петцитом и гесситом. В составе золота постоянно присутствует значительная примесь серебра (15–37 мас. %) вплоть до электрума (только в медно-цинковых рудах).

Гессит (Ag_2Te) встречен во всех образцах в виде зерен размером 10–30 мкм. Минерал образует самостоятельные зерна и сростки с волинскитом, петцитом, теллуrowисмутитом, мелонитом и алтаитом, реже с самородным золотом (рис. 1, 2). Наиболее часто гессит наблюдается в сфалерите, халькопирите, пирите, пирротине и галените, реже – в хлорите, биотите, плагиоклазе, эпидоте и гранате. В сульфидах гессит (часто совместно с другими теллуридами) образует цепочки линейно вытянутых зерен в микротрещинах или межзерновом пространстве. В сульфидах гессит имеет четкие очертания, в силикатах – волнистые и заливообразные границы либо образует тончайшую сыпь зерен.

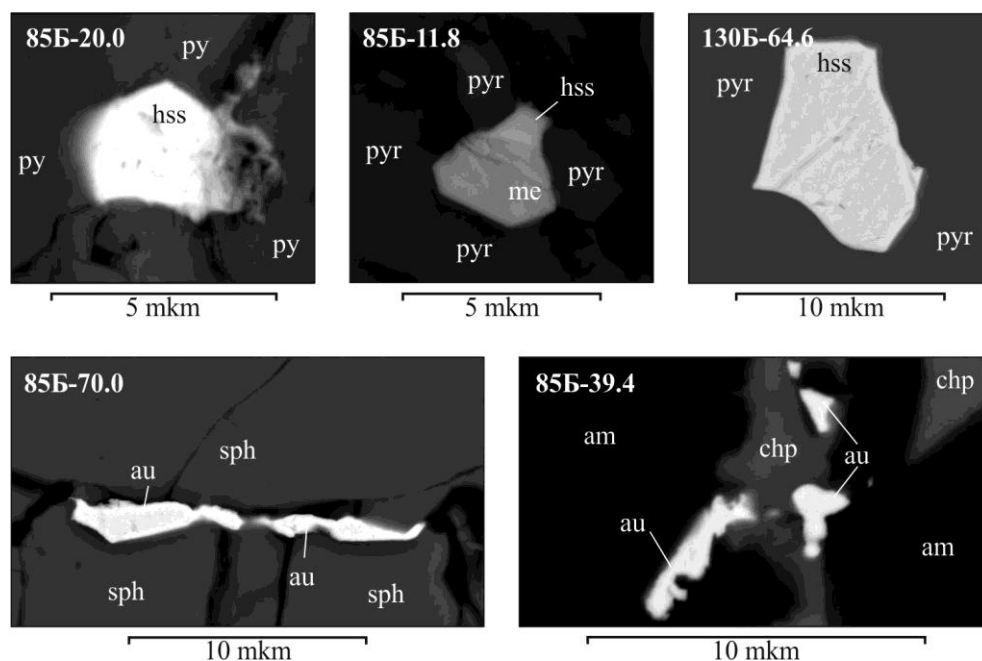


Рис 1. Морфология гессита и самородного золота в рудах проявления Западное.

В левом верхнем углу – номер скважины и глубина отбора пробы; py – пирит; pyr – пирротин; sph – сфалерит; chp – халькопирит; hss – гессит; au – самородное золото; me – мелонит; am – амфибол.

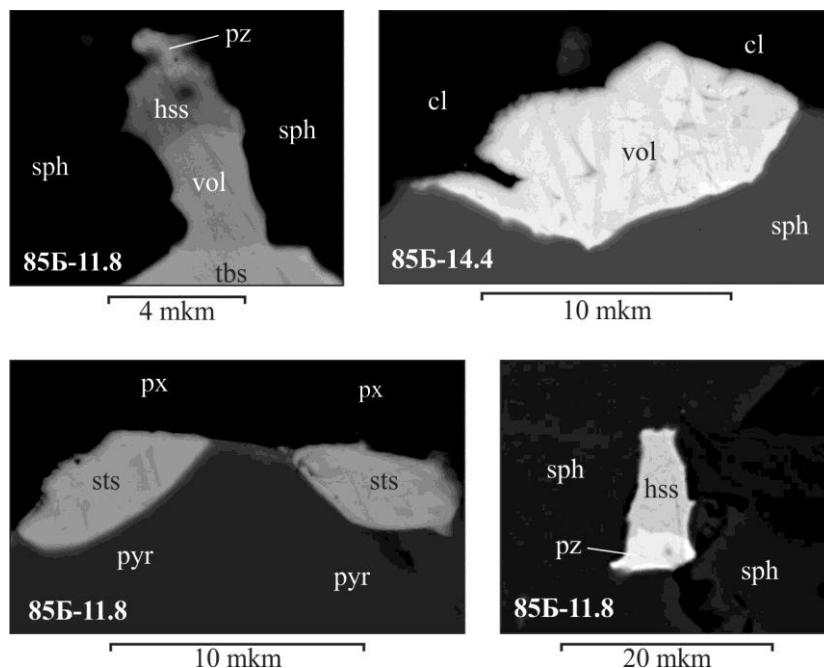


Рис 2. Морфология гессита, волынскита, штютицита и петцита в рудах проявления Западное.

В левом нижнем углу – номер скважины и глубина отбора пробы; pz – петцит; vol – во-лынскит; sts – штютицит; cl – хлорит; px – пироксен.

Петцит (Au_3AgTe_2) редок, приурочен к сфалериту, всегда присутствует совме-стно с гесситом и квервеллитом, характеризуется размером зерен менее 10 мкм (см. рис. 2).

Волынскит (AgBiTe_2) находится в сфалерите и пирротине и обычно присутст-вует в виде сростков с гесситом, мелонитом и теллуrowисмутитом, реже образует самостоятельные гипидиоморфные зерна размером до 15 мкм (см. рис. 2).

Штютицит (Ag_5Te_3) обнаружен в пирротине, галените, андрадите и эпидоте и образует самостоятельные зерна (см. рис. 2) с четкими границами с сульфидами и коррозионными – с силикатами. Размер зерен редко достигает 10 мкм.

Квервеллит (Ag_4TeS) присутствует в виде мелких зерен (4 мкм и менее) без кристаллографических очертаний и приурочен к вюртциту и пирротину.

Матильдит (AgBiS_2) и сильванит (AuAgTe_4) являются редкими минералами и образуют мелкие (не более 2 мкм) ксеноморфные зерна. Матильдит тесно ассоцииру-ет с галенитом, а сильванит образует включения в сфалерите.

Кроме теллуридов и сульфидов серебра и золота, во всех образцах, отобранных из керна скважины 85Б (залесь «Новая»), выявлены ранее неизвестные на рудопроявлении теллуриды – алтаит, теллуrowисмутит, мелонит, коларит, пильзенит и раклиджит.

Таким образом, минералы благородных металлов представлены преимущест-венно теллуридами при резко подчиненном количестве самородного золота и элект-трума, а также сульфидов (матильдит). Минералы благородных металлов наблюда-ются обычно в сульфидах и образуют включения в них и зерна в микротрещинах или

межзерновом пространстве; при этом границы зерен обычно четкие вплоть до появления гипидиоморфных кристаллов. Морфология минералов благородных металлов в хлорите, андрадите, амфиболе, пироксене характеризуется коррозионным воздействием со стороны силикатов. Благороднометалльные минералы ассоциируют друг с другом: наиболее отчетливо это устанавливается для гессита, волинскита и петцита, а также для самородного золота, петцита и гессита.

Разнообразие теллуридов заметно сокращается с глубиной в скважине 85Б: на нижних горизонтах не выявлены штютцит, кервеллит, мелонит, волинскит, матильдит, сивьянит, коларит и пильзенит, однако повышается роль алтаита, теллуровисмутита и раклиджита. Сквозными минералами оруденения являются гессит, самородное золото и петцит. Минералы золота и серебра встречены в образцах проявления Западного, но наибольшее их разнообразие установлено в медно-цинковых рудах залежи «Новая».

Работа выполнена в НОЦ «Поиск» в рамках государственных работ в сфере научной деятельности (задание № 2014/505).

Литература

Батурин С. Ю. Прогнозно-поисковые работы на медь в пределах Западной площади за 2006–2009 гг. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 2009ф.

Зеленов В. И. Методика исследования золото- и серебросодержащих руд. М.: Недра, 1989. 302 с.

Сафина Н. П., Масленников В. В., Масленникова С. П., Глушков А. Н. Минералогическо-геохимические особенности сульфидных руд рудопроявления «Западное», Приполярный Урал // Мат конф. «Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа–Югры». Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2010. С. 492–500.

Шмелев В. Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера. 2005. № 2. С. 41–59.

М. В. Сначев¹, В. И. Сначев²

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

² – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

Новые данные по истории образования Амурского стратиформного цинкового месторождения (Южный Урал)

Амурское стратиформное цинковое месторождение расположено в восточной части Магнитогорской мегазоны в 1.5 км западнее Суундукского гранитного массива и приурочено к западному крылу меридионально вытянутой брахиантиклинальной складки. В геологическом разрезе месторождения выделяются две толщи (снизу вверх): рудовмещающая терригенно-сланцево-карбонатная (флишоидная) (D₂₋₃) и вулканогенная (C₁).

Отложения терригенно-сланцево-карбонатной толщи развиты в центральной части месторождения и представлены ритмично переслаивающимися алевролитами,

глинистыми, углеродисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми, известково-глинистыми, биотитовыми и кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами и известняками, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации с локальными проявлениями более высокотемпературной ступени метаморфизма в восточной части участка месторождения, наиболее приближенной к Суундукскому массиву. Общая мощность вскрытых отложений около 850 м. По находкам амфибор она датируется не моложе позднефранского подъяруса [Широбокова, Штейнберг, 1985]. Находки криноидей в рудовмещающей (флишоидной) толще позволили отнести ее к силуру-среднему девону [Артюшкова и др., 2007]. По аналогии с более северными районами возраст толщи принимается нами как средне-верхнедевонский.

На контакте отложений терригенно-сланцево-карбонатной толщи с перекрывающей вулканогенной толщей отмечается мощная зона дробления и рассланцевания, что дало повод некоторым исследователям утверждать о надвиговом характере этого контакта. В то же время в скважинах признаки тектонических соотношений отмечались не повсеместно, что позволяет предполагать ограниченный характер и незначительную амплитуду подвижек. Зона дробления сопровождается линейными корами выветривания, проникающими на глубины до 250 м.

Образования вулканогенной толщи развиты в западной части месторождения, где они представлены туфами, туффитами и субщелочными высокотитанистыми базальтами, прорванными дайками и sillами габбро и габбро-диабазов.

Рудное тело Амурского месторождения, представленное массивными и полосчатыми цинково-серноколчеданными рудами, залегает согласно с общей слоистостью пород, имеет субмеридиональное простирание, пластообразную форму и пологое (15–30°) западное падение с флексурными изгибами [Широбокова, Штейнберг, 1985]. В центральной и восточной частях месторождения оруденение локализовано в верхней части углеродисто-глинисто-карбонатных сланцев на расстоянии 3–10 м от контакта с вышележащими отложениями вулканогенной толщи и на глубинах от 40 до 400 м. В западной части рудное тело залегает на глубинах 400–600 м в мраморизованных и доломитизированных известняках, реже – углеродисто-кремнистых сланцах. Небольшое рудное тело мощностью 1.4 м, сложенное сфалеритом, было подсечено в 1970-е гг. на северном фланге месторождения (скв. 3, инт. 147.2–148.6 м) среди пород вулканогенной толщи.

По геологическим условиям, залеганию и составу руд месторождение ранее относилось к филизчайскому типу [Широбокова, 1992]. Предполагалось [Серавкин, Сначев, 2012], что его образование скорее всего происходило в конце среднего девона в связи с завершением среднедевонского вулканического цикла на соседней с запада территории, но в удаленной от вулканизма зоне. Подобные стратиформные месторождения Урала, приуроченные к одновозрастным терригенным и терригенно-карбонатным породам, и не имеющие видимой связи с вулканизмом, в последнее время отнесены к типу седиментационно-эксталяционных (SEDEX) [Новоселов, Белогуб, 2008].

Существуют различные взгляды на сохранность подводящих каналов дайкового комплекса, возраст флишоидной и вулканогенной толщи и даек габброидов, что объясняется слабой изученностью рассматриваемой территории. Так, по мнению Т. И. Широбоковой и А. Д. Штейнберга [1985], контакт между терригенной и вулканогенной толщами нормальный геологический, подводящие каналы даек габбро не нарушены. По другим данным [Зайков, 2007], разрывное нарушение на границе

флишоидной и вулканогенной толщ является крупноамплитудным надвигом, что автоматически подразумевает отсутствие габброидов во флишоидной толще. Наиболее противоречивый вариант строения месторождения предложил Б. А. Пужаков (ОАО «Челябинскгеосъемка»), который считает, что 1) терригенно-осадочная толща имеет нижнекаменноугольный возраст, а перекрывающая вулканогенная – средневерхнедевонский; 2) габброиды по времени оторваны от базальтов и туфов и являются нижнекаменноугольными; 3) подводящие каналы габброидных тел в нижележащей толще отсутствуют. В наших данных такая трактовка не находит подтверждения (см. ниже).

В 2007–2008 гг. на месторождении были проведены поисковые и оценочные работы [Сначев и др., 2010]. В пределах геологического отвода размером 6.5×4 км пробурено 50 поисковых (№№ 1–50) и около 100 оценочных (№№ 51–136) скважин. Просмотр и описание поисковых скважин, расположенных на девяти широтных профилях, дали возможность детально расчленить вулканогенную и флишоидную толщи и внести уточнения в представления о структурных особенностях и истории формирования месторождения.

В результате обработки материалов бурения были построены разрезы по профилям I–IX. В ряде скважин были подсечены тела габброидов видимой мощностью от 10 до 200 м среди терригенных и карбонатных пород флишоидной толщи. В нижней части вулканогенной толщи присутствуют многочисленные прослои углеродистых сланцев и карбонатных пород. В верхней части флишоидной толщи отмечается несколько маломощных лавовых потоков базальтов, которые по своему химическому составу, набору редкоземельных и малых элементов не отличаются от основных эффузивов вышележащей вулканогенной толщи. Нами также установлено, что 1) породы эффузивной, дайковой (базальты, диабазы) и интрузивной (габбро-диабазы, габброиды и диориты) фаций являются комагматичными и относятся к единой вулканоплутонической ассоциации; 2) базальты вулканогенной толщи по большинству геохимических характеристик идентичны субщелочным высокотитанистым вулканитам греховской свиты, которая развита западнее рассматриваемой территории и образование которой связывается с «пассивным» рифтогенезом на активной континентальной окраине в раннем карбоне; 3) габброиды, расположенные среди вулканогенной и флишоидной толщ, по комплексу петрографических данных и содержаниям петрогенных, редкоземельных и малых элементов не отличаются друг от друга и не являются чужеродными образованиями; 4) габбро, габбро-диабазы и диориты по петрогеохимическим параметрам хорошо сопоставимы с представителями нижнекаменноугольной габбро-гранитной формации Магнитогорской мегазоны [Ферштатер и др., 1984].

Таким образом, приведенный фактический материал по Амурскому месторождению, позволяет сделать следующие выводы.

1. Флишоидная толща постепенно переходит в вышележащую вулканогенную. В верхней части первой из них присутствуют маломощные тела базальтов, а в нижней части второй – многочисленные прослои известняков, углеродистых сланцев.

2. Согласно и секущие тела габброидов несомненно присутствуют во флишоидной толще.

3. На участке месторождения нет крупного надвига, по которому вулканогенная толща могла бы быть надвинута на флишоидную.

4. Подтверждается сделанный ранее [Новоселов, Белогуб, 2008] вывод о том, что оруденение носит стратиформный характер и может быть отнесено к SEDEX-

типу. Можно предположить, что в конце среднего девона–начале позднего девона в восточной части Магнитогорской мегазоны на удалении от области активного вулканизма существовала локальная застойная депрессия, в которую поступали обогащенные рудными компонентами (преимущественно цинком) и органическим веществом растворы. Судя по рисовке дна палеодепрессии [Сначев и др., 2010; 2012], рудный материал поступал с северо-западного направления. Во второй половине позднего девона на рассматриваемой территории отмечены незначительные проявления вулканизма. Магматизм как в эффузивной, так и в интрузивной форме активно проявился позже, в раннекаменноугольное время.

5. В коллизионный этап развития региона зона контакта флишеидной и вулканогенной толщ на ряде участков была тектонически нарушена и интенсивно поддроблена. Восточный, наиболее приближенный к поверхности, фланг месторождения оказался в зоне окисления, часть цинка из сульфидной формы перешла в несulfидную [Белогуб и др., 2011] и образовала в зонах дробления, в подавляющем большинстве со стороны висячего бока (в самой нижней части вулканогенной толщи), самостоятельные окисленные рудные тела. Примечательно, что в период становления раннепермских гранитов Суундукского массива некоторая часть цинковых руд была регенерирована и переотложена снова в сульфидной форме среди пород вышележащей вулканогенной толщи.

Авторы благодарны руководству ОАО «Челябинский цинковый завод» за предоставленную возможность провести отбор кернавого материала.

Литература

- Артюшкова О. В., Куриленко А. В., Якупов Р. Р., Маслов В. А., Зианбердин Р. И. Новые данные о возрасте Амурского пирит-сфалеритового медноколчеданного месторождения (Ю. Урал) // Геологический сборник № 6. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 38–39.
- Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Блинов И. А. Минералогия несulfидных цинковых руд на Амурском месторождении (Челябинская обл.) // Мат. Всерос. сов. «Минералогия Урала-2011». Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 122–125.
- Зайков В. В. Амурское цинково-колчеданное месторождение (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. Т. 1. С. 184–191.
- Новоселов К. А., Белогуб Е. В. Стратиформные свинцово-цинковые руды Южного Урала // Мат. междунаrod. конф. «Рудогенез». Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 206–209.
- Серавкин И. Б., Сначев В. И. Стратиформные полиметаллические месторождения восточной провинции Южного Урала // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 3. С. 253–265.
- Сначев А. В., Сначев В. И., Рыкус М. В. Перспективы рудоносности углеродистых отложений западного обрамления Суундукского гранитного массива // Нефтегазовое дело. 2010. Т. 8. № 2. С. 11–20.
- Сначев А. В., Сначев В. И., Рыкус М. В. и др. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: Дизайн Пресс, 2012. 208 с.
- Ферштатер Г. Б., Малахова Л. В., Бородин Н. С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Широбокова Т. И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала: Свердловск: УрО АН СССР, 1992. 141 с.
- Широбокова Т. И., Штейнберг А. Д. Амурский рудный район // В кн.: Медноколчеданные месторождения Урала: геологические условия размещения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 194–195.

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

Рений в медно-порфировых месторождениях Южного Урала

Введение. Месторождения Cu(Mo)-порфирового типа являются не только основным источником Cu и Mo (около 75 % и 50 % мировой добычи, соответственно), но также содержат целый ряд других элементов, которые становятся промышленно значимыми из-за больших объемов руды [Sillitoe, 2010]. Наиболее важными попутными компонентами являются Re (почти 100 % мировой добычи) и Au (около 20 %), также присутствуют Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn и Pb. Чаще всего рением (и зачастую другими редкими и благородными металлами) обогащены руды месторождений, связанных с островодужным магматизмом [Seedorf et al., 2005], и одной из причин тому являются повышенные содержания рения в островодужных магмах с большой долей мантийной составляющей [Sun et al., 2003].

В связи с этим, медно-порфировые месторождения Урала представляют несомненный интерес. Подавляющее большинство из них приурочено к вулканогенным зонам, которые представляют собой разновозрастные вулканические дуги [Грабежев, Белгородский, 1992], и связано с кварцевыми диоритами известково-щелочной серии островодужного типа. Sm-Nd изотопные характеристики также указывают на заметную долю мантийного вещества [Грабежев, 2009]. В данной работе мы подробно рассмотрим два наиболее крупных объекта Южного Урала: отрабатываемое Михеевское месторождение и Томинское рудное поле с Томинским и Калиновским месторождениями, отработка которых планируется в ближайшее время.

Краткая геологическая характеристика месторождений. Михеевское месторождение (Новониколаевский рудный узел) расположено примерно в 200 км к югу от Биргильдинско-Томинского узла, в Варненской вулканогенной зоне девон-позднекаменноугольного возраста, которая считается переходной между Восточно-Уральской и Зауральской мегазонами.

В геологическом строении территории Михеевского месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы позднедевонско-раннекаменноугольного (D_3-C_1) и каменноугольного (C_{1-2}) возрастов. Первые представлены переслаивающимися песчаниками, туфопесчаниками, андезибазальтами и их туфами и туфобрекчиями при подчиненной роли алевролитов, углисто-кремнистых пород, базальтов и пр. Интрузии комагматичного Ульяновского комплекса (D_3-C_1) представлены штоками и дайками диоритовых порфиритов и андезитов, реже дацитами, риодацитами, плагиогранодиоритами и диабазами. Верхняя вулканогенная пачка сложена лавами и лавокластитами афировых базальтов с прослоями песчаников, силицитов и углисто-кремнистых пород. В ней часто встречаются тела серпентинитов.

Промышленное оруденение приурочено к поясу даек кварцевых диоритов и их порфировых разностей общей площадью примерно 0.5×3 км, который протягивается субмеридионально между двумя крупными (~1 км в диаметре) штоками диоритов. Предполагается, что на глубине дайки и штоки соединяются в единый материнский плутон [Шаргородский и др., 2005]. По данным [<http://www.allmetals.ru/index.php?id=2091>],

запасы Михеевского месторождения по кодексу JORC оценены в 1.42 млн т меди (373.5 млн т руды, при 0.38 % Cu).

Томинское рудное поле (Биргильдинско-Томинский рудный узел) расположено в северной части Кособродско-Брединской вулканогенной зоны. Последняя сложена вулканитами возрастом от ордовика до раннего карбона. Образование месторождений обычно связывают с позднедевонско-раннекаменноугольным островодужным магматизмом, хотя многие полагают, что они связаны с силурийским магматизмом в островной дуге, которая является южным продолжением Тагильской островной дуги. Образование этой островной дуги связывают с субдукцией Палеоуральского океана на запад под Уральский микроконтинент [Пучков, 2010 и др.].

Рудное поле включает Калиновское и Томинское месторождения, которые приурочены к изометричным штокам, сложенным диоритами, кварцевыми диоритами и их порфировыми разностями Биргильдинско-Томинского комплекса (D_3-C_1). Оба штока имеют сложную форму (при общих размерах около 2 км) с многочисленными апофизами и реликтами вмещающих пород. Последние представлены ордовикскими бимодальными вулканитами саргазинской толщи. В районе месторождений это афировые базальты, их туфы, кластолавы, ксенотуфы с прослоями риодацитов. Ресурсы Томинского месторождения составляют 331.1 млн т руды со средним содержанием Cu 0.46 % [<http://rmk-group.ru/ru/enterprises/tominskiy>].

Методика исследования. Содержания Re в рудах были определены кинетическим методом в лаборатории Уральского геологического управления и в ИМГРЭ, г. Москва (аналитик Е. В. Поплавко). Предел обнаружения Re составлял $0.01 \text{ г/т} \pm 15 \text{ отн. \%}$. Анализ содержаний Re в индивидуальных выделениях молибденита проводился на микрозонде Cameca SX-100 в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики В. Г. Гмыря и В. В. Хиллер) и в Музее Естественной истории (г. Лондон, Великобритания, аналитик Дж. Спратт). Сначала были получены карты распределения интенсивностей характеристического рентгеновского излучения для аналитических линий $ReLa$, $ReMa$, $MoLa$, SKa , $CaKa$, $SiKa$, $FeKa$, $ZnKa$, затем выбирались участки для точечного анализа. Диаметр пучка составляет 1–2 мкм, ускоряющее напряжение 20–25 кэВ, ток 20–50 нА. Стандарты – металлические рений, молибден, сфалерит. Предел обнаружения Re (1σ) составлял 0.03 мас. %. Время экспозиции составляло 30 с для S, 60 с – для Mo и 240 с – для Re. Вводилась коррекция на перекрытие пиков Mo/S – 0.002 и S/Mo – 0.04 %.

Особенности распределения рения. Особенности распределения Re на порфировых месторождениях Урала описаны в работе [Грабежев, 2013], а более детально месторождения Михеевское и Томинское охарактеризованы в работах [Плотинская и др., 2015] и [Грабежев, Хиллер, 2015], соответственно. В рудах содержания Re обычно составляют 0.01–0.1 г/т, а его средние содержания в молибдените по разным оценкам – от первых сотен до первых тысяч г/т. Наиболее детально (40 проб) изучено распределение Re на Михеевском месторождении. Его содержания составляют от 0.01 до 2.72 г/т, хотя обычно не превышают 0.5 г/т. Выявлена высокая положительная корреляция между содержаниями Re и Mo ($r = 0.94$), которая объясняется тем, что Re входит в молибденит в качестве изоморфной примеси, и слабая положительная корреляция между Re и Cu ($r = 0.52$). Расчетные содержания Re в молибдените составляют от 231 до 3598 г/т. Близкие содержания установлены и на Томинском рудном поле (по четырем пробам Re в рудах 0.09–1.45 г/т, расчетные содержания Re в молибдените – 440–3140 г/т) [Грабежев, 2013].

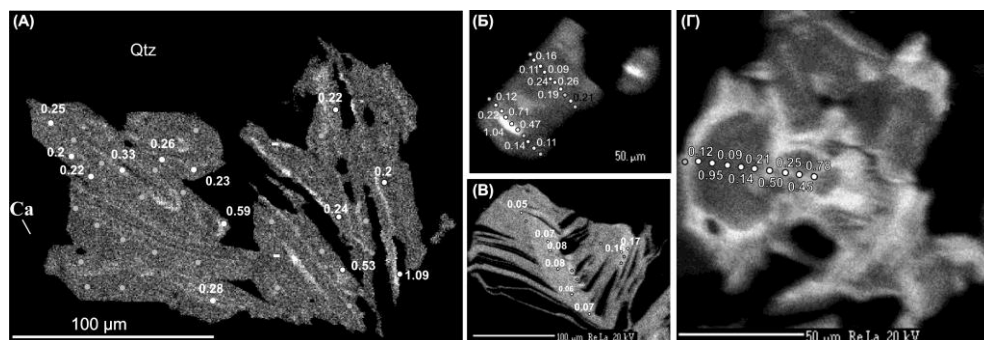


Рис. 1. Распределение рения в молибдените в характеристическом излучении ReLa Михеевского (а, б) и Калиновского (в, г) месторождений.

В пределах индивидуальных зерен молибденита Re всегда распределен неравномерно. В рудах Михеевского месторождения зерна молибденита характеризуются его равномерным и низким содержанием (не более 0.1 мас. %), обычно – ниже предела обнаружения (0.03–0.05 мас. %). В зернах наблюдается множество участков с повышенным содержанием Re, которое иногда достигает 1 мас. %. Встречается линейное, концентрически-зональное (рис. 1а) и точечное (рис. 1б) распределение. Часто наблюдается деформация таких зон с частичным перераспределением Re [Грабежев, 2013].

На Калиновском месторождении в наиболее крупных зернах молибденита центральные части сложены молибденитом-1 с содержаниями Re не более 0.15 мас. %, распределение которого в них почти равномерное и меняется очень плавно. Молибденит-1 обрастается каймами молибденита-2, в котором содержания Re достигают 1 мас. % и понижаются к краям зерен до 0.1 мас. % и ниже. Характерно, что при деформации чешуек молибденита с низким содержанием Re происходит его перераспределение и возникновение участков с содержаниями до 0.2 мас. % при фоновом содержании порядка 0.5 мас. % (рис. 1в, г).

Обсуждение результатов и выводы. Причины возникновения повышенных содержаний Re на Cu(Mo)-порфировых месторождениях мира обобщены в работе [Berzina et al., 2005]. Наиболее важным фактором считается влияние окислительно-восстановительного потенциала на растворимость Re во флюиде. В экспериментальных работах [Xiong et al., 2006] показано, что растворимость Re в окисленном флюиде выше, чем в восстановленном, т. е. для формирования обогащенного рением месторождения на ранних стадиях должны господствовать окислительные условия, благоприятные для его привноса, а затем – восстановительные, которые вызовут его осаждение.

Ранее было показано, что заметные примеси Re характерны для 3R политипа молибденита, тогда как структура наиболее широко распространенного 2H политипа молибденита неблагоприятна для вхождения в нее Re [Newberry, 1979 и др.]. Поэтому часто рениеносность молибденита объясняют включением политипов 3R. Однако экспериментальные исследования системы Re–Mo–S [Drabek et al., 2010] показали, что вхождение значительных количеств Re (до 2.2 мас. % при 400 °C) возможно и в 2H-молибденит. Кроме того, на месторождениях Пагони Рачи, Греция (до 4.7 мас. % Re в молибдените) и Хилтоп, США (более 1000 г/т Re в молибдените по данным

LA-ICP-MS) присутствие 3R-политипа вообще не установлено [Voudoris et al., 2009; Ciobanu et al., 2013]. Поэтому нередко повышенные концентрации рения объясняются наличием дефектов в кристаллической решетке 2H-молибденита. Дефекты в структуре ренийсодержащего молибденита описаны и в работах [Ciobanu et al., 2013; Куликова, Максимюк, 2013]. При этом Re может входить в молибденит не только как изоморфная, но и как механическая примесь в виде включений рениита. Например, микронные вросстки рениита в молибдените установлены на месторождении Пагони Рачи [Voudoris et al., 2009]. Нельзя исключать и возможность присутствия в молибдените наноразмерных включений рениита, не различимых под электронным микроскопом.

Таким образом, содержания Re в рудах медно-порфировых месторождений Южного Урала обычно не превышают 0.5 г/т и коррелируют с повышенными содержаниями Mo и, в меньшей степени, Cu. Рений распределен неравномерно как в рудах, так и в отдельных чешуйках молибденита. Причины такого распределения, как и форма нахождения рения, являются предметом дальнейших исследований.

Исследования выполнены при частичной поддержке РФФИ (проекты №№ 13-05-00622а и 14-05-00725а), программы Президиума РАН № 5 и Музея Естественной Истории (программа CERCAMS).

Литература

Грабежев А. И. Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.

Грабежев А. И. Рений в медно-порфировых месторождениях Урала // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 1. С. 16–32.

Грабежев А. И., Белгородский Е. А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1992. 199 с.

Грабежев А. И., Хиллер В. В. Рений в молибдените Томинского медно-порфирового месторождения (Южный Урал, Россия): результаты микрозондового изучения // Записки РМО. 2015. Ч. CXLIV. № 1. С. 81–93.

Куликова И. М., Максимюк И. Е. Морфологические исследования формы вхождения примесных атомов в кристаллическую структуру молибденита // Новые данные о минералах. 2013. № 48. С. 71–81.

Плотинская О. Ю., Грабежев А. И., Зелтманн Р. Рений в рудах Михеевского Мо-Cu-порфирового месторождения, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 2.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. 280 с.

Шаргородский Б. М., Новиков И. М., Аксенов С. А. Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 57–61.

Berzina A. N., Sotnikov V. I., Ekonomou-Eliopoulos M. et al. Distribution of rhenium in molybdenite from porphyry Cu-Mo and Mo-Cu deposits of Russia (Siberia) and Mongolia // Ore Geology Reviews. 2005. Vol. 26. P. 91–113.

Ciobanu C. L., Cook N. J., Kelson C. R. et al. Trace element heterogeneity in molybdenite fingerprints stages of mineralization // Chemical Geology. 2013. Vol. 347. P. 175–189.

Drabek M., Rieder M., Bohmova V. The Re-Mo-S system: new data on phase relations between 400 and 1200°C // European Journal of Mineralogy. 2010. Vol. 22. P. 479–484.

Newberry R. J. J. Polyttypism in molybdenite (I): a non-equilibrium impurity-induced phenomenon // American Mineralogist. 1979. Vol. 64. P. 758–767.

Seedorff E., Dilles J. H., Proffett J. M. Jr. et al. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 251–298.

Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

Sun W., Bennet V. C., Eggins S. M. et al. Enhanced mantle-to-crust rhenium transfer in undegassed arc magmas // *Nature*. 2003. Vol. 422. P. 294–297.

Voudouris P. C., Melfos V., Spry P. G. et al. Rhenium-rich molybdenite and rheniite in the Pagoni Rachi Mo-Cu-Te-Ag-Au prospect, Northern Greece: Implication for the Re geochemistry of porphyry-style Cu-Mo and Mo mineralization // *Canadian Mineralogist*. 2009. Vol. 47. P. 1013–1036.

Xiong Y., Wood S., Kruszewski J. Hydrothermal transport and deposition of rhenium under subcritical conditions revisited // *Economic Geology*. 2006. Vol. 101. P. 471–478.

О. Б. Азовскова, М. Ю. Ровнушкин, С. П. Главатских
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
Oazovskova@yandex.ru

Особенности минералогии аргиллизитов Михеевского медно-порфирового месторождения, Южный Урал

Проявления аргиллизации известны на многих месторождениях порфирового типа. Они представлены площадными ореолами разной степени интенсивности и/или локальными зонами, которые обычно приурочены к тектоническим нарушениям. По отношению к оруденению позиция низкотемпературных метасоматитов может быть различной – дорудные, синрудные и пострудные, в отдельных случаях предполагается их сочетание [Спиридонов и др., 2014]. Аргиллизитовые метасоматиты являются не только одним из важных элементов, свидетельствующих об условиях формирования той или иной порфировой системы и позиции оруденения, но и могут представлять собой важную часть рудоносных образований. Среди многочисленных объектов порфирового типа, известных на Южном Урале, ранее аргиллизация была установлена и частично охарактеризована только на Березняковском золото-порфировом месторождении и Биксизакском Мо–Cu-порфировом рудопроявлении [Грабеев и др., 1998; Спиридонов и др., 2014].

Михеевское месторождение является наиболее крупным объектом медно-порфирового семейства на Урале, в настоящее время ведется открытая отработка его северной части. Здесь в 2014 г. авторами, совместно с геологами Михеевского рудника РМК, были выявлены зоны интенсивной аргиллизации мощностью до 20–25 м и установлены признаки менее выраженного площадного проявления этого процесса. Хорошо «проработанные» аргиллизиты Михеевского месторождения представляют собой интенсивно глинистые (до 85–90 % и более) белесые, светло-серые, зеленоватые или желтоватые, иногда тонкополосчатые породы. В них могут присутствовать окремненные участки похожие на джаспероиды.

Для определения минерального состава аргиллизитов использованы рентгеноструктурный и термический анализы (дифрактометр XRD-700, Shimadzu и дериватограф Diamond TG-DTA, Perkin Elmer; аналитики Т. Я. Гуляева и В. Г. Петрищева). Характерными минералами этих метасоматитов являются тонкозернистый кварц, иллит/гидрослюда, новообразованные сульфиды (1–5 %), в некоторых случаях – хлорит, кальцит–доломит и каолинит; обычно в переменных количествах присутствуют

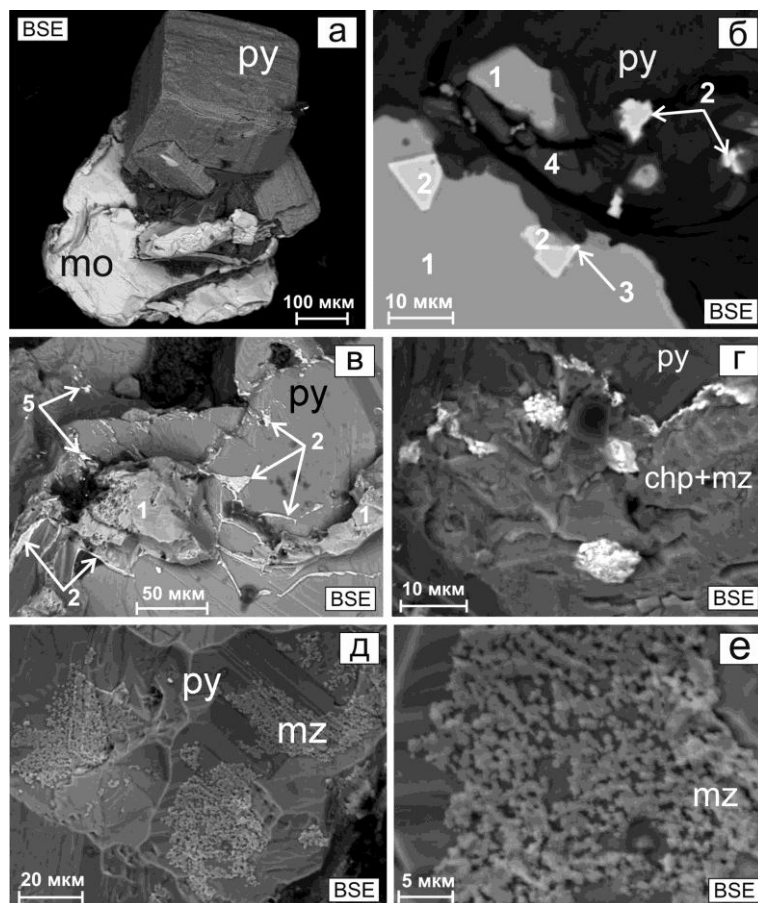


Рис. 1. Рудная и РЗЭ минерализация в аргиллизитах и аргиллизированных породах Михеевского месторождения: а) сросток молибденита (Мо) с пиритом (Py) и кварцем (темно-серое); б, в) включения и врослки различных фаз на поверхности и внутри зерен пирита: 1 – халькопирит, 2 – сульфоарсениды ряда кобальтин-герсдорфит, 3 – микровключения селенотеллурида серебра (курулит?, $\text{Ag}_8\text{Te}_3\text{Se}$), 4 – сфен, 5 – микровключения гессита (б, проба Мих-3-5; в, проба Мих-7); г–е) детали строения зерна пирита (Py) с вростком халькопирита (chp) и «пленками» монацита (mz) (проба Мих-14-1): г) включения (белое) фаз $\text{Au-Ag-(}\pm\text{Cu)}$ и селенотеллурида серебра ($\pm\text{Au}$); д, е) нарастание агрегатов монацита (mz) на пирит (Py), общий вид участка (д) и детали строения монацитового агрегата (е).

«реликтовые» полевые шпаты (преимущественно альбит). В одной из аргиллизитовых зон при промывке рыхлых метасоматитов было установлено большое количество молибденита в виде агрегатных сростков размером $n \cdot 0.1$ мм и в виде срастаний с пиритом и мелко-тонкозернистым кварцем (рис. 1а). В нескольких пробах встречены округло-неправильные выделения самородного свинца и Sb-Pb -фаз. Сходные образования описаны и на Березняковском месторождении [Грабежев и др., 1998; Сначев, Кузнецов, 2009]. По составу основных рудных минералов в аргиллизитах выделяется три ассоциации: пиритовая, халькопирит-пиритовая и молибденит-халькопирит-

пиритовая. В двух последних в значимых количествах присутствуют борнит и сульфиды меди, иногда самородная медь. Следует также отметить, что в пирите и халькопирите рыхлых аргиллизитов и более крепких аргиллизированных пород часто присутствуют вросстки и включения Co–Ni-сульфоарсенидов, реже соответствующих сульфидов и арсенидов (рис. 1б, в).

Для более детальной характеристики рудной минерализации использована методика исследования поверхности «свободных» зерен пирита на электронном сканирующем микроскопе (JSM–6390LV фирмы Jeol) с целью выявления различных (преимущественно рудных) новообразований, состав и количество которых отражает особенности наиболее поздней по времени стадии рудно-метасоматического процесса [Азовскова и др., 2012; Азовскова, Малюгин, 2013; Azovskova et al., 2013]. Предполагается, что такие «концентрирующие» особенности низкотемпературного пирита могут быть связаны с образованием на его поверхности пирротиноподобных или марказитоподобных наноразмерных неавтономных фаз [Таусон и др., 2011]. Нами исследовано 160 зерен пирита из семи проб. В них нередко наблюдаются вросстки халькопирита и уже упомянутых выше Co–Ni-фаз. Кроме обычных для меднорудных

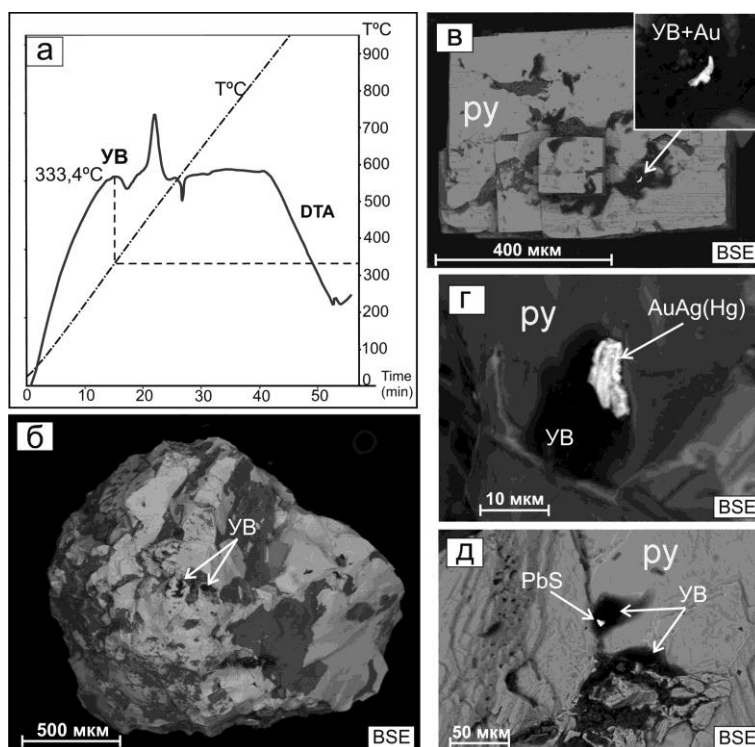


Рис. 2. Примеры нахождения битумных фаз (УВ) в аргиллизитах и аргиллизированных породах Михеевского месторождения: а) фрагмент термограммы, показывающей присутствие битумов керитового ряда (0.4 %) в аргиллизите (проба Мих-7-2); б) углеродистые фазы (УВ) на зерне хроммагнетита (проба Мих-5-3); в, г) микровключения высокопробного золота (в) и ртутистого электрума (г) в ассоциации с углеродистым веществом (УВ) на поверхности зерен пирита (Py) (проба Мих-7); д) углеродистое вещество (УВ) с микровключением галенита (PbS) в пирите (Py) (проба Мих-5-3).

месторождений микровыделений и пленочных образований сульфидов меди, на поверхности пиритовых зерен установлены следующие новообразованные минеральные группы и виды (рис. 1в–е, 2в–д): сульфиды (молибденит, галенит ($\pm\text{Se}$), сфалерит, фаза $(\text{Ag,Fe})\text{--Cu--Zn--S}$); арсениды и сульфоарсениды $\text{Co--Ni--}(\pm\text{Cu, Sb})$; сульфосоли (теннантит, $\pm\text{Bi}$ и Se); теллуриды (гессит, колорадоит, алтаит, неопределенный Au--Ag--теллурид , теллуrowисмутин); селенотеллуриды и селениды серебра ($\pm\text{Au, Cu}$); самородные фазы (золото и электрум ($\pm\text{Cu, Hg}$), медь и фаза $\text{Cu--Zn}(\pm\text{Sn})$); нерудные фазы, представленные монацитом ($\pm\text{U, Th}$), углеродистым веществом (битумы), хлоридами K и Na и более сложными хлоридными комплексами (выделены наиболее часто встречающиеся виды). В большинстве случаев углеродистые включения содержат примесь (Cl, P, As)–соединений, а иногда – микронные включения самородного золота, кюстелита, галенита (см. рис. 2в–д). Можно предположить, что подобная минерализация является результатом неполного распада элементоорганических и хлоридных комплексов.

Присутствие углеродистых включений на поверхности пирита и некоторых других рудных зерен (см. рис. 2 б–д) согласуется с данными термического анализа: в трех пробах из окремненных аргиллизитов и аргиллизированных пород выявлено органическое вещество до 0.4 % (см. рис. 2а). Температуры экзотермических максимумов в интервале 320–360 °С позволяют отнести его к низкотемпературным битумам керитового ряда (нижние кериты). Результаты термического анализа по другим типам метасоматитов и различных пород Михеевского месторождения (около 40 проб) не выявили органику, хотя в отдельных случаях отмечались слабовыраженные сглаженные пики на ДТА в указанном интервале.

Таким образом, на Михеевском месторождении впервые установлены рудноносные аргиллизиты со специфической минерализацией. С ними связан широкий набор различных минеральных видов и сложных комплексов, многие из которых могут служить реперами эпиптермальных условий образования (в частности, Se –содержащие фазы). Также впервые в этой рудно-метасоматической ассоциации выявлены низкотемпературные битумы. Можно предположить, что образование аргиллизитов является результатом завершающей стадии развития порфировой системы, однако нельзя исключить их связь с одним из этапов мезозойской или более поздней активизации Уральских структур.

Литература

Азовскова О. Б., Малюгин А. А. Новые данные о минералогии коры выветривания и аргиллизитов Гумешевского месторождения (Средний Урал) // Мат. конф. «Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Проблемы минералогии, петрографии и минерагении». Пермь, 2013. С. 9–17.

Азовскова О. Б., Щегольков Ю. В., Главатских С. П., Некрасова А. А. Пирит из ореолов активизации крупных разломных структур: некоторые типоморфные особенности и связь с углеродистым метасоматозом // Мат. междунар. сем. «Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества». Сыктывкар, 2012. С. 216–218.

Грабежеев А. И., Кузнецов Н. С., Пужаков Б. А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1998. 172 с.

Сначев В. И., Кузнецов Н. С. Геология золото-порфирового месторождения Березняки (Восточно-Уральская мегазона) // Геологический сборник № 8. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2009. С. 197–203.

Спиридонов А. М., Куликова З. И., Паришин А. В., Волкова М. Г. Особенности вещественного состава вмещающих пород Березняковского золоторудного эпitherмального месторождения (Южный Урал) // *Фундаментальные исследования*. 2014. № 9–3. С. 597–601.

Таусон В. Л., Бабкин Д. Н., Пастушкова Т. М. и др. Двойственные коэффициенты распределения микроэлементов в системе «минерал-гидротермальный раствор». I. Аккумуляция золота пиритом // *Геохимия*. 2011. № 6. С. 295–604.

Azovskova O.B., Malyugin A.A., Nekrasova A.A., Yanchenko M.Yu. Pyrite from zones of Mz-Kz reactivation of large faults on the eastern slope of the Ural Mountains, Russia // *WASET. Engineering and Technology*. Issue 79. London, 2013. P. 463–467.

В. Г. Степанец¹, Д. К. Макар², Н. А. Савельева²

¹ – RCMIR_COM, г. Вильгельмсхафен, Германия

wladimir@stapanez.de

² – Карагандинский государственный технический университет,

г. Караганда, Казахстан

Геодинамическая позиция медно-порфирового месторождения Нурказган (Центральный Казахстан)

Золото-молибден-медно-порфировое месторождение Нурказган находится на севере Карагандинской области в 10 км северо-восточнее г. Темиртау. Вмещающий его Тюлькуламский террейн вскрывается за пределами широтной ветви девонского вулcano-плутонического пояса (ДВП). Вмещающая месторождение зеленокаменная натриевая вулcanoгенно-пирокластическая толща и прорывающие ее гранитоиды рассматривались как составные части ДВП [Гранкин и др., 1995; Серых, Евдокимов, 2001; Жуков и др., 2014 и др.]. В последние годы рудоносные интрузии месторождения Нурказган сопоставляются с островодужными близповерхностными гранитоидами [Антонюк и др., 2012]. Первые изотопные данные плутонических пород додевонского возраста, вмещающих месторождение [Ермолов, Журутин, 2009], поставили вопрос о правильности определения возраста и формационной принадлежности вулcanoгенной толщи.

Нами при формационном анализе были использованы опубликованные данные [Гранкин и др., 1995; Серых, Евдокимов, 2001; Ермолов, Журутин, 2009; Антонюк и др., 2012; Жуков и др., 2014], а также полевые материалы Г. Д. Гидаспова (1989), В. Ф. Довганя (1989), Х. К. Исмаилова и А. В. Ковалева (1992), И. В. Евдокимова (1995), С. А. Журутина (1998), М. Н. Чертилина (2006).

Вулcanoгенно-пирокластические отложения нурказганской толщи хорошо различаются по цвету и составу. Центральная часть месторождения сложена зеленокаменными вулcanoгенно-пирокластическими отложениями, где встречаются агломератовые туфы, реже лавы и автомагматические брекчии андезибазальтовых и базальтовых порфиритов с редкими горизонтами крупнообломочных туфов и тонкими линзами туффитов и алевротуффитов. Выше залегает горизонт пелитовых, пелитопсаммитовых туффитов и туфоконгломератобрекчий, который сменяется литокристаллокластическими туфами и лавами андезидацитового состава. На зеленокаменную нурказганскую толщу надвинуты красноцветные вулcanoгенно-терригенные

отложения жарсорской свиты нижнего девона. Свита сложена разнозернистыми туфогенными песчаниками, гравелитами, реже алевролитами и грубообломочными туфами среднего состава; в основании разреза обнажаются валунно-галечные конгломераты, которые содержат обломки метаморфических и кремнистых пород, а также известняки верхнего ордовика.

Порфириты нурказганской толщи по петрохимическому составу отличаются от известково-щелочных вулканитов жарсорской и шешенькаринской свит (рис. 1). Вулканиты толщи отвечают высокоглиноземистым толеитовым базальтовым андезитами с нормативным гиперстеном, корундом и явно выраженным преобладанием Na_2O над K_2O . Высокие концентрации Na_2O порфиритов, учитывая их положительную корреляцию с $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ к $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, отражают магматическую природу. Низкие содержания MgO , TiO_2 и K_2O указывают на высокую степень дифференциации исходной высокоглиноземистой магмы, вероятно, выплавляемой из квазибинарной смеси F+DM [Рундквист и др., 2000].

Породы рудоносного габбро-тоналитового комплекса характеризуются нормальной щелочностью, промежуточным типом дифференциации (рис. 2а), отвечают высокожелезистым гранитоидам I-типа (рис. 2б) и сходны с породами надсубдукционных комплексов (рис. 2г). Образование таких комплексов нередко связывают с кристаллизационной дифференциацией высоконатриевых водонасыщенных базальтовых

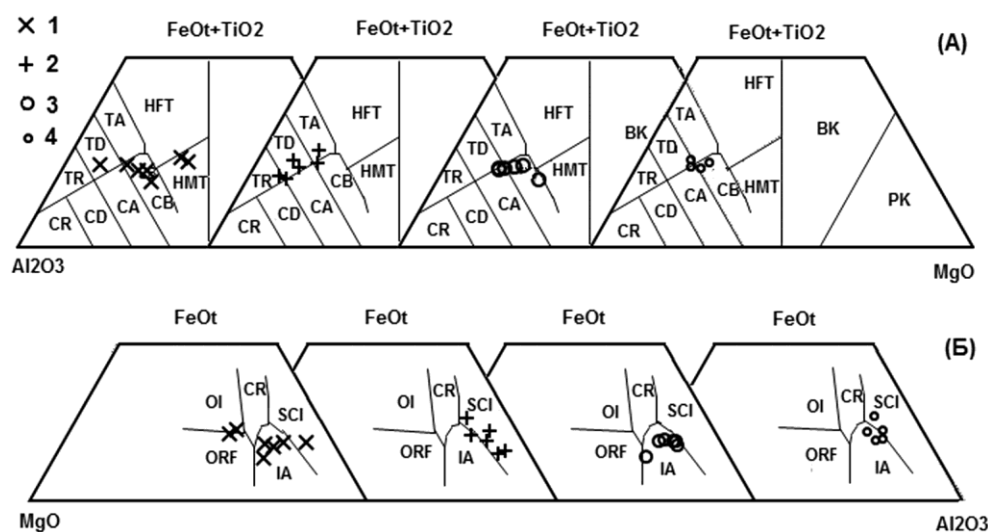


Рис. 1. Положение составов вулканогенных пород месторождения и прилегающих территорий на петрохимических диаграммах: а) $(\text{FeOt} + \text{TiO}_2) - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ [Jensen, 1976]; б) $\text{FeOt} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ [Pearce et al. 1977].

1 – вулканиты жарсорской свиты Елемесской впадины; 2 – порфириты нурказганской толщи; 3 – вулканиты шешенькаринской свиты девонского вулканоплутонического пояса; 4 – базальтовые порфириты байдаулетовской свиты Спасской зоны смятия; Т – толеитовая серия; С – известково-щелочная серия; R – риолит; D – дацит; А – андезит; В – базальт; HFT – высокожелезистые толеиты; HMT – высокомагнезиальные толеиты; BK – базальтовые коматииты; РК – пикритовые коматииты; базальты: CR – континентальных рифтов, ORF – срединно-океанических хребтов и океанического дна, SCI – спрединговых зон островных дуг, OI – океанических островов, IA – островных дуг.

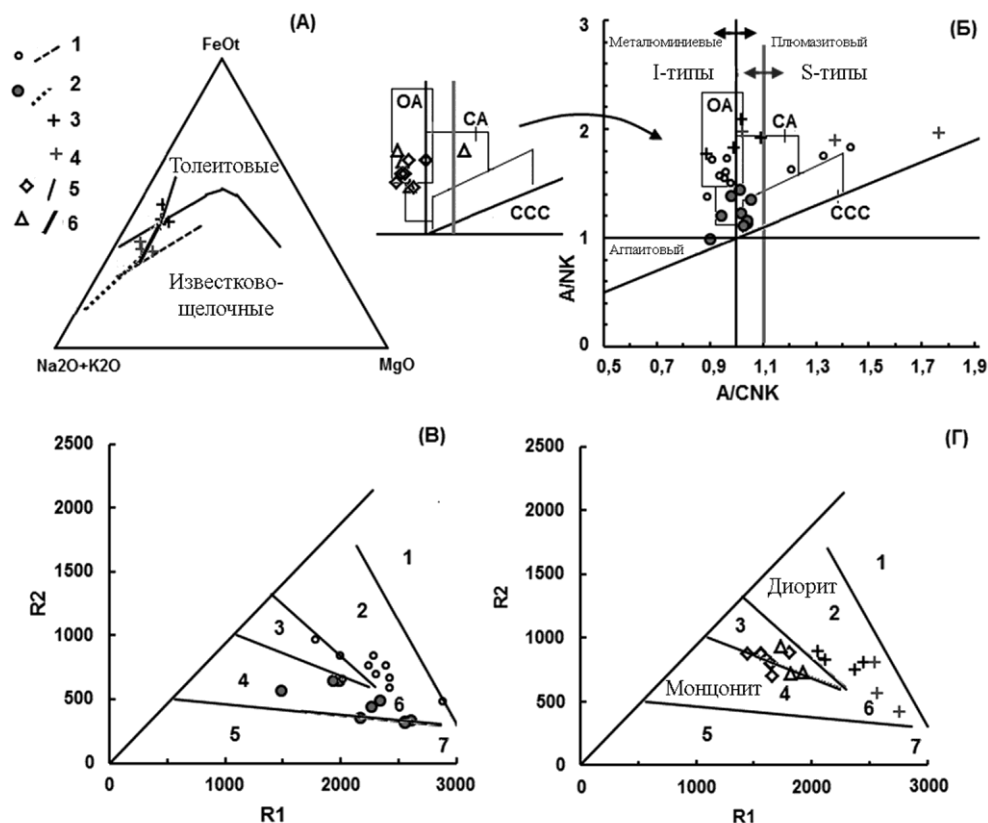


Рис. 2. Положение составов плутогенных пород месторождения и девонского вулканоплутоического пояса на петрохимических диаграммах.

а) $\text{FeOt}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{MgO}$ [Irvine, Baragar, 1971]; 1–2 – гранитоиды Девонского вулканоплутоического пояса: 1 – карамендинского и 3 – коккудуктюбинского комплексов; 3–4 – гранитоиды района месторождения Нурказган: 3 – рудоносные диориты, 4 – гранодиориты; 5 – пострудные железистые монцониты и 6 – кварцевые монцониты.

б) $A(\text{Al}_2\text{O}_3)/\text{NK}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-A(\text{Al}_2\text{O}_3)/\text{CNK}(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [Maniar, Piccoli, 1989]; CCC – коллизия континент-континент, CA – континентальные островные дуги, OA – океанические островные дуги;

в, г) $R2 = 6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$ к $R1 = 4\text{Si}-11(\text{K}+\text{Na})-2(\text{Fe}+\text{Ti})$ [Batchelor, Bowden, 1985]; 1 – мантийные граниты; 2–7 – гранитоиды: 2 – островодужные (надсубдукционные), 3 – постколлизийные поднятий, 4 – позднеорогенные, 5 – анорогенные, 6 – синколлизийные, 7 – посторогенные.

магм. Биотиты кварцевых монцодиоритов шошонитового типа более высокомагнезиальные ($\text{MgO} < 17.19\%$), но менее железистые ($\text{FeO} < 11.74\%$), чем биотиты островодужного карамендинского и синколлизийного коккудуктюбинского ($\text{MgO} < 14.71\%$ и $\text{FeO} < 18.62\%$) комплексов [Серых, Евдокимов, 2001] известково-щелочной серии (рис. 2а).

Рассеянная сульфидная минерализация встречается в пределах всего рудного поля. Промышленные золото-молибден-медные руды сконцентрированы в трех разобщенных штоках. Выделяются следующие парагенетические рудные ассоциации:

ции: молибденит-пирит-халькопирит-кварцевая, борнит-халькопиритовая (кремнещелочная стадия минералообразования); молибден-халькопиритовая и халькозин-борнитовая (кислотная, регенерационная стадия). По результатам микрозондового анализа (неопубликованные данные С. А. Журутина (1998), которые были любезно предоставлены П. В. Ермоловым из фондов ИПКОН), только борнит кремнещелочной стадии содержит высокие концентрации Ag и Pt, а не халькопирит и пирит, что было отмечено ранее в работе [Антонюк и др., 2012].

Верхнеордовикский возраст вулканогенно-пирокластических отложений, вмещающих месторождение, обосновывается тем, что их прорывает силурийский габбро-тоналитовый надсубдукционный комплекс. При этом учитывается, что в пределах ДВП нижнесилурийская преимущественно базальтовая жумацкая свита отвечает плюмовой ассоциации. Литолого-петрохимический состав нурказганской толщи аналогичен таковому пород средней подсвиты байдаулетовской свиты (O_3), вмещающей медно-порфировое месторождение Коктасжал.

Петрохимическая специализация толеитовой нурказганской вулканогенно-пирокластической и габбро-тоналитовой плутонической формаций указывает на то, что месторождение формировалось в пределах вулканической дуги у активной континентальной окраины, вероятнее всего, западно-тихоокеанского типа.

Руды нурказганского типа, по-видимому, образовались в процессе коллизии базальтовой островной дуги с континентом, что могло привести к утолщению литосферы, плавлению глубокозалегающего изверженного материала островной дуги и формированию рудоносных силурийских гранитоидов. Присутствие в составе силурийских кварцевых монцитонитов ордовикских реликтовых цирконов [Ермолов, Журутин, 2009] указывает на контаминацию магм и более древнего мантийного материала островной дуги. Наличие нормативного корунда и гиперстена в порфиритах нурказганской толщи также подтверждает ассимиляцию гранитоидами корового материала. Петрохимическая специализация гранитоидов (явно выраженное фракционирование по железу) свидетельствует о том, что образование габбро-тоналитового комплекса протекало в замкнутом резервуаре в пределах островной дуги.

Присутствие серпентинитового меланжа в плоскости Западного надвига [Серых, Евдокимов, 2001; Жуков и др., 2014] подтверждает террейновую природу отложений, вмещающих месторождение Нурказган. В позднем силуре Нурказган-Байдаулетовская вулканическая дуга была расщеплена и на протяжении всего девона вовлекалась в магматические процессы, протекающие у окраинно-материковой зоны субдукции западно-тихоокеанского типа, что подтверждается отсутствием пород высоких и сверхвысоких давлений в составе серпентинитового меланжа Тектурмасской аккреционной призмы.

Геохимические исследования последних лет показали, что месторождения медно-порфирового типа вулканоплутонических комплексов базальтового магматизма натриевой толеитовой серии содержат платинометальную минерализацию [Коробейников, Грабежев, 2003]. Этот вывод и наши исследования дают основание провести ревизию руд Восточного и Западного участков месторождения Нурказган на предмет содержания платины и палладия. Учитывая, что руды месторождений Нурказган и Коктасжал аналогичны, то и последние должны быть изучены на наличие платинометальной минерализации. Наиболее продуктивным является борнит кремнещелочной стадии, который, как правило, содержит включения дисперсных минералов платины и палладия, а также висмута, теллура, селена. Молибденит таких месторождений также содержит платину, палладий, родий и золото, но в значительно меньших количествах.

Литература

- Антонюк Р. М., Хамзин Б. С., Исмаилов Х. К., Клочков М. В. Геодинамическая позиция месторождений металлических полезных ископаемых Центрального Казахстана // Особенности геологического строения и металлогении Казахстана. 2012. С. 93–103.
- Гранкин М. С., Мальченко Е. Г., Козлов А. Д. Медно-порфировое оруденение девонского вулканоплутонического пояса // Геология и разведка недр Казахстана. 1995. № 1. С. 18–24.
- Ермолов П. В., Журутин С. А. Изотопный возраст магматических пород, вмещающих Нурказганский тип медно-порфирового оруденения в Центральном Казахстане // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. № 5. С. 37–45.
- Жуков Н. М., Антоненко А. А., Гойколова Т. В. Перспективы краевых вулканоплутонических поясов и сопряженных с ними структур Казахстана на приоритетные полезные ископаемые // Известия НАН РК. Серия геологических и технических наук. 2014. № 5. С. 28–39.
- Коробейников А. Ф., Грабежев А. И. Золото и платиновые металлы в медно-молибден-порфировых месторождениях // Известия Томского политехнического университета. 2003. Т. 306. № 5. С. 24–32.
- Рундквист Д. В., Ряховский В. М., Миронов Ю. В., Пустовой А. А. Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? // Доклады Академии наук. 2000. Т. 370. № 2. С. 223–226.
- Серых В. И., Евдокимов И. В. О геологической позиции медно-порфирового оруденения Девонского вулканоплутонического пояса (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 2001. № 1. С. 41–58.
- Batchelor R. A., Bowden P. Petrogenesis interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. 1985. Vol. 48. P. 43–55.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
- Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Misc. Pap. 1976. Ontario, Div. Mines No. 66. 22 p.
- Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. Vol. 101. P. 635–643.
- Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth and Planetary Science Letters. 1977. Vol. 36. P. 121–132.

Е. О. Грознова^{1,2}, О. Ю. Плотинская¹, С. С. Абрамов¹, И. В. Викентьев¹
¹ – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии
и геохимии РАН, г. Москва
² – Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка
grozelena@yandex.ru

Применение флюидных включений для оценки условий формирования рудной минерализации разнотипных месторождений Южного Урала

Изучение условий формирования месторождений различного типа на Урале (эпитермальных, порфировых, колчеданных и др.) ведется давно [Lehmann et al., 1999; Sazonov et al., 2001; Vikentyev et al., 2004; Грабежев и др., 2007; Plotinskaya et al., 2014], но полученные результаты весьма ограничены. Нами изучены рудообра-

зующие флюидные системы, сформировавшие эпитермальное Березняковское, медно-порфировое Калиновское, молибден-медно-порфировое Михеевское, молибден-порфировое Талицкое, медно-цинково-колчеданное Узельгинское и золоторудное Светлинское месторождения и стратиформное Cu-Ag-Pb-Zn рудопроявление Биксизак на Южном Урале.

Месторождения, соответствующие разным уровням глубинности порфирово-эпитермальной системы, находятся в Биргильдинско-Томинском рудном узле. В наименее эродированной части узла, в андезит-дацитовых туфах (D_3-C_1) локализовано эпитермальное Березняковское Au-Ag месторождение. К подстилающим туфы известнякам и мраморам (O_2-S) приурочено стратиформное Cu-Ag-Pb-Zn рудопроявление Биксизак. Нижележащие базальты (O_{1-2}) вмещают медно-порфировое Калиновское месторождение. Все они генетически связаны с интрузиями андезитовых и диоритовых порфиритов (D_3-C_1).

Молибден-медно-порфировое Михеевское месторождение приурочено к поясу даек кварцевых диоритов и их порфировых разностей, который протягивается субмеридионально между двумя крупными штоками диоритов (C_{1-2}), внедрившихся в вулканогенно-осадочные породы (D_3-C) [Шаргородский и др., 2005]. Молибден-порфировое Талицкое месторождение локализовано в пределах одноименного массива (C_{1-2}), сложенного породами монцитонитовидного ряда среди серпентинизированных ультрабазитов и вулканитов риолито-базальтовой формации D_{1-2} [Азовскова, 2008].

Узельгинское медно-цинково-колчеданное месторождение расположено в Магнитогорской мегазоне в пределах крупной палеовулканической постройки, сложенной базальт-риолитовой серией (D_2ef-gv_1kr) [Викентьев, 2004]. Рудные тела, локализованные на двух гипсометрических уровнях, представлены мощными пологолежащими линзами и сложены Cu-Zn рудами.

Светлинское месторождение золота представляет собой прожилково-вкрапленное оруденение, приуроченное к переслаивающимся интенсивно метаморфизованным вулканогенно-терригенным породам от ордовика до девона. Рудные тела представлены зонами серицит-биотит-кварцевых метасоматитов с убогой пиритовой минерализацией, содержащей золото.

Были изучены различные типы флюидных включений в кварце, карбонате, барите и сфалерите из рудных ассоциаций перечисленных месторождений. Методами микротермометрии (термокриокамера Linkam-THMSG-600, ИГЕМ РАН, г. Москва) определены температуры гомогенизации, состав и соленость флюидов, рассчитано давление. Методом Рамановской спектроскопии (спектрометры Ramanog U-1000, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск и LabRAM-HR ГИ САН, Б. Быстрица, Словакия) проанализирован состав газовой и твердой фаз. Для анализа геохимического состава индивидуальных флюидных включений использован метод LA-ICP-MS (Университет им. Пуанкаре, г. Нанси, Франция). Для оценки температур минералообразования и давления были использованы также различные минеральные геотермометры. Результаты исследований приведены в таблице.

На эпитермальных и порфировых месторождениях прослежены закономерности эволюции температур, состава и концентрации флюидов при переходе от порфирового к эпитермальному этапу. В формировании раннего порфирового этапа месторождений Урала участвовали гетерогенные высокотемпературные (до 550 °C) и высокосолёные (до 35 мас. %) флюиды, содержащие двухвалентные катионы (Mg, Ca), высокоплотную CO_2 и примеси других газов (CO_2 , N_2 , H_2S , CH_4). Давление на этом

Т а б л и ц а

Р-Т-параметры и состав рудообразующих флюидов на месторождениях Урала

Т _{гом} , °С	Р, бар	С, мас. % NaCl-экв.	Состав		
			раствора	газовой фазы	твердой фазы
Березняковское (энаргит, блеклая руда, самородное Au, теллуриды Au, Ag, Pb, галенит, сфалерит)					
150–250	80–160	4–15	Na–Cl	H ₂ O, CO ₂	не обн.
Биксизак (пирит, сфалерит, галенит, блеклая руда)					
150–270	~300	1–10	Na–Cl	H ₂ O, CO ₂	не обн.
Калиновское, порфировый этап (халькопирит, борнит, молибденит)					
250–540	450–1100	15–30	Ca(Mg,Na)–Cl Mg,Na–Cl	CO ₂ , N ₂ , H ₂ S	Кальцит, гематит, магнетит
Калиновское, субэпитермальный этап (пирит, халькопирит, сульфосоли Bi, самородное Au)					
150–250	190–350	3–12	Na–Cl	CO ₂	не обн.
Михеевское, пропилиты (пирит, халькопирит)					
150–350	100–350	10–35	Ca(Mg,Na)–Cl Mg,Na–Cl Na–Cl	CO ₂ , N ₂	Кальцит, галит
Талицкое, кварц-молибденит-пиритовая стадия (молибденит, пирит, халькопирит)					
320–510	900–1700	25–35	Mg,Na–Cl Na–Cl	CO ₂ , CH ₄ , H ₂	Нахколит, галит
Талицкое, полиметаллическая стадия (пирит, халькопирит, блеклая руда, сфалерит, галенит)					
200–450	400–1300	5–15	Na–Cl	CO ₂ , CH ₄ , N ₂	Силикат
Светлинское					
200–300 240–370*	550–1400 1300–3000*	4–16	Mg,Na–Cl Na–Cl	CO ₂ , CH ₄	Кальцит
Узельгинское, нижний ярус оруденения, рудные тела с повышенными концентрациями золота (в среднем, 2–4 г/т) и серебра (до 230–550 г/т)					
110–260 130–370**	– 600–1000**	0.5 – 14 1–10.7**	Na–Cl Na–Cl, K–Cl, KHCO ₃ **	вод. пар	не обн.

Примечание. * – по данным [Bortnikov et al., 1999]; ** – массивные медно-цинково-колчеданные руды.

этапе было высоким (400–1700 бар). На этом этапе отлагались халькопирит, борнит, молибденит, в меньшей степени пирит. В дальнейшем происходило взаимодействие рудообразующих флюидов с вмещающими породами, разбавление их метеорными водами и изменение характера флюидов. Минерализацию более позднего и менее глубинного эпитермального этапа формировали в основном гомогенные, относительно низкотемпературные (до 270 °С) слабосоленые (1–10 мас. % NaCl-экв.) Na-хлоридные растворы при давлении до 300 бар. Газовая фаза представлена низкоплотным водным флюидом с переменным количеством CO₂. На Калиновском и Талицком ме-

сторождениях в растворе включений обнаружены повышенные концентрации Na, Mg, а также Cu и Zn. На этом этапе образовалась золото-полиметаллическая минерализация (блеклая руда, галенит, сфалерит, самородное золото, теллуриды Au, Ag, Pb, Bi, сульфосоли Ag, Cu, Pb, Bi и др.).

Некоторые различия в P–T-параметрах рудообразующих флюидов на порфировых месторождениях Южного и Среднего Урала могут быть обусловлены их генетической связью с интрузивными породами различного состава: на Южном Урале это диоритоиды известково-щелочной серии, а на Среднем – гранитоиды субщелочной серии.

На Узельгинском месторождении исследованы двухфазные флюидные включения в кварце, карбонате и барите из рудных тел из нижнего яруса оруденения с повышенными концентрациями золота и серебра. Показано, что в формировании минерализации участвовали гомогенные низкотемпературные (до 280 °C) NaCl растворы с концентрацией до 14 мас. % NaCl-экв. Ранее были установлены более высокотемпературные флюиды различного состава [Карпухина и др., 2013].

На Светлинском месторождении минеральные ассоциации второго и третьего рудных этапов сформированы гетерогенными среднетемпературными (200–300 °C) флюидами Na-Mg хлоридного состава с соленостью 4–16 мас. % NaCl-экв. при участии плотной углекислоты с примесью метана. Ранее были установлены флюиды с более высокими параметрами температур (до 370 °C) и давлений (1300–3000 бар) [Bortnikov et al., 1999]. Такой разброс температур и давлений можно объяснить тем, что месторождение является полигенным и полихронным, т.е. руды формировались в несколько этапов, и рудообразующий флюид поступал из нескольких источников. Руды прожилково-вкрапленные, что объясняет отнесение его к новому для Урала промышленно-генетическому типу [Сазонов и др., 2011].

Информативность флюидных включений при изучении гидротермальных рудных месторождений очень велика. Чтобы охарактеризовать обстановки рудоотложения необходимо решить такие задачи, как выяснение механизмов образования включений, динамики формирования фаз, отношения включений к той или иной части процесса, а также определения состава минералов, жидкостей и газов внутри вакуолей [Мельников и др., 2008]. Эти проблемы могут успешно решаться не только с помощью различных методов исследования флюидных включений, но и совместно с минералогическим и петрологическим изучением минералов, пород и руд, структурными и геологическими оценками изучаемых объектов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ № 13-05-00622а и 14-05-00725а, РНФ № 14-17-00693 и Программы Президиума РАН № 27.

Литература

Азовскова О. Б., Грабежеев А. И. Талицкое медно-молибден-порфировое месторождение – первый объект субщелочной порфировой системы на Среднем Урале // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 2. С. 237–240.

Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 340 с.

Грабежеев А. И., Боровиков А. А., Вигорова В. Г. Флюидные включения в прожилковом кварце и карбонате медно-порфировых месторождений Урала // Ежегодник–2007. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2007. С. 308–312.

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.

Мельников Ф. П., Прокофьев В. Ю., Шатагин Н. Н. Термобарогеохимия. М.: Академический Проект, 2008. 222 с.

Сазонов В. Н., Коротеев В. А., Огородников В. Н. и др. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.

Шаргородский Б. М., Новиков И. М., Аксенов С. А. Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 57–61.

Bortnikov N. S., Stolyarov M. I., Murzin V. V. et al. The Svetlinsk gold-telluride deposit, Urals, Russia: Mineral paragenesis, fluid inclusion and stable isotope studies // Mineral deposits: Processes to Processing. Stanley C.A. et al. (eds). Rotterdam: Balkema, 1999. P. 21–24.

Vikentyev I. V., Yudovskaya M. A., Mokhov A. V. et al. Gold and PGE in sulfide massive sulphide ore of the Uzelginsk deposit, Southern Urals, Russia // Canadian Mineralogist. 2004. Vol. 42. № 5. P. 651–665.

Lehmann B., Heinhorst J., Hein U. et al. The Bereznjakovskoe gold trend, southern Urals, Russia // Mineralium Deposita. 1999. Vol. 34. P. 241–249.

Plotinskaya O. Y., Grabezhev A. I., Groznova E. O. et al. The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. Vol. 79. Part B. P. 910–931.

Sazonov V. N., van Herk A. H., Boorder H. Spatial and temporal distribution of gold deposits in the Urals // Economic Geology. 2001. Vol. 96. P. 685–703.

Е. В. Кислов

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
evg-kislov@ya.ru

Сульфидное платинометалльно-медно-никелевое и малосульфидное платинометалльное оруденение Йоко-Довыренского интрузива, Северное Прибайкалье: отличия состава и генезиса

Йоко-Довыренский расслоенный дунит-троктолит-габбровый массив находится примерно в 60 км к северу от п. Нижнеангарск на оз. Байкал. Его возраст 728.4 ± 3.4 млн лет [Арискин и др., 2013]. Интрузив представляет собой линзовидное тело размером 26×3.5 км, субсогласно залегающее во вмещающих карбонатно-терригенных, преимущественно, черносланцевых отложениях осевой части Сыннырской рифтогенной структуры.

Сульфидное платинометалльно(ЭПГ)-медно-никелевое оруденение приурочено к плагиолерцолитам краевой зоны массива и к силлоподобным апофизам того же состава в подстилающих породах, реже встречается в габброноритах. В северо-западном эндоконтакте имеется четыре участка оруденения: Озерный, Большой, Центральный, Рыбачий. Прогнозные ресурсы: Ni – 147 тыс. т, Cu – 51.01 тыс. т, Co – 9.47 тыс. т.

Тела вкрапленных руд в плагиоперидотитах прослеживаются по простираанию до 1400–1700 м при ширине выхода на поверхность 8–25 м (в раздувах до 80 м). Ориентировка линз вкрапленного оруденения, как правило, совпадает с простираани-

ем и падением подошвы. Массивное оруденение представлено жилообразными телами внутри ареалов сульфидной вкрапленности. Они развиты, в основном, на северо-восточном фланге (участок Озерный). Наибольшая по размерам жила прослеживается по простиранию на 650 м при мощности 0.7–1.0 м. Жилы падают почти вертикально (50–70°) до глубин более 500 м. Пострудными нарушениями сульфидные тела разбиты на блоки и смещены друг относительно друга, массивные руды преобразованы в брекчиевидные.

В рудах преобладает гексагональный пирротин (70–95 %) при подчиненном количестве троилита и пентландита (до 25 %) и халькопирита (до 6 %). Второстепенные минералы – кубанит, сфалерит, пирит, виоларит, хромшпинелиды, ильменит, магнетит; редкие – макинавит, герсдорфит, борнит, титаномагнетит, галенит, маухерит, молибденит. Сульфиды интенсивно замещаются вторичным магнетитом [Каچارовская, 1986]. Средние содержания основных компонентов в рассеянно-вкрапленных рудах (%) – 0.137 Ni, 0.017 Co, 0.055 Cu, в густовкрапленных – 0.911, 0.055, 0.345, в жильных (сплошных и брекчиевидных) – 1.82, 0.101, 0.475, во вкрапленно-прожилковых в габбронорит-диабазе – 0.684, 0.05, 0.49. Для всех типов руд характерна повышенная кобальтоносность (до 0.14 мас. %). Встречается кобальтин, изоморфная примесь кобальта постоянно присутствует в пентландите, виоларите, никелине, макинавите, герсдорфите (в последнем до 12.9 мас. % Co) [Каچارовская, 1986]. Палладий резко преобладает (до 3.8 г/т) над Pt (до 0.5 г/т). Содержания остальных ЭПГ находятся на пределе чувствительности анализа (г/т): Rh до 0.018, Ru до 0.045, Ir до 0.033 и Os до 0.021. Максимальные содержания Au (г/т) (до 0.32), Ag (16), Se (23), Te (14) в жильных рудах.

Минералы благородных металлов изучены в пробе жильной брекчиевидной руды из канавы по ручью Школьный (участок «Озерный») [Рудашевский и др., 2003]. Ее состав (мас. %): Ni 2.14, Cu 0.42, Co 0.104, S 19.80, Zn 0.029, Pb 0.011, (г/т) Pt 0.112, Pd 0.725, Rh <0.02, Ru 0.027, Ir 0.018, Os 0.012, Au 0.44. Сульфиды представлены гексагональным пирротинном с второстепенными троилитом, пентландитом, халькопиритом и кубанитом. Отмечаются галенит и маухерит. Определены 60 зерен минералов до 63 мкм, из них 51 зерно сперилита, пять зерен садбериита и по одному зерну геверсита, мертиита I, налдретита и электрума. Палладий изоморфно входит в маухерит в количестве 0.08–0.19 мас. %.

Горизонт **малосульфидного платинометального оруденения** (Риф I) на границе расслоенной серии и габброидной зоны прослеживается на 20 км и на 1 км вглубь по рельефу: зафиксирован севернее г. Новый Довырен (2010 м) и на берегу р. Ондоко (1010 м). Оруденение приурочено к шширо- и жилообразным телам такситовых лейкогаббро и анортозитов размером от нескольких сантиметров до 1 м, редко более, зачастую обрамленных габбро-пегматитами. По простиранию тела протягиваются согласно расслоенности на 2–5 м, иногда до 10–20 м, образуя прерывистый горизонт. Концентрации суммы ЭПГ достигают 12.1 г/т при содержаниях (%) Cu до 0.71, Ni – 0.43, S – 1.60 и Au – 3.34 г/т. Содержания Pt достигают 4.1, а Pd – 7.8 г/т. В большинстве проб Pt преобладает над Pd с отношением Pt/Pd до 2.93. Концентрации других ЭПГ достигают (г/т): Os – 0.02, Ir – 0.13, Ru – 0.06 и Rh – 0.08. Прогнозные ресурсы: Pt – 66 т, Pd – 46.2 т и Au – 46.2 т.

Изучена проба анортозита из коренного обнажения в стенке кара на участке Центральный [Орсоев и др., 2003]. Состав (%): S 0.36, Ni 0.060, Cu 0.172, (г/т) Pt 1.29, Pd 1.05, Rh 0.015, Ir 0.005, Au 0.955. Обнаружено 73 зерна: 16 минералов ЭПГ, само-

родные Au, Ag, электрум, стефанит, аргентит и амальгама. Количественно преобладают мончеит, потарит и тетраферроплатина. Наиболее крупные зерна (до 62 мкм) образуют мончеит, котульскит, потарит и тетраферроплатина. Минералы ЭПГ ассоциируют с кубанитом и халькопиритом, реже – пентландитом, талнахитом и борнитом, локализуются в промежутках их зерен, прожилках самых поздних генераций сульфидов, чаще всего – на контакте сульфидов и плагиоклаза, сопровождая вторичные силикаты (цоизит, пренит, хлорит). Тетраферроплатина и изоферроплатина ассоциируют с троилитом и железистым пентландитом. Палладий изоморфно входит в пентландит – до 360 г/т.

Подобные тела малосульфидного оруденения ЭПГ отмечаются на границах крупных литологических пачек выше по разрезу, но мощность тел и концентрации благородных металлов закономерно снижаются к кровле интрузива.

Происхождение сульфидного оруденения. Тенденции изменчивости парагенезиса и химического состава сульфидов позволяют судить о повышении фугитивности S в ходе рудно-магматического процесса при понижении температуры. Типоморфные особенности сульфидов вкрапленных и массивных руд в плагиоперидотитах идентичны, что свидетельствует об их формировании в сходных термодинамических условиях из единого сульфидного расплава [Конников и др., 1990]. Корреляция состава сульфидной минерализации и несущих ее интрузивных пород свидетельствует о магматическом происхождении оруденения, его сингенетичности вмещающим магматическим породам, и что источником металлов (Fe, Ni, Cu, Co) для руд был сам расплав.

Исходя из данных о магматическом происхождении металлов и серы [Глотов и др., 1998], морфологии интерстициальных рудных выделений, наличия редких капель сульфидов в оливине и других силикатах, можно считать, что ведущим механизмом образования оруденения было отделение сульфидного расплава от магмы во время кристаллизации последней. Уровень концентрации ЭПГ в сульфидах определялся коэффициентами их распределения между сульфидным и силикатным расплавами.

На локализацию руд большое влияние оказало взаимодействие исходного расплава с вмещающей толщей. Об этом свидетельствует приуроченность максимальных концентраций сульфидов к эндоконтактовым зонам с наиболее отчетливыми признаками ассимиляции. Избирательная контаминация без существенной валовой ассимиляции обогащала магму водой, щелочами, S, вероятно, также Cl, SiO₂ и органическим веществом, что определило сложный состав магматического флюида, способствовало снижению растворимости серы.

Размещение малосульфидного оруденения ЭПГ контролируется развитием сложного комплекса контрастных по составу и зернистости магматических образований, нарушающих своим пространственным положением общую стратификацию массива. Максимальное обогащение благородными металлами сопровождается сложным субсолидным преобразованием ранних силикатов, кристаллизацией медистых ассоциаций сульфидов и широким развитием ОН-содержащих минералов. Накопление ЭПГ может быть следствием процессов кристаллизационной дифференциации – смены кумулусных минералов и эволюции остаточного расплава с его прогрессивным насыщением летучими компонентами и щелочами. Ограниченный объем сульфидной жидкости, располагающийся на фронте движения флюидов, мог выступать как коллектор-осадитель ЭПГ.

Повышение роли Pt и Au в общем балансе благородных металлов по разрезу массива связано с их преимущественным перераспределением во флюидную фазу и

переносом из нижней части магматической камеры, где при обособлении сульфидной жидкости в ней происходило накопление преимущественно Pd с более высокими халькофильными свойствами. Даже из относительно «сухих» магм, таких как исходный расплав Йоко-Довыренского массива, на поздней стадии кристаллизации могут отделяться флюиды, переносящие металлы. Кристаллизация интеркумулусного расплава вызывает отделение исключительно богатого Cl флюида, растворяющего и переносящего металлы (в первую очередь Pt и Cu), S и щелочи по мере продвижения вверх сквозь толщу кумулуса. Повышение содержания Cl во флюиде может вызываться и процессами зонной очистки. Cl-содержащий флюид также мог поступать в расплав из рыхлых обводненных терригенно-карбонатных осадков за счет трансвапоризации [Кислов и др., 1997].

Флюид, благодаря низкой плотности, поднимался сквозь интерстициальный расплав. При попадании в более горячие и менее насыщенные летучими компонентами участки флюид должен был растворяться в интеркумулусном расплаве. Поскольку основные магмы могут растворять лишь ограниченное количество S, это приводило к отделению сульфидного расплава, концентрирующего ЭПГ из поднимающихся флюидов или интеркумулусного расплава.

Фронт флюидного насыщения, движущийся через затвердевающую толщу кумулуса, останавливался на границах контрастных по составу и свойствам зон интрузива, анортозитовых линзах, которые во время формирования представляли собой полости и зоны разряжения [Кислов, 1993], иных препятствиях, в число которых могут входить повторные инъекции расплава, зоны деформаций, растяжения и повышенной трещиноватости в толще полузакристаллизованного кумулуса.

Геохимия РЗЭ [Кислов, 1997] не подтверждает определяющую роль в формировании малосульфидного оруденения ЭПГ дополнительных инъекций магмы, свидетельствуя в пользу повышенного значения флюидного экстрагирования, переноса и концентрирования. К аналогичному выводу приводят и данные по изотопному составу S [Глотов и др., 1998]. Другим аргументом может служить тот факт, что минералы ЭПГ встречаются не только в агрегатах сульфидов, но и на контакте с силикатами, а также в силикатной матрице в тесном срастании с OH-содержащими минералами.

Высокомегидный состав сульфидной платиноносной ассоциации, особенности локализации минералов ЭПГ, различия Cu-Ni и малосульфидного оруденения ЭПГ по распределению и соотношению благородных металлов, особенности состава силикатных включений в хромшпинелидах, хлорная специализация OH-содержащих минералов, данные по изотопному составу S сульфидов и геохимии РЗЭ свидетельствуют о значительной роли обогащенных Cl восстановленных [Konnikov et al., 2000] флюидов в формировании малосульфидного оруденения ЭПГ.

Литература

Арискин А. А., Костицын Ю. А., Конников Э. Г. и др. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–1052.

Глотов А. И., Кислов Е. В., Орсов Д. А. и др. Геохимия изотопов серы в различных типах сульфидного оруденения Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 228–233.

- Качаровская Л. Н.* Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона (состав и условия образования) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 1986. 20 с.
- Кислов Е. В.* Особенности формирования анортозитов Йоко-Довыренского расслоенного массива // Геология и геофизика. 1993. № 6. С. 76–81.
- Кислов Е. В.* Геохимия редкоземельных элементов и особенности формирования малосульфидного платинометалльного оруденения Йоко-Довыренского массива // Доклады Академии наук. 1997. Т. 354. № 1. С. 89–92.
- Кислов Е. В., Конников Э. Г., Орсов Д. А. и др.* Роль хлора в формировании малосульфидного платинометалльного оруденения Йоко-Довыренского расслоенного массива // Геохимия. 1997. № 5. С. 521–528.
- Конников Э. Г., Качаровская Л. Н., Загузин Г. Н. и др.* Особенности состава главных минералов сульфидных руд Байкальского медно-никелевого месторождения (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1990. № 2. С. 59–66.
- Орсов Д. А., Рудашевский Н. С., Крецер Ю. Л. и др.* Благоприятная минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве (Северное Прибайкалье) // Доклады Академии наук. 2003. Т. 390. № 2. С. 233–237.
- Рудашевский Н. С., Крецер Ю. Л., Орсов Д. А. и др.* Палладиево-платиновая минерализация в жильных Cu-Ni рудах Йоко-Довыренского расслоенного массива // Доклады Академии наук. 2003. Т. 391. № 4. С. 519–522.
- Konnikov E. G., Meurer W. P., Neruchev S. S. et al.* Fluid regime of platinum group elements (PGE) and gold-bearing reef formation in the Dovyren mafic-ultramafic layered complex, eastern Siberia, Russia // Mineralium Deposita. 2000. Vol. 35. № 6. P. 526–532.

Часть 5. ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В. В. Мурзин

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

К вопросу о происхождении золотоносных тальк-карбонатных пород Кировского месторождения (Ю. Урал) по данным термокриометрического изучения газово-жидких включений

Тальк-карбонатные метасоматиты не обладают формационной самостоятельностью. Они выделяются в составе пород березит-лиственитовой, пропилитовой и гумбеитовой метасоматических формаций [Бакшеев, Савина, 1998]. На золоторудных месторождениях тальк-карбонатные метасоматиты являются промежуточным членом зональной колонки процесса лиственитизации [Сазонов, Коротеев, 2009]. Химизм процесса лиственитизации ультраосновных пород сводится к постепенному замещению силикатных минералов карбонатом в направлении от внешних зон к внутренним и фиксации освободившегося кремнезема во внутренней зоне в виде кварца. Сами по себе тальк-карбонатные породы в колонках лиственитизации на месторождениях золота, типовым объектом которых является Березовское месторождение на Среднем Урале, слабо золотоносны. Золото в процессе лиственитизации привносится магматогенными растворами и фиксируется в наиболее поздних прожилках и жилах кварца.

На месторождениях талька тальк-карбонатные породы формируются в более глубоких условиях по отношению к таковым в золоторудных месторождениях. В этом случае тальк-карбонатные породы являются более ранними, нежели березиты-листвениты, и генетически с ними не связаны. Вследствие этого пространственно они могут быть совмещенными с лиственитами и обуславливать появление в них золота или же разобщенными [Сазонов и др., 2009]. С процессом инфильтрационного тальк-карбонатного метасоматоза серпентинитов связывается также формирование золото-содержащих кобальт-медноколчеданных месторождений Южного Урала [Артемьев, Зайков, 2009].

Объектом данного исследования явилось Кировское золоторудное месторождение, которое находится в С-З экзоконтакте позднепалеозойской Джабык-Карагайской гранитной интрузии (рис. 1). Связь золотого оруденения с лиственитизированными тальк-карбонатными породами на этом месторождении не очевидна, хотя слабо золотоносные листвениты здесь отмечались [Сазонов и др., 2009]. Месторождение размещается среди серпентинитов небольшого линзообразного массива, вытянутого в С-В направлении согласно с общим простиранием вмещающих сланцевых толщ, представленных метаморфизованными и рассланцованными осадочными и эффузивно-туфовыми породами D_2 – C_1 (кремнисто-серицитовыми, кремнисто-глинистыми, кремнисто-углистыми, хлорит-биотитовыми).

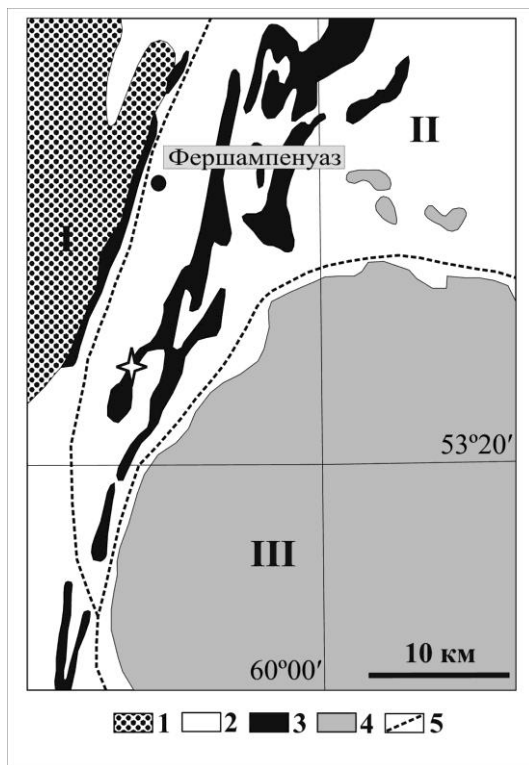


Рис. 1. Геологическая схема района Кировского золоторудного месторождения (на основе геологической карты Урала масштаба 1 : 500 000 под ред. И. Д. Соболева).

1 – вулканогенно-осадочные породы S_2 – D_2 ; 2 – терригенно-осадочная толща D_2 – C_1 ; 3 – серпентиниты; 4 – магматические породы Джабык-Карагайской интрузии; 5 – границы зон тектонического районирования: I – Магнитогорский мегасинклинорий, II – Арамилско-Сухтелинский мегасинклинорий, III – Челябинско-Суондукский мегантиклинорий. Звездочкой помечено расположение месторождения.

Серпентиниты массива сильно брекчированы, смяты, рассланцованы и превращены в тальк-карбонатные, тальк-хлоритовые, тальк-актинолитовые, хлоритолиты, листвениты и другие породы [Сазонов и др., 2001]. Оталькованные породы развиты по антигоровым серпентинитам, которые

замещаются тальком и карбонатом (ранний тальк-карбонатный парагенезис). Карбонат (магнезит, брейнерит) рассеян в метасоматите и образует в нем тонкие прожилки. Тальк-карбонатные породы в рудных зонах локально деформированы и рассеяны сетью преимущественно мономинеральных прожилков крупнопластинчатого антигорита, талька, доломита (поздний антигорит-тальк-карбонатный парагенезис) мощностью до 5 см. С этими прожилками, а также рассланцованными участками тальк-карбонатных пород связана основная масса частиц золота высокой пробы (более 900). Другие рудные минералы присутствуют в следовых количествах и представлены сульфидами и сульфоарсенидами Cu, Fe, Ni, Co, а также арсенидами Ir (ирарсит) и Pt (платарсит).

Задача исследования заключалась в термодриометрическом изучении газово-жидких включений в минералах тальк-карбонатных пород с целью получения информации о происхождении гидротермальных растворов, ответственных за появление на месторождении промышленных концентраций золота. Измерение температур фазовых переходов во включениях осуществлялось А. А. Гараевой в ИГГ УрО РАН на термодриостоліке THMSG-600 (Linkam, Великобритания). Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Концентрация солей во включениях оценивалась по температурам плавления льда для солевой системы $NaCl$ – H_2O [Bodnar, Vityk, 1994].

Включения минералообразующей среды обнаружены в брейнерите раннего тальк-карбонатного и доломите позднего антигорит-тальк-карбонатного парагенезисов. В обоих случаях включения представлены как первичными, рассеянными в

карбонате, так и вторичными, скопления которых трассируют секущие микротрещины зернистой карбонатной массы. Первичные включения имеют размеры 8–30 мкм и представляют собой двухфазные вакуоли, содержащие водный раствор и газовую фазу (объем газовой фазы 10–30 % объема вакуоли). Морфология включений разнообразна, но преобладают овальные изометричные или удлиненные, а также в виде ромбоэдрических отрицательных кристаллов. Вторичные однофазные включения размерами менее 5 мкм заполнены жидкостью.

Термокриометрическим исследованием первичных включений в температурном диапазоне –196...+600 °С установлен ряд точек фазовых переходов (табл.).

Т а б л и ц а

**Результаты термокриометрического изучения газовой-жидких включений
в карбонатах Кировского золоторудного месторождения**

№ обр.	Характеристики (число изученных включений)				Тип водно-солевой системы
	T _{гом}	T _{эвт}	T _{пл.}	C	
1336	190–233 (11)	–20.2...–22.1 (5)	–1.5...–3.2 (9)	2.6–2.9	NaCl, NaCl–NaHCO ₃
1753	201–272 (43)	–21.1...–24.6 (26)	–1.6...–3.2 (27)	2.7–5.3	NaCl (MgCl ₂)
1326	207–286 (20)	–21.4...–26.2 (16)	–1.4...–2.5 (19)	2.4–4.2	–"
1321	204–274 (16)	–24.3...–26.7 (12)	–1.3...–2.8 (12)	2.2–4.6	–"

П р и м е ч а н и е. T_{гом} – температуры гомогенизации, T_{эвт} – температуры эвтектики, T_{пл.} – температуры плавления льда (°С), C – концентрации солей, мас. % NaCl-экв. Образцы: 1336 – брейнерит из тальк-карбонатного метасоматита, 1753 – прожилок доломита с тальком в зальбандах, 1326 и 1321 – доломит из цемента брекчированного серпентинита.

При нагревании включения в брейнерите гомогенизируются в жидкую фазу при 190–233 °С, в доломите при более высоких температурах – 207–286 °С. При охлаждении включений признаки присутствия в газовой фазе углекислоты или других высококипящих газов не зафиксированы и эта фаза представлена, по-видимому, водным паром. Точки температур эвтектики (начала плавления замороженных включений) в брейнерите находятся в диапазоне от –20.2 до –22.1 °С, в доломите – от –21.1 до –26.7 °С. Установлен сходный интервал температур плавления последнего кристаллика льда для включений из брейнерита и доломита – от –1.3 до –3.2 °С.

Полученные значения температур фазовых переходов позволяют установить тип водно-солевой системы гидротермального флюида, а также общую концентрацию солей во флюиде. При отложении брейнерита раннего парагенезиса состав флюида соответствует хлоридно-натриевой или хлоридно-натриево-гидрокарбонатной солевой системе с очень низким содержанием солей 2.6–2.9 мас. % NaCl-экв. Более низкие значения температур эвтектики включений в доломите свидетельствуют об усложнении солевой системы, вероятно, за счет примеси MgCl₂ (T_{эвт} –35 °С). Содержание солей во флюиде при отложении доломита повышается до 5.3 мас. % NaCl- экв., однако остается достаточно низким.

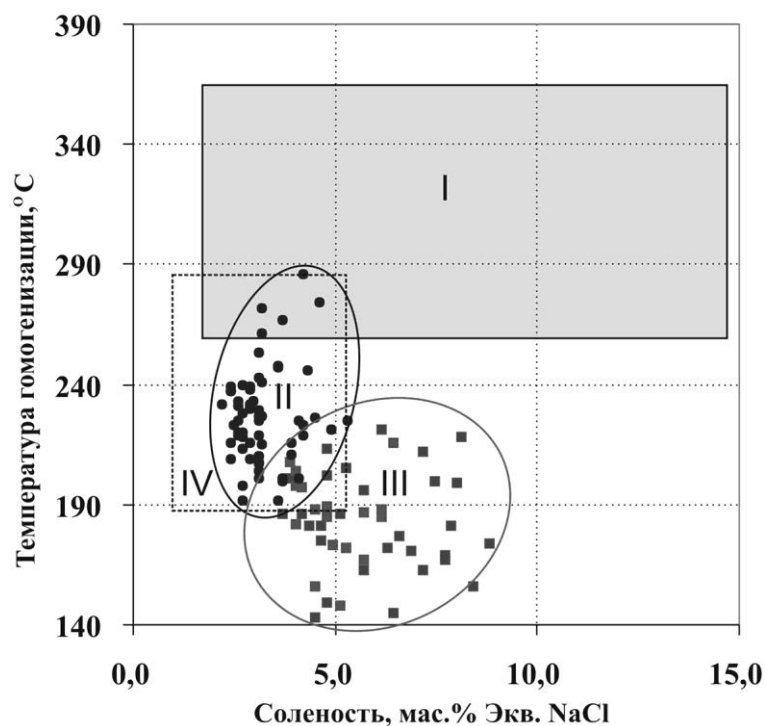


Рис. 2. Термодетрические характеристики газовой-жидких включений углекислотных метасоматитов из различных месторождений.

I – листвениты и кварцевые жилы Березовского золоторудного месторождения; II – тальк-карбонатные породы Кировского месторождения; III – золотоносные магнетит-хлорит-карбонатные метасоматиты Карабашского массива; IV – тальк-карбонатные метасоматиты на месторождении хризотил-асбеста Слейд-Форбс по [Schandl, Naldrett, 1992].

Сопоставление газовой-жидких включений в минералах золотоносных апогипербазитовых углекислотных метасоматитов изученного месторождения, магматогенно-гидротермальных кварцевых жил в лиственитах Березовского месторождения, а также метаморфогенно-гидротермальных магнетит-хлорит-карбонатных пород Карабашского массива выявило существенные различия их термодетрических характеристик (рис. 2). При одинаковом хлоридно-натриевом составе включения из кварца Березовского месторождения характеризуются наиболее высокими значениями температуры гомогенизации и концентрации солей: соответственно, 255–365 °C и 2.0–14.9 мас. % NaCl- экв. [Викентьева и др., 2000; Бортников, 2006]. Резкие различия рассматриваемых образований устанавливаются и по степени углекислотности включений минералообразующей среды. Если в Кировском месторождении включения характеризуются низкой углекислотностью – менее 0.85 мол. %, судя по отсутствию газогидрата при их замораживании [Hedenquist, Henley, 1985], то в кварцевых жилах Березовского месторождения растворы были высоко углекислотными и отложение руд имело место из двухфазного флюида, состоящего из жидкой углекислоты и газовой CO₂ [Бортников, 2006]. Наконец, обнаруживается наибольшее сходство

термокриометрических параметров включений из тальк-карбонатных пород Кировского месторождения и некоторых месторождений хризотил- и амфибол-асбеста архейского зеленосланцевого пояса Абитити (Онтарио) [Schandl, Naldrett, 1992]. Однако присутствующие в этом поясе золотоносные листвениты также сформированы флюидами с более высокой степенью углекислотности (содержание CO_2 во включениях 2–7 мол. %) и признаками водно-углекислотной фазовой сепарации.

Таким образом, отсутствие в Кировском месторождении отчетливо выраженных лиственитов и кварцевых жил, практически полное отсутствие сульфидов, низкая степень углекислотности газово-жидких включений и солёности, близкой к уровню солёности морской воды, свидетельствуют не в пользу магматогенно-гидротермального происхождения изученных золотоносных метасоматитов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 12-05-00734-а.

Литература

Артемьев Д. А., Зайков В. В. Тальк-карбонатные метасоматиты и их роль в формировании кобальт-медноколчеданного оруденения в ультрамафитах Главного уральского разлома // Литосфера. 2009. № 1. С. 47–69.

Бакшеев И. А., Савина Д. Н. Минералогия и условия формирования тальк-карбонатных метасоматитов пропиловитовой, гумбеитовой и березит-лиственитовой формаций Среднего Урала // Минералогия Урала-1998. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. Т. 1. С. 24–27.

Борисенко А. С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

Бортников Н. С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.

Викентьева О. В., Бортников Н. С., Мурзин В. В., Наумов В. Б. Флюидный режим минералообразования на Березовском золоторудном месторождении // Ежегодник–1999. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 224–227.

Сазонов В. Н., Коротеев В. А. Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала (геологическая позиция, зональность, минералогическая, химическая и текстурно-структурная трансформация эдуктов и прогностическое значение). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. 161 с.

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Поленов Ю. А. Метасоматиты золоторудных и тальковых месторождений Урала, локализующихся в ультрабазитах, их теоретическая и практическая значимость // Труды ИГГ УрО РАН, 2009. Вып. 156. С. 109–111.

Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H_2O – NaCl fluid inclusions // In: Fluid inclusions in minerals: methods and applications. B. De Vivo, M. L. Frezzotti (eds.). Pontignano-Siena, 1994. P. 117–130.

Hedenquist J. W., Henley R. W. The importance of CO_2 on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition // Economic Geology. 1985. Vol. 80. P. 1379–1406.

Schandl E. S., Naldrett A. J. CO_2 metasomatism of serpentinites, south of Timmins, Ontario // Canadian Mineralogist. 1992. Vol. 30. P. 93–108.

А. В. Сначев
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
savant@inbox.ru

Прогнозные ресурсы золота в углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал)

Белорецкий зональный метаморфический комплекс, расположенный в восточной части Башкирского мегантиклинория [Сначев, Пучков, 2010] (рис. 1), огибает северное замыкание Зилаирского синклинория и протягивается в северо-восточном направлении на расстояние около 120 км при ширине 20–40 км. Комплекс сложен нижне-средне- и верхнерифейскими отложениями, общая мощность которых составляет, по данным различных исследователей, от 4 до 5 км [Алексеев, 1984].

Исходными породами для Белорецкого комплекса являются песчано-глинистые и карбонатные отложения с мощными прослоями углеродистых образований, реже – интрузивные тела и эффузивы основного состава. В поздневендское (?) время породы испытали метаморфизм под воздействием расположенного на глубине крупного гранитного или гранитно-мigmatитового интрузивного тела. В результате этого сформировался зональный метаморфический комплекс, центральная часть которого (диаметр 7–8 км) сложена образованиями эклогитовой фации метаморфизма, промежуточная (ширина 2–10 км) – амфиболитовой и внешняя – зеленосланцевой (ширина 15–20 км) [Алексеев, 1984]. В пределах последней части выделяются высоко- и низкотемпературная субфации, граница между которыми проходит по изограде биотита. На поверхности гранитоидный массив проявлен серией небольших выходов гнейсовидных и метаморфизованных гранитов ранней фазы внедрения (Ахмеровский массив), возраст которых оценивается в 1381 ± 23 млн лет [Краснобаев и др., 2008]. Заключительный этап образования Белорецкого комплекса, по-видимому, связан с формированием в раннем ордовике Медногорско-Кракинского континентального рифта.

Ранее на примерах южноуральских объектов показана приуроченность золото-сульфидной минерализации к определенным субфациям зеленосланцевой фации, которая считается зоной осаждения золота, в то время как более высокотемпературные фации являются зонами потенциального выноса [Сначев и др., 2012]. Такая зона с благоприятной обстановкой в пределах фации зеленых сланцев фиксируется в обрамлении Белорецкого метаморфического комплекса [Сначев, Сначев, 2014].

Автором был собран опубликованный и фондовый материал по золотоносности углеродистых отложений Белорецкого комплекса и его обрамления, а также выполнено около 200 анализов собственных штучных и бороздовых проб, 49 из которых отобраны в районе проявления Отнурок (рис. 2). В результате обработки данных выявилась четкая закономерность размещения повышенных содержаний золота: все точки с промышленными значениями золота укладываются в область развития пород зеленосланцевой фации метаморфизма [Сначев, Пучков, 2010; Сначев, Сначев, 2014].

В пределах проявления Отнурок промышленные содержания золота соответствуют стратиграфическому уровню интенсивно дислоцированных, окварцованных и сульфидизированных пород мощностью порядка 6 м среди слабо измененных углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты. Большие борозды длиной до 6 м

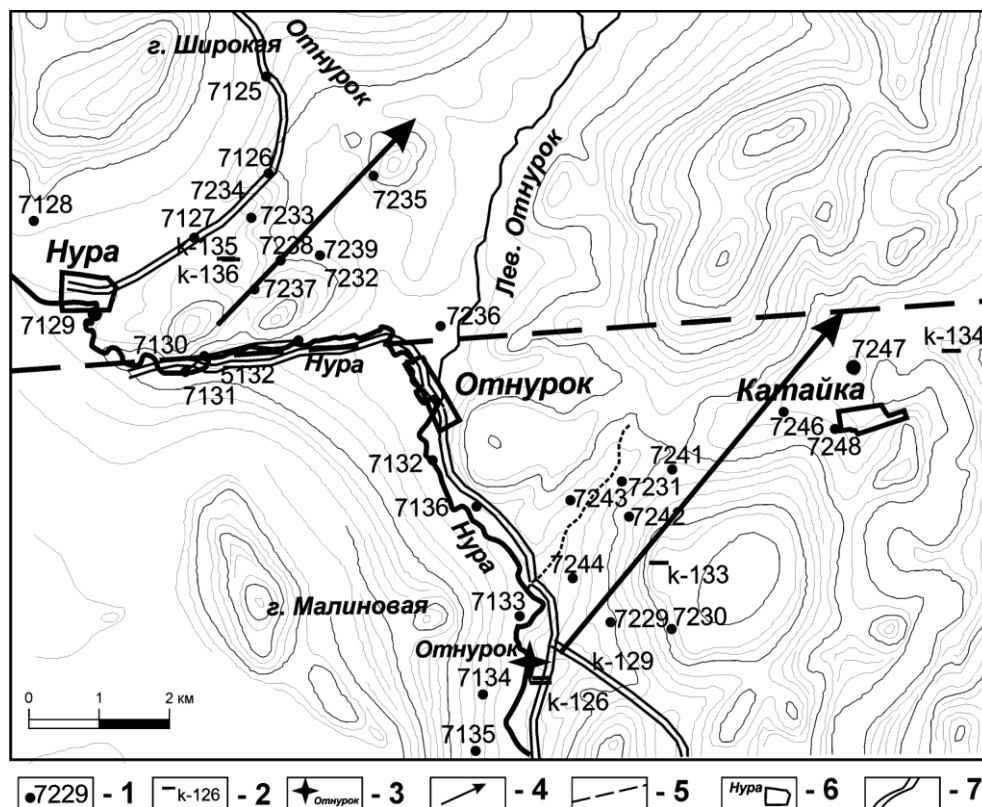


Рис. 2. Карта фактического материала района проявления Отнурок.

1 – точки отбора штуфных проб; 2 – расположение канав и их номер; 3 – проявление Отнурок; 4 – положение рудоносного уровня; 5 – тектоническое нарушение; 6 – населенные пункты; 7 – грунтовая дорога.

Учитывая северо-восточное простираание зигазино-комаровской свиты (35–40°) на золото были опробованы углеродистые отложения от проявления Отнурок вплоть до пос. Катайка (юго-восточный участок), далее от коренного разреза вдоль широтного течения р. Нура (т.т. 7130–7131) до щебеночного карьера, который находится в 2 км на восток–северо-восток от п. Нура (к-135, к-136), и затем в сторону точки 7235 (северо-западный участок). Изучение золотоносности углеродистых отложений этих участков объясняется тем, что зигазино-комаровская свита по широтному разлому смещена к западу на 7–7.5 км, и стратиграфический уровень, опробованный нами на юго-восточном участке, прослеживается в северо-восточном направлении в пределах северо-западного участка (по данным геолого-съёмочных работ 2005–2008 гг., проведенных ООО «Геопоиск», г. Челябинск, ответственный исполнитель В. М. Мосейчук, лист N-40-XVII, Тирлян, масштаб 1 : 200000).

Штуфное опробование углеродистых сланцев юго-восточного участка показало, что высокие содержания золота в них прослеживаются от проявления Отнурок

через т. 7241 (0.26 г/т) до п. Катайка т. 7247 (0.76 г/т). Остальные значения золота на этой площади колеблются в пределах 0.01–0.1 г/т и представляют собой в лучшем случае рудогенную аномалию. Продолжение рудной зоны начинается от протяженного (около 1600 м) коренного разреза зигазино-комаровской свиты (от т. 7130 до 7131 и далее), где высокое содержание золота (0.47 г/т) приурочено к интенсивно дислоцированной окварцованной и сульфидизированной 50-метровой рудной зоне, которая в северо-восточном направлении прослеживается через т. 7237/1 (0.23 г/т) и т. 7238 (0.26 г/т) к т. 7235 с содержанием золота 0.37 г/т. Немного западнее от нее находится щебеночный карьер, в полотно которого вскрыт разрез углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты. Содержания золота здесь низкие (0.01–0.17 г/т), однако максимальные содержания приурочены именно к окварцованным и сульфидизированным участкам углеродистых сланцев.

Приведенный выше аналитический материал показывает высокую перспективность рассматриваемой территории на золото и позволяет провести подсчет прогнозных ресурсов по категории P_2 используя формулу $Q = k \times S \times H \times C_m \times D$ [Гинзбург, Фельдман, 1982], где: Q – прогнозные ресурсы компонента или руды, т; S – предполагаемая площадь распространения оруденения на некотором горизонте (например, площадь выхода на дневную поверхность), m^2 ; H – экстраполируемая глубина распространения оруденения (глубина прогнозирования), м; C_m – содержание компонента в руде, удельная продуктивность или коэффициент рудоносности (содержание руды в продуктивных образованиях, г/т); D – средняя плотность пород объектов, t/m^3 ; k – коэффициент надежности прогноза (его значения принимаются на основании экспертной оценки: $k = 0.3–0.5$ при низкой, $0.5–0.8$ – при высокой, $0.8–1.0$ – при очень высокой достоверности данных).

Исходные данные для подсчета ресурсов следующие: 1) протяженность рудоносной зоны на юго-восточном участке – 4.5 км, на северо-западном – 2.7 км, суммарно – 7.2 км; 2) мощность золотоносной пачки в пределах рудоносной зоны составляет, судя по бороздovому опробованию на проявлении Отнурок, 6 м. Именно в борозде такой длины зафиксировано содержание золота (0.44 г/т), сопоставимое с данными по другим точкам в пределах золотоносной пачки; 3) экстраполируемая глубина распространения оруденения (H) – 100 м; 4) среднее содержание золота в перечисленных выше пробах составляет 0.4 г/т; 5) средняя плотность углеродистых образований (D) – 2.6 t/m^3 , коэффициент надежности прогноза (K) – 0.7. Прогнозные ресурсы золота по категории P_2 составляют: $Q = 0.7 \times 7200 \text{ м} \times 6 \text{ м} \times 100 \text{ м} \times 2.6 \text{ т/м}^3 \times 0.4 \text{ г/т} = 3.15 \text{ т}$.

Таким образом, исследования золотоносности углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты в пределах Белорецкого метаморфического комплекса позволили выявить перспективное проявление Отнурок. С помощью бороздovого опробования мощной рудоносной зоны выделена локальная пачка интенсивно тектонизированных, окварцованных и сульфидизированных пород с промышленным содержанием золота, которая была прослежена по простиранию на несколько километров. В результате удалось подсчитать прогнозные ресурсы золота по категории P_2 в размере около 3 т. Учитывая, что северо-восточный фланг рудного тела не оконтурен, поисковые работы на северо-западном участке рассматриваемой территории должны быть продолжены.

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

Литература

- Алексеев А. А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г.* Руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М.: ВИМС, 1982. 320 с.
- Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н. и др.* Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 2. С. 241–246.
- Сначев А. В., Пучков В. Н.* Первые находки палладий-золото-редкометальной минерализации в докембрийских углеродистых сланцах западного склона Южного Урала // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433. № 1. С. 77–80.
- Сначев А. В., Сначев В. И., Рыкус М. В. и др.* Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 2012. 208 с.
- Сначев В. И., Сначев А. В.* Закономерности размещения золоторудных проявлений в углеродистых отложениях Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал) // Вестник ВГУ. Серия геология. 2014. № 2. С. 79–87.

М. В. Заботина, Ю. Д. Крайнев
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
mary_7-88@mail.ru

Блеклые руды Контрольного золоторудного месторождения (Учалинский район, Республика Башкортостан) (научный руководитель Е. В. Белогуб)

Блеклые руды характеризуются сложным переменным химическим составом [Мозгова и др., 1983] и характерны для вулканогенных эпитермальных [Спиридонов, 1987; Плотинская и др., 2005 и др.] и некоторых плутоногенных месторождений золота [Спиридонов, 1987]. Блеклые руды эпитермальных и родственных месторождений часто обогащены висмутом и имеют выраженную ростовую зональность [Плотинская и др., 2005]. Блеклые руды распространены на колчеданных месторождениях уральского и баймакского типов, при этом их средние содержания варьируют в пределах сотых–десятых долей процента, достигая 1 % и более на локальных участках некоторых месторождений Южного Урала (Новоучалинское, Узельгинское, им. XIX Партсъезда, Октябрьское, Гайское, Барсучий Лог). С колчеданными рудами, обогащенными блеклыми рудами, часто связаны повышенные содержания золота [Пшеничный, Рыкус, 1998]. Состав блеклых руд колчеданных месторождений, как правило, более выдержан [Пшеничный, Рыкус, 1998], а зональность состава в индивидах проявлена в меньшей степени [Масленникова, Масленников, 2007; Новоселов, Белогуб, 2009].

В настоящей работе рассмотрены особенности блеклых руд Контрольного золоторудного месторождения, которое отрабатывалось карьером в 2007–2009 гг. ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания». Месторождение расположено в 20 км к юго-юго-востоку от г. Учалы (Республика Башкортостан) в пределах Восточно-Утлыкташской площади и считается родственным колчеданным месторождениям

[Минеральные..., 1994; Знаменский, 2009]. Однако его небольшой масштаб, значительная обогащенность золотом и отсутствие классических массивных колчеданных руд не позволяют провести прямую аналогию с колчеданными объектами, типичными для Учалинского района.

В строении месторождения участвуют породы риолит-базальтовой формации карамалыташской (D_{2ef-zv}) свиты александринской толщи [Знаменский, 2009]. Структура месторождения крутопадающая субмеридиональная, осложненная разрывными нарушениями, зонами дробления и трещиноватости [Крылатов, 2006ф]. Рудоносными являются серицит-кварцевые метасоматиты, преимущественно, по лавобрекциям и кластолавам дацитов. Рудные тела характеризуются жиллообразной, линзовидной и более сложной формой с невыдержанной мощностью (4–8 м). Руды относятся к прожилково-вкрапленному промышленно-технологическому типу, встречаются участки сплошных руд. Среднее содержание золота составляет 1–3 г/т. Рудные тела оконтуриваются по данным опробования.

Сульфидные руды подразделяются на пиритовые и преобладающие полиметаллические. В пиритовых рудах выделяются халькопирит-пиритовая и сфалерит-пиритовая минеральные ассоциации. Среди редких минералов отмечаются блеклая руда и галенит, а также золото в виде включений в пирите. Часто встречаются фрамбоиды и микроконкреции пирита. В полиметаллических рудах выделяются золотоносная барит-блекловорудно-галенитовая, пирит-галенит-сфалеритовая, блекловорудно-

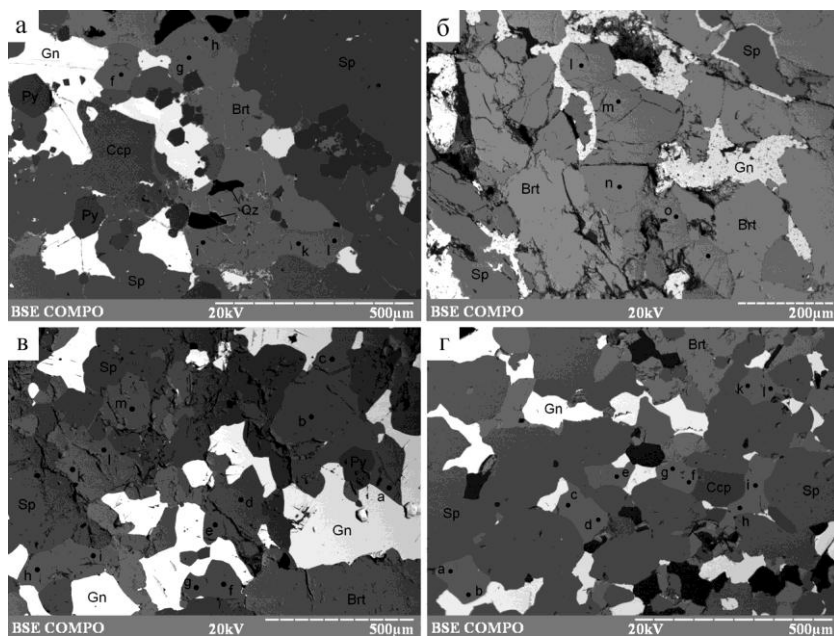


Рис. 1. Взаимоотношения блеклой руды (точки анализов) с галенитом (Gn), сфалеритом (Sp), халькопиритом (Ccp), пиритом (Py), баритом (Brt) и кварцем (Qz) в полиметаллических рудах Контрольного месторождения. Ассоциации: а) пирит-галенит-сфалеритовая; б) пирит-галенит-сфалеритовая; в) пирит-халькопирит-сфалеритовая; г) барит-галенит-сфалеритовая. Фото в отраженных электронах, рентгеноспектральный микроанализатор JXA-733, аналитик Ю. Д. Крайнев.

Т а б л и ц а

Состав блеклых руд Контрольного месторождения (мас. %)

№ п/п	№ лаб.	Fe	Cu	Zn	Ag	Sb	Te	As	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
Золотоносная барит-блекловорудно-галенитовая ассоциация (данные Е. В. Белогуб)											
1	16199j	2.30	41.56	4.68	0.44	10.42	–	13.53	26.92	99.85	$(\text{Cu}_{9.94}\text{Ag}_{0.06})_{10}(\text{Cu}_{0.19}\text{Zn}_{1.11}\text{Fe}_{0.64})_{1.94}(\text{As}_{2.8}\text{Sb}_{1.33})_{4.13}\text{S}_{13}$
2	16199k	2.06	42.20	5.29	0.63	10.57	–	12.08	26.93	99.76	$(\text{Cu}_{9.91}\text{Ag}_{0.09})_{10}(\text{Cu}_{0.37}\text{Zn}_{1.25}\text{Fe}_{0.57})_{2.19}(\text{As}_{2.5}\text{Sb}_{1.34})_{3.84}\text{S}_{13}$
3	16199l	1.62	40.86	5.71	1.26	12.68	–	11.03	26.51	99.67	$(\text{Cu}_{9.82}\text{Ag}_{0.18})_{10}(\text{Cu}_{0.29}\text{Zn}_{1.37}\text{Fe}_{0.46})_{2.12}(\text{As}_{2.31}\text{Sb}_{1.64})_{3.95}\text{S}_{13}$
4	16199m	2.11	41.02	5.98	0.14	9.42	–	14.63	26.68	99.98	$(\text{Cu}_{9.98}\text{Ag}_{0.02})_{10}(\text{Cu}_{0.11}\text{Zn}_{1.43}\text{Fe}_{0.59})_{2.13}(\text{As}_{3.05}\text{Sb}_{1.21})_{4.26}\text{S}_{13}$
5	16200b	1.71	39.91	6.06	0.77	16.59	–	8.36	26.27	99.67	$(\text{Cu}_{9.89}\text{Ag}_{0.11})_{10}(\text{Cu}_{0.08}\text{Zn}_{1.47}\text{Fe}_{0.49})_{2.04}(\text{Sb}_{2.16}\text{As}_{1.77})_{3.93}\text{S}_{13}$
6	16203d	1.77	41.18	5.70	1.11	12.89	–	11.11	26.24	100.00	$(\text{Cu}_{9.84}\text{Ag}_{0.16})_{10}(\text{Cu}_{0.45}\text{Zn}_{1.39}\text{Fe}_{0.5})_{2.34}(\text{As}_{2.36}\text{Sb}_{1.68})_{4.04}\text{S}_{13}$
7	16205b	1.28	40.17	6.10	1.40	15.10	–	9.51	26.08	99.64	$(\text{Cu}_{9.79}\text{Ag}_{0.21})_{10}(\text{Cu}_{0.31}\text{Zn}_{1.49}\text{Fe}_{0.37})_{2.17}(\text{As}_{2.03}\text{Sb}_{1.98})_{4.01}\text{S}_{13}$
8	16207a	1.48	40.66	0.00	12.47	8.41	–	11.10	25.65	99.77	$(\text{Cu}_{8.12}\text{Ag}_{1.88})_{10}(\text{Cu}_{2.28}\text{Fe}_{0.43})_{2.71}(\text{As}_{2.41}\text{Sb}_{1.12})_{3.53}\text{S}_{13}$
Сфалерит-пиритовая ассоциация											
9	15117a	1.24	43.04	6.83	–	7.27	–	15.23	27.01	100.63	$\text{Cu}_{10.45}(\text{Zn}_{1.61}\text{Fe}_{0.34})_{1.95}(\text{As}_{3.14}\text{Sb}_{0.92})_{4.06}\text{S}_{13}$
10	15117b	1.39	42.67	6.58	–	7.47	–	15.29	26.61	100.00	$\text{Cu}_{10.49}(\text{Zn}_{1.58}\text{Fe}_{0.39}\text{Cu}_{0.03})_2(\text{As}_{3.2}\text{Sb}_{0.96})_{4.16}\text{S}_{13}$
Пирит-галенит-сфалеритовая ассоциация											
11	14135a	0.68	40.11	6.54	1.57	13.96	–	10.63	25.79	99.26	$(\text{Cu}_{9.76}\text{Ag}_{0.24})_{10}(\text{Cu}_{0.44}\text{Zn}_{1.62}\text{Fe}_{0.2})_{2.26}(\text{As}_{2.29}\text{Sb}_{1.85})_{4.14}\text{S}_{13}$
12	14135b	1.19	40.06	6.49	1.76	14.42	–	10.41	25.83	100.16	$(\text{Cu}_{9.74}\text{Ag}_{0.26})_{10}(\text{Cu}_{0.43}\text{Zn}_{1.60}\text{Fe}_{0.34})_{2.37}(\text{As}_{2.24}\text{Sb}_{1.91})_{4.15}\text{S}_{13}$
13	14135c	1.05	39.29	6.73	2.45	14.44	–	10.33	25.48	99.76	$(\text{Cu}_{9.63}\text{Ag}_{0.37})_{10}(\text{Cu}_{0.48}\text{Zn}_{1.68}\text{Fe}_{0.31})_{2.47}(\text{As}_{2.26}\text{Sb}_{1.94})_{4.2}\text{S}_{13}$
14	14135d	1.08	40.18	6.41	1.14	15.93	–	9.62	25.95	100.31	$(\text{Cu}_{9.83}\text{Ag}_{0.17})_{10}(\text{Cu}_{0.33}\text{Zn}_{1.58}\text{Fe}_{0.31})_{2.22}(\text{Sb}_{2.1}\text{As}_{2.06})_{4.16}\text{S}_{13}$
15	14135e	1.15	38.60	6.30	2.07	14.45	–	10.51	25.87	98.95	$(\text{Cu}_{9.69}\text{Ag}_{0.31})_{10}(\text{Cu}_{0.1}\text{Zn}_{1.55}\text{Fe}_{0.33})_{1.98}(\text{As}_{2.26}\text{Sb}_{1.91})_{4.17}\text{S}_{13}$
16	14135f	1.16	39.61	6.41	2.09	14.35	–	10.92	25.99	100.53	$(\text{Cu}_{9.69}\text{Ag}_{0.31})_{10}(\text{Cu}_{0.31}\text{Zn}_{1.57}\text{Fe}_{0.33})_{2.21}(\text{As}_{2.34}\text{Sb}_{1.89})_{4.23}\text{S}_{13}$
17	14135g	1.13	39.11	6.3	2.28	14.01	–	10.7	26.15	99.67	$(\text{Cu}_{9.66}\text{Ag}_{0.34})_{10}(\text{Cu}_{0.15}\text{Zn}_{1.54}\text{Fe}_{0.32})_{2.01}(\text{As}_{2.28}\text{Sb}_{1.83})_{4.11}\text{S}_{13}$
18	14135h	1.08	38.95	6.31	2.31	13.85	–	10.69	26.24	99.43	$(\text{Cu}_{9.66}\text{Ag}_{0.34})_{10}(\text{Cu}_{0.08}\text{Zn}_{1.53}\text{Fe}_{0.31})_{1.92}(\text{As}_{2.27}\text{Sb}_{1.81})_{4.08}\text{S}_{13}$
19	14135i	1.21	40.03	6.31	2.24	13.15	–	10.61	26.07	99.62	$(\text{Cu}_{9.67}\text{Ag}_{0.33})_{10}(\text{Cu}_{0.4}\text{Zn}_{1.54}\text{Fe}_{0.35})_{2.29}(\text{As}_{2.26}\text{Sb}_{1.73})_{3.99}\text{S}_{13}$

Продолжение табл.

№ п/п	№ лаб.	Fe	Cu	Zn	Ag	Sb	Te	As	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
20	14135k	1.24	38.91	6.40	2.27	13.99	–	10.14	25.81	98.75	$(\text{Cu}_{9.66}\text{Ag}_{0.34})_{10}(\text{Cu}_{0.23}\text{Zn}_{1.58}\text{Fe}_{0.36})_{2.17}(\text{As}_{2.19}\text{Sb}_{1.86})_{4.05}\text{S}_{13}$
21	14135l	1.29	39.15	6.28	2.75	15.33	–	9.18	25.88	99.85	$(\text{Cu}_{9.59}\text{Ag}_{0.41})_{10}(\text{Cu}_{0.33}\text{Zn}_{1.55}\text{Fe}_{0.37})_{2.25}(\text{Sb}_{2.03}\text{As}_{1.97})_{4.0}\text{S}_{13}$
Блекловорудно-галенит-сфалеритовая ассоциация											
22	14136a	1.50	40.22	5.68	1.23	11.41	–	12.28	26.46	98.78	$(\text{Cu}_{9.82}\text{Ag}_{0.18})_{10}(\text{Cu}_{0.15}\text{Zn}_{1.37}\text{Fe}_{0.42})_{1.94}(\text{As}_{2.58}\text{Sb}_{1.48})_{4.06}\text{S}_{13}$
23	14136b	1.58	40.39	5.95	0.61	11.03	–	12.9	26.65	99.12	$(\text{Cu}_{9.91}\text{Ag}_{0.09})_{10}(\text{Cu}_{0.03}\text{Zn}_{1.42}\text{Fe}_{0.44})_{1.89}(\text{As}_{2.69}\text{Sb}_{1.42})_{4.11}\text{S}_{13}$
24	14136c	1.42	40.49	6.08	0.69	12.63	–	11.91	26.23	99.45	$(\text{Cu}_{9.9}\text{Ag}_{0.1})_{10}(\text{Cu}_{0.23}\text{Zn}_{1.48}\text{Fe}_{0.4})_{2.11}(\text{As}_{2.53}\text{Sb}_{1.65})_{4.18}\text{S}_{13}$
25	14136d	1.53	41.05	5.93	1.43	11.25	–	12.26	26.39	99.85	$(\text{Cu}_{9.79}\text{Ag}_{0.21})_{10}(\text{Cu}_{0.41}\text{Zn}_{1.43}\text{Fe}_{0.43})_{2.27}(\text{As}_{2.58}\text{Sb}_{1.46})_{4.04}\text{S}_{13}$
26	14136e	1.49	40.59	6.41	0.81	12.39	–	11.98	26.42	100.08	$(\text{Cu}_{9.88}\text{Ag}_{0.12})_{10}(\text{Cu}_{0.2}\text{Zn}_{1.55}\text{Fe}_{0.42})_{2.17}(\text{As}_{2.52}\text{Sb}_{1.61})_{4.13}\text{S}_{13}$
27	14136f	1.41	40.29	5.93	1.38	12.37	–	11.64	26.6	99.60	$(\text{Cu}_{9.8}\text{Ag}_{0.2})_{10}(\text{Cu}_{0.14}\text{Zn}_{1.42}\text{Fe}_{0.4})_{1.96}(\text{As}_{2.43}\text{Sb}_{1.59})_{4.02}\text{S}_{13}$
28	14136g	1.43	40.90	6.31	0.37	12.62	–	11.53	26.59	99.75	$(\text{Cu}_{9.95}\text{Ag}_{0.05})_{10}(\text{Cu}_{0.14}\text{Zn}_{1.51}\text{Fe}_{0.4})_{2.05}(\text{As}_{2.41}\text{Sb}_{1.62})_{4.03}\text{S}_{13}$
29	14136h	1.31	40.51	6.40	0.57	12.54	–	11.56	27.03	99.93	$(\text{Cu}_{9.83}\text{Ag}_{0.08})_{9.91}(\text{Zn}_{1.51}\text{Fe}_{0.36})_{1.87}(\text{As}_{2.38}\text{Sb}_{1.59})_{3.97}\text{S}_{13}$
30	14136i	1.45	40.17	6.06	1.22	12.19	–	11.52	26.59	99.20	$(\text{Cu}_{9.82}\text{Ag}_{0.18})_{10}(\text{Cu}_{0.09}\text{Zn}_{1.45}\text{Fe}_{0.41})_{1.95}(\text{As}_{2.41}\text{Sb}_{1.57})_{3.98}\text{S}_{13}$
31	14136k	1.33	40.42	6.16	0.80	12.45	–	11.04	26.95	99.14	$(\text{Cu}_{9.84}\text{Ag}_{0.11})_{9.95}(\text{Zn}_{1.46}\text{Fe}_{0.37})_{1.83}(\text{As}_{2.28}\text{Sb}_{1.58})_{3.86}\text{S}_{13}$
32	14136l	1.43	40.47	6.04	0.18	11.91	–	11.70	26.78	98.51	$(\text{Cu}_{9.91}\text{Ag}_{0.03})_{9.94}(\text{Zn}_{1.44}\text{Fe}_{0.4})_{1.84}(\text{As}_{2.43}\text{Sb}_{1.52})_{3.95}\text{S}_{13}$
33	14136m	1.43	40.23	5.73	1.61	11.56	–	11.94	26.73	99.23	$(\text{Cu}_{9.77}\text{Ag}_{0.23})_{10}(\text{Cu}_{0.1}\text{Zn}_{1.37}\text{Fe}_{0.4})_{1.87}(\text{As}_{2.49}\text{Sb}_{1.48})_{3.97}\text{S}_{13}$
34	14136n	1.45	39.57	5.85	0.95	12.51	–	11.45	26.58	98.34	$(\text{Cu}_{9.77}\text{Ag}_{0.14})_{9.91}(\text{Zn}_{1.4}\text{Fe}_{0.41})_{1.81}(\text{As}_{2.4}\text{Sb}_{1.61})_{4.01}\text{S}_{13}$
35	14136o	1.46	41.21	6.06	0.37	11.95	–	11.49	26.79	99.33	$(\text{Cu}_{9.95}\text{Ag}_{0.05})_{10}(\text{Cu}_{0.14}\text{Zn}_{1.44}\text{Fe}_{0.41})_{1.99}(\text{As}_{2.39}\text{Sb}_{1.53})_{3.92}\text{S}_{13}$
36	14136p	1.40	40.09	6.04	0.62	12.40	–	11.85	26.33	98.72	$(\text{Cu}_{9.91}\text{Ag}_{0.09})_{10}(\text{Cu}_{0.08}\text{Zn}_{1.44}\text{Fe}_{0.4})_{1.94}(\text{As}_{2.5}\text{Sb}_{1.61})_{4.11}\text{S}_{13}$
Пирит-халькопирит-сфалеритовая ассоциация											
37	14137a	1.56	39.75	6.22	1.83	14.47	–	9.33	26.16	99.33	$(\text{Cu}_{9.73}\text{Ag}_{0.27})_{10.0}(\text{Cu}_{0.24}\text{Zn}_{1.52}\text{Fe}_{0.45})_{2.21}(\text{As}_{1.98}\text{Sb}_{1.89})_{3.87}\text{S}_{13}$
38	14137b	1.48	39.42	5.83	1.72	14.89	–	9.61	25.72	98.67	$(\text{Cu}_{9.74}\text{Ag}_{0.26})_{10.0}(\text{Cu}_{0.31}\text{Zn}_{1.45}\text{Fe}_{0.43})_{2.19}(\text{As}_{2.08}\text{Sb}_{1.98})_{4.06}\text{S}_{13}$
39	14137c	1.53	39.41	6.07	1.99	14.82	–	10.2	26.34	100.37	$(\text{Cu}_{9.71}\text{Ag}_{0.29})_{10}(\text{Cu}_{0.1}\text{Zn}_{1.47}\text{Fe}_{0.43})_{1.98}(\text{As}_{2.15}\text{Sb}_{1.93})_{4.08}\text{S}_{13}$
40	14137d	1.65	39.05	5.90	1.94	14.51	–	9.88	26.69	99.63	$(\text{Cu}_{9.6}\text{Ag}_{0.28})_{9.88}(\text{Zn}_{1.41}\text{Fe}_{0.46})_{1.87}(\text{As}_{2.06}\text{Sb}_{1.86})_{3.92}\text{S}_{13}$
41	14137e	1.56	38.78	5.73	2.11	14.94	–	9.90	26.23	99.24	$(\text{Cu}_{9.69}\text{Ag}_{0.31})_{10.0}(\text{Cu}_{0.01}\text{Zn}_{1.39}\text{Fe}_{0.44})_{1.84}(\text{As}_{2.1}\text{Sb}_{1.95})_{4.05}\text{S}_{13}$

Окончание табл.

№ п/п	№ лаб.	Fe	Cu	Zn	Ag	Sb	Te	As	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
42	14137f	1.75	38.69	5.77	2.03	14.68	–	9.69	26.71	99.33	$(\text{Cu}_{9.5}\text{Ag}_{0.29})_{9.79}(\text{Zn}_{1.38}\text{Fe}_{0.49})_{1.87}(\text{As}_{2.02}\text{Sb}_{1.88})_{3.9}\text{S}_{13}$
43	14137g	1.69	38.77	5.73	2.12	14.73	–	10.32	26.27	99.62	$(\text{Cu}_{9.68}\text{Ag}_{0.31})_{9.99}(\text{Zn}_{1.39}\text{Fe}_{0.48})_{1.86}(\text{As}_{2.19}\text{Sb}_{1.92})_{4.11}\text{S}_{13}$
44	14137h	2.02	38.48	5.57	1.78	14.42	–	9.90	26.41	98.57	$(\text{Cu}_{9.56}\text{Ag}_{0.26})_{9.82}(\text{Zn}_{1.34}\text{Fe}_{0.57})_{1.91}(\text{As}_{2.09}\text{Sb}_{1.87})_{3.96}\text{S}_{13}$
45	14137i	1.74	39.40	5.50	1.65	14.77	–	9.53	26.68	99.26	$(\text{Cu}_{9.69}\text{Ag}_{0.24})_{9.93}(\text{Zn}_{1.31}\text{Fe}_{0.49})_{1.8}(\text{As}_{1.99}\text{Sb}_{1.9})_{3.89}\text{S}_{13}$
46	14137k	1.67	39.00	5.70	1.72	14.48	–	10.07	26.87	99.51	$(\text{Cu}_{9.52}\text{Ag}_{0.25})_{9.77}(\text{Zn}_{1.35}\text{Fe}_{0.46})_{1.81}(\text{As}_{2.09}\text{Sb}_{1.84})_{3.93}\text{S}_{13}$
47	14137l	1.70	38.21	6.04	2.01	14.37	–	9.78	26.43	98.54	$(\text{Cu}_{9.48}\text{Ag}_{0.29})_{9.77}(\text{Zn}_{1.46}\text{Fe}_{0.48})_{1.94}(\text{As}_{2.06}\text{Sb}_{1.86})_{3.92}\text{S}_{13}$
Барит-галенит-сфалеритовая ассоциация											
48	14138a	1.34	40.38	5.81	1.22	9.83	0.07	13.71	27.33	99.7	$(\text{Cu}_{9.69}\text{Ag}_{0.17})_{9.86}(\text{Zn}_{1.36}\text{Fe}_{0.37})_{1.73}(\text{As}_{2.79}\text{Sb}_{1.23}\text{Te}_{0.01})_{4.03}\text{S}_{13}$
49	14138b	1.25	40.04	6.52	1.18	10.08	0.14	13.82	26.44	99.47	$(\text{Cu}_{9.83}\text{Ag}_{0.17})_{10.0}(\text{Cu}_{0.1}\text{Zn}_{1.57}\text{Fe}_{0.35})_{2.02}(\text{As}_{2.91}\text{Sb}_{1.31}\text{Te}_{0.02})_{4.24}\text{S}_{13}$
50	14138c	1.31	40.37	6.30	1.42	10.29	0.06	13.36	27.04	100.15	$(\text{Cu}_{9.79}\text{Ag}_{0.2})_{9.99}(\text{Zn}_{1.49}\text{Fe}_{0.36})_{1.85}(\text{As}_{2.75}\text{Sb}_{1.3}\text{Te}_{0.01})_{4.06}\text{S}_{13}$
51	14138d	1.22	40.40	6.47	1.31	10.29	0.12	13.58	27.07	100.47	$(\text{Cu}_{9.79}\text{Ag}_{0.19})_{9.98}(\text{Zn}_{1.52}\text{Fe}_{0.34})_{1.86}(\text{As}_{2.79}\text{Sb}_{1.3}\text{Te}_{0.01})_{4.1}\text{S}_{13}$
52	14138e	1.32	39.97	5.99	1.28	10.14	0.09	13.91	27.18	99.86	$(\text{Cu}_{9.65}\text{Ag}_{0.18})_{9.83}(\text{Zn}_{1.41}\text{Fe}_{0.36})_{1.77}(\text{As}_{2.85}\text{Sb}_{1.28}\text{Te}_{0.01})_{4.14}\text{S}_{13}$
53	14138f	1.33	41.05	6.85	1.31	9.82	0.12	13.15	26.69	100.31	$(\text{Cu}_{9.81}\text{Ag}_{0.19})_{10.0}(\text{Cu}_{0.28}\text{Zn}_{1.64}\text{Fe}_{0.37})_{2.01}(\text{As}_{2.74}\text{Sb}_{1.26}\text{Te}_{0.01})_{4.01}\text{S}_{13}$
54	14138g	1.33	40.91	6.48	1.26	9.54	0.13	13.74	26.88	100.27	$(\text{Cu}_{9.82}\text{Ag}_{0.18})_{10.0}(\text{Cu}_{0.16}\text{Zn}_{1.54}\text{Fe}_{0.37})_{2.07}(\text{As}_{2.84}\text{Sb}_{1.22}\text{Te}_{0.02})_{4.06}\text{S}_{13}$
55	14138h	1.33	40.36	6.47	1.35	10.05	0.07	13.05	26.14	98.80	$(\text{Cu}_{9.8}\text{Ag}_{0.2})_{10.0}(\text{Cu}_{0.33}\text{Zn}_{1.58}\text{Fe}_{0.38})_{2.29}(\text{As}_{2.78}\text{Sb}_{1.32}\text{Te}_{0.01})_{4.11}\text{S}_{13}$
56	14138i	1.31	40.49	6.48	1.31	10.12	0.1	12.88	25.93	98.61	$(\text{Cu}_{9.8}\text{Ag}_{0.2})_{10.0}(\text{Cu}_{0.44}\text{Zn}_{1.59}\text{Fe}_{0.38})_{2.41}(\text{As}_{2.76}\text{Sb}_{1.34}\text{Te}_{0.01})_{4.11}\text{S}_{13}$
57	14138k	1.38	40.71	6.28	1.18	10.18	0.14	13.07	26.48	99.41	$(\text{Cu}_{9.83}\text{Ag}_{0.17})_{10.0}(\text{Cu}_{0.25}\text{Zn}_{1.51}\text{Fe}_{0.39})_{2.15}(\text{As}_{2.75}\text{Sb}_{1.32}\text{Te}_{0.02})_{4.09}\text{S}_{13}$
58	14138l	1.31	41.01	6.35	1.26	10.15	0.08	13.07	26.44	99.66	$(\text{Cu}_{9.82}\text{Ag}_{0.18})_{10.0}(\text{Cu}_{0.35}\text{Zn}_{1.53}\text{Fe}_{0.37})_{2.25}(\text{As}_{2.75}\text{Sb}_{1.31}\text{Te}_{0.01})_{4.07}\text{S}_{13}$
59	14138m	1.34	40.67	6.55	1.30	10.54	0.15	13.24	26.39	100.18	$(\text{Cu}_{9.81}\text{Ag}_{0.19})_{10.0}(\text{Cu}_{0.3}\text{Zn}_{1.58}\text{Fe}_{0.38})_{2.26}(\text{As}_{2.79}\text{Sb}_{1.37}\text{Te}_{0.02})_{4.18}\text{S}_{13}$

Пр и м е ч а н и е. Анализы выполнены на СЭМ РЭММА-202М с ЭДС, аналитик В.А. Котляров (анализы 1–8), СЭМ VEGA3 TESCAN, аналитик И.А. Блинов (анализы 9, 10) и рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-733 (приставка Link), аналитик Ю. Д. Крайнев (анализы 11–59). Прочерк – элемент не обнаружен. Формулы минералов рассчитаны на 13 атомов серы.

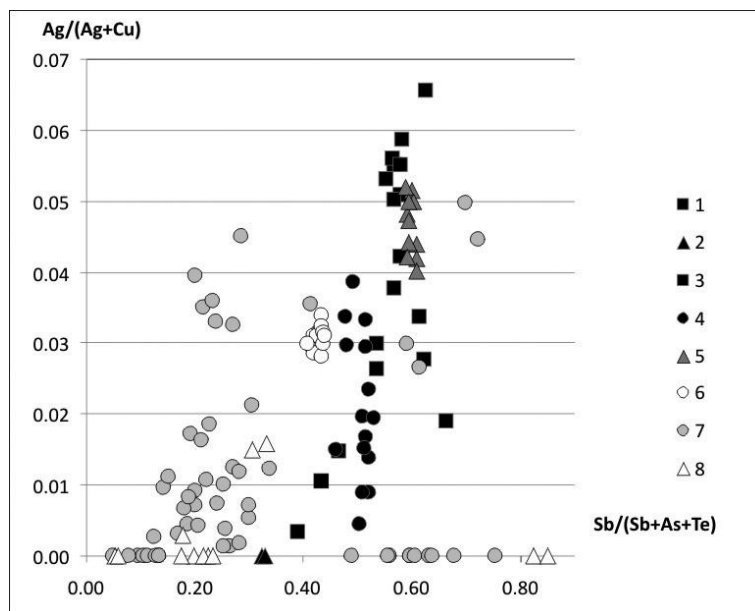


Рис. 2. Вариации составов блеклых руд Контрольного месторождения.

1–6 – минеральные ассоциации: 1 – золотоносная барит-блекловорудно-галенитовая (данные Е. В. Белогуб), 2 – сфалерит-пиритовая, 3 – пирит-галенит-сфалеритовая, 4 – блекловорудно-галенит-сфалеритовая, 5 – пирит-халькопирит-сфалеритовая, 6 – барит-галенит-сфалеритовая; 7–8 – блеклые руды из колчеданных месторождений: 7 – баймакского типа [Holland, 2002; Масленникова, Масленников, 2007; Новоселов, Белогуб и др., 2009], 8 – уральского типа [Пшеничный, Рыкус, 1988; Масленникова, Масленников, 2007].

галенит-сфалеритовая, пирит-халькопирит-сфалеритовая и барит-галенит-сфалеритовая ассоциации. В этих ассоциациях главными являются сфалерит, галенит, пирит; второстепенными – блеклые руды и халькопирит. Золото представлено как включениями в сульфидах, так и самостоятельными выделениями. Характерно присутствие барита.

Блеклые руды в виде гипидиоморфных и ксеноморфных зерен размером до 0.1–0.2 мм тесно ассоциируют с другими сульфидами, совместно с ними заполняют интерстиции между нерудными минералами, нередко содержат включения золота (электрума). Участками блеклые руды и халькопирит корродируют сфалерит. С галенитом и пиритом блеклые руды развиваются в виде фестончатых агрегатов в халькопиритовой матрице, образуют включения в кристаллах пирита. По трещинам блеклой руды развиваются ковеллин и гетит. Зональность в пределах зерен не наблюдается (рис. 1).

По данным микрозондовых (49) и СЭМ (10) анализов блеклые руды представлены промежуточными членами ряда теннантит-тетраэдрит (табл.). В большинстве анализов As преобладает над Sb. В составе блеклых руд присутствуют примеси Fe (0.68–2.3 мас. %) и Zn (4.68–6.85 мас. %), часто Ag (до 2.75 мас. %), в редких случаях Te (до 0.2 мас. %). Наиболее близкие по составу к теннантиту разновидности установлены в сфалерит-пиритовой ассоциации прожилково-вкрапленных руд (см. табл.). В золотоносной барит-блекловорудно-галенитовой ассоциации обнаружено единич-

ное зерно фрейбергита (табл., ан. 8) и в двух анализах Sb преобладает над As (табл. ан. 5, 21).

Для изученных блеклых руд характерна прямая зависимость между соотношениями $Ag/(Ag+Cu)$ и $Sb/(Sb+As+Te)$ (рис. 2). Все точки анализов ложатся на практически непрерывный тренд, сходный с таковым для состава блеклых руд из месторождений баймакского типа (рис. 2а). В то же время, составы блеклых руд из месторождений уральского типа разбиваются на две группы по соотношению $Sb/(Sb+As+Te)$ (рис. 2б).

Таким образом, по составу блеклые руды Контрольного золоторудного месторождения сходны с блеклыми рудами колчеданных месторождений Южного Урала. Приуроченность их к барит-полиметаллическим рудам с повышенной золотоносностью, непрерывный характер изменения соотношения $Sb/(Sb+As+Te)$ и обогащенность серебром близки к параметрам блеклых руд барит-полиметаллических ассоциаций из месторождений баймакского типа. Это позволяет рекомендовать при обогащении первичных руд Контрольного месторождения использование технологии, применяемой при переработке полиметаллических колчеданных руд.

Авторы выражают благодарность Е. В. Белогуб, К. А. Новоселову и Е. Е. Паленовой за консультации, а также И. Б. Фадиной и Г. Н. Дрокиной (ЗАО НПФ БЗДК) за возможность работы в карьере месторождения. Исследования выполнены в рамках бюджетной темы № ГР 01201350139.

Литература

- Знаменский С. Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
- Крылатов В. А. и др. Проект работ «Поиски месторождений рудного золота в пределах Курпалинской площади» на 2006–2009 гг. Учалы, 2006ф.
- Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / Под ред. В. А. Прокина, Ф. П. Буслаева, М. И. Исмагилова и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 242 с.
- Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината / И. Б. Серавкин, П. И. Пирожок, В. Н. Скуратов и др. Уфа: Башк. кн. изд., 1994. 328 с.
- Мозгова Н. Н., Цепин А. И. Блеклые руды. Особенности химического состава и свойства. М.: Наука, 1983. 280 с.
- Новоселов К. А., Белогуб Е. В., Аюпова Н. Р. Бабарыкинское рудное поле (Александринский колчеданосный район, Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 175 с.
- Плотинская О. Ю., Коваленкер В. А., Русинов В. Л., Зелтманн Р. Осцилляторная зональность в голдфилдите золоторудных эпitherмальных месторождений // Доклады Академии наук. 2005. Т. 403. № 2. С. 1–5.
- Пишеничный Г. Н., Рыкус Н. Г. Систематика блеклых руд колчеданных месторождений Учалинского рудного поля // Минералогия Урала–1998. Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 87–90.
- Спирidonov Э. М. Типоморфные особенности блеклых руд некоторых плутогенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1987. Т. 29. С. 83–92.
- Holland N. G. The formation of an ancient gold-rich volcanogenic massive sulfide deposit: a study of the Balta-Tau deposit in the Southern Urals of Russia. PhD thesis, University of Southampton, 2002.

М. Е. Романенко

*Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
maxsim.romanenko194@mail.ru*

Южная зона Александровского золоторудного поля (Южный Урал)
(научный руководитель А. М. Юминов)

Александровское золоторудное поле находится в 1–3 км северо-западнее одноименного поселка (Кизильский район, Челябинской обл.). Оно располагается на южном фланге Гумбейской островодужной структуры девонского возраста в приконтактовой зоне вулканогенно-осадочных отложений гумбейской (D_2gm) и новобуранной (D_2nb) свит. Золотоносность рудного поля установлена В. В. Зайковым и Е. В. Зайковой в 1994 г. В пределах рудного поля выделены две линзовидные золотоносные зоны (Южная и Северная) северо-восточного простирания, их южные фланги перекрыты четвертичными отложениями (рис. 1). Для них характерны кварцевые жилы, образующие на вершинах гряд развалы длиной до 10–15 м [Зайков и др., 2004ф; Муфтахов и др., 2014ф]. Целью работы является уточнение геологического строения Южно-Александровской зоны и характеристика морфологических особенностей и химического состава самородного золота.

Южная зона расположена на юго-восточном фланге золоторудного поля. Она имеет длину около 2.5 км при ширине 150–300 м. Часть зоны в начале XX в. активно разрабатывалась старателями, о чем свидетельствуют следы горных выработок. В северной части зоны выявлены комплексные литогеохимические аномалии на Cu, Zn, Pb и Ba [Зайков и др. 2004ф; Муфтахов и др. 2014ф]. Для уточнения геологической обстановки летом 2014 г. была заложена разведочная канава ЛК-2 длиной 296 м и глубиной 2 м, которая вскрыла делювиальные суглинки и кору выветривания по андезибазальтам, вмещающим кварцевые жилы.

Делювиальные отложения представлены коричневато-серыми и зеленоватосерыми суглинками с редким гравием и мелким щебнем разнотипных пород. Мощность слоя 20–50 см. В подошве делювиальных суглинков на отдельных интервалах присутствуют линзы бобовника («кавардачные» отложения [Баранников, 2006]) мощностью от первых до 30 см. Бобовины представляют собой прочные тонкозернистые, реже землистые обломки округлой или овальной формы красно-бурого, бурого и черного цвета, сложенные гетитом с примесью кварца. Присутствие линз бобовника на данной территории может расцениваться как маркер золотоносного слоя [Зайков и др., 2009].

Кора выветривания, вскрытая канавой, развита по андезибазальтам и песчаникам. Материал представлен рыхлой желтовато-серой и красновато-коричневой суглинистой массой с редкими обломками выветрелых андезибазальтов [Зайков и др., 2004ф; Муфтахов и др., 2014ф]. В коре выветривания обнаружены реликты кварцевых жил. Среди них выделены два типа.

Первый тип отмечен на западном фланге канавы, где присутствуют крутопадающие кварцевые жилы (аз. падения 285° , угол падения 80° , мощность 2–7 см). Как правило, они сопровождаются хлорит-серицит-кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Мощность зон измененных пород 10–50 см. Они часто лимонитизированы и при дезинтеграции на поверхности создают развалы бурых железняков. Местами в

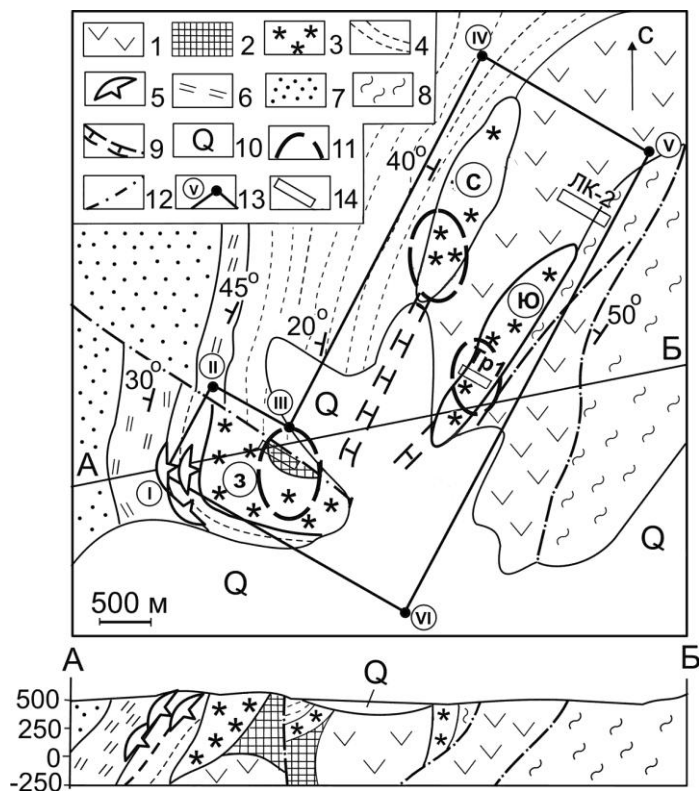


Рис. 1. Схема геологического строения Александровского золоторудного поля по [Зайков и др., 2004ф].

1 – андезибазальты, вулканогенно-обломочные породы гумбейской свиты (D_2gm_1); 2 – метасоматиты серицит-кварцевые сульфидизированные; 3 – золотоносные зоны: Ю – Южная, С – Северная; 3 – Западная; 4–7 – новобуранная свита (D_2nb): 4 – алевролиты, 5 – гематит-кварцевые постройки (внемасштабный знак), 6 – яшмы, 7 – песчаники; 8 – базальты и силициты; 9 – предполагаемое положение кровли рудоносного горизонта в депрессии, заполненной четвертичными отложениями; 10 – четвертичные отложения; 11 – главные разломы; 12 – разломы; 13 – контур участка поисково-оценочных работ; 14 – местоположение каналов.

жилах отмечены псевдоморфозы лимонита по пириту размером первые миллиметры. Более крупные псевдоморфозы до 5–7 мм в поперечнике присутствуют в сопровождающих жилу метасоматитах. По морфологии выделено два типа псевдоморфоз: отдельные (субкубические формы) и ступенчатые сростки двух и более кристаллов. Псевдоморфозы разбиты сетью ветвистых микротрещин, образованных в процессе дегидратации и частично заполненных переотложенными минералами. Подобные образования были описаны на Эпидозитовом участке, расположенном в 4 км к югу, где они являлись маркерами золотого оруденения [Анкушев, 2007].

Второй тип кварцевых жил более характерен для центральной и восточной частей канавы. Жилы крутопадающие (аз. падения 305° , угол падения 74° , мощность 0.5–1 см). Они группируются в отдельные рои на удалении 5–15 м друг от друга. На восточном фланге встречаются одиночные жилы. Текстура кварца массивная, реже

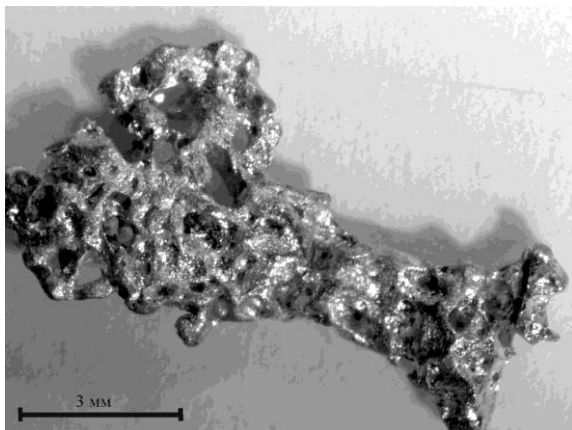


Рис. 2. Золотина (обр. РМЕ-1) из линзы бобовника в траншее Тр1.

реже мелкоблочная, иногда с друзовыми полостями и трещинами. Жилы сложены плотным, сливным, молочно-белым мелко- и тонкозернистым кварцем. Величина зерен не превышает 0.3 мм. Местами в кварце фиксируются каверны и полости с неровными

краями, заполненные рыхлой гетит-глинистой массой темно-коричневого и черного цвета, что свидетельствует о первичном сульфидном оруденении.

В 2 км к югу от канавы ЛК-2 находится траншея Тр-1, которая вскрывает старинные старательские выработки. В процессе промывки материала шлиховой пробы, взятого из траншеи, отмыто большое количество псевдоморфоз лимонита по пириту и найдены три золотины. Наиболее крупная из них размером $2 \times 4 \times 11$ мм имеет гантелевидную форму с небольшими утолщениями по краям (рис. 2). Вид массивный, степень окатанности плохая. Поверхность волнистая, кавернозная, местами ямчато-бугорчатая, выступы слегка обмяты. В западинах отмечается наличие инородного материала. Морфологические особенности золотины свидетельствуют о ее субрудном строении и близости коренного источника.

Содержания серебра в золоте варьируют в пределах 0.31–9.14 мас. % (табл.). Концентрации меди не превышают 0.3 %. Золото неоднородно по составу. Согласно данным микрозондового анализа, периферия золотины более высокопробная, чем ее центральная часть. Выделяется остаточное (с содержанием Au 90.70–95.33 мас. %) и новообразованное (Au до 100 мас. %) золото в виде тонких (3–10 мкм) высокопробных кайм вокруг остаточного. Высокопробная кайма имеет незначительную мощность, слабо выражена и местами отсутствует. Золотины со сложной поверхностью имеют наиболее высокие концентрации серебра (4–5 мас. %, в отдельных зонах до 9 мас. %).

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы. В Южной зоне Александровского рудного поля выявлены кварцевые жилы, сопровождаемые метасоматитами, с включением псевдоморфоз лимонита по пириту, что типично для золото-кварцевых и золото-сульфидных месторождений. Обнаружение маркирующего горизонта бобовника в северной части Южной зоны позволяет значительно увеличить площадь золотоносной россыпи. Морфологические особенности золотин свидетельствуют о близком нахождении коренного источника. Одним из возможных источников золота могут быть кварцевые жилы с сульфидной минерализацией и псевдоморфозами лимонита по пириту. Дальнейшие исследования должны быть направлены на подтверждение наличия видимого золота в «кавардачных» отложениях северного фланга Южной зоны, а также на установление источника золота.

Т а б л и ц а

Состав россыпного золота Южной зоны Александровского рудного поля

№ п/п	№ обр.	№ зерна	Место анализа	Содержание, мас. %		Сумма
				Au	Ag	
1	РМЕ-1	1	центральная часть	95.41	4.59	100.00
2			—“—	95.97	4.03	100.00
3			кайма	100.00	—	100.00
4			—“—	100.00	—	100.00
5		2	центральная часть	95.79	4.21	100.00
6			—“—	95.33	4.67	100.00
7			—“—	95.60	4.14	99.74
8			кайма	97.16	2.15	99.31
9		3	центральная часть	95.94	4.94	100.88
10			—“—	95.99	4.01	100.00
11			кайма	98.45	0.86	99.31
12			—“—	99.69	0.31	100.00
13	Тр1-4	1	центральная часть	94.37	5.37	99.96
14			—“—	94.51	5.32	99.88
15			—“—	94.20	5.31	99.82
16			кайма	99.57	0.36	99.93
17			—“—	98.73	1.16	99.88
18	Тр1-15	1	центральная часть	91.37	9.14	99.84
19		2	—“—	90.93	8.76	99.69
20		3	—“—	90.70	8.47	99.84

Примечание. Анализы 1–6 выполнены на СЭМ TESCAN Vega 3564 (аналитик И. А. Блинов) и 7–20 – рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL-733 (аналитик Е. И. Чуринов) в Институте минералогии УрО РАН. В анализе № 15 зафиксировано содержание меди 0.31 мас. %.

Автор благодарен проф. В. В. Зайкову и к.г.-м.н. А. М. Юминову за консультации, И. А. Блинову и Е. И. Чуринову за выполнение анализов. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00311, междисциплинарного проекта президиума УрО РАН № 15-134-569 и гранта Минобрнауки РФ № 33.2644.2014К.

Литература

Анкушев М. Н. Состав и структурные особенности псевдоморфоз лимонита по пириту заповедника Аркаим (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007.
 Баранников А. Г. Золотоносность Гогинского рудно-россыпного района (Южный Урал). Екатеринбург: УГГУ, 2006. 197 с.

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., Юминов А. М., Новоселов К. А. и др. 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. 98 с.

Л. А. Санько^{1,2}, А. Е. Степанов^{1,2}

¹ – ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», г. Екатеринбург

² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

**Чадарское рудное поле (Средний Урал):
металлогенические черты и геолого-поисковая модель
полиформационного золото-сульфидного оруденения**

Чадарское рудное поле расположено на территории одного из старейших горнорудных районов Урала. Структурно оно относится к Краснотуринской зоне (восточная часть Тагильской мегазоны) и находится в пределах восточной колчеданосной полосы. Район характеризуется плохой обнаженностью и широким развитием кор выветривания. Геологическая, в том числе и поисковая изученность этого района, крайне низкая. Поисковые работы на рудное золото, начатые во второй половине 2013 г., осложнились отсутствием современной геологической основы, что вызвало необходимость проводить параллельно геологическое доизучение.

Рудное поле сложено вулканогенными породами красноуральской свиты верхнего ордовика–нижнего силура (рис. 1). Разрез представлен рассланцованными и метасоматически измененными плагиофировыми и пироксен-плагиофировыми толеитовыми базальтами, реже андезибазальтами, их туфами и туфопесчаниками существенно основного состава; мелкопорфировыми плагиофировыми андезитами и андезидацитами, реже дацитами до риодацитов, их вулканокластическими разностями типа брекчиевых лав или экструзивных образований. Туфы кислого состава уверенно не диагностируются. Непосредственно рудовмещающая толща сложена мелкопорфировыми плагиофировыми андезитами, андезидацитами, нередко миндалекаменными и вулканокластическими разностями. Вулканогенный разрез типично островодужный и относится к натровой серии нормальной щелочности.

Из plutонических и гипабиссальных образований устанавливаются порфировидные кварцевые диориты и тоналиты и тела тоналит-порфиров (до плагиогранит-порфиров) 2-ой фазы левинского габбро-тоналит-плагиогранитового комплекса раннего силура.

Статистический анализ (кластерный, факторный, расчет корреляционных матриц, построение дендрограмм, диаграмм относительных содержаний, комплексные ореолы) большого массива (более 10 000) геохимических данных выявил продуктивные геохимические ассоциации (первичные литогеохимические ореолы), хорошо согласующиеся с минералогическими данными [Степанов, Санько, 2015].

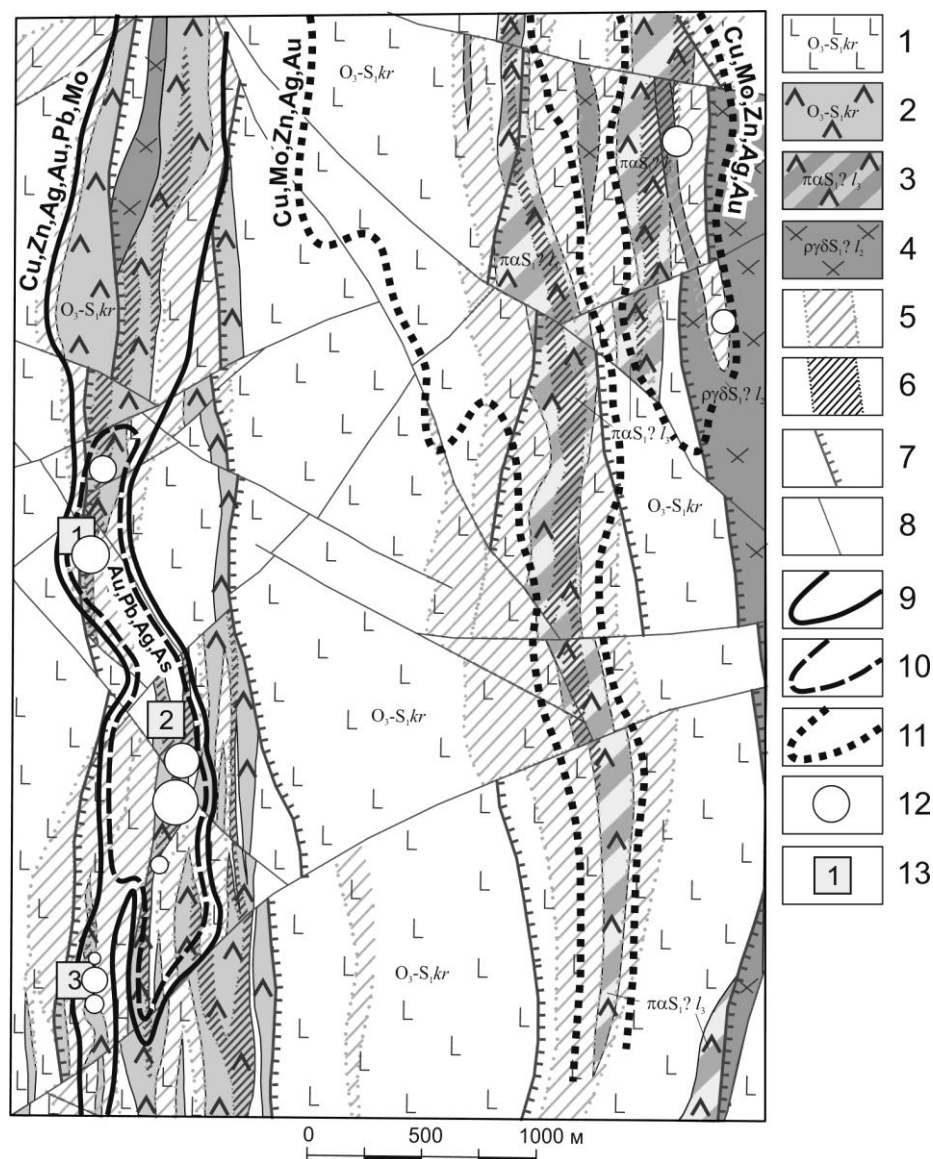


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Чадарского рудного поля.

1–2 – красноуральская свита O_3-S_1 : 1 – лавы и туфы базальтов, 2 – экструзивно-ластовые андезидациты и дациты; 3 – субвулканические плагиофировые андезидациты и тоналит-порфиры 3-ей фазы левинского комплекса (?) S_1 ; 4 – порфировидные кварцевые диориты и тоналиты 2-ой фазы левинского комплекса S_1 ; 5 – пропилитизация; 6 – метасоматиты серицит-кварцевые, альбит-серицит-кварцевые; 7 – сдвиги-взбросы; сбросо-сдвиги и сдвиги; 9–11 – геохимические аномальные зоны: 9 – Чадарская (Cu, Zn, Au, Ag, Pb, Mo), 10 – золото-полиметаллическая (Au, Ag, Pb, As), 11 – Ломовская (Cu, Mo, Zn, Ag); 12 – проявления золота (размер знака зависит от содержания золота). 13 – проявления медно-цинковых руд: 1 – Чадарское, 2 – Средне-Чадарское, 3 – Южно-Чадарское.

В результате установлены две основные геохимические ассоциации, подтвержденные в геофизических полях: Cu-Zn (колчеданная с преобладанием цинка над медью) и As-Au-Ag-Pb (мышьяк-золото-полиметаллическая). Ветвь никель-кобальтовой (Ni-Co) ассоциации отражает первичный субстрат и характерна для малоизмененных базальтов. В пределах Чадарской зоны выявлен участок с золото-полиметаллическим спектром (см. рис. 1), который совпадает с проявлениями Чадарской группы.

По структурно-вещественным характеристикам рудные тела Чадарской зоны однотипны – это линейные тела расщепленных рудоносных метасоматитов хлорит-серицит-альбит-кварцевого до существенно серицит-кварцевого состава нередко с прожилками карбоната и кварца. Мощность зон рудоносных метасоматитов колеблется от первых метров до 30–40 м. Падение зон минерализации от восточного под углом 60–70° (Чадарское и Средне-Чадарское проявления) до практически вертикального (Южно-Чадарское проявление). Рудоносные метасоматиты сопровождаются широким ореолом пропилитизации базальтов и их туфов, вмещающих андезидациты (рис. 2).

Сульфидная минерализация Чадарской зоны носит преимущественно прожилково-вкрапленный характер, отличается полигенностью и полихронностью. Установлены пирит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, галенит, магнетит, самородное золото, электрум, арсенопирит, станнин, борнит, ковеллин, халькозин. Большинство сульфидов железа отложилось до сульфидов меди, цинка и свинца. Минералы представлены несколькими генерациями, имеющими черты метасоматического, гидротермального и метаморфогенно-метасоматического генезиса, а также собирательной перекристаллизации. Распределение рудных минералов неравномерное (узкими протяженными зонами по сланцеватости) и контролируется кливажем. Текстуры характерны для постмагматических и метаморфизованных руд. Преобладают вкрапленные и полосчатые, встречаются плейчатые и гнейсовидно-полосчатые, прожилковые, сетчато-прожилковые, а также участки брекчирования первичного субстрата с цементацией сульфидно-серицит-кварцевым агрегатом. Широко представлены коррозионные микротекстуры (разъедания, петельчатая, нитевидная, скелетная, субграфическая, эмульсиевидная). Массивные и густовкрапленные руды колчеданного облика составляют абсолютное меньшинство. Устанавливаются в виде жилообразных тел мощностью редко более 2–3 м, нередко будинированных. Руды метаморфизованы с образованием гнейсовидно-полосчатых текстур и обособлением сфалеритовых полос. В минеральных агрегатах наблюдается ориентировка зерен.

Самородное золото светлое, наблюдается в виде тонких (сотые доли миллиметра) выделений часто в ассоциации с галенитом либо блеклой рудой в микропрожилках, секущих более ранний пирит и более позднюю по отношению к пириту халькопирит-сфалеритовую ассоциацию. Золото представлено несколькими генерациями: 1) каплевидное и ксеноморфное на границах зерен пирита в плотных агрегатах, сегрегированное при метаморфизме золотосодержащих серноколчеданных руд; 2) тонкопрожилковое в ассоциации с галенитом, приуроченное к зернам пирита; 3) более крупное (до 0,2 мм) в ассоциации с халькопиритом; 4) природной гальванизации в виде микронной рубашки на пирите; 5) тонкодисперсное, неоднократно отлагавшееся на гранях растущих кристаллов пирита совместно с минералами серебра, свинца и др. По данным микронзондового анализа золото содержит от 30 до 60 мас. % серебра.

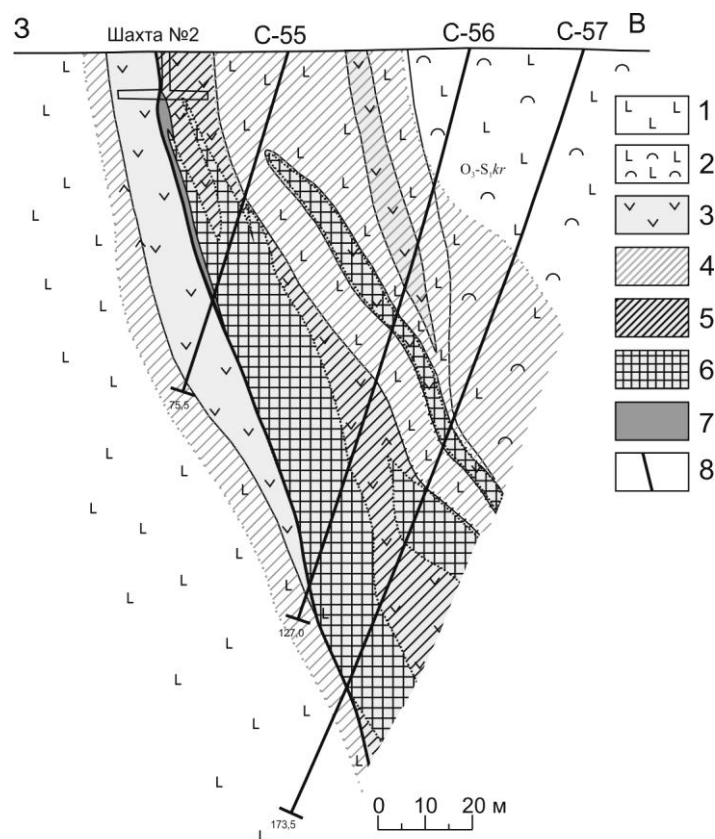


Рис. 2. Геологический разрез Чадарского проявления.

1 – базальты плагинифирующие; 2 – туфы базальтов; 3 – андезидациты и дациты; 4 – пропилитизация; 5 – метасоматиты альбит-серicit-кварцевые; 6 – золоторудная зона прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации; 7 – массивные и густовкрапленные медно-цинковые руды; 8 – сдвиг-взброс.

В целом, зона золотоносной медно-полиметаллической минерализации производит впечатление линейного штокверка, контролируемого зоной субмеридионального крутопадающего взбросо-сдвигового кливажа и наложенного на более раннее существенно колчеданное и медно-цинково-колчеданное оруденение.

На основе полученной информации составлен вариант модели полиформационного оруденения Чадарского рудного поля (табл.).

Выявленное золото-полиметаллическое полиформационное оруденение типично для островодужных образований Южного Урала, где известны сульфидные объекты подобного типа (месторождения Курпалы, Муртыкты, Курсанское, Мелентьевское), для которых установлено двухэтапное рудообразование: раннее цинково-медное колчеданное и более позднее золото-полиметаллическое [Сазонов и др., 2001]. Подобные объекты носят промежуточные черты между колчеданными и медно-порфировыми типами.

Т а б л и ц а

Модель полиформационного оруденения Чадарского рудного поля

Поисковые критерии и признаки	Чадарское рудное поле (поисковый участок)	
	I этап: колчеданное цинково-медное оруденение (две стадии – серноколчеданная и цинково-медная)	II этап: золото-сульфидное оруденение (золото-полиметаллическое)
1. Формационно-петрологические		
1.1. Продуктивные образования	Непрерывно дифференцированная базальт-андезит-риодацитовая формация O_3-S_1 (красноуральская свита)	Предположительно левинский габбро-тоналит-плагиигранитовый комплекс S_2-D_1 ?
1.2. Рудовмещающие образования	Нерасчлененные эффузивные и экструзивно-субвулканические андезиты-дациты	
2. Структурные		
2.1. Рудоконтролирующие структуры	Экзоконтактные зоны апикальных частей плутонических массивов	
2.2. Рудолокализирующие структуры	Зоны трещиноватости и взбросо-сдвигового кливажа, пересечения зон регионального кливажа с зонами нарушений северо-западного и северо-восточного простираний	
3. Метасоматические	Развитие околорудных кварц-серицитовых и хлорит-кварц-серицитовых метасоматитов (сланцев)	Телескопирование внешних зон карбонат-эпидот-альбит-хлоритовых пропилитов (часто с зонами гематитизации) и метасоматитов лиственит-березитовой формации переменного карбонат-серицит-кварцевого состава
4. Минералогические	Зоны вкрапленных, реже массивных колчеданных, медно-цинковых руд халькопирит-сфалерит-пиритового состава	Прожилково-вкрапленная рудная минерализация: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды, арсенопирит, станнин, золото, электрум
5. Геохимические	Cu-Zn ассоциация	Au-Ag-Pb-As ассоциация
6. Геофизические	Электроразведочные аномалии ВПФ-СГ (φ_k) интенсивностью до 0.8° . Градиентные зоны значений электрических сопротивлений ρ_k	
7. Морфология рудных тел	Линзовидные тела	Линейные штокверковые зоны

В вулканогенных комплексах Западно-Тагильской зоны также известны подобные месторождения (Тарньерское, Валенторское). Для Краснотурьинской зоны изучение подобных объектов весьма актуально, поскольку в ее северной части, слабо опосредованной на рудное золото, могут быть выявлены промышленные золото-полиметаллические объекты.

Литература

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 2001. 622 с.

Степанов А. Е., Санько Л. А. Геолого-поисковая модель полиформационного золото-сульфидного оруденения Чадарского рудного поля (Средний Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Пермь, 2015. С. 262–271.

А. А. Горбунов, И. В. Бадьянова, О. В. Аликин
Пермский государственный национальный исследовательский университет,
г. Пермь
art.gor.psu@ya.ru

Минералого-технологические характеристики золота из техногенных и природных образований россыпи Северного Урала (научный руководитель В. А. Наумов)

Изученная аллювиальная россыпь золота из Вагранской группы россыпей золота находится на восточном склоне Северного Урала в бассейне р. Сосьва. Вмещающие первичные золоторудные отложения представлены позднепротерозойскими океаническими осадками, россыпь – песчаными, валунными, глинисто-песчано-галечными и глинистыми осадками. Песчаная и валунно-гравийно-галечниковая фракции составляют (%) 77.3 от всей массы, илисто-глинистая – 18.6, валуны – 4.1. Золото в россыпи (данные 1960–1980-х гг.) представлено крупными и средними фракциями: +1 мм составляет (%) 60.6, +3 мм – 23.3, <0.1 мм – 0.2 [Штаркман, Наумов, 2013ф].

Целью работы было изучение минералого-технологических характеристик золота для сокращения его потерь в технологической схеме обогащения песков. Работы выполнены в рамках договора (2012 г.), ФЦП МОН РФ по теме «Разработка и внедрение в производство модульных технологий рационального использования водных ресурсов и экологически безопасной технологии разработки россыпей золота на Северном Урале» (шифр: «2013-1.5-14-515-0055-020») в 2013 г., а также по собственной инициативе авторов.

Было отобрано 60 проб общим объемом около 0.5 м³. Обнаружено около двух тысяч знаков золота. Изучены наиболее типичные и некоторые особенные частицы золота из природных осадков и продуктов его технологического передела в процессе гравитационного обогащения (текущих хвостов наклонных шлюзов, намывных отвалов, концентрационных столов, отсадочных машин, шлихо-обоганительной установки). Из технологических свойств частиц золота оценены: крупность, морфология, характер поверхности, химический состав и пробность, внутреннее строение.

Гранулометрический состав золота в исходных песках характеризуется преобладанием мелких фракций (1–0.25 мм) с заметным присутствием крупного (+1 мм) и весьма мелкого (0.25–0.1 мм). На разных участках разработки крупность золота заметно меняется.

В хвостах технологического передела установлено как относительно крупное, так и мелкое золото. В гранулометрическом спектре распределения золота намывных отвалов сокращена доля модальных классов, которые установлены в исходных песках. Распределение золота по крупности зависит от места отбора пробы по «конусу отвалов». В отвалах концентрационного стола и отсадочных машин обнаруживается золото разной крупности.

В россыпи преобладает уплощенное золото крупных классов. Его доля меняется по классам крупности и, в среднем, составляет около 75 %. Удлиненное и изометрическое золото встречаются примерно в равных количествах. Для классов частиц размером < 0.25 мм преобладает изометрическое и удлиненное золото. В хвостах обогатительных аппаратов преобладает золото уплощенное (чешуйчатое и листоватое), пористое и в сростках с кварцем. В хвостах концентрационного стола в классе 0.63–0.5 мм обнаружен сросток золота с магнетитом. Отмечен избирательный вынос таких золотинок, особенно крупной фракции.

Поверхность частиц крупного золота (класс +1 мм) россыпи крайне неровная с большим количеством борозд, царапин, наклепов, загибов, дыр и др. Для мелких классов характер поверхности варьирует от ровной и гладкой до бугорчатой, шероховатой, кавернозной. На поверхности золота из техногенных отвалов установлено обилие налетов, «рубашек» и пленок железистого, железисто-глинистого, титано-железисто-глинистого и медистого составов (рис. 1).

Для золота отвалов характерно большое количество различных включений и многочисленные пустоты, что говорит о крупных размерах включений, которые в процессе переноса, трения и соударений выкрашиваются из металла (рис. 2). Более мелкие по размерам включения (преимущественно кварца) остаются в золотишках. Включения в золоте существенно снижают его фактическую плотность и, тем самым, извлечение гравитационными способами обогащения. Об этом свидетельствуют замеры гидравлической крупности знаков золота, значения которой при наличии включений кварца почти в два раза ниже, чем для аналогичных частиц без включений.

Химический состав определен для двух десятков зерен золота из россыпи и намывных отвалов. Установлено высокопробное, серебристое, медисто-серебристое золото и электрум (табл.).

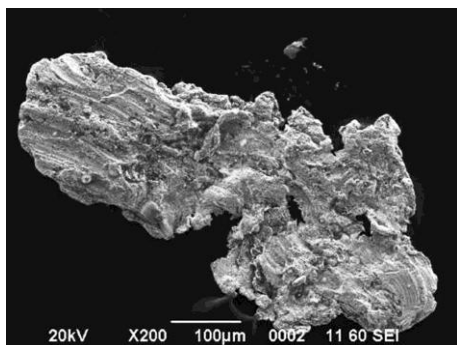


Рис. 1. Частица золота с рубашкой на поверхности. РЭМ. Фото Б. М. Осовецкого.

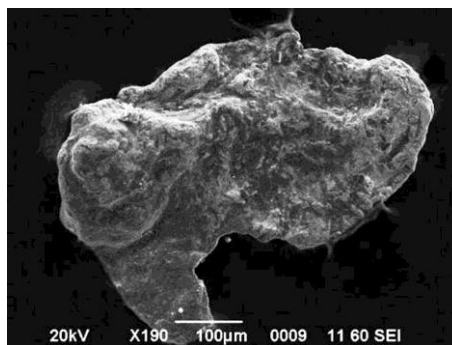


Рис. 2. Частица золота с пустотами и следами скольжения на поверхности. РЭМ. Фото Б. М. Осовецкого.

Т а б л и ц а

Химический состав представительных частиц золота, мас. %

Эле- мент	Высокопробное золото			Серебристое золото			Медисто- серебристое золото	Электрум		
Au	96.4	97.43	98.81	93.38	93.95	95.67	89.75	79.77	70.11	78.7
Ag	1.13	0.52	1.07	3.35	4	4.12	7.07	17.67	28.25	19.68
Cu	0.32	—	0.12	0.48	0.28	0.21	2.34	—	0.23	0.77
Hg	—	—	—	0.46	—	—	—	—	—	—
As	—	0.19	—	—	—	—	—	—	—	—
Se	—	0.17	—	—	—	—	—	—	—	0.23
Ni	0.13	—	—	—	—	—	—	0.28	—	0.1
Pd	—	—	—	0.25	—	—	0.83	—	—	—
Fe	1.33	0.29	—	1.42	1.18	—	—	1.31	—	—
Al	0.69	0.5	—	0.67	0.59	—	—	0.97	0.46	0.52

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены на электронном микроскопе JSM-6390 с EDS и WDS приставками под руководством Б. М. Осовецкого (ПГНИУ). Прочерк – элемент не установлен.

В россыпи высокопробное золото (950 ‰ и выше) отличается небольшой примесью прочих элементов (до 2 мас. %). Железо и алюминий содержатся в тонких поверхностных пленках на золоте. Серебристое золото характеризуется присутствием серебра 3–7 мас. %. Среди элементов-примесей появляются ртуть и палладий. Медисто-серебристое золото встречается редко. Для него характерно присутствие палладия. Доля низкопробного золота (700–800 ‰) составляет до 30 % и возрастает в мелких классах. В техногенных отвалах существенно повышается доля серебристого золота и электрума. Такой металл имеет заметно более низкую плотность по сравнению с высокопробным золотом.

Для золота характерна микротрещиноватость, пористость. Это свидетельствует о наличии ослабленных зон внутри зерен и дефектности кристаллической структуры, что приводит к уменьшению реальной плотности частиц и способствует потерям в процессе гравитационного обогащения.

На основе анализа технологических характеристик золота и определения параметров, при которых золото поступает в техногенные отвалы, предложены технологические решения, направленные на сокращение потерь золота. В результате внедрения комплекса модульных технологий предприятием за 2013 г. дополнительно извлечено более 9 кг золота, а потери золота уменьшились на 6 %.

Мониторинг золотоносности намывных техногенных отвалов, проведенный в три этапа, подтвердил положительный эффект внедрения модульных технологий. По данным первого года исследований (2012 г., до внедрения модульных технологий) среднее содержание золота в головной части конуса отвалов радиусом 10 м составило 850 мг/м³. На этапе внедрения модульных технологий (2013 г.) содержание золота сократилось на порядок (63 мг/м³). Через год после внедрения модульных технологий (2014 г.) нами были подтверждены данные о сокращении потерь золота (28 мг/м³) [Наумов и др., 2015].

Таким образом, изучение минералого-технологических характеристик золота позволило внести направленные изменения в технологическую схему обогащения песков, а внедрение модульных технологий – существенно уменьшить потери золота.

Последующие преобразования золота в техногенных осадках (техногенез) в условиях перигляциальной зоны приведут к дополнительным изменениям поверхностных характеристик частиц золота [Горбунов, 2014]. Знание геологических условий и процессов преобразования частиц золота при техногенезе позволяет направленно формировать повышенные концентрации золота в техногенных условиях [Наумов, 1994; 2010]. В дальнейшем техногенные отвалы могут быть использованы как строительное сырье высокого качества с попутным извлечением мелких ценных минералов [Наумов и др., 2010а; 2010б].

Авторы признательны сотрудникам ООО «Вторичные драгоценные металлы» (г. Екатеринбург, г. Красноуральск). Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 13-05-96009.

Литература

- Горбунов А. А. Техногенный литогенез золотоносных россыпей перигляциальной зоны // Геология в развивающемся мире. Пермь: ПГНИУ, 2014. Т.1. С. 9–11.
- Наумов В. А. Минерагения, техногенез и перспективы комплексного освоения золотоносного аллювия // Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Пермь: ПГУ, 2010. 42 с.
- Наумов В. А. Процессы формирования и распределения концентраций благородных металлов в техногенных россыпях и отвалах Урала // Горный журнал. 1994. № 8. С. 39–50.
- Наумов В. А., Аликин О. В., Горбунов А. А. и др. Мониторинг золотоносности намывных техногенных отвалов при внедрении комплекса модульных технологий на россыпи золота Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Пермь: ПГНИУ, 2015. Вып. 18. С. 272–277.
- Наумов В. А., Лунев Б. С., Наумова О. Б. Геологические объекты с мелким и тонким золотом – важные источники минерального сырья // Естественные и технические науки. 2010а. № 1. С. 174–177.
- Наумов В. А., Лунев Б. С., Наумова О. Б. Комплексное изучение и использование месторождений песка и гравия Пермского края // Перспективы науки. 2010б. № 3. С. 5–9.
- Штаркман В. Л., Наумов В. А. Разработка и внедрение в производство модульных технологий рационального использования водных ресурсов и экологически безопасной технологии разработки россыпей золота на Северном Урале. Шифр «2013-1.5-14-515-0055-020». Отчет по НИР ФЦП РФ «Проведение проблемно-ориентированных поисковых исследований в области технологий экологически безопасной разработки месторождений, добычи и переработки твердых полезных ископаемых». Екатеринбург, 2013ф.

И. Р. Низаметдинов

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
iskander642@gmail.com*

Самородное золото коры выветривания месторождения Райгородок (Северный Казахстан) (научный руководитель Ю. А. Калинин)

Актуальной проблемой в геохимии золота является его поведение в экзогенных условиях [Калинин и др., 2006]. Вопрос о масштабах процессов растворения, перераспределения и образования нового золота является до сих пор дискуссионным. Остаются недостаточно изученными отличительные типоморфные признаки гипер-

генного золота. Настоящее исследование посвящено сравнительному анализу морфологических и геохимических особенностей золота из первичных руд и коры выветривания золоторудного месторождения Райгородок в Северном Казахстане с целью выявления типоморфных признаков гипергенной природы золота.

Месторождение расположено в северо-восточной части Райгородской вулканоплутонической структуры и приурочено к зоне контакта одноименного габбро-диорит-монцитового массива с толщей конгломератов верхнего ордовика. Интрузивный комплекс представлен диоритами, кварцевыми диоритами, монцитодиоритами и их переходными разностями, которые слагают крупные дайкообразные тела. Рудовмещающие породы представлены метасоматически измененными конгломератами и гравелитами ордовика. Последовательность метасоматических изменений следующая: скарнирование – ороговикование – пропилитизация – кварц-серицитовый метасоматоз – позднее кварц-карбонатное прожилкование. Синхронно с рудным процессом широко проявлена калишпатизация. В породах диоритового состава преобладают процессы березитизации и сульфидизации. Главными рудолокализирующими структурами являются субширотные разрывы с крутым северным падением, залеченные дайковыми телами диоритов и диоритовых порфиритов. В качестве оперяющих определены многочисленные более мелкие разрывные нарушения, обусловившие формирование зон трещиноватости пород. Трещины интенсивно проработаны рудоносными растворами с образованием мощной линейной зоны штокверковой прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации [Калинин и др., 2014]. Выделяются два рудных участка – Северный и Южный Райгородок. Протяженность штокверковых зон от сотен метров до 1 км при мощности 60–100 м и до 400 м на глубину. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит, подчиненные – арсенипирит, сфалерит, галенит и самородное золото. Содержание главных сульфидов в рудах 1–3, реже 10 %. Средние содержания золота в рудах 0.8–6.0 г/т, в маломощных кварцевых жилах до десятков г/т, редко 100–300 г/т. Месторождение по запасам золота относится к среднему классу [Рафаилович, 2009].

Широко развита площадная и линейная кора выветривания. В низах коры залегают породы начальной стадии выветривания с тонкими трещинами и лимонитом (до гл. 120 м). Вверх по разрезу увеличивается частота и мощность трещин, и образуются глинисто-дресвяные коры выветривания. Глинистая составляющая постепенно достигает 100 % в верхах коры (гл. 30–60 м), причем повсеместно она сохраняет структурно-текстурные особенности материнских пород. Самая верхняя часть профиля коры выветривания (гл. 1–30 м) развита не везде из-за донеогеновой и четвертичной эрозии. Остатки этой части коры представлены глинистым субстратом иногда с реликтами текстур материнской породы [Сухорукова, Усатюк, 2010].

Первичное самородное золото в рудах в подавляющем большинстве свободное и присутствует в виде каплевидных включений в пирите и халькопирите либо в виде тонкой сыпи в жильной кварц-карбонатной массе. Размеры золотинок составляют 0.005–0.03 мм, преобладает класс тонкого и пылевидного золота. Макроскопически видимое золото не встречается. По составу преобладает золото с содержанием серебра 5–10 мас. % [Калинин и др., 2014]. Самородное золото из коры выветривания относится к вторичному (гипергенному), на что указывает ряд признаков: парагенезис золота с гипергенными минералами, укрупнение его частиц и изменение химического состава в сторону повышения пробности, значительное преобразование морфологии золотинок относительно первичных эндогенных руд [Петровская, 1973; Росляков, 1981].

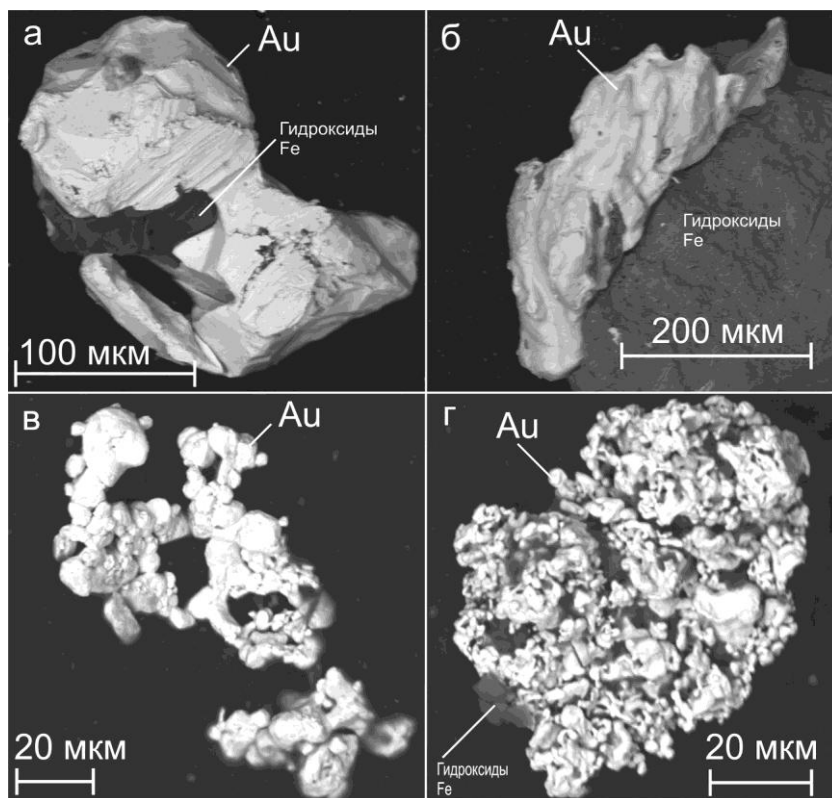


Рис. Морфология золота коры выветривания участков Северный Райгородок (а, б) и Южный Райгородок (в, г).

Исследованы нижний горизонт коры выветривания (зона перехода от каменно-го структурного элювия к глинистому структурному элювию) карьера Северный Райгородок и более полный, включающий в себя несколько зон (около 30 м по вертикали), разрез коры выветривания карьера Южный Райгородок.

Для золота карьера Северный Райгородок характерны неправильные формы, иногда с обилием хорошо выраженных граней. Среди форм выделяются трещинные и интерстициальные в виде чешуек, неправильных выделений с отпечатками других минералов, комковатые, округлые и удлиненные. Поверхности зерен гладкие, шероховатые, ячеистые, кавернозные, редко пористые (рис.). Золото ассоциирует с гидроокислами железа. По гранулометрическому составу оно соответствует мелкому и весьма мелкому [Николаева, Яблокова, 2007], но относительно эндогенного золота это более крупные классы. Пробность самородного золота составляет 850–950 %, редко отмечается примесь ртути до 0.1 %.

Для золота участка Южный Райгородок характерно преобладание гроздьевидных сростков округлых кристаллов, индивиды неправильной формы с необычным коралловидным обликом, пластинчатые, округлые и удлиненные неправильные зерна. Размер зерен тяготеет к весьма мелкому [Николаева, Яблокова, 2007] (рис.). На этом участке пробность золота близка к 1000 %.

Имеется тесная связь морфологии, гранулометрии и химического состава гипергенного золота, т.е. наблюдается обратная корреляция размера и пробыности золотин. Химически чистый состав имеют зерна, которые представлены гроздьевидными сростками кристаллов размером до 0.1 мм, найденные только в пределах участка Южный Райгородок. Напротив, более крупные зерна карьера Северный Райгородок имеют большее количество примесей, обладают интерстициальным обликом. Главным является то, что степень «зрелости» коры выветривания напрямую определяет гипергенную преобразованность самородного золота относительно первичного субстрата. На участке Южный Райгородок профиль коры выветривания представлен более полным разрезом, поэтому степень гипергенного преобразования гораздо выше.

Литература

- Калинин Ю. А., Ковалев К. Р., Сухорукова Е. И. и др. Штокверковая золото-сульфидная минерализация рудного поля Райгородок (Северный Казахстан) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3. Ч. 1. С. 72–75.
- Калинин Ю. А., Росляков Н. А., Прудников С. Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск: ГЕО, 2006. 339 с.
- Николаева Л. А., Яблокова С. В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41–57.
- Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Рафаилович М. С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. Алматы, 2009. 304 с.
- Росляков Н. А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1981. 237 с.
- Сухорукова Е. И., Усатюк Н. В. Золотоносные коры выветривания Райгородокского рудного поля // Мат. XIV междунар. сов. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Новосибирск: Апельсин, 2010. С. 649–651.

П. А. Фоминых^{1,2}, П. А. Неволько^{1,2}, В. В. Колпаков¹

¹ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
funtik.86@mail.ru

² – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Минералого-геохимические характеристики рудопроявления Лазаретное (Кемеровская область)

В настоящее время на территории Ортон-Федоровского рудного узла в Кемеровской области известно множество в значительной степени отработанных россыпей и лишь одно золоторудное месторождение – Федоровское-1. До сих пор не ясны источники россыпного металла. Многие исследователи этой территории [Шахов, 1964; Щербаков и др., 2003] высказывались о высокой перспективности территории на рудное золото и необходимости проведения здесь поисково-оценочных работ. Первоочередными объектами изучения представляются бассейны рек Федоровка, Большой и Малый Ортон, Балыкса и т.д. В связи с этим, в 2012 г. ООО «Тэтис-Т» начаты поисково-оценочные работы в пределах Ортон-Федоровского рудного узла на трех поисковых участках, в результате которых были выявлены рудопроявления Лазаретное и Ортонское.

В основу нашей работы легли результаты изучения представительной коллекции образцов руд и пород рудопоявления Лазаретное и месторождения Федоровское-1, собранных в период поисковых работ 2013–2014 гг. На Лазаретном рудопоявлении было отобрано 42 образца окисленных руд из поверхностных горных выработок и 230 образцов из керна скважин колонкового бурения. Морфология золота изучалась с помощью сканирующего электронного микроскопа. Также использовались коллекция аншлифов, фондовый и литературный материал предшественников по месторождению Федоровское-1. Целью работы являлось изучение минерального состава руд и определение их геохимических особенностей.

Ортон-Федоровский рудный узел находится на юге Кемеровской области в среднем течении р. Мрас-Су на юго-западном склоне Кузнецкого Алатау. Площадь рудного узла сложена эффузивно-осадочными метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма породами унушкольской свиты среднего кембрия, смятыми в линейные складки. Вдоль тектонических швов породы интенсивно рассланцеваны, милонитизированы и прорваны кембрийскими дайками основного состава, а также поясами девонских габбро-долеритовых даек субмеридионального простирания. В пределах рудного узла преобладающее количество золоторудных объектов локализуется в линейных минерализованных зонах и относится к золото-сульфидно-кварцевому типу: месторождения Федоровское-1, Кедровское, рудопоявления Магизыньское, Комсомольское, Петропавловское, Ортонское и Лазаретное.

Лазаретное рудопоявление находится на западном фланге месторождения Федоровское-1. Месторождение ранее рассматривалось как россыпное, но впоследствии было признано как одно из богатейших золото-кварцевых проявлений в Сибири [Щербаков и др., 2003], что послужило основой для повторных поисков золоторудных объектов в близлежащих районах. Рудопоявление представлено протяженными линейными зонами катаклаза, брекчирования и рассланцевания. Вмещающими породами являются метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения унушкольской свиты, прорываемые дайками кундусульского комплекса основного состава. Зоны располагаются субпараллельно друг другу, имеют северо-восточное до субширотное простирание и крутое падение. Для них характерны стержневые кварцевые жилы с видимым золотом.

Золотоносная минерализация рудопоявления, представляющая собой продолжение золото-сульфидно-кварцевого оруденения Федоровского месторождения, сформировалась по линейным зонам трещиноватости и связана со становлением садриного гранитоидного комплекса ($\text{C}_3\text{--O}_1$). Именно с участием магматогенных флюидов в процессе рудообразования связаны метасоматические изменения вмещающих пород. В пределах рудопоявления золотоносны не только кварцевые жилы, но и измененные вмещающие породы, пронизанные тонкой сетью кварцевых прожилков.

Скважинами колонкового бурения были вскрыты сульфидизированные черные сланцы с золотым оруденением и содержанием сульфидов до 5 %. Среди сульфидов отмечены пирит и арсенопирит, подчиненное распространение имеют пирротин, халькопирит, сфалерит и тетраэдрит. Содержание золота в таких рудах 0.5–3 г/т. Арсенопирит имеет игольчатый облик (0.01–0.015 мм по удлинению), равномерно пропитывает породу, ориентируясь удлинением вдоль плоскости рассланцевания и полностью повторяя пloidчатость породы, причем на участках резких изгибов кристаллы бывают надломлены. Пирит и пирротин отмечаются в виде желваковых и послыбно-вкрапленных обособлений мощностью от нескольких мм до 10–15 см.

Сульфиды густо насыщают породу, занимая иногда до 10 % от объема. Пирит образует идиоморфные кристаллы и их сростки, пирротин представлен зернистыми агрегатами.

В керне скважин практически отсутствуют мощные кварцевые жилы. Жилы и прожилки, как правило, разноориентированные, незначительной мощности содержат незначительное количество сульфидов. Рудные минералы представлены арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, пирротин и сфалеритом. Кварцевые жилы и прожилки образуют линейные штокверковые зоны преимущественно субширотного простирания. Видимая мощность таких зон может достигать нескольких метров. Содержание золота в кварцевых жилах может составлять 10–20 г/т.

Метасоматическим преобразованиям и сульфидизации подвержены основные породы дайкового комплекса. По ним развиваются кварц-карбонат-слюдистые метасоматиты с содержанием сульфидов (преимущественно пирита) до 3–5 %. Содержание золота в метасоматически преобразованных дайках не превышает 0.5 г/т.

При изучении аншлифов, изготовленных из керна скважин, самородное золото найдено в виде мельчайших включений в арсенопирите в сростании с халькопиритом. Размер включений золота в зернах арсенопирита не превышает 20–40 мкм. Морфология золота разнообразная – ксеноморфная, каркасная, кристаллическая, друзо- и проволочковидная и др. Оно образует сростания с минералами вмещающих пород, в том числе окисленных и гидротермально-измененных (кварцем, гидроокислами Fe, хлоритом, мусковитом, каолинитом, глинистым минералом (возможно, гидрослюда), кальцитом, альбитом).

Пробность самородного золота чаще всего 875–925 ‰, менее выражен максимум 800–825 ‰. Низкопробное (менее 700 ‰) золото присутствует на рудопроявлении Лазаретное в резко подчиненном количестве, хотя на Федоровском месторождении оно распространено шире [Щербаков и др., 2003]. Примеси в составе самородного золота (кроме Ag) в значимых количествах не выявлены. Примесь ртути обычно не превышает 0.3 мас. %.

Следует отметить, что самородное золото Лазаретного рудопроявления отличается более высокой пробностью, чем на Федоровском месторождении, где средняя пробность составляет 772 ‰ [Щербаков и др., 2003]. Все это может свидетельствовать о различных условиях формирования золотого оруденения на этих двух объектах. Однако учитывая очевидную пространственную близость и приуроченность к единым тектоническим структурам, отличие в характере оруденения может быть обусловлено уровнем эрозионного среза.

В основу исследований геохимических характеристик рудопроявления Лазаретное легли 1724 анализа, выполненных методом ICP-MS. На основе этих данных были рассчитаны коэффициенты концентрации элементов (табл. 1, 2):

$$K = \frac{\tilde{C}_p}{C},$$

где C – кларк литосферы [Виноградов, 1962], \tilde{C}_p – среднегеометрическое содержание элементов в руде. Для наглядности вычисление коэффициентов концентрации проводилось отдельно для проб с поверхности и для керна скважин по нескольким выборкам: общая выборка и выборки с содержаниями золота менее 0.1 г/т (условно безрудные интервалы), более 0.1 г/т включительно (убогие рудные интервалы и околорудные ореолы) и более 0.5 г/т включительно (бедные и рядовые руды).

Таблица 1

Коэффициенты концентрации элементов в пробах с поверхности

Содержание Au	n	Au	As	Ba	Cr	Co	Cu	Fe	Mn	Ni	P	Pb	Sr	Ti	V	Zn
Все пробы	1234	7.2	28.9	0.2	0.7	1.6	1.4	1.4	1.1	0.9	1.0	0.4	0.1	0.2	1.1	1.2
<0.1 г/т	1004	4.5	20.3	0.2	0.7	1.5	1.3	1.3	1.0	0.8	1.0	0.4	0.1	0.1	1.1	1.1
≥0.1 г/т	230	54.9	136.9	0.2	0.7	1.9	1.9	1.6	1.3	1.1	0.9	0.5	0.1	0.0	0.9	1.3
≥0.5 г/т	29	263.1	359.2	0.2	0.6	1.9	2.2	1.6	1.0	1.0	0.8	0.5	0.1	0.0	0.9	1.1

Таблица 2

Коэффициенты концентрации элементов в пробах из керна скважин

Содержание Au	n	Au	As	Ba	Cr	Co	Cu	Fe	Mn	Ni	P	Pb	Sr	Ti	V	Zn
Все пробы	490	7.3	42.6	0.1	0.4	1.1	1.2	0.9	0.9	0.7	0.6	0.3	0.6	0.0	0.4	0.7
<0.1 г/т	395	4.3	29.3	0.1	0.4	1.0	1.1	0.8	0.8	0.6	0.6	0.3	0.7	0.0	0.4	0.6
≥0.1 г/т	95	66.7	201.1	0.1	0.4	1.4	1.7	1.2	1.2	0.9	0.6	0.4	0.4	0.0	0.3	0.9
≥0.5 г/т	22	204.0	318.0	0.1	0.4	1.6	2.1	1.4	1.3	0.9	0.7	0.4	0.3	0.0	0.5	0.9

Значимые коэффициенты концентрации в безрудных интервалах (превышающие кларковые значения хотя бы на порядок) отмечаются только для мышьяка, что может служить показателем общей зараженности данным элементом всего разреза вмещающих пород. Скорее всего, именно вмещающие породы и послужили источником мышьяка в рудах.

Из таблиц 1 и 2 видно, что ведущую роль в рудах играют лишь два элемента: золото и мышьяк ($K > 100$), остальные элементы находятся в содержаниях, близких к кларковым или ниже их. Коэффициенты концентрации элементов (кроме Au и As) остаются постоянными как в рудах, так и во вмещающих породах.

Направление и сила связи между элементами типоморфного комплекса определялись с помощью коэффициента корреляции (r). Значимые значения коэффициентов корреляции при определении коэффициентов парных корреляций (распределение Стюдента) для анализа образцов из поверхностных горных выработок ($n = 1234$) и керна скважин ($n = 490$) для доверительной вероятности 0.99 равны 0.07327 и 0.11626 соответственно.

Тесную корреляционную связь с золотом во всех выборках имеет только мышьяк (r варьирует от 0.54 для проб из канав до 0.48 для проб из керна скважин). Слабую значимую положительную связь с золотом имеет Cu (0.17 для канав и 0.20 для керна скважин), Fe (0.09 для канав и 0.18 для скважин), Co (0.17 для керна скважин), Mn (0.17 для керна скважин) и Ba (0.19 для керна скважин). Остальные элементы не обнаруживают связи с золотом.

Таким образом, Лазаретное рудопроявление характеризуется наличием убогой золото-кварцевой минерализации, расположенной в зонах сульфидизированных сланцев, в том числе и углеродистых. Минеральный состав руд достаточно прост – преобладают пирит и арсенопирит, в подчиненном количестве присутствуют пирротин, халькопирит, сфалерит и тетраэдрит. Самородное золото характеризуется мельчайшими размерами и высокой пробностью, обусловленной незначительной примесью серебра. По геохимическим характеристиками рудопроявление имеет золото-мышьяковый профиль. Все это позволяет отнести новое рудопроявление Лазаретное к золото-сульфидно-кварцевому типу [Сидоров и др., 2011].

Литература

- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Сидоров А. А., Старостин В. И., Волков А. В. Рудноформационный анализ. М.: МАКС Пресс, 2011. 180 с.
- Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М.: Наука, 1964. 232 с.
- Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В., Колпаков В. В. Федоровское месторождение золота и перспективы золотоносности Южно-Сибирской рудной провинции (Горная Шория) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 979–992.

А. А. Котов, К. Ю. Мурашов

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии
и геохимии РАН, г. Москва
kotovaleksey@gmail.com*

Особенности рудной минерализации месторождения Вернинское, Бодайбинский золоторудный район

Месторождение Вернинское расположено в северной части Бодайбинского синклинория (в пределах собственно «Бодайбинского» синклинального погружения) и приурочено к центральной части Кропоткинского рудного узла. В строении рудного поля участвуют переслаивающиеся песчаники, алевролиты и филлиты верхнего протерозоя, измененные в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. В структурном плане месторождение представляет собой ассиметричную запрокинутую на юг сжатую складку, осложненную разрывными нарушениями. Среди них наиболее развиты субширотные нарушения, представленные зонами сближенных кулисообразных разрывов мощностью до 15–20 м, субмеридиональные и северо-западные разломы с крутым падением. Крылья антиклинали осложнены многопорядковой складчатостью, трещиноватостью, будинажем, осевым и внутресловым кливажем [Иванов, 2008].

Месторождение включает два геолого-промышленных типа золотого оруденения: кварц-сульфидный прожилково-вкрапленный и кварцево-жильный. Кварцево-жильная минерализация на месторождении представлена зоной Первенец, которая контролируется субширотным нарушением, продольным и косесекущим по отношению к Вернинской антиклинали и имеет падение более крутое относительно слоистости вмещающих пород (55–65° – зона Первенец к 40–50° – вмещающие породы).

Прожилково-вкрапленное оруденение, главное по промышленному значению, находится в трех рудных зонах, приуроченных к зонам смятия в наиболее деформированном участке антиклинали. В настоящее время отрабатываются рудные зоны 1 и 2. «Слепая» рудная зона 3 была подсечена несколькими скважинами на глубине 300 м. Наиболее крупной из вскрытых рудных зон является зона 1 в крыле антиклинали. Рудовмещающими породами являются ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и сланцы третьей пачки нижней подсвиты аунакитской свиты, подстилаемые горизонтом известковистых песчаников. Насыщенность пород сульфидами в центральной части зоны составляет 3–5 %, на флангах она уменьшается, что увязывается с меньшей интенсивностью зоны смятия и сменой литологического состава пород. Нижняя граница зоны, проходящая над горизонтом известняков, контрастная, в то время как верхняя – постепенная.

Сульфидная минерализация представлена, в основном, пиритом и арсенопиритом. В парагенезисе с ними в меньшем количестве встречаются халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды и другие минералы. Из нерудных минералов с сульфидами постоянно отмечаются кварц и карбонаты.

Пирит на площади месторождения распространен повсеместно и отличается морфологией, характером и интенсивностью выделений в зависимости от литологического состава пород и степени их гидротермально-метасоматических преобразований. С усилением последних и увеличением в разрезе количества углеродсодержа-

щих алевролитов и сланцев, по сравнению с преимущественно песчаниковыми породами, количество пирита возрастает.

Широко развиты кристаллы мелко- и тонкозернистого, иногда глобулярного пирита (сферических образований без внутренней структуры), которые локализуются в песчаниках. Повсеместные вкрапления тонко- и мелкозернистого пирита в пирите других генераций и арсенопирите позволяют считать его наиболее ранним среди сульфидов.

Гнездово-линзовидные скопления пирита характерны для слоистых пород и, как правило, приурочены к контактам песчаников со сланцами, локализуясь в основном в песчаниках. Почти сплошные скопления пирита округлой формы сложены также тонко-мелкозернистыми (от тысячных до сотых долей миллиметра) кристаллами кубического и кубооктаэдрического габитуса, часто образующими сростки. Густота скопления пирита уменьшается от центра к периферии, иногда в центральной части сохраняются фрагменты, подчеркивающие первичную слоистость пород. Включения других минералов в таких образованиях довольно редки и представлены магнетитом (в сростании с пиритом), реже сфалеритом. «Облачные» скопления пирита сложены сростками зерен радиального строения, в которых тонкозернистый пирит образует нечеткие полосы и пятна среди выделений кристаллов мелкозернистого кубического и кубооктаэдрического пирита. В краевых частях сростков кристаллы пирита более правильные с огранкой куба. Довольно часто здесь встречаются включения золота, ассоциирующие с халькопиритом, сфалеритом, кварцем, либо локализованные самостоятельно в зернах пирита.

Прожилковые послойные скопления пирита прямолинейной и извилистой формы наиболее часто встречаются в пределах золотоносной части минерализованной зоны. Границы пиритовых прожилков обычно нечеткие, расплывчатые за счет равномерно убывающей от центра прожилков вкрапленности пирита. Центральные части прожилковоподобных скоплений мощностью от 0.1–0.5 до 1–3 см наиболее насыщены пиритом. Эти образования нередко сопровождаются окварцеванием пород. В перекристаллизованном пирите часто присутствуют мелкозернистые включения халькопирита, сфалерита, пирротина, иногда золота. Размер включений самородного золота достигает здесь сотых долей миллиметра. Оно локализуется по трещинам в зернах пирита и межзерновом пространстве в ассоциации со сфалеритом, халькопиритом, кварцем. Золотоносность таких образований несколько выше, чем в предыдущей группе. Перекристаллизованный пирит связан, по-видимому, с диагенезом осадков, и в значительной мере изменен в процессе регионального метаморфизма, но в окончательном виде он является продуктом более поздних гидротермальных процессов и характерен для участков распространения рудных зон.

Отдельные метакристаллы пирита и их сростания характерны как для рудных участков минерализованных зон, так и для их периферии. Размеры отдельных метакристаллов обычно составляют от 0.5 до 3–5 мм, изредка достигая 1–1.5 см. Представлены они кубическими кристаллами, реже уплощенными, искаженными и кубооктаэдрическими. Для метакристаллов пирита характерны включения вмещающих пород, кварца, карбонатов, халькопирита, арсенопирита, сфалерита, галенита, рутила, пирротина и золота. В некоторых крупных метакристаллах присутствуют фрагменты рассланцованных пород с вкрапленностью тонкокристаллического пирита. Все эти признаки свидетельствуют о его более позднем по отношению к вышеописанным разновидностям образовании и метасоматическом генезисе крупнокристаллического пирита.

Кварц-пиритовые прожилки с крупнозернистым пиритом встречаются редко. Их мощность обычно не превышает 1–3 см, протяженность по простиранию и падению – 1–3 м. Контролируются они секущими слоистость и сланцеватость трещинами скола и отрыва. Зерна пирита имеют размер 1–5 мм, кубический габитус, иногда кристаллы искажены. Включения пород, кварца, рутила, халькопирита, золота и сфалерита располагаются как во внутренних частях, так и по периферии зерен, однако внешние участки кристаллов обычно лишены включений. Сложное внутреннее строение крупных кристаллов пирита позволяет предположить, что их рост происходил в изменяющихся физико-химических условиях. Самородное золото, ассоциирующее со сфалеритом, халькопиритом, реже галенитом, широко распространено в позднем пирите.

Арсенопирит в виде прожилков и вкраплений характерен для центральной части минерализованных зон, тяготеющих к участкам максимального проявления элементов смятия в зонах дислокаций. Вмещающими арсенопирит являются горизонты тонко-среднеслоистых ритмов, залегающих на незначительном расстоянии от известковистых горизонтов. Контуры распространения арсенопирита в грубом приближении совпадают с положением золоторудных зон.

Вкрапленный арсенопирит представлен кристаллами пластинчатой, таблитчатой, клиновидной морфологии и крестообразными сростками размером от долей до 5–6 см. Кристаллы часто имеют зональное строение. Их внутренние части представляют пластинчатые сростки с редкими секторальными полосами, во внешних – прослеживаются тонкие, параллельные между собой зоны роста, участками корродированные. Наиболее характерной особенностью арсенопирита является повсеместное присутствие в его кристаллах включений тонкозернистого глобулярного и мелкозернистого пирита кубического габитуса. При этом в одних случаях отмечается их перекристаллизация, в других – ранний пирит сохраняется без изменений. Халькопирит, сфалерит, пирротин, блеклая руда и галенит совместно с кварцем в виде микропрожилков рассекают кристаллы арсенопирита либо концентрируются в кварц-карбонатных оторочках, образуя наросты на его гранях и слегка корродируя их. Для арсенопирита характерны редкие, но крупные (до 0.3 мм) включения золота. Они образуют прожилковидные или угловато-сглаженные выделения по трещинам в кристаллах арсенопирита.

Гнездово-линзовидные скопления арсенопирита широко развиты в пределах рудной зоны. Совместно с подобными агрегатами пирита они составляют 80–85 % всех разновидностей сульфидной минерализации. Их форма чаще неправильная желвакоподобная, размер этих образований от 2–5 до 8–10 см. Они контролируются крутопадающими трещинами скола и отрыва либо кливажными трещинами, но в любом случае располагаются удлиненно в их плоскости. Контакты гнезд четкие, но неровные. Кристаллы арсенопирита и крупнокристаллического пирита, также как и в предыдущих разновидностях, насыщены микровключениями вмещающих пород с реликтовой сланцеватостью, кварца, карбонатов, халькопирита, сфалерита, галенита, рутила, пирротина, отмечаются включения золота.

Халькопирит, сфалерит, галенит и блеклая руда наблюдаются в сульфидных зонах в виде включений в пирите, арсенопирите, часто в ассоциации между собой.

Особенностью рудной минерализации месторождения Вернинское является то, что золото в рудных зонах тесно ассоциирует, в первую очередь, с арсенопиритом и наблюдается в виде включений, на контакте с ним и с кварцем, а также развивается в

сульфидах и кварце по микротрещинам. Нередко проявления золота видны и на контакте с вмещающими породами.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-00084а.

Литература

Иванов А. И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы. 2008. Т. 3. С. 43–61.

А. Е. Будяк¹, А. В. Паршин¹, О. В. Акишина²

¹ – *Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск*
budyak@igc.irk.ru

² – *Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск*

Геохимическая характеристика нижнепротерозойских отложений юга Сибирской платформы

В пределах Байкальской горной области и Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны (СФЗ) выделяется несколько углеродистых толщ раннепротерозойского возраста, которые являются единой углеродисто-терригенной формацией, возникшей, скорее всего, в условиях эпикратонного рифтогенного морского бассейна (рис. 1). На Тонодском поднятии они представлены албазинской и михайловской свитами, на Нечерском – чуйской толщей и ходоканской свитой, а в Кодаро-Удоканской СФЗ – отложениями кодарской серии (боруяхская, веселинская, икабийская, аянская и, возможно, инырская (чинейская серия) свиты). Все они выделяются нами как кевактинская углеродисто-терригенная формация.

В работе основное внимание уделено Кодаро-Удоканской СФЗ, в пределах которой известны промышленные месторождения благородных и редких металлов. Наиболее известным является гигантское Удоканское месторождение меди, локализованное в зоне развития нижнепротерозойских пород Удоканского синклинория. Главная роль в локализации рудной минерализации принадлежит карбонатно-терригенному удоканскому комплексу. Образования комплекса делятся на четыре крупные серии: джялтуктинскую, кодарскую, чинейскую и кеменскую. Отложения кодарской серии, судя по литологическим характеристикам, формировались в условиях дистального шельфа и материкового склона. Наиболее характерной геохимической чертой всех отложений кевактинской углеродисто-терригенной формации является высокое содержание глинозема в сланцах Al_2O_3 (в среднем, 19 мас. % с максимумами до 27 мас. %) и K_2O (4–6 мас. %). Их накопление можно объяснить активным выветриванием исходных пород под влиянием жаркого гумидного климата. Отложения формации обогащены рассеянным углеродистым веществом, что свидетельствует о бурном развитии бактериального бентоса в бассейне осадконакопления с застойным режимом [Терлеев и др., 2006]. Концентрации $C_{орг}$ варьируют в пределах от 0.5 до 10 мас. %. Высокоуглеродистые метаалевролиты и метааргиллиты кодарской серии (икабийская, аянская и инырская свиты) характеризуются повышенны-

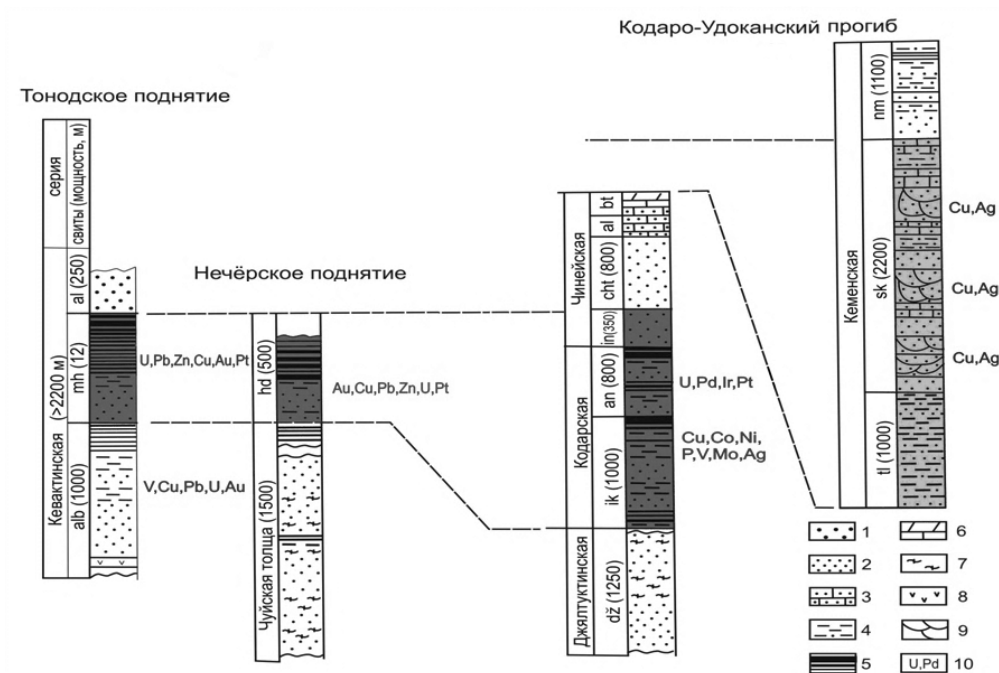


Рис. 1. Корреляция и металлогеническая характеристика разрезов нижнепротерозойской кевактинской углеродисто-терригенной формации Байкальской горной области.

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – метапесчаники; 3 – песчаники известковистые; 4 – алевросланцы, алевропесчаники; 5 – сланцы черные углеродистые; 6 – карбонатные породы; 7 – парагнейсы; 8 – metabазиты; 9 – косая слоистость; 10 – металлогеническая специализация углеродистых толщ. Свиты: alb – албазинская; mh – михайловская; al – александровская; hd – ходоканская; ik – икабийская; an – аянская; in – иньирская; cht – читкандинская; bt – бутунская; tl – талаканская; sk – сакуканская; nm – намингинская.

ми содержаниями мафических петрогенных элементов (Fe, Mg, Ca, Mn) и ряда халькофильных металлов (Cu, Ni, Zn, Pb, Au, Ag, U), а также элементов платиновой группы (ЭПГ), в единичных пробах достигающих 0.0n г/т. Такая геохимическая специализация может быть унаследована от пород более древнего зеленокаменного пояса [Федоровский, 1972], а также связана с синхронным вулканизмом основного состава, проявленным на раннем (рифтогенном) этапе развития прогиба и способствовавшим формированию металлогенической специализации толщ [Немеров и др., 2005; 2009]. Рудная минерализация углеродистых отложений представлена пиритом, халькопиритом, пирротинном, молибденитом, сульфидом никеля. Рудная минерализация также обогащена Cu, Co, Ni, V, Mo, Ag, U, Pt, As.

Характерным для Кодаро-Удоканской СФЗ является то, что терригенные и карбонатно-терригенные красноцветные отложения прибрежных и дельтовых фаций, расположенные на одном стратиграфическом уровне с отложениями кодарской серии и стратиграфически выше, часто обогащены рядом рудных компонентов: Cu, Zn, Pb, U, Ni, Au, Ag, Pt, Pd и др.

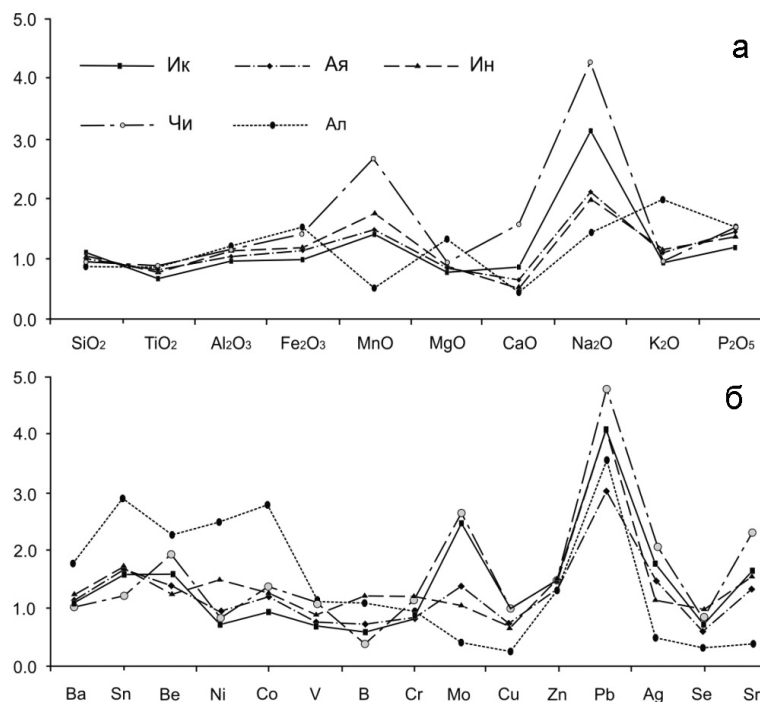


Рис. 2. Распределение петрогенных (а) и редких (б) элементов в породах кодарской и читкандинской серий: икабийской (Ик), аянской (Ая), иннырской (Ин) читкандинской (Чи) и александровской (Ал) свит, нормированных по стандартному образцу черных сланцев SCHS-1 [Petrov et al., 2004].

Для обоснования ведущей роли нижних стратиграфических горизонтов (кодарская и чинейская серии) в процессе формирования месторождений Кодаро-Удоканской СФЗ детально изучено распределение петрогенных (рис. 2а), редких и редкоземельных элементов (рис. 2б) в обозначенных толщах. Исследования проводились на базе ИГХ СО РАН методами РФА (петрогенные элементы), ICP-MS (редкие и РЗЭ), атомной абсорбции (Au, Ag, ЭПГ). Проанализировано около 300 проб, отобранных по двум полным пересечениям нижнепротерозойских отложений: район р. Нижний Ингамакит и Верхне-Сюльбанское рудное поле.

В результате выявлена отчетливая геохимическая специализация отложений икабийской, аянской и иннырской свит кодарской серии и читкандинской свиты чинейской серии, которые резко отличаются практически по всем основным показателям от александровской свиты, представляющей верхний стратиграфический уровень чинейской серии. Наиболее характерным является увеличение содержаний Fe_2O_3 , MnO , Na_2O и P_2O_5 от пород икабийской к породам читкандинской свиты (рис. 2а). Это характерно для гидротермальной деятельности, сопровождающейся щелочным (преимущественно натровым) метасоматозом с сопряженным формированием субщелочных метасоматитов хлоритового и слюдисто-карбонатного состава. Время формирования александровской свиты, по всей видимости, характеризуется изменением геодинамического режима и прекращением гидротермальной деятельности, синхронной осадконакоплению.

Отложения кодарской серии отличаются повышенными содержаниями Sn, Mo, Ag, Sr, относительно стандарта черных сланцев Байкальской горной области [Petrov et al., 2004] (рис. 2б). Геохимические параметры черносланцевых отложений нижних стратиграфических горизонтов резко отличаются от таковых пород вышележащей александровской свиты, особенно для Mo, Zn, Pb, Ag и Sr, характерных для гидротермального флюида на начальных этапах развития рифтогенеза, что подтверждает геодинамические построения В. С. Федоровского [1972].

Обращают на себя внимание повышенные концентрации благородных металлов в исследуемой толще, вероятно, обусловленные как унаследованностью химизма архейского фундамента, так и влиянием рифтогенного магматизма основного состава (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Содержание благородных металлов кодарской и чинейской серий (г/т)

	ik	an	in	cht	al
Ag	0.17	0.14	0.10	0.20	0.04
Au	0.002	0.003	0.032	0.044	0.013
Pt	0.011	0.009	0.006	0.006	0.019
Pd	0.034	0.025	0.016	0.009	0.035

П р и м е ч а н и е. Кодарская серия: ik – икабийская свита, an – аянская свита, in – иннырская свита; чинейская серия: cht – читкандинская свита, al – александровская свита.

Подобные аналитические данные приведены в работе Б. Н. Абрамова [2006], однако утверждение автора о приобретении подобной специализации толщ в условиях активной континентальной окраины не находит подтверждения ни при изучении геологической ситуации региона, ни при дополнительных геохимических построениях, полученных нами.

Корреляционный анализ не выявил закономерностей, указывающих на источник рудных компонентов. Однако при рассмотрении исследуемых пород от нижних стратиграфических горизонтов к верхним видно, что основная группа элементов, характерных для черносланцевых формаций (V, Mo, Cu, Zn), тесно коррелирует с благородными металлами и группой халькофильных элементов (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

**Корреляционные ассоциации элементов
в отложениях Кодарской и Чинейской серий**

Свиты	Ассоциация	Элементы
Читкандинская	породная	U-Th-V-Ba-Li-B--Ni-Co-Cr-Sn-Cu-Zn
	рудная	Sr-Mo-Be-Pb-Au-Pt
Иннырская	породная	U-Th-V-Ba-Li-B-Co-Sn-Sc-Zn-Au-Pd
	рудная	Pt-Ag
Аянская	породная	U-Th-V-Ba-Li-B-Cr-Mo-Sn-Sc-Pb-Cu-Zn-Ag
	рудная	1) ЭПГ – инертно, 2) Au-Ba-Zr
Икабийская	породная	V-Mo-Cr-Sc-Cu-Zn-Ag-Au
	рудная	1) Pt-Pd-B-Zr-Cu, 2) Ni-Co-Be

Повышенные содержания в отложениях икабийской и аянской свит относительно местного фона заметны для ограниченного ряда элементов (Sr, Mo, Cu, Ag, Au, Pt, Pd), что указывает на возможное заражение толщи уже на стадии седиментации за счет поступления дополнительного вещества в бассейн осадконакопления. Важно отметить максимальные содержания платиноидов (Pt, Pd) в икабийской и аянской, а Au и Ag – в иннырской и читкандинской свитах (см. табл. 1). На нижних стратиграфических уровнях благородные металлы положительно коррелируют с Zr и В, содержания которых ниже кларка для осадочных пород, что указывает на их седиментационный генезис на этапе заложения рифтогенного прогиба и поступления в бассейн осадконакопления продуктов кор выветривания. Расположенные стратиграфически выше иннырская и читкандинская свиты обогащены Au и Ag до 0.0n–0.n г/т. Характерно увеличение концентраций элементов, коррелирующих с Au, от нижних стратиграфических горизонтов к верхним, что вероятно обусловлено усилением гидротермальной деятельности с привнесом в систему сидеро-халькофильной группы элементов. Однако следует обратить внимание и на корреляционную связь литофильных элементов, среди которых наиболее интересными являются V–Ba–Li–B, а также U и Th. Содержания U и Th в породах кодарской серии (в среднем, 8.9 и 16 г/т соответственно) значительно превышают таковые для стандарта NASC [Gromet et al., 1984] и положительно коррелируют с породообразующими литофильными элементами и РЗЭ во всем разрезе отложений.

Все сказанное выше подтверждает мнение Л. Б. Макарьева [1994] о том, что углеродистые породы удоканской серии являются одним из рудоносных уровней Урага-Холболокского рудного узла, с которым связаны Холболокское, Графитовое, Бортовое и другие благороднометалльные проявления. Поэтому становится актуальным обнаружение проявлений благороднометалльного и радиоактивного сырья, генетически связанных с углеродистыми образованиями Тонодского и Нечерского поднятий, а также Кодаро-Удоканской СФЗ [Гурская, 2000; Паршин и др., 2013]. Полученные данные позволяют рассматривать кевактинскую углеродисто-терригенную формацию в качестве источника рудных и сопутствующих компонентов и учитывать ее при оценке перспектив благородного, редкометалльного и радиоактивного орудуения в пределах Байкальской горной области и Кодаро-Удоканской СФЗ.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-00172-а и гранта Президента РФ МК-3747.2015.5 с использованием научного оборудования Байкальского аналитического центра коллективного пользования СО РАН.

Литература

- Абрамов Б. Н. Особенности распределения благородных металлов в медистых песчаниках Кодаро-Удоканского рудного района // Литосфера. 2006. № 4. С. 168–174.
- Гурская Л. И. Платинометалльное орудуение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
- Макарьев Л. Б. Платинометалльность докембрийских углеродистых формаций Северо-Восточного Забайкалья // В кн.: Платина России. М.: Геоинформмарк, 1994.
- Немеров В. К., Будяк А. Е., Развозжаева Э. А. и др. Новый взгляд на происхождение медистых песчаников месторождения Удокан // Известия (Геология, поиски и разведка рудных месторождений). 2009. № 2 (35). С. 4–17.
- Немеров В. К., Спиридонов А. М., Развозжаева Э. А. и др. Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов сухоложского типа // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 17–24.

Паршин А. В., Абрамова В. А., Мельников В. А. и др. Перспективы благородно- и редко-металльного оруденения нижнепротерозойских отложений на территории Байкальской горной области // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2013. № 3 (74). С. 53–59.

Терлеев А. А., Постников А. А., Кочнев Б. Б. и др. Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части Алданского щита (Россия) // В сб.: Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А. Ю. Розанова. М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. С. 271–281.

Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

Gromet L. P., Dymek R. F., Haskin L. A. et al. The «North American shale composite»: its compilation, major and trace element characteristics // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. Vol. 48. P. 2469–2482.

Petrov L. L., Kornakov Y. N., Korotaeva I. Ia. et al. Multi-element reference samples of black shale // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2004. Vol. 28. № 1. P. 89–102.

А. В. Паршин^{1,2}, А. Е. Будяк², А. В. Блинов¹, А. Н. Костерев¹

¹ – Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск
sarhin@geo.istu.edu

² – Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Комплекс методов поисков золото-урановых рудопроявлений в условиях криолитозоны района Байкало-Амурской магистрали

Перспективы расширения минерально-сырьевой базы Иркутской области в настоящее время связаны с выявлением рудных объектов нетрадиционного типа в слабоизученных районах. К наиболее перспективным площадям относятся Кодаро-Удоканская структурно-формационная зона, через которую проходит модернизируемая Байкало-Амурская магистраль, а также Тонодское и Нечерское поднятия в пределах Байкало-Патомской минерагенической субпровинции. Эти территории перспективны на обнаружение золотого и уранового оруденения [Макарьев и др., 2009], а также на элементы платиновой группы, фосфориты и полиметаллы [Паршин и др., 2013]. Перспективность территории увязывается с нетрадиционным типом крупно-объемного оруденения черносланцевых отложений, характерных для Байкальской горной области. Особенностью месторождений и рудопроявлений на площади является их локализация вблизи поверхности структурно-стратиграфического несогласия (так называемый тип «несогласия»), низкотемпературный генезис, золото-урановая специализация с попутными аномальными содержаниями платиноидов, ртути и редких земель [Будяк и др., 2014].

До последнего времени на данной территории интенсивно добывалось россыпное золото, однако его запасы в настоящий момент значительно истощены. Масштабные работы по поиску, разведке и разработке урановых месторождений, характерные для 1940–1950-х гг., были завершены в связи с открытием Стрельцовского месторождения, расположенного в более привлекательных на тот момент геолого-экономических условиях, а архивы в значительной степени утрачены. Современная обстановка, истощение россыпных запасов золота и увеличение стоимости

добычи урана в сочетании с реиндустриализацией зоны Байкало-Амурской магистрали делают рентабельными поиски, разведку и разработку небольших комплексных золото-урановых объектов. Однако их поиски и разведка традиционными методами малоэффективны из-за слепого характера оруденения, сильно расчлененного рельефа, логистических проблем и повсеместного развития криолитозоны. Специфика природной среды в этих районах значительно затрудняет классические поисковые методы, применяемые при поисках рудных объектов. В связи с этим значительный интерес представляет формирование комплекса «легких» [Ковалевский, Ковалевская, 2010] геохимических, геофизических и других методов исследований с учетом региональных особенностей, влияющих на постановку и проведение поисковых работ. Методы должны отвечать следующим требованиям: простота, экспрессность, компактность и мобильность оборудования, относительная глубинность, возможность ведения работ малыми группами.

Апробация поискового комплекса проводилась на модельном объекте – месторождении Хадатканда, локализованном в пределах Верхне-Сюльбанского рудного узла [Макарьев и др., 2009], совмещающем слепую золото-урановую минерализацию.

На первом этапе необходим надежный метод опробования значительной по размеру территории с целью быстрого выявления перспективного участка. Из доступных картографических материалов наиболее применимыми являются карты аэромагнитных полей [Блинов и др., 2014]. Для организации работы с пространственной информацией создан геоинформационный проект, который позволил не только обобщить и проанализировать предварительные пространственные данные, но и обеспечить проектирование маршрутов обследований, наполнение баз данных опробования, обработку геофизических данных, картографирование результатов и их визуальный анализ.

Из наземных методов поисков наиболее эффективным оказался метод гидрохимического опробования, поскольку отбор проб донных отложений весьма затруднен в силу мерзлотной специфики региона. Для обеспечения этих работ на основе ГИС-проекта закартирована гидросеть с выделением водотоков различных порядков. Опробованы водотоки первого и второго порядков в зоне влияния Сюльбанского и Хадатканского разломов. Обязательным условием опробования являлось географическое расположение водотоков в пределах одной свиты (чинейской). Химический состав воды явно отличается по рудным и сопутствующим элементам. Поисковым критерием предлагается считать повышенные концентрации элементов, приведенных на рисунке 1.

На втором этапе необходимо выделить рудный участок, в связи с чем на перспективной площади проводятся дополнительные геолого-геохимические работы. Поскольку в пределах изучаемой территории развиты покровно-ледниковые отложения, литохимические ореолы проявлены слабо или отсутствуют. Однако на поверхности повсеместно встречаются растения различных видов, исследование которых представляется перспективным поисковым методом в комплексе с изучением почвенного слоя. Наиболее экономически эффективным оказалось биогеохимическое опробование. Отбор почв затруднен ввиду мерзлотного слоя, начиная с глубины порядка 15–20 см. Повышенная глубинность биогеохимии и упрощенная пробоподготовка мхов по сравнению с другими биогеохимическими методами [Ковалевский, Ковалевская, 2010] являются в данных региональных условиях их важнейшим достоинством. Для оценки применимости данного метода были отобраны пробы мха и

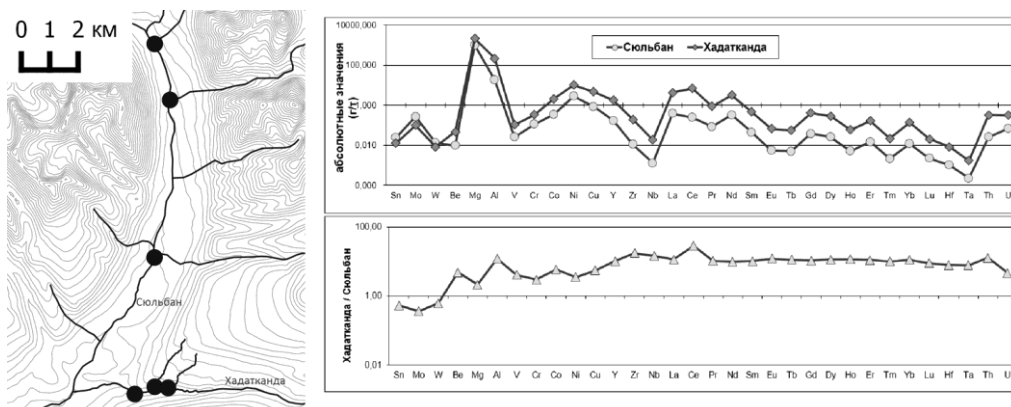


Рис. 1. Схема отбора и результаты химического анализа проб воды. Места отбора показаны точками.

почвы как в пределах рудной зоны месторождения Хадатканда, так и за ее пределами, а также вблизи Сюльбанского разлома. На рисунке 2 представлено картографическое распределение концентраций ртути во мхах и почве (естественные интервалы), где повышенные концентрации явно коррелируют с зонами минерализации.

Поисковым критерием на золото-урановое оруденение являются повышенные концентрации ртути в наземных мхах. Концентрации прочих элементов, включая элементы-спутники золота и урана, не показали столь однозначного результата. Очевидно, из безбарьерных элементов, ртуть в данных условиях является наиболее способной к миграции, при этом согласно [Юдович, Кетрис, 1994] она может находиться как в сульфидной, так и в органической формах, что объясняет ее устойчивое накопление во мхах.

На следующем этапе выполнялся поиск рудных тел, уточнение их формы и размеров. Оценивалась применимость различных геофизических методов. Наиболее эффективными являются пешие магниторазведочные исследования. Рудная зона модельного месторождения характеризуется наличием положительных аномалий магнитного поля амплитудой до 1600 нТл. Выявленные магнитные аномалии приурочены непосредственно к участкам, перспективным на золотое оруденение (рис. 2).

В пределах изучаемой территории золото и радиоактивные (U, Th) элементы, хотя и имеют различный источник, но локализованы в пределах единых геологических структур и находятся в парагенетической ассоциации с пирит-пирротиновой минерализацией [Будяк, Спиридонов, 2014; Паршин и др., 2013]. Простое картирование аномального магнитного поля позволяет выделить перспективные зоны в плане. Пересчет поля в нижнее подпространство или решение обратной задачи магниторазведки достаточно уверенно выявляет зоны пирит-пирротиновой минерализации в разрезе.

Пешая гамма-съемка не дала существенных результатов. Даже в пределах рудной зоны месторождения повышенная радиоактивность наблюдается исключительно в непосредственной близости от рудоразборок (свыше 2000 мкР/ч), шахт и штолен. Частично это связано с перекрытием истинного гамма-фона, обусловленным слоем льда под мхом, который хорошо поглощает ионизирующее излучение. Незначительное повышение радиоактивности зафиксировано только в выходах коренных пород в прибрежной зоне р. Хадатканда.

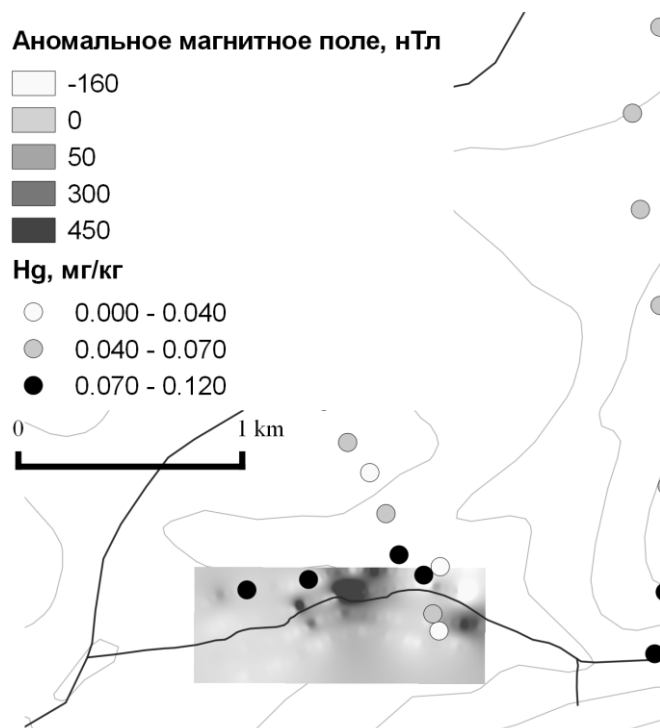


Рис. 2. Концентрация ртути во мхах и аномальное магнитное поле в районе месторождения Хадатканда.

Таким образом, экономичная методика поисков золото-урановых объектов в условиях горных районов Северного Забайкалья включает сочетание методов гидро-геохимии, биогеохимии и пешей магниторазведки на основе геоинформационного подхода. Такие работы не требуют значительной капитализации, применения тяжелой техники и больших полевых групп, что позволяет выполнять работы силами научных организаций или малых инновационных предприятий. Пространственное выражение приведенных поисковых критериев удобно формализовать в геоинформационную систему обеспечения поисково-разведочных работ, что позволит дополнительно автоматизировать процесс сбора, обработки, анализа данных.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ МК-3747.2015.5.

Литература

- Блинов А. В., Паршин А. В., Костерев А. Н. Особенности постановки геофизических методов поисков золотоурановых объектов в горных районах Северного Забайкалья // Известия СО РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2014. № 1. С. 55–60.
- Будяк А. Е., Спиридонов А. М. Геохимическая характеристика Au-U месторождений Северного Забайкалья // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3–1. С. 116–119.

Ковалевский А. Л., Ковалевская О. М. Биогеохимия урановых месторождений и методические основы их поиска. Новосибирск: Гео, 2010. 362 с.

Макарьев Л. Б., Вояковский С. К., Илькевич И. В. Золотоносность урановых объектов в Кодаро-Удоканском прогибе // Руды и металлы. 2009. № 6. С. 56–64.

Паришин А. В., Абрамова В. А., Мельников В. А. и др. Перспективы благородно- и редко-металльного оруденения нижнепротерозойских отложений на территории Байкальской горной области // Вестник ИрГТУ. 2013. № 3. С. 53–59.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

А. Ш. Хусаинова

Пермский государственный национальный исследовательский университет,

г. Пермь

Alfiya0610@outlook.com

Золотоносность скарново-метасоматического месторождения Тардан и сопряженной с ним россыпи р. Бай-Сют (Республика Тыва)

(научный руководитель В. А. Наумов)

Месторождение Тардан расположено на юге Алтае-Саянской складчатой области в зоне контакта Копто-Байсютского тоналит-плагиогранитного массива таннуольского комплекса с вулканогенно-осадочными образованиями позднего рифея–кембрия. Рудное поле контролируется структурами Каахемского глубинного разлома. Суммарные запасы месторождения по категориям C_1+C_2 составили 516.4 тыс т руды и 2904.2 кг золота. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 по всем участкам составили 42.7 т золота [Шаповалов и др., 2008ф; Совлук и др., 2014ф].

В период с 2008 по 2014 гг. в пределах площади Тарданского рудного узла выполнен комплекс поисковых и оценочных работ. Минералогию, геохимию пород и характеристику золота Тарданского золоторудного поля изучали специалисты из Томского политехнического университета [Коробейников, Кузьмин, 1970ф], геологической службы ООО «Тардан-Голд» [Шаповалов и др., 2008ф; Совлук и др., 2014ф]. На территории выделено Тарданское золоторудное месторождение в магнезиальных и известковых скарнах, рудопроявления Копто, Барсучье, Соруглуг-Хем, Правобережное, Тардан-2.

Полевые и лабораторные исследования нами выполнены в составе студенческого полевого отряда геологического факультета Пермского государственного национального исследовательского университета во время производственной практики в Республике Тыва. Целью работы было сравнение золотоносности (содержание, гранулометрический и химический состав, морфология) месторождения Тардан, сопряженной с ним россыпи р. Бай-Сют и техногенно-минеральных образований гравитационного обогащения руд, а также анализ и обобщение материалов.

Добычу коренного золота на месторождении осуществляют из скарновой руды и пропилитизированных диоритов. В скарново-рудной зоне № 7–8 установлено мелкое золото с преобладающим размером 0.1–0.3 мм (84 %), золото размером до 2–3 мм встречается редко [Коробейников, Кузьмин, 1970ф]. По данным [Шаповалов и др.,

2008ф] золотины размером более 0.5 мм в руде не обнаружены. Основная масса золота (~75 %) находится в классе крупности < 50 мкм. Сцинтилляционным анализом установлено, что 66.7 % от общей массы золота находится в классе < 25 мкм. Золото характеризуется как пылевидное и тонкодисперсное (< 0.05 мм). Содержание золота в скарновой руде составляет 6 г/т. Для него характерны тонколистовые, пластинчатые, ветвисто-дендритовые формы, реже губчатые, с бахромчатыми сторонами и следами контактной штриховки по {100} [Шаповалов и др., 2008ф]. Пробность золота по результатам микрозондового анализа колеблется от 889 до 966 % [Совлук и др., 2014ф].

В пропилитизированных диоритах содержание золота составляет 3.6 г/т. Самородное золото находится как в порообразующих минералах, так и в ассоциации с сульфидами. По данным ситового анализа золота установлено преобладание класса > 100 мкм [Совлук и др., 2014ф]. Для золота характерны сростания с кварцем и магнетитом, комковатые агрегаты, шероховатая поверхность, пятнисто-неоднородная структура, изометричные слегка вытянутые зерна с уплощенными дендритами. В основном золото высокопробное, изредка отмечается повышенное содержание серебра [Совлук и др., 2014ф].

Россыпь р. Бай-Сют сформирована за счет разрушения и переотложения золоторудного материала этого поля. Промышленная отработка россыпей золота на рр. Бай-Сют, Копто, Соруглуг-Хем, Хорлелиг была закончена к 2008 г. Присутствие скарновых минералов в шлихах доказывает, что формирование Бай-Сютской россыпи обеспечивали золотоносные скарны [Коробейников, Кузьмин, 1970ф].

Исследованный нами участок россыпи р. Бай-Сют представляет собой отработанную центральную часть долины, в днище которой расположены намывные техногенные отвалы и недоработанные борта целиковой части россыпи. Аллювий первой надпойменной террасы (недоработанная часть) залегает на цоколе, представленном выветрелыми породами среднего и кислого состава. В основании аллювия выделяется валунно-галечниковый горизонт слабоглинистых «песков» мощностью до 0.7 м, перекрытый гравийно-галечным материалом мощностью до 0.7 м. Выше залегают средние и крупнозернистые пески мощностью до 2 м. Нами опробован надплотиковый горизонт и обогащено более 20 проб объемов (5–8 л) на канадском лотке и винтовом шлюзе.

Содержание золота в пробах россыпи р. Бай-Сют меняется от 0.03 до 1.13 г/т при среднем значении 0.41 г/т [Коробейников, Кузьмин, 1970ф; Совлук и др., 2014ф]. Золото мелкое (0.1–1.0 мм), преобладает класс 0.25–1.0 мм (60 %). Золото массивное, лепешковидное с загнутыми краями пластинок, а также толстотаблитчатое окатанное. Нередко обнаруживаются ромбододекаэдрические формы кристаллов золота в сростании с пластинчатыми [Коробейников, Кузьмин, 1970ф]. Цвет золотин преимущественно ярко- и золотисто-желтый. Редко отмечается ржавый налет в микротрещинах и на поверхности частиц. Поверхность золотин содержит дырки, ямки, поры, присутствуют включения кварца, магнетита и других минералов [Исакова, 2014ф]. Пробность золота по данным микрозондового анализа, выполненным в ПГНИУ под руководством профессора Б. М. Осовецкого, составляет 986 ‰, элементами-примесями являются: Al, Fe, Cu, Ag, Co, Se, Ni, As. Среднее содержание элементов в пробах составляет: Cu 0.4 %, Ag 2.5 %, Au 97.8 % [Исакова, 2014ф; Рахман et al., 2014].

Отработка месторождения Тардан осуществляется открытым способом. Технология добычи золота предусматривает дробление руды до класса крупности

–10+0 мм. Первичное обогащение дробленого материала происходит на гравитационном комплексе. Далее хвосты обогащения поступают в намывной отвал, откуда материал извлекают, частично сушат, подвергают комкованию, смешивают с цементом, складывают и подвергают выщелачиванию раствором цианида. Золото проходит этапы растворения, переноса, сорбции на угле, десорбции и электролиза. Товарный продукт (сплыв Доре) образуется в процессе сушки, прокатки и плавки.

Хвосты гравитационного обогащения на Тарданском месторождении опробованы нами в 2013 г. в трех точках отвала гравитационного обогащения по профилю в направлении максимальной изменчивости условий накопления золота по методике [Наумов, 1994, 2010]. Объем проб 7 л. Пробы обогащены на винтовом шлюзе по методике [Лунев, Осовецкий, 1979; Лунев и др., 2011]. Содержание свободного золота [Исакова, 2014ф] в устьевой части намывного отвала составило 0.08 г/т, в 7 м от точки поступления материала в отвал – 2.09 г/т, в 17 м – 0.09 г/т. Крупность золота закономерно снижается от устьевой зоны к периферии. В 17 м от устья намыва резко возрастает количество мелких частиц.

Основная масса благородного металла техногенно-минеральных образований характеризуется как мелкое (0.25–0.1 мм) и тонкое (менее 0.1 мм) золото. Особенностью морфологии золота является присутствие зерен «агрегатного» строения (23 %) размером 0.125–0.5 мм. Агрегаты имеют причудливую, неправильную форму, часто изогнуты, края подогнуты, поверхность золотин неровная, кавернозная, с ямками, пустотами, иногда присутствуют включения других минералов. Края зазубренные, бахромчатые, иногда окатанные. Золото имеет широкий диапазон пробности (328–980 ‰), что указывает на присутствие золота разных генераций [Исакова, 2014ф]. Для техногенного золота характерно увеличение доли Cu, Ag, Fe, Hg, Co, Bi, Pd и уменьшение пробности самого золота.

Таблица 1

Гранулометрическая структура и сравнение золотоносности коренных руд, россыпей и техногенных отвалов, %

Продукт	Фракции, мм					С, г/т
	>1	0.5–1	0.3–0.5	0.1–0.3	<0.1	
Скарны*	–	1.0	10.0	80.0	9.0	2.8
Россыпь*	11.0	30.0	30.0	17.0	12.0	1.0
Россыпь**	25.0	15.5	20.0	17.0	12.0	0.4
Техногенное**	–	7.0	21.0	55.0	17.0	2.1
Сравнение гранулометрического состава коренного и россыпного золота						
по данным А.Ф. Коробейникова	41		3	0.2	1.3	
по данным А.Ф. Коробейникова и ПГНИУ	40.5		2	0.2	1.3	
Сравнение гранулометрического состава золота рудного и из техногенных осадков						
по данным А.Ф. Коробейникова и ПГНИУ	7		2.1	0.7	1.9	

Примечание. Здесь и в табл. 2, * – золото выделено гравитационными методами, данные из работы [Коробейников, Кузьмин, 1970]; ** – данные ПГНИУ (2013, 2014).

Распределение по крупности частиц золота из коренных руд и россыпи сходно (табл. 1). Вместе с тем, происходит закономерное увеличение размера частиц золота в россыпи. Относительное накопление металла наблюдается в крупных классах и составляет более 40 раз для класса +0.5 мм и только 2–3 раза для класса 0.3–0.5 мм. Золото класса < 0.3 мм избирательно выносится за пределы участка россыпи и, по-видимому, накапливается в более спокойных гидродинамических условиях ниже по течению от участка опробования россыпи.

Гранулометрическая структура золота из техногенных образований вполне соответствует таковой в коренных рудах (табл. 1). Наблюдается некоторое увеличение доли относительно крупного класса (+0.5 мм) и самых мелких частиц (< 0.1 мм). В «хвостах» гравитационного обогащения знаки золота крупнее 1.45 мм не обнаружены.

Сравнение химического состава коренного и россыпного золота (табл. 2) показывает, что для золота из разных источников характерен одинаковый набор элементов-примесей. Для россыпного золота характерен избирательный вынос серебра. Для техногенного золота характерно повышенное содержание Cu, Ag, Fe, Hg, Co, Bi, Pd и уменьшение его пробы.

Т а б л и ц а 2

Элементы-примеси в коренном, россыпном и техногенном золоте

Источник золота (количество анализов)	Элементы, мас. %		
	Au	Ag	Cu
Скарны (15)*	94.1	5.9	0.02
Диориты (32)*	93.0	6.5	0.01
Россыпь (14)**	97.8	2.5	0.4
Техногенное (19)**	78.6	10.3	6.9

П р и м е ч а н и е . Данные микронзондового анализа.

Таким образом, выявлены сходство и отличие частиц золота, которые показывают эволюцию золота в экзогенном процессе от коренного источника к россыпи. Определены особенности состава частиц золота из техногенно-минеральных образований.

Литература

- Исакова Е. О. Геологическое строение Тарданского месторождения и морфологические особенности золота в его техногенных отвалах. Дипломная работа. Пермь: ПГНИУ, 2014ф. 46 с.
- Коробейников А. Ф., Кузьмин А. М. Вещественный состав руд Тарданского и Коммунаровского золоторудных полей и их сравнительная характеристика. Отчет Томского политехнического института им. С. М. Кирова. Томск, 1970ф. 243 с.
- Лунев Б. С., Наумов В. А., Наумова О. Б. Мелкие ценные минералы в аллювии Пермского края // Естественные и технические науки. 2011. № 3.
- Лунев Б. С., Осовецкий Б. М. Методика поэтапного изучения мелкого золота // Колыма. Магадан, 1979. № 11. С. 36–37.

Наумов В. А. Процессы формирования и распределения концентраций благородных металлов в техногенных россыпях и отвалах Урала // Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1994. № 8. С. 39–50.

Наумов В. А. Минерагения, техногенез и перспективы комплексного освоения золотоносного аллювия // Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Пермь: ПГУ, 2010. 42 с.

Совлук А. В., Князев В. Н., Актаев Е. В., Скирда В. В. О результатах геологоразведочных работ в пределах Тарданского рудного узла. Отчет «ООО Тардан-Голд». Кызыл, 2014ф. 262 с.

Шаповалов Д. Н., Совлук В. И., Безходарнова Т. Э., Коновалова А. В. О результатах разведки центральной части рудного поля месторождения Тардан. Отчет «ООО Тардан-Голд». Кызыл, 2008ф. 202 с.

Raxman G. J. G., Gregory B. S., Payne S. J. et al. Compositional studies and provenance of placer gold in the Kuznetskiy Alatau and Western Sayan Mountains, south-central Siberia. Пермь, 2014. 34 с.

Часть 6. АКТУАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

И. С. Перетяжко

*Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
pgmigor@mail.ru*

Флюидно-магматические среды в процессах формирования гранитоидных пород: *P-V-T-X* свойства флюидов, данные изучения включений в минералах, петрологические следствия

Кристаллизация флюидонасыщенных гранитоидных расплавов сопровождается дегазацией и выделением флюидных сред, что создает благоприятные условия для захвата растущими фенокристаллами минералов сингенетичных расплавных (РВ) и флюидных (ФВ) включений. Интерпретация данных по термометрическим свойствам ФВ и РВ требует анализа *P-V-T-X* фазовых диаграмм растворов разных типов [Перетяжко, 2009]. Представим краткий обзор свойств нескольких водно-солевых флюидов, а также водно-силикатных жидких коллоидных сред, сосуществующих с гранитоидными расплавами разного состава.

Свойства водных флюидов при повышенных температурах и давлениях определяются коэффициентами растворимости входящих в их состав соединений и отсутствием или наличием критических явлений в насыщенных растворах. По этому признаку водные системы делятся на два типа [Равич, 1974; Валяшко, 1990]. Для водных растворов первого типа характерно непрерывное увеличение растворимости компонента (NaCl , KCl , H_3BO_3 , CaCl_2 , NaOH , KOH , KF , LiCl , CsCl , CsOH , MgCl_2 , RbOH и др.) с повышением температуры. Во втором (или *P-Q*) типе систем растворимость соединений (силикатных минералов, NaF , LiF , Na_2CO_3 , Na_2SO_4 , K_2SO_4 , Li_2SO_4 и др.) достигает минимальных значений в критической точке *P*, а вблизи критической точки *Q* – значительно повышается. Соленость растворов во ФВ рассчитывают по температуре плавления льда на эквивалентную концентрацию NaCl в системе $\text{NaCl-H}_2\text{O}$. Природные флюиды без газовых компонентов (CO_2 , CH_4 и др.) чаще всего упрощают до системы первого типа ($\text{NaCl-H}_2\text{O}$, $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$, $\text{NaCl-KCl-CaCl}_2+\text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{NaCl-H}_3\text{BO}_3\text{-H}_2\text{O}$). Свойства растворов *P-Q* типа обычно не учитывают при интерпретации данных по включениям, хотя такие соли как NaF , Na_2CO_3 , Na_2SO_4 , K_2SO_4 часто входят в состав магматических и гидротермальных флюидов.

В растворах первого типа поверхность растворимости компонента в координатах *P-T-X* сосуществует с областью жидко-паровой несмеси. За пределами этой области находится гомогенный флюид. На каждой изоплете (изоконцентрате) раствора находится критическая точка, в которой плотности жидкой и паровой фаз равны. С ростом концентрации компонента эти точки смещаются в область высоких температур и давлений, образуя критическую кривую, которая не пересекается с поверхностью растворимости. Если в магматических процессах участвует водный раствор первого типа, то в равновесии с расплавом может находиться как гомоген-

ный флюид, так и жидко-паровая смесь двух флюидов. Включения, захваченные при P - T условиях за пределами области несмесимости из гомогенного флюида, в зависимости от его плотности, будут содержать жидкий или паровой (газовый) растворы в разных объемных соотношениях. Эти ФВ гомогенизируются в жидкую или газовую фазу. Захваченные в области жидко-паровой несмесимости ФВ содержат паровый или концентрированный растворы либо жидко-паровую смесь двух растворов (ФВ гетерогенного захвата). При охлаждении ФВ с раствором, содержащим, например, более 26.4 мас. % NaCl будет кристаллизоваться галит. До 800 °C растворимость хлоридов Na, K, Ca, Mg в паровом флюиде не превышает уровень насыщения этими компонентами жидкого раствора при 20–25 °C, и поэтому в первичных газовых ФВ не может быть кристаллов хлоридов. Присутствие таких кристаллов в газовых ФВ указывает на гетерогенный захват жидко-паровой смеси в области несмесимости. При понижении температуры в сингенетичных газовых и жидких ФВ значительно меняются содержания растворимого компонента, плотности жидкой и паровой фаз, их объемные соотношения. При охлаждении ФВ от температуры гомогенизации давление в газовых ФВ снижается медленнее, чем в жидких ФВ. Так, в интервале 500–650 °C величина ΔP для сосуществующих газовых и жидких ФВ с раствором NaCl в изотермических сечениях достигает 100–200 бар.

В водно-солевых системах второго типа растворимость соли снижается с повышением температуры и поверхность растворимости пересекает критическую кривую в точках Р и Q [Равич, 1974; Валяшко, 1990]. Минимальная концентрация соли в растворах достигается в точке Р вблизи критических параметров чистой воды (374.1 °C, 221 бар). Ниже температуры точки Р газ или пар (V), жидкость (L) и кристаллическая соль (S) могут находиться в равновесиях V–L, V–L–S, V–S и L–S. Между точками Р и Q существует гомогенный флюид – ненасыщенный либо насыщенный в равновесии с кристаллом соли. Плотность флюида в этой области постепенно возрастает при изотермическом повышении давления. Граница между паровым и жидким состоянием флюида устанавливается условно по параметрам закритической экстраполяции кривой кипения или критической изохоры чистой воды. В соответствии с этим между точками Р и Q в паровом флюиде могут захватываться газовые ФВ (гомогенизация в газ), а в жидком – жидкие ФВ (гомогенизация в жидкость). Характерной особенностью систем второго типа является значительное повышение растворяющей способности флюида в интервале температур между точками Р и Q с ростом давления. В большинстве изученных систем Р-Q типа критическая кривая, идущая от критической точки воды, не является продолжением кривой, исходящей из критической точки соли. Вследствие этого метастабильные продолжения критических кривых от точек Р и Q образуют на фазовой диаграмме метастабильную область расслаивания [Валяшко, 1990]. Метастабильное расслаивание часто переходит в стабильное при наличии во флюиде дополнительных компонентов. При температурах выше точки Q и высоких давлениях в равновесии могут находиться две жидкости и кристалл соли (L_1 – L_2 , L_1 – L_2 –S, L_1 –S, L_2 –S), а при низких давлениях – газ, жидкость и соль (V–L, V–L–S, V–S, L–S). Для жидкостей (L_1 или L_2) характерна высокая растворимость солевого компонента.

Водно-силикатные флюидные среды коллоидной природы могут существовать в широком диапазоне температур (250–800 °C) и давлений (50–2500 бар) [Peretyazhko et al., 2004; Перетяжко, 2012]. Предполагается, что они образуются за счет взаимодействия флюида (истинного раствора) с кристаллическими фазами и/или силикатным расплавом при последовательной полимеризации и гелировании раство-

ренных во флюиде форм кремнезема, глинозема и других компонентов, находящихся в коллоидном (дисперсном) состоянии.

Кварц входит в состав всех структурных разновидностей гранитов и гранитных пегматитов – от кварц-полевошпатовых зон магматической кристаллизации до крупных блоковых обособлений и кристаллов в друзовых комплексах из миарол. Наличие РВ силикатных расплавов во многих кварц-полевошпатовых комплексах гранитов и гранитных пегматитов не вызывает сомнений относительно их магматической природы. Неясен, однако, генезис крупных блоковых выделений кварца, чаще всего находящихся в центральных частях пегматитов, а также тел силикситов, нацело сложенных кварцем, объем которых достигает нескольких тысяч кубических метров. В блоковом кварце из пегматитов встречаются только ФВ. Зоны массивного кварца не имеют признаков осаждения из обогащенных кремнеземом растворов в надкритических условиях. Образование блоковых обособлений кварца на флюидно-магматической стадии требует большой массы циркулирующих водных растворов, поскольку концентрация кремнезема в них даже в сильно щелочных или кислых условиях обычно не превышает 1 мас. % SiO_2 . Об отсутствии значительных масс флюида в процессах пегматитообразования свидетельствуют геологические наблюдения. Обычно гранитные пегматиты или граниты с кварцевыми ядрами не имеют больших ореолов гидратированных пород. Подобные кварцевые выделения описаны нами во многих гранитных массивах, например, в Монголии и Казахстане. Имеются также характерные особенности блоковых выделений кварца, которые не согласуются с представлениями о его кристаллизации из расплава. Во многих пегматитах идиоморфные кристаллы КПШ, турмалина и других минералов врастают в массивный кварц. В некоторых случаях среди блокового кварца находятся кристаллы других минералов, которые были подвержены механическим деформациям (изогнуты или сломаны со смещением). Все это свидетельствует о формировании блокового кварца после кристаллизации первично-магматических минералов гранитных пегматитов. Очевидно, что при P - T условиях кристаллизации пегматитов ($< 700\text{--}800\text{ }^\circ\text{C}$ и $< 5\text{--}7$ кбар) ожидать появления расплава чистого кремнезема даже в присутствии флюида не приходится. Для существования такого расплава в «сухих» системах необходима температура выше $1300\text{ }^\circ\text{C}$. Все это свидетельствует о том, что формирование блокового кварца среди гранитов, пегматитов, а также в телах силикситов происходило из обособлений силикагеля.

Одним из характерных компонентов флюидов при кристаллизации гранитных пегматитов является борная кислота, содержание которой достигает 27–30 мас. % при средних значениях 8–12 мас. % [Перетяжко и др., 2000; Перетяжко, 2012]. Растворимость H_3BO_3 увеличивается с ростом температуры, и ее водные растворы относятся к первому типу флюидов [Перетяжко, 2009]. Если при P - T параметрах кристаллизации пегматитов магматические борнокислые флюиды попадают в область жидко-паровой несмесимости, то при одних и тех же условиях будут сосуществовать фазы жидкого (концентрированного в отношении H_3BO_3) и низкоплотного парового флюидов. Каждый из этих флюидов может формировать крупные обособленные пузыри в пегматитовой магме или пузыри, в которых захватывались смеси флюидных фаз (как в ФВ гетерогенного захвата). В процессе длительного взаимодействия в магматическом очаге флюидных пузырей и расплава могли также формироваться крупные обособления силикагелей разного состава. После внедрения во вмещающие породы гетерогенной (как в отношении флюидных сред, так и расплавов)

пегматитовой магмы на месте таких обособлений образуются миаролы, содержащие разнообразные минеральные комплексы.

Во многих минералах из околوميароловых комплексов и миарол гранитных пегматитов встречаются ФВ с нерастворимыми при нагревании дочерними кристаллами, что свидетельствует о принадлежности растворов во включениях к системе P-Q типа. Наличие в пегматитовой магме крупных флюидных обособлений с разным объемным соотношением силикагелей сложного состава, борнокислых флюидов и флюидов P-Q типа объясняет многообразие миарол в гранитных пегматитах – от «пустых» с небольшим наполнением и ограниченным набором минералов до почти нацело заполненных минеральными комплексами. Условия минералообразования в миаролах (природных автоклавах) существенно различались по давлению, плотности и составу системы, поскольку в них находились разные флюидные среды. Большая разница флюидного давления (десятки и сотни бар) в относительно близко (десятки сантиметров, первые метры) расположенных друг от друга миаролах увеличивала вероятность их разгерметизации и часто приводила к вскрытию и дроблению кристаллосырья [Загорский и др., 1999; Перетяжко, 2012].

Экспериментальные данные [Перетяжко и др., 2010] позволяют предположить, что в природных флюидах с высокими концентрациями бора и фтора вероятны проявления жидкостной несмесимости с разделением флюида на существенно борную (первый тип) и фторную (P-Q тип) концентрированные жидкости, а в окрестностях критической точки воды могли стабильно сосуществовать две жидкости и пар. В концентрированных B-F-содержащих флюидах при 800 °C образуются водно-силикатные вязкие жидкости. Коллоидное состояние таких жидкостей способствует экстракции многих редких элементов из окружающего их флюида и/или расплава. Преобразование водно-силикатных жидкостей при охлаждении и их последующая кристаллизация приводит к выделению флюида (истинного раствора), обогащенного редкими элементами. Реликты флюидных сред с растворимыми B-F-содержащими комплексными соединениями, а также водно-силикатных жидкостей коллоидной природы обнаружены в миароловых гранитных пегматитах и редкометальных гранитах разных регионов мира [Перетяжко и др., 2010; Перетяжко, 2012].

В гранитных пегматитах друзовые минеральные комплексы в миаролах и первично-магматические комплексы с широкими вариациями минерального состава и часто невыдержанным соотношением минералов (турмалина, лепидолита, петалита или сподумена, иногда – поллуцита, топаза, апатита, флюорита, танталониобатов и др.) предположительно формировались из водно-силикатных жидкостей (гелей) сложного состава [Peretyazhko et al., 2004; Перетяжко, 2012]. При изучении риолитов дзунбаинской свиты (K₁) в Нилгинской депрессии (Центральная Монголия) обнаружены и детально изучены многочисленные реликты гелеподобных силикатных и силикатно-железистых сред с широкими вариациями состава в интерстициях минералов матрикса пород и во включениях из фенокристаллов кварца и санидина [Перетяжко и др., 2014].

Магматические NaF-содержащие существенно газовые флюиды P-Q типа были диагностированы во ФВ из фенокристаллов кварца и топаза онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) [Перетяжко, 2009; Перетяжко, Савина, 2010]. Присутствие таких ФВ является признаком низкобарических условий кристаллизации пород. С учетом особенностей фазовой диаграммы системы второго типа (NaF–H₂O), а также данных термометрии ФВ и РВ определено флюидное давление для темпера-

турного интервала кристаллизации онгонитового расплава (600–750 °C), которое составляет 400–800 бар. Оценки флюидного давления по системе первого типа (NaCl–H₂O) для этих же ФВ дают почти в два раза более высокие значения давления флюида.

Таким образом, для корректных оценок условий кристаллизации пород по данным изучения ФВ и РВ необходимо анализировать *P-T-V-X* свойства флюидных сред разных типов. Необоснованное отнесение растворов Р-Q типа, например, к хлоридной системе первого типа приводит к значительному завышению величины флюидного давления. Следует учитывать многокомпонентный состав водных систем, к которым относится большинство природных флюидов, вариации температурного коэффициента растворимости компонентов в зависимости от их концентраций и *P-T*-условий. Яркий тому пример, описанное вскипание флюида в афировой зоне массива онгонитов Ары-Булак, вызванное сменой типа флюида (переход от Р-Q к первому типу) за счет изменения его состава в результате взаимодействия с остаточным расплавом, кристаллическими фазами и фторидно-кальциевым стеклом [Перетяжко, Савина, 2010]. При интерпретации данных по включениям в минералах гранитоидных пород (гранитных пегматитов, редкометальных гранитоидов, кислых вулканитов) необходимо также принимать во внимание возможное образование водно-силикатных жидкостей коллоидной природы с широкими вариациями состава в широком диапазоне *P-T* условий.

Литература

- Валяшко В. М. Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. М.: Наука, 1990. 270 с.
- Равич М. И. Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. М.: Наука, 1974. 150 с.
- Загорский В. Е., Перетяжко И. С., Шмакин Б. М. Миароловые пегматиты (Гранитные пегматиты. Т. 3). Новосибирск: Наука, 1999. 488 с.
- Перетяжко И. С. Включения магматических флюидов: *P-V-T-X* свойства водно-солевых растворов разных типов, петрологические следствия // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 197–221.
- Перетяжко И. С. Миароловые гранитные пегматиты. Процессы образования минерализованных полостей, особенности минералогии, геохимии и внутреннего строения. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2012. 421 с.
- Перетяжко И. С., Прокофьев В. Ю., Загорский В. Е., Смирнов С. З. Борные кислоты в процессах пегматитового и гидротермального минералообразования: петрологические следствия открытия сассолина (H₃BO₃) во флюидных включениях // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 241–266.
- Перетяжко И. С., Савина Е. А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 10. С. 1423–1442.
- Перетяжко И. С., Смирнов С. З., Котельников А. Р., Котельникова З. А. Экспериментальное изучение системы H₃BO₃–NaF–SiO₂–H₂O при 350–800 °C и 1–2 кбар методом синтетических флюидных включений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 4. С. 450–472.
- Перетяжко И. С., Савина Е. А., Карманов Н. С., Павлова Л. А. Силикатно-железистые флюидные среды в риолитовой магме: данные изучения риолитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 287–326.
- Peretyazhko I. S., Smirnov S. Z., Thomas V. G., Zagorsky V. Ye. Gels and melt-like gels in high-temperature endogenous formation // Proceedings of the IAGOD Conference. Vladivostok, 2004. P. 306–309.

Ю. А. Поленов, В. Н. Огородников, А. Н. Савичев
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
polenov_yu@mail.ru

Какой жильный кварц относится к гранулированному типу?

В последнее время появилось большое количество статей и диссертаций, рассматривающих жильный кварц Кыштымского месторождения как однотипный гранулированный, как-то упуская из виду, что на месторождении имеется несколько генетических типов жильного кварца, большую часть из которых нельзя называть гранулированным.

Зернистая разновидность жильного кварца, получившая название гранулированного, стала известна благодаря работам С. Ф. Адамса, Г. Н. Вертушкова [1980] и его учеников [Емлин и др., 1988]. В течение четверти века после ее описания и выделения в качестве самостоятельной жильной породы она имела чисто минералогическое значение. И лишь начиная с 1958 г., гранулированный кварц приобрел известность как заменитель дефицитного горного хрусталя при получении прозрачного плавленого кварцевого стекла. За прошедшее время проделана большая по объему, разнообразная по характеру и плодотворная по результатам работа по исследованию гранулированного кварца. Однако до сих пор многие вопросы, касающиеся геологического строения месторождений, условий образования и закономерностей размещения жил гранулированного кварца, недостаточно исследованы. Ученики Г. Н. Вертушкова рассматривают образование любого мелкозернистого жильного кварца как тектонит, образовавшийся в результате механической деформации при метаморфизме. «Гранулированный кварц – это агрегат гранобластовой структуры, слагающий часто будинированные и согласные, реже секущие жилы, претерпевшие термодинамометаморфизм совместно с вмещающими породами» [Емлин и др., 1988].

Изучение закономерностей пространственного распределения кварцевых жил (кварцеметрическая съемка), располагающихся вокруг гранитных массивов в пределах гнейсово-мigmatитовых комплексов и их ближайшего окружения, позволило выделить три генетических семейства, а среди них две главных группы, которые можно рассматривать как самостоятельные жильные формации с определенной геологической позицией: А – формация первично-кристаллизованного кварца и Б – формация рекристаллизованного гранулированного кварца [Вертушков, 1980].

Кварц формации Б, относимый к гранулированному кварцу, характеризуется вторичными структурами рекристаллизации и перекристаллизации, возникающими в процессе метаморфических преобразований первичного жильного кварца. По размерам, по форме гранул и по степени однородности гранулированный кварц подразделяется на две большие пространственно разобщенные группы: однородный гранулированный кварц субформации Б-П (кыштымский тип) и неоднородный тонкозернистый гранулированный кварц субформации Б-І (уфалейский тип) [Вертушков, 1980]. В эту же совокупность отнесен и микрогранулированный кварц (первое семейство), широко развитый в метаморфических породах допалеозойского возраста. При этом предусматривается одинаковый механизм образования жил гранулированного кварца.

Наши исследования [Огородников и др., 2007; Поленов, 2008] подтвердили наличие разнотипных разновидностей кварца и позволили найти этому онтогени-

ческие и генетические объяснения. Нами выделен жильный кварц метаморфической дифференциации, слюдяногорский, уфалейский, кыштымский и егустинский, каждый из которых образовался по-своему.

Прожилки *метаморфической дифференциации* являются результатом процессов регионального метаморфизма от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации, который наиболее интенсивно и мощно на площади Уфалейского рудного поля проявился в докембрии, в карельскую эпоху тектоно-магматической активизации. В это же время формируются тела высокотемпературных гиганто-мigmatитов, сложенных К-На полевыми шпатами, и анортоклазитами. Кварцевые прожилки имеют гранобластовую структуру.

Слюдяногорский тип является результатом собирательной перекристаллизации с укрупнением зерна ранних прожилков метаморфической дифференциации. Представлен в Слюдяногорской шовной зоне, заложенной в рифее при рифтогенезе (грენвилльская эпоха складчатости), которая сопровождалась изоклинальной складчатостью и приразломным высокотемпературным метаморфизмом. «К перекристаллизации целесообразно относить изменение формы и величины кристаллов, всесторонне соприкасающихся с другими кристаллами, без привноса-выноса вещества из рассматриваемого объема и без изменения минерального состава системы» [Попов, 2011]. «Весьма существенно, что все индивиды (кристаллы) при перекристаллизации стремятся к изометричной форме. Изометризованные индивиды представляют собой «полиэдры», ограниченные поверхностями, в общем случае не совпадающие с кристаллографическими формами. Полиэдры перекристаллизации всегда изометричны, независимо от типа структуры минерала» [Руденко, 1985; Попов, 2011]. В результате перекристаллизации образуется гранобластовый кварц слюдяногорского типа. Тела анортоклазовых гиганто-мigmatитов подвергаются смятию в складки и процессам будинажа. В это же время в них появляются крупные кристаллы иттрийсодержащего эпидота [Лутц, Минеев, 1967; Огородников и др., 2007; Поленов, 2008].

Жильный кварц *уфалейского типа* приурочен к Слюдяногорской шовной зоне и его метасоматический генезис связан с альбититами и ураноносными щелочными карбонатами докембрийского возраста (байкальская эпоха складчатости). Наиболее характерной структурной особенностью этого кварца является полигенный характер образования. Как следствие, появляется неоднородное строение агрегата, сформированного под влиянием нескольких этапов геологического развития Уфалейского рудного поля (венд–палеозой), выраженное в присутствии нескольких групп гранул: тонко-мелкозернистых участков исходных индивидов метасоматических тел замещения и новообразованных метаморфогенных, средне-крупнозернистых гранул, являющихся результатом процессов перекристаллизации. В результате появляется «неоднородно-гранулированный кварц Б-I типа». Для данного типа вторично-зернистого кварца нельзя применять термин гранулированный, т. к. механизм образования зерен первоначально метасоматический (гранобластовая структура) и далее метаморфогенный с образованием отдельных зерен перекристаллизации, порфиробласт на фоне мелкозернистой основной массы. Данную структуру целесообразно называть грануломорфной.

Только к жильному кварцу, слагающему тела *кыштымского типа*, применим термин «гранулированный кварц». Кварц этого типа является продуктом рекристаллизации деформированного первично-гигантозернистого стекловидного кварца из жил выполнения палеозойской ранней стадии коллизии под воздействием процессов высокотемпературного дислокационного метаморфизма в стадию поздней коллизии.

Основными процессами, приводящими к образованию кварца кыштымского типа, являются деформация и рекристаллизация крупно-гигантозернистого кварца из жил выполнения. Рекристаллизация – это образование (грануляция) более мелких индивидов за счет крупных. Грануляция кварца обусловлена наличием градиента температуры, избыточного тектонического напряжения и инициирована его полиморфным α - β превращением с образованием полигональной системы усадочных трещин, аналогичной «сотовому» кварцу камерных пегматитов. Равномернозернистость гранулированного кварца кыштымского типа обусловлена полиморфным α - β преобразованием первичного жильного кварца. С 1959 по 1980 гг. на Кыштымском месторождении отработаны практически все наиболее крупные жилы гранулированного кварца и к концу 80-х годов прошлого столетия этот тип полезного ископаемого перестал быть объектом промышленной эксплуатации [Белковский, 2011].

Термин «грануляция» не является синонимом «дробления» или «блокования» [Григорьев, Жабин, 1975]. К сожалению, основное внимание учеников школы Г. Н. Вертушкова было направлено как раз на деформационные структуры в качестве механизма грануляции, поэтому катакластические структуры разлистования, дробления и постепенное превращение стекловидного кварца в молочно-белый было объявлено грануляцией. Отсюда же появился термин фрагментарно-гранулированный для частично деформированных кварцевых жил, хотя правильнее эти жилы и структуры называть катакластическими.

Микро-тонкозернистый кварц *егустинского типа* относится к среднетемпературному метасоматическому кварцу, который развивается по всем разновидностям кварца грануломорфного уфалейского и гранулированного кыштымского типов. Этот тип генетически связан с развитием поздних редкометалльных и редкоземельных карбонатитовых метасоматитов среди амфиболитов, так называемых «нельсонитов»: ильменорутил-титанит-апатитовых, флогопит-апатитовых, амфибол-апатитовых, апатитовых и других [Свяжин, Левин, 1965; Белковский, 2011]. Высокая фтористость растворов привела к очищению зерен кварца от включений и образованию особо чистого кварца. Структура этого типа кварца является микро-тонкозернистой, гранобластовой.

В заключении подчеркнем, что термин «гранулированный кварц» применим только к жильному кварцу кыштымского типа. Этот тип кварца возник в процессе высокотемпературного метаморфизма первично прозрачного или замутненного крупно- и гигантозернистого жильного кварца. Причиной грануляции жильного кварца являются напряжения, возникающие в кварцевом материале при α - β переходе в результате сокращения объема жильной массы, приведшие к равномерной грануляции первичного кварца, и катаклаз, ориентированное и гидростатическое сжатие [Вертушков и др., 1980; Поленов, 2008]. Вновь образованный кварцевый агрегат в последующие стадии формирования претерпел собирательную перекристаллизацию с образованием полиэдров изометричной формы [Огородников и др., 2007; Поленов, 2008].

Литература

Белковский А. И. Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. 233 с.

Вертушков Г. Н. Геология метаморфогенных месторождений гранулированного кварца // Геология метаморфических комплексов. Межвузовский научный тематический сборник. Свердловск, 1980. Вып. 8. С. 3–23.

- Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1975. 339 с.
- Емлин Э. Ф., Синкевич Г. А., Якишин В. И. Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Ср.-Ур. книжное изд-во, 1988. 270 с.
- Лутц Б. Г., Минеев Д. А. Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале // Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59–104.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН – УГГУ, 2007. 187 с.
- Поленов Ю. А. Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: УГГУ, 2008. 270 с.
- Попов В. А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.
- Руденко С. А. Процессы перекристаллизации и их место в лито- и рудогенезе // Проблемы лито- и рудогенеза. Зап. ЛГИ, 1985. Т. 104. С. 9–19.
- Свяжин Н. В., Левин В. Я. Нельсонит из района г. Кыштыма на Урале // Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1965. Вып. 70. С. 91–96.

В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, А. Н. Савичев
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
igg.gl@m.ursmu.ru

Пегматиты, карбонатиты и кварцевые жилы докембрия Уфалейского метаморфического комплекса, Южный Урал

Уфалейский метаморфический комплекс на восточной окраине Восточно-Европейской платформы претерпел карельскую эпоху складчатости, сопровождающуюся ареальным региональным метаморфизмом гранулитовой и амфиболитовой фаций, реликты которого сохраняются в амфиболитах и плагиогнейсах уфалейской свиты [Огородников и др., 2007].

Амфиболиты по химическому составу соответствуют толеитовым базальтам и включают тела метасульфидитов (клинопироксенитов) и метабазитов (габбро-амфиболитов). Иногда по ним развиваются эклогиты и эклогитоподобные породы. Этап метаморфизма сопровождается процессами ультраметаморфизма с появлением палингенно-метасоматических протяженных тел гиганто-мигматитов, сложенных высокотемпературными К-На-полевыми шпатами (анортоклазом). Аналогичные образования картируются в Карелии и на Кольском полуострове. В плагиогнейсах наблюдается образование кварцевых прожилков метаморфической дифференциации, сложенных мелкозернистым гранобластовым кварцем.

Определяющую роль в формировании современной структуры литосферы северной и восточной окраин Восточно-Европейской платформы сыграло заложение в рифее крупных систем палеорифтов. Мантийный магматизм активизировался в начале рифея и продолжился в венде, когда при минимальных степенях частичного плавления и максимальной глубине мантийных источников формировались щелочные карбонатно-силикатные магмы, взаимодействие которых с деплетированным

веществом литосферной мантии привело к формированию обогащенных мантийных резервуаров.

Среднерифейское (юрматинское) время знаменуется заложением новой рифтогенной структуры к востоку от раннерифейских отложений, что, по-видимому, связано со смещением к востоку мантийного диапира [Пучков, 2000; Огородников и др., 2007].

С процессами подъема геоизотерм и внедрения базальтовой магмы в нижние горизонты рифтовой призмы вулканогенно-осадочных пород и ее последующей дифференциацией в зоне Зюраткульского разлома связывается образование расслоенных титаноносных габброидов массивов Кусинско-Копанской группы. Со стратифицированными габбровыми, габбро-диабазовыми и ультрабазит-габбровыми массивами связано титано-магнетитовое, хромитовое, хромит-платиноидное и редкометальное оруденение.

В нижнепротерозойских амфиболитово-гнейсовых блоках (Тараташский, Александровский, Уфалейский) вновь проявился региональный метаморфизм амфиболитовой фации в условиях высокого давления с образованием толщ кианит-содержащих гнейсов, который сопровождался изоклинальной складчатостью, смятием и будинажем ранее образованных гиганто-мигматитов и анортоклазовых гранитоидов. В крупных кристаллах анортоклаза проявляется «лунная» иризация. В крупных будинах анортоклаза развиты гигантские кристаллы (20–70 см) иттрийсодержащего эпидота, что позволяет говорить о редкоземельных пегматитах. Возраст анортоклаза и биотита 1100–1215 млн лет [Овчинников, 1963], циркона из гнейсов – 990–1180 млн лет [Краснобаев, 1986], иттроэпидота – 1100–1200 млн лет [Минеев, 1959]. Специфической особенностью данных редкоземельных пегматитов является химический состав иттрийсодержащего эпидота [Лутц, Минеев, 1967; Огородников и др., 2007; Попов, Колисниченко, 2012] с присутствием U_3O_8 0.10–0.42 мас. % при невысоком содержании урана и тория во вмещающих плагиогнейсах (Th 0.00064 мас. %, U 0.00016 мас. %) и анортоклазовых пегматоидных телах (Th 0.00008–0.000082 мас. %; U 0.00002–0.00006 мас. %). Анортоклазиты содержат повышенное количество (в 10^{-4} мас. %): Be 20.2–21.8; Sr 597.1–675.6; P 56.4–160.4; B 19.4–12.8.

Кварцевые прожилки метаморфической дифференциации в это время подвергаются деформации при тектонических воздействиях на метаморфические породы и сминаются в изоклинальные складки, испытывают перекристаллизацию с укрупнением зерен кварца. Высокобарический характер дислокационного метаморфизма доказывает появление крупных кристаллов кианита в жилах перекристаллизации. Считаем целесообразным выделить самостоятельный слюдяногорский тип, а в качестве генотипа представить жилы 170 и 56.

В кадомское время (620–540 млн лет назад) продолжающееся расширение (следствие растяжения), связанное с глубинными подкоровыми процессами, вызвало утонение и последующий разрыв континентальной коры, что привело к формированию рифтовой структуры щелевого типа. В осевом трогe наблюдается развитие коры океанического типа с офиолитовыми ассоциациями – максютовская, куштумгинская, куртинская, сайтовская, светлинская и другие свиты [Огородников и др., 2007]. Активизация шовных зон сопровождается прогрессивным региональным метаморфизмом. Привлекает внимание отсутствие во всех регионах каких-либо интрузивных пород, с которыми можно было бы связывать появление щелочных полевошпатовых метасоматитов, альбититов и карбонатитов.

По данным U-Pb метода [Краснобаев, Давыдов, 2000] возраст метаморфизма ильменогорской толщи, параллелизуемой с уфалейской свитой, 643 ± 46 и 576 ± 65 млн лет для шумихинской толщи, а по Sm-Nd изотопным данным возраст становления ультрабазитов, альбититов и карбонатитов Булдымского массива составляет 602 ± 24 млн лет [Недосекова, Белоусова, 2009], возраст альбититов и карбонатитов Уфалейского комплекса – 525 ± 11 млн лет [Огородников и др., 2007]. Изотопный состав (Sr, Nd, С, О) карбонатных жил Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам близким мантийному резервуару EM1, характерному для рифтовых зон древних щитов [Недосекова и др., 2005].

Альбититы секут анортоклазовые пегматиты, кварцевые жилы перекристаллизации (слюдяногорский тип) и кристаллы иттрийсодержащего эпидота средне-рифейского возраста. С образованием альбититов связано появление ураноносных, иттриевых минералов – фергюссонита, пироклора и Y-колумбита. Фергюссонит образует сплошные выделения изометричной формы размером 2–5 см с включениями Y-колумбита, ферсмита, Y-танталита [Огородников и др., 2007]. На фронте альбититизации появляются карбонатиты, первоначально высокотемпературные кальцитовые, которые сменяются кальцит-флогопит-магнетитовыми с образованием флогопитовых и магнетитовых залежей. Химический состав фергюссонита близок к теоретическому составу [Минеев, 1959]. Нами установлены примеси U (1.64 мас. %), Th (0.012 мас. %) и Zr (0.31 мас. %), возможно относящиеся к минеральным примесям в виде циркона, уранинита, колумбита и других минералов, которые установлены рентгеноструктурным анализом в метамиктной массе фергюссонита.

Вслед за карбонатизацией развивается интенсивное окварцевание с образованием протяженных тел метасоматического мелкозернистого кварца, который замещает как альбититы, так и карбонатиты, образуя протяженные тела, сложенные кварцем уфалейского типа (жилы 175, 179, Беркутинская, 2136 и др.).

Дальнейшее развитие щелочного процесса сопровождалось перекристаллизацией ранних карбонатных метасоматитов с образованием кальцит-доломитовых и анкеритовых разностей, сопровождаемых кристаллизацией крупных кристаллов ильменорутила, рутила, титанита, магнетита, апатита и редкоземельных минералов – пироклора, Y-колумбита, радиально-лучистого циркона, ксенотима и новообразованного иттроэпидота, имеющего зональное строение. Данный процесс протекает во фторотипной среде, о чем свидетельствует образование своеобразных метасоматитов – нельсонитов с широким развитием апатита во вмещающих щелочных метасоматитах. Фторотипные растворы, промывая кварц уфалейского типа, очищают его от примесей, формируя тонкозернистый, «льдистый» метасоматический кварц егустинского типа (жилы 191, 192, 413, 414 и др.). На Кузнечихинском месторождении объем кварцевых жил, сложенных егустинским кварцем, составляет до 80 %, что делает эти жилы более привлекательными в практическом отношении.

Появление и развитие мусковитовых и хрусталеносных пегматитов, кварцевых жил выполнения, по которым развивается «гранулированный» кварц кыштымского типа, стекловидного пугачевского и щербаковского типов, относится уже к палеозойскому этапу (ранней и поздней коллизии) развития Уральского орогена и связано с активной геологической жизнью Главного Уральского разлома, что детально рассмотрено в работе Ю. А. Поленова с соавторами в данном сборнике.

Литература

- Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 156 с.
- Краснобаев А. А., Давыдов В. А. Возраст и происхождение Ильменогорской толщи по данным цирконологии (Ильменские горы, Ю. Урал) // Доклады Академии наук. 2000. Т. 372. № 1. С. 89–94.
- Лутц Б. Г., Минеев Д. А. Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале // В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59–104.
- Минеев Д. А. Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // Доклады Академии наук СССР. 1959. Т. 127. № 4. С. 865–868.
- Недосекова И. Л., Белоусова Е. А. Геохронология и изотопная геохимия Ильмено-Вишневогорского комплекса в свете новых Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf изотопных данных (Урал) // Петрогенезис и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 274–277.
- Недосекова И. Л., Прибавкин С. В., Пушкарев Е. В. Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Ю. Урал) // Ежегодник–2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198–206.
- Овчинников Л. Н. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала // В кн.: Гранитные формации. Щелочные комплексы. Метаморфизм. Методы исследования и эксперимент. Свердловск: УФАН СССР, 1963. Т. 1. С. 57–83.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН – УГГУ, 2007. 187 с.
- Попов В. А., Колисниченко С. В. О нашумевшем уральском «иттроэпидоте» из Слюдорудника // Тринадцатые Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В. О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 18–23.
- Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

А. Г. Николаев, А. И. Бахтин

*Институт геологии и нефтегазовых технологий
Казанского федерального университета, г. Казань
anatolij-nikolaev@yandex.ru*

Кристаллохимические особенности хромитов из офиолитовых комплексов Урала

Введение. Хромиты являются единственным промышленным источником хрома, а также одними из распространенных типоморфных минералов ультраосновных пород офиолитовых комплексов и кимберлитов. По кристаллохимическим особенностям хромитов можно судить о генезисе хромитовых руд и ультраосновных пород в целом [Магматические..., 1988].

В работе приводятся результаты исследования методами оптической спектроскопии образцов хромитов из рудопоявлений и месторождений хромитовых руд Войкаро-Сынинского и Рай-Изского массивов, сложенных ультрабазитами офиолитового комплекса Полярного Урала. Всего было изучено 52 образца. Препараты для записи спектров изготавливались в виде полированных петрографических шлифов толщиной 0.01–0.04 мм и на просвет имели красно-бурую окраску. Спектры погло-

щения записывались на спектрометрической установке, собранной на базе микроскопа МИН-8, в диапазоне длин волн 400–800 нм, а также на спектрофотометре Hitachi-330 в области 400–2500 нм. Спектры поглощения хромшпинелидов из ультрабазитов офиолитовых комплексов в литературе до сих пор остаются неопубликованными, ранее исследовались лишь хромшпинелиды из глубинных ксенолитов кимберлитовой формации [Мацюк, Зинчук, 2001].

Экспериментальные результаты и их обсуждение. В оптических спектрах исследованных образцов на длинноволновом крыле ультрафиолетового поглощения, протягивающегося через всю видимую область спектра и связанного с поглощением переноса заряда $O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$, Fe^{2+} , отмечаются полосы поглощения 420, 480, 570, 620, 685, 750, 950, 1200, 1300 и 2100 нм. По характеру и положению в спектре широкие полосы 420 и 570 нм отвечают спин-разрешенным электронным переходам соответственно ${}^4A_{2g}({}^4F) \rightarrow {}^4T_{1g}({}^4F)$, ${}^4A_{2g}({}^4F) \rightarrow {}^4T_{2g}({}^4F)$ в октаэдрически координированных ионах Cr^{3+} [Платонов, 1976; Бахтин, 1985; Свиридов и др., 1976; Мацюк, Зинчук, 2001]. Узкая полоса 685 нм отвечает спин-запрещенному переходу ${}^4A_{2g}({}^4F) \rightarrow {}^2E({}^2G)$ в ионах Cr^{3+}_{VI} . Полоса 750 нм может быть связана с переходом ${}^3T_1({}^3F) \rightarrow {}^3T_1({}^3P)$ в ионах Ni^{2+} в тетраэдрах. Интенсивная широкая полоса поглощения 2100 нм обусловлена переходом ${}^5E({}^5D) \rightarrow {}^5T_2({}^5D)$ в ионах Fe^{2+} в тетраэдрах. Поскольку энергия этого перехода составляет 10 Dq, то сила кристаллического поля в тетраэдрических позициях ионов Fe^{2+} в структуре хромита составляет $Dq = 476 \text{ см}^{-1}$.

В спектре хромита имеются слабые широкие полосы поглощения 950 и 1200 нм, которые по своему характеру и положению отвечают ионам Fe^{2+} в октаэдрах в других минералах [Бахтин, 1985]. Для проверки этого предположения рассчитаем их положение, исходя из экспериментального факта, что $Dq(Fe^{2+}_{IV}) = 476 \text{ см}^{-1}$ в хромите. В октаэдрах величина $Dq(Fe^{2+}_{VI}) = 9/4 Dq(Fe^{2+}_{IV})$. Подставляя сюда значение $Dq(Fe^{2+}_{IV}) = 476 \text{ см}^{-1}$, получим $Dq(Fe^{2+}_{VI}) = 1071 \text{ см}^{-1}$. Это значение необходимо скорректировать путем умножения на величину отношения $(0.192)^5/(0.196)^5 = 0.90$, учитывающего разные расстояния металл-лиганд в тетраэдрах (0.192 нм) и октаэдрах (0.196 нм) в структуре шпинели. Окончательно получаем $Dq(Fe^{2+}_{VI}) = 1071 \times 0.90 = 964 \text{ см}^{-1}$. Отсюда энергия перехода ${}^5T_2({}^5D) \rightarrow {}^5E({}^5D)$ в ионах Fe^{2+}_{VI} , составляющая 10 Dq, равна 9640 см^{-1} . Уровень ${}^5E({}^5D)$ ионов Fe^{2+}_{VI} в кристаллах обычно расщепляется на два подуровня. Учитывая это, средняя энергия полос 950 и 1200 нм равна 9430 см^{-1} и очень близка к рассчитанной величине 9640 см^{-1} перехода ${}^5T_2({}^5D) \rightarrow {}^5E({}^5D)$ в ионах Fe^{2+}_{VI} в хромите. Поэтому полосы 950 и 1200 нм в спектрах хромита следует связывать с ионами Fe^{2+} в октаэдрах. Наличие, хотя и слабых, полос поглощения 950 и 1200 нм ионов Fe^{2+}_{VI} в исследованных хромитах свидетельствует о том, что хромиты имеют частично обращенный характер шпинелевой структуры.

Частичная обращенность структуры исследованных хромитов, установленная по ионам Fe^{2+}_{VI} , позволяет предполагать наличие ионов Cr^{3+} частично и в тетраэдрических позициях минерала. Для проверки этого предположения рассчитаем по теории кристаллического поля возможное положение полос поглощения ионов Cr^{3+} в тетраэдрических позициях структуры хромита.

Для вычисления энергий этих уровней необходимо знать величину Dq (силу кристаллического поля) и параметр межэлектронного взаимодействия В для ионов Cr^{3+} в тетраэдрах хромита. Величина Dq вычисляется следующим образом. В спектрах хромитов имеется полоса поглощения 570 нм (17544 см^{-1}). Она отвечает электронному переходу ${}^4A_2(F) \rightarrow {}^4T_2(F)$, которому отвечает энергия 10 Dq. Отсюда найдем $Dq_{VI} = 1754 \text{ см}^{-1}$ из соотношения $Dq_{IV} = 4/9 Dq_{VI}$. Найдем $Dq_{VI} = 780 \text{ см}^{-1}$. Скорректируем

его множителем $(0.196 \text{ нм})^5/(0.192 \text{ нм})^5$, учитывающим разное расстояние металл-лиганд в октаэдрах и тетраэдрах структуры шпинели, и окончательно получим $Dq_{IV} = 865 \text{ см}^{-1}$.

Зная Dq_{IV} , можно вычислить величину параметра B , если известна энергия одного из электронных переходов в ионах Cr^{3+}_{IV} . В спектрах ряда образцов хромитов отмечается полоса поглощения 480 нм в виде широкой ступеньки. Природа этой полосы неизвестна, т. к. она обнаружена нами впервые. В спектрах шпинелидов из кимберлитов [Мацюк, Зинчук, 2001] эта полоса отсутствует. По своему характеру полоса 480 нм отвечает спин-разрешенным d-d переходам, а по положению в спектрах хромитов она может быть отнесена к электронному переходу ${}^4T_1(F) \rightarrow {}^4T_1(P)$ ионов Cr^{3+} в тетраэдрах. Поэтому эта полоса была нами взята за основу для нахождения параметра B . Полосе 480 нм отвечает энергия 20830 см^{-1} .

Сравнение энергии теоретических и экспериментальных уровней показывает их хорошую согласованность друг с другом и свидетельствует о том, что исследованные хромиты из ультрабазитов офиолитов характеризуются заметной обращенностью шпинелевой структуры.

В синтетических шпинелях с примесью хрома при соотношении в составе минерала $(\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3) < 1$ в спектрах поглощения появились дополнительные (помимо октаэдрических полос ионов Cr^{3+}_{VI}) полосы поглощения при 16000 и 21000 см^{-1} [Бокша и др., 1970], которые не интерпретируются. Несомненно, они связаны с Cr^{3+}_{IV} вследствие обращенности этих шпинелей и подтверждают наши расчеты и интерпретацию спектров.

Заключение. В. А. Курепин [1975] синтезировал шпинели с различной степенью обращенности при разных температурах. Было показано, что шпинели, выращенные при температурах выше $850\text{--}900^\circ\text{C}$ имеют нормальную структуру, а шпинели, синтезированные при температурах ниже 800°C , начинают принимать обращенную структуру и чем ниже температура, тем больше степень обращенности. По данным [Макеев и др., 1985; Макеев, 1992] рудные тела хромитов Полярного Урала образовались при температурах $800\text{--}900^\circ\text{C}$, чем и объясняется небольшая обращенность структуры хромитов, которая могла усиливаться с понижением температуры образования рудных тел. С другой стороны, хромиты из кимберлитов не проявляют обращенности структуры, т. к. они образовались из расплава в условиях верхней мантии при температурах более 900°C [Мацюк, Зинчук, 2001]. Поэтому можно сделать вывод о том, что обращенность хромитов можно рассматривать как типоморфный признак минерала, отражающий генетическую принадлежность шпинель-содержащих природных образований.

Авторы благодарят старшего научного сотрудника Казанского физико-химического института КазНИЦ РАН Р. И. Хайбуллина за помощь в проведении экспериментов по оптической спектроскопии.

Литература

- Бахтин А. И. Породообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия, закономерности окраски, типоморфизм. Казань: Казанский университет, 1985. 192 с.
- Бокша О. Н., Грум-Гржимайло С. В., Попов А. А. и др. Оптические спектры шпинелей // В сб.: Спектроскопия кристаллов. М.: Наука, 1970. С. 302–308.
- Курепин В. А. Термодинамический анализ внутрикристаллического распределения катионов в простых шпинелях // Геохимия. 1975. № 6. С. 844–849.

- Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. О. А. Богатикова, Ю. Р. Васильева, Ю. И. Дмитриева и др. М.: Наука, 1988. 508 с.
- Макеев А. Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
- Макеев А. Б., Перевозчиков Б. В., Афанасьев А. К. Хромиконосность Полярного Урала. Сыктывкар, 1985. 152 с.
- Мацюк С. С., Зинчук Н. Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. М.: Недра, 2001. 428 с.
- Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976. 286 с.
- Свиридов Д. Т., Свиридова Р. К., Смирнов Ю. Ф. Оптические спектры ионов переходных металлов в кристалл. М.: Наука, 1976. 266 с.

К. С. Поздеева, А. И. Чернышов

*Национальный исследовательский Томский государственный университет,
г. Томск
ksupoz1992@gmail.com*

Петроструктурный анализ дунитов Харчерузского массива (Полярный Урал)

Введение. Объектом изучения является Харчерузский ультрамафитовый массив, который является фрагментом офиолитовой ассоциации Полярного Урала [Шмелев, 1991]. Он располагается южнее ультрамафитового массива Сыум-Кеу, от которого отделен метаморфизованными габбро-амфиболитами. Массив сложен преимущественно реститовыми дунитами и их серпентинизированными разностями. Среди дунитов редко встречаются реликтовые участки гарцбургитов. Целью настоящего исследования является выявление петроструктурной неоднородности дунитов Харчерузского массива.

Результаты исследования. Дуниты неравномерно пластически деформированы. С возрастанием степени их деформации происходит уменьшение размеров зерен оливина, они приобретают неоднородное погасание, появляются полосы пластического излома, возрастает роль синтектонической рекристаллизации, нередко происходит раскалывание зерен оливина по спайности (010). По совокупности и интенсивности проявления признаков пластической деформации в Харчерузском массиве выделяются следующие главные петроструктурные типы ультрамафитов: мезогранулярный → порфировкластовый → мозаичный, которые неоднократно отмечались в перидотитах офиолитовых комплексов [Nicolas, Poirier, 1976; Гончаренко, 1989; Шмелев, 1991; Чернышов, 2001; Чернышов, Юричев, 2013 и др.]. Наиболее распространены порфировкластовые дуниты, которые возникают за счет исходных протогранулярных, результаты их исследования приводятся ниже.

Оливин в порфировкластовых дунитах представлен порфировкластами и мозаичными агрегатами с заметными количественными вариациями. Порфировкласты наблюдаются в виде одиночных зерен либо небольших скоплений субизометричной и удлиненной формы, часто вытянутых субпараллельно с направлением директивности в породе. Длина порфировкластовых зерен составляет до 5–6 мм. Границы зерен неровные, зазубренные. Порфировкласты пластически деформированы, что выражается

в неоднородном волнистом погасании и появлении многочисленных полос пластического излома. Порфирокласты погружены в тонкозернистые мозаичные агрегаты синтектонически рекристаллизованных зерен оливина размером менее 0.5 мм. Удлиненные мелкие индивиды вытягиваются вдоль директивности, нередко обтекают порфирокласты и придают им форму будин.

В порфирокластовом дуните, для которого проведен детальный петроструктурный анализ (обр. Хз-8/3), выявлены две плоскости уплощенности зерен оливина. Крупные зерна оливина уплощены в северо-западном направлении и полого погружаются на юго-запад, при этом их линейность (L_1) погружается в юго-западном направлении. Залегание этой плоскости оказывается близкой к плоскости минеральной уплощенности для мезогранулярного дунита, расположенного вблизи. Пространственно сближенным оказывается расположение их минеральной линейности. Минеральная уплощенность мелких зерен оливина имеет северо-западное простирание и крутое падение на северо-восток, при этом их линейность L_2 имеет субвертикальное погружение.

Порфирокластовые и рекристаллизованные зерна имеют близкие петроструктурные узоры (рис. 1). Оси Ng порфирокластовых зерен образуют вертикальный пояс концентрации северо-восточного простирания, нормальный ранней минеральной уплощенности. В поясе отчетливо проявляются максимумы концентрации. Наиболее сильный максимум (10 %) имеет субгоризонтальное положение и совмещается с минеральной линейностью L_1 . Другой субвертикальный максимум невысокой плотности (4 %) пространственно совмещается с минеральной линейностью L_2 . Оси Nm и Nr образуют более сложные узоры с тенденцией концентрироваться в совмещенные пояса, нормальные сильному максимуму Ng. В поясах отмечаются локальные субвертикальные и горизонтальные максимумы. При этом субвертикальные максимумы пространственно совмещаются с минеральной линейностью L_2 . Рекристаллизованные зерна отличаются более сложными петроструктурными узорами. Такое усложнение обусловлено тенденцией всех трех осей обособляться в горизонтальный пояс нормально минеральной линейности L_2 .

Динамокинематическая интерпретация полученных петроструктурных узоров проводилась с использованием данных как отечественных, так и зарубежных исследователей [Гончаренко, 1989; Nicolas, Poirier, 1976; Kunze, Ave Lallé, 1981 и др.].

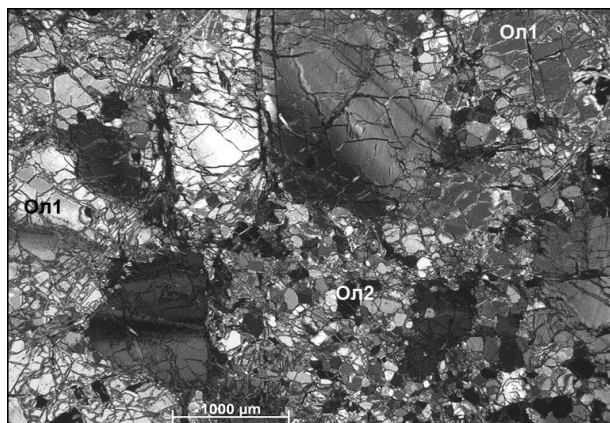


Рис. 1. Порфирокластовая структура дунита.

Ол-1 – порфирокластовые зерна оливина, Ол-2 – синтектонически рекристаллизованные мозаичные индивиды. Николи скрещены. Обр. Хз-8/3.

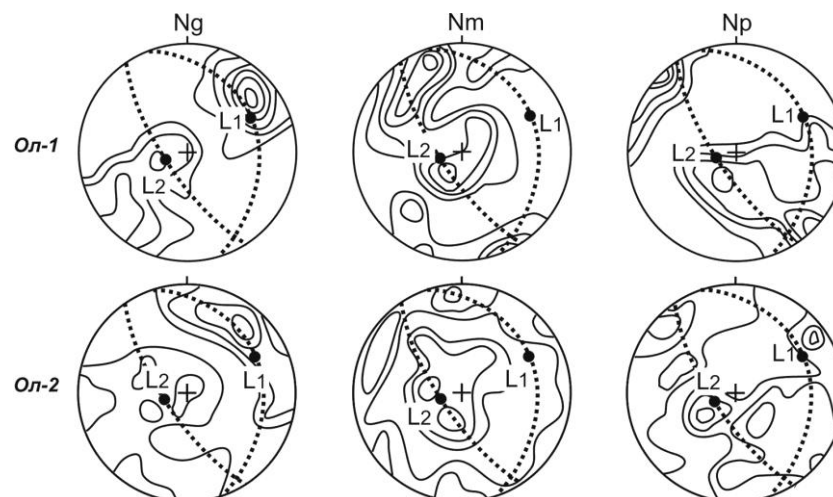


Рис. 2. Диаграммы ориентировки кристаллооптических осей зерен оливина в порфиро-
кластовом типе дунитов.

Ол-1 – порфирокласты оливина, Ол-2 – мелкозернистые мозаичные индивиды оливина. Диаграммы построены по 100 замерам кристаллооптических осей оливина. Изолинии: 1-2-4-6-8-10 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечные линии – плоскости уплощенности зерен оливина с линейностью (L).

Анализ петроструктурных узоров оптической ориентировки порфирокластовых зерен позволил установить два этапа их пластического деформирования. Первый этап соответствует образованию исходных мезогранулярных дунитов и находит отражение в оптической ориентировке уцелевших порфирокластовых зерен оливина. Он реализовался, главным образом, трансляционным скольжением по высокотемпературным системам: $(010)[100]$, $\{0kl\}[100]$, $(001)[100]$. В результате образовался максимум Ng, соответствующий направлению пластического течения (L_1). Нормально этому максимуму сформировались совмещенные пояса концентрации осей Nm и Np, в которых отмечаются локальные максимумы, расположенные перпендикулярно к первичной минеральной уплощенности.

На втором этапе мезогранулярные дуниты подвергались интенсивной синтетонической рекристаллизации и катакlastическому течению при подчиненной роли трансляционного скольжения. При этом в мозаичных зернах оливина сохраняется ранее образованная оптическая ориентировка, устанавливаемая в порфирокластах. Однако она осложняется пластическим течением, контролируемым вновь образованной субвертикальной линейностью L_2 , вблизи которой обособляются максимумы Nm и Np. Такая совмещенность максимумов Nm и Np с L_2 свидетельствует о проявлении трансляционного скольжения в оливине по низкотемпературным системам $(100)[001]$, $(110)[001]$ и $(100)[010]$.

Выводы. Таким образом, первый этап пластических деформаций реализовывался в процессе перемещения из верхней мантии в земную кору. Пластические деформации оливина осуществлялись, главным образом, высокотемпературным трансляционным скольжением, которое сопровождалось поверхностной диффузионной ползучестью. Пластические деформации этого этапа протекали при снижении температур от 1000 до 650 °C, низкой скорости (менее 10^{-6} c^{-1}) и значительном всесторон-

нем давлении (более 10 кбар) в условиях осевого сжатия [Nicolas, Poirier, 1976]. В результате образовались дуниты с равновесной среднезернистой мезогранулярной микроструктурой с возрастающей степенью пластического деформирования зерен оливина. Границы зерен оливина плавные, прямолинейные и часто сходятся в тройных точках под углом 120° .

На втором этапе пластические деформации, вероятно, осуществлялись в процессе перемещения дунитов по зонам глубинных надвигов в верхние части земной коры. Они протекали в условиях интенсивных осевых и сдвиговых деформаций при умеренно высоких и низких температурах ($\sim 500\text{--}750^\circ\text{C}$), значительных скоростях ($\dot{\epsilon} > 10^{-4}\text{ с}^{-1}$) и всестороннем давлении (~ 5 кбар) [Kunze, Ave Lallemant, 1981]. Пластическое течение в оливине осуществлялось синектонической рекристаллизацией и катакlastическим течением при подчиненной роли трансляционного скольжения. В результате образовались дуниты с порфирокластовой микроструктурой.

Литература

- Гончаренко А. И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: ТГУ, 1989. 398 с.
- Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 216 с.
- Чернышов А. И., Юричев А. И. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31–46.
- Шмелев В. Р. Гипербазиты массива Сыум-Кеу (Полярный Урал). Структура, петрология, динамометаморфизм. Екатеринбург, 1991. 79 с.
- Kunze F. R., Ave Lallemant N. G. Non-coaxial experimental deformation of olivine // Tectonophysics. 1981. Vol. 74. P. 1–13.
- Nicolas A., Poirier J. P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. New York: Wiley-Interscience, 1976. 444 p.

А. Ю. Кисин, В. В. Мурзин

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
kissin@igg.uran.ru*

Малые структурные формы и ксеногенные гранаты ультрабазитов горы Карабаш (к проблеме генезиса месторождения Золотая Гора)

Карабашский гипербазитовый массив расположен в северной части Челябинской области и приурочен к Главному Уральскому разлому, разделяющему палеоконтинентальный и палеоокеанический сектора Урала. Массив характеризуется хорошей доступностью и обнаженностью и коренным месторождением золота Золотая Гора, которое отрабатывалось до 1946 г. Имеются различные точки зрения исследователей на геологию массива, структуру и генезис месторождения, которые отражены в ряде публикаций [Ложечкин, 1935; Берзон, Бородаевский, 1984; Сазонов и др., 2002; Спиридонов, Плетнев, 2002; Серавкин и др., 2003; Знаменский и др., 2005;

Мурзин и др., 2006; Кисин, Мурзин, 2013 и др.]. Тем не менее, до сих пор остается нерешенной проблема источника рудного золота и не до конца раскрыты причинно-следственные связи и условия формирования месторождения. В рамках данных проблем нами исследовались малые структурные формы, распространенные в массиве, и ксеногенные гранаты, полученные из шлиховых проб и протолочек.

Карабашский гипербазитовый массив сложен преимущественно антигоритовыми серпентинитами. Местами отмечаются хризотилитовые серпентиниты с реликтами β -лизардита. Апогарцбургитовые разности преобладают над аподунитовыми. Иногда встречаются маломощные жилы клинопироксенитов. Э. М. Спиридонов и П. А. Плетнев [2002] отмечают признаки стратификации массива, подобной Нуралинскому и другим массивам Урала: в нижней части массива гипербазиты близки дунитам, а самые верхние участки сложены перидотитами. По результатам исследований [Серавкин и др., 2003; Знаменский и др., 2005], становление массива прошло в два этапа: 1) надвиг восточного падения в условиях горизонтального сжатия с образованием диапира (протрузии?) ультрабазитов, имеющего вид клина с острием направленным вниз, и 2) правый сдвиг. Сдвиговые деформации с дуплексами растяжения контролировали образование родингитовых жил, затем золотоносных родингитовых прожилков и продолжались в пострудный период.

На любом из вышеперечисленных этапов структурной эволюции массива реализуются деформации простого сдвига (в физическом смысле слова) с образованием различных малых структурных форм, в том числе тел вращения. Именно они могут быть ключом к пониманию реальной структуры как самого массива, так и его золоторудных месторождений. Полевые исследования показали, что тела вращения в ультрабазитах Карабашского массива многочисленны. Размеры их варьируют от нескольких сантиметров до нескольких метров. Форма тел – от слегка угловатой до сферической. Представлены они обычно серпентинитами, иногда родингитами. Тела вращения испытали сложные деформации, иногда радиально-концентрическое растрескивание (напоминающее старый спил дерева), перекристаллизацию и другие изменения однотипного характера. Оси вращения лежат в плоскости сдвига, но падают на северо-восток под углом около 70° (до $50-45^\circ$), что трудно объяснить только условиями правого сдвига. Детальные исследования ориентированных образцов (мелких будин) показали, что будины испытали сложные деформации кручения и растяжения вдоль оси вращения. Деформации кручения обусловлены более высокой угловой скоростью вращения верхней части будин относительно нижней ее части. В условиях сдвига это становится возможным только, если площадь горизонтального сечения в верхней части тела больше, чем в нижней. Установлено также, что внутренний объем будин сильно тектонически переработан. Изучение характера деформаций показало, что они имеют сколовый характер и сопровождались синтетектонической перекристаллизацией, обеспечивающей прочность породы. Трещины возникали, были активны на каком-то этапе и отмирали, залечивались жильным материалом и иногда вновь активизировались. Поэтому в будине практически нет объемов, свободных от залеченных трещин.

Неожиданные результаты показало шлиховое опробование склонов горы Карабаш вблизи ее вершины. Кроме типичных для ультрабазитов минералов, в шлихах широко распространены ставролит, кианит и особенно гранаты, составляющие более 50 % от объема тяжелой фракции. Возник вопрос: как эти минералы могли оказаться на горе? Древний аллювий? Но на опробованных склонах горы нет аллювиальных

отложений, только щебнистый делювий ультрабазитов. Материал практически не имеет признаков механического износа. Древний аллювий обычно обогащен цирконами, а здесь циркон присутствует в ничтожных количествах во фракции -0.10 мм. Около 90 % гранатов представлено остроугольными осколками, остальные – хорошо оформленными кристаллами ромбододекаэдрического облика. Другой возможный вариант: источником данных минералов являются породы массива. Для проверки этого варианта были изучены тяжелые фракции протолок карбонатов, возможно, карбонатитов или карбонатитоподобных пород (мелкие линзы и жилы в ультрабазитах; пробы В. В. Мурзина), дунитов и гарцбургитов (пробы А. А. Краснобаева). Гранаты установлены во всех пробах и по внешнему виду похожи на гранаты из шлиховых проб. В обоих случаях распространены гранаты оранжево-коричневые, красно-коричневые (гроссуляр-альмандин-спессартин, пироп-гроссуляр-спессартин-альмандин), розовато-лиловые, лиловые (пироп-альмандин), коричневые и желто-зеленые (гроссуляр-андрадит, андрадит-демантоид). Результаты микрозондовых анализов 123 зерен граната (в т. ч. 12 зерен из протолок) вынесены на диаграмму компонентных составов (рис. 1). Гранаты гроссуляр-андрадитового ряда, обычно представленные кристаллами, и демантоиды генетически связаны с родингитами и ультрабазитами Карабашского массива. Все остальные относятся к ксеногенным. Их близкие аналоги широко распространены в смежном Уфалейском блоке, претерпевшем метаморфизм повышенных давлений, и детально изучены А. И. Белковским [1986]. На диаграмме большинство точек легло в поле кислых гранулитов, амфиболитов и роговиков. Гранаты спессартинового ряда отвечают гранатам пегматитов и гранитов. Одно зерно граната трехкомпонентное: альмандин₂₇-гроссуляр₂₈-пироп₄₃. Гранаты близкого состава описаны в максютовском комплексе, претерпевшем метаморфизм ультравысоких и высоких давлений [Вализер, Дубинина, 2007].

Интерес вызвали и минеральные включения в розовато-лиловых пироп-спессартинах. В одних случаях, это ориентированные игольчатые включения, вероятно, рутила, образующие систему на подобие «сагенитовой решетки», но объемной (рис. 2а), в других случаях – пунктирная вкрапленность мелких изометричных до игольчатых включений (рис. 2б–г). Пунктирная вкрапленность обычно образует линии, протяженные цепочки, которые собираются в струи, напоминающие «линии дождя» (рис. 2в). Состав включений

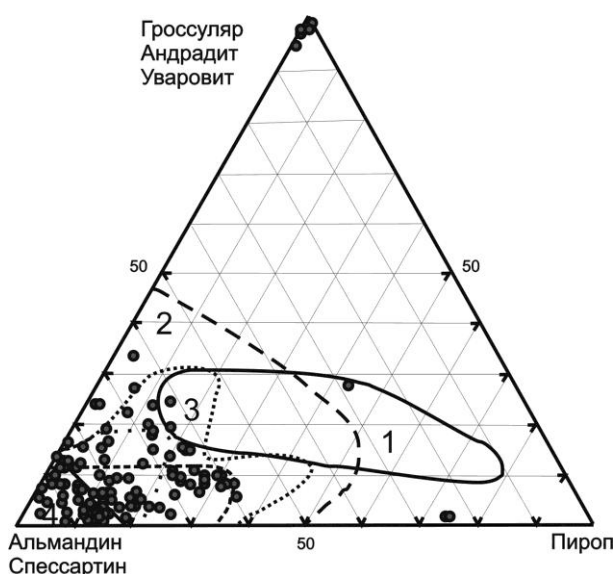


Рис. 1. Компонентный состав гранатов горы Карабаш.

Поля составов по [Соболев, 1964]: 1 – эклогитов; 2 – гранулитов; 3 – амфиболитов; 4 – роговиков.

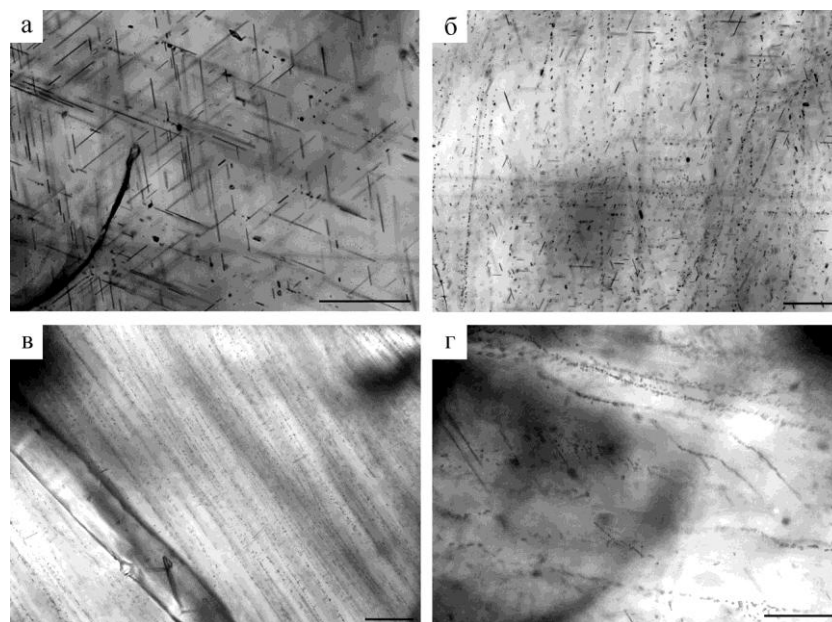


Рис. 2. Характерные включения в пироп-альмандинах горы Карабаш: а) иглы рутила, образующие подобие «сагенитовой решетки»; б–г) точечные включения, образующие протяженные цепочки типа «линий дождя».

не изучался. При этом могут присутствовать иглы рутила, имеющие иную ориентировку, и пунктирная вкрапленность. Вместе они иногда образуют систему, напоминающую «сагенитовую решетку», но деформированную (рис. 2б). Иногда наблюдаются одиночные извилистые цепочки включений. Можно предположить, что включения типа «линий дождя» могли возникнуть в результате пластических деформаций граната, изменения геометрии объема зерна и, как следствие, будинирования игольчатых включений (рутила?), ориентированных близко оси растяжения. Будинирование ориентированных включений, подобных «сагенитовой решетке» рутила, могло создать включения типа «линий дождя». Причиной пластических деформаций граната могли быть повышенные температуры и дифференцированные напряжения вмещающей среды.

Исходя из выше изложенного, предполагается следующая геотектоническая модель становления Карабашского ультрабазитового массива. В условиях позднепалеозойской коллизии сформировался восходящий поток корово-мантийной смеси. При прохождении через коровые образования тектонический поток захватил многочисленные разноразмерные блоки различных пород и обогатился ксеногенным материалом. Часто наблюдаемые в обнажениях структуры нагнетания, трещины растяжения, флюидалность и высокая кавернозность ультрабазитов указывают на малоглубинные условия становления массива и на высокое внутреннее давление в тектоническом потоке. Декомпрессия пород восходящего тектонического потока явилась причиной образования крупных крутопадающих кулисообразных трещин

растяжения, синтетектонического аутометаморфизма и гидротермально-метасоматической деятельности с образованием нескольких генераций родингитов (хлограпитов), хлоритолитов, карбонатных прожилков и карбонатитоподобных пород. Деформации кручения в зоне правого сдвига, наложенные на тела хлограпитов и родингитов и вызвавшие их катаклаз, подготовили структуры, благоприятные для формирования богатых рудных столбов. По результатам дешифрирования космоснимков предполагается, что вихревые структуры и деформации кручения охватывают значительные участки массива. Деформации кручения с пологопадающими крупными трещинами скалывания могли быть причиной быстрого выклинивания или срезания рудных столбов на южном фланге месторождения [Кисин, Мурзин, 2013]. Пока трудно назвать источники рудного золота и причины его переноса, но эти задачи вполне решаемы в рамках изложенной модели.

Работа выполнена при поддержке проекта № 15-11-5-17 Президиума УрО РАН. Авторы благодарят главного научного сотрудника ИГТ УрО РАН А. А. Краснобаева за предоставленные для исследований гранаты из протолок проб ультрабазитов.

Литература

- Белковский А. И. Эволюция состава гранатов эклогит-сланцевых и эклогит-сланцево-мигматитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 226 с.
- Берзон Р. О., Бородаевский Н. И. Месторождение Золотая Гора // В кн.: Золоторудные месторождения СССР. М.: Недра, 1984. Т. 1. С. 187–195.
- Вализер П. М., Дубинина Е. В. Пироп-альмандин-гроссуляровые гранаты эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // Минералогия Урала–2007. Миасс–Екатеринбург, 2007. С. 206–210.
- Знаменский С. Е., Серавкин И. Б., Майер М. Ф. Структурный контроль золотородингитового оруденения месторождения Золотая Гора (Южный Урал) // Известия ВУЗ. Геология и разведка. 2005. № 1. С. 30–35.
- Кисин А. Ю., Мурзин В. В. О тектонической позиции золотого оруденения горы Карабаш // Ежегодник–2012. Вып. 160. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2013. С. 44–47.
- Ложечкин М. П. Карабашское месторождение медистого золота // В сб.: Проблемы геохимии основных магм. Свердловск: УФАН СССР, 1935. С. 35–44.
- Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Варламов Д. А., Шанина С. Н. Золотое оруденение в родингитах массивов альпинотипных гипербазитов // Литосфера. 2006. № 1. С. 113–134.
- Сазонов В. Н., Мурзин В. В., Огородников В. Н., Волченко Ю. А. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. 2002. № 4. С. 63–77.
- Серавкин И. Б., Знаменский С. Е., Косарев А. М. Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования // Геотектоника. 2003. № 3. С. 42–64.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
- Спиридонов Э. М., Плетнев П. А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о «золото-родингитовой» формации). М.: Научный мир, 2002. 220 с.

В. В. Зайков^{1,2}, В. А. Котляров¹, Р. В. Кужугет³, А. М. Юминов^{2,1}

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

² – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
zaykov@mineralogy.ru

³ – Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
г. Кызыл

Иодидная минерализация в родингитах древнего рудника Воровская Яма, Южный Урал

Иоди́ды встречаются только в гипергенных условиях, в первую очередь, в зоне окисления сульфидных, медноколчеданных, полиметаллических и серебросодержащих месторождений в регионах с аридным климатом. На данный момент известно две модификации AgI: иодаргирит AgI (гекс.) и майерсит (Ag,Cu)I (куб.) [Пеков и др., 2010]. Майерсит с маршитом (CuI) образует твердые растворы кубических иодидов прерывистого ряда маршит (Mar)–майерсит (Mie). В минералах ряда Mar–Mie Рубцовского месторождения на Алтае достоверно зафиксирован ряд составов от Mar₁₀₀Mie_{0,00} до Mar_{0,00}Mie₁₀₀ с разрывом смесимости в интервалах (Mar_{82,5}Mie_{17,5})–(Mar_{0,57}Mie_{0,43}) и (Mar_{0,29}Mie_{0,71})–(Mar_{0,18}Mie_{0,82}). Из иодидов более распространен только иодаргирит, остальные иоди́ды встречаются крайне редко. В последние годы находки иодидов во многих рудных объектах увеличиваются с каждым годом. В окисленных рудах Хаак-Саирского золото-кварцевого малосульфидного месторождения (Республика Тыва) среди лиственитов выявлена галогенидная минерализация: иоди́ды (иодаргирит, Вг-содержащий иодаргирит, Вг-, Cl-содержащий иодаргирит), минералы ряда маршит–майерсит, мошелит, хлориды серебра (разновидности хлораргирита – Вг-содержащий, Вг-, I-содержащий) и бромиды (разновидности бромаргирита – I-содержащий, I-, Cl-содержащий и Cl-, I-содержащий) [Кужугет, 2014]. При изучении минералогии древнего рудника Воровская Яма на Южном Урале в родингитах нами была также выявлена иодидная минерализация, характеристика которой является целью статьи.

Медный рудник бронзового века Воровская Яма был открыт в процессе геоархеологических исследований [Зайков и др., 2000]. Археологический памятник располагается в одной из тектонических пластин, сложенных гипербазитами, на границе Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской палеоостроводужных зон. Поиск и изучение иодидов проведены с помощью электронного микроскопа (с пределами обнаружения содержаний элементов-примесей – 0.01 мас. %) РЭММА 202М в Институте минералогии УрО РАН.

Древний рудник находится в холмистой местности на левобережье р. Зингейка. Название выемки, в которой прятали украденный скот, и которая оказалась древним карьером, дали местные жители. Древний карьер имеет диаметр 30–40 м и глубину 3–5 м, первичная глубина была, по данным георадарной съемки, 6–7 м [Зайков и др., 2014]. Карьер окружен прерывистым отвалом шириной 5–15 и высотой 0.8–1.5 м. Наиболее полный разрез состоит из трех горизонтов, разделенных слоями погребенных почв. Нижний горизонт мощностью 5–10 см сложен зеленовато-желтыми нонtronитовыми глинами с редкой дресвой медных руд. Средний горизонт состоит из песчано-глинистой массы, обогащенной дресвой и плитчатыми обломками выветренных базальтов и серпентинитов, а также обломками, пропитанными малахитом.

Слой имеет линзовидную форму и мощность 70 см. Верхний горизонт состоит из нескольких эшелонированных тел различного цвета и состава. В слоях, обогащенных нонтронитовой глиной, имеются обломки медных руд.

На дне карьера канавами и шурфами вскрыта линза медьсодержащих пород мощностью до 3–8 и длиной 25 м. Ее верхняя часть представлена корой выветривания с обломками родингитов и жилами малахита и азурита, далее идет элювиальная часть рудного тела мощностью 2–4 м. Родингиты представлены массивными мелко- и среднекристаллическими пироксен-гранатовыми породами. Гранат (андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$) содержит (мас. %): CaO 32.44–32.99; FeO 29.44–31.97; MgO 0.19–0.37; MnO 0.54–0.70; SiO_2 34.06–35.60; Al_2O_3 0.24–0.85. Пироксен промежуточного состава ряда диопсид-геденбергит содержит (мас. %): CaO 23.97–24.78; Na_2O 0.00–0.27; MgO 9.63–10.58; FeO 10.41–11.20; MnO 1.97–2.94; SiO_2 50.96–51.86; Al_2O_3 0.01–0.32. Состав отвечает формуле $(\text{Ca}_{0.99-1.01}\text{Na}_{0.00-0.02})_{0.99-1.01}(\text{Mg}_{0.56-0.60}\text{Fe}_{0.33-0.36}\text{Mn}_{0.06-0.10})_{0.99-1.01}(\text{Si}_{1.96-2.00}\text{Al}_{0.00-0.02})_{0.97-2.00}\text{O}_6$.

Содержание меди в минерализованных породах находится в пределах 3–5 %. Согласно произведенным расчетам из добытой рудной массы (около 5000 т) при содержании меди 3 % и коэффициенте извлечения 10 % могло быть получено приблизительно 70 т меди. Медное оруденение представлено комплексом вторичных минералов зоны гипергенеза. Малахит образует тонкие жилки и желваки размером до 4 см и скопления землистых масс. Зафиксированы концентрически-зональные радиально-лучистые почковидные агрегаты в сростании с кристаллами азурита размером до 2–3 мм. В шлиховом материале шурфов обнаружены единичные зерна куприта темно-красного цвета. Ранние сульфиды представлены халькопиритом, халькозином, Fe-сфалеритом, кубанитом и пирротинном неправильных и удлинённых форм (до 40 мкм) в андрадите. Медное оруденение связано с поздней сульфидной минерализацией с минералами серебра (акантитом, маккинстриитом), которая вместе с ранними сульфидными в коре выветривания подверглась окислению. По данным атомно-адсорбционного анализа, содержания Au и Ag в родингитах составляет 0.2–0.5 и 5–19 г/т, соответственно.

Иодид серебра в виде небольших зерен и агрегатов различной морфологии до 50 мкм залечивает поздние трещины в гранате и пироксене или цементирует их катклазированные обломки (рис.). Часто зерна иодида серебра сложной морфологии отмечаются в малахите. В прожилках иодидная минерализация ассоциирует с малахитом, азуритом, акантитом, маккинстриитом и ртутистым серебром. В некоторых выделениях акантита отмечается содержание I до 5.33 мас. %, Br до 2.38 мас. %, в ртутистом серебре – Br до 1.30 мас. %. Следы брома и иода в некоторых участках ртутистого серебра и акантита можно трактовать как начало процесса гипергенной галогенизации серебра. Аналогичная картина описана в зоне окисления золото-колчеданно-полиметаллического месторождения Балта-Тау на Южном Урале [Зайков и др., 2003]. Химический состав иодида серебра (мас. %): Ag 43.50–47.83; I 51.43–56.50 (табл.).

Из-за малых размеров иодидов серебра не удалось провести рентгеновские анализы. Предполагается, что в родингитах медного проявления Воровская Яма развита гексагональная (иодаргирит) модификация AgI, т. к. иодаргирит в отличие от майерсита тяготеет к верхним горизонтам коры выветривания рудных месторождений. Это обусловлено, по-видимому, огромной разницей в растворимости – AgI (8.3×10^{-17}) и CuI (1×10^{-12}).

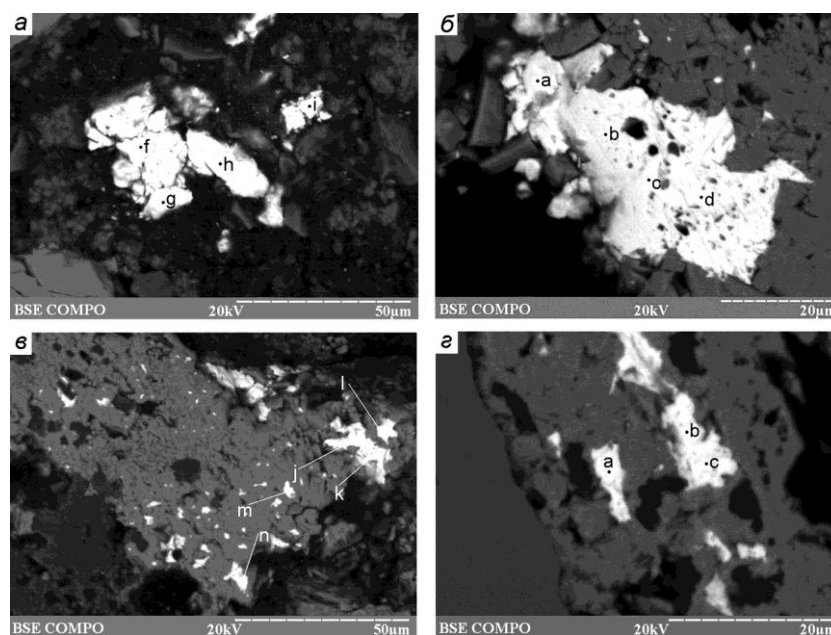


Рис. Зерна иодида серебра в окисленных родингитах древнего рудника Воровская Яма. Номера зерен: а) 507-В-1; б) 507-В-2; в) 507-В-3,4,5; г) 507-Е-1,2. Точки анализов на рисунках соответствуют таблице. Изображения в обратно-рассеянных электронах (РЭММА-202 М, аналитик В. А. Котляров).

Т а б л и ц а

Химический состав иодида серебра (мас. %)

№ п/п	№ зерна	№ анализа	Ag	I	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	507-В-1	21361f	45.64	53.96	99.60	$Ag_{1.00}I_{1.00}$
2		21361g	46.28	52.94	99.22	$Ag_{1.03}I_{1.00}$
3		21361h	46.40	53.58	99.98	$Ag_{1.02}I_{1.00}$
4		21361i	46.33	53.33	99.66	$Ag_{1.02}I_{1.00}$
5	507-В-2	21361a	46.55	53.20	99.75	$Ag_{1.03}I_{1.00}$
6		21361b	46.88	52.25	99.14	$Ag_{1.06}I_{1.00}$
7		21361c	46.76	53.07	99.82	$Ag_{1.04}I_{1.00}$
8		21361d	47.83	51.43	99.26	$Ag_{1.09}I_{1.00}$
9	507-В-3	21359j	45.50	54.19	99.69	$Ag_{0.99}I_{1.00}$
10		21359l	46.33	53.37	99.70	$Ag_{1.02}I_{1.00}$
11	507-В-4	21359m	45.47	54.06	99.53	$Ag_{0.99}I_{1.00}$
12	507-В-5	21359n	44.39	55.10	99.49	$Ag_{0.95}I_{1.00}$
13	507-Е-1	21362a	47.27	52.53	99.81	$Ag_{1.06}I_{1.00}$
14	507-Е-2	21362b	43.50	56.50	100.00	$Ag_{0.91}I_{1.00}$
15		21362c	46.75	52.91	99.66	$Ag_{1.04}I_{1.00}$

П р и м е ч а н и е . Формулы рассчитаны на 1 атом иода.

Среди включений в малахите были выявлены мелкие неидентифицированные фазы следующего состава (мас. %): Ag 44.39–49.64; Hg 13.02–16.95; Cu 10.19–13.94; I 14.35–15.63; Br 3.81–5.78; Fe 1.35–1.46; S 2.67–2.82.

По имеющимся данным, на Южном Урале наиболее контрастные и значительные по масштабу ореолы иода проявляются в коре выветривания палеогенового и неогенового возраста [Читаева и др., 1971]. Имеются указания о наличии бромидов в зоне окисления золото-колчеданно-полиметаллического месторождения Балта-Тау [Зайков и др., 2003]. Приуроченность иодидов на медном проявлении Воровская Яма к коре выветривания можно рассматривать как результат их формирования в результате гипергенеза. Иодидная минерализация встречается в поздних трещинах, цементирует катаклазированные зерна граната и пироксена в ассоциации с малахитом, азури-том, акантитом и бромсодержащими минералами.

Исследования выполнены при поддержке Минобрнауки РФ (госзадание № 33.264.2014), междисциплинарного проекта УрО РАН.

Литература

Зайков В. В., Белогуб Е. В., Котляров В. А. Галогениды серебра и самородное золото из зоны окисления месторождения Балта-Тау (Южный Урал) // Минералогия Урала–2003. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 16–20.

Зайков В. В., Зданович Г. Б., Юминов А. М. Воровская Яма – новый рудник бронзового века // Археологический источник и моделирование древних технологий. Челябинск: Аркаим, Институт истории и археологии УрО РАН. 2000. С. 112–130.

Зайков В. В., Юминов А. М., Зданович Г. Б., Носкевич В. В. Древние рудники в гиперба-зитах Южного Урала (на примере археологического памятника Воровская Яма // Геоархеоло-гия и археологическая минералогия–2014. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 103–107.

Кужугет Р. В. Иодидная и бромидная минерализация в окисленных рудах Хаак-Саир-ского золоторудного месторождения, Западная Тува // Записки РМО. 2014. № 2. Т. 143. С. 64–80.

Пеков И. В., Лыкова И. С., Брызгалов И. А. и др. Уникально богатая иодидная минера-лизация в зоне окисления Рубцовского полиметаллического месторождения (Северо-Западный Алтай, Россия) // Записки РМО. 2010. № 6. Т. 139. С. 1–21.

Читаева Н. А., Миллер А. Д., Гроссе Ю. И., Чистякова Н. И. Особенности распределе-ния иода в зоне гипергенеза Гайского медноколчеданного месторождения // Геохимия. 1971. № 6. С. 696–709.

С. Г. Суставов, С. А. Федоров

*Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
saf13d@mail.ru*

Ванадаты висмута из редкометальных пегматитов Светлинского месторождения, Южный Урал

Ванадаты висмута – редкие минералы, обнаруженные на месторождениях Урала во второй половине XX века. В настоящее время известны три полиморфных модификации, отвечающие формуле BiVO_4 , – клинобисванит, пухерит и дрейерит. На Урале известны только первые две модификации.

Первым на Урале был найден и описан клинобисванит в амазонитовом пегматите копи № 57 Ильменских гор [Поляков, 1984]. «Вокруг бисмутита, находящегося в этих же пегматитах, наблюдался ореол канареечно-желтого цвета, вызванный распределением по микротрещинам ярко-желтого минерала, в большинстве случаев представленного порошковатым агрегатом. Лазерный спектральный микроанализ этого минерала показал, что он состоит в основном из ванадия и висмута. Снятая дебаеграмма по наиболее интенсивным линиям соответствовала клинобисваниту» [Поляков, 1984].

Пухерит был установлен А. С. Таланцевым и И. Г. Демчук при изучении гранитных пегматитов Светлинского месторождения [Таланцев и др., 1990]. Встречен в желваках пегматитовых линз в виде зональных корочек, развивавшихся путем замещения бисмутита, слагающих желвак. Эти корочки всегда присутствовали только с одной стороны желвака, но не на всей его поверхности. Толщина корочек во всех случаях не превышала 0.6 мм. Рентгеноструктурный анализ показал, что в них доминирует пухерит.

Светлинское месторождение расположено в центральной части Кочкарского антиклинория в Восточно-Уральской мегазоне Южного Урала. В антиклинории выделяется несколько куполовидных гранито-гнейсовых массивов, являющихся центрами зонального метаморфизма. Среди этих массивов известны небольшие тела пегматитов и редкие жилы кварца. Здесь известно одноименное пегматитовое поле с редкометальной и самоцветной минерализацией [Кисин, 2010].

При изучении шлиховой пробы, полученной из рыхлых отложений месторождения, были выделены бурые зерна, которые изучены под бинокулярным стереоскопическим микроскопом МБС-10 и на электронном сканирующем микроскопе JSM-6390LV в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург). Минералы определены на рентгеновском аппарате УРС-0.5 на кафедре минералогии, петрографии и геохимии Уральского государственного горного университета. Среди отобранных зерен выделены три морфологические разновидности: 1) тонкодисперсные налеты толщиной до 0.1 мм; 2) мелкозернистые агрегаты; 3) отдельные кристаллы и их сростки.

Тонкодисперсные налеты имеют преимущественно ярко-желтую и золотисто-оранжевую окраску и развиты на поверхности красновато-бурых зернистых агрегатов. Блеск, в отличие от зернистых масс и кристаллов, перламутровый. Покрываемая налетами площадь варьирует в пределах от 0.1×0.1 до 0.4×0.2 мм. Толщина их достигает от нескольких сотых (на самих зернах) до 0.1 мм (в интерстициях между ними).

Под электронным микроскопом у тонкодисперсных налетов наблюдается блочное строение (рис. 1). Блоки состоят из радиально-лучистых индивидов и отличаются друг от друга их размерами. Некоторые блоки наклонены относительно других, из-за чего создается ложное ощущение, что индивиды имеют форму чешуек. Длина индивидов достигает 35 мкм. Величина блоков составляет от 35×50 до 80×70 мкм. Между блоками наблюдаются зоны дробления. В последних обломки имеют изометричную форму и размеры от десятых долей до 10×6 мкм. Мелкие зерна постепенно сменяются более крупными, величина пор между которыми увеличивается. Зоны дробления приурочены к прямолинейным трещинам, пересекающим тонкозернистую массу налета.

В некоторых случаях исходные зерна имеют радиально-пластинчатое строение (рис. 2). Таблитчатые индивиды (размером от 5×1 до 10×3 мкм) собраны в слои, закрученные вокруг центра. Приближаясь к центру, индивиды увеличиваются в размерах

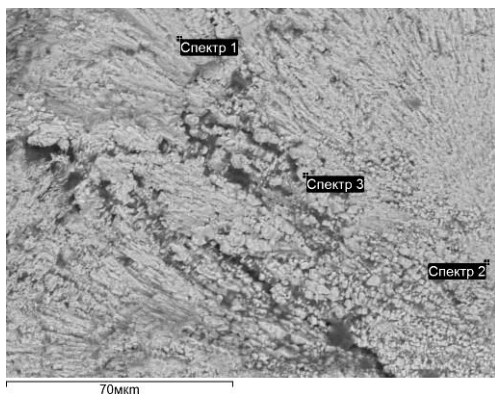


Рис. 1. Агрегат с блоковым строением и слабослоистой структурой.

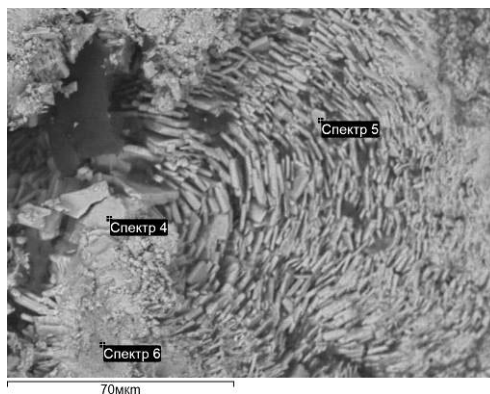


Рис. 2. Сферолит из тонкотаблитчатых кристаллов.

и в центральной части достигают размера более 15×5 мкм. Центр более пористый и сложен таблитчатыми индивидами размером 10×5 мкм. К периферии уменьшается величина пор между слоями и размер отдельных индивидов.

Зернистые агрегаты имеют буровато-оранжевые, красновато-бурые и темно-бурые цвета. Структура мелко- и тонкозернистая, размеры зерен варьируют от нескольких сотых (у агрегатов со светлой окраской) до 0.6×0.4 мм (у темно-бурых разностей). Некоторые зерна имеют форму, близкую к бипирамидальной. Окраска отдельных зерен неравномерная, наблюдается слабая зональность: светло-желтовато-бурая в центре и темная, буровато-оранжевая на периферии. Интерстиции между зернами часто заполнены тонкочешуйчатым минералом белого цвета.

Отдельные кристаллы и их сростки имеют преимущественно кремовый цвет с зеленоватым оттенком, также встречаются красновато-бурые разности. Кристаллы имеют таблитчатую, призматическую и бипирамидальную формы. Размер варьирует от 0.5 до 1.2 мм (у кремовых зерен). Часть кристаллов деформирована и покрыта трещинами. Установлено нарастание мелкого бипирамидального кристалла (150×80 мкм) висмутового минерала на крупный таблитчатый кристалл монацита (700×500 мкм).

Состав исследованных зерен приведен в таблице.

Соотношение Bi:V приблизительно одинаково – 4:1. При повышении содержания Bi и появлении примеси Fe окраска зерен становится более темной. Количество Na, K, Si и Al говорит о присутствии в зернах алюмосиликатов, предположительно K-Na слюд, которые наблюдались в виде белых чешуйчатых выделений, заполняющих интерстиции между зернами ванадата висмута. Наличие кальция говорит о присутствии гипса (в спектре sdвойникованных кристаллов, свойственных гипсу, обнаружены кальций и сера). По рентгеноструктурным данным агрегат буровато-красного цвета определен как клинобисванит, а зерна и кристаллы кремового цвета с зеленоватым оттенком соответствуют пухериту. Присутствие дрейерита остается под вопросом. Возможно, в одном случае, призматические кристаллы с поперечным сечением, близким к квадратному, могут быть отнесены к дрейериту.

Отложение пухерита и клинобисванита происходило на заключительной гидротермально-метасоматической стадии формирования пегматитовых жил. Присутствие двух полиморфов свидетельствует о том, что отложение их происходило в разное время. Разная степень сохранности кристаллов и зерен этих минералов говорит о дли-

Таблица

Химический состав зерен 1 и 2 групп (фаз), мас. %

№ обр.	Спектр	O	Na	Al	Si	S	K	Ca	V	Fe	Bi	Сум-ма
1	Спектр 1	11.13			0.67				18.68		69.52	100
	Спектр 2	14.48		1.14	1.65				15.86	0.99	65.89	100
	Спектр 3	10.8							16.94		72.27	100
2	Спектр 4	12.84		0.53	0.77				17.22		68.64	100
	Спектр 5	11.23		1.06	1.18				18.34		68.19	100
	Спектр 6	17.41		1.31	1.95				16.83		62.5	100
3	Спектр 9	13.12	0.71		1.72				9.33	28.24	46.87	100
4	Спектр 11	15.92		0.51	0.77				15.1		67.7	100
	Спектр 12	16.49		1.37	3.16			0.37	14.48		64.14	100
5	Спектр 14	13.61			0.4				14.77		71.23	100
	Спектр 15	6.66			0.53				17.25		75.56	100
	Спектр 16	17.36		9.81	31.11		22.28		2.64	0.96	15.84	100
	Спектр 18	78.04				11.14		10.82				100

Примечание. Анализы выполнены на СЭМ JSM-6390LV с ЭДС приставкой INCA X-Max (Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик Е. С. Шагалов).

тельности их существования. Во всех зернах сохраняется соотношение между Bi:V, и часто наблюдается слабая зональность, что говорит о кристаллизации вещества в спокойной термодинамической обстановке. Раздробленность зерен и трещины деформации на кристаллах говорят о том, что индивиды подвергались воздействию поздней тектоники.

Литература

- Кисин А. Ю. Структурный контроль Светлинского пегматитового поля // Геоматериалы. 2010. С. 12–14.
- Поляков В. О. Висмутовая минерализация в Ильменских горах // В сб.: Материалы по минералогии месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 19–23.
- Таланцев А. С., Демчук И. Г. Гипергенные ванадий-висмутовые минералы в гранитном пегматите из Кочкарского района на Южном Урале // Материалы к минералогии Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 28–35.

Я. М. Тютев¹, М. Н. Анкушев², И. А. Блинов²

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

² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

**Минералогические особенности медного месторождения Таш-Казган
(Южный Урал, Республика Башкортостан)
(руководитель В. В. Зайков)**

Месторождение Таш-Казган находится в Учалинском районе республики Башкортостан, в 3 км к юго-востоку от деревни Курамино (долгота 54°37'21.6", широта 059°49'26.9"). Месторождение обнаружено в конце XVIII века по «чудским копиям». С башкирского языка название Таш-Казган переводится как «каменоломня», ранее рудник назывался также Кукушевским. Промышленные разработки начались одновременно с добычей медных руд месторождения Никольское в начале XIX века [Юминов, Зайков, 2009]. Руды месторождения отвозились на Миасский медеплавильный завод, который располагался в 50 км к северо-западу от рудника. Позднее, к 60-м годам XIX века, месторождение было полностью выработано.

Цель работы – минералогическая характеристика руд месторождения Таш-Казган. Основные задачи: изучение морфологии рудных и акцессорных минералов, текстур и структур руд, определение состава минералов. В ходе работы были использованы методы рудной микроскопии (микроскоп Olympus BX51 и Axiolab Carl Zeiss Института минералогии УрО РАН, микроскоп Полам Р-312 геологического факультета ЮУрГУ), состав минералов установлен на электронном микроскопе Vega3 TESCAN SBU (аналитик И. А. Блинов, Институт минералогии УрО РАН).

Объект принадлежит Никольскому рудному полю, к которому также относится Никольское месторождение серебра и меди. Месторождение локализовано в базальтоидах и трахидацитах березовской свиты нижнекарбонového возраста, входящих в Магнитогорский междугорный бассейн [Зайков, 2006]. Вулканогенные отложения секутся линейными телами гранитов, с которыми связаны кварцевые жилы и зоны березитизации [Юминов, Зайков, 2009]. Месторождение относится к сульфидно-кварцевому типу. В настоящий момент объект представляет собой группу небольших карьеров глубиной до 4 м и шурфов с отвалами жильного кварца с сульфидной минерализацией. Площадь развития выработок составляет 100 × 300 м.

Изученный кварц пронизан прожилками и вкрапленностью рудных минералов, составляющих 5–10 % массы образцов, среди которых установлены первичные минералы и продукты их преобразования в коре выветривания. К первичным относятся халькопирит, сфалерит, теннантит, киноварь. Вторичные представлены борнитом, халькозином, ковеллином, малахитом, иодаргиритом, бромаргиритом, арсенатом меди, гематитом и гидроксидами железа. Барит образует небольшие (10 мкм) ксеноморфные агрегаты в колломорфной массе гидроксидов железа.

Микроскопически были выделены коррозионные структуры замещения борнита халькозином и ковеллином, коллоидные структуры гидрооксидов железа и деформационные структуры для гематита.

Халькопирит присутствует в виде ксеноморфных агрегатов и образует решетчатые срастания с борнитом, ковеллином и халькозином. Формула минерала близка к стехиометрической: $\text{Cu}_{1.03}\text{Fe}_{0.96}\text{S}_2$.

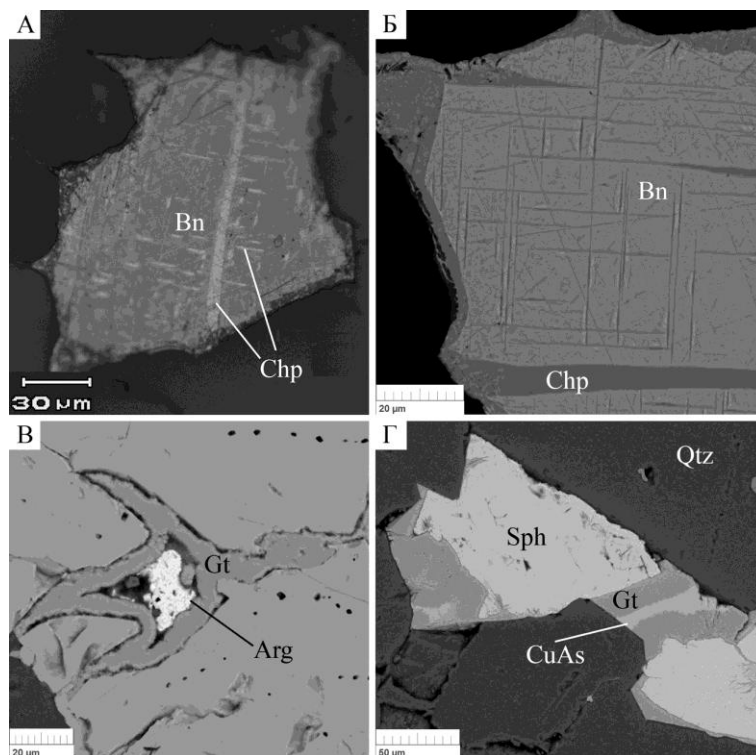


Рис. Минералы зоны гипергенеза месторождения Таш-Казган: а) решетчатые срастания борнита и халькопирита; б) деталь предыдущего снимка; в) иод-хлор-бромаргирит среди гидроксидов железа; г) срастание сфалерита, гетита и арсената меди.

Bn – борнит, Chp – халькопирит, Sph – сфалерит, Arg – I, Cl-содержащий бромаргирит, CuAs – арсенат меди, Gt – гетит, Qtz – кварц. Снимки: а) отраженный свет; б–г) изображения в отраженных электронах.

Борнит имеет характерный пурпурно-розовый цвет, в поверхностных условиях многие зерна борнита со временем приобрели ярко-розовый оттенок в связи с побелостью. Зерна имеют ксеноморфный облик, наблюдается замещение халькозином и ковеллином, которые образуют каймы обрастания. Редко наблюдаются идиоморфные кристаллы борнита в кварце. Борнит развивается по халькопириту, образуя пластинчатые и решетчатые срастания (рис.). Формула минерала близка к стехиометрической: $\text{Cu}_{4.86-4.92}\text{Fe}_{0.96-1}\text{S}_4$. В некоторых зернах борнита наблюдаются структуры распада твердого раствора, образованные висмутсодержащим минералом, диагностировать состав которого, в силу малого размера индивидов (менее 1 мкм), не удалось.

Сфалерит встречается редко, образуя гипидиоморфные агрегаты, в срастании с арсенатами, гетитом и халькозином.

Теннантит образует ксеноморфные выделения, имеет светло-серый цвет. Замещается халькозином и ковеллином.

Метациннабарит обнаружен в единственном случае в виде небольшого (около 5 мкм) ксеноморфного индивида. Минерал диагностирован по данным рентгеноспектрального микроанализа, формула минерала соответствует стехиометрической

Hg_{1.01}S_{1.00}. Известны находки метациннабарита в зонах окисления колчеданных месторождений Южного Урала [Белогуб, 2009ф].

Халькозин замещает зерна борнита, имеет светло-голубоватый и серовато-голубоватый цвет по сравнению с ковеллином. Образует совместно с ковеллином ксеноморфные сростания решетчатой текстуры.

Ковеллин замещает халькозин, имеет ярко-синий до индигово-синего цвет порой с фиолетовым оттенком. Обладает сильным плеохроизмом от бледно-серо-голубого до отчетливо синего.

Водосодержащий арсенат меди обнаружен в единичном случае в виде ксеноморфного агрегата размером 20 мкм, в сростании со сфалеритом и гетитом. Вероятнее всего развивается по теннантиту. Минерал имеет состав (мас. %): FeO 2.15, CuO 44.9, ZnO 3.96, As₂O₅ 35.29, Sb₂O₃ 0.5.

Гематит наиболее распространен в изученных образцах. Минерал образует идиоморфные и гипидиоморфные зерна таблитчатой и пластинчатой формы.

Гидроксиды железа развиваются по гематиту, а также заполняют трещины и небольшие пустотки в кварце, образуя почковидные массы.

Малахит образует три типа агрегатов: 1) сростки с гематитом, в которых отдельные пластинки гематита рассекают малахит; 2) самостоятельные включения в кварце; 3) радиально-лучистые сростки.

В колломорфной массе гидроксидов железа обнаружены *иодаргирит* и *иод-хлор-бромаргирит* в виде ксеноморфных агрегатов размером 5–10 мкм. Галогениды серебра являются типичными минералами зон окисления рудных месторождений Южного Урала [Белогуб, 2009ф]. В то же время, иод-хлор-бромаргирит, в котором анионная часть представлена несколькими элементами, является редким в зонах окисления [Кужугет, 2014]. Находки галогенидов в зонах гипергенеза служат показателем аридных условий их формирования [Яхонтова, Зверева, 2000].

По данным М. В. Смирнова, содержания золота и серебра и цветных металлов в отвалах составляют 1 и 2.9 г/т, соответственно, (мас. %) Cu 0.7, Zn и Pb 0.01, Mo 0.07. Гранит-порфиры содержат золото и серебро в количестве 0.03 г/т [Зайков и др., 1994ф]. По данным Е. Н. Черныха [1970], руда Таш-Казганского месторождения характеризуется высокими концентрациями мышьяка – до 10 мас. %.

Таким образом, на месторождении Таш-Казган диагностированы минералы первичных руд и зоны гипергенеза, аналогичные установленным ранее на соседнем Никольском месторождении [Юминов, Зайков, 2009]: халькопирит, борнит, теннантит, халькозин, ковеллин, малахит, гематит, гидроксиды железа, арсенаты меди. Кроме этого, установлены сфалерит, киноварь, барит, а также иодаргирит и редкий иод-хлор-бромаргирит.

Авторы благодарны А. М. Юминову и Н. П. Сафиной за помощь в работе. Исследования поддержаны междисциплинарным проектом президиума УрО РАН № 15-134-569 «Традиции и инновации в экономике и культуре населения Южного Урала в эпоху бронзы (междисциплинарные исследования)».

Литература

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

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири: 2-е изд. М.: Наука, 2006. 429 с.

Зайков В. В., Юминов А. М., Зайкова Е. В. и др. Отчет по теме: «Минеральное сырье района историко-ландшафтного заповедника Аркаим». Миасс, 1994ф. 292 с.

Кужугет Р. В. Иодидная и бромидная минерализация в окисленных рудах Хаак-Саирского золоторудного месторождения Западная Тува // Записки РМО. 2014. № 2. С. 64–80.

Черных Е. Н. Древнейшая металлургия Урала и Поволжья. М.: Наука, 1970. 179 с.

Юминов А. М., Зайков В. В. Никольское месторождение серебряно-медных руд (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 194–197.

Яхонтова Л. К., Зверева В. П. Основы минералогии гипергенеза. Учеб. пособие. Владивосток: Дальнаука, 2000. 336 с.

Е. А. Бажин

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

bazhin_evgeniy@mail.ru

К вопросу генезиса Рябиновского гранитного массива (Южный Урал)

Рябиновский гранитный массив приурочен к зоне сочленения отложений бурзянской и юрматинской серий Южного Урала. Гранитоиды слагают ряд хорошо прослеживающихся скальных обнажений по гребневым частям Рябиновского и Чернореченского хребтов. Массив протягивается на десятки километров восточнее массивов габброидов кусинско-копанского комплекса в виде полосы шириной 500–800 м. Восточный контакт массива с породами кувашской свиты метасоматический, а сама граница проводится условно. Это объясняется интенсивными метасоматическими изменениями сланцев, их гранитизацией с постепенными переходами в микропегматитовые граниты. В обнажениях гранитоиды трудно назвать гранитами – это светло-зеленоватые породы с хорошо различной зернистостью, катаклазированные, рассланцованные. Текстура чаще линзовидно-полосчатая, напоминающая гранитные мигматиты, образована очковыми агрегатами и линзами мелко-среднезернистого кварца и полевого шпата, окруженными более темным тонким агрегатом, претерпевшим различную степень дробления и метасоматической переработки. Темноцветные минералы представлены магнетитом и биотитом. Порода мусковитизирована и хлоритизирована. Кроме основных разновидностей встречаются редкие жильные тела плагиогранитов, плагиогранит-порфиров, гранодиоритов, граносиенитов, кварцевых монцонитов и маломощные жилы кварца [Петров и др., 1995ф].

В микропегматитовых гранитах почти весь кварц находится в графических прорастаниях с К–Na полевым шпатом. Полевой шпат представлен субтаблитчатыми зернами с переменным составом – от КПШ-пертита через мезопертит до антипертита. Вростки К-фазы часто образуют прожилковые, четковидные или таблитчатые агрегаты, указывающие на ее формирование в гипабиссальной обстановке при быстром охлаждении и разделении на К и Na фазы.

С востока на запад в гранитах уменьшается количество зерен и объем микропегматитовых вростков кварца в полевошпатовом поле. В этом же направлении появляются крупные самостоятельные кварцевые зерна, замещающие полевые шпаты. Темноцветные минералы представлены прожилково-гнездовым тонкочешуйчатым агрегатом зеленовато-бурого биотита. В западной части, наряду с нормальным амфиболом, встречаются радиально-лучистые гнезда зеленовато-синего щелочного амфибола.

Среди акцессорных минералов отмечаются ильменит с каймой лейкоксена, циркон, апатит, сфен [Петров и др., 1995ф].

По данным большинства исследователей, граниты Рябиновского массива имеют среднепротерозойский возраст и образовались во время юрматинского тектономагматического цикла (1400–1500 млн лет), что совпадает с возрастом цирконов из габбро соседнего Копанского массива и совпадает с временем заложения среднерифейского рифта в Центрально-Уральской мегазоне [Краснобаев, Бородин, 1970; Петров и др., 1995ф; Краснобаев и др., 2006]. Более древний Rb-Sr возраст габброноритов и гранофировых гранитов (2553 ± 96 млн лет) объясняется ассимиляцией корового материала и локальным плавлением вмещающих пород [Горожанин и др., 1995].

На происхождение гранитов Рябиновского массива имеется несколько точек зрения. По данным Д. С. Штейнберга [1963], граниты генетически связаны с габброидами Кусинско-Копанской интрузии и, залегая висячем ее боку, представляют собой продукты дифференциации габбровой магмы. Совместно с интрузией габбро-диабазов Кусинского района Рябиновский гранитный массив относится к верхнепротерозойской калиевой серии на основании определений абсолютного возраста. Л. И. Кравцова [1963] считала граниты дифференциатами габбровой магмы, хотя отмечала их тесную пространственную связь с эффузивными кварцевыми порфиритами машакской (кувашской) свиты. Кроме залегания гранитов висячем боку габбрового массива, их особенностью является широкое развитие плагиогранитной фации, микропегматитовых структур, отсутствие или редкость мирмекитов, явные признаки низкотемпературного метаморфизма, сочетающегося с дроблением, рассланцеванием и сопровождающегося хлоритизацией и интенсивной серицитизацией, а также присутствие акцессорного флюорита, крупных кристаллов циркона и широкое развитие вторичного стильпномелана. Существует мнение о метаморфической природе гранитов Рябиновского массива, предположительно образовавшихся за счет порфиров кувашской свиты [Виноградская, 1963]. А. А. Краснобаев и Н. С. Бородин [1970] считали граниты Рябиновского массива и порфириды кувашской свиты комагматическими образованиями, представляющими наиболее древнюю на Урале вулканоплутоническую ассоциацию.

Микропегматитовые граниты характеризуются концентрациями SiO_2 71.5–73.2 мас. %. На классификационной диаграмме фигуративные точки пород Рябиновского массива образуют компактную группу, перекрывающую поля гранодиоритов, щелочных гранитов и гранитов нормального ряда. На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ анализы образуют две группы точек, из которых первая ложится в пограничную область между известково-щелочными и щелочными гранитами, а вторая с более высокими содержаниями SiO_2 – в область щелочно-известковых и известково-щелочных гранитов. Сумма щелочей варьирует в пределах 7.6–8.6 мас. % при явном преобладании калиевой щелочности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1.2–2.4) во всех разновидностях гранитов. Гранитам свойственна повышенная железистость (0.83–0.94) при его высокой восстановленности, что типично для ильменитовых серий. По показателю железистости большинство анализов гранитов ложится в область пералюминиевых лейкократовых гранитов А-типа.

Граниты низкоглиноземистые и по содержанию Al_2O_3 (11.3–12.3 мас. %) сопоставимы с анорогенными лейкократовыми гранитами. По величине $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K}) + \text{Ca}$ они принадлежат к двум разновидностям – металюминиевым и пералюминиевым гранитам. Обе разновидности имеют низкие концентрации кальция (0.2–1.5 мас. %), магния (0.1–1.4 мас. %) и стронция (17–43 г/т) при высоких содержаниях циркония

(340–640 г/т), ниобия (63–103 г/т), иттрия (50–84 г/т), что также характерно для гранитов А-типа. Анорогенность рябиновских гранитов подчеркивается их сопряженностью со среднерифейской Кувашско-Машакской рифтовой системой, а также типично «внутриплитными» содержаниями таких элементов-индикаторов, как ниобий и иттрий [Рыкус и др., 2011].

Граниты имеют умеренно и слабофракционированные спектры РЗЭ $(La/Yb)_{CN} = 8–12$, отличаются слабофракционированным спектром ЛРЗЭ $(La/Sm)_{CN} = 5–6$ и особенно ТРЗЭ $(Gd/Yb)_{CN} = 1–2$. В них отмечается слабовыраженная положительная аномалия церия и отчетливая отрицательная аномалия европия. По характеру распределения спектров РЗЭ рябиновские граниты сопоставимы с гранитами внутриплитных консолидированных структур.

Литература

- Виноградская Г. М. Генезис гранитоидов Златоустовского района на Урале // Труды Всесоюзного научно-исследовательского геологического института. 1963. Т. 96. С. 34–64.
- Горожанин В. М., Алексеев А. А., Калеганов Б. А. Новые данные по геохронологии Кусинско-Копанского комплекса // Ежегодник–1994. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. С. 70–73.
- Кравцова Л. И. Геологическое строение и история формирования Копанского габбрового массива на Южном Урале // В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1963. Т. 1. С. 467–480.
- Краснобаев А. А., Бородин Н. С. Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиритов Златоустовского района (Южный Урал) // Труды ИГ УНЦ АН СССР. Екатеринбург, 1970. Вып. 85. С. 124–153.
- Краснобаев А. А., Ферштатер Г. Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник–2005. Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2006. С. 300–303.
- Петров В. И., Пунегов Б. Н., Шалагинов А. Э. Геологическое доизучение масштаба 1:50000 саткинской площади, общие поиски кристаллического магнетита в пределах березовского участка и полиметаллов на чернореченском участке. Челябинск, 1995ф.
- Рыкус М. В., Сначев В. И., Бажин Е. А. Анорогенные граниты западного склона Южного Урала: состав, петрогенезис, минерогения // Нефтегазовое дело. 2011. Т. 9. № 2. С. 282–301.
- Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала // В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1963. Т. 1. С. 7–26.

А. В. Малышев^{1,2}, Е. В. Кислов^{1,2}

¹ – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

² – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
waylander6@mail.ru

Геология Улан-Ходинского месторождения апоультрамафитового нефрита (юго-восточная часть Восточного Саяна)

Улан-Ходинское месторождение апоультрамафитового нефрита расположено в юго-восточной части Холбын-Хаирханского ультрамафитового массива, в 1.5 км от г. Улан-Хода. В геолого-структурном плане массив расположен в пределах Иркутно-Окинской структурно-формационной зоны Саянской складчатой области. Основные

структурные элементы этой части Восточного Саяна – Окинский и Ильчирский протерозойские островодужные комплексы – отделены архейской Гарганской глыбой, которая на северо-западе разделяется Окинским офиолитовым комплексом с Холбын-Хаирханским ультрамафитовым массивом.

Массив в районе Улан-Ходинского месторождения имеет зональное строение, характерное для крупных гипербазитовых массивов ильчирского комплекса, а именно (от краевой части к центру): тальк-карбонатные породы → серпентиниты → серпентинизированные дуниты → дуниты.

Дуниты слагают изометричные тела размером 100–500 м в поперечнике. Это светло-зеленые с желтоватым оттенком массивные среднезернистые породы, состоящие на 80–85 % из оливина и 15–20 % из пироксена. Из аксессуарных минералов присутствуют хромшпинелиды и рудные минералы, из вторичных – серпентин, лейкоксен и идингсит. Постепенно содержание серпентина в дунитах возрастает, и по мере удаления от их ядер к периферии дуниты сменяются серпентинитами с реликтами округлого оливина.

Аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты слагают значительные площади на месторождении. Серпентиниты представляют собой зеленовато-серые до зеленых массивные породы с реликтами оливина. По структурно-текстурным особенностям серпентиниты разделяются на желто-зеленые пятнистые брекчиевидные, интенсивно катаклазированные с небольшим содержанием магнетита и массивные серовато-зеленые серпентиниты со средним (2–5 %) содержанием магнетита.

В зонах дробления серпентиниты катаклазированы, часто вблизи контакта их с дайками различного состава перекристаллизованы. В этих случаях серпентиниты сложены антигоритом, обладают зеленой окраской, массивной текстурой, по внешнему облику иногда похожи на нефрит.

Представляющие интерес для поисков нефрита ультрамафиты и апоультрамафитовые породы (дуниты, гарцбургиты, серпентиниты, тальк-карбонатные породы, листвениты) на площади месторождения слагают субширотное пластообразное тело, имеющее тектонический контакт с вмещающими вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями позднего протерозоя. Наиболее широко распространены серпентиниты. Слабоизмененные дуниты и гарцбургиты встречаются лишь в виде небольших овальных ядер. Гарцбургиты сложены оливином (85–95 %) и энстатитом (5–15 %) с аксессуарной примесью хромшпинелидов. По мере удаления от центральной части ядер постепенно возрастает степень серпентинизации пород. Вблизи блоков первичных пород, имея с ними постепенные переходы, распространены лизардитовые и хризотил-лизардитовые серпентиниты. В окраске серпентинитов этого типа преобладают темно-зеленые, зеленовато-черные тона с жирным блеском. По многочисленным трещинкам и зеркалам скольжения в них развит эмалевидный серпофит светло-зеленого цвета.

Характерной особенностью хризотил-лизардитовых серпентинитов, позволяющей легко диагностировать их в поле, является белесо-зеленая корочка выветривания. Микроскопически они характеризуются петельчатой и пластинчато-петельчатой структурами. Пластинчато-петельчатые структуры по форме петель, образованных шнурами лизардита, подразделяются на ленточно-петельчатые и сложнопетельчатые. Первые характеризуются параллельным расположением шнуров (лент), вторые – хаотичным расположением взаимопересекающихся шнуров. Внутрипетлевое пространство выполнено пластинчатым лизардитом и хризотилом или аморфным серпентином. В зонах разрывных нарушений и на контакте с магматическими поро-

дами лизардитовые и хризотил-лизардитовые серпентиниты испытывают перекристаллизацию и переходят в антигоритовые разности. Замещение хризотила и лизардита антигоритом происходит по трещинам. При полной антигоритизации возникают разнообразные структуры, свойственные только антигоритовым серпентинитам – пластинчатые, мелко- и крупночешуйчатые, лейстовидные, решетчатые, игольчатые. Петельчатые и пластинчато-петельчатые структуры для антигоритовых серпентинитов не характерны. В зонах разрывных нарушений серпентиниты оталькованы, карбонатизированы, нередко преобразованы в тальк-карбонатные породы. Серпентиниты и находящиеся в них жилы альбититов и нефритов графитизированы вблизи ядер слабоизмененных дунитов. Тонкодисперсный графит равномерно «пропитывает» все упомянутые породы, образуя скопления в трещинках и зальбандах.

Рассланцованные светло-серые с зеленоватым оттенком тальк-карбонатные породы слагают северо-западный фланг месторождения и картируются в виде полосы северо-восточного простирания шириной до 300 м.

Серпентиниты нередко карбонатизированы по мере их приближения к контакту с тальк-карбонатными породами. В серпентинитах вначале 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 гематит.

Серпентиниты и тальк-карбонатные породы прорваны штоками и дайками габбро-долеритов и гранит-порфиров. В основном, дайки основных пород метасоматическими процессами превращены в амфибол-плагиоклазовые или цоизит-диопсид-кварцевые родингиты, а кислых пород – в порфировидные альбититы. Простирание даек преимущественно северо-западное, реже северо-восточное. Длина их варьирует от 2–3 до 15–140 м, мощность от 1–3 до 5–6 м. Падение крутое. Дайковые тела и нефритовые жилы на площади месторождения распределены неравномерно.

Структурный план Улан-Ходинского месторождения нефрита 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-долеритов и гранит-порфиров. На контакте серпентинитов с метасоматически измененными дайками основных и кислых пород нередко образуются нефритовые тела (жилы).

Нефритоносная зона прослеживается вдоль северо-западного контакта Холбын-Хаирханского гипербазитового массива в северо-восточном направлении. Мощность ее достигает 900–1000 м. Она характеризуется повышенной трещиноватостью серпентинитов, что определяется интенсивным развитием разломов различных направлений, что подтверждается и геофизическими данными. По характеру магнитного поля в северо-восточной и северо-западной частях участка можно предположить, что они представляют два различных блока горных пород. Северо-западный блок отображается сильно изрезанным положительным полем, что может быть обусловлено интенсивным изменением пород под действием тектоники.

Окраска нефрита на месторождении 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. Роль даек гранитоидов и габброидов в данном случае выражается в том, что они формируют в своих экзоконтактах ореолы перекристаллизованных серпентинитов, обладающих нефритоподобной структурой [Сутурин, Замелетдинов, 1984]. Кальциевый метасоматоз преобразует габброиды в метасоматиты кварц-цоизит-диопсидового состава, а гранитоиды – в тремолитизированные альбититы. Одновременно по серпентинитам развивается нефрит.

Процесс нефритообразования начинается при температурах ~370–400 °С, высоком химическом потенциале натрия, кальция и кремния и преобладающем динамометаморфизме, о чем свидетельствуют приуроченность нефритоносных тел к зонам меланжа.

Литература

Сутурин Н. А., Замелетдинов Р. С. Нефриты. М.: Наука, 1984. 292 с.

В. И. Лысенко

*Московский государственный университет, филиал в г. Севастополь
Niagara_sev@mail.ru*

Образование гераклитов в юго-восточной части Паратетиса, юго-западный Крым: результаты изучения следов палеодегазации миоцена

Процессы холодной дегазации углеводородов в морях, океанах и озере Байкал вызывают большой интерес у исследователей. Во многих случаях рядом со струйными выделениями газовых флюидов на дне обнаружены поля газогидратов и «оазисы жизни», а также карбонатные постройки [Шнюков и др., 2013]. В разных физико-географических условиях встречаются постройки различной морфологии: бугристые плиты, кораллоподобные наросты, трубчатые образования высотой несколько метров, тонкие дырчатые покровы мощностью 2–3 см, пляжные конгломераты и песчаники с примесью детрита, сцементированные карбонатом бактериального синтеза. Практически все участки струйной холодной дегазации приурочены к тектоническим зонам с активным сейсмическим режимом, поэтому во время землетрясений происходит разрушение хрупких карбонатных построек. Их обломочный материал отличается повышенной твердостью и прочностью по сравнению с вмещающими породами, что позволяет им хорошо сохраняться в осадочной глинисто-карбонатной толще. Именно такой материал из карбонатно-терригенной толщи миоцена получил название «гераклиты» [Лысенко Н., Лысенко В., 2001].

Гераклиты – это обломочный материал бактериальных карбонатных палеопостроек метанотрофных архей, образованных около центров палеодегазации в миоцене. Как и современные «аутигенные» карбонатные постройки, они характеризуются своеобразной морфологией, цветом, присутствием скелетных останков организмов, высокой микро- и макропористостью, газонасыщенностью, пропиткой нефтепродуктами, структурой, текстурой, минералогией, геохимией и особыми условиями нахождения в геологическом разрезе [Лысенко Н., Лысенко В., 2001]. Задачей наших

исследований является установление признаков отличия гераклитов от вмещающих пород, что необходимо для реконструкции палеогеографических условий и выяснения генезиса их образования.

Автором детально изучены геологические разрезы обнажений береговых обрывов с гераклитами в Крыму на побережьях Гераклейского и Тарханкутского полуостровов и в Болгарии севернее г. Варна. Поисковые работы и геологическое картирование проводилось по общепринятой методике. Состав газовых флюидов из гераклитов изучен в лаборатории ИГГИ НАН Украины (г. Львов) на масс-спектрометре МСХ-3А. Минеральный состав гераклитов исследовался методом рентгенофазового анализа на автоматическом дифрактометре MiniFlexII (Rigaku). Структурные и текстурные особенности строения и минералогии гераклитов изучались в шлифах на оптическом микроскопе Olimpus BX51 и электронном микроскопе РЭМ-106 с энергодисперсионной приставкой. Особое внимание уделялось исследованию нефтепродуктов и некарбонатных минералов в микропримесях, которые являются индикатором условий образования гераклитов. Для этой цели образцы различного цвета и морфологии растворяли в кислотах. Нерастворимый осадок после промывки и просушки был изучен при помощи сканирующего электронного микроскопа Tescan VegaII с ЭДС приставкой Drycool. Для определения химического, газового и минерального состава отбирались образцы разных цветов и морфологии из различных возрастных горизонтов на побережьях Гераклейского и Тарханкутского полуостровов.

Главным признаком гераклитов является их внешнее сходство с «вулканическим шлаком». Они представлены пемзообразными желваками причудливой конфигурации с шершавой поверхностью и точечными отверстиями без признаков окатанности и размером от 2.0 до 150 мм. Сходство поверхности гераклитов с «вулканическими шлаками» можно объяснить серо-черной окраской и наличием на их поверхности многочисленных сферолитовых карбонатных шариков. Описание подобных сферолитов приводится в работах по изучению современных карбонатных построек Черного моря [Шнюков и др., 2013].

Другой особенностью гераклитов является присутствие обломочного материала раковин бентоса в общей массе породы. Биогенный материал раковин и детрита составляет 5–50 % общего объема. Гераклиты встречаются в породах караганского, среднесарматского и верхнесарматского ярусов, где видовой состав фауны отличается. Обязательное присутствие в гераклитах детрита и биогенных остатков фауны миоцена позволяет отказаться от гипотез, что они являются материалом взрывных выбросов карбонатного вулканизма или высокотемпературных туффицитов [Лукин и др., 2006].

Характерным признаком гераклитов является их высокая макро- и микропористость. Видимые «псевдопустоты» занимают в некоторых образцах до 30 % поверхности скола породы. Поры размером 0.001–3.0 мм характеризуются сложной формой и резкими заливообразными контактами с породой. Поровое пространство заполнено метаном и углекислым газом, а в отдельных пробах присутствуют этан, пропан, азот и сероводород. Содержание газов зависит от пористости и меняется от 2.5 до 216 г/т [Лысенко, 2008].

Присутствие нефтепродуктов в гераклитах является одним из главных критериев отличия их от пород вмещающей толщи и указывает на генетическую связь с современными карбонатными новообразованиями морей и океанов [Шнюков и др., 2013]. Углеводороды гераклитов имеют полигенный состав [Лысенко, 2008]. Они состоят из легкой нефти, высокомолекулярных смол и асфальтитов, плотность

которых больше воды, и сингенетического рассеянного органического вещества. Легкие нефтепродукты, высокомолекулярные смолы и асфальтиты являются продуктами глубинных гидротермальных флюидов. Высокомолекулярное углеводородное органическое вещество создается хемогенными микроорганизмами за счет переработки метана.

По результатам рентгенофазового анализа установлено, что гераклиты состоят из кальцита (85–95 %), доломита (1–10 %), кварца (3–10 %) и трудноопределяемой микрокристаллической части (3–5 %) [Лысенко, 2008]. При изучении шлифов отмечаются карбонаты трех генераций. Основная масса сложена микрозернистым микритом, в котором наблюдаются округлые, хлопьевидные, нитчатые, игольчатые, гантелеобразные и веретенообразные агрегаты кальцита [Лукин и др., 2006]. Возможно, это материал фоссилизации бактерий [Розанов, Заварзин, 1997]. В микрите отмечаются многочисленные сферические образования черного цвета и их сростки размером 0.01–3.0 мм. Они представлены тончайшими игольчатыми кристаллами, выходящими из центральной пустотелой части. Подобные сферолиты описаны в карбонатных постройках шельфа и континентального склона Черного моря [Шнюков и др., 2013]. Позже в бактериальных матах, сопровождающих карбонатные постройки, найдены «мелкие включения (0.5–2.0 мм) карбонатного жемчуга» [Гальченко, 2001]. Их природа прояснилась при изучении поверхности газогидратов метана на дне озера Байкал, где были обнаружены «необычные желеобразные шарики диаметром 2–5 мм» [Земская и др., 2011]. В них выявлено богатое морфологическое разнообразие сообществ микроорганизмов, состоящих из нитчатых форм, палочек различной длины и единичных кокков. Это сообщество содержит метаногенные и метанотрофные археи. Можно предположить, что сложноустроенный консорциум простейших является фабрикой по производству углеводородного органического вещества и карбонатов.

Хемогенный карбонат, связанный с глубинными флюидами, встречается в многочисленных порых выщелачивания в виде прозрачных мелких кристаллов кальцита игольчатого габитуса размером 0.04–0.5 мм по длинной оси на стенках пор. Биогенный карбонат в гераклитах представлен скоплением трубок серпулид, раковинами и обломками остракод, гастропод, моллюсков и фораминифер.

Некарбонатная микрокристаллическая фракция нерастворимого остатка кислот представлена терригенным материалом и минералами, связанными с глубинными углеводородными флюидами. Терригенный материал переноса морских и воздушных течений включает минералы глинистой группы, амфиболы, пироксены, полевые шпаты, плагиоклазы, кварц и микрометеоритное вещество [Шнюков и др., 2013]. Эти примеси являются дополнительным доказательством, указывающим на поверхностное образование карбонатов гераклитов в водной среде на дне Мирового океана.

Неожиданным результатом исследований стали новые находки включений самородных металлов, описанных ранее [Лукин и др., 2006]. В пробах встречаются никель, железо и медь, а также единичные находки висмута, серебра, олова, цинка, алюминия, вольфрама и платины. В углеродистом материале встречаются многочисленные нановключения самородного никеля и меди. Особый интерес вызывают находки угловатых микропластинок интерметаллидов меди и цинка (природная латунь), титана и железа, хрома и железа. Микровключения самородных металлов приурочены к участкам, обогащенным черным углеродистым веществом.

Породы с включениями гераклитов на Гераклейском полуострове приурочены к линейным тектоническим зонам общей протяженностью более 60 км [Лысенко, 2008]. При изучении геологических разрезов можно наблюдать, что прослои, обога-

ценные гераклитами, залегают согласно в карбонатно-терригенных толщах пород караганского, среднего и верхнего сарматских ярусов. В береговых обрывах наблюдается от трех до пятнадцати прослоев с гераклитами. Они имеют ленточное строение, протяженность по простиранию 50–200 м и мощность от 10 до 150 см. Их латеральные окончания не сопровождаются литофациальными изменениями, а фиксируются лишь по исчезновению гераклитов. В строении линз с гераклитами главной особенностью является беспорядочное расположение обломков в общей массе без признаков гравитационной сортировки и структурной упорядоченности [Лысенко, 2008]. Такой характер распространения во вмещающей толще можно объяснить их связью с сейсмическими процессами, в ходе которых происходят крупные выбросы углеводородов из недр [Лысенко Н., Лысенко В., 2001].

Результаты исследований позволяют высказать предположение, что образование прослоев пород с гераклитами происходило в шельфовой зоне юго-восточной части Восточного Паратетиса в два этапа. В начале пузырькового выделения углеводородных флюидов в зоне активных разломов формировались карбонатные постройки за счет бактериального синтеза метана в углеводородное органическое вещество и карбонат. Вокруг них образовывались «оазисы жизни», где органическое вещество, полученное при переработке метана сообществом архей и микроорганизмов, использовалось в процессах жизнедеятельности колониями моллюсков, гастропод и серпул. Их симбиоз с метанотрофными и метаногенными микроорганизмами доказывается черными пленками углерода на скелетных обломках биоты из гераклитов. Раковины фауны из гераклитов характеризуются карликовой формой и тонко скульптурированными поверхностями, чем они отличаются от подобных видов из вмещающих известняков. Биоценоз зон дегазации миоцена испытывал дискомфорт обитания среди метана и сероводорода, что подтверждают результаты изучения газового состава флюидов из гераклитов.

Второй этап образования связан с мощными выбросами газа, которые сопровождали активные сейсмические процессы. В этот момент происходит разрушение построек до щебнистого материала и его быстрое захоронение. После прекращения поступления глубинных газов происходило формирование обычных карбонатных терригенных осадков. Активная палеодегазация, результатом которой является формирование прослоев с гераклитами, длилась с середины караганского до конца сарматского веков, что по абсолютной геохронологии соответствует более трем миллионам лет. Наиболее интенсивно (более десяти раз) выбросы газа происходили в верхнем сармате. Можно предположить, что активность палеодегазации в это время связана с усилением неотектонических движений в зоне пересечения Криворожско-Евпаторийско-Скадовского с Предгорнокрымским глубинными разломами. Находки самородных металлов и интерметаллидов, нефтепродуктов, газовый состав, изотопия углерода и геологическое строение позволяют предполагать, что в образовании гераклитов глубинные флюиды из мантии принимают более активное участие, чем это предполагалось ранее. Формирование флюидов происходит на больших глубинах, возможно на границе ядра и мантии [Лукин и др., 2006]. Захваченный гидротермальными растворами ультрамикроструктурный материал и металлы выносились совместно с тяжелыми углеводородными компонентами и газовыми флюидами на поверхность. Глубинный материал вовлекался археями в сложный биохимический процесс, в результате чего образовались карбонатные постройки на морском дне.

Таким образом, гераклиты являются свидетельством активных процессов углеводородной дегазации миоцена и неотектонических движений земной коры в юго-

восточной части Паратетиса. Высокие содержания в них метана, этана, пропана и следов легкой и тяжелой нефти являются доказательством присутствия в нижней части геологического разреза юго-западной части Крыма месторождений нефти и газа.

Литература

- Гальченко В. Ф. Метанотрофные бактерии. М.: ГЕОС, 2001. 500 с.
- Земская Т. И., Шубенкова О. В., Максименко С. Ю. и др. Структура желеобразных матов в районе приповерхностного залегания газогидратов структуры Санкт-Петербург (Средний Байкал) // Материалы XIV международной научной конференции (школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». М.: ГЕОС, 2011. Т. 2. С. 42–43.
- Лукин А. Е., Лысенко В. И., Лысенко Н. И., Наумко И. О происхождении гераклитов // Геолог Украины. 2006. № 3. С. 23–39.
- Лысенко Н. И., Лысенко В. И. Необычный камень – «гераклит» и проблемы дегазации метана в миоцене Крыма // Крым–2001. Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Симферополь, 2001. С. 76–82.
- Лысенко В. И. Гераклиты – карбонатные образования газовых источников и грязевых вулканов миоцена // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2008. № 2. С. 87–98.
- Розанов А. Ю., Заварзин Г. А. Бактериальная палеонтология // Вестник РАН. 1997. Т. 67. № 3. С. 241–245.
- Шнюков Е. Ф., Коболев В. П., Пасынков А. А. Газовый вулканизм Черного моря. Киев: Логос, 2013. 383 с.

С. Н. Кох, С. А. Новикова, Э. В. Сокол, Д. В. Семенова
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
s.n.kokh@gmail.com

Травертины Булганакского грязевулканического очага (Керченский полуостров): реконструкция источников вещества

Термин «травертин» объединяет широкий спектр карбонатных пород, образующихся на земной поверхности или вблизи нее из минерализованных гидрокарбонатных вод. По изотопно-геохимическим характеристикам CO_2 травертины подразделяются на изотопно-легкие метеогенные ($\delta^{13}\text{C} -20...+2\text{‰ VPDB}$) и изотопно-тяжелые термогенные ($\delta^{13}\text{C} -1...+10\text{‰ VPDB}$). В образовании первых задействован изотопно-легкий биогенный и атмосферный CO_2 . Изотопно-тяжелые травертины образуются за счет CO_2 , главными источниками которого являются эмиссия мантийного CO_2 , отделение CO_2 от магматических расплавов, а также региональный и контактовый метаморфизм, вызывающий декарбонатизацию осадков [Pentecost, 2005]. Однако существует еще один глобальный процесс генерации изотопно-тяжелого CO_2 ($\delta^{13}\text{C} +5...+24\text{‰ VPDB}$), задействованного затем в карбонатообразовании – процесс метаногенеза [Campbell, 2006]. Эмиссия такого CO_2 на земную поверхность осуществляется через аппараты грязевых вулканов и связанные с ними минерализованные газифицирующие источники.

Данная работа посвящена детальной характеристике разновозрастных изотопно-тяжелых ($\delta^{13}\text{C} +8.1...+12.5\text{‰ VPDB}$) травертинов, связанных с малодобитными

газирующими минерализованными источниками Большого Тархана (Керченский п-ов). Объекты исследования расположены на территории классической активной Керченско-Таманской грязевулканической провинции в северо-восточной части Булганакского очага (45°26'30" с.ш., 36°26'15" в.д.). Очаг приурочен к тектоническим нарушениям, прослеженным до глубин 2–4 км. Район сложен мощными (до 3–4 км) толщами морских глинистых осадков с прослоями мелких песков (майкопская серия ($P_3-N_1^1$)) [Шнюков и др., 2005]. На смежных территориях эти толщи обладают колоссальными ресурсами углеводородов и характеризуются мощным проявлением грязевого вулканизма [Лаврушин, 2012].

Минерализованные воды источников Большого Тархана изливаются на поверхность из чокракских известняков (N_1^2). Холодные (18–23 °C) воды источников относятся к нейтральным-щелочным (pH 7.73–7.95) солоноватым растворам $Cl-HCO_3-Na-Ca$ типа (мг/л): (HCO_3^-) 4030–6400; Cl^- 4270–6700; Na 4260–4500; Ca 93–221; Mg 41–57; B 288–430. Сопоставление гидрохимических характеристик воды, полученных в 1962 г. [Куришко и др., 1968] и в 2012 г. показало, что общая минерализация вод современных источников, концентрации Na^+ , Ca^{2+} , Sr^{2+} , и HCO_3^- , а также величины pH возросли. В составе спонтанных газов, выделяющихся вместе с минерализованными водами, наряду с (об. %) CH_4 (67.8) и CO_2 (32.0), также обнаружены тяжелые углеводороды (0.16) [Куришко и др., 1968]. Воды керченских травертиновых источников отличается тяжелый изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$ +8.0...+13.0 ‰, VPDB). Гидрокарбонат характеризуется тяжелым изотопным составом углерода ($\delta^{13}C$ +12.5...+19.8 ‰ VPDB).

Из восьми источников Большого Тархана только в четырех происходит активное карбонатообразование, вокруг остальных в настоящее время отлагается ил и соляные корки. Нами изучены как новообразованные, так и старые травертины. Новообразованные разности слагают коническую постройку 0.8 м высотой и диаметром основания 5 м, на вершине которой расположена чаша активного минерализованного источника. Поверхность новообразованных травертинов часто покрыта корками высолов, водорослями и микробиальными пленками. Старые травертины, как правило, пропитаны гидроксидами железа, образуют тонкие корки и цементируют фрагменты брекчированных чокракских известняков.

Травертины этих источников состоят преимущественно из кальцита. Также зафиксированы сидерит, галит, тинкалконит, трона, гейлюссит, нортупит и аморфные гидроксиды железа. Кальцит образует микритовые и спаритовые, реже слоистые и сферолитовые агрегаты. Были обнаружены отпечатки диатомовых водорослей и замещенные кальцитом растительные остатки. Кальцит содержит примеси (мас. %): MgO (0.26–2.16), FeO (< 0.87), SrO (0.15–0.73), BaO (0.28–0.98), MnO (< 0.43). Примесь Na_2O (0.09–0.60 мас. %) в кальците новообразованных травертинов обусловлена присутствием в микропористых агрегатах водорастворимых солей натрия, а не изоморфным вхождением Na в структуру кальцита. Это подтверждается крайне низким содержанием Na_2O (≤ 0.09 мас. %) в кальцитах старых травертинов, длительно промывавшихся атмосферными осадками.

В целом, и новообразованные, и старые травертины Большого Тархана отличаются простым минеральным составом и морфологией. Это позволяет предполагать, что температура вод источника не менялась значительно, и во всем временном интервале травертинообразования они оставались холодными. В этом случае закономерно отсутствие в этих травертинах арагонита, обычно кристаллизующегося из вод теплых и горячих источников (Т 30–60 °C) [Pentecost, 2005; Лаврушин, 2012]. Очень



Рис. 1. Спектры P3Э + Y кальцитов из травертинов Керченского полуострова, нормированные на PAAS [Taylor, McLennan, 1985] в сравнении с чокракскими известняками.

низкие концентрации в водах Sr (2.0–3.7 мг/л), эффективно стабилизирующего метастабильный арагонит, также, по-видимому, способствовали возникновению кальцита. В источниках, из вод которых кристаллизуется арагонит, концентрации Sr варьируют от 8 до 30 мг/л [Pentecost, 2005]. Морфология минеральных индивидов и агрегатов кальцитов типична для продуктов кристаллизации из пересыщенных растворов.

По сравнению с чокракскими известняками (породами регионального водоносного коллектора) современные травертины значительно обеднены P3Э (Σ P3Э 2.6–4.8 г/т), тогда как в старых травертинах суммарное содержание P3Э на порядок выше (50.5 г/т) (рис. 1). Повышенные концентрации P3Э в старых травертинах, вероятнее всего, обусловлены их сорбцией на гидроксидах железа. Все PAAS-нормализованные спектры распределения P3Э + Y кальцитов из новообразованных травертинов подобны и близки к таковым PAAS. На диаграмме La–Th–Sc [Abanda, Hannigan, 2006] точки их составов располагаются непосредственно в поле PAAS. Кальциты керченских травертинов характеризуются тяжелым изотопным составом как углерода ($\delta^{13}\text{C} +8.1...+12.5\text{‰ VPDB}$), так и кислорода ($\delta^{18}\text{O} +10...+12.9\text{‰ VPDB}$). По сравнению с ними образец чокракского известняка имеет более облегченный изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C} -12.4\text{‰ VPDB}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O} +2.2\text{‰ VPDB}$).

Температуры флюидогенерации для кальцитов из современных травертиновых покровов источника Большой Тархан оценены по Mg–Li термометру [Kharaka, Marnier, 1989] и составляют 68–78 °C. Эти температуры, с учетом регионального геотермического градиента, соответствуют глубинам 2.5–3 км и отвечают уровню залегания майкопских глинистых отложений ($\text{P}_3\text{--N}_1^1$). Полученные гидрогеохимические данные свидетельствуют также о том, что через Булганакский грязевулканический очаг и его травертиновые источники идет разгрузка высокоминерализованных холодных $\text{Cl--HCO}_3\text{--Na--Ca}$ вод, обогащенных I, Br и B. Геохимические характеристики этих вод позволяют отнести их к водоносному комплексу майкопских глин ($\text{P}_3\text{--N}_1^1$) [Альбов, 1956].

Таким образом, комплекс изотопно-геохимических данных свидетельствует о том, что воды минерального источника Большой Тархан возникли в процессе диагенеза

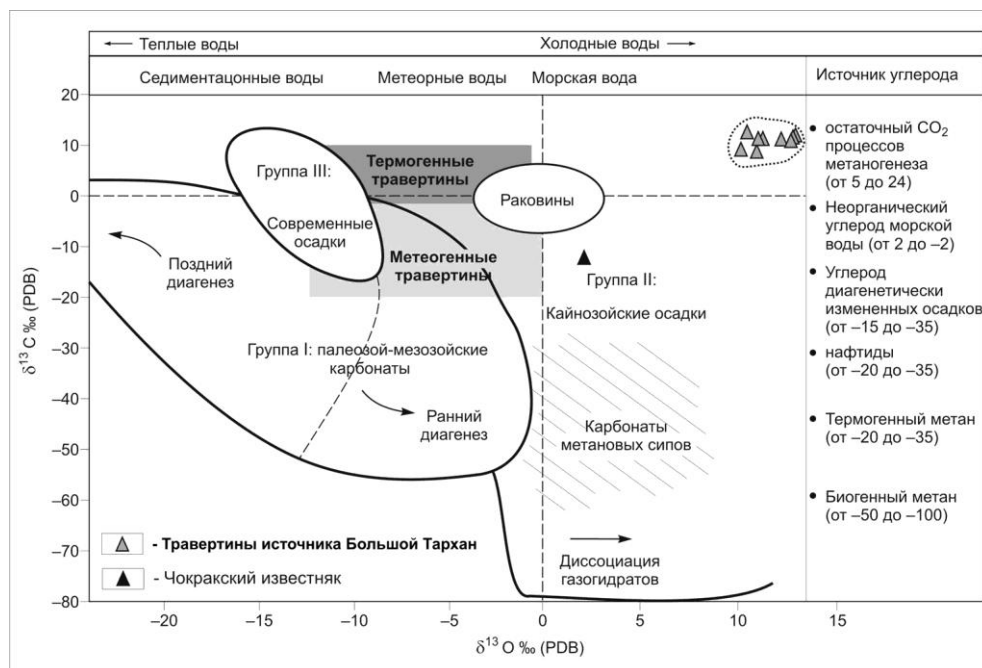


Рис. 2. Схема источников вещества, задействованных в образовании карбонатов, и важнейших биологических и химических факторов изотопного фракционирования С и О по [Campbell et al., 2006].

глинистых осадков, вероятно, майкопского возраста. Именно майкопская толща является главной нефтегазоносной толщей региона, созревание которой до сих пор сопровождается интенсивной генерацией углеводородов, в частности, метана. При отсутствии на Керченском полуострове магматических комплексов моложе палеозойского возраста, необычный изотопно-тяжелый состав углерода ($\delta^{13}\text{C} +8.1...+12.5\text{ ‰ VPDB}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O} +10.1...+12.9\text{ ‰ VPDB}$) кальцитов, кристаллизовавшихся из вод минерализованного источника Большой Тархан, убедительно подтверждает связь этих флюидов именно с процессом метаногенеза.

Изотопно-тяжелый углекислый газ ($\delta^{13}\text{C} +5...+24\text{ ‰ VPDB}$) формируется при значительном фракционировании изотопов углерода в процессе глубокого диагенетического преобразования осадков, сопровождающегося образованием термогенного метана ($\delta^{13}\text{C}$ от -40 ‰ до -50 ‰ VPDB) (рис. 2) [Campbell, 2006]. При повышении давления такой CO_2 растворяется в формационных водах с образованием $(\text{HCO}_3)^-$ -иона, также обогащенного тяжелым изотопом углерода. С ростом концентрации $(\text{HCO}_3)^-$ -иона интенсивность взаимодействия вода-порода значительно возрастает, и растворы резко обогащаются макро- и микроэлементами, включая РЗЭ. Подъем таких вод к поверхности осуществляется по активным разломам глубокого заложения [Maercklin et al., 2004]. При сбросе давления комплекс $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_{2\text{aq}}$ стремительно распадается с образованием осадка карбоната кальция: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_{2\text{aq}} \rightarrow \text{CO}_{2\text{газ}} \uparrow + \text{CaCO}_{3\text{тв}} \downarrow$. Этот процесс способствует дальнейшему фракционированию изотопов углерода и РЗЭ [Choi et al., 2009]. Как следствие, карбонатные осадки источников, воды которых возникли в связи с процессом метаногенеза, приобретают комплекс уникальных изо-

топно-геохимических характеристик: (1) тяжелый изотопный состав углерода и (2) кислорода и (3) обогащение тяжелыми РЗЭ. Этим модельным представлениям целиком соответствуют полученные изотопно-геохимические характеристики вод и карбонатных осадков керченских травертиновых источников.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта НАН Украины и СО РАН № 1 (2013).

Литература

- Альбов С. В. Гидрогеология Крыма. Киев: АН УССР, 1956. 179 с.
- Куришко В. А., Месяц И. А., Тердовидов А. С. Гидрогеология грязевого вулканизма Керченского полуострова // Геологический журнал. 1968. Т. 28. № 1. С. 49–59.
- Лаврушин В. Ю. Подземные флюиды большого Кавказа и его обрамления. М.: ГЕОС, 2012. 348 с.
- Шнюков Е. Ф., Шереметьев В. М., Маслаков Н. А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: ГлавМедиа, 2005. 176 с.
- Campbell K. A. Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2006. Vol. 232. P. 362–407.
- Abanda P., Hannigan R. Effect of diagenesis on trace element partitioning in shales // Chemical Geology. 2006. Vol. 230. P. 42–59.
- Choi H., Yun S., Koh Y. et al. Geochemical behavior of rare earth elements during the evolution of CO₂-rich groundwater: A study from the Kangwon district, South Korea // Chemical Geology. 2009. Vol. 262. P. 318–327.
- Kharaka Y., Marner R. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins // In: Thermal history of sedimentary basins, methods and case histories. New York: Springer, 1989. P. 99–117.
- Maercklin N., Haberland C., Ryberg T., et al. Imaging the Dead Sea Transform with scattered seismic waves // Geophysical Journal International. 2004. Vol. 158. P. 179–186.
- Pentecost A. Travertine. Berlin-Heidelberg: Springer, 2005. 445 p.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. В. Вишневский, М. В. Чарыкова

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
m.charykova@spbu.ru*

Термодинамическое моделирование поведения селена (на примере системы Cd–Se–H₂O)

В связи с важной биологической ролью селена в последние годы значительно возрос интерес к выявлению особенностей его поведения в окружающей среде. Источники поступления Se в биосферу могут быть природного (коры выветривания, зоны окисления рудных месторождений, вулканические газы) и техногенного (хвосты и отвалы рудодобывающих предприятий, отходы промышленного производства) происхождения.

Среди минералов селена большинство составляют селениды, которые во многом подобны сульфидам и образуют с ними соединения переменного состава. Селениды наименее подвижны, но в приповерхностных условиях они могут переходить в другие, более подвижные формы – селениты и селенаты.

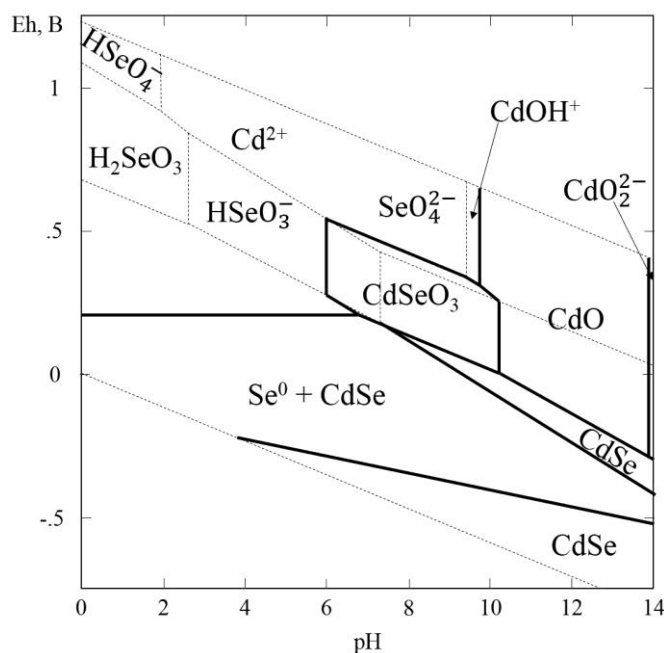


Рис. Диаграмма pH–Eh системы Cd–Se–H₂O при 25 °C
и активностях компонентов $a_{\text{Se}} = 10^{-4}$, $a_{\text{Cd}} = 10^{-4}$.

Целью нашей работы являлось моделирование особенностей поведения селена на примере системы $\text{Cd-Se-H}_2\text{O}$ (рис.). Для этой системы построена диаграмма $p\text{H-Eh}$ при 25 °С, рассчитаны границы устойчивости CdSe (минерал кадмоселит) и найдены физико-химические параметры возможного образования селенита кадмия – как в форме безводного CdSeO_3 , так и в виде кристаллогидрата $\text{CdSeO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Расчеты выполнялись с помощью программного комплекса Geochemist's Workbench 9.0, база данных которого была дополнена термодинамическими параметрами соединений селена и кадмия. Поскольку для $\text{CdSeO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ термодинамические данные в литературе отсутствуют, они были найдены нами экспериментально. Для этого проведены синтез $\text{CdSeO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, идентификация полученного соединения методами РФА и микрозондового анализа, оценка области его термической устойчивости, определение растворимости при 25 °С и последующий расчет термодинамического произведения растворимости.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта СПбГУ (проект 3.38.286.2015). При выполнении работы использовалось оборудование Ресурсных центров СПбГУ «Геомодель» и «Рентгенодифракционные методы исследования».

Н. С. Феодоритова

*Воронежский государственный университет, г. Воронеж
feodoritova@mail.ru*

**Золоторудная минерализация
в связи с диорит-гранодиоритовыми массивами
стойло-николаевского комплекса Курского блока (Центральная Россия)
(научный руководитель А. Ю. Альбеков)**

Цель публикации – обзор металлогении диорит-гранодиоритовых массивов стойло-николаевского комплекса Курского блока ВКМ. Фактический материал для написания собран в фондах кафедры минералогии, петрографии и геохимии Воронежского государственного университета в 2014 г. во время прохождения производственной практики в качестве стажера. Количественные концентрации рудных элементов определены пробирным методом в лаборатории ЦНИГРИ (г. Москва).

Интрузивные массивы стойло-николаевского комплекса широко распространены в центральной части Курского блока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) в пределах Тим-Ястребовской синклинойной структуры и ее обрамления: Стойло-Николаевский, Роговский, Прилепский, Екатериновский, Ястребовский, Троснянский и другие массивы. Массивы имеют изометричную штокообразную форму площадью от 2.5 до 26 км². Интрузии дискондартные и рассекают складчатые структуры осадочно-метаморфических образований курской и оскольской серии с четкими резкими контактами. Все интрузии имеют зональное строение и сопровождаются дайками. Породы периферических частей представлены диоритами, которые

через кварцевые диориты постепенно переходят в гранодиориты центральных частей массивов.

С рассматриваемыми массивами ассоциируют следующие рудопроявления и первичные геохимические аномалии золота. Прилепское рудопроявление золота представляет собой линейную зону, насыщенную дайками диоритовых порфиров в дислоцированных слюдисто-кварц-углеродистых сланцах. Содержания Au – 4.1 г/т [Мяснянкин, 1984ф]. Крамское рудопроявление золота в железистых кварцитах и филлитовидных сланцах коробковской свиты, прорванных дайками диоритовых порфиров: вкрапленность и прожилки сульфидов, преимущественно, пирита. Содержания Au – 5 г/т [Дьяченко, 1975ф]. Стойло-Лебединский участок – пункт минерализации золота в зоне прожилкового окварцевания и сульфидизации (1–5 %) в амфибол-магнетитовых кварцитах коробковской свиты и рвущих дайках гранодиоритов, диоритовых порфиров и биотит-карбонатных пород. Содержания Au – 5.5 г/т [Полищук и др., 1968ф].

Первичные геохимические аномалии золота проявлены: 1) в зоне экзоконтакта Троснянской интрузии с содержанием Au 0.3–0.12 г/т [Кононов 1973ф]; 2) в прожилках гранодиоритов стойло-николаевского комплекса, прорывающих метапикрито-базальты тимской свиты. Породы окварцованы, оталькованы, серпентинизированы, карбонатизированы. В них установлены пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, молибденит. Содержания Ag до 20 г/т, Au до 0,13 г/т [Казанцев, 1984ф]; 3) в Лукьяновской точке минерализации. Железистые кварциты коробковской свиты с бедной вкрапленностью сульфидов прорваны диоритами Стойло-Николаевского массива. Содержания Au до 0.3 г/т, Ag до 10 г/т [Макаров, 1987ф].

Таким образом, основной металлогенической специализацией комплекса является золоторудная, причем развитая преимущественно в дайках, ассоциирующих с диорит-гранодиоритовой ассоциацией.

Литература

Дьяченко Г. И. и др. Изучение условий локализации и геологических перспектив золотого оруденения древних выступов Русской платформы. ЦНИГРИ, 1975ф. 270 с.

Казанцев В. А., Егоров М. С., Ликарчук В. Г. Отчет о результатах глубинного геологического картирования докембрия ВКМ на топооснове масштаба 1 : 500 000, (территория Курской области). Фонды «Курскгеолуправления». 1976ф. 301 с.

Макаров М. Н., Юдина В. В., Нарсеев А. В., Кононов Н. Д. Отчет о результатах работ по теме: «Обобщение материалов о золотоносности раннедокембрийских образований Воронежского кристаллического массива». Фонды «Курскгеолуправления», 1987ф. 256 с.

Мяснянкин В. И., Казанцев В. А., Кошелев Н. И. и др. Отчет о результатах изучения докембрия в масштабе 1 : 200 000 в центральной части Тим-Ястребовской структуры (лист М-37-П) и Белгородско-Михайловского синклинория (листы М-36-36-Б и М-37-25-А) за 1979-84г. ВГФ. ТГФ, 1984ф. 444 с.

Полищук В. Д., Полищук В. И. и др. Отчет о работах, проведенных Курско-Белгородской картосоставительской партией по теме: «Металлогеническая карта докембрия КМА (по состоянию на 01.01.1968г.)». ТГФ, 1968ф. 500 с.

А. В. Карпов

*Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ),
г. Новочеркасск*

**Исследование данных металлометрического опробования
благороднометального оруденения на участке Ковалевский
(Северный Кавказ)
(научный руководитель В. С. Исаев)**

В работе изучены данные металлометрического опробования для выявления геохимических аномалий, определения взаимосвязей золота с другими элементами, а также выделения перспективных зон на золото на Ковалевском участке (Карачаево-Черкесская Республика).

В основу работы положены данные, полученные при проведении площадного геохимического металлометрического опробования на золото, в которых автор принимал непосредственное участие. Работы проводились в пределах участка Ковалевский, располагающегося в верховьях р. Подкумок, на площади листа К-38-І. Рассматриваемая территория относится к области активизированной платформы, где в начале средней юры проявился активный диорит-гранитный магматизм. Магматические породы образуют близкие по времени внедрения гипабиссальные интрузивные тела диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Гипабиссальные интрузивы гранитоидного состава широко распространены в верховьях р. Подкумок. Интрузивные тела представлены многоэтажными силлами и пологозалегающими дайками, прорывающими отложения плинсбаха, тоара, а в ряде случаев и аалена.

Локализация магматических тел в верховьях р. Подкумок определяется пересечением двух систем глубинных тектонических структур: Подкумской субмеридиональной зоны разломов и субширотных нарушений зоны Срединного разлома. Проявлены также тектоно-магматические структуры – выходы магматических тел (куполообразных массивов, серии даек, штоков, силлов). Гидротермально-метасоматические изменения представлены преимущественно аргиллизацией магматических пород, местами с пиритизацией. В меньшей степени эти процессы проявлены в осадочных породах: изменения наблюдаются обычно в узких полосах на контактах с магматическими телами, вдоль тектонических нарушений и трещин, в узлах их пересечений. Максимум развития гидротермально-метасоматических проявлений и их интенсивности связан с заключительным этапом формирования брекчий андезитов и риолитов.

Исходными данными для исследований являются результаты спектрального анализа по вторичным ореолам рассеяния на 25 химических элементов, количество отобранных проб составило 9602. Геологической основой выполнения работы послужила геологическая карта листа К-38-І.

В ходе математических операций были выявлены основные статистические показатели (максимальные и минимальные значения, среднее содержание, дисперсия, стандартное отклонение, медиана, мода, среднее геометрическое) по всему массиву отобранных проб и построена дендрограмма при помощи программы Statistica. По ее данным выделена группа элементов, имеющих наиболее тесную связь с золотом: Mo, Ga, Ti, Cd, Sb.

С помощью программы ArcGis 9.3.1 и графического модуля Spatial Analyst построено шесть карт распределения содержаний золота и связанных с ним элементов. Среди нелинейных методов интерполяции наиболее употребительным считается метод обратных взвешенных расстояний (ОВР). Метод ОВР предполагает, что каждая входная точка влияет на расчетную в зависимости от расстояния. При этом для расчетного значения может использоваться либо заданное число ближайших точек, либо все точки в пределах заданного расстояния. Расчет осуществляется способом скользящего окна.

Геологическая интерпретация построенных карт позволила выявить ряд особенностей. Аномальные концентрации ряда рассматриваемых элементов совпадают с областью развития вулканитов андезидацитового состава и их эруптивных breccий. Очевидно, данные аномалии трассируют крупное тектоническое нарушение северо-восточного простирания, к которому тяготеют выходы риолитов и гранодиоритов. Географически они располагаются в правом борту р. Подкумок в междуречье балок Веселовского и Джандаркол, в их среднем течении. Это подтверждается геологическими и минералогическими данными: в пределах этой зоны наблюдается заметная пиритизация пород, а также флюоритовая минерализация. По одному из притоков балки Джандаркол, названному ручьем Пиритным, отмечается и шлиховое золото.

К. Г. Аминова

*Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
aminova-k@mail.ru*

**Минералогия руд Апрельковского месторождения золота,
Забайкальский край
(научный руководитель Е. В. Белогуб)**

Апрельковское золоторудное месторождение, открытое в 1899 г., расположено в 10 км восточнее города Шилка в Шилкинском и Нерчинском районах Забайкальского края. На участке выполнялись карьерные работы, пройдена шахта, множество канав, шурфов и скважин. Руды месторождения относятся к золото-пирит-арсенопирит-кварцевому (сульфидному) типу с незначительным количеством других компонентов. Содержание золота достигает 30,7 г/т [<http://nedradv.ru/mineral/places/mineral-objinfo>].

Изучение минерального состава руд Апрельковского месторождения проходило в Институте минералогии УрО РАН. Были исследованы 29 обломков пород и две дробленные пробы: ЛТП-20 (усредненная проба руд) и ЛТП-19 (гравитационный концентрат). Целью работ было установление минерального состава усредненных проб и продуктов обогащения золото-сульфидных руд месторождения, а также описание золота.

Обломки пород изучены на бинокулярном микроскопе. Проба усредненных руд (ЛТП-20) отмыта в воде до серого шлиха с последующей доводкой в бромформе ($\rho = 2,9 \text{ г/см}^3$), полученный концентрат разделен магнитом Сочнева на немагнитную и магнитную фракции. Гравитационный концентрат (ЛТП-19) и немагнитная фракция пробы (ЛТП-20) частично просмотрены под бинокулярным микроскопом.

Обломки пород серого и светло-серого цвета мелко- и тонкозернистой структуры, брекчиевидной текстуры (29 шт., 100 %) подразделяются на пиритсодержащие (16 шт., 55 %), пирит-арсенопиритсодержащие (6 шт., 21 %) и «пустые» (7 шт., 24 %). Сульфидные минералы образуют небольшие локальные вкрапления и прожилки.

Проба ЛТП-20 неокислена. Рассмотрена тяжелая немагнитная фракция, в которой главными рудными минералами являются пирит (40 %) и арсенопирит (15 %), второстепенные и редкие минералы: халькопирит, сфалерит, золото. Нерудная часть фракции представлена обломками кварца лимонитизированными (15 %) и «чистыми» (30 %). Среди аксессуарных установлены эпидот, хлорит, амфибол, турмалин, гранат, циркон, рутил.

Пирит встречается в виде кубических кристаллов размером 0.1–0.6 мм, реже 0.05–0.2 мм, и ксеноморфных выделений, иногда в сростках с кварцем и другими минералами. На поверхности единичных зерен наблюдается радужная побежалость (халькопирит?), цвет стально-пшеничный. Арсенопирит представлен двумя морфологическими разновидностями: идиоморфными удлинённо-призматическими (0.3–1.2 мм) и игольчатыми кристаллами (0.05–0.5 мм) и ксеноморфным тонкозернистым агрегатом. Наблюдаются двойниковые сростки кристаллов арсенопирита. Цвет минерала стально-серый. Сфалерит образует свободные зерна размером 0.05–0.3 мм и сростки с другими минералами, цвет минерала красновато-бурый. Золото образует включения в арсенопирите (размер 2–10 мкм) и пирите (до 20 мкм) [Белогуб и др., 2014ф], редко – свободные зерна.

Проба ЛТП-19 окислена, представлена массой с размером зерен 40–400 мкм. Основу концентрата составляют обломки лимонитизированных нерудных минералов, в основном, кварца (50–60 %). В небольших количествах (5–10 %) встречаются пирит и арсенопирит. Отмечены единичные зерна магнетита, гематита, халькопирита, галенита. Среди аксессуарных нерудных минералов установлены эпидот, амфибол, хлорит, циркон, рутил. В изученной навеске пробы обнаружено 20 золотин. Золото преимущественно свободное, чистое, редко в виде включений и сростаний с кварцем. Форма свободного золота пластинчатая, изометричная, вытянутая, дендритовидная, поверхность неровная. Размер свободного золота варьирует от 20 до 160 × 240 мкм, во включениях в кварце размер золотин не определялся.

Таким образом, в первичных сульфидных рудах Апрельковского месторождения (проба ЛТП-20) главными рудными минералами являются пирит и арсенопирит, второстепенными и редкими – халькопирит, сфалерит, золото (в основном, во включениях в пирите и арсенопирите). Нерудные минералы – кварц, а также эпидот, хлорит, амфибол, турмалин, гранат, циркон, рутил. Гравиконцентрат ЛТП-19 получен из полуокисленных руд. Основу составляют обломки лимонитизированного кварца, встречается гетит. Среди редких минералов установлены магнетит, гематит, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, золото; из аксессуарных – эпидот, амфибол, хлорит, циркон, рутил. Золото в полуокисленных рудах преимущественно свободное.

Литература

Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Заботина М. В. и др. Минеральный состав усредненной пробы и продуктов технологического передела золото-сульфидных руд месторождения Апрельково: информационный отчет. Миасс, 2014ф. 28 с.

А. А. Кушиев
*Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ),
г. Новочеркасск
alibekkushiyeu@mail.ru*

**Вертикальная геохимическая зональность
золотоносного месторождения Аксай (Республика Узбекистан)**
(научный руководитель И. А. Богуш)

Целью исследований стало выявление геолого-геохимических особенностей размещения золоторудного оруденения на месторождении Аксай, Республика Узбекистан. В задачи входило изучение геологического строения месторождения и определение вертикальной геохимической зональности руд. В основу работы легли фондовые и опубликованные материалы по району, а также полевые наблюдения автора, результаты камеральной обработки и данные лабораторных исследований. В ходе работ в составе геохимической партии ГП «Центральная ГГЭ» на площади проведено маршрутное обследование объекта, составлены литохимические профили и разрезы, отобраны пробы на спектральный анализ. При камеральных и лабораторных исследованиях была проведена геолого-геохимическая обработка материалов.

Месторождение расположено на левом борту р. Абджаз в центральной части Аксайского рудного поля (Республика Узбекистан) в пределах одноименной вулканогенно-тектонической структуры. В геологическом строении района участвуют сложные разновозрастные комплексы осадочных, вулканогенных и интрузивных пород. Месторождение состоит из трех участков – Центрального, Промежуточного и Южного. По разведанным запасам и прогнозным ресурсам золота месторождение относится к рядовым, а по классификации геолого-промышленных типов коренных месторождений золота месторождение отнесено к золото-сульфидно-кварцевому типу [Атлас..., 2010; Рудные..., 2000].

Основной рудоконтролирующей и рудовмещающей структурой месторождения является Главная рудоносная зона, прослеженная на 4500 м через всю его площадь с юго-запада на северо-восток. Она сложена карбонат-гидрохлоритовыми, кварц-гидрохлоритовыми и монокварцевыми метасоматитами, развитыми по субвулканическим кластолам андезитового и андезидацитового состава. Наиболее изученными горными выработками являются рудные тела 1, 2, 3 участка Центрального, расположенные кулисообразно, одно под другим по падению основной рудоконтролирующей структуры (Главной рудной зоны) на глубине 790–1050 м.

В результате статистического анализа распределения основных ореолообразующих элементов построены ряды относительной интенсивности. По результатам статистического анализа следует отметить следующие особенности. Золото возглавляет ряды относительной интенсивности по всем геохимическим выборкам изученной части месторождения. В «голове» рядов также присутствуют As, Ag, в средней части – Sb, Cu, Pb, Zn. Рудные тела в изученных интервалах характеризуются невысокой интенсивностью проявления геохимических аномалий всех элементов, кроме золота, серебра, мышьяка, сурьмы.

В изученной части Главная рудная зона характеризуется следующим образом. Аномалии золота образуют поле интенсивностью 0.03–1 г/т, они проявлены от самых

верхних уровней Главной рудной зоны вниз по падению вплоть до ее лежащего бока. При этом максимумы аномалий пространственно совмещены с рудными телами. Поле распределения серебра характеризуется несколькими группами ореолов интенсивностью $0.15-3 \times 10^{-3} \%$, пространственно совпадающих с аномалиями золота и распространенных на верхних уровнях рудных тел 1 и 2, а также на средних горизонтах рудной зоны. С глубиной площадь распространения аномалий серебра и их интенсивность резко сокращаются. Аномалии мышьяка интенсивностью $5-30 \times 10^{-3} \%$, как и аномалии золота, проявлены от самых верхних уровней Главной рудной зоны вниз по падению и в лежащем боку, при этом интенсивность аномалий возрастает с глубиной на уровне рудных тел 2 и 3 с проникновением в лежащий и висячий бока зоны. Аномалии сурьмы интенсивностью до $7 \times 10^{-3} \%$ в виде разрозненных линз проявлены на среднем и нижнем уровне и совмещены в пространстве с рудным телом № 2.

По результатам анализа распределения геохимических полей Главной рудной зоны следует отметить. Первичные геохимические ореолы золота, мышьяка, серебра, сурьмы точно фиксируют основную ветвь Главной рудной зоны. Максимумы ореолов золота совпадают с рудными телами, несколько превосходя их по размерам, иногда смещаясь в сторону висячего и лежащего боков рудной зоны. Аномалии серебра имеют тенденцию к локализации вверх по восстанию Главной рудной зоны (на уровне рудных тел 1 и 2). Аномалии вольфрама, олова и висмута слабо проявлены и малоконтрастны практически на всех уровнях. Для построения мультипликативных показателей верхнерудных интервалов рекомендованы серебро и мышьяк, нижнерудных – медь и свинец.

Распределение аддитивного показателя $Au+Ag+As+Sb$ в изученной части фиксирует основную ветвь Главной рудной зоны по падению с максимумами значений показателя, приуроченными к рудным телам.

Литература

Атлас моделей рудных месторождений Узбекистана. Ташкент: НИИМР, 2010.
Рудные месторождения Узбекистана / Под ред. Н. А. Ахмедова. Ташкент: Гидроингео, 2000. 651 с.

К. В. Дубинин

*Клуб юных геологов-экологов, г. Орск
geolclub@mail.ru*

Зубы верхнемеловых акул. Местонахождение Ижберда (научный руководитель А. В. Никифоров)

Осенью 2012 г. нами исследован район карьера по добыче глин в районе пос. Ижберда (Гайский район, Оренбургская область), где собрано 637 зубов акул мелового возраста. Это был самый большой сбор зубов за время поисковых работ. В первой части научно-исследовательской работы «Зубы акул. Находки и описание» приведены результаты статистической обработки зубов, включающей выборки различной формы и назначения. В результате изучения собранной коллекции определено 10 видов акул, обитавших в регионе в верхнемеловое время.

Поиски в карьере в летний и осенний период 2013 и 2014 гг. позволили значительно пополнить коллекцию, в которой сейчас насчитывается более 2000 зубов акул. Также осенью прошлого года взяты пробы из трех горизонтов маастрихтских и кампанских отложений верхнего мела (по 10 кг материала с каждого горизонта). Состав горизонтов: глинистые пески желтовато-коричневого цвета (горизонт 1, маастрихтский ярус), глауконитовые пески и фосфориты (горизонт 2, маастрихтский ярус) и высокодисперсные глины (горизонт 3, кампанский ярус). Отобранные пробы были промыты с целью оценки наличия в них ископаемых фоссилий. Материал, напоминающий органические остатки, был высушен и исследован.

В результате исследований в горизонте 1 обнаружены фрагменты белемнита (*Belemnites lanceolata*), пелеципод, иглы морских ежей, окатанные зубы акул, морские гребешки, зубы костных рыб, фораминиферы [Гликман, 1980; Михайлова, Бондаренко, 2006; Справочник..., 1964]. В горизонте 2 установлено большое количество зубов акул, зубы плезиозавра, рыбы и акулы позвонки, зубная пластина ската, фрагменты окаменелой древесины, зубы рыб. Все найденные зубы акул из пробы измерены, изучены и отнесены к 11 видам акул. В горизонте 3 органические остатки не обнаружены.

Всего по результатам изучения зубов определено 16 видов верхнемеловых акул [Михайлова, Бондаренко, 2006; Справочник..., 1964]: *Cretolamna appendiculata*, *Cretolamna borealis*, *Cretosyrhina mantelli*, *Squaliocrorax* sp., *Squatina* sp., *Protolamna* cf. *Sokolovi* Cappetta, *Archeolamna* sp. Cf. *Kopingensis*, *Hispidaspis* sp., *Paraorthacodus recurvus*, *Scapanorhynchus raphidon*, *Ptychocrorax* cf. *Aulaticus*, *Eostriatolamia* sp., *Synochodus dispar*, *Pseudo scapanorhynchus* cf. *Compressidens*, *Acrolamna* cf. *Acumina*, *Ptychodus* sp. Правильность определения видов акул подтверждена Ф. А. Триколиди (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), а также к.г.-м.н. Е. В. Поповым (Саратовский госуниверситет, кафедра палеонтологии и исторической геологии).

Литература

- Гликман Л. С. Эволюция меловых и кайнозойских ламноидных акул. М.: Наука, 1980. 248 с.
Михайлова И. А., Бондаренко О. Б. Палеонтология: Учебник. М.: МГУ, 2006. 592 с.
Справочник «Основы палеонтологии», т. 11. Бесчелюстные рыбы. М.: Наука, 1964. 522 с.

М. М. Иванов

Клуб юных геологов-экологов, г. Орск
geolclub@mail.ru

Находка остатков мозазавров и плезиозавров в Гайском районе Оренбургской области (научный руководитель Г. А. Сопочко)

С октября 2012 г. Орский клуб юных геологов-экологов занимается изучением открытого им местонахождения верхнемеловой фауны вблизи пос. Ижберда в Гайском районе. За это время собрана коллекция позвонков, фрагментов различных костей, ласт, зубов древних морских рептилий. Изучение показало, что это остатки плезиозавроидов и мозазавров, живших с триасового по меловой периоды (около 199.6–

65.5 млн. лет назад). Костеносным является фосфорит-глауконитовый горизонт, предположительно отнесенный к маастрихтскому ярусу верхнего мела.

В 1884–1888 гг. член Оренбургской архивной комиссии П. С. Назаров открыл ряд археологических памятников в районе Губерлинских гор Орского уезда. Недалеко от места раскопок он собрал коллекцию остатков, в основном, позвонков морских рептилий [Боголюбов, 1910; 1911]. Методика изучения остатков, предложенная в работах Н. Н. Боголюбова, была использована при описании обнаруженных позвонков. Примечательно, что открытое местонахождение останков фауны находится в 5–20 км от палеонтологических находок 19 в. Какие-либо упоминания в литературе о находках верхнемеловых морских рептилий в Восточном Оренбуржье за последние сто лет нами не обнаружены.

Из более чем 200 обнаруженных позвонков, большинство принадлежат эласмозаврам и поликотилусам (плезиозавроидам). Одиннадцать фрагментов принадлежат мозазаврам. В отличие от позвонков плезиозавроидов, позвонки мозазавров имеют существенные отличия: передний смычковый край позвонка сильно вогнут, а задний – округло-выпуклый. Поперечное сечение позвонков мозазавра от округлого до округло-треугольного. Среди многочисленных находок зубов ящеров только семь принадлежат мозазаврам, которые отличаются наличием острого продольного кия.

Предполагается, что мозазавры были обитателями открытых морей, и на мелководье заметно опресненного залива (такие условия существования фауны в Маастрихтском веке позднего мела предполагаются нами) появлялись лишь изредка. Поэтому находки их остатков редки по сравнению с останками плезиозавров – обитателей прибрежных мелководных зон мелового моря.

Авторы выражают благодарность д.г.-б.н. А. О. Аверьянову (Зоологический институт РАН, г. Санкт-Петербург) за помощь в определении остатков фауны.

Литература

Боголюбов Н. Н. Об остатках мозазавров из Оренбургской губернии // Ежегодник по геологии и минералогии России, 1910. Т. 12. Вып. 1–2. С. 8–14.

Боголюбов Н. Н. Из истории плезиозавров в России (сх. XVI таблицами). М.: Типография Императорского Московского Университета, 1911. 41 с.

И. В. Юсупов

*Клуб юных геологов-экологов, г. Орск
geolclub@mail.ru*

Интересные находки остатков скелетов плезиозавров

(Гайский район, Оренбургская область)

(научный руководитель А. В. Никифоров)

Первые находки остатков морских рептилий в Оренбургской области относятся к 90-м гг. XIX столетия. Спустя 20 лет эти находки были изучены палеонтологом Н. Н. Боголюбовым, описавшим один вид мозазавра (1910 г.) и несколько видов плезиозавров (1911 и 1912 гг.) – короткошейных (*Polycotylus*) и длинношейных

(*Elasmosaurus*). Также им был выделен новый вид эласмозавра, получивший имя в честь г. Орска – *Elasmosaurus orskensis n.sp.* В 2014 г. нам удалось осмотреть и сфотографировать эти находки, а также познакомиться с некоторыми записями Н. Н. Боголюбова в хранилище Геологического музея им. В. И. Вернадского (г. Москва).

В настоящее время юными геологами-экологами собрана уникальная коллекция костных остатков, включающих около 200 позвонков крупных морских рептилий, в том числе семь фрагментов позвоночных столбов эласмозавров и поликотилюсов. Наибольший интерес представляет находка неполного скелета поликотилюса: два лапа, голова, часть шейного и туловищного отдела позвоночника, фрагменты верхних дуг, ребер, зубы и др. По предварительному заключению специалистов Ундоровского палеонтологического музея (Ульяновская область), эти остатки принадлежат ранее неизвестному виду плезиозавров рода «поликотилус», живших в конце мелового периода.

На проведение работ в 2015 г. Клуб юных геологов-экологов получил грант Русского географического общества, что позволит значительно продвинуть изучение остатков и в будущем предложить проект паспорта нового регионального палеонтологического памятника природы Оренбургской области и, возможно, заложить основы «Парка мелового периода» на Южном Урале.

АННОТАЦИИ

УДК 551.46

Древние и современные гидротермальные «курильщики» Западно-Тихоокеанского островодужного пояса. Масленников В. В., Масленникова С. П., Котляров В. А., Леин А. Ю., Ишияма Д., Урабе Т., Ларж Р. Р., Данюшевский Л. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Проведен сравнительный анализ минерального состава и элементов-примесей миоценовых «курильщиков» колчеданно-полиметаллических месторождений района Хокуроко (о. Хонсю, Япония) и современных «курильщиков», которые по геологической позиции подразделяются на четыре типа: 1) на базальтовом основании в задуговых бассейнах (Северный Манус, Марианский трог, Северный и Центральный Лау, Северный Фиджи); 2) на дацит-андезит-базальтовом основании в околодуговых рифтах (поля Пакманус, Хине Хина, Уайт Черч, Ваи Лили); 3) на дацитах в кальдерах внутридуговых вулканов центрального типа (поля Сюзетта, Бразерс и Суйо); 4) на осадочно-риолитовом основании в задуговых окраинно-континентальных рифтах (поля Джейд и Хакурей). Показано, что по минеральному составу большинство труб как миоценовых, так и современных «курильщиков» относится к барит-сульфидному типу, включающему золото-галенит-борнит-блекловорудный парагенезис. В борнит-халькопиритовых трубах «курильщиков» полей Сюзетта и Бразерс к этому парагенезису добавляются реальгар, теллуриды висмута, серебра и золота. Однако обильный реальгар и аурипигмент – характерная черта «курильщиков», сформированных на осадочном субстрате, основном источнике As. По сравнению с современными «черными курильщиками» СОХ в халькопирите изученных труб обнаружено гораздо меньше Se и Co при высоких содержаниях Ag; в сфалерите – меньше Fe, Co и Sn, а колломорфный пирит отличается значительно большим количеством Pb, Tl, Ag, Au, Sb и As. Предполагается, что «курильщики» полей Сюзетта и Бразерс относятся к понтийскому типу, а поля Джейд и Хакурей – к алтайскому. «Курильщики» поля Северный Манус по присутствию пирротина напоминают «черные курильщики» СОХ.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 10.

УДК 552.4:550.4

Особенности формирования базальтовых комплексов, вмещающих колчеданно-полиметаллическое месторождение Кызыл-Таштыг, Восточная Тува. Симонов В. А., Котляров В. А., Ступаков С. И. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Исследования пород и анализ состава клинопироксенов свидетельствуют о том, что базальтовые комплексы, вмещающие колчеданно-полиметаллическое месторождение Кызыл-Таштыг (Восточная Тува), формировались в условиях древнего задугового бассейна. Расчетное моделирование состава базальтов и клинопироксенов показало, что кристаллизация пород происходила при температурах 1100–1165 °С и давлении до 2 кбар из расплавов, содержащих значительные (до 1 мас. %) количества воды.

Илл. 2. Библ. 9.

УДК 552.321.6+553.461

О критериях определения роли процессов магматизма, метасоматоза и реоморфизма в петрогенезисе мантийных ультрамафитов. Савельев Д. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Рассмотрены основные критерии выявления роли процессов магматизма, метасоматоза и реоморфизма в генезисе ультрамафитов офиолитовой ассоциации. Показано, что признаки

кристаллизации ультраосновных пород из расплава отсутствуют, но встречаются следы порового и трещинного течения мафитовых расплавов сквозь мантийные породы. Реакционные взаимоотношения, свидетельствующие о метасоматических процессах, также не проявлены, но в небольших количествах в перидотитах присутствуют водосодержащие фазы. Наибольшее количество прямых признаков относится к проявлению в перидотитах, дунитах и хромититах процессов пластического течения. Делается вывод о ведущей роли реоморфических процессов в формировании структуры и минерального состава офиолитовых ультрамафитов.

Библ. 17.

УДК 552.11:552.31

Состав и условия образования позднепротерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Западного Забайкалья. Якимов Т. С., Малышев А. В., Кислов Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе рассматриваются позднепротерозойские интрузии Западного Забайкалья (Метшиха, Острая Сопка, Урбикан и Маринкин). Целью исследования является анализ этапов, особенностей и источников ультрамафит-мафитового магматизма ранних этапов закрытия Палеоазиатского океана.

Илл. 1. Библ. 5.

УДК 552.11 552.3 (470.32)

Металлогения Хоперского тектонического блока (Воронежский кристаллический массив, Центральная Россия). Альбеков А. Ю., Рыборак М. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Приведена краткая характеристика металлогении Хоперского тектонического блока (Центральная Россия). Длительная история его эволюции в палеопротерозойское время и сложный комплекс последовательных геодинамических событий обусловил совместное пространственное размещение разнотипных рудных объектов. Выделены три ведущие металлогенические зоны со значительными объемами мафит-ультрамафитовых интрузивных массивов мамонского и еланского комплексов и генетически и пространственно связанными с ними месторождениями и многочисленными рудопроявлениями сульфидной медно-никелевой золото-платиноносной, малосульфидной платинометальной, платиносодержащей хромитовой и сульфидной платино-золотосодержащей кобальт-медно-никелевой рудных формаций, которые обуславливают высокий потенциал Хоперского тектонического блока.

Илл. 1. Библ. 2.

УДК 551.14: 551.14

Магматическая брекчия по перидотиту в районе гидротермального сульфидного поля Семенов-2, Центральная Атлантика. Колбасин И. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе рассмотрена природа магматической брекчии по перидотиту из геологической структуры, вмещающей активное сульфидное поле Семенов-2 в Центральной Атлантике. Изученный образец был поднят драгой в 32-м рейсе НИС «Профессор Логачев». На основе петрографического изучения образца и данных о химическом составе и неоднородности минералов обоснован магматический генезис брекчии по перидотиту. В качестве интерпретации предполагается внедрение водосодержащего расплава, образовавшегося в зоне детачмента при глубинном гидротермально-магматическом взаимодействии.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 551.214. 551.14

Геохимическая информативность закалочных вулканических стекол на примере 13–14° с.ш. САХ. Ерофеева К. Г. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе проанализирована геохимическая неоднородность базальтовых магм 13–14° с.ш. САХ. Изучена петрография лав, закалочные стекла проанализированы на главные и редкие элементы методами XRF и ICP-MS для оценки корректности и представительности электронно- и ионно-зондовых микроанализов. Для 27 проб из 25 станций опробования получены изотопные составы Sr и Nd методом TIMS. По корреляциям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Nb/Zr выделяется 30-километровая субмеридиональная линейная зона распространения лав, отвечающих низкой степени частичного плавления.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 550.42:543.51

Современные методы изотопного анализа Pb в горных породах и рудах: возможности и ограничения. Чугаев А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе обсуждаются современные методы анализа изотопного состава Pb, их возможности и ограничения при решении задач Pb-Pb изотопной геохимии. Рассмотрены основы применения термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS) и многоколлекторной масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно связанной плазме (MC-ICP-MS), а также главные факторы, определяющие точность и правильность масс-спектрометрических измерений. Особое внимание в докладе уделено явлению фракционирования изотопов анализируемого элемента по массе, а также подходам, позволяющим корректно учесть его влияние на конечные результаты измерений изотопных отношений Pb. Приведены оценки погрешностей изотопного анализа обыкновенного Pb, достигаемые в методах TIMS и MC-ICP-MS.

Библ. 8.

УДК 550.42

Первые данные об изотопном составе меди и серы в минералах из руд Удоканского месторождения медистых песчаников (Забайкалье). Белогуб Е. В., Матур Р., Садыков С. А. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе оценен источник вещества при формировании Удоканского месторождения с помощью изотопного состава меди в минералах (халькозине, халькопирите, борните, антлерите, брошантите, малахите). Полученные нами первые данные об изотопном составе меди месторождения показывают его значительные вариации как в выборке сульфидов, так и в кислородных солей меди при общей тенденции утяжеления меди в последних. Легкий изотопный состав серы сульфидов позволяет связать их образование с деятельностью сульфат-редуцирующих бактерий, а значительные вариации $\delta^{65}\text{Cu}$ указывают на неоднократные процессы ремобилизации меди с варьирующими значениями Eh-pH среды, что соответствует гипотезе первично-осадочного накопления металла с последующей концентрацией и перераспределением при диагенезе и метаморфизме.

Табл. 1. Библ. 9.

УДК 550.423

Изотопный состав Sm и Nd фосфоритов Тувино-Монгольского и Слюдянского блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса: источники поступления вещества. Вишневская И. А., Летникова Е. Ф., Школьник С. И., Черкашина Т. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Впервые получены данные по изотопному составу Sm и Nd фосфатных залежей и проявлений на территории Тувино-Монгольского и Слюдянского блоков. Ранее изученные редко-элементные характеристики совместно с результатами изотопного исследования позволили установить различные источники поступления рудного вещества в бассейн седиментации.

Библ. 6.

УДК 549.747(01)

Термодинамическое моделирование поведения селена в приповерхностных условиях. Чарыкова М. В., Кривовичев В. Г. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Поведение селена в природных процессах во многом определяется поведением серы, чьим геохимическим аналогом он является. Наибольшие черты сходства между ними проявляются при повышенных температурах и в восстановительных условиях эндогенного минералообразования, а наибольшие отличия – в низкотемпературных и окислительных условиях экзогенных процессов. В ходе проведенных исследований нами (1) систематизированы имеющиеся в литературе термодинамические параметры, необходимые для моделирования поведения селена; (2) рассчитаны области устойчивости минеральных фаз для систем, содержащих Se, S, Co, Ni, Fe, Zn, Cu, Pb; (3) синтезированы и исследованы аналоги ряда редких минералов-селенитов, что позволило расширить и уточнить базу моделирования; (4) найдены физико-химические условия образования некоторых селенитов, образование которых возможно в природных условиях в качестве неизвестных на сегодняшний день минералов.

Библ. 10.

УДК 551.112

Оценка условий минералообразования: термобарогеохимия versus расчетная термодинамика. Абрамов С. С. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Дана сводка мономинеральных геотермометров и геобарометров для биотита, хлорита, серицита и амфибола. Рассмотрены примеры моделирования условий гидротермального рудоотложения методом псевдосечений (фазовых диаграмм).

Библ. 27.

УДК 553.24.065+550.426+550.424.6

Поведение элементов при взаимодействии базальта с морской водой в гидротермальных условиях. Третьяков Г. А. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Методом минимизации свободной энергии Гиббса смоделировано взаимодействие базальтового стекла с нагретой морской водой. Детально охарактеризовано физико-химическое поведение и формы нахождения в растворе таких элементов, как Ag, As, Au, Bi, Cd, Co, Cu, Fe, Ni, Pb, Sb, Si, Ti, Te, Zn в зависимости от соотношения порода/морская вода в зоне гидротермальной переработки. Высказано предположение о возможности определения отношения порода/морская вода для природных объектов по минеральным рудным парагенезисам.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 553.08:549.731.11, 18

Оливин-хромшпиннелевые геотермометры – отражение термических параметров кристаллизации. Юричев А. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Установлено, что состав акцессорных и рудных хромшпинелидов хорошо коррелирует с составом вмещающих пород и претерпевает в процессе эволюции изменения под воздействием многочисленных термодинамических факторов, главные из которых – T , P , fO_2 и состав системы. Показана практическая применимость косвенного определения температур кристаллизации (пере-кристаллизации) ультрамафитов посредством четырех широко используемых оливин-хромшпинелевых геотермометров: Джексона-Ирвайна-Родера, Оно, Фабри и О'Нейла-Уолла-Бэллхауза-Берри-Грина. Сделано предположение, что наиболее универсальным и практически адаптированным для расчета температур является геотермометр Фабри.

Табл. 1. Библ. 11.

УДК 553.411.071

Модель формирования месторождений золота в черных сланцах Артемовского рудного узла (Бодайбинский район). Паленова Е. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В статье охарактеризованы этапы формирования золоторудных месторождений в черных сланцах Копыловское, Кавказ и Красное (Бодайбинский район, Артемовский рудный узел): 1) сингенетичное накопление благородных, цветных, редких и редкоземельных металлов в формах, связанных с органическим веществом, глинистыми минералами и первичными сульфидами; 2) диагенетическое перераспределение за счет высвобождения сорбированных комплексов из углеводородов и глин с частичным захватом на диагенетическом пирите и образованием собственных минеральных форм; 3) перераспределение при катагенезе и метаморфизме с распадом органоминеральных соединений, высвобождением примесей из раннего пирита и сорбированных комплексов слоистых силикатов и кристаллизацией собственных минералов. Поздние процессы динамометаморфизма привели к переотложению металлов в благоприятных структурных зонах.

Библ. 23.

УДК 553.32

Минералогия и геохимия силикатно-карбонатных марганцевых руд Мазульского месторождения, Красноярский край. Брусницын А. И., Белогуб Е. В., Жуков И. Г., Аюпова Н. Р., Кулешов В. Н., Платонова Н. В., Арцышев А. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Приводится краткая характеристика геологического строения, минералогии и геохимии марганцевых руд Мазульского месторождения. Месторождение приурочено к вулканогенно-осадочным комплексам нижнего палеозоя, слагающим северо-восточное ответвление складчатой системы Кузнецкого Алатау. На основе минералогии, геохимии и изотопного анализа руд предлагаются модели образования месторождения. Рассматривается как гидротермально-осадочная, так и эпигенетическая (низкотемпературная гидротермальная) модели.

Библ. 7.

УДК 551.24(470.61)

Изучение геохимических особенностей Коксайского рудопоявления марганцевых руд (Республика Узбекистан). Михеев П. А. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Для изучения геохимических особенностей Коксайского рудопоявления марганцевых руд результаты химического опробования керн скважин на MnO , CaO и SiO_2 обработаны в программах ArcGis и Statistica 6. Рудопоявление расположено в горах Чакылкалян и Каратюбе на территории Самаркандской области. Пластовые рудные тела сложены пиролюзитом и залегают среди карбонатно-кремнистых осадков. Геологической основой выполнения работы послужила геологическая карта листа J42-07. Содержание марганца в близповерхностных

частях пониженное, что связано с гипергенным выщелачиванием. На среднеглубинном уровне концентрация повышается, что может объясняться вторичным обогащением в результате миграции марганца в эту часть разреза. В глубинных частях снова отмечается тенденция к снижению содержания марганца. Подобная ситуация в какой-то степени, повторяется и для SiO_2 , CaO равномерно распределен на всех уровнях. Сделан вывод о ведущей роли гипергенных процессов в формировании марганцевого оруденения на Коксайском рудопроявлении.

Илл. 2.

УДК 553.04(26)

Особенности геохимической специализации кобальтоносных марганцевых корок гайота Бутакова Магеллановых гор, Тихий океан. Иванов В. В. // Металлогения древних и современных океанов—2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе изложено геологическое строение и представлен химический состав коркового железомарганцевого оруденения гайота Бутакова (Магеллановы горы, Тихий океан). В результате выявлена специфика содержания в корках средних концентраций основных, редких и редкоземельных элементов, подтверждающая условия общего тренда для гайотов Магеллановых гор.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 5.

УДК 553.04(26)

Железомарганцевые конкреции рудной провинции Кларион-Клиппертон и гайота Бутакова, Магеллановы горы, Тихий океан: сходства и отличия. Иванов В. В. // Металлогения древних и современных океанов—2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Изучены железомарганцевые конкреции вулканических построек центральной части зоны Кларион-Клиппертон (приэкваториальная часть Северо-Восточной котловины Тихого океана, Российский разведочный район) и гайота Бутакова (Магеллановы горы, СЗ часть Тихого океана). Выявлены сходства и различия морфологических, структурно-текстурных и химических характеристик конкреций, обусловленные их формированием в различных фациально-генетических условиях.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 4.

УДК 552.124.3

Акцессорные минералы межрудных сланцев Лебединского железорудного месторождения КМА. Кошелева М. Н., Кузнецов В. С. // Металлогения древних и современных океанов—2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В результате исследований расширен спектр акцессорных минералов в межрудных сланцах коробковской свиты курской серии КМА. Среди сульфидных минералов, кроме пирита, пирротина и халькопирита, выявлены ранее не описанные галенит, сфалерит, арсенопирит. Впервые в породах диагностированы цирконы, аллотигенные оливин и пироксены, а также получены новые данные о присутствии барита, апатита, рутила. Широкий спектр акцессорных минералов, особенно аллотигенных, характерных для пород как кислого, так и основного-ультраосновного состава, свидетельствует о полигенной природе исходного субстрата для сланцев курской серии.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 3.

УДК 552.321.6

Особенности минералогического состава ультрамафитов и хромититов Эргакского массива, северо-восточная часть Западного Саяна. Кичеева А. В., Чернышов А. И. // Металлогения древних и современных океанов—2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе рассматривается петрографическая характеристика и особенности минералогического состава гарцбургитов, дунитов, оливинитов и хромититов Эргакского хромитоносного массива. Полученные результаты свидетельствуют о неоднородной степени пластического деформирования ультрамафитов и хромититов, что отражается в их микроструктурах и в составе минералов.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 5.

УДК 553.435:549.3

Индий в рудах медно-цинково-колчеданных месторождений Урала. Аюпова Н. Р., Масленников В. В., Блинов И. А., Масленникова С. П. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С.

Рассмотрены вопросы геохимии и минералогии индия в рудах колчеданных месторождений Южного Урала. Среди главных сульфидов Молодежного месторождения максимальное количество индия выявлено в халькопирите и сфалерите труб «черных курильщиков» и в аутигенном халькопирите, ассоциирующем с поздними сульфидами в зоне субмаринного гипергенеза мелкообломочных сфалерит-халькопирит-пиритовых руд на флангах рудной залежи. Впервые обнаружены микровключения собственного минерала индия – рокезита в аутигенных сульфидах на флангах рудной залежи. Результаты исследований могут быть использованы для сравнительного анализа минерального состава донных гидротермальных и субмаринных гипергенных типов руд, а также для оценки уровня извлечения индия при селективной отработке колчеданных месторождений.

Табл. 1. Библ. 11.

УДК 549.761.34:553.43(234.852, 261.5)

Барит из руд Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал) и гидротермальных полей Семенов-1 и -3 (САХ): сравнительный анализ условий образования. Сафина Н. П., Мелекесцева И. Ю., Анкушева Н. Н., Юминов А. М., Нимис П., Котляров В. А., Садыков С. А. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе рассмотрены условия образования разных типов барита из колломорфных и обломочных пиритовых руд палеозойского Сафьяновского месторождения (Средний Урал) и кайнозойских гидротермальных полей Семенов-1 и Семенов-3 (САХ). Главным отличием между гидротермальным и катагенетическим баритом является морфология. Для гидротермального барита характерны недеформированные таблитчатые кристаллы и их радиально-лучистые агрегаты. Катагенетический барит представлен таблитчатыми кристаллами с признаками деформаций и стилолитовыми швами, что свидетельствует о стесненных условиях роста и увеличении давления. Гидротермальный барит из колломорфных руд Сафьяновского месторождения и поля Семенов-1 отлагался из низко- до умеренно-температурных флюидов ($T_{\text{гом}}$ 162–184 °С и 58–199 °С) с соленостью 1.6–4.5 и 0.6–3.8 мас. % NaCl-экв. Изотопный состав серы баритов (+22.9 и +21.2 ‰) соответствует сульфату серы девонской (+23 до +24 ‰, [Claypool et al., 1980]) и современной (+21.2 ‰, [Rees et al., 1978]) морской воды. Гидротермальный барит в обломочных рудах поля Семенов-3 отлагался из флюидов с высокой температурой ($T_{\text{гом}}$ 241–310 °С) и соленостью (4.8–9.2 мас. % NaCl-экв.). Значения $\delta^{34}\text{S}$ (+19.6 ‰) в этом барите связаны с заимствованием сульфат-иона при частичном окислении H_2S из гидротермального флюида. Катагенетический барит в обломочных рудах Сафьяновского месторождения образован из низкосолёных (1.4–5.4 мас. % NaCl-экв.) среднетемпературных ($T_{\text{гом}}$ 130–170 °С) флюидов. Значения изотопного состава серы в барите (+28.1 ‰) объясняются локальной термохимической сульфат-редукцией.

Библ. 12.

УДК 549.74(470.5).

Сидерит-брейнеритовая минерализация юго-восточной части Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). Сорока Е. И., Притчин М. Е., Лютоев В. П., Галахова О. Л. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе изучена карбонатная минерализация окколорудных пород юго-восточной части Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал), представленная доломитом и переходными разностями между магнезитом и сидеритом. Наиболее железистые разности магнезита (брейнерит), а также сидерит встречаются в виде жил и вкрапленников ближе к массивным рудным телам. Сидерит-брейнеритовая минерализация на Сафьяновском месторождении является следствием неравновесности рудообразующего флюида в системе Cu-Fe-S-O , в котором присутствовал Mg^{2+} . Увеличение активности CO_2 вызвало образование карбонатов при низком значении pH (3–5) в ассоциации с рудными минералами и каолинитом.

Илл. 2. Библ. 9.

УДК 553.435

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

По результатам изучения флюидных включений в кварце сульфидной трубы «черного курильщика» оценены физико-химические параметры завершающего этапа гидротермального процесса на Юбилейном медноколчеданном месторождении (Южный Урал). Соленость флюида варьировала от 0.88 до 11.7 мас. % NaCl -экв., в составе растворенных солей преобладал NaCl с примесями Na_2SO_4 , NaHCO_3 и KCl . С учетом поправки на давление, температура формирования кварца из канала сульфидной трубы оценена в 120–180 °С. Проведено сопоставление полученных данных с другими колчеданными месторождениями Урала и современными аналогами.

Илл. 2. Библ. 11.

УДК 553;550.8

Благороднометалльная минерализация в рудах медно-цинкового проявления Западное, Приполярный Урал. Гаан С. В., Кудрин К. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Минералы золота и серебра рудопоявления Западное представлены главным образом теллуридами (гессит, вольтскит, петцит, штютцит, кервеллеит, сивьянит). Самородное золото, электрум и сульфиды (матильдит) присутствуют в подчиненном количестве. Благороднометалльная минерализация связана с микротрещинами и межзерновым пространством в сульфидных зернах, границы зерен четкие вплоть до появления гипидиоморфных кристаллов. Зерна минералов благородных металлов в силикатах в большинстве случаев корродированы последними.

Илл. 2. Библ. 4.

УДК 553.446

Новые данные по истории образования Амурского стратиформного месторождения (Южный Урал). Сначев М. В., Сначев В. И. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе приводится краткое описание геологического строения Амурского стратиформного месторождения. Авторами установлено, что 1) переход между рудовмещающей флюидной и перекрывающей вулканогенной толщами постепенный; 2) в обеих толщах присутствуют дайки и согласные тела габброидов; 3) базальты и габброиды представляют собой единый вулка-

но-плутонический комплекс, сформированный в раннекаменноугольное время; 4) базальты месторождения и греховской свиты ($C_1t_2-v_1$) являются аналогами, а габброиды соответствуют магнитогорской габбро-гранитной серии. Месторождение относится к типу SEDEX и формировалось в локальной депрессии на удалении от центров вулканической активности.

Библ. 10.

УДК 553.065:553.261

Рений в медно-порфировых месторождениях Южного Урала. Плотинская О. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе рассмотрено распределение рения на двух наиболее крупных медно-порфировых объектах Южного Урала: Михеевском месторождении и Томинском рудном поле с Томинским и Калиновским месторождениями. Установлено неравномерное распределение рения как в пределах месторождений, так и в пределах индивидуальных выделений молибденита. Обсуждаются причины такого распределения.

Илл. 1. Библ. 17.

УДК 553.22:553.430(470.5)

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

В северной части Михеевского медно-порфирового месторождения впервые выявлены рудоносные аргиллизиты со специфической минерализацией, представленной различными сульфидами (в т.ч. молибденитом), Ni-Co-сульфоарсенидами, теллуридами (Ag, Hg, Au, Bi), самородным золотом, монацитом и некоторыми другими минералами. Отмечается присутствие низкотемпературных битумов, хлоридных комплексов и Se-содержащих фаз. Предполагается, что образование аргиллизитов происходило на завершающей стадии развития порфировой системы, в то же время нельзя исключить их связь с одним из этапов мезозойской или более поздней активизации Уральских структур.

Илл. 2. Библ. 7.

УДК 551.14:551.215

Геодинамическая позиция медно-порфирового месторождения Нурказган (Центральный Казахстан). Степанец В. Г., Макат Д. К., Савельева Н. А. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Образование руд нурказганского типа происходило вследствие коллизии базальтовой островной дуги с континентом, что могло привести к утолщению литосферы, постколлизийному плавлению глубокозалегающего изверженного материала островной дуги и формированию рудных силурийских гранитоидов. Борнит золото-молибден-медных руд месторождения Нурказган может являться источником платиновой минерализации.

Илл. 2. Библ. 7.

УДК 553.4:550.4 (470.5)

Применение флюидных включений для оценки условий формирования рудной минерализации разнотипных месторождений Южного и Среднего Урала. Грознова Е. О., Плотинская О. Ю., Абрамов С. С., Викентьев И. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Проведен сравнительный анализ рудообразующих флюидных систем, сформировавших эпитермальное Березняковское, медно-порфировое Калиновское, молибден-медно-порфировое Михеевское, молибден-порфировое Талицкое, медно-цинково-колчеданное Узельгинское

и золоторудное Светлинское месторождения, а также Cu-Ag-Pb-Zn стратиформное рудопроявление Биксизак на Южном Урале.

Библ. 12.

УДК 553.491:553.43/48

Сульфидное платинометалльно-медно-никелевое и малосульфидное платинометалльное оруденение Йоко-Довыренского интрузива, Северное Прибайкалье: различие состава и генезиса. Кислов Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Охарактеризованы условия локализации, морфология рудных тел и состав оруденения. Формирование сульфидного платинометалльно-медно-никелевого оруденения связано с отделением сульфидного расплава при кристаллизации магмы, при этом на рудолокализацию оказали влияния процессы контаминации вмещающими породами. Происхождение малосульфидного платинометалльного оруденения рассматривается с точки зрения экстракции, переноса и концентрирования цветных и благородных металлов в полостях и зонах растяжения в толще кумулуса обогащенным хлором восстановленным флюидом.

Библ. 10.

УДК 550.42:553.411.07(470.5)

К вопросу о происхождении золотоносных тальк-карбонатных пород Кировского месторождения (Ю. Урал) по данным термодатиметрического изучения газовой-жидких включений. Мурзин В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Проведено термодатиметрическое изучение газовой-жидких включений в минералах тальк-карбонатных апосерпентинитовых пород Кировского золоторудного месторождения с целью получения информации о происхождении гидротермальных растворов, ответственных за появление промышленных концентраций золота. Для первичных включений в брейнерите и доломите установлен тип водно-солевой системы гидротермального флюида – NaCl, NaCl-NaHCO₃ для включений в брейнерите раннего парагенезиса и включений в доломите позднего парагенезиса – NaCl, NaCl (MgCl₂). Выявлена низкая соленость гидротермального раствора, варьирующая в пределах 2.2–5.3 мас. % NaCl-экв., а также его низкая углекислотность (менее 0.85 мол. % CO₂). Сделан вывод, что отсутствие отчетливо выраженных золотоносных линз и кварцевых жил, практически полное отсутствие сульфидов, низкая степень углекислотности газовой-жидких включений и низкая соленость свидетельствуют не в пользу магматогенно-гидротермального происхождения изученных золотоносных метасоматитов.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 11.

УДК 553.491+553.41(470.5)

Прогнозные ресурсы золота в углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал). Сначев А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. ИМин УРО РАН, 2015.

В работе рассмотрено геологическое строение Белорецкого зонального метаморфического комплекса. Показано, что наиболее крупные проявления золота приурочены к интенсивно тектонически проработанным, окварцованным и сульфидизированным породам черносланцевой формации, расположенным во внешней высокотемпературной зоне зеленосланцевой фации метаморфизма. Именно в такой геологической обстановке выявлено золоторудное проявление Отнурок, штучное и бороздовое опробование углеродистых отложений на котором позволило выделить рудоносную пачку пород мощностью 6 м. Эта зона прослежена, что дало возможность подсчитать прогнозные ресурсы золота по категории Р₂.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 553.411.071(470.5)

Блеклые руды Контрольного золоторудного месторождения (Учалинский район, Республика Башкортостан). Заботина М. В., Крайнев Ю. Д. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Блеклые руды Контрольного месторождения представлены промежуточными членами ряда теннантит-тетраэдрит. В большинстве анализов As преобладает над Sb. В составе блеклых руд всегда присутствуют примеси Fe (0.68–2.3 мас. %) и Zn (4.68–6.85 мас. %), часто Ag (до 2.75 мас. %), в редких случаях Te (до 0.2 мас. %). Наиболее близкие по составу к теннантиту разновидности установлены в сфалерит-пиритовой ассоциации прожилково-вкрапленных руд. В золотоносной барит-блекловорудно-галенитовой ассоциации обнаружено единичное зерно фрейбергита, и в двух анализах Sb преобладает над As. Установлена характерная для блеклых руд прямая корреляционная зависимость между соотношениями $Ag/(Ag+Cu)$ и $Sb/(Sb+As+Te)$. Приуроченность блеклых руд к барит-полиметаллическим рудам с повышенной золотоносностью, непрерывный характер изменения соотношения $Sb/(Sb+As+Te)$ и обогащенность серебром сближает их с блеклыми рудами из барит-полиметаллических руд колчеданных месторождений баймакского типа.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 11.

УДК 553.411

Южная зона Александровского золоторудного поля (Южный Урал). Романенко М. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Изучено строение Южной золотоносной зоны Александровского золоторудного поля и проведен микрозондовый анализ россыпного золота. Выявлены кварцевые жилы, сопровождаемые метасоматитами с включениями псевдоморфоз лимонита по пириту. Изучен состав золотин в центре и на периферии. Полученные данные имеют значение для уточнения местонахождения коренного источника золота.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 5.

УДК 553

Чадарское рудное поле (Средний Урал): металлогенические черты и геолого-поисковая модель полиформационного золото-сульфидного оруденения. Санько Л. А., Степанов А. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

На основании новых данных, полученных при проведении поисковых работ, охарактеризовано Чадарское рудное поле на Среднем Урале. Приведены результаты геологического доизучения, статистического анализа огромного массива геохимических данных, минералогического изучения. Предложена рабочая геолого-поисковая модель полиформационного золото-сульфидного оруденения рудного поля.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 2.

УДК 553.086; 553.411.071

Минералого-технологические характеристики золота из техногенных и природных образований россыпи Северного Урала. Горбунов А. А., Бадьянова И. В., Аликин О. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Проанализированы минералого-технологические характеристики золота (крупность, морфология, характер поверхности, химический состав, внутреннее строение) россыпи Северного Урала и техногенных отвалов. Показано уменьшение крупности и снижение пробности, увеличение шероховатости поверхности, пористости, увеличение количества налетов и рубашек на частицах золота в техногенных отвалах. Данные использованы при внедрении модуль-

ных технологий обогащения песков и сокращения потерь золота. Положительный эффект от внедрения модульных технологий доказан ежегодным мониторингом золотоносности отвалов.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 7.

УДК 553.411.071

Самородное золото коры выветривания месторождения Райгородок (Северный Казахстан). Низаметдинов И. Р. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Для участка Северный Райгородок месторождения характерны неправильные формы золотин с обилием хорошо выраженных граней. Выделяются трещинные золотины в виде чешуек с гладкими, шероховатыми, ячеистыми поверхностями. Золото ассоциирует с гидроксидами железа. По гранулометрическому составу оно попадает в классы мелкого и весьма мелкого. Пробность самородного золота составляет 850–950 %. На участке Южный Райгородок характерно преобладание гроздьевидных сростков округлых кристаллов золота, индивидов неправильной формы. Размер зерен тяготеет к весьма мелкому. На этом участке пробность золота 1000 %. Обнаружена тесная связь морфологии, гранулометрии и химического состава гипергенного золота. Химически чистый состав имеют зерна, которые представлены гроздьевидными сростками мелких кристаллов. Более крупные зерна участка Северный Райгородок имеют большее количество примесей. Степень «зрелости» коры выветривания напрямую определяет гипергенную преобразованность самородного золота относительно первичного субстрата. В результате исследований выявлены основные типоморфные характеристики и особенности химического состава самородного золота, позволяющие отнести его к гипергенному.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 553.411.071

Минералого-геохимические характеристики рудопроявления Лазаретное (Кемеровская область). Фоминых П. А., Неволько П. А., Колпаков В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Рудопроявление Лазаретное, выявленное в ходе поисково-оценочных работ в 2014 г., располагается на юго-западном фланге золоторудного месторождения Федоровское-1. Золотоносными в пределах рудопроявления являются кварцевые жилы и жильные зоны, а также сульфидизированные сланцы. Минеральный состав руд прост. Главные рудные минералы представлены пиритом и арсенопиритом. Редкие и второстепенные рудные минералы – пирротин, халькопирит, сфалерит, тетраэдрит, самородное золото. Самородное золото мелкое (до 100 мкм). Из элементов-примесей в составе золота отмечается только серебро. Пробность золота 875–925 %. Элементами-спутниками золотого оруденения являются мышьяк и, в меньшей степени, медь, железо и кобальт. Содержания золота положительно коррелируют с мышьяком. Полученные результаты позволяют отнести рудопроявление Лазаретное к золото-сульфидно-кварцевому типу.

Табл. 2. Библ. 4.

УДК 549.32

Особенности рудной минерализации месторождения Вернинское, Бодайбинский золоторудный район. Котов А. А., Мурашов К. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Сульфидная минерализация месторождения Вернинское представлена в основном пиритом и арсенопиритом. В парагенезисе с ними в меньшем количестве встречаются халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды и другие минералы. Из нерудных минералов сульфидами постоянно отмечаются кварц и карбонаты.

Библ. 1.

УДК 553.3/4

Геохимическая характеристика нижнепротерозойских отложений юга Сибирской платформы. Будяк А. Е., Паршин А. В., Акишина О. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Объектом исследования являются отложения кодарской (икабийская, аянская и инырская свиты) и чинейской (читкандинская, александровская и бутунская свиты) серий в пределах Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны. Проведены комплексные минералого-геохимические исследования пород и руд. Геохимические и минералогические исследования выявили благороднометальную и радиоактивную специализацию исследуемых толщ, что позволяет сопоставить изученные отложения с кевактинским черносланцевым горизонтом, закартированным в пределах Тонодского и Нечерского поднятий. Это позволяет рассматривать кевактинскую углеродисто-терригенную формацию в качестве источника рудных и сопутствующих компонентов и учитывать ее при оценке перспектив возможного благородного, редкометального и радиоактивного оруденения в пределах Байкальской горной области и Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 10.

УДК 553.4

Комплекс методов поисков золото-урановых рудопроявлений в условиях криолитозоны района Байкало-Амурской магистрали. Паршин А. В., Будяк А. Е., Блинов А. В., Костерев А. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

На примере рудопроявлений объектов Верхне-Сюльбанского рудного узла оценивается применимость различных геохимических и геофизических методов поисков с позиций их эффективности в условиях криолитозоны горных районов Северного Забайкалья. Приводятся результаты выполненного комплекса исследований, включающего гидрогеохимические, биогеохимические и геофизические работы. Полученные результаты позволяют предложить комплекс методов и поисковые критерии, эффективные при поиске как благороднометального, так и уранового оруденения.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 550.855:552.086:553.07

Золотоносность золото-скарнового месторождения Тардан и сопряженной с ним россыпи р. Бай-Сют (Республика Тыва). Хусаинова А. Ш. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Проведено сравнение золотоносности месторождения Тардан, сопряженной с ним россыпи р. Бай-Сют и техногенно-минеральных образований. Россыпь р. Бай-Сют сформирована за счет разрушения и переотложения золоторудного материала месторождения Тардан. Показано сходство granulometрии и химического состава золота. В россыпи наблюдается накопление относительно крупных классов частиц золота (> 0.5 мм) более чем в 40 раз. Золото класса < 0.3 мм избирательно выносятся за пределы участка россыпи. Отмечено повышение пробыности золота в россыпи и повышение содержания элементов-примесей в золоте из техногенно-минеральных образований.

Табл. 2. Библ. 9.

УДК 550.4

Флюидно-магматические среды в процессах формирования гранитоидных пород: P-V-T-X свойства флюидов, данные изучения включений в минералах, петрологические следствия. Перетяжко И. С. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения

океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе рассмотрены P - V - T - X свойства флюидов, данные изучения включений в минералах, петрологические следствия в процессах формирования гранитоидных пород. Для корректных оценок условий кристаллизации пород по данным изучения ФВ и РВ необходимо анализировать P - T - V - X свойства флюидных сред разных типов. Необоснованное отнесение растворов P - Q типа, например, к хлоридной системе первого типа приводит к значительному завышению величины флюидного давления. Следует учитывать многокомпонентный состав водных систем, к которым относится большинство природных флюидов, вариации температурного коэффициента растворимости компонентов в зависимости от их концентраций и P - T условий. При интерпретации данных по включениям в минералах гранитоидных пород (гранитных пегматитов, редкометальных гранитоидов, кислых вулканитов) необходимо также принимать во внимание возможное образование водно-силикатных жидкостей коллоидной природы с широкими вариациями состава в широком диапазоне P - T условий.

УДК 553.07

Какой жильный кварц относится к гранулированному типу? Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Савичев А. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Кварцево-жильные тела, сложенные собственно гранулированным кварцем на Кыштымском месторождении (кыштымский тип), в настоящее время уже выработан. Кварцево-жильные объекты, отрабатываемые в настоящее время на Кузнечихинском месторождении, представлены кварцем уфалейского и егустинского типов первично метасоматического типа с мелкозернистой, гранобластовой структурой. В последующем этот кварц претерпел неоднородную перекристаллизацию с образованием порфировидных полигональных зерен. Данный кварц не является гранулированным, т. к. имеет совершенно другой генезис.

Библ. 10.

УДК 552.322.2:551.243.8

Пегматиты, карбонатиты и кварцевые жилы докембрия Уфалейского метаморфического комплекса, Южный Урал. Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Савичев А. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Определяющую роль в формировании современной структуры и минерагии восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Уфалейского метаморфического комплекса в частности сыграло заложение в рифее крупных систем палеорифтов. В это время вдоль шовных рифтогенных зон проявился региональный метаморфизм амфиболитовой фации с образованием кианитосодержащих гнейсов. В это время образуются редкоземельные пегматиты и кварцевые жилы перекристаллизации (слюдяногорский тип). В кадомское время (620–540 млн лет) формируются редкоземельные и редкометальные альбититы и карбонатиты, сопровождающиеся образованием кварцево-жильных тел, сложенных метасоматическим кварцем уфалейского типа. Дальнейшее развитие щелочного процесса сопровождалось перекристаллизацией ранних карбонатитов; проработка ранее образованных кварцевых жил фтористыми растворами привела к образованию особо чистого кварца егустинского типа.

Библ. 10.

УДК 549.731.15 + 535.34

Кристаллохимические особенности хромитов из офиолитовых комплексов Урала. Николаев А. Г., Бахтин А. И. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Приведены результаты исследования электронных оптических спектров поглощения хромитов из ультрабазитов Полярного Урала. Помимо полос поглощения ионов Cr^{3+} в октаэдрических позициях, впервые обнаружены полосы поглощения ионов Cr^{3+} , занимающих тетраэдрические позиции в минерале, что подтверждено и теоретическими расчетами уровней энергии этих ионов. Установлена частичная обращенность структуры исследованных хромитов, которая подтверждается положением в спектрах полос поглощения не только ионов хрома, но и двухвалентного железа. Сделан вывод, что обращенность структуры хромита, фиксируемая по наличию в спектрах полос поглощения 480 и 2100 нм ионов $\text{Cr}^{3+}_{\text{IV}}$ и $\text{Fe}^{2+}_{\text{IV}}$ соответственно, может служить поисковым признаком хромитовых руд в гипербазитах.

Библ. 10.

УДК 552.321.6 : 552.164

Петроструктурный анализ дунитов Харчерузского массива (Полярный Урал). Поздеева К. С., Чернышов А. И. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе рассматриваются петроструктурные особенности пластически деформированных дунитов порфирокластового типа. Анализ полученных результатов позволил выявить петроструктурную эволюцию и определить термодинамические условия их пластического деформирования.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 549.383+551.24+553.411(470.5)

Малые структурные формы и ксеногенные гранаты ультрабазитов горы Карабаш (к проблеме генезиса месторождения Золотая Гора). Кисин А. Ю., Мурзин В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Исследованы малые структурные формы в ультрабазитах горы Карабаш для уточнения структуры и генезиса месторождения золота Золотая Гора. К ним отнесены будины серпентинитов, родингитов и других пород. Будины испытали деформации кручения по часовой стрелке и растяжение вдоль оси вращения, что возможно в случае подъема и декомпрессии катаклазированных пород в условиях правого сдвига. Среди ксеногенных гранатов в ультрабазитах встречены разности, характерные для высокобарических метаморфитов. Предполагается, что ультрабазиты горы Карабаш представлены коромантийной смесью, внедрившейся в виде тектонического потока в зону Главного Уральского разлома. Декомпрессия и автометаморфизм могли быть основной причиной формирования месторождения золота.

Илл. 2. Библ. 11.

УДК 549.45+930.56

Иодидная минерализация в родингитах древнего рудника Воровская Яма, Южный Урал. Зайков В. В., Котляров В. А., Кужугет Р. В., Юминов А. М. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В родингитах древнего рудника Воровская Яма на левобережье р. Урал выявлена и описана иодидная минерализация. Иодид серебра ассоциирует с малахитом, азурином, акантитом, маккинстриитом и ртутистым серебром. Установлен следующий химический состав иодида серебра (мас. %): Ag 43.50–47.83; I 51.43–56.50. Основным источником иода служила кора выветривания палеогена и неогена.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 6.

УДК 549.752.14

Ванадаты висмута из редкометальных пегматитов Светлинского месторождения, Южный Урал. Сустанов С. Г., Федоров С. А. // Металлогения древних и современных океанов–

2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Микроскопически исследованы зерна редких ванадатов висмута из шлиховой пробы редкометальных пегматитов Светлинского месторождения. Детально описаны выделенные морфологические разновидности: тонкодисперсные налеты, мелкозернистые агрегаты и отдельные кристаллы. Определен качественный состав зерен. С помощью рентгеноструктурного анализа среди них установлены две полиморфные модификации $\text{Bi}(\text{VO}_4)$ – пухерит и клинобисванит. Их образование происходило на заключительной гидротермально-метасоматической стадии формирования пегматитовых жил.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 3.

УДК 553.432 (470.57)

Минералогические особенности медного месторождения Таш-Казган (Республика Башкортостан). Тютев Я. М., Анкушев М. Н., Блинов И. А. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Охарактеризованы рудные минералы медного месторождения Таш-Казган (Республика Башкортостан), относящегося к Никольскому рудному полю. Изучена морфология рудных минералов, приведены основные структуры и текстуры руд. Диагностированы минералы первичных руд и зоны гипергенеза, характерные для Никольского рудного поля: халькопирит, борнит, теннантит, халькозин, ковеллин, малахит, гематит, гидроксиды железа, арсенаты меди. Кроме этого, установлены сфалерит, метациннабарит, барит, иодаргирит и иод-хлор-бромаргирит.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 552.31

К вопросу генезиса Рябиновского гранитного массива (Южный Урал). Бажин Е. А. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Описано геологическое строение Рябиновского гранитного массива. Рассматриваются различные варианты генезиса гранитов. Дается петрогеохимическая характеристика гранитов массива, основанная на собственном каменном материале и аналитических данных.

Библ. 8.

УДК 552.11:553.06:553.07

Геология Улан-Ходинского месторождения апоультрамафитового нефрита (юго-восточная часть Восточного Саяна). Малышев А. В., Кислов Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

В работе рассматривается геологическое строение, особенности метаморфизма и проблематика генезиса апоультрамафитового нефрита Улан-Ходинского месторождения в юго-восточной части Восточного Саяна.

Библ. 1.

УДК 553.98.041:550.8):551(477.75)

Образование гераклитов в юго-восточной части Паратетиса, юго-западный Крым: результаты изучения следов палеодегазации миоцена. Лысенко В. И. // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Гераклиты – это обломочный материал бактериальных карбонатных палеопостроев метанотрофных архей, образованных около центров палеодегазации в миоцене. Наличие в карбонате строений детрита и раковин бентоса доказывает существование палеооазиса жизни в атмосфере метана и сероводорода. Находки в гераклитах самородных металлов и интерметал-

лидов, нефтепродуктов, а также газовый состав, изотопия углерода и геологическое строение доказывают, что для синтеза органического вещества и карбонатов сообщества микроорганизмов использовали глубинные флюиды из мантии. Активность палеодегазации миоцена связана с усилением неотектонических движений в зоне пересечения Криворожско-Евпаторийско-Скадовского и Предгорнокрымским глубинных разломов. Высокие содержания в гераклитах метана, этана, пропана и следов легкой и тяжелой нефти являются доказательством возможности обнаружения в юго-западной части Крыма месторождений нефти и газа.

Библ. 7.

УДК 552.545

Травертины Булганакского грязевулканического очага (Керченский полуостров): реконструкция источников вещества. Кох С. Н., Сокол Э. В., Новикова С. А., Семенова Д. В. // Металлогения древних и современных океанов—2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015.

Группа травертиновых холодных минерализованных источников Большой Тархан располагается в пределах Булганакского грязевулканического очага в северной части Крымского полуострова. Холодные (18–23 °С) воды источников относятся к нейтральным-щелочным (рН 7.73–7.95) солоноватым растворам Cl–HCO₃–Na–Ca типа. Изученные травертины состоят преимущественно из кальцита; второстепенные фазы: сидерит, галит, тинкалконит, трона, гейлюссит, нортупит и аморфные гидроксиды железа. Кальцит содержит примеси (мас. %) MgO (0.26–2.16), FeO (до 0.87), SrO (0.15–0.73), BaO (0.28–0.98), MnO (до 0.43) и Na₂O (0.09–0.60). Современные травертины обеднены РЗЭ (ΣРЗЭ 2.6–4.8 г/т). Кальцит керченских травертинов уникален по своим изотопным характеристикам ($\delta^{13}\text{C}$ +8.1...+12.5 ‰ VPDB и $\delta^{18}\text{O}$ +10.1...+12.9 ‰ VPDB). Температуры флюидогенерации, рассчитанные для современных травертинов по Mg–Li термометру (68–78 °С) соответствуют глубинам 2.5–3 км и отвечают уровню залегания майкопских глинистых отложений (Р₃–N₁¹). Комплекс изотопно-геохимических данных свидетельствует о том, что воды минерального источника Большой Тархан возникли в процессе диагенеза глинистых осадков, вероятно, майкопского возраста. Травертины минерального источника Большой Тархан представляют собой отдельный тип травертинов, чье образование связано с процессом метаногенеза.

Илл. 2. Библ. 10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть 1. Геология, геодинамика и металлогения океанических и палеоокеанических обстановок	5
<i>Масленников В. В., Масленникова С. П., Котляров В. А., Леин А. Ю., Ишияма Д., Урабе Т., Ларж Р. Р., Данюшевский Л. В.</i> Древние и современные гидротермальные «курильщики» Западно-Тихоокеанского островодужного пояса.....	5
<i>Симонов В. А., Котляров А. В., Ступаков С. И.</i> Особенности формирования базальтовых комплексов, вмещающих колчеданно-полиметаллическое месторождение Кызыл-Таштыг, Восточная Тува.....	10
<i>Савельев Д. Е.</i> О критериях определения роли процессов магматизма, метасоматоза и реоморфизма в петрогенезисе мантийных ультрамафитов.....	13
<i>Якимов Т. С., Малышев А. В., Кислов Е. В.</i> Состав и условия образования позднепротерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Западного Забайкалья.....	17
<i>Альбеков А. Ю., Рыборак М. В.</i> Металлогения Хоперского тектонического блока (Воронежский кристаллический массив, Центральная Россия).....	22
<i>Колбасин И. Н.</i> Магматическая брекчия по перидотиту в районе гидротермального сульфидного поля Семенов-2, Центральная Атлантика.....	26
<i>Ерофеева К. Г.</i> Геохимическая информативность закалочных вулканических стекол на примере 13–14° с.ш. САХ.....	30
Часть 2. Оценка условий и модели формирования месторождений	35
<i>Чугаев А. В.</i> Современные методы изотопного анализа Pb в горных породах и рудах: возможности и ограничения.....	35
<i>Белогуб Е. В., Матур Р., Садыков С. А.</i> Первые данные об изотопном составе меди и серы в минералах из руд Удоканского месторождения медистых песчаников (Забайкалье).....	39
<i>Вишневская И. А., Летникова Е. Ф., Школьник С. И., Черкашина Т. Ю.</i> Изотопный состав Sm и Nd фосфоритов Тувино-Монгольского и Слюдянского блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса: источники поступления вещества.....	43
<i>Чарыкова М. В., Кривовичев В. Г.</i> Термодинамическое моделирование поведения селена в приповерхностных условиях.....	45
<i>Абрамов С. С.</i> Оценка условий минералообразования: термобарогеохимия versus расчетная термодинамика.....	49
<i>Третьяков Г. А.</i> Поведение элементов при взаимодействии базальта с морской водой в гидротермальных условиях.....	53
<i>Юричев А. Н.</i> Оливин-хромшпинелевые геотермометры – отражение термических параметров кристаллизации.....	59
<i>Паленова Е. Е.</i> Модель формирования месторождений золота в черных сланцах Артемовского рудного узла (Бодайбинский район).....	63

Часть 3. Месторождения черных металлов	68
<i>Брусницын А. И., Белогуб Е. В., Жуков И. Г., Аюпова Н. Р., Кулешов В. Н., Платонова Н. В., Арцышев А. Н.</i> Минералогия и геохимия сили- катно-карбонатных марганцевых руд Мазульского месторождения, Красноярский край	68
<i>Михеев П. А.</i> Геохимические особенности Коксайского рудопроявления марганцевых руд (Республика Узбекистан)	72
<i>Иванов В. В.</i> Особенности геохимической специализации кобальтоносных марганцевых корок гайота Бутакова Магеллановых гор, Тихий океан	74
<i>Иванов В. В.</i> Железомарганцевые конкреции рудной провинции Клариян- Клиппертон и гайота Бутакова, Магеллановы горы, Тихий океан: сходства и отличия	79
<i>Кошелева М. Н., Кузнецов В. С.</i> Акцессорные минералы межрудных слан- цев Лебединского железорудного месторождения КМА.....	83
<i>Кичеева А. В., Чернышов А. И.</i> Особенности минералогического состава ультрамафитов и хромититов Эргакского массива (северо-восточная часть Западного Саяна)	86
Часть 4. Месторождения цветных металлов	90
<i>Аюпова Н. Р., Масленников В. В., Блинов И. А., Масленникова С. П.</i> Индий в рудах медно-цинково-колчеданных месторождений Урала	90
<i>Сафина Н. П., Мелекесцева И. Ю., Анкушева Н. Н., Юминов А. М., Нимис П., Котляров В. А., Садыков С. А.</i> Барит из руд Сафьяновского колче- данного месторождения (Средний Урал) и гидротермальных полей Семенов-1 и 3 (Срединно-Атлантический хребет): сравнительный анализ условий образования	93
<i>Сорока Е. И., Притчин М. Е., Лютое В. П., Галахова О. Л.</i> Сидерит- брейнеритовая минерализация юго-восточной части Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал)	97
<i>Целуйко А. С., Анкушева Н. Н.</i> Физико-химические параметры гидротер- мальных процессов на Юбилейном медноколчеданном месторожде- нии, Южный Урал	101
<i>Гаан С. В., Кудрин К. Ю.</i> благороднометалльная минерализация в медно- цинковых рудах проявления Западное, Приполярный Урал	105
<i>Сначев М. В., Сначев В. И.</i> Новые данные по истории образования Амурско- го стратиформного цинкового месторождения (Южный Урал)	108
<i>Плотинская О. Ю.</i> Рений в медно-порфировых месторождениях Южного Урала.....	112
<i>Азовская О. Б., Ровнушкин М. Ю., Главатских С. П.</i> Особенности минера- логии аргиллизитов Михеевского медно-порфирового месторожде- ния, Южный Урал.....	116
<i>Степанец В. Г., Макат Д. К., Савельева Н. А.</i> Геодинамическая позиция мед- но-порфирового месторождения Нурказган (Центральный Казахстан)	120
<i>Грознова Е. О., Плотинская О. Ю., Абрамов С. С., Викентьев И. В.</i> Приме- нение флюидных включений для оценки условий формирования рудной минерализации разнотипных месторождений Южного Урала	124

<i>Кислов Е. В.</i> Сульфидное платинометалльно-медно-никелевое и малосульфидное платинометалльное оруденение Йоко-Довыренского интрузива, Северное Прибайкалье: отличия состава и генезиса	128
---	-----

Часть 5. Золоторудные месторождения

<i>Мурзин В. В.</i> К вопросу о происхождении золотоносных тальк-карбонатных пород Кировского месторождения (Ю. Урал) по данным термокриометрического изучения газово-жидких включений	133
<i>Сначев А. В.</i> Прогнозные ресурсы золота в углеродистых отложениях зигзино-комаровской свиты Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал).....	138
<i>Заботина М. В., Крайнев Ю. Д.</i> Блеклые руды Контрольного золоторудного месторождения (Учалинский район, Республика Башкортостан).....	142
<i>Романенко М. Е.</i> Южная зона Александровского золоторудного поля (Южный Урал).....	149
<i>Санько Л. А., Степанов А. Е.</i> Чадарское рудное поле (Средний Урал): металлогенические черты и геолого-поисковая модель полиформационного золото-сульфидного оруденения.....	153
<i>Горбунов А. А., Бадьянова И. В., Аликин О. В.</i> Минералого-технологические характеристики золота из техногенных и природных образований россыпи Северного Урала	158
<i>Низаметдинов И. Р.</i> Самородное золото коры выветривания месторождения Райгородок (Северный Казахстан)	161
<i>Фоминых П. А., Неволько П. А., Колпаков В. В.</i> Минералого-геохимические характеристики рудопроявления Лазаретное (Кемеровская область).....	164
<i>Котов А. А., Мурашов К. Ю.</i> Особенности рудной минерализации месторождения Вернинское, Бодайбинский золоторудный район	169
<i>Будяк А. Е., Паршин А. В., Акишина О. В.</i> Геохимическая характеристика нижнепротерозойских отложений юга Сибирской платформы.....	172
<i>Паршин А. В., Будяк А. Е., Блинов А. В., Костерев А. Н.</i> Комплекс методов поисков золото-урановых рудопроявлений в условиях криолитозоны района Байкало-Амурской магистрали	177
<i>Хусаинова А. Ш.</i> Золотоносность золото-скарнового месторождения Тардан и сопряженной с ним россыпи р. Бай-Сют (Республика Тыва)	181

Часть 6. Актуальные минералого-геохимические исследования

<i>Перетяжко И. С.</i> Флюидно-магматические среды в процессах формирования гранитоидных пород: <i>P-V-T-X</i> свойства флюидов, данные изучения включений в минералах, петрологические следствия.....	186
<i>Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Савичев А. Н.</i> Какой жильный кварц относится к гранулированному типу?	191
<i>Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Савичев А. Н.</i> Пегматиты, карбонатиты и кварцевые жилы докембрия Уфалейского метаморфического комплекса, Южный Урал	194
<i>Николаев А. Г., Бахтин А. И.</i> Кристаллохимические особенности хромитов из офиолитовых комплексов Урала.....	197
<i>Поздеева К. С., Чернышов А. И.</i> Петроструктурный анализ дунитов Харчезского массива (Полярный Урал).....	200

<i>Кисин А. Ю., Мурзин В. В.</i> Малые структурные формы и ксеногенные гранаты ультрабазитов горы Карабаш (к проблеме генезиса месторождения Золотая Гора).....	203
<i>Зайков В. В., Котляров В. А., Кузугет Р. В., Юминов А. М.</i> Иодидная минерализация в родингитах древнего рудника Воровская Яма, Южный Урал.....	208
<i>Суставов С. Г., Федоров С. А.</i> Ванадаты висмута из редкометальных пегматитов Светлинского месторождения, Южный Урал	211
<i>Тютев Я. М., Анкушев М. Н., Блинов И. А.</i> Минералогические особенности медного месторождения Таш-Казган (Республика Башкортостан)	215
<i>Бажин Е. А.</i> К вопросу генезиса Рябиновского гранитного массива (Южный Урал)	218
<i>Мальшиев А. В., Кислов Е. В.</i> Геология Улан-Ходинского месторождения апоультрамафитового нефрита (юго-восточная часть Восточного Саяна).....	220
<i>Лысенко В. И.</i> Образование гераклитов в юго-восточной части Паратетиса, юго-западный Крым: результаты изучения следов палеодегазации миоцена.....	223
<i>Кох С. Н., Новикова С. А., Сокол Э. В., Семенова Д. В.</i> Травертины Булганакского грязевулканического очага (Керченский полуостров): реконструкция источников вещества	227
Краткие сообщения	232

CONTENT

Preface	3
Chapter 1. Geology, geodynamics, and metallogeny of oceanic and paleo-oceanic settings	5
<i>Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Kotlyarov V. A., Lein A. Yu., Ishiyama D., Urabe T., Large R. R., Danyushevsky L. V.</i> Ancient and modern hydrothermal smokers of the West Pacific island-arc belt	5
<i>Simonov V. A., Kotlyarov A. V., Stupakov S. I.</i> Peculiarities of formation of host basalts of the Kyzyl Tashtyg massive sulfide polymetallic deposit, Eastern Tuva	10
<i>Savel'ev D. E.</i> Criteria of discrimination of role of magmatism, metasomatism, and reomorphism in petrogenesis of mantle ultramafic rocks	13
<i>Yakimov T. S., Malyshev A. V., Kislov E. V.</i> Composition and formation conditions of Late Proterozoic ultramafic-mafic plutons of West Transbaikalia	17
<i>Al'bekov A. Yu., Ryborak M. V.</i> Metallogeny of the Kherkheer tectonic block, Voronezh crystalline massif, Central Russia	22
<i>Kolbasin K. G.</i> Igneous breccia after peridotite from the Semenov-2 hydrothermal field, Central Atlantic region	26
<i>Erofeeva K. G.</i> Comprehensive geochemistry of quenched volcanic glasses: an example of 13–14° N, MAR	30
Chapter 2. Estimation of conditions and models of formation of the deposits	35
<i>Chugaev A. V.</i> Current methods of Pb isotopic analysis in rocks and ores: implications and constraints	35
<i>Belogub E. V., Mathur R., Sadykov S. A.</i> First data on Cu and S isotopic composition of minerals in ores from the Udokan copper deposit, Transbaikalia	39
<i>Vishnevskaya I. A., Letnikova E. F., Shkol'nik S. I., Cherkashina T. Yu.</i> Sm and Nd isotopic composition of phosphorites of the Tuvian-Mongolian and Slyudyanka blocks of the Central Asian foldbelt: matter sources	43
<i>Charykova M. V., Krivovichev V. G.</i> Thermodynamic modeling of Se behavior during supergenesis	45
<i>Abramov S. S.</i> Estimation of conditions of mineral formation: fluid inclusion data vs. computation thermodynamics	49
<i>Tret'yakov G. A.</i> Behavior of elements at basalt-seawater interaction in hydrothermal conditions	53
<i>Yurichev A. N.</i> Olivine-chromite geothermometers: a reflection of thermal parameters of crystallization	59
<i>Palenova E. E.</i> Model of formation of black shale-hosted gold deposits of the Artemovsky ore district, Bodaybo region	63
Chapter 3. Ferrous metal deposits	68
<i>Brusnitsyn A. I., Belogub E. V., Zhukov I. G., Ayupova N. R., Kuleshov V. N., Platonova N. V., Artsyshevich A. N.</i> Mineralogy and geochemistry of silicate-carbonate Mn ores from the Mazul'skoe deposit, Krasnoyarsk krai	68
<i>Mikheev P. A.</i> Geochemical peculiarities of the Koksai Mn occurrence, Uzbekistan	72

<i>Ivanov V. V.</i> Geochemical peculiarities of Co-bearing Mn crusts from the Butakov guyot, Magellan seamounts, Pacific Ocean	74
<i>Ivanov V. V.</i> Fe-Mn nodules from the Clarion-Clipperton zone and Butakov guyot, Magellan seamounts, Pacific Ocean: similarities and distinctions	79
<i>Kosheleva M. N., Kuznetsov V. S.</i> Accessory minerals of intraore shales from the Lebedinskoe Fe deposit, Kursk Magnetic Anomaly	83
<i>Kicheeva A. V., Chernyshov A. I.</i> Peculiarities of mineralogical composition of ultramafic rocks and chromitites of the Ergak massif, northeastern part of West Sayan	86

Chapter 4. Base metal deposits.....90

<i>Ayupova N. R., Maslennikov V. V., Blinov I. A., Maslennikova S. P.</i> Indium in ores from massive sulfide deposits of the Urals	90
<i>Safina N. P., Melekestseva I. Yu., Ankusheva N. N., Yuminov A. M., Nimis P., Kotlyarov V. A., Sadykov S. A.</i> Barite from the Saf'yanovka massive sulfide deposit (Central Urals) and Semenov-1 and -3 hydrothermal fields (Mid-Atlantic Ridge): a comparative analysis of formation conditions	93
<i>Soroka E. I., Pritchinn M. E., Lyutoev V. P., Galakhova O. L.</i> Siderite-breunnerite mineralization of the southeastern part of the Saf'yanovka massive sulfide deposit, Central Urals	97
<i>Tseluyko A. S., Ankusheva N. N.</i> Physico-chemical parameters of hydrothermal fluids at the Yubileynoe massive sulfide deposit, South Urals	101
<i>Gaan S. V., Kudrin K. Yu.</i> Noble metal mineralization in copper-zinc ores from the Zapadnoe occurrence, Subpolar Urals	105
<i>Snachev M. V., Shachev V. I.</i> New data on evolution of the Amurskoe stratiform Zn deposit, South Urals	108
<i>Plotinskaya O. Yu.</i> Rhenium in porphyry copper deposits of the South Urals	112
<i>Azovskova O. B., Rovnushkin M. Yu., Glavatskikh S. P.</i> Mineralogy of rocks affected by argillic alteration of the Mikheevka porphyry copper deposit, South Urals	116
<i>Stepanets V. G., Makat D. K., Savel'eva N. A.</i> Geodynamic setting of the Nurkazgan porphyry copper deposit, Central Kazakhstan.....	120
<i>Groznova E. O., Plotinskaya O. Yu., Abramov S. S., Vikent'ev I. V.</i> Application of fluid inclusions in estimation of formation conditions of ore mineralization in various deposits of South Urals	124
<i>Kislov E. V.</i> Sulfide Pt-Cu-Ni and low-sulfide Pt mineralization of the Yoko-Dovyren pluton, North Baikal region: distinction of composition and genesis	128

Chapter 5. Gold deposits.....133

<i>Murzin V. V.</i> Origin of gold-bearing talc-carbonate rocks of the Kirovskoe deposit, South Urals: data on fluid inclusion study	133
<i>Snachev A. V.</i> Possible gold resources of carbonaceous rocks of the Zigazakomarov Formation, Beloretsk metamorphic complex, South Urals	138
<i>Zabotina M. V., Kraynev Yu. D.</i> Fahlores from the Kontrol'noe gold deposit, Uchaly region, Republic of Bashkortostan	142
<i>Romanenko M. E.</i> South zone of the Alexandrovskoe gold field, South Urals	149
<i>San'ko L. A., Stepanov A. E.</i> Chadard ore field, Central Urals: metallogenic features and geological-search model of gold-sulfide mineralization	153

<i>Gorbunov A. A., Bad'yanova I. V., Alikin O. V.</i> Mineralogical-technological characteristics of gold from technogenic and natural samples of a placer in the North Urals	158
<i>Nizametdinov I. R.</i> Native gold from weathered rocks of the Raygorodok deposit, North Kazakhstan	161
<i>Fominykh P. A., Nevol'ko P. A., Kolpakov V. V.</i> Mineralogical-geochemical characteristics of the Lazaretnoe occurrence, Kemerovo oblast	164
<i>Kotov A. A., Murashov K. Yu.</i> Peculiarities of ore mineralization of the Verninskoe deposit, Bodaybo gold region	169
<i>Budyak A. E., Parshin A. V., Akishina O. V.</i> Geochemical characteristics of the Lower Proterozoic rocks of the south of Siberian Platform	172
<i>Parshin A. V., Budyak A. E., Blinov I. A., Kosterev A. N.</i> Complex of search methods for Au-U occurrences under conditions of cryolitozone of the Baikal-Amur Mainline area	177
<i>Khusainova A. Sh.</i> Gold potential of the Tardan gold skarn deposit and related placer of the Bay Syut River, Republic of Tuva.....	181
Chapter 6. Topical mineralogical-geochemical studies.....	186
<i>Peretyazhko I. S.</i> Fluid-magmatic media during formation of granitic rocks: <i>P-V-T-X</i> properties of fluids, data on fluid inclusions, and petrological consequences	186
<i>Polenov Yu. A., Ogorodnikov V. N., Savichev A. N.</i> Which vein quartz belongs to the granular type?	191
<i>Ogorodnikov V. N., Polenov Yu. A., Savichev A. N.</i> Pegmatites, carbonatites and quartz veins of Precambrian Ufalet metamorphic complex, South Urals.....	194
<i>Nikolaev A. G., Bakhtin A. I.</i> Crystal chemical peculiarities of chromites from the Urals ophiolite complexes	197
<i>Pozdeeva K. S., Chernyshov A. I.</i> Petrostructural analysis of dunites from the Kharcheruz massif, Polar Urals.....	200
<i>Kisin A. Yu., Murzin V. V.</i> Small structural forms and xenogenic garnets from ultramafic rocks of the Mount Karabash: a problem of origin of the Zolotaya Gora deposit.....	203
<i>Zaykov V. V., Kotlyarov V. A., Kuzhuget R. V., Yuminov A. M.</i> Iodide mineralization in rodingites of the Vorovskaya Yama ancient mine, South Urals	208
<i>Sustavov S. G., Fedorov S. A.</i> Bi vanadates from rare metal pegmatites of the Svetlinskoe deposit, South Urals.....	211
<i>Tyutev Ya. M., Ankushev M. N., Blinov I. A.</i> Mineralogical peculiarities of the Tash Kazgan deposit, Republic of Bashkortostan	215
<i>Bazhin E. A.</i> Possible genesis of the Ryabinovsky granitic pluton, South Urals	218
<i>Malyshev A. V., Kislov E. V.</i> Geology of the Ulan Khoda nephrite deposit in the southeastern part of East Sayan.....	220
<i>Lysenko V. I.</i> Formation of gneisses in the southeastern part of Paratethys, southwestern Crimea: results of study of Miocene paleodegassing areas	223
<i>Kokh S. N., Novikova S. A., Sokol E. V., Semenova D. V.</i> Travertines of the Bulganak mud volcanic field, Kerch Peninsula: reconstruction of matter sources	227
Brief reports	232

Научное издание

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2015**

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР:
ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ**
Материалы Двадцать первой научной молодежной школы

*Рекомендовано Объединенным ученым советом по наукам о Земле
Уральского отделения Российской Академии наук*

Компьютерная верстка Л. Б. Новокрещеновой
Корректоры:
И. Ю. Мелекесцева, Е. Е. Паленова

ISBN 978-5-7691-2394-8



Подписано к печати 26.03.2015.
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага типографская. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 24.3. Уч.-изд. л. 23.9. Тираж 180.

Отпечатано в ООО «ФОРТ-ДИАЛОГ-Исеть»
620142, г. Екатеринбург, пр. Декабристов, 75