

Учреждение Российской академии наук
Институт геологии Уфимского научного центра РАН
Башкирское отделение
Российского минералогического общества

**МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ
В ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ
ПРОЦЕССАХ**



**Материалы Всероссийской конференции,
посвященной 40-летию
Башкирского отделения РМО**

Уфа - 2009

УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ УФИМСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РАН
БАШКИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах



*Материалы Всероссийской научной конференции,
посвященной 40-летию Башкирского отделения РМО*

3 – 4 сентября 2009 года

Уфа – 2009

УДК 55(470.57)
ББК 26.3 (2Рос.Баш)
М61

- Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах.**
М61 Материалы Всероссийской конференции, посвященной 40-летию Башкирского отделения РМО. — Уфа: ИГ УНЦ РАН; ДизайнПолиграфСервис, 2009. — 144 с.
ISBN 978-5-94423-187-1

Сборник содержит материалы Всероссийской научной конференции «Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах», посвященной 40-летию образования Башкирского отделения Российского минералогического общества, проходившей в г. Уфе 3–4 сентября 2009 года.

Сборник включает материалы по теоретическим проблемам минералогии и минералогическим исследованиям при проведении геологических работ и решении фундаментальных проблем геологической науки в целом.

Сборник представляет интерес для минералогов, геологов, аспирантов и студентов высших учебных заведений.

Материалы печатаются в авторской редакции.

ISBN 978-5-94423-187-1

© ИГ УНЦ РАН, 2009
© Авторы статей, 2009

СОДЕРЖАНИЕ

Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М. <i>МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ТЕХНОГЕННЫХ ВОД ГОРНОРУДНОЙ ПРО-</i> <i>МЫШЛЕННОСТИ ЮЖНОГО УРАЛА</i>	6
Анисимова Г.С., Заякина Н.В., Попова С.К. <i>ВАРИАЦИИ СОСТАВА СУЛЬФИДОВ МЕДИ И ЖЕЛЕЗА В РУДАХ ШИРОКИН-</i> <i>СКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА (СЕТТЕ-ДАБАН, ЯКУТИЯ)</i>	9
Анисимова Г.С. <i>РАЗНООБРАЗИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД В ТИПИЗАЦИИ БЛАГОРОД-</i> <i>НОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ</i>	12
Беликова Г.И., Мороз Т.Н., Салихов Д.Н. <i>ИЗУЧЕНИЕ ХРОМШПИНЕЛИДОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ МИНЕРАЛОВ</i> <i>НЕКОТОРЫМИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМИ МЕТОДАМИ</i>	15
Белогуб Е.В., Блинов И.А., Новоселов К.А. <i>ТЕХНОГЕННЫЕ СУЛЬФАТЫ ВЕРХНЕ-АРШИНСКОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО</i> <i>МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БАШКОРТОСТАН)</i>	19
Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. <i>НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ КРИВОЛУКСКОГО ГРАБЕНА (ЮЖНЫЙ</i> <i>УРАЛ)</i>	22
Горожанин В.М. <i>МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НОВЕЙШЕГО ЭТАПА АКТИВИЗАЦИИ ПРИУРАЛЬЯ И ЗА-</i> <i>ПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА</i>	25
Грановская Н.В., Кобзарева Ж.С. <i>ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЖИЛЬНОМ КВАРЦЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВ-</i> <i>ЛЕНИЙ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ</i>	27
Данукалов К.Н. <i>ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ, МАГНИТНЫЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СИ-</i> <i>ДЕРИТАХ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ДАВЛЕНИЯ</i>	29
Зайков В.В., Таиров А.Д., Котляров В.А., Зайкова Е.В. <i>ВКЛЮЧЕНИЯ ОСМИЯ В ЗОЛОТЫХ ИЗДЕЛИЯХ ИЗ КИЧИГИНСКИХ КУРГАНОВ</i> <i>(ЮЖНЫЙ УРАЛ)</i>	33
Зайков В.В., Султанова А.Н., Сунгатов Ф.А., Зайкова Е.В. <i>СОСТАВ ЗОЛОТА С ВКЛЮЧЕНИЯМИ ОСМИЯ ИЗ ЮВЕЛИРНОЙ МАСТЕРСКОЙ</i> <i>ГОРОДИЩА УФА –II</i>	37
Знаменский С.Е., Мичурин С.В., Знаменская Н.М. <i>ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕ-</i> <i>НИЙ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ</i>	40
Ерёмин О.В. <i>ОЦЕНКА НЕИЗВЕСТНЫХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КОМПЛЕКСНЫХ</i> <i>СУЛЬФАТНЫХ МИНЕРАЛОВ</i>	43
Казанцева Т.Т. <i>ГЕОДИНАМИКА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ</i> <i>ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ</i>	45
Казанцева Т.Т. <i>К РЕАБИЛИТАЦИИ ПРАВИЛА ПОЛЯРНОСТИ В.Н. ЛОДОЧНИКОВА</i>	49
Казанцева Т.Т. <i>НАНОКРИСТАЛЛЫ КАК КОНЕЧНЫЙ ЧЛЕН ПРОДУКТОВ ДИНАМОМЕТАМОР-</i> <i>ФОГЕННОГО РЯДА</i>	53

Ковалев С.Г. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА (НОВЫЕ НАХОДКИ МИНЕРАЛОВ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТ- ВИЯ).....	58
Ковалев С.Г. МИНЕРАЛЫ СИСТЕМЫ $Fe-Ni-S$ В ПОРОДАХ И РУДАХ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ КРАКА	61
Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Королев Э.А. ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЗОНАЛЬНОСТИ НЕФТЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ-КОЛЛЕКТОРАХ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮГО-ВОСТОКА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН	64
Королев Э.А. АГАТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЗОНАХ ВНЕДРЕНИЯ ЭЛИЗИОННЫХ УГЛЕВО- ДОРОДСОДЕРЖАЩИХ РАСТВОРОВ (НА ПРИМЕРЕ КАМСКО-УСТЬИНСКОЙ СТРУКТУРЫ)	67
Кочергин А.В., Силаев В.И. МОРФОЛОГИЯ ЧАСТИЦ ГИДРОКСИДОВ ЖЕЛЕЗА В ТОНКОДИСПЕРСНЫХ РУ- ДАХ ЗИГАЗИНО-КОМАРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА БАШКОРТОСТАНА (ПО ДАНЫМ ЭЛЕКТРОННОЙ И АТОМНО-СИЛОВОЙ МИКРОСКОПИИ)	70
Ляtifова Е.Н. СТАДИЙНОСТЬ ХРОМИТООБРАЗОВАНИЯ В ОФИОЛИТАХ МАЛОГО КАВКАЗА ...	73
Магарилл С.А., Борисов С.В., Первухина Н.В., Куратьева Н.В. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ ПРИРОДНЫХ РТУТЬ- СОДЕРЖАЩИХ СУЛЬФОСОЛЕЙ ШВАЦИТА $Cu_{11.26}Hg_{0.75}As_{2.83}Sb_{1.17}S_{13}$, ЛИВИНГ- СТОНИТА $HgSb_4S_8$ И Sb -СОДЕРЖАЩЕГО ЛАФФИТТИТА $AgHg(As,Sb)S_3$	74
Мельников А.В., Степанов В.А., Мельников В.Д. МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ИЗ ТЕХНОГЕННЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА ДАМБУКИНСКОГО УЗЛА (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ): ПРОБЛЕМЫ ПОПУТНОГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ И РЕСУРСЫ	78
Мичурин С.В. ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СУЛЬФИДОВ ИЗ НИЖНЕРИ- ФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ	81
Мичурин С.В., Кринов Д.И., Дойникова О.А., Носова А.А. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДОВ ИЗ НИЖНЕРИФЕЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ	83
Мороз Т.Н., Пальчик Н.А. ОСОБЕННОСТИ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ СПЕКТРОВ СМЕКТИТОВ И КАРБОНАТОВ ДОННЫХ ОСАДКОВ	88
Мурдасова Н. М. ТИПОХИМИЗМ, СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СЛЮД ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ИЛЬМЕНО- ГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	91
Мустафин С.К. МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН: СОСТОЯНИЕ ИЗУ- ЧЕННОСТИ И СТРАТЕГИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ	93
Николаев А.Г., Насыртдинова Д.М. ОПТИЧЕСКО-АКТИВНЫЕ ЦЕНТРЫ В ЦИРКОНАХ КАК ИНДИКАТОР ФОРМИ- РОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА	96
Павлов А.Г. УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В АРХЕЕ	98

Пучков В.Н. <i>НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ЦИРКОНОВ НА ПРИМЕРЕ УРАЛА</i>	100
Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г., Эгамбердыев Э.Э. <i>НЕТРАДИЦИОННАЯ ПЛАТИНОНОСНОСТЬ СЕРЕБРО-ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРИЗНАКИ И КРИТЕРИИ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)</i>	103
Рейхард Л.Е. <i>УЛЬТРАМИКРОСТРУКТУРЫ МИНЕРАЛОВ В ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА</i>	105
Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначев В.И., Черникова Т.И. <i>ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ КЫШТЫМСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)</i>	106
Серавкин И.Б. <i>ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА РУД ВУЛКАНОГЕННЫХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОТ СОСТАВА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД</i>	109
Сергеева Н.Д., Козлов В.И. <i>АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ БАЗАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ СЕРИЙ РИФЕЯ И ВЕНДА ЮЖНОГО УРАЛА</i>	114
Синяковская И.В. <i>ПИРОФИЛЛИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА</i>	117
Тибилов И.В. <i>О ПРИЗНАКАХ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ГЕНЕЗИСА ГРАНИТНОЙ ДРЕСВЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ВСКРЫТЫХ ГРАНИТНЫХ ПЛУТОНОВ ЧУКОТКИ</i>	120
Тибилов И.В., Бочаров С.Н., Плоткина Ю.В. <i>О ГЕНЕЗИСЕ КВАРЦЕВЫХ ГАЛЕК И ВАЛУНОВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ СЕВЕРА ЧУКОТКИ</i>	123
Тимофеева Е.А. <i>МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКЛОГИТОВ И АПОЭКЛОГИТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ БЕЛОРЕЦКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА</i>	125
Турсебеков А.Х., Шарипов Х.Т., Баранова Т.Н. <i>МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВЫСОКОКОМПЛЕКСНЫХ ТЕХНОГЕННЫХ ОТХОДОВ УЗБЕКИСТАНА</i>	128
Усманов И.А., Пак Н.Т. <i>МИНЕРАЛОГИЯ ЗОЛОТА И ТЕЛЛУРИДОВ СУПЕРКРУПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА КУМТОР</i>	130
Шумилов И. Х. <i>ПАЛЕОПОЧВЫ И МЕДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ДЕВОНСКИХ КРАСНОЦВЕТАХ СРЕДНЕГО ТИМАНА</i>	132
Шумилов И. Х., Симакова Ю. С. <i>ЛОКАЛЬНЫЕ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ОГЛЕЕНИЯ</i>	135
Юркова Р.М., Воронин Б.И. <i>ЦЕОЛИТИЗАЦИЯ ПЕПЛОВЫХ ТУФОВ В СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗЕ</i>	138
Юсупов Р.Г., Рафиков Я.М., Эгамбердыев Э.Э. <i>ЗОЛОТО-ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ «ЮСУПТАШСКОГО ТИПА»</i>	141
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	143

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ТЕХНОГЕННЫХ ВОД ГОРНОРУДНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ ЮЖНОГО УРАЛА

Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М.

ИГ УНЦ РАН, hydro@anrb.ru

Основной объем промышленных отходов на Южном Урале традиционно образуется в отраслях добывающих и перерабатывающих предприятий минерального сырья. Добыча и переработка минерального сырья сопровождается накоплением больших объемов твердых отходов. Для производства 1 тонны меди, например, необходимо извлечь и переработать порядка 100 тонн горной массы. В республике Башкортостан горнорудные предприятия ежегодно образуют около 11100 тыс. т. твердых отходов (58 % от объема по РБ в целом). Основной вклад в образование отходов вносят ОАО «Башкирский медно-серный комбинат», ОАО «Учалинский горно-обогатительный комбинат», ЗАО «Бурибаевский горно-обогатительный комбинат». На территории Южного Урала накоплено свыше 1 млрд. тонн отходов минерально-сырьевого комплекса [Абдрахманов, 2005].

Основные месторождения (Сибайское, Учалинское, Бурибаевское, Куль-Юрт-Тау, Балта-Тау, Бакр-Тау, Юбилейное и др.) характеризуются сходным спектром главных токсикантов в породах и рудах, но при этом различаются по количественным показателям и содержаниям различных микроэлементов. Для Сибайского и Учалинского месторождений характерно превышение содержаний Zn над Cu (в особенности для Учалинского месторождения), повышенные содержания Ba, In, Te и т.д. На Бурибаевском месторождении содержания Cu превышают Zn. Для Баймакского типа месторождений: $Zn > Cu$, высокие содержания Pb, Ba, Mo и др. Различия в количественных характеристиках спектра элементов определяют специфику техногенного загрязнения окружающей среды.

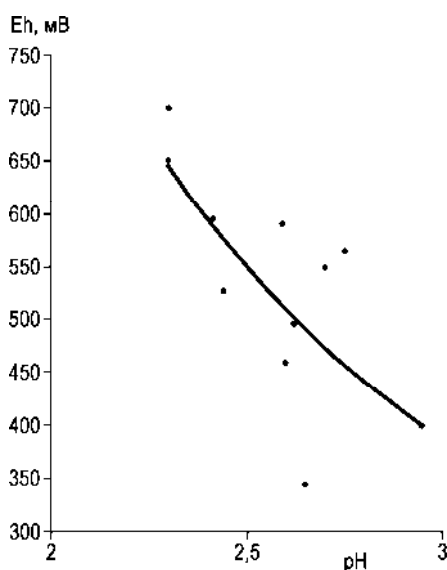


Рис. 1. Зависимость pH и Eh в подотвальных водах

Твердые отходы являются своеобразными «аккумуляторами» техногенных мигрантов, в том числе различного рода токсикантов. Большинство токсикантов вовлекается в миграционные потоки с жидкими стоками, объемы которых составляют более 4,5 млн. м³/год. Гипергенные изменения рудных минералов в выработках и отходах приводят к переводу труднорастворимых сульфидов в хорошо растворимые сульфаты ($2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O = 2FeSO_4 + 2H_2SO_4$, $CuFeS_2 + 4O_2 = CuSO_4 + FeSO_4$, $ZnS + 2O_2 = ZnSO_4$ и т.д.). Такие гипергенные трансформации рудной массы являются гидрогеохимическим следствием увеличения концентраций сульфат-иона,

трехвалентного железа, а также многих рудных элементов в техногенных водах. Все эти окислительные процессы сопровождаются снижением pH сточных вод и соответственно резким увеличением их окислительно-восстановительного потенциала (Eh) (рис. 1).

Приоритетными загрязнителями природной среды в горнодобывающих районах являются: Cu, Zn, Fe, Mn, As, Sb, Hg, Cd, Pb и др. Поведение и содержания данных элементов в техногенных объектах изучены достаточно хорошо. Наибольшие концентрации этих компонентов устанавливаются в подотвальных водах. Их минерализация (314,0 – 515,0 г/л) аномальна для вод зоны гипергенеза месторождений (≈ 12 г/л на Учалинском месторождении). Самые высокие содержания характерны для Fe до 18,5 г/л, Cu – 2 г/л, Zn – 10 г/л, Mn – 0,3 г/л. Они составляют значительную часть минерализации стоков. Среди элементов, присутствующих в сточных водах горных предприятий, экологически наиболее опасны не сами типоморфные элементы месторождений — медь, цинк, свинец, а микроэлементы-спутники (кадмий, ртуть, мышьяк, сурьма) имеющие минимальные ПДК в питьевой воде. Эти элементы опасны еще в связи с тем, что большая их часть подвержена процессам метилирования с образованием различных форм металлоорганических соединений ($\text{Cd}(\text{CH}_3)^+$, $\text{Hg}(\text{CH}_3)^+$), токсичность которых на порядок и более выше, чем у простых катионных форм [Крайнов и др., 2004].

Кроме приоритетных металлов в подотвальных водах нами исследованы редкие, редкоземельные и радиоактивные элементы (уран, торий). Несмотря на невысокие содержания этих элементов в литосубстрате процессы техногенеза приводят к их накоплению в сточных водах, в том числе токсикантов первого класса опасности (мг/л): Cd до 31,4; Tl до 0,01; U – 1; Th – 0,8; Be до 0,13. Концентрации редких элементов в подотвальных водах представлены в таблице.

Таблица

**Содержания микрокомпонентов в подотвальных водах месторождений Южного Урала
в сравнении с региональным кларком**

Элемент	Бурибай, %	Сибай, %		Бакр-Тау, %	Учалы, %		Региональный кларк гидросферы, %
Li	0,001	0,0009	0,001	0,002	0,003	0,004	0,0005
Be	0,00003	0	0,00004	0,0002	0,00007	0,0002	0,00002
Sc	0,002	0,0005	0,002	0,003	0,001	0,002	0,000014
Cd	0,005	0,003	0,01	0,02	0,0024	0,008	0,000014
Y	0,003	0,00024	0,002	0,006	0,003	0,01	0,000012
La	0,00054	0,00004	0,0003	0,001	0,0006	0,0014	0,00001
Ce	0,002	0,00009	0,0007	0,003	0,0014	0,004	Н.д.
Nd	0,0014	0,000054	0,0006	0,002	0,0009	0,003	—/—
Pr	0,0003	0,00001	0,0001	0,0004	0,0002	0,0006	—/—
Sm	0,0005	0,00004	0,0002	0,0006	0,00034	0,001	0,00002
Eu	0,0001	0,000007	0,00008	0,0001	0,0009	0,0003	Н.д.
Tb	0,0001	0,000006	0,00008	0,0002	0,0001	0,0001	—/—
Dy	0,0005	0,00004	0,0005	0,001	0,0007	0,002	0,00004
Er	0,0003	0,00003	0,0003	0,0004	0,0003	0,0014	0,00001
Yb	0,0002	0,000007	0,0002	0,0005	0,0004	0,001	0,000008
Lu	0,00003	0,000003	0,00003	0,00007	0,00004	0,0002	Н.д.
Ho	0,0001	0,00001	0,00009	0,0002	0,000134	0,0005	—/—
Tm	0,00007	0	0,00003	0,00007	0,00005	0,0002	—/—
Th	0,00002	0,000003	0,00004	0,0005	0,00008	0,00014	—/—
U	0,0002	0,0001	0,0003	0,00003	0,0002	0,0005	—/—

Из таблицы видно, что содержания элементов на порядок и более превышают кларковые значения. Все вышеуказанные элементы являются комплексообразователями. Первона-

чально они существуют преимущественно в виде гидроксокомплексов, но по мере возрастания в растворах концентраций сульфат- и хлор-иона, они переходят в сульфатные и частично хлоридные комплексные соединения. В стоках отмечаются достаточно высокие содержания редкоземельных (РЗЭ) и радиоактивных элементов.

РЗЭ всегда ассоциируют с радиоактивными металлами. В ходе исследований Д.Г. Тараборина [2004] установлено, что колчеданные комплексные руды в Тагило-Магнитогорском прогибе отличаются заметно выраженным парагенезисом с радионуклидами, в первую очередь с ураном и торием. Аномальная радиоактивность приурочена не только к площадям и участкам медноколчеданного оруденения, но и к аккумулятивным образованиям. Содержание урана почти во всех пробах имеет прямую корреляцию с содержанием иттрия (рис. 2), что соответствует литературным данным о поведении урана и РЗЭ иттриевой группы в зоне гипергенеза. В результате процессов выветривания происходит накопление церия, элементов цериевой группы, тория в продуктах гипергенеза. Одновременно с этим происходит вынос из пород и концентрация в водах иттрия, элементов иттриевой группы, урана.

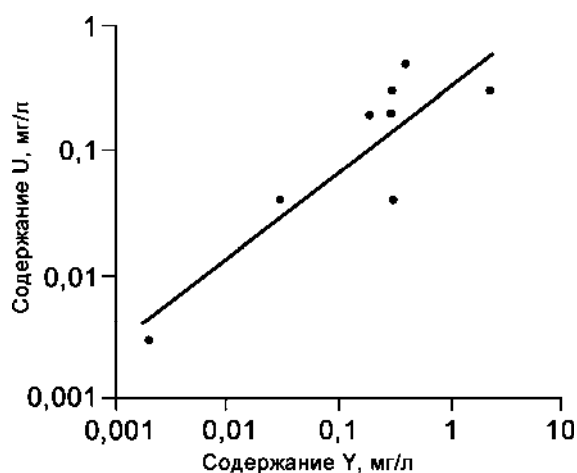


Рис. 2. Корреляция содержаний иттрия и урана в подотвальных водах

Содержание урана в подотвальных водах составляет от 0,006 до 1 мг/л (при норме для питьевых вод до 0,05 мг/л). По классификации О.А. Алекина [1970] значение 0,0005 % относится к очень высоким. В обстановке низких значений рН уран (преимущественно в виде комплексов уранил-иона – UO_2^{2+}) начинает мигрировать и по мере снижения кислотности обстановки может накапливаться в подсистемах природной среды (почве, донных отложениях и др.).

Проблема техногенной активности редких и радиоактивных элементов вызывает интерес как с научно-теоретической стороны, так и с практической. Данные элементы в совокупности с приоритетными могут оказывать на биосферу нежелательное воздействие и, в то же время, они являются ценными компонентами техногенных образований. Необходимо дальнейшее их изучение в техносфере региона.

Литература

- Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2005. 344 с.
 Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 442 с.
 Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: Наука, 2004. 677 с.
 Тараборин Д. Г. Аномальная радиоактивность месторождений твердых полезных ископаемых Южного Урала (Оренбургская область) как фактор осложнения радиационной обстановки в регионе // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 29-34.

ВАРИАЦИИ СОСТАВА СУЛЬФИДОВ МЕДИ И ЖЕЛЕЗА В РУДАХ ШИРОКИНСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА (СЕТТЕ-ДАБАН, ЯКУТИЯ)

Анисимова Г.С., Заякина Н.В., Попова С.К.
ИГАБМ СО РАН, anisimova@diamond.ysn.ru

Широкинский рудно-россыпной узел (ШРРУ) расположен в складчато-надвиговых структурах Сетте-Дабанского горст-антиклинория [Кондратьева и др., 1999]. Рудовмещающий комплекс узла представлен карбонатной (известняки, серицит-хлоритовые сланцы, доломиты) толщей нижнего-среднего палеозоя, прорванной редкими девонскими дайками диабазов, и терригенными (песчаники, алевролиты) отложениями нижнего и среднего карбона. Имеют место единичные выходы габбро-долеритов и ультракалиевых сиенитов.

Оруденение секущего типа, ранга рудопроявлений и точек минерализации, представлено линейными штокверками, минерализованными зонами дробления, кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами. Минеральный состав руд освещен в ранних работах [Анисимова, 1997, 2003]. Помимо преобладающих жильных – кварца, кальцита, доломита и серицита, традиционных рудных (пирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, борнит, халькозин), в рудах выявлен ряд редких сульфидов, теллуридов, самородных элементов, интерметаллидов серебра, Hg-содержащих минералов, сформировавшихся в несколько стадий. В данном сообщении мы коснемся широко распространенных медистых сульфидов.

Детальное изучение этих минералов на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD выявило вариации их состава в системе Cu-Fe-S (табл.).

Таблица

Химический состав минералов Cu и Fe										
Минерал	№ ан.	Содержание компонентов, мас. %								Формула минерала
		Cu	Fe	Ag	Zn	As	Sb	S	Сумма	
Медистые сульфиды										
Халькопирит	1	34,95	28,98	-	-	-	-	34,87	98,80	Cu _{1,02} Fe _{0,96} S _{2,02}
	2	33,75	31,59	-	-	-	-	34,77	100,11	Cu _{0,96} Fe _{1,04} S _{1,99}
	3	33,81	29,13	-	-	-	-	35,76	98,70	Cu _{0,98} Fe _{0,96} S _{2,06}
Талнахит?	4	41,34	26,13	-	-	-	-	34,11	101,58	Cu _{19,68} Fe _{14,15} S _{32,17}
	5	43,51	23,12	-	-	-	-	33,41	100,04	Cu _{21,11} Fe _{12,76} S _{32,12}
Х-группа	6	45,20	14,77	6,42	-	-	-	32,28	98,67	
	7	46,99	13,34	6,87	-	-	-	31,86	99,06	
	8	48,45	14,17	5,94	-	-	-	31,47	100,03	
	9	52,96	13,99	-	-	-	-	33,03	99,98	
	10	53,39	13,92	-	-	-	-	31,45	98,55	
	11	53,78	12,92	1,23	-	-	-	31,14	99,06	
	12	54,11	12,86	1,41	-	-	-	31,73	100,11	
	13	54,62	13,86	-	-	-	-	31,73	100,21	
	14	54,76	13,86	-	-	-	-	32,78	101,40	
	15	56,01	12,83	-	-	-	-	30,67	99,51	
	16	57,51	13,93	-	-	-	-	28,37	99,81	
	17	57,82	12,35	-	-	-	-	28,71	98,88	
	18	58,13	12,30	-	-	-	-	28,58	99,01	
	19	58,66	12,10	-	-	-	-	27,61	98,37	
	20	58,94	12,66	-	-	-	-	28,97	100,57	
	21	59,51	12,63	-	-	-	-	28,87	101,01	
	22	59,58	12,31	-	-	-	-	28,02	99,91	

Борнит	23	60,24	12,28	-	-	-	-	27,70	100,22	Cu _{4.20} Fe _{0.97} S _{3.83}
	24	60,40	11,21	-	-	-	-	26,87	98,48	Cu _{4.30} Fe _{0.91} S _{3.79}
	25	60,61	12,63	-	-	-	-	27,80	101,04	Cu _{4.19} Fe _{0.99} S _{3.81}
	26	60,84	12,54	-	-	-	-	28,24	101,62	Cu _{4.18} Fe _{0.98} S _{3.84}
	27	60,89	9,88	-	-	-	-	27,61	98,38	Cu _{4.32} Fe _{0.80} S _{3.88}
	28	61,24	12,94	-	-	-	-	27,91	102,09	Cu _{4.20} Fe _{1.01} S _{3.79}
	29	61,26	12,84	-	-	-	-	27,67	101,77	Cu _{4.22} Fe _{1.01} S _{3.71}
	30	61,53	11,21	-	-	-	-	25,99	98,73	Cu _{4.40} Fe _{0.91} S _{3.68}
	31	61,63	11,29	-	-	-	-	26,90	99,82	Cu _{4.34} Fe _{0.90} S _{3.75}
	32	61,66	11,29	-	-	-	-	26,98	99,93	Cu _{4.34} Fe _{0.90} S _{3.76}
	33	61,83	10,45	-	-	-	-	26,64	98,92	Cu _{4.40} Fe _{0.85} S _{3.76}
	34	62,17	10,21	-	-	-	-	27,31	99,69	Cu _{4.37} Fe _{0.82} S _{3.81}
	35	62,22	11,46	-	-	-	-	26,65	100,33	Cu _{4.37} Fe _{0.92} S _{3.71}
	36	62,24	11,23	-	-	-	-	26,90	100,37	Cu _{4.37} Fe _{0.90} S _{3.74}
	37	62,28	10,77	-	-	-	-	26,28	99,33	Cu _{4.43} Fe _{0.87} S _{3.70}
	38	62,39	10,51	-	-	-	-	27,00	99,90	Cu _{4.39} Fe _{0.84} S _{3.77}
	39	62,53	10,53	-	-	-	-	27,54	100,61	Cu _{4.36} Fe _{0.84} S _{3.80}
	40	62,58	9,60	-	-	-	-	26,43	98,61	Cu _{4.47} Fe _{0.78} S _{3.74}
	41	62,60	11,11	-	-	-	-	26,88	100,59	Cu _{4.38} Fe _{0.89} S _{3.73}
	42	62,72	11,61	-	-	-	-	27,63	101,96	Cu _{4.32} Fe _{0.91} S _{3.77}
	43	63,06	11,26	-	-	-	-	25,69	100,01	Cu _{4.48} Fe _{0.91} S _{3.61}
	44	63,29	11,14	-	-	-	-	26,71	101,14	Cu _{4.42} Fe _{0.88} S _{3.70}
	45	63,30	10,87	-	-	-	-	26,39	100,56	Cu _{4.45} Fe _{0.87} S _{3.68}
	46	63,49	11,45	-	-	-	-	26,24	101,18	Cu _{4.45} Fe _{0.91} S _{3.64}
	47	63,55	10,36	-	-	-	-	26,67	100,58	Cu _{4.46} Fe _{0.83} S _{3.71}
	48	63,63	11,48	-	-	-	-	26,24	101,35	Cu _{4.45} Fe _{0.91} S _{3.64}
	49	63,71	11,71	-	-	-	-	26,08	101,50	Cu _{4.45} Fe _{0.93} S _{3.61}
	50	64,31	11,75	-	-	-	-	26,83	102,89	Cu _{4.42} Fe _{0.92} S _{3.66}
Ковеллин	51	63,89	23,00	1,93	-	-	-	33,26	99,08	Cu _{1.96} Ag _{0.03} S _{2.01}
	52	64,77	-	0,69	-	-	-	33,38	98,84	Cu _{1.98} Ag _{0.01} S _{2.01}
	53	66,13	-	-	-	-	-	33,24	99,37	Cu _{2.00} S _{2.00}
	54	66,29	-	0,91	-	-	-	31,27	98,47	Cu _{2.06} Ag _{0.02} S _{1.92}
	55	66,41	-	-	-	-	-	33,50	99,91	Cu _{2.00} S _{2.00}
Халькозин	56	71,85	4,08	-	-	-	-	25,18	101,11	Cu _{1.71} Fe _{0.11} S _{1.18}
	57	72,06	3,15	-	-	-	-	24,74	99,95	Cu _{1.73} Fe _{0.09} S _{1.18}
	58	72,48	3,38	-	-	-	-	24,50	100,36	Cu _{1.74} Fe _{0.09} S _{1.17}
	59	74,57	1,50	-	-	-	-	22,59	98,66	Cu _{1.85} Fe _{0.04} S _{1.11}
	60	76,01	1,39	-	-	-	-	23,15	100,55	Cu _{1.85} Fe _{0.04} S _{1.11}
	61	77,49	0,72	-	-	-	-	23,23	101,44	Cu _{1.87} Fe _{0.02} S _{1.11}
Блеклые руды										
Теннантит	62	39,86	-	-	9,70	13,07	10,80	27,35	100,77	Cu _{9.62} Zn _{2.27} As _{2.67} Sb _{1.36} S _{13.07}
	63	41,83	-	-	8,07	11,42	10,97	27,06	99,35	Cu _{10.22} Zn _{1.92} As _{2.37} Sb _{1.40} S _{13.10}
	64	42,53	-	-	8,63	12,27	9,10	27,77	100,31	Cu _{10.18} Zn _{2.01} As _{2.49} Sb _{1.14} S _{13.18}

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD, ток – 17 нА; аналитические линии: Cu, Fe, Zn, Bi – Kα; Ag, Sb, S - Lα, Эталоны: CuSbS – Cu, Sb, S; ZnS – Zn; CuFeS₂ - Fe; Bi₂S₃ – Bi; HgTe – Hg, Te; FeAsS – As; Au - 750%; Ag – 100%. Аналитик С.К.Попова

Доминирующим минералом в исследуемой группе выступает борнит. Остальные медистые сульфиды находятся в нем или в виде игольчатых вростков (Х- группа), или в виде обособлений по краям (халькопирит). Составы минералов сильно отличаются от стехиометрического. Минералы, объединенные нами в Х-группу (табл., ан. 6-22), по составу являются промежуточными между талнахитом и борнитом, но отнести их к идаиту, или нукундамиту, не представляется возможным. Поэтому точное отнесение того или иного включения к определенному минералу затруднено из-за сильного колебания их состава. Обращает на себя внимание присутствие значительного количества (до 6%) Ag в этой группе сульфидов. Возможно это изоморфное вхождение благородного металла, так как никаких микровключений минералов серебра в минерал-матрицу не обнаружено. Следует отметить, что в рудах описываемого узла широко распространены серебряные минералы [Анисимова, 2003, 2008; Анисимова и др., 1999; Кондратьева, Анисимова, 2007]. Высокомедистые сульфиды, образующиеся при условиях, затронутых процессами окисления, представлены группой халькозина, которые образуют непрерывный ряд от ковеллина до халькозина (табл., ан. 51–61). В виде примеси в ковеллине присутствует серебро, а в халькозине – железо. Такие же данные приводят В.Д.Тихомирова с соавторами [Тихомирова и др., 2009] в окисленных разностях руд месторождений медистых песчаников Полярного Урала.

В тесной ассоциации с медистыми сульфидами отмечаются блеклые руды. В нашем случае они представлены теннантитом (табл. ан. 62-64). Блеклая руда ШРРУ отличается повышенными концентрациями цинка и отсутствием примеси железа. Другие ассоциирующие рудные минералы представлены пиритом и сфалеритом.

Рентгенографическое исследование образцов выполнено в ИГДС СО РАН на дифрактометре D8 DSICOVER with GADDS (аналитик Горохова Л.Н.). Проводили съемку исследованных на микрозонде зерен как в аншлифе, так и вынутых из аншлифа участков, использовали коллиматор 0,2 мм. По их результатам однозначно диагностируется борнит, блеклые руды, отмечаются образцы, представляющие собой смеси борнита и блеклой руды. Нам не удалось найти аналогов на рентгенограмме Ag-содержащего медистого сульфида.

В заключение можно констатировать следующее:

1. Полученные авторами данные еще раз подчеркивают, что уверенная диагностика медистых сульфидов возможна только с помощью метода рентгенофазового анализа поскольку минералы имеют схожие оптические свойства и находятся между собой в тонких взаимных сростаниях.
2. Впервые в рудах Широкинского рудно-россыпного узла обнаружены Ag-содержащие медистые сульфиды, диагностика которых на данном этапе изучения не удалась.
3. Вариации состава изученных минералов свидетельствуют о неравновесных и меняющихся условиях минералообразования в пределах ШРРУ.

Литература

- Анисимова Г.С. Новые данные о минеральном составе руд Широкинского рудно-россыпного узла // Материалы конференции «Геологическое строение и полезные ископаемые». Якутск. 1997. С. 19–21.
- Анисимова Г.С. Микроминералогия Широкинского золоторудного узла (Сетте-Дабан, Якутия) // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 20–23.
- Анисимова Г.С. Микроминеральные парагенезисы золоторудных месторождений // Рудогенез. Материалы международной конференции 2-7 февраля 2008. Миасс-Екатеринбург, 2008. С. 7–11
- Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Серкебаева Е.С. Минеральные ореолы серебра в рудах Широкинского узла (Сетте-Дабанский горст-антиклинорий) // Серебряное оруденение Якутии: Сборник научных трудов. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 64–68.
- Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 11–17.
- Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С. Структурный контроль и зональность золотого оруденения центральной части Сетте-Дабанского антиклинория // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 9–11.
- Тихомирова В.Д., Филиппов В.Н., Тюрнин П.А. Минералы меди Скального участка Саурипейского рудопоявления (Полярный Урал) // Минералогическая интервенция в микро- и наномир. Материалы Международного семинара. Сыктывкар, 2009. С. 163–165.

РАЗНООБРАЗИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД В ТИПИЗАЦИИ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Анисимова Г.С.

ИГАБМ СО РАН, anisimova@diamond.ysn.ru

В Сетте-Дабанской металлогенической зоне разнообразием минерального состава руд привлекает внимание Широкинский рудно-россыпной узел (ШРРУ). Данный узел расположен в складчато-надвиговых структурах Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Его восточный фланг упирается в зону сочленения с Южно-Верхоянским синклиниорием, где в субдолготном направлении протягивается Аллах-Юньская золотоносная зона. Рудовмещающие породы узла представлены карбонатной (известняки, серицит-хлоритовые сланцы, доломиты) толщей PZ₁₋₂, прорванной редкими дайками диабазов, и терригенными (песчаники, алевролиты) отложениями C₁₋₂. Имеют место единичные выходы габбро-долеритов и ультракалийевых сиенитов – индикаторов щелочных карбонатитовых комплексов. В пределах узла золотое оруденение распределено крайне неравномерно. Основное число рудных проявлений и сопровождающих их россыпей сосредоточено в его центральной части на междуречье Ударник-Каверзный-Курунг.

Оруденение секущего типа, ранга рудопроявлений и точек минерализации, представлено линейными штокверками, минерализованными зонами дробления, кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами. Размещение оруденения контролируется пликативными (своды антиклиналей, реже крылья) и дизъюнктивными (надвиги, взбросы) структурами, имеющими согласное простираие с общей север-северо-восточной ориентировкой региональных структур. Гидротермальные изменения околорудных пород проявились в окварцевании, пиритизации, каолинизации, калишпатизации и серицитизации. Мощность околорудных изменений (преимущественно пиритизация) составляет от 0,1 до 150 м.

В пределах описываемого узла проведено многолетнее всестороннее изучение состава руд [Анисимова, 1997, 2003, 2008, Анисимова и др. 1999]. На данный момент их минеральный состав выглядит следующим образом (табл. 1).

Таблица 1

Минеральный состав руд Широкинского рудно-россыпного узла

Распространенность, %	Гипогенные минералы	Гипергенные минералы
Главные, >10	Кварц	Гетит
Второстепенные, 1-10	Доломит, анкерит, кальцит, пирит, галенит, тетраэдрит, борнит	Лимонит
Редкие, 0,1-1	Халцедон, альбит, хлорит, флюорит, серицит, сфалерит, пирротин, халькопирит, теннантит, бурнонит, гессит, фрейбергит, халькозин	Церуссит, ковеллин, малахит, азурит, каолинит
Спорадические, <0,1	Марказит, диафорит, овихит, люционит, геокронит, энаргит, талнахит, Ni-содержащий пирит, аргентотетраэдрит, кестерит, цинкистый некрасовит, самородное серебро, ртутистый электрум, ртутистое серебро, алларгентум, акантит, цинкистая медь, самородное золото, электрум, сильванит*, петцит*, штютцит, гриноцит*, алтаит*, самородные Bi*, Te*, пильзенит*	Англезит, смитсонит, карелианит, теллулаты Ag и Bi*

Примечание. Здесь и далее знаком * – отмечены минералы, впервые найденные автором.

Главным отличием руд ШРРУ является отсутствие арсенопирита, As отмечается в блеклых рудах и сульфосолях Cu (энаргите, люционите) и Pb (геокроните). Золотоносность руд низкая, соотношение Ag/Au – 10-100. Видимое самородное золото встречается крайне редко. По пробности

выделяется три типа золота: 1 – высокосеребристое (540‰, электрум), ассоциирующее с петцитом, гесситом и галенитом, 2 – низкопробное (740-750‰) с примесью Cu до 1,03% и Hg до 1,57%, отмеченное в тетраэдрите, 3 – среднепробное (802-820‰) с концентрацией Hg до 1,86% в тесном парагенезисе с силъванитом, гесситом среди минерала-матрицы галенита.

Ранее [Анисимова и др., 2001] в пределах ШРРУ были выделены нетрадиционные типы золотого оруденения. Это – невадийский тип – по наличию карбонатных пород, по структурному контролю надвигами, антиклинальными структурами и системой северо-западных (поперечных) тектонических нарушений, по сходству минеральных ассоциаций и околорудных изменений (окварцевание, пиритизация), геохимическим аномалиям и ртутистому золоту; и другой тип с золото-медным оруденением в стратиформных залежах и линзах, локализованных в карбонатных и вулканогенно-осадочных отложениях саккырырской свиты нижнего ордовика.

В последние годы появление новых данных по вещественному составу руд, особенно по микроминеральным парагенезисам дает возможность пересмотреть типизацию благородно-металльного оруденения описываемого узла. Разнообразный комплекс минералов серебра (самородное Ag, ртутистое серебро, электрум, ртутистый электрум, алларгентум, гессит, овихит, диафорит, акантит, высокосеребристые блеклые руды), постоянная примесь Ag в сульфидах свинца и меди – ковеллине, галените, геокроните и энаргите (табл. 2) в совокупности с геолого-структурными факторами послужили обоснованием выделения нового типа минерализации – эпитермального золото-серебряного оруденения в Аллаш-Юньской металлогенической зоне [Кондратьева, Анисимова, 2007]. Рудные тела с золото-серебряным типом минерализации представлены секущими кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами-апофизами зон дробления продольных субпараллельных разрывных нарушений, составляющих Аллаш-Юньский глубинный разлом взбросовой кинематики Восточно-Сетте-Дабанской шовной структуры, разделяющей карбонатный и терригенный комплексы.

Таблица 2

Микроминералы золото-серебряного типа

Самородные, интерметаллиды	Сульфиды, сульфосоли	Теллуриды
Серебро Hg-серебро Алларгентум Электрум Hg-электрум	Акантит Овихит Диафорит Аргентотетраэдрит Фрейбергит	Гессит

В настоящее время в рудах Широкинского рудно-россыпного узла обнаружены различные теллуриды: Au и Ag (петцит, силъванит), Ag (штютцит), Pb (алтаит), Bi (пильзенит), самородные Bi и Te, теллулаты Ag и Bi, сульфид Cd (гринокит). Также ранее [Анисимова и др., 2002] в сфалерите в виде микровключений были отмечены сульфостаннаты, представленные цинкистым некрасовитом и кестеритом в парагенезисе с карелианитом. Приведенный набор микроминералов наряду с бурнонитом, фаматинитом, люционитом и энаргитом (табл. 3) соответствует микроминеральному составу золото-теллуридов месторождений Центрального Алдана [Ким, 2000, Ветлужских и др., 2002, Кочетков, 2006], Камчатки [Андреева и др., 1979] и особенно Узбекистана [Конеев, 2006]. Следует также учесть высокое содержание (до 8%) цинка в тетраэдрите Широкинского узла [Анисимова, Кондратьева, 2000], постоянную примесь теллура в бурноните, цинкистом некрасовите, а также ртутистость самородного золота, что характерно для руд золото-теллуридовой формации.

В то же время распространение в пределах Широкинского рудно-россыпного узла разнообразных медистых сульфидов (борнит, талнахит, халькопирит), пирита с зональным распределением Ni до 7%, многостадийность формирования оруденения при постепенном снижении температуры рудообразующих растворов, развитие на заключительных стадиях низкотемпературных минеральных ассоциаций теллуридов Au и Ag, Ag, Pb, образование минералов висмута

и самородного Bi, самородного Te, а также Hg-содержащих минералов, серебряных интерметаллидов, сульфидов, сульфосолей, широкое варьирование пробности золота и его ртутистость, позволяют провести аналогию с месторождениями медно-рудного профиля (медно-порфирового типа) Алтае-Саянской складчатой области [Гаськов и др., 2006].

Таблица 3

Микроминералы золото-теллуридного типа

Самородные	Сульфиды, сульфосоли	Сульфостаннаты	Теллуриды	Теллураты, ванадаты
Висмут* Золото Серебро Теллур*	Бурнонит Люционит Фаматинит Энарцит Гриноцит*	Кестерит Zn-некрасовит	Гессит Штютцит* Алтаит* Петцит* Сильванит* Пильзенит*	Карелианит Теллураты Ag и Bi*

Следует подчеркнуть, что в метасоматитах ШПРУ найдены редкоземельные фторкарбонаты [Анисимова, Попова, 2009], а по предварительным данным в борнитовых рудах впервые обнаружены сульфиды Ge и Ag.

Таким образом, Широкинский рудно-россыпной узел характеризуется разнообразием минерального состава руд, что создает неоднозначность при типизации его благороднометального оруденения.

Литература

- Андреева М.Г., Бочек Л.И., Гаврилов А.М., Щепотьев Ю.М. Особенности состава и изменчивость золото-теллуридной минерализации на одном из месторождений Камчатки // Самородное золото и золоторудные минеральные ассоциации. Труды ЦНИГРИ. М.: выпуск 143. 1979. С.95-108.
- Анисимова Г.С. Новые данные о минеральном составе руд Широкинского рудно-россыпного узла // Материалы конференции «Геологическое строение и полезные ископаемые». Якутск. 1997. С. 19-21.
- Анисимова Г.С. Микроминералогия Широкинского золоторудного узла (Сетте-Дабан, Якутия) // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 20–23.
- Анисимова Г.С. Микроминеральные парагенезисы золоторудных месторождений // Рудогенез. Материалы международной конференции 2-7 февраля 2008. Миасс-Екатеринбург, 2008. С. 7-11.
- Анисимова Г.С., Попова С.К. Редкоземельные минералы метасоматитов Широкинского узла (Сетте-Дабан, Якутия) // Доклады международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Москва. 2009. С.164.
- Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Серкебаева Е.С. Минеральные ореолы серебра в рудах Широкинского узла (Сетте-Дабанский горст-антиклинорий) // Серебряное оруденение Якутии: Сборник научных трудов. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 64–68.
- Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Серкебаева Е.С. Нетрадиционные типы золотого оруденения в карбонатных комплексах Сетте-Дабана // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 59-62.
- Анисимова Г.С., Заякина Н.В., Кондратьева Л.А., Попова С.К. Цинкистый некрасовит - минерал из группы колусита // ЗВМО, 2002, № 6. С.65-69.
- Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А. Типохимическая зональность высокоцинкистой блеклой руды Широкинского узла (Южное Верхоянье) // Наука и образование. 2000, № 3. С.99-103.
- Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений. 2002. № 6. С.467-499.
- Гаськов И.В., Акимцев В.А., Ковалев К.Р., Сотников В.И. Золотосодержащие минеральные ассоциации месторождений медно-рудного профиля Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 2006. № 9. С.996-1004.
- Ким А.А. Золото-теллуридно-селенидная минерализация в Куранахском месторождении (Центральный Алдан) // Записки ВМО. 2000. № 5. С. 51-57.
- Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 11-17.
- Конеев Р.И. Наноминералогия золота эпitherмальных месторождений Чаткало-Кураминского региона (Узбекистан). - С-Пб.: DELTA, 2006. 218 с.
- Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. № 7. С.850–864.

ИЗУЧЕНИЕ ХРОМШПИНЕЛИДОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ МИНЕРАЛОВ НЕКОТОРЫМИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМИ МЕТОДАМИ

Беликова Г.И., Мороз Т.Н.*, Салихов Д.Н.

ИГ УНЦ РАН, *magn@anrb.ru*, *ИГМ СО РАН, *moroz@igm.nsc.ru*

Совершенствование современных методов исследования вещества, позволяющих проводить высоколокальные и высокоточные измерения, расширяет возможности получения новой информации о реальной структуре, составе, свойствах минералов, о природе их генезиса и т.п.

Исследования в минералогии бывают затруднены необходимостью учета одновременного воздействия на объект множества естественных факторов. Кроме того, как правило, отсутствует детальная информация о реальном, чаще неоднородном и сложном составе изучаемого материала.

С целью надежной идентификации, при изучении фазовых превращений, макро- и микронеоднородности (трещины, поры, включения, дислокации, электронно-дырочные центры, нарушение стехиометрии, изоморфные замещения) и целого ряда других явлений исследователи стремятся использовать комплекс физико-химических методов: рентгеновскую дифрактометрию, радиоспектроскопию, оптическую и Мессбауэровскую спектроскопию, электронное микронзондирование и другие.

При исследовании хромит-шпинелевой минерализации ряда небольших месторождений и рудопроявлений северной части зоны ГУР (Южный Урал) у нас возникли трудности, связанные со сложностью и микронеоднородностью состава хромшпинелидов, указывавшие на различие условий формирования руд. Наиболее детально изучались хромшпинелиды и ассоциирующие с ними минералы Сангалыкского хромитового рудопроявления, локализующегося в линзе пегматоидных пироксенитов (мало распространенных в гипербазитах Южного Урала) [Salikhov et al., 2007], а также Красовского и Верхне-Убалинского хромитовых месторождений, залегающих в серпентинитах, среди которых присутствуют пироксениты, дуниты и перидотиты (месторождения, отнесенные условно к I типу, в отличие от Сангалыкского рудопроявления, отнесенного ко II типу).

В работе были использованы методы порошковой дифрактометрии (ДРОН-4М, ДРОН-3), колебательной спектроскопии ИК (Фурье спектрометр Bruker FT-IR VERTEX 70), КР-комбинационное рассеяние (Olympus, BX 60; спектрометр Bruker RFS 100-FT), Мессбауэровской спектроскопии (спектрометр СМ 2201), электронно-зондовый анализ (Camebax micro).

Изучаемые руды имеют ряд отличительных особенностей, на которые и было направлено основное внимание.

Руды I типа – высокомагнезиальные хромититы со значительным количеством глинозема, для руд II типа характерны повышенная железистость, низкая магнезиальность, близкие к рудам I типа содержания глинозема и заниженные количества хрома.

Из-за высокой степени изоморфизма $Mg \leftrightarrow Fe$, $Al \leftrightarrow Cr$, $Fe \leftrightarrow Cr$, свойственного хромшпинелидам при повышенной температуре, особое внимание было обращено на контрастные содержания железа (на тройных диаграммах $MgO-Al_2O_3-Cr_2O_3$, $FeO-Al_2O_3-Cr_2O_3$, $MgO-Al_2O_3-FeO$ руды размещаются четко обособленно) и возможные взаимозамещения, связанные с железом.

В последнее время в анализах железо принято представлять как общее в виде FeO . Возникла необходимость выяснить количественные соотношения между Fe^{2+} и Fe^{3+} и их структурные позиции в хромшпинелидах. Наиболее пригоден для этой цели метод Мессбауэровской (ЯГР) спектроскопии.

Мессбауэровское исследование выполнено на спектрометре с источником излучения ^{57}Co в матрице Cr в режиме постоянных ускорений при комнатной температуре. Образцы в виде порошка наносились на Al -фольгу с помощью клеевой основы. Обработка спектров проводилась по программе Univem (аналитик Никандрова Н.К., Миасс, ИМин УрО РАН).

Полученная трех-дублетная модель спектра (1 дублет от Fe^{3+} в октаэдре и 2 дублета от Fe^{2+} в тетраэдре) удовлетворительно описывает изучавшиеся хромшпинелиды. Значительное уширение линий дублетов от Fe^{2+} свидетельствует о реализации для Fe^{2+} нескольких локально не эквивалентных тетраэдрических позиций. Отсутствие уширения линий дублетов от Fe^{3+} указывает, что Fe^{3+} занимают только одну позицию – октаэдрическую (табл.).

Таблица

Параметры Мессбауэровских спектров хромшпинелидов

№ образца	Fe^{2+}								Fe^{3+}			
	I				II							
	ИС	КР	Г	%	ИС	КР	Г	%	ИС	КР	Г	%
15-07	1,08	1,43	0,64	57,02	1,06	0,79	0,46	23,23	0,52	0,54	0,32	19,75
3-в	1,11	1,39	0,66	52,03	1,14	0,73	0,45	24,20	0,54	0,51	0,38	23,77
СНГ-1	1,04	1,83	0,51	16,5	1,07	1,23	0,43	22,0	0,54	0,56	0,28	19,1
Му-15	1,15	0,73	0,53	27,0					0,57	0,58	0,52	54,0

Примечание. ИС – изомерный сдвиг в мм/с (относительно нитропруссиды Na); КР – квадрупольное расщепление в мм/с; Г – ширина пика на полувысоте в мм/с; % – процентное содержание компоненты.

По данным Мессбауэровских исследований хромшпинелиды из руд I и II типов различаются редокс-свойствами: степень окисленности железа в образцах Верхне-Убалинского месторождения – 0,54 (обр. Му-15) значительно превышает окисленность Fe в минералах рудопроявления Сангалык – 0,19 (обр. СНГ-1).

Как уже упоминалось, одну из отличительных особенностей хромит-шпинелевой минерализации изучаемых месторождений составляет существенное различие в химическом составе как основных компонентов, так и примесных. Соответственно, различен и набор ассоциирующих с хромшпинелидами минералов.

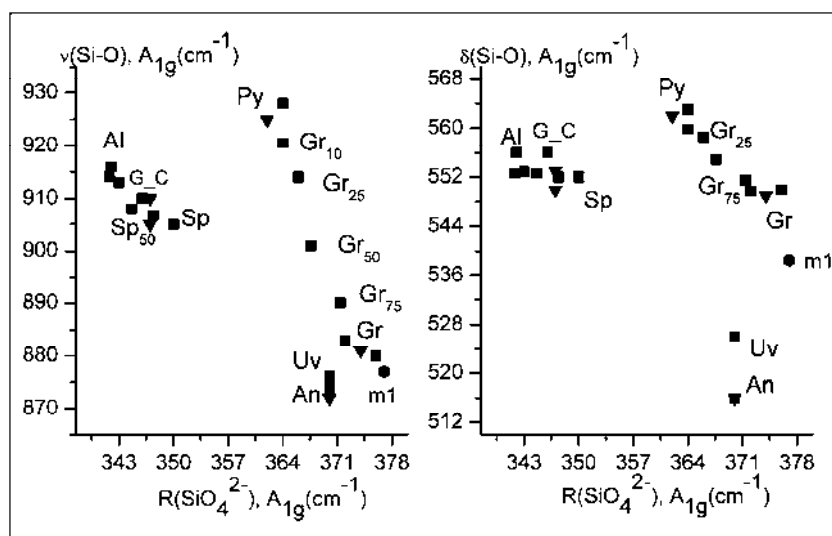


Рис. 1. Идентификация гранатов по частотам в КР спектрах

Для идентификации последних применены методы колебательной спектроскопии [Moroz et al., 2009]. С помощью ИК-спектроскопии был выявлен минералогический состав микронеоднородной пироксенитовой линзы, к эндоконтакту которой приурочена руда в Сангалыкском рудопроявлении [Беликова и др., 2007].

Установлена микрозональность крупных кристаллов диопсида, волластонита, слагающих линзу с небольшими примесями энстатита, гиперстена, авгита. В самом хромшпинелиде были обнаружены мелкие, хорошо сформированные, твердые одиночные кристаллики и их агрегаты, ИК-спектр которых был близок к спектру уваровита. Выполненный микрозондовый анализ позволил отнести обнаруженные агрегаты гранатов к изоморфному ряду уграндитов. Для надежной идентификации гранатов была применена лазерная спектроскопия комбинационного рассеяния. КР-спектры – перспективный экспрессный метод определения состава и структуры гранатов. Положение гранатов из Сангалыкско-

го хромшпинелида (точка m 1) показано на диаграмме частот разных гранатов, обозначенных как An – андрадит, Uv – уваровит, Py-Gr – твердый раствор пироп-гроссуляра, Al-Sp – твердый раствор альмандин-спессартин в координатах симметричных колебаний V_1-V_2 , V_4-V_2 Si-O связей (рис. 1). Состав граната (позиция m 1) рассчитывался по методу [Geiger et al., 1989; Bosenick et al., 1995]. Микро КР-спектры уграндитов регистрировали с использованием линии 514,5 нм Ar-лазера. По положению полос КР-спектры уграндитов наиболее близки к спектрам уваровита и гроссуляра (рис. 2). Возбуждение КР-спектра излучением линии 1064 нм (лазер YAG:Nd³⁺) в ближнем ИК диапазоне вызвало значительную люминесценцию, сильно ослабившую линии КР-спектра. Было установлено, что люминесценцию дает эрбий, содержание которого в хромшпинелиде Сангалыка в 50 раз превышает усредненное содержание Er в рудах I типа. Аналогичная ситуация возникла позже при изучении гранатов из Миндякского гранат-пироксенитового комплекса.

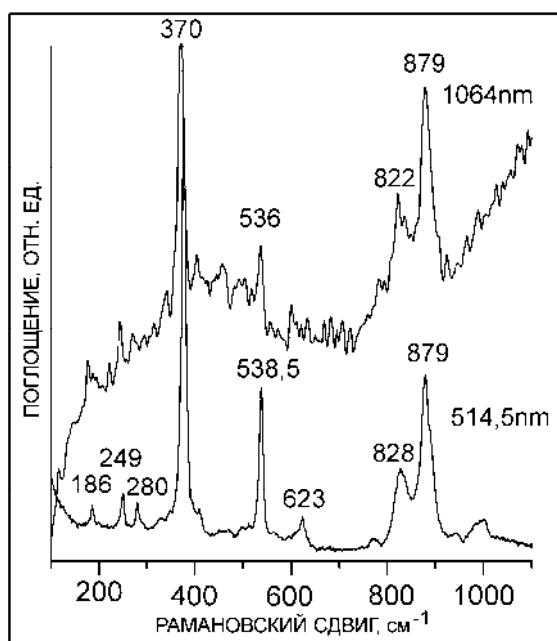


Рис. 2. КР-спектры уграндитов при облучении лазерами с $\lambda=1064$ nm и 514 nm

Этот опыт очень важен в методическом отношении, т.к. можно, помимо КР-спектра (при возбуждении граната YAG-Nd³⁺ лазером), получить спектр люминесценции эрбия. В подобном случае линии спектра КР могут быть ослаблены, вплоть до уровня фона. Таким образом, прежде чем приступить к исследованию методом комбинационного рассеяния, желательно ознакомиться с информацией о содержании REE в гранате; возможно, это свойственно и другим Er-содержащим минералам.

Упомянутая ранее пироксенитовая линза, к которой приурочена хромитовая руда (Сангалыкское рудопроявление), имеет макро- и микроразональное строение. Макроразональность проявилась в наличии существенно отличающихся по химическому и минералогическому составу зон: 1) узкая околорудная зона эндоконтактовой части, 2) переходная от рудной к пироксенитовой части (в которой выделяются две подзоны) и 3) центральная зона. Наиболее контрастно в выделенных зонах меняются хромистость (Cr[#]), глиноземистость (Al[#]), железистость (Fe[#]), в меньшей степени это отразилось на магнизиальности (Mg[#]). Cr[#] в порядке упоминания зон меняется следующим образом: 58,30→12,36→26,98→4,01 %; Al[#] соответственно: 41,50→87,64→73,10→95,36 %. Минералогический состав зон сложный и неоднородный. Изучение методом ИК-спектроскопии показало, что в околорудной зоне зерна и сростки имеют сложный гетерогенный состав, представляя тесно сростшиеся комплексы железистого хлорита–геденбергита, диопсида–хромита–железистого хлорита, геденбергита–диопсида. Привлечение рентгеновской дифрактометрии подтвердило неоднородность материала: в дифрактограммах отдельных зерен с разной интенсивностью проявились рефлексы диопсида, Cr-амезита, хромита, Cr-диопсида, Fe-хлорита, волластонита.

Крупные, разной степени сохранности кристаллы центральной части линзы были изучены также методом рентгеновской дифрактометрии. В них проявилось микроразональное строение в виде чередующихся узких полос диопсида и волластонита с небольшой примесью авгита и энстатита. Метод для исследований подобного рода очень ценен.

При просмотре руд Красовского месторождения были обнаружены небольшие скопления полупрозрачных зерен, предположительно кварца. Слабоокрашенные разновидности кварца макроскопически не диагностируются. Потребовались инструментальные методы идентификации. Метод рентгеновской дифрактометрии подтвердил наличие в зернах руды кристаллического кремнезема, в частности, высокотемпературных полиморфных разновидностей кварца: β -тридимита, β -кристобалита, примесь α -кварца и хлорита. Все плохо окристаллизовано. Наличие высокотемпературных тридимита и кристобалита было подтверждено также методом ИК-спектроскопии (рис. 3).

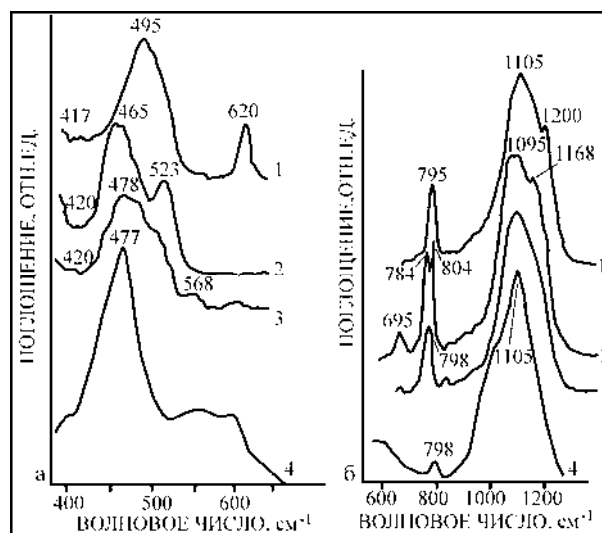


Рис. 3. ИК-спектры модификаций кремнезема в разных областях длин волн
1 – β -кристобалит, 2 – α -кварц, 3 – β -тридимит, 4 – исследуемый образец.

Учитывая, что обнаруженные в интерстициях хромшпинелидов кварцевые зерна содержат в ассоциации β -тридимит и β -кристобалит (в преобладающем количестве), был сделан вывод, что температура кристаллизации хромита, вероятно, была высока, по крайней мере достигала точки инверсии β -тридимит – β -кристобалит.

В хромит-шпинелевой минерализации Сангалыкского рудопроявления высокотемпературные модификации кремнезема не выявлены. Кроме того, ряд других признаков указывает на то, что температурный режим формирования данного рудопроявления был ниже, чем месторождений Верхне-Убалинское и Красовское.

В заключение можно отметить, что целый ряд характерных особенностей состава и строения изучавшихся хромшпинелидов удалось выявить только благодаря использованным инструментальным методам исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОЗ РАН № 8.

Литература

- Беликова Г.И., Салихов Д.Н., Мороз Т.Н. Кристаллохимические особенности некоторых минералов хромитовых руд из зоны гипербазитов (Южный Урал) // Спектроскопия и кристаллохимия минералов. Материалы межд. научн. конф. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 6-7.
- Bosenick A., Geiger C.A., Schaller T., Sebald A. A ^{29}Si MAS NMR and IR spectroscopic investigation of synthetic pyrope-grossular garnet solid solutions // American Mineral. 1995. V. 80. P. 691-704.
- Geiger C.A., Winkler B., Langer K. Infrared spectra of synthetic almandine-grossular and almandine-pyrope garnet solid solutions: evidence for equivalent site behaviour // Mineralogical Magazine, April 1989, Vol. 53. P. 231-237.
- Moroz T., Ragozin A., Salikhov D., Belikova G., Puchkov V., Kagi H. Micro-Raman spectra of ugrandite garnet // Spectrochim. Acta. Part A. 2009. V. 73 A, Iss. 3. P. 436-439.
- Salikhov D.N., Belikova G.I., Puchkov V.N., Moroz T.N. Pyroxenites and chromite Mineralization of the Sangalyk sector, Southern Urals. Doklady Earth Science. 2007. Vol. 415. No 5. P. 786-788.

ТЕХНОГЕННЫЕ СУЛЬФАТЫ ВЕРХНЕ-АРШИНСКОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БАШКОРТОСТАН)

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

ИМин УрО РАН, bel@mineralogy.ru

Верхне-Аршинское месторождение находится в 1,5 км от пос. В. Арша Тирлянского района Республики Башкортостан, в предгорьях хребта Ирэндык. Оно открыто в 1913 г. по выходам бурых железняков, которые разрабатывались с 1915 по 1930 гг. на железорудное сырье. Под «железной шляпой» были обнаружены залежи свинцово-цинковых руд, которые эксплуатировались в течение 1950-1958 гг. Верхне-Аршинским рудником треста «Свинецразведка» (Ротарь и др., 1976). Вмещающие породы представлены доломитами и сланцами рифейского возраста. В настоящее время на месторождении сохранилось два затопленных карьера, старый рудный склад с подотвальным водоемом, развалины обогатительной фабрики и плотины, перекрывающей р. В. Арша. Фрагменты полуразложившихся руд и остатки деревянной крепи плотины летом в сухую погоду покрываются корками водорастворимых сульфатов, которые были отобраны авторами в августе 2008 г. и в мае 2009 г.

Среди первичных сульфидных руд рудного склада, выделяются сплошные пиритовые и сфалерит-пиритовые разности. Преобладающие пиритовые руды массивные, мелко-среднезернистые, большинство глыб легко разрушаются до песка. Пирит-сфалеритовые руды более крупнозернистые, сфалерит образует гнезда, линзы, прожилки в более мелкозернистой пиритовой, кварц-пиритовой массе, эта разновидность руд более плотная. Фрагменты руд можно найти и среди горной массы, из которой была построена плотина. Сульфатные корки чаще всего нарастают на руды и бревна плотины, изредка их можно видеть на щебне вмещающих карбонатных пород. По цвету и морфологии их можно разбить на три группы – белые воздушно-пористые хрупкие и желтые почковидные вязкие, нарастающие на руды и деревянную крепь плотины, а также белые порошковатые с карбонатных пород (рис. 1).

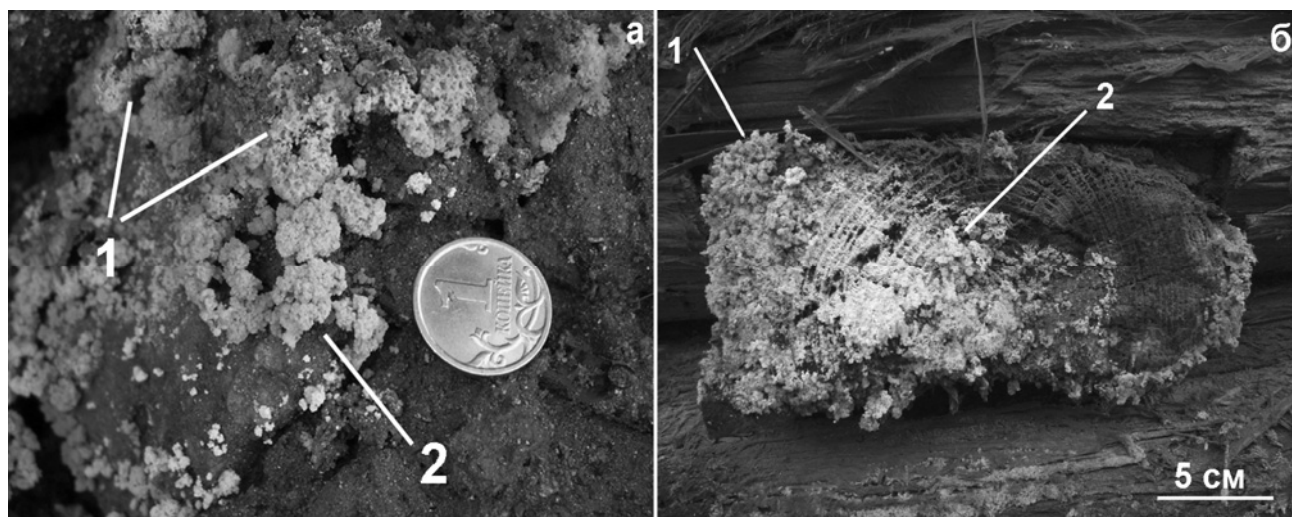


Рис. 1. Сульфатные выцветы на массивной пиритной руде на рудном складе (а) и бревне крепи плотины (б). Преобладающий сульфат: 1 – розенит, 2 – копияпит. Фото 2008 г.

В химическом составе сульфатных корок среди макрокомпонентов абсолютно преобладает железо, содержания цинка и магния значительно варьируют (табл. 1). Соотношение атомных количеств Zn/Fe варьирует от 0,68 до 0,04, Mg/Fe – 0,05–0,18, Ca/Fe – 0,02–0,04. Из микрокомпонентов наибольшая вариабельность свойственна кадмию.

В целом, химический состав сульфатных корок отражает геохимическую специфику кислых сульфатных подотвальнх вод (табл. 2), отношение Zn/Fe в которых составляет 0,10, но относительное количество литофильных элементов больше, чем в сульфатах: Mg/Fe – 0,33, Ca/Fe – 0,26. Соотношение катионов в близких к нейтральным карбонатных водах затоплен-ных карьеров отличается от подотвальнх вод более низким содержанием металлов (на 3–4 порядка) и резким преобладанием литофильных элементов над халькофильными: Zn/Fe варьирует от 1,54 до 0,29, Mg/Fe – 6400–2100, Ca/Fe 13700–3037.

Таблица 1

Химический состав сульфатных корок Верхне-Аршинского месторождения, сборы 2008 г.

№ обр.	SO ₄ ²⁻	Zn	Fe	Ca	Mg	Pb	K	Na	Al	Cu	Mn	Cd
	масс. %									г/т		
90139	39.52	3.63	12.1	0.21	0.06	0.73	0.04	0.04	0.13	33.3	12.2	49.5
90139 дубль	42.22	6.97	13.8	0.23	0.21	0.48	0.03	0.04	0.08	28.7	49.5	4.5
90139-2	45.25	0.25	23.5	0.28	0.63	0.30	0.03	0.04	0.11	24.0	229.1	<3
90139-2а	42.85	1.13	16.0	0.20	0.23	65 г/т	0.02	0.04	0.05	20.7	669.0	7.0
90129-26	47.17	0.39	13.9	0.23	0.71	136.0	0.01	0.03	0.04	8.2	39.0	<3

Примечание. Анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН, аналитик М.Н. Маляренко. Преобладающие минеральные виды: 90139, 90139а – копиапиты с рудного склада, 90139-2 – мелантерит с руды из плотины; 90139-2а – розенит с бревна, 90139-26 – копиапит с бревна.

Таблица 2

Состав вод Верхне-Аршинского месторождения, август 2008 г.

№ п/п	pH	Eh, mV	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
1	7.12	260	0	67.1	4.54	165	73.3	13.4	0.71	17.8
2	6.4	270	0	48.8	0.85	47.2	32.7	13.6	1.07	0.56
3	7.16	260	0	100.6	0.85	11	39.9	11.2	1.02	0.75
4	2.18	525	0	0	0	5270	167	131	0.77	1.74

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	Fe _{общ.}	Mn ²⁺	Cu ²⁺	Zn ²⁺	Ni ²⁺	Cd ²⁺	Pb ²⁺	Co ²⁺
1	0.009	0.003	0.005	0.007	0.008	0.003	0.004	0.006
2	0.015	0.01	<0.001	0.005	0.006	0.001	<,001	0.006
3	0.004	0.004	0.001	0.007	0.006	0.001	<,001	0.006
4	908	10.3	0.89	99	0.39	0.19	0.21	0.34

Примечание. Анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН, аналитики Г.Ф. Лонщакова, Л.Г. Удачина. 1-3 – карьер, 4 – подотвальный водоем. Содержания приведены в мкг/кг.

Минеральный состав корок достаточно стабилен. Среди белых сульфатов, отобранных в 2008 г., по данным рентгенофазового анализа установлены простые сульфаты групп мелантерита (Fe²⁺, Zn, Mg)SO₄×7H₂O (с обломков руд из плотины) и розенита (Fe²⁺, Zn, Mg)SO₄×4H₂O (на рудах рудного склада и бревнах плотины). После хранения в лабораторных условиях в течение 5 месяцев белые сульфаты дегидратировались до ссомольнокита (Fe²⁺, Zn, Mg)SO₄×H₂O. Желтые сульфаты представлены цинкистой разновидностью копиапита (Zn, Mg, Fe²⁺)Fe³⁺₄(SO₄)₆(OH)₂×20H₂O. Хранение в лабораторных условиях не привело к существенным изменениям минерального состава корочек. Следует отметить, что цинккопиапит с рудного склада, формулу которого можно представить в виде (Zn_{1.03}Mg_{0.04})_{1.07}(Fe³⁺_{3.91}Al_{0.09})_{4.00}(SO₄)₆(OH)₂×20H₂O, по химическому составу наиболее приближен к идеальному цинккопиапиту среди описанных на Урале [Белогуб и др., 2005]. Порошковатые белые налеты с карбонатных пород состоят из эпсомита с примесью гипса.

Сульфаты, собранные в 2009 г., также разделяются на желтые и белые. В отличие от сборов 2008 года, среди корочек, нарастающих на руды, абсолютно преобладают желтые разновидности, а белые обнаруживаются на деревянной крепи и обломках карбонатных пород. В составе белых корок преобладают минералы группы эпсомита $(\text{Mg,Zn})\text{SO}_4 \times 7\text{H}_2\text{O}$ и гипс, присутствуют продукты дегидратации эпсомита – гексагидрит $(\text{Mg,Zn})\text{SO}_4 \times 7\text{H}_2\text{O}$. Желтые сульфаты представлены, преимущественно, копиапитом с примесью простых сульфатов Fe^{3+} – ромбо-клаза, кокимбита, паракокимбита, иногда гипса. Оценка химического состава рентгено-флюоресцентным методом указывает на постоянную примесь цинка в сульфатах в количестве первые десятые доли процента (корочки с карбонатных пород среди руд) – первые проценты (корочки с дерева). Отличия минерального состава корочек, собранных в разное время, обусловлены длительностью сухого периода перед сборами. В 2008 г. погода была более влажной, чем в мае 2009 года. Поэтому в сборах 2009 г. практически нет простых сульфатов Fe^{2+} , а с копиапитом всегда ассоциируют продукты его окисления и дегидратации – простые сульфаты Fe^{3+} . В сборах 2008 г. был найден цинкистый мелантерит – простой сульфат Fe^{2+} с максимально возможным содержанием воды.

По сравнению с сульфатными корочками и водами колчеданных месторождений, техногенные продукты Верхне-Аршинского месторождения обеднены медью, что отражает геохимическую специфику руд (рис. 2). Примечательно, что относительные содержания в них цинка также небольшие. По соотношению цинка и железа сульфатные корки и, особенно, воды Верхне-Аршинского сопоставляются с таковыми Блявинского месторождения. Отработка обоих этих объектов закончилась десятилетия назад, поэтому сульфиды цинка в рудах разложены в большей степени, чем в Яман-Касинском и Летнем месторождениях, отработка которых закончилась всего несколько лет назад. В старых геотехнических системах относительно подвижный цинк в большей степени рассеян и видовой состав сульфатов менее разнообразен, чем в более молодых [Емлин, 1991].

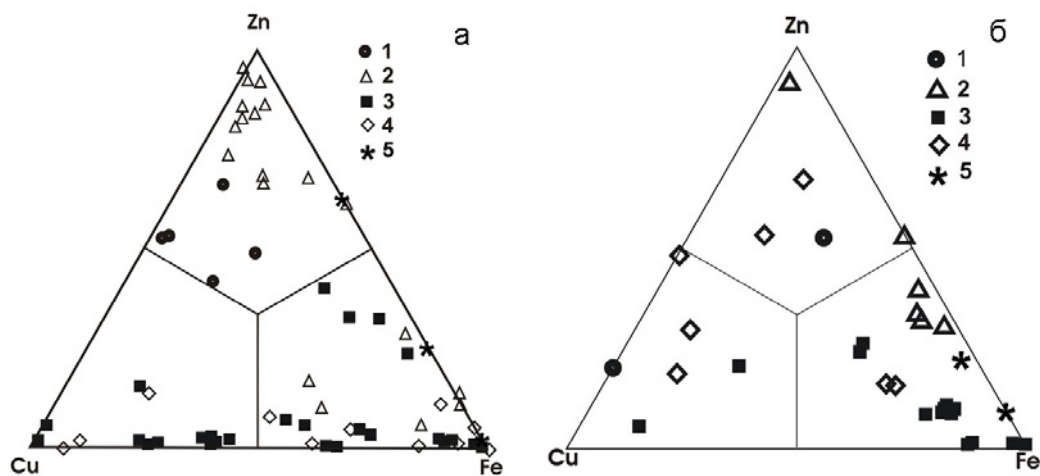


Рис. 2. Состав сульфатных корок (а) и вод (б) сульфидных месторождений:

1 – Летнее, 2 – Яман-Касинское, 3 – Блявинское, 4 – Березняковское, 5 – Верхне-Аршинское.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 07-05-00824 и ЮУрГУ.

Литература

- Белогуб Е.В., Щербакова Е.П., Никандрова Н.К. Сульфаты Урала: распространенность, кристаллохимия, генезис. М.: Наука, 2007. 160 с.
 Емлин Э.Ф. Техногенез колчеданных месторождений Урала. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 256 с.
 Ротарь А.Ф., Ротарь З.М., Гуляев Ю.А., Тамбовцев В.В. Отчет о геологическом строении южной части Ирмельского синклиория. Уфа, 1976.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ КРИВОЛУКСКОГО ГРАБЕНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.

Институт геологии УНЦ РАН, gorozhanin@anrb.ru

В пределах восточного крыла Башкирского мегантиклинория (БМА) магматические образования позднего неопротерозоя локализованы в узкой субмеридиональной тектонической зоне синклинального строения, в которой сохранились отложения неопротерозойской структуры – Криволукского грабена. Неопротерозойские грабеновые осадки представлены терригенными отложениями криволукской, кургашлинской и байназаровской свит [Стратотип..., 1983]. Криволукские серые кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты (500 м) несогласно или с тектоническим контактом залегают на доломитах укской свиты. В верхней части они прорваны мощной (60 м) интрузией габбро-диабазов. На диабазах с размывом залегают кургашлинские конгломерато-брекчии предположительно ледниковой природы [Чумаков, 1978] – тиллиты или диамиктиты, с прослоями лиловато-серых алевролитов и «мусорных» песчаников (300 м). Они перекрываются полевошпат-кварцевыми песчаниками и гравелитами, зеленовато-серыми ленточно-слоистыми кварц-полимиктовыми песчаниками и слюдистыми алевролитами байназаровской свиты (600 м). Эти данные показывают, что формирование грабена сопровождалось накоплением мощной (свыше 1000 м) толщи песчано-глинистых осадков, поступлением ледниковых отложений и внедрением магматических тел.

Одно из таких тел было подробно изучено А.А.Алексеевым по берегам р. Белой в урочище Кривая Лука к западу от д. Магадеево. Оно сложено средне и крупнозернистыми диабазами с пойкилоофитовой структурой, сложенными деанортитизированным плагиоклазом и клинопироксеном с вкрапленностью лейкоксенизированного титаномagnetита, редкими кристаллами роговой обманки и альбитизированного калишпата. По химическому составу магматиты соответствуют континентальным оливиновым базальтам и относятся к щелочной трахибазальтовой формации [Алексеев, 1984]. По содержанию РЗЭ и других микроэлементов криволукские диабазы соответствуют внутриплитным рифтогенным базальтам [Ernst et al., 2006].

В 2003-2004 гг. мощное (40 м) тело диабазов было вскрыто в выемке новой дороги Белорецк-Бурзян в 2 км южнее д. Байназарово (на повороте дороги). По минеральному и химическому составу и геохимическим особенностям (рис. 1) эти диабазы являются аналогом криволукского силла. Спектры РЗЭ полностью совпадают. Отличием является некоторое обеднение байназаровских диабазов Ba, Rb, K, что можно объяснить их большей измененностью. При этом значения в содержании Nb, Zr, Ti совпадают, ниобиевая аномалия отсутствует. Диабазы имеют субсогласный западный контакт с толщей ленточно-слоистых зеленовато-серых песчаников и алевролитов криволукской свиты (Аз. $260^\circ \angle 50^\circ$) и тектонический контакт (рис. 2) с глинистыми сланцами силура (Аз. $260^\circ \angle 60^\circ$). Учитывая западное падение зоны контакта, можно предположить, что породы венда надвинуты на палеозойские толщи в восточном направлении, т.е. противоположно vergentности палеозойских надвигов. По-видимому, мы имеем структуру ретро-надвига типа «рор-ур», что и определило синклинальное строение этой субмеридионально ориентированной тектонической зоны. Первичную ориентировку Криволукского грабена в данном случае определить затруднительно, поэтому нет оснований считать, что в венде грабен имел субмеридиональную протяженность. Можно также предположить диагональное или даже субширотное положение неопротерозойского грабена.

Ассоциация тиллитов с магматическими проявлениями, сопровождавшими грабенообразование, служит свидетельством того, что ледниковые отложения продвигались по системе грабенообразных врезов, образовавшихся на пассивной окраине Восточно-Европейского континента в неопротерозое. Один из таких врезов описан нами на западном крыле Башкирского мегантиклинория в районе д. Толпарово [Келлер и др., 1984, Горожанин, 1988].

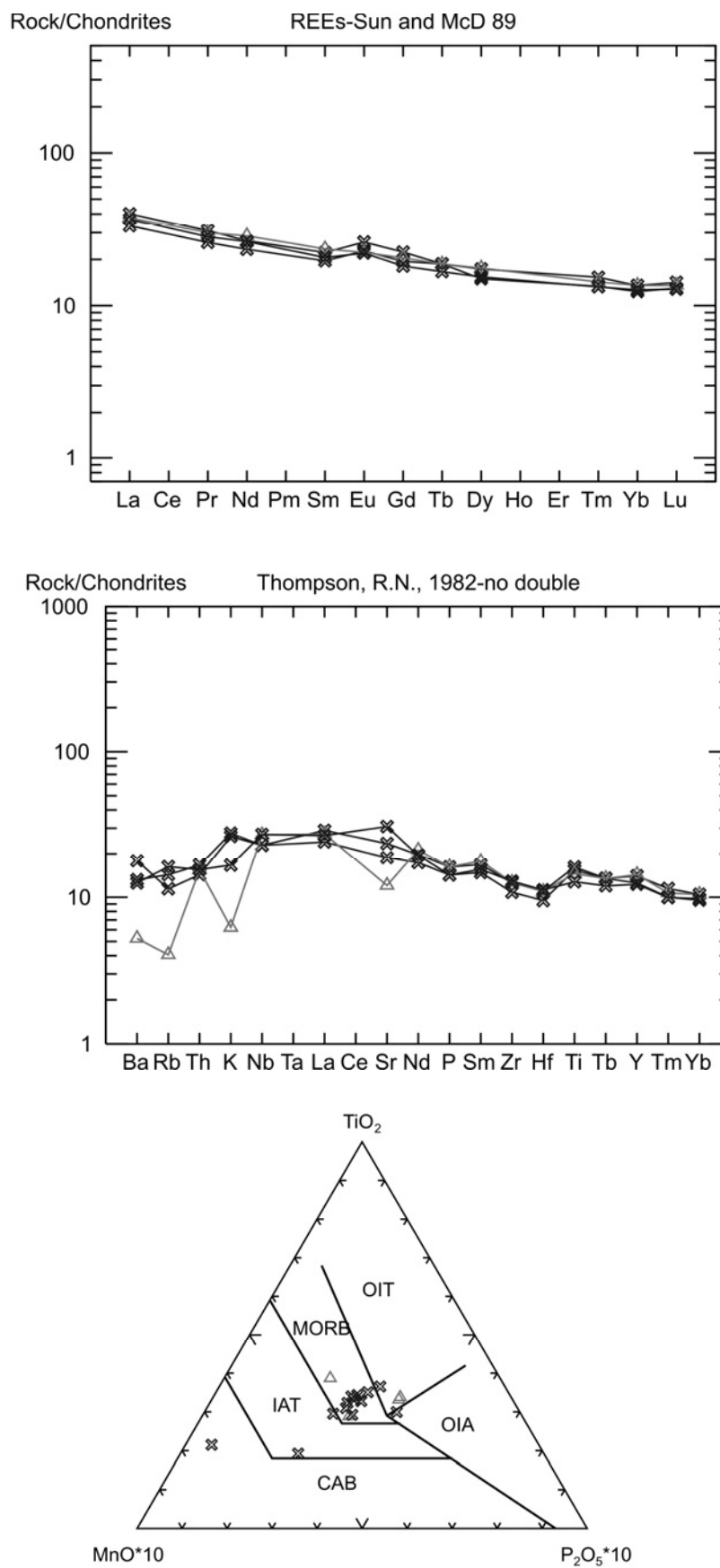


Рис.1. Состав элементов-примесей и РЗЭ в неопротерозойских габбро-дибазах Южного Урала
 Условные обозначения: крестики – составы диабазов Кривой Луки (обр. EQ03-26, EQ03-27 по [Ernst et al., 2006] и обр. KL05-3-1); треугольники – состав диабазов, вскрытых у д. Байназарово, обр. 32-5.



Рис. 2. Зона рассланцевания западного падения на контакте тела диабазов криволукского типа и силурийских сланцев в выемке автотрассы Белорецк – Бурзян к югу от д. Байназарово

Западной Европы. Отражением кадомской складчатости на Южном Урале считаются метаморфиты Белорецкого комплекса, датированные Ar-Ar методом, время ретроградного метаморфизма этих пород соответствует 550 млн. лет [Glasmacher et al., 2001].

Ориентировочная датировка диамиктитов и магматитов основана на Rb/Sr данных, полученных нами в 1986-89 гг. Для криволукского силла по измеренным данным рассчитана эрохрона с возрастом 661 ± 8 млн. лет [Горожанин, 1990]. Для глауконит-содержащих песчаников укской свиты, подстилающей грабеновые осадки, определен изохронный возраст 688 ± 10 млн. лет [Горожанин, Кутявин, 1986]. Rb-Sr изохронный возраст глауконита из песчаников бакеевской свиты, распространенной в западном крыле БМА и являющейся возрастным аналогом тиллит-содержащей кургашлинской свиты, составил 617 ± 12 Ma [Горожанин, Козлов, 1993].

Таким образом, возрастной интервал грабеновых фаций соответствует 688–617 млн. лет, т.е. внутриплитный магматизм, сопровождавший образование грабена и заполнение его диамиктитов, имел место до начала кадомских событий. Полученные данные свидетельствуют о пассивном характере восточной окраины Балтики перед кадомским орогенезом.

Литература

- Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Горожанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале. // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 41-45.
- Горожанин В.М. Геохронология нижнего венда Южного Урала Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд) // Тез. докл. II Всесоюз. совещания «Общие вопросы расчленения докембрия СССР». Уфа, 1990. С. 51-52.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 60-63.
- Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР, сер. геол., 1984. С. 119-124
- Козлов В.И., Горожанин В.М. К вопросу о выделении бакеевской свиты и о возрасте базальных слоев ашинской серии Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: УНЦ РАН, 1993. С. 14-23
- Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2003. Т.44. №1-2. С. 28-39.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с. (Труды / ГИН АН СССР, Вып.377).
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с.
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5 / ИГУНЦ РАН. Уфа, 2006. С. 1-45.
- Glasmacher, U., Bauer, W., Giese, U., P. Reynolds, Kober, P., Puchkov V., Stroink, L., Alekseyev A., Willner A.P. The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia – a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermodynamic evolution. Precambrian Research, 2001, v.110. 185-213.

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НОВЕЙШЕГО ЭТАПА АКТИВИЗАЦИИ ПРИУРАЛЬЯ И ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Горожанин В.М.

Институт геологии УНЦ РАН, gorozhanin@anrb.ru

Восточная часть Русской плиты и складчатая область Южного Урала, по данным А.П. Рождественского [1971], в неотектонический этап проявили себя как единая материковая платформа, новейшим орогенезом создана современная сводово-блоковая и блоковая структура области слабого горообразования. Неотектоническая активизация выразилась в нарушении земной коры по системе разломов с формированием блоков. В платформенной приуральской части это выражено в рафтовом стиле соляной тектоники, где наряду с субмеридиональными разломами «уральского» простирания проявлены субширотные разрывы, связанные с влиянием Альпийско-Гималайского складчатого пояса [Копп, 2005]. По геоморфологическим данным в пределах Уральского складчатого пояса в неотектонический этап сформировался асимметричный ороген – наиболее приподнятой по сравнению со слабоактивизированной центральной «гранитной осью», оказалась западная часть пояса. В ней преобладают субмеридиональные простирания разрывов, присутствуют также и субширотные зоны, но они менее выражены и не являются общепризнанными. Сдвигово-разрывная тектоника неотектонического этапа, образующая ромбовидную сетку разломов на платформе, и субширотные зоны в орогенной части Южного Урала, слабо отражены на геологических картах.

Ниже суммированы известные факты, а также новые данные по минеральным новообразованиям на неотектоническом этапе активизации Южного Урала в пределах западного склона, востока Русской плиты и Приуралья.

Минерализация неотектонического этапа в платформенной части и в Предуральском прогибе. В платформенной части и в Предуральском прогибе неотектонический этап выражен активизацией блоков фундамента по сетке разломов СЗ и СВ простирания, повлиявших на соляной диапиризм. В прибортовой зоне, прилегающей к Предуральскому прогибу с запада, где соли сейчас отсутствуют, по указанной сетке разломов произошло взламывание кунгурской толщи и формирование рафтового (черепитчатого) строения блоков; этот процесс сопровождался переходом ангидрита в гипс. Вдоль разломов образовались зоны вторичных гигантокристаллических гипсов, иногда наблюдается окремнение. В Предуральском прогибе наиболее чутко на активизацию тектонических разломов отреагировала соль, образуя диапиры, сопровождаемые мульдами обрушения. В южной, оренбургской части прогиба, известны проявления отавита (карбоната кадмия), шлиховые ореолы киновари и «самородного свинца», приуроченные к зонам разломов вдоль мульд обрушения [Тищенко, 1968], а также вторичная кварцевая минерализация и зоны окремнения. В подсолевых карбонатных толщах, вскрытых бурением, изредка встречается сфалерит в виде желто-коричневой разновидности (клеофана), обнаруженный В.Н. Пазухиным при растворении проб на конодонты.

В блоках, испытавших подъем, на неотектоническом этапе (рифовые массивы нижней перми в районе г. Стерлитамака), развиты секущие жилы с кальцитом, целестином, родохрозитом. Интересно отметить, что в паре минералов целестин–самородная сера установлено максимально выраженное проявление процесса эпигенетическая сульфат-редукции: в целестине изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ равен 24,8 ‰, а в самородной сере –4,8 ‰ [Горожанин, Мичурин, в печати], что подтверждает оторванность процесса от времени осадконакопления.

Хорошо известные многочисленные проявления медистых песчаников в Предуральском прогибе и западной Башкирии, локализованные в верхнепермских отложениях, вероятно также могут оказаться молодыми, т.к. их распространение в целом совпадает с полосой неотектонических поднятий – Ромашкинско-Шкаповского и Приуральского Общего Сырта, и, по-видимому, контролируется структурой СЗ простирания.

Следует отметить также сведения о наличии в Предуральском прогибе урановых аномалий, приуроченных к современным долинам, т.е. расположенных вдоль достоверных или предполагаемых крупных разрывных нарушений [Никонов, 2006].

Минерализация неотектонического этапа в орогенной части Южного Урала. В орогенной части Южного Урала отчетливо проявлены субмеридиональные разломы и слабее выражены субширотные. Рудопроявлений новейшего этапа пока не известно. Возможно, все же они существуют, но их образование обычно связывают с формированием доуралид (мезо- и неопротерозой) или уралид (поздний палеозой), т.е. активизацией тектонических нарушений уральского, СВ простирания, и отделить новейшую минерализацию от проявлений предыдущего этапа очень сложно, поскольку отмечается унаследование и подновление древних зон разломов. Такая неясная ситуация обусловлена неудовлетворительным картированием разломных зон в сильно задернованной местности Башкирского мегантиклинория. На картах отмечаются, в основном, тектонические нарушения субмеридионального простирания, а субширотные часто оказываются не замеченными. Поскольку в платформенной части и в Предуральском прогибе субширотные зоны фиксируются также четко, как и субмеридиональные, то перспективным представляется трассирование субширотных зон прогиба в орогенную часть, т.к. в неотектонический этап они развивались согласованно.

Мы считаем, что именно с неотектонической активизацией связаны следующие пункты минерализации, как ранее известные, так и новые, обнаруженные нами. На простирании одной из таких субширотных зон, выраженной в рельефе флексурой, отделяющей Охлебининскую структуру от более южных частей Рязано-Охлебининского вала, минерализация неотектонического этапа представлена: окремнением – эпитермальной халцедоновой минерализацией пермских отложений в Иглинском районе, восточнее г.Уфы [Никонов, 2003]; проявлениями бурых железняков (горные выработки XIX века), развитых по сидеритовым конкрециям в алатауской свите нижнего карбона Инзеро-Усольского прогиба. Новый пункт Fe-Mn-Cu минерализации в районе Зильмердакского надвига обнаружен нами совместно с В.В. Наркисовой в 2007 г. вдоль автодороги Уфа-Белорецк (малахитовая минерализация проявлена в кливажных трещинах субширотного простирания). В центральной и восточной частях Башкирского мегантиклинория с этой субширотной зоной, возможно, связаны гидротермальные проявления в корях выветривания Зигазино-Комаровского железорудного района [Кочергин, 2003], и кальцит-флюоритовые прожилки в силурийских доломитах, обнаруженные в районе д. Серменево.

Приведенные выше факты указывают на то, что активизация неотектонического этапа сопровождалась низкотемпературной гидротермальной деятельностью, следы которой можно наблюдать по сети разломов субширотного и субмеридионального простирания. Субширотная зональность отмечается в распространении многих геологических комплексов в пределах Западного Урала и Приуралья. Эта зональность может быть связана с унаследованным развитием неотектонических структур от раннерифейского этапа заложения основных разломов – стадии заложения субширотных рифейских авлакогенов на восточной окраине Русской платформы, и, возможно, распространена значительно шире, чем это сейчас принимается.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы №4 ОНЗ РАН.

Литература

- Горожанин В.М., Мичурин С.В. Изотопный состав серы в пермских сульфатах востока Русской плиты (в печати).
- Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы / Тр. ГИН РАН, вып. 552. М.:Наука, 2005. 340 с.
- Кочергин А.В. Типы пигментных руд и стадийность рудообразования на месторождениях Зигазино-Комаровского железорудного района // Проблемы региональной геологии, нефтеносности, металлогении и гидрогеологии республики Башкортостан. Мат-лы V Республик. геологич. конфер. 2003. Т. 2. С. 133-134.
- Никонов В.Н. Перспективы обнаружения месторождений благородных металлов в платформенном чехле нефтеносных районов Республики Башкортостан и прилегающей части Башкирского Урала // Проблемы региональ-

ной геологии, нефтеносности, металлогении и гидрогеологии республики Башкортостан. Мат-лы V Республик. геологич. конфер. 2003. Т. 2. С. 74-80.

Никонов В.Н. Перспективы ураноносности краевой зоны складчатости и Предуральского прогиба в пределах Башкортостана // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана / Мат-лы VI Межрег. научно-практич. конфер. Уфа, март 2006 года. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 145-147.

Рождественский А.П. Новейшая тектоника и развитие рельефа южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 285 с.

Тищенко В.А. Новые данные о проявлении гидротермальных процессов в южной части западного склона Ю.Урала // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 3. Ч. 4. Саратов: СГУ, 1968. С. 135-145.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЖИЛЬНОМ КВАРЦЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Грановская Н.В., Кобзарева Ж.С.

Южный федеральный университет, grannv@mail.ru

Золоторудные объекты, приуроченные к рифейским карбонатно-терригенным отложениям Башкирского антиклинория, характеризуются широким развитием кварцево-жильных систем. Предметом исследований являлся жильный кварц месторождений Горный Прииск, Улюк-Бар, Калашникова жила, рудопроявлений Багряшка, Рамеева жила, Кургашля, Лиственный, Ишлинское. Выделено три основных разновидности кварца, различающиеся по термобарогеохимическим признакам (табл.).

Таблица

Термобарогеохимическая характеристика жильного кварца

Термобарогеохимические признаки	Молочно-белый сливной кварц альпийских жил	Рассланцованный кварц, серый, голубой из зон глубинных разломов	Золоторудный кварц, брекчированный, кавернозный, ожелезненный, малосульфидный
Форма и размер первичных включений	Призматическая, негативных кристаллов, изометричная. 2 - 8 мкм	Удлиненная, палочковидная, клиновидная. Менее 3 мк, единичные – до 5 -10 мкм	Неправильная, серповидная, овальная, каплевидная. 1 - 4 мкм и менее
Агрегатно-фазовый состав	Газово-водные (газ–10-12%); метаколлоидные, редко углекислотно-водные, твердо-газово-жидкие с кристаллами солей	Газово-водные, (газ–8-10%); метаколлоидные, углекислотно-водные, углеводородные	Газово-водные, (газ–10-15%); твердо-газово-жидкие с кристаллами солей, углекислотно-водные, углеводородные, метаколлоидные
Температура гомогенизации	175-220°C	180-235°C	180-290°C
Декрептометрическая характеристика	Одномодальная декрептограмма в интервале 200-460°C; флюидонасыщенность – 200-600 усл. ед.	Двумодальная декрептограмма в интервале 100-240°C; 300-500 °C; флюидонасыщенность – менее 100 усл. ед.	Одномодальная декрептограмма в интервале 130-330°C. Двумодальная декрептограмма в интервале 130-330 и 300-430°C; флюидонасыщенность – 1560-5660 усл. ед.
Состав газов включений (по данным хроматографического анализа)	H ₂ O – 78-93% CO ₂ – 5-22% Σ N ₂ , CH ₄ – 1-2%	H ₂ O – 80-90% CO ₂ – 8-19% Σ N ₂ , CH ₄ , H ₂ S – 1-2%	H ₂ O – 74-87% CO ₂ – 3-18% Σ CH ₄ , H ₂ S – 4-6% N ₂ – 4-5%

На рисунке показаны типичные флюидные включения в изученных образцах кварца.

Молочно-белый сливной кварц в жилах альпийского типа наиболее распространен во всех стратиграфических подразделениях рифея и пространственно не связан с магматическими телами. Этот кварц характерен для жил в песчаниках, алевролитах, черных глинистых сланцах, окварцованных доломитах нижнего и среднего рифея. Присутствие большого количества кварца альпийских жил является благоприятным, но недостаточным признаком локализации золота. Для данной разновидности кварца характерны хорошо ограненные формы вакуолей в виде негативных кристаллов с газово-жидким наполнением (рис., А). Редкие углекислотно-водные включения встречаются в кварце из жил, локализованных в углеродистых разностях пород (рис., Г).

Метаморфизованный кварц – рассланцованный и катаклазированный наблюдался преимущественно среди нижнерифейских отложений. Он тяготеет к региональным зонам крупных разломов и является маркером участков максимальной тектоно-термальной проработки рифейских толщ. Для него характерны серовато-белые, голубые оттенки цвета, серицитизация по субпараллельным трещинам и полосы катаклаза, создающие сланцеватую текстуру. Интенсивное развитие жил с метаморфизованным кварцем, как и первой разновидности альпийского типа, также благоприятно, но недостаточно для обнаружения локальных скоплений золота. Первичные включения в образцах кварца этого типа диагностируются с трудом. Они обычно представлены редкими мелкими разностями (менее 3 мкм), единичными до 5 – 10 мкм. Преобладают удлиненные, клиновидные формы (рис., Д).

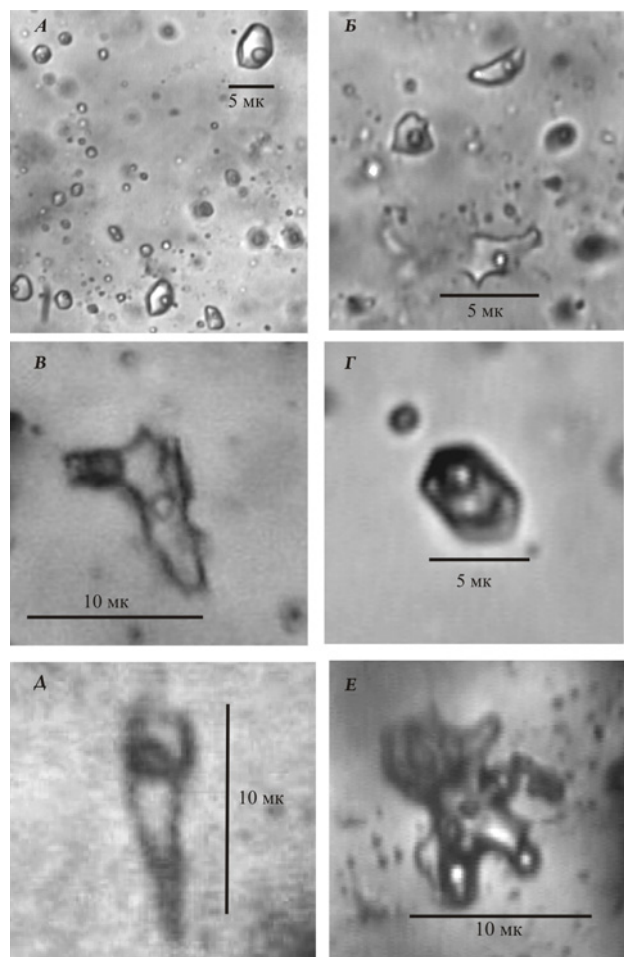


Рис. Флюидные включения в жильном кварце золоторудных проявлений Башкирского антиклинория

Брекчированный, кавернозный кварц с гидроокислами железа, тонкой вкрапленностью сульфидов относится к кварцево-жильным системам, сопровождающим месторождения золота. Кварцевые жилы могут непосредственно вмещать золотое оруденение или повышенные содержания золота фиксируются в околожильном пространстве. Такой кварц присутствует на всех золоторудных объектах Авзяно-Белорецкого района. Он характеризуется окраской в коричнево-желтых тонах и ассоциацией с гидроокислами железа, тонко вкрапленным пиритом, реже пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом.

Первичные газово-жидкие включения в образцах рудного кварца характеризуются мелкими размерами (не превышающими 1 – 4 мкм). Среди них преобладают полуограненные неправильные, каплевидные, овальные, серповидные разности (рис., Б). Часто присутствуют углекислотно-водные и углеводородные разности включений, размеры которых иногда достигают 5 – 10 мкм. Углекислота может занимать до 40% видимого объема вакуолей. В некоторых образцах кварца фиксируются аномальные углеводородные включения разлапистого облика с несколькими

ми газовыми пузырьками и температурой гомогенизации 215°C (рис., Е). Такие кварцы характерны для месторождения Улюк-Бар, рудопроявления Лиственный. Все они относятся к жилам и прожилкам в углеродистых глинистых сланцах нижнего рифея.

В кварце из прожилков в карбонатно-терригенных породах суранской свиты нижнего рифея часто наблюдаются газово-жидкие включения с кристаллами солей (рис., В). Вероятная концентрация солевых растворов в эквиваленте NaCl может достигать 30%. Температуры гомогенизации таких включений варьируют от 175 до 188°C. В образцах из месторождения Улюк-Бар фиксировались включения с кристаллами галита или сильвина (скв.19, глубина 53 м), концентрация их в эквиваленте NaCl достигает 50%. Твердая фаза составляет до 50% от общего объема вакуоли. Температуры полной гомогенизации таких включений – 360-380°C.

Для всех изученных кварцев характерны метаколлоидные включения, свидетельствующие о специфических условиях гидротермального процесса.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Все разновидности жильного кварца образуются в среднетемпературных условиях, в общем соответствующих температурам катагенеза и локального метагенеза рифейских толщ Башкирского антиклинория. Температуры гомогенизации газово-жидких включений находятся в зависимости от стратиграфического положения вмещающих толщ – чем древнее свита, тем выше температура, а также аномально возрастают в узких зонах метагенеза, независимо от стратиграфического уровня.

2. Состав включений часто связан с литологией вмещающих пород (включения с минералами солей более характерны для кварца из доломитов, а углекислотно-водные и углеводородные включения – для кварца из углеродистых алевролитов и глинистых сланцев).

3. Флюидные включения позволяют надежно типизировать жильный кварц по генезису и отношению к рудному процессу.

4. Рудный кварц характеризуется максимальным количеством и разнообразием флюидных включений, относительно более высокими температурами гомогенизации.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ, МАГНИТНЫЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СИДЕРИТАХ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ДАВЛЕНИЯ

Данукалов К.Н.
ИГ УНЦ РАН

Изучение минералов и горных пород, претерпевающих аномально большие изменения электрических и магнитных параметров при воздействии высоких давлений, причина которых до настоящего времени не установлена, является относительно новой и весьма интересной отраслью магнетизма горных пород. Такие исследования позволяют уточнить некоторые закономерности превращений природных минералов, обладающих атомным магнитным порядком.

В работе [Пархоменко, Мкртчян, 1975] сообщалось о сильном увеличении электропроводности сидерита (FeCO_3) при первом нагружении, т.е. первом цикле увеличения давления, в интервале температур от 160 до 250°C. При этом природа эффекта не была выявлена. Кроме того, результат был получен попутно при изучении других процессов и всего на нескольких образцах сидеритов Бакальского месторождения.

Цель настоящей работы – изучение закономерностей аномального изменения электросопротивления сидеритов при первом цикле повышения давления и установление физической природы этого явления. Объектами исследования служили сидериты из месторождений Южного Урала (Бакальского, Саткинского), Казахстана (Каражальского) и Украины (Лебедин-

ского), существенно различающиеся по химическому составу, структуре и условиям образования. Каражальские сидериты крупнокристаллические и практически без примесей (менее 0,1 % гематита и гидроокислов железа), бакальские – мономинеральные агрегаты крупных кристаллов с 8 % магния в твердом растворе, саткинские – ассоциируют с кальцитом и магнетитом. Образцы Лебединского месторождения тонкозернистые со значительной примесью гематита. Температурные превращения сидеритов Каражальского и Бакальского месторождений при атмосферном давлении ранее детально изучены магнитными методами и методами Мессбауэровской спектроскопии [Багин и др., 1971; Багин и др., 1974].

Измерения электросопротивления осуществлялись на постоянном токе в твердофазной установке типа цилиндр – поршень с внешним обогревом по методике, разработанной Э.И. Пархоменко [Пархоменко, Бондаренко, 1972]. Для удаления свободной влаги образцы предварительно прогревались до 100°C и выдерживались при этой температуре в течение 1 – 1,5 ч., пока не устанавливалось постоянное значение электросопротивления. Магнитные измерения были выполнены на стандартной магнитометрической аппаратуре.

Для всех 24 образцов, представляющих указанную коллекцию, при первом нагружении до давлений 1,5 ГПа было установлено интенсивное увеличение электропроводности (рис. 1), продолжающееся и в процессе снятия давления. Эффекту аномального уменьшения сопротивления соответствуют температуры значительно меньшие температур начала диссоциации сидерита при атмосферном давлении. Ввиду различия значений последних у сидеритов разного типа, эффект проявляется в интервале 20–250°C. Амплитуда изменения сопротивления зависит от температуры опыта и петрохимических особенностей сидеритов (рис. 1). Например, для бакальских сидеритов значения удельного электросопротивления находятся в пределах от 10^8 до 5×10^3 Ом·м, а суммарные изменения составляют 1,3–4,5 порядков величины. Оптимальные температуры эффекта (при которых изменения электропроводности наибольшие) лежат в интервале 50–150°C. Для каражальских образцов эти изменения составляют от 10^7 до 4×10^4 Ом·м и колеблются в пределах 1,8–2,6 порядков. Оптимальная температура эффекта здесь четко не выделена. Подобные явления наблюдаются и у двух других изученных типов сидеритов.

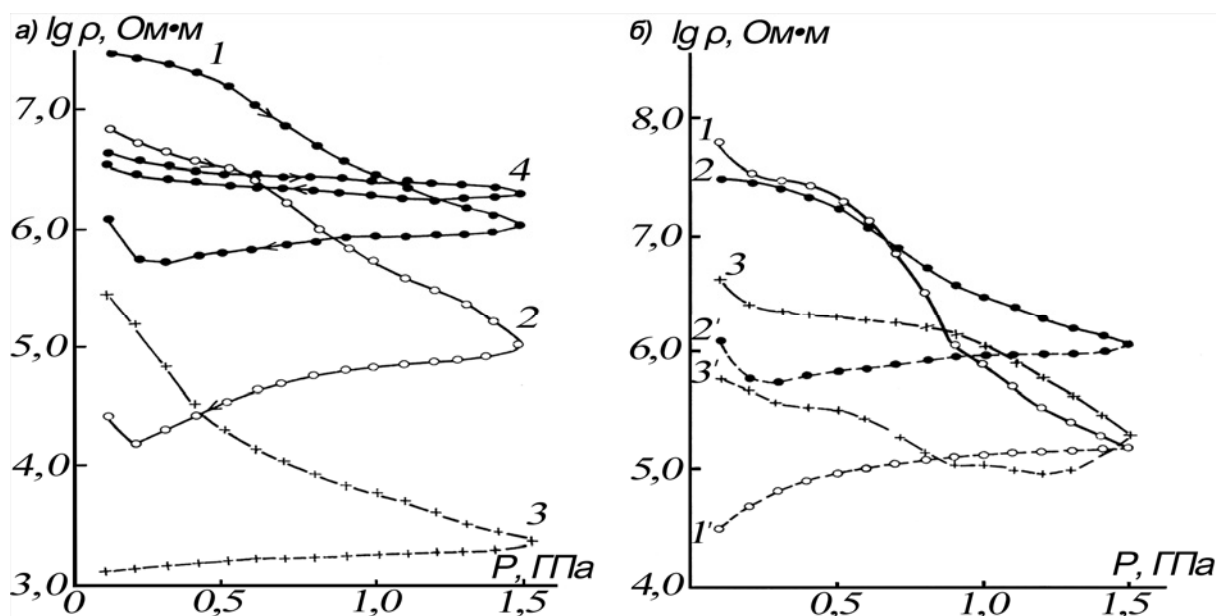


Рис. 1. а) Характерный пример зависимостей электросопротивления каражальских сидеритов от давления: 1 – №9, 100 °С; 2 – №7, 150 °С; 3 – №13, 200 °С; 4 – №9, 125 °С (1, 2, 3 – первое, 4 – повторное нагружение); **б) Влияние петрохимических особенностей на ход изотерм электросопротивления сидеритов при 100 °С:** 1-1' – бакальский №6, 2-2' – каражальский №9, 3-3' – лебединский №2. Сплошная линия – прямой, штриховая – обратный ход.

Выдержка образцов после первого нагружения при фиксированной температуре опыта и давлении 0,1 ГПа приводит к значительному увеличению сопротивления, которое однако не достигает первоначального значения. При этом скорость и амплитуда релаксации сопротивления также зависит от температуры выдержки и типа сидерита (рис. 2, а): чем выше температура, тем быстрее протекает процесс релаксации. Особенно четко это проявляется у бакальского сидерита, температура диссоциации которого выше, чем у других.

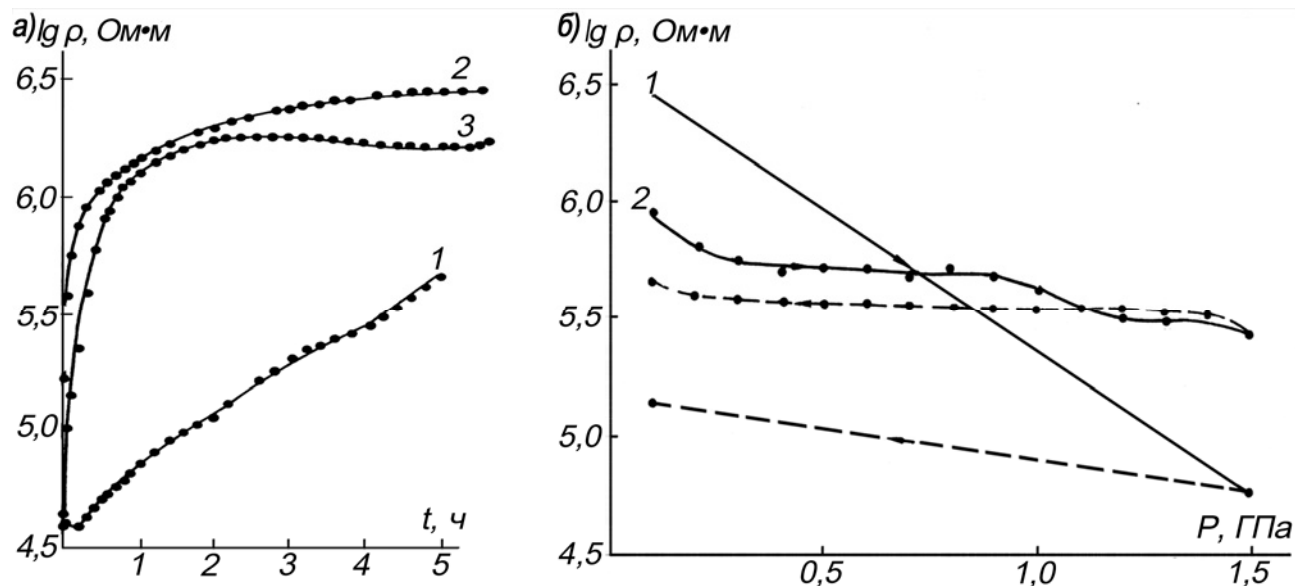


Рис. 2. а) Типичные кривые релаксации электросопротивления сидеритов после первого цикла повышения-снятия давления при давлении 0,1 ГПа:

1 и 2 – бакальские №13, 50 °С и №14, 200 °С; 3 – каражальский №12, 150 °С;

б) Влияние скорости повышения давления на величину изменения электросопротивления для лебединских сидеритов:

1 – №5, 100 °С, продолжительность опыта 1 мин.; 2 – №6, 100 °С, продолжительность опыта 60 мин.

Повторные нагружения до давлений, не превышающих максимальных величин первого нагружения, в отмеченном интервале температур не вызывают существенных изменений электропроводности. Последовательные циклы нагружения с возрастающими значениями предельных нагрузок при температуре 50°С приводят к дальнейшим изменениям сопротивления. Суммарное уменьшение электросопротивления в этом случае несколько ниже, чем при однократном нагружении до тех же величин давления. Следует отметить, что на амплитуду изменения сопротивления сильно влияет скорость повышения и снятия давления (рис. 2, б). При медленном нагружении суммарное увеличение электропроводности меньше, чем при быстром. Это, вероятно, связано с частичной релаксацией сопротивления в процессе эксперимента.

По мнению автора аномальное изменение электросопротивления сидеритов при первом нагружении может быть обусловлено двумя причинами: образованием токопроводящих каналов вследствие выделения влаги из закрытых пор при растрескивании образца или возникновением низкоомных магнитных окислов железа при механохимической реакции диссоциации сидерита по поверхности новообразованных трещин. Механохимические изменения карбонатов описаны в работе [Juhasz, 1982].

Для уточнения механизма изучаемого явления были поставлены дополнительные исследования. С целью ограничения выхода влаги из образца последний помещался во фторопластовое (вместо пиррофиллитового) кольцо. В этом случае качественных изменений в поведении сопротивления не наблюдалось, т.е. интенсивное увеличение электропроводности при

первом нагружении имело место. В условиях же, близких к гидростатическим, когда образец помещался в закрытую фторопластовую камеру, чем практически исключался процесс трещинообразования, уменьшение сопротивления было незначительным. Это указывает на связь аномального роста электропроводности сидеритов под действием давления с трещинообразованием, которое само по себе еще не обеспечивает возникновение рассматриваемого эффекта. Так, в кальците и магнезите во время диссоциации не образуется высокопроводящих фаз и при нагружениях до 2 ГПа не наблюдается аномальных изменений сопротивления, хотя образцы и растрескиваются. Таким образом, предположение о механизме изучаемого эффекта за счет выделения воды не подтверждается проведенными экспериментами.

Сопоставление магнитных свойств сидеритов до и после опытов (табл.) показало сильное увеличение остаточной намагниченности насыщения (I_{rs}) в 1,5 – 100 раз и уменьшение величины разрушающего поля насыщения (H_{cr}) после первого нагружения. Это свидетельствует о новообразовании относительно магнитомягких минералов.

Таблица

Сравнение магнитных свойств сидеритов после первого нагружения с магнитными свойствами исходных образцов

Номер образца	Условия опыта		$I_{rs}, 10^{-3} \text{ А} \times \text{м}^2/\text{кг}$		$H_{cr}, 10^3 \text{ А/м}$		χ , усл.ед	
	температура, °С	давление, ГПа	до	после	до	после	до	после
			опыта		опыта		опыта	
К № 10	125	1,5	0,236	0,390	892,9	628,7	132	129
К № 12	150	1,5	0,611	1,20	897,7	527,6	108	114
К № 13	200	1,5	0,195	21,8	761,6	25,5	103	232
Б № 16	50	1,5	0,011	0,092	45,4	31,8	47	46
Б № 13	50	1,5	0,009	0,169	24,7	20,4	94	47
Б № 12	125	1,6	0,016	0,950	29,2	26,0	84	47

Примечание. К и Б – Каражельское и Бакальское месторождения.

Величины изменения I_{rs} и H_{cr} зависят от состава ферромагнитной примеси в исходном образце и от температуры опыта. Особенно сильно параметры насыщения изменяются у каражельских сидеритов, которые в исходном состоянии содержат магнитожесткую примесь с H_{cr} порядка 800000 А/м (гематит или гидроокислы железа), а новообразованный продукт является магнитомягким (H_{cr} в пределах 15000–30000 А/м). Согласно [Багин и др., 1971], при диссоциации каражельского сидерита образуется маггемит. Состав исходной магнитной примеси в бакальских сидеритах установить не удалось из-за очень малого ее количества. Продуктом диссоциации бакальских сидеритов является магномагнетит [Багин и др., 1974].

Магнитная восприимчивость (χ) сидеритов в экспериментах при высоких давлениях ведет себя сложным образом. Более низкие значения χ образцов сидерита после опытов при температурах не выше 125°С по сравнению с исходными (табл.), по-видимому, связаны с измельчением магнитных минералов-примесей, приводящим к уменьшению χ . Количество новообразованной фазы при этих температурах еще недостаточно для общего роста χ . При температурах же 150–200°С магнитная восприимчивость заметно возрастает. В данном случае увеличение χ за счет образования новой магнитной фазы преобладает над уменьшением χ в результате структурных изменений исходной ферромагнитной примеси.

Специальные опыты по измельчению сидеритов в яшмовой ступке при комнатной температуре показали, что это приводит к значительному уменьшению магнитной восприимчивости. В дальнейшем отмечается асимптотический рост магнитной восприимчивости измельченных сидеритов, причем наиболее интенсивное возрастание χ происходит в первые 1–3 часа после измельчения (рис. 3). Вероятно, последнее связано с окислением первичных продуктов механохимической реакции диссоциации сидеритов до ферримагнитных окислов: маггемита, магнетита, магномагнетита и ростом зерен последних.

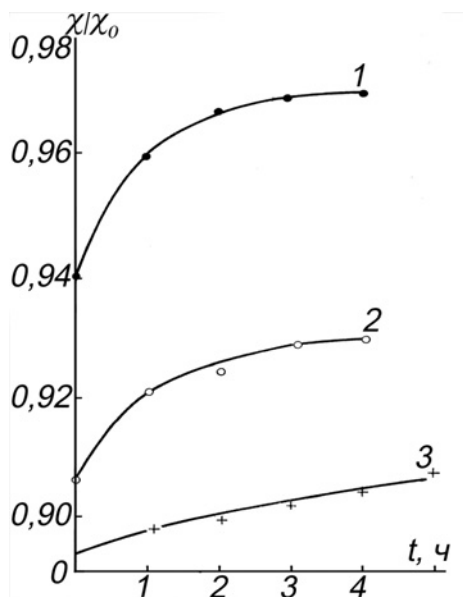


Рис. 3. Зависимость отношения χ/χ_0 сидеритов от времени выдержки после измельчения (χ_0 и χ – магнитная восприимчивость образца до и после измельчения):
 1 – бакальский; 2 – каражальский; 3 – саткинский. Каждая кривая – средняя для четырех образцов.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы. Обнаруженный ранее эффект аномально сильного уменьшения электросопротивления бакальских сидеритов при первом цикле повышения квазигидростатического давления и температурах значительно ниже температур начала процесса диссоциации является характерным для всех сидеритов. Установлено, что наблюдаемое явление сопровождается существенными необратимыми изменениями магнитных характеристик. Анализ поведения электрических и маг-

нитных параметров сидеритов под действием высоких давлений позволяет утверждать, что эффект аномального увеличения электропроводности при первом нагружении связан с механохимической реакцией диссоциации минерала по поверхности новообразованных трещин. Продуктами реакции являются проводящие магнитные окислы железа.

Механохимические изменения в природных ферро- и ферримангнетиках требуют дальнейшего изучения, т.к. это будет способствовать уточнению механизма их превращений в течение «геологической жизни».

Литература

- Пархоменко Э.И., Мкртчян С.А. Исследование процесса декарбонизации сидерита, магнезита и арагонита методом электросопротивления при высоких давлениях // Геохимия. 1975. № 6. С. 829–834.
 Багин В.И., Гендлер Т.С., Кузьмин Р.Н., Рыбак Р.С. Исследование магнитных свойств и эффекта Мессбауэра при температурных превращениях сидерита // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 11. С. 71–84.
 Багин В.И., Гендлер Т.С., Рыбак Р.С., Кузьмин Р.Н. Температурные превращения природного твердого раствора $(\text{Fe,Mg})\text{CO}_3$ // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 6. С. 73–84.
 Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1972. 279 с.
 Juhasz A.Z. Mechanochemical reaction of carbonate minerals // Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 1982. V. 25. № 3/4. P. 247–270.

ВКЛЮЧЕНИЯ ОСМИЯ В ЗОЛОТЫХ ИЗДЕЛИЯХ ИЗ КИЧИГИНСКИХ КУРГАНОВ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Зайков В. В. , Таиров А. Д.* , Котляров В.А., Зайкова Е. В.

*ИМин УрО РАН, zaykov@mineralogy.ru; *ЮУрГУ, tairov55@mail.ru*

Приведены данные о включениях осмия в золотых изделиях из могильника Кичигино I [Таиров и др., 2008]. Материал для исследований взят из золотого браслета (курган № 3) и из золотой фольги обкладки деревянного сосуда (курган № 5). Частишки золота размером 1–2 мм включались в шашку диаметром 2 см с последующим углеродным напылением. После

изучения металла оптическими методами (микроскопы Axiolab и Olympus) выбирались места для микрозондового анализа с диаметром пучка 1–3 микрона. Определение состава металла проводилось с помощью электронных микроскопов РЭММА–202М (оператор В.А. Котляров), JSM-6460LV (оператор О.В. Самойлова) и JEOL-733 (оператор Е.И. Чурин).

Важным результатом работ явилось обнаружение минералов группы осмия, что дает возможность оценить вероятные источники золота. Минерал соответствует естественным сплавам осмия, иридия, рутения [Harris, Kabri, 1991].

Характеристика захоронений. Могильник Кичигино I находится на левом берегу Южноуральского водохранилища в 1,5 км к западу от одноименного села Челябинской области. Он состоит из 12 курганов, вытянутых цепочкой вдоль склона возвышенности. Диаметр грунтовых насыпей колеблется от 14 до 35 м при высоте 0,1–1,5 м. Условно все курганы могут быть поделены на две группы – западную, занимающую наиболее возвышенную часть площадки и состоящую, в основном, из крупных курганов (№№ 3, 4, 5, 8, 9) и восточную – курганы №№ 1, 2, 7, 10.

В 2007 году исследован курган № 3, входящий в западную группу. Диаметр его земляной насыпи составлял 30 м, высота насыпи над современной поверхностью не превышала 0,5 м. На распаханной вершине насыпи отмечались пятна прокала интенсивно красного цвета. В центре подкурганной площадки выявлены остатки сгоревшей многоугольной деревянной конструкции. Особенно интересным оказалось захоронение женщины в могильной яме № 5. Рукава и верх ее платья были расшиты мелким бисером, а обшлаг правого рукава листочками золотой фольги с тисненными изображениями животных. Запястья рук украшали браслеты в 1,5 оборота, бронзовые с обкладкой золотым листом. На шее женщины находилась гривна с зооморфными окончаниями в виде лежащих хищников. Основу ее составляет гладкое полукольцо, изготовленное путем обкладки бронзовой проволоки золотым листом (проба № 5).

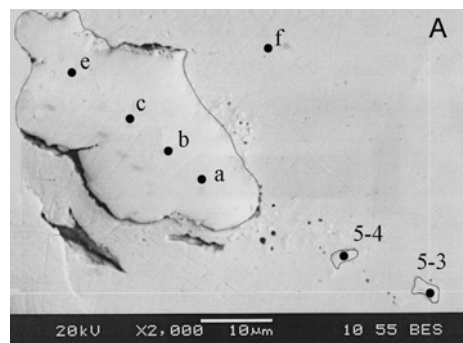
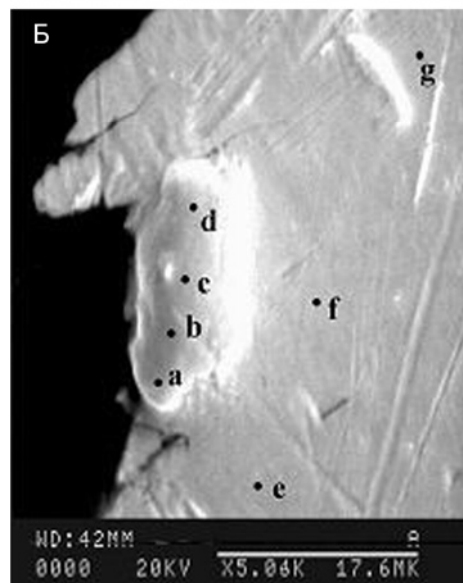


Рис. 1. Морфология зерен осмия из Кичигинских курганов, изображения во вторичных электронах

А – курган № 3, проба № 5 (микроскоп JSM-6460LV, оператор О. В. Самойлова); Б – курган № 5, проба 7к (микроскоп РЭММА 202М, оператор В.А. Котляров). Черные кружки – точки анализов.



В 2008 году был исследован курган № 5, который является самым крупным в западной группе. Диаметр его насыпи 35 м, при высоте 1,5 м. Раскопки показали, что первоначально земляная конструкция кургана была покрыта «панцирем» из 1–3 слоев камня средних и крупных размеров. В центре подкурганной площадки находилась погребальная камера с захоронением мужчины. Слева от него был расположен горит, украшенный по краю пятью рельефными золотыми бляшками в виде лежащего хищника из породы кошачьих. На груди погребенного найдена рельефная золотая бляшка, аналогичная бляшкам горита, но чуть более крупная. Головной убор мужчины был украшен двумя золотыми ажурными пластинами со сложным орнаментом. В северо-восточном углу погребальной камеры находились остатки деревянного сосуда, украшенного тремя золотыми овальными обкладками (проба № 7к), крепившимися к нему с помощью золотых гвоздиков.

По конструкции погребения и характеру инвентаря курганы относятся к сакским захоронениям второй половины VII в. до н. э. [Таиров и др., 2008].

Состав включений. Исследованные золотые изделия представлены золотой фольгой, покрывающей браслет и деревянный сосуд. Состав золота обоих предметов близок (мас. %): Au 71,20 – 73,76; Ag 21,96 – 24,83; Cu 3,15 – 4,84.

В фольге, покрывающей браслет, В. В. Зайковым установлено три включения минералов группы осмия (рис. 1). Первое размером 45×20 мкм имеет состав (мас. %): Os 48,14–51,51; Ir 34,89–37,63; Ru 13,07–14,42. Два примыкающих зерна очень малы: 3–5 мкм и содержат больше иридия и рутения, чем осмия (табл.). Четвертое зерно выявлено в фольге, наложенной на деревянное изделие. Размеры его 5×20 мкм, состав (масс. %): Os 43,30–50,58; Ir 11,19–12,37; Ru 36,64–44,98.

Таблица

Результаты анализа минералов осмия и вмещающего золота из Кичигинских курганов

№ кургана/ № проб	№ зерна, матрица	№ анализа	Содержание (мас. %)						Сумма
			Os	Ir	Ru	Au	Ag	Cu	
3/5	1	15194a	51.51	35.15	13.07	-	-	-	99.73
		15194b	48.33	36.94	14.35	-	-	-	99.62
		15194c	50.49	34.89	14.42	-	-	-	99.8
		15194e	48.14	37.63	13.84	-	-	-	99.61
		Среднее	49.62	36.82	14.02	-	-	-	100.45
	2	5-3	1.48	78.43	12.47	-	-	-	100.00
	3	5-4	13.79	22.06	36.15	-	-	-	99.99
	Золотая матрица	МЯ-5-бр-5-1	-	-	-	72.38	24.35	3.19	99.92
		МЯ-5-бр-5-2	-	-	-	71.98	23.01	4.84	99.83
		МЯ-5-бр-5-3	-	-	-	73.41	22.22	4.28	99.91
		МЯ-5-бр-5-4	-	-	-	72.86	22.69	4.40	99.95
		МЯ-5-бр-5-5	-	-	-	71.69	25.15	3.15	99.99
		МЯ-5-бр-5-6	-	-	-	73.76	21.96	3.86	99.58
		Среднее	-	-	-	72.68	23.23	3.95	99.86
5/7k	4	15286a	50.58	12.37	36.67	-	-	-	99.62
		15286b	47.67	12.12	39.64	-	-	-	99.43
		15286c	43.37	11.58	44.82	-	-	-	99.77
		15286d	43.30	11.19	44.98	-	-	-	99.47
		Среднее	46.23	11.82	41.53	-	-	-	99.57
	Золотая матрица	15286e	-	-	-	71.81	24.38	3.61	99.8
		15286f	-	-	-	71.76	24.03	3.57	99.36
		15286g	-	-	-	71.20	24.83	3.53	99.56
		5-2	-	-	-	71.31	24.24	4.45	100.00
		Среднее	-	-	-	71.52	24.37	3.79	99.68

Примечание. 1. Анализы выполнены на электронных микроскопах: РЭММА-202М (анализы 15194а-е и 15286а-г, оператор В.А.Котляров); JSM-6460LV (анализы 5-3, 5-4, оператор О.В.Самойлова) и микрозонде JEOL-733 (анализы МЯ-5, 5-2, оператор Е.И.Чурин). Коллекция А.Д.Таирова. 2. Кристаллохимические формулы: зерно № 1: $\text{Os}_{0,44}\text{Ir}_{0,32}\text{Ru}_{0,24}$; зерно № 2: $\text{Ir}_{0,76}\text{Ru}_{0,23}\text{Os}_{0,01}$; зерно № 3: $\text{Ru}_{0,66}\text{Ir}_{0,21}\text{Os}_{0,13}$; зерно № 4: $\text{Ru}_{0,57}\text{Os}_{0,34}\text{Ir}_{0,09}$.

Сравнение состава включений показывает, что они очень разнородны (рис. 2). Только в зерне № 1 преобладает осмий (если сравнивать атомные количества) и его можно назвать осмием иридитым [Кобяшев, Никандров, 2007]. Зерно № 2 характеризуется резким преобладанием иридия и минимальным содержанием осмия, оно относится к иридию рутенистому. В зернах №№ 3 и 4 преобладает рутений, в первом случае это рутений иридитый, во втором – рутений осмистый (см. табл.).

Источники металла. Оценим вероятные источники золота, из которых были выполнены изделия Кичигинского кургана. На диаграмме полей (см. рис. 2) четко видно, что поле IV, свойственное кичигинскому осмию в совокупности с находками в курганах Южного Урала –

Филипповском и Степном [Юминов и др., 2008], частично совпадает с полями уральских россыпей [Минералогия Урала..., 1990]. Последние вмещают многочисленные тела пород ультраосновного состава, с которыми связаны эти минералы. Выделяется два крупных разлома: Уральский и Восточно-Уральский [Сазонов и др., 2001]. Вероятным источником металла могли служить россыпи из Восточно-Уральского разлома, к которому приурочены ближайшие россыпи Кочкарского района. Более точно указать места добычи золота, из которого получены уникальные изделия Кичигинских курганов, пока невозможно.

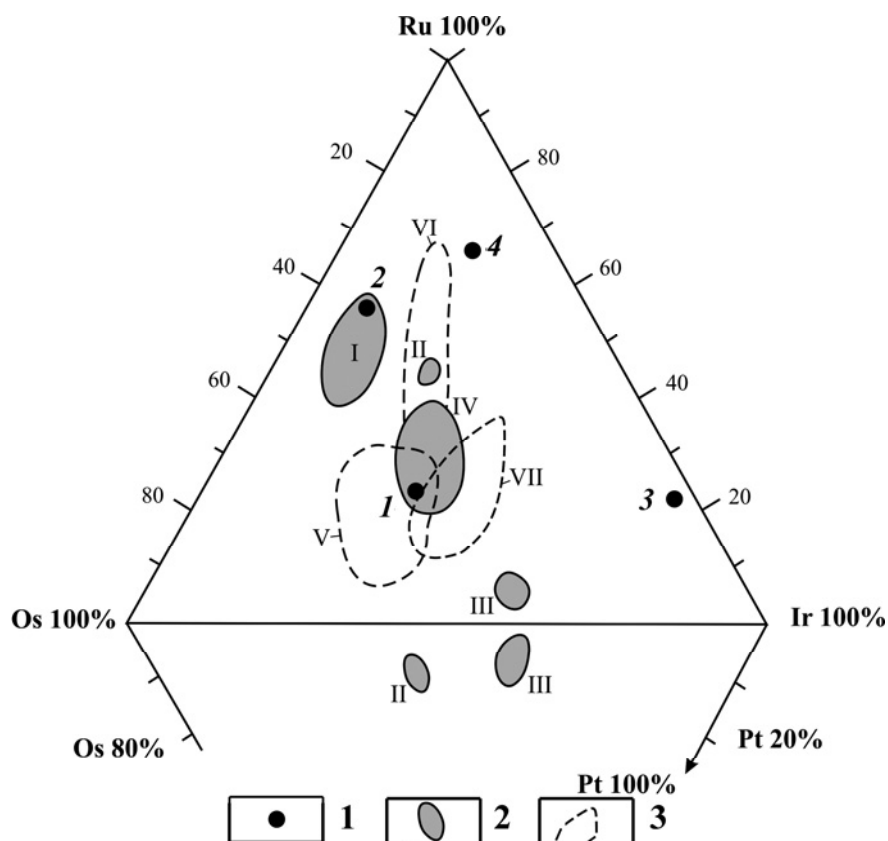


Рис. 2. Тройная диаграмма полей составов минералов осмия в золотых изделиях из курганов Южного Приуралья и Восточного Зауралья

1 – фигуративные точки составов осмия из Кичигинского кургана (цифры – №№ зерен); 2 – поля составов осмия из золотых изделий курганов и поселений; 3 – поля составов осмия из россыпей Урала. Цифрами обозначены номера полей: I, II, III – курган Филипповский; IV – курган Филипповский и поселение Уфа-II; V – Южный Урал (Учалинский район, коллекция В. Кадикова); VI – Полярный Урал и VII – Средний Урал [Минералогия Урала, 1990].

Путь к определению источников золота очень трудоемкий и требует сравнения платиноидов из россыпей и коренных местонахождений путем детального минералогического и изотопного исследования минералов. Высказано предположение [Минералогия Урала ..., 1990], что в направлении с севера на юг в россыпях Урала происходит уменьшение содержаний рутения. Учитывая важность проблемы для металлогении и археологии, целесообразно организовать специальную программу изучения возможных источников благородных металлов для золотых изделий из курганов Южного Урала и вообще скифского мира.

Можно предложить следующие пути решения поставленного вопроса: 1) анализ золотых и серебряных изделий из музейных экспозиций неразрушающими методами с применением портативной аппаратуры и электрохимических процессов; 2) анализ имеющихся в распоряжении археологов прежних и новых находок золота и серебра лазерным методом LA–

ISP–MS, позволяющим выделить маркирующие микроэлементы для определения типов разрабатывавшихся в древности месторождений; 3) проведение изотопных анализов золотых изделий и минералов из предполагаемых коренных источников свинцово-урановым и рений-осмиевым методами; 4) исследование распространения и состава минералов группы осмия в россыпных и коренных месторождениях.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 08.06.00136) и междисциплинарного проекта УрО РАН. Авторы благодарны за помощь и консультации А.М. Юминову, Е.И. Чуринову, Г.Г. Михайлову, О.В. Самойловой, Н.П. Сафиной.

Литература

- Кобяшев Ю. С., Никандров С. Н. Минералы Урала. Екатеринбург: Изд-во КВАДРАТ, 2007. 312 с.
- Минералогия Урала. Элементы. Карбиды. Сульфиды. Свердловск: УрО РАН, 1990. 389 с.
- Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 622 с.
- Таиров А.Д., Боталов С.Г., Плешанов М.Л. Исследования курганного могильника Кичигино в 2007 году (предварительные результаты) // Ранние кочевники Волго-Уральского региона. Оренбург: Изд-во ОГПУ, 2008. – С. 139–145.
- Юминов А. М., Зайков В. В., Таиров А. Д., Зданович Д.Г. Включения осмия в древних золотых изделиях на Южном Урале // Труды XII Российской конференции «Строение и свойства металлических и шлаковых расплавов». Т. 3. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. – С. 175–176.
- Harris D., Cabri L. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Can. Min. 1991. V. 29. P. 231–237.

СОСТАВ ЗОЛОТА С ВКЛЮЧЕНИЯМИ ОСМИЯ ИЗ ЮВЕЛИРНОЙ МАСТЕРСКОЙ ГОРОДИЩА УФА –II

Зайков В.В., Султанова А.Н.*, Сунгатов Ф.А., Зайкова Е.В.**

ИМин УрО РАН, zaykov@mineralogy.ru;

**УфГВУ, archlab@rambler.ru; **НПЦ ОКН РБ, bahsh@rambler.ru*

Исследован состав золотых заготовок с включением осмия из ювелирной мастерской городища Уфа-II [Мажитов и др., 2007]. Эта находка расширяет список открытий осмия в археологических памятниках Урала [Юминов и др., 2008; Zaykov et al., 2008]. Материал для исследований взят из проволочных заготовок А.Н. Султановой и Ф.А. Сунгатовым и передан для исследования в Институт минералогии. Изучен состав частичек размером 1–2 мм. После изучения металла оптическими методами (микроскопы Axiolab и Olympus) выбирались места для микрозондового анализа с диаметром пучка 1–3 микрона. Золото включалось в шашку диаметром 2 см с последующим углеродным напылением. Изучение состава металла проводилось с помощью электронных микроскопов РЭММА–202М и JSM-6460LV. Важным результатом работ явилось обнаружение минерала группы осмия, что дает возможность оценить вероятные источники золота.

Памятник расположен в южной зоне города Уфы и известен с 1957 г., когда Н.А. Мажитовым здесь были выявлены культурные напластования мощностью до 4 м. В 2006 г. начаты охранные археологические раскопки, в процессе которых на глубине 3,5 м были обнаружены куски золотой проволоки, послужившие, вероятно, заготовками для изготовления ювелирных украшений [Мажитов и др., 2007]. С этими находками соседствуют изделия из сплавов серебра и меди, содержащие примеси цинка, свинца, олова (табл. 1). Возраст металлоносных слоев, расположенных ниже стеной кладки крепостной стены, датирован VIII–IX веками н.э.

Состав металлических изделий и заготовок из городища Уфа – II (мас. %)

№ п/п	№№ проб	Кол-во анализов	Предмет	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Sn
1	У2-ГО12	5	проволока	96	3	-	-	-	-
2	У2-ГО12-1	4	проволока	96	3	-	-	-	-
3	У2-ГО12-2	7	проволока	96	3	-	-	-	-
4	У2-ГО12-3	6	спираль	63	30	5	-	-	-
5	У2-ГО12-4	5	проволока	96	2	1	-	-	-
6	У2-ГО12-5	4	проволока	96	3	-	-	-	-
7	У2-Н	5	наконечник	-	96	3	-	-	-
8	У2-НК-1	4	наконечник	-	2-10	89-97	-	-	-
9	У2-НК-2	5	накладка	-	82-87	9-13	5-6	-	-
10	У2-НК-3	3	накладка	-	11-38	62-80	1-9	-	-
11	У2-Фл	2	лошадка	-	86	10	3	-	-
12	У2-Фл	4	лошадка	-	1-5	90-98	-	-	0-6
13	У2-С	6	серьга	-	92-94	5-7	-	-	-
14	У2-ПНЦ	6	пинцет	-	-	81-82	17	-	-
15	У2-ПНЦ	6	пинцет	-	-	82-84	0-0.6	-	-
16	У-11317	6	пряжка	-	-	81-82	18	-	-
17	У-11320	6	пряжка	-	-	81-83	18	-	-
18	УМ-10	1	подвеска	-	88	12	-	-	-
19	УМ-10	2	подвеска	-	0.3	87-95	-	-	3-4
20	У2-Бсл	5	слиток	-	-	87-97	0-12	-	0-0.6
21	У2-Бсл	1	слиток	-	-	7	-	92	-
22	Д-ПР	1	пряжка	-	73	8	11	-	-
23	Д-ПР	6	пряжка	-	89-95	4-7	0-0.5	-	-

Примечание. 1. Анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН, приборы РЭММА-202М, анализы № 7–12, 18–23, оператор В.А. Котляров; JEOL-733, анализы № 1–6, 13–17, оператор Е.И. Чурин. 2. Металл: 1–3, 5, 6 золото; сплавы: 4 – золото, серебро, медь; 8, 13, 18, 23 – серебра и меди; 9, 10, 11, 22 – серебра, меди и цинка; 14 – 18, 20 – меди и цинка; 19 – меди и олова; 21 – меди и свинца. 3. Прочерк – содержания ниже предела чувствительности.

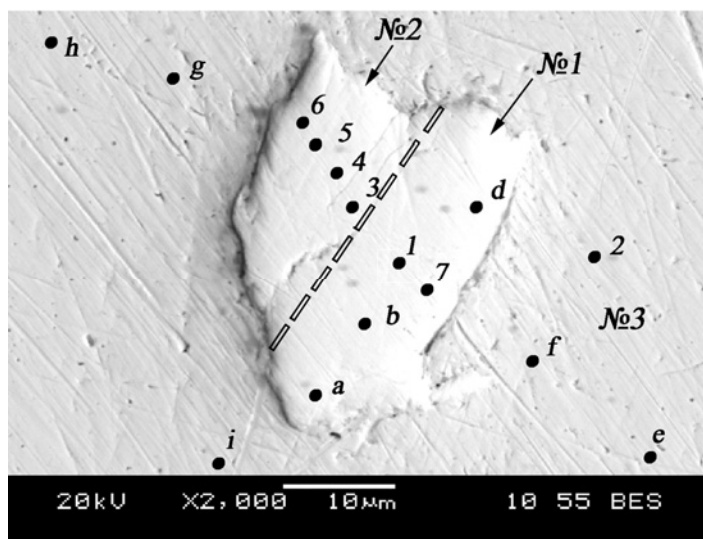


Рис. 1. Изображение зерна осмия из золотой спирали городища Уфа-II во вторичных электронах. Черные кружки – точки анализов

Состав металла. Большинство исследованных клубков золотой проволоки толщиной 2–4 мм относятся к высокопробному металлу, в котором содержания серебра находятся в пределах 2–3 %. Такой состав, возможно, является результатом рафинирования, очищения золота от примесей. Золото, из которого сделана спираль, состоит (мас. %): Au 61,5 – 64,27; Ag 30,51 – 32,06; Cu 4,87 – 6,45 (табл. 2).

В спирали В. В. Зайковым установлено включение минерала группы осмия. Он соответствует естественному сплаву осмия, иридия, рутения [Harris, Kabri, 1991]. Зерно имеет изометричную форму, близкую к треугольной (рис. 1) и предположительно попало в изделие из россыпи. В зерне намечаются трещинки, разделяющие его на два индивида, которые отличаются по составу: Индивид № 1 имеет неравномерный состав (мас. %) – Os 36,58 – 49,68; Ir 39,32 – 46,61; Ru

10,01 – 16,12. Индивид № 2, напротив, довольно выдержанный – Os 47,46 – 79,96; Ir 37,06 – 37,48; Ru 14,72 – 15,06 (мас. %). Такие отличия характерны для двойниковых сростаний.

Таблица 2

Результаты анализа минералов осмия и вмещающего золота из поселения Уфа-II

№ индивида	№ анализа	Содержание (мас. %)						Сумма
		Os	Ir	Ru	Au	Ag	Cu	
1	15435a	49.68	39.32	10.01	-	-	-	99.01
	15435b	48.91	37.65	12.77	-	-	-	99.33
	15435d	45.31	41.94	12.51	-	-	-	99.76
	12-3-1	40.78	43.64	15.59	-	-	-	100.01
	12-3-7	36.58	46.61	16.12	-	-	-	99.31
	Среднее	44.25	41.83	13.40				99.48
2	12-3-3	47.84	37.44	14.72	-	-	-	100.00
	12-3-4	47.46	37.48	15.06	-	-	-	100.00
	12-3-5	47.74	37.34	14.92	-	-	-	100.00
	12-3-6	47.96	37.08	14.98	-	-	-	100.00
	Среднее	47.85	37.34	14.92	-	-	-	100.00
3	15435e	-	-	-	64.27	30.58	4.87	99.72
	1543f	-	-	-	63.12	31.42	5.45	99.99
	15435g	-	-	-	64.00	30.51	5.34	99.85
	15435h	-	-	-	62.43	31.73	4.99	99.15
	15435i	-	-	-	63.30	30.77	5.34	99.41
	12-3-2	-	-	-	61.50	32.06	6.45	100.01
	Среднее	-	-	-	63.10	31.18	5.41	99.69

Примечание. 1. Анализы выполнены на электронных микроскопах РЭММА-2М (анализы 15435; оператор В.А. Котляров) и JSM-6460LV (анализы 12-3-1, - 7; оператор О.В. Самойлова). 2. Кристаллохимические формулы: № 1 $Os_{0.40}Ir_{0.37}Ru_{0.23}$; № 2 $Os_{0.42}Ir_{0.33}Ru_{0.25}$; № 3 $Au_{0.46}Ag_{0.37}Cu_{0.12}$

Состав осмия иллюстрируется тройной диаграммой (рис. 2), на которой фигуративные точки попадают в поле минерала из Филипповских и Кичигинских курганов.

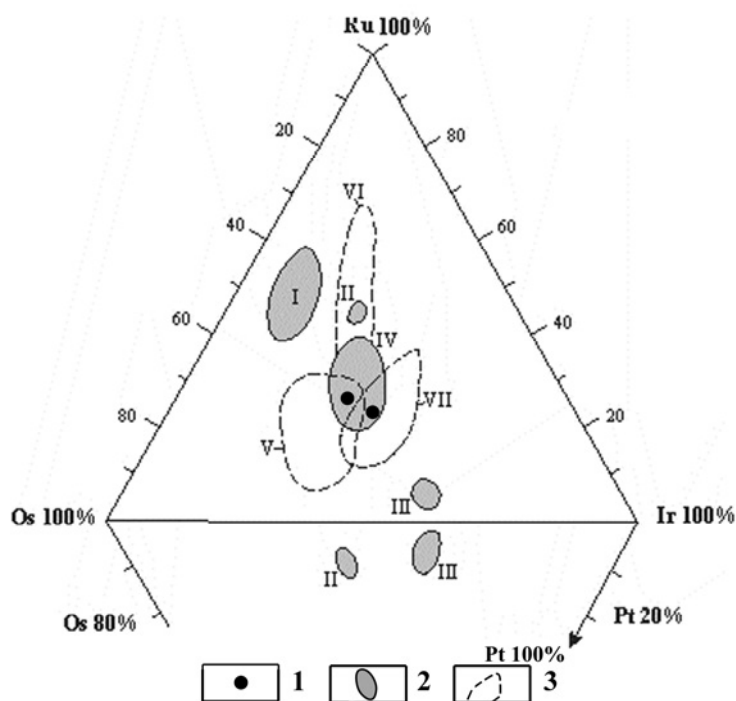


Рис. 2. Точки и поля составов осмия:

1 – индивидов зерен из городища Уфа-II; 2–в древних золотых изделиях; 3–в россыпях Южного Урала. I–IV курганы Филипповский, Кичигинский, Степной; V–VII – зерна из россыпей золота: V– Южный Урал (Учалинский район); VI–Полярный Урал, VII – Средний Урал. I–V – авторские данные (коллекции Л.Т. Яблонского, А.Д. Таирова, А.Н. Султановой, Д.Г. Здановича, В. Кадикова); VI–VII – [Минералогия Урала..., 1990].

Предполагаемые источники металла. На территории, примыкающей к городищу, развиты осадочные отложения пермского возраста, в которых признаков золотого оруденения не установлено. Возможными местами добычи золота являлись рас-

положенные восточнее золотоносные комплексы Главного Уральского разлома. К ним приурочены россыпи по рекам Миасс, Урал, Кизил, Таналык и Сакмара на протяжении 600 км. В них установлены минералы осмия, близкие по составу к включениям в изученных золотых изделиях. Более точно указать места добычи золота, из которого получены предметы ювелирной мастерской, пока невозможно. Решение этого вопроса потребует оценить распространение и состав минералов группы осмия в россыпных и коренных месторождениях региона. Обнаружение в сопутствующих сплавах меди и серебра, значительных количеств цинка, возможно, является свидетельством разработки местных месторождений медно-цинково-колчеданных месторождений.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 08.06.00136) и междисциплинарного проекта УрО РАН. Авторы благодарны за помощь и консультации А.М. Юминову, В.А. Котлярову, Е.И. Чурину, Г.Г. Михайлову, О.В. Самойловой, Е.В. Белозуб.

Литература

- Мажитов Н. А., Сунгатов Ф. А., Султанова А. Н. Средневековой город Башкорт (Уфа). Вестник АН РБ. 2007. Том 12, № 3. С. 39–44.
- Минералогия Урала. Элементы. Карбиды. Сульфиды. Свердловск: УрО РАН, 1990. 389 с.
- Юминов А. М., Зайков В. В., Таиров А. Д., Зданович Д. Г. Включения осмия в древних золотых изделиях на Южном Урале // Тр. XII Росс. Конфер. «Строение и свойства металлических и шлаковых расплавов». Т. 3. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 175–176.
- Harris D., Cabri L. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Can. Min. 1991. V. 29. P. 231–237.
- Zaykov V.V., Yuminov A.M., Tairov A.D., Zdanovich D.G., Churin Eu. I, Kotlyarov V.A., Zaykova E.V. The Composition of Gold and Silver Objects from the South Urals Burial Mounds // Geoarchaeology and Archaeomineralogy. Sofia. Publishing House “St. Ivan Rilski”. 2008. P. 239–243.

ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Знаменский С.Е., Мичурин С.В., Знаменская Н.М.

ИГ УНЦ РАН, Znamensky_Sergey@mail.ru

Золото-сульфидные месторождения известны на северном замыкании Магнитогорской мегазоны в породах различного возраста. В граничной зоне меланжа Главного Уральского разлома золото-сульфидное оруденение распространено, главным образом, среди углеродсодержащих терригенных и олистостромовых толщ раннекаменноугольного (месторождения Миндяк, Средний лог и др.) и предположительно силурийского (месторождения Орловское, Верхнеубалинское и др.) возраста, а во внутренних частях мегазоны – в девонских вулканогенно-осадочных комплексах (месторождения Муртыкты, Ик-Давлят, Карагайлы и др.).

Для месторождений этого типа характерно пространственное совмещение золотосодержащей минерализации, сингенетичной вмещающим породам, и эпигенетического золото-сульфидного и подчиненного золото-кварц-сульфидного оруденения позднепалеозойского возраста [Знаменский, Знаменская, 2008]. В разрезе месторождений, залегающих среди удаленных фаций девонских колчедановых вулканогенных формаций, обычно присутствует ранняя вулканогенно-осадочная и гидротермально-метасоматическая минерализация существенно пиритового состава, например, на месторождениях Муртыкты, Ик-Давлят и Карагайлы. Эпигенетическое золото-сульфидное оруденение на этих месторождениях имеет полиметаллический состав и сопровождается околорудными метасоматитами с Rb-Sr возрастом 294 (Мур-

тыкты) и 286 (Карагайлы) млн. лет [Вулканогенная металлогения ..., 1994; Горожанин, 1995].

В углеродсодержащих осадочных и олистостромовых толщах первичное оруденение представлено глобулярным мышьяковистым пиритом (месторождение Миндяк), иногда в ассоциации с арсенопиритом (Орловское месторождение, южный фланг Миндякского рудного поля). Сульфиды характеризуются «тяжелым» изотопным составом серы. В частности, значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита из ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации, распространенной на южном фланге Миндякского рудного поля, колеблются в интервале от 0,2 до 20,9 ‰ (n=31; $\delta^{34}\text{S}_{\text{cp}}=10,8$ ‰), и только в одной пробе получено значение $-5,1$ ‰ [Голуб и др., 1982]. Изотопный состав серы арсенопирита из той же ассоциации варьирует в интервале от 4,4 до 13,2 ‰ (n=6; $\delta^{34}\text{S}_{\text{cp}}=9,3$ ‰). Эпигенетичное оруденение имеет в углеродсодержащих осадочных комплексах также преимущественно пиритовый или пирит-арсенопиритовый состав с незначительной примесью сульфидов полиметаллов.

Большинство золото-сульфидных месторождений не имеет видимых пространственных связей с интрузивными комплексами, в связи с чем их генезис обычно является дискуссионным. Имеющиеся изотопно-геохимические данные в наибольшей степени отвечают модели формирования позднепалеозойского оруденения, предусматривающей поступление рудного вещества из разноглубинных источников: мантийных, коровых магматогенных и метаморфогенных, связанных с мобилизацией рудного вещества из вмещающих пород.

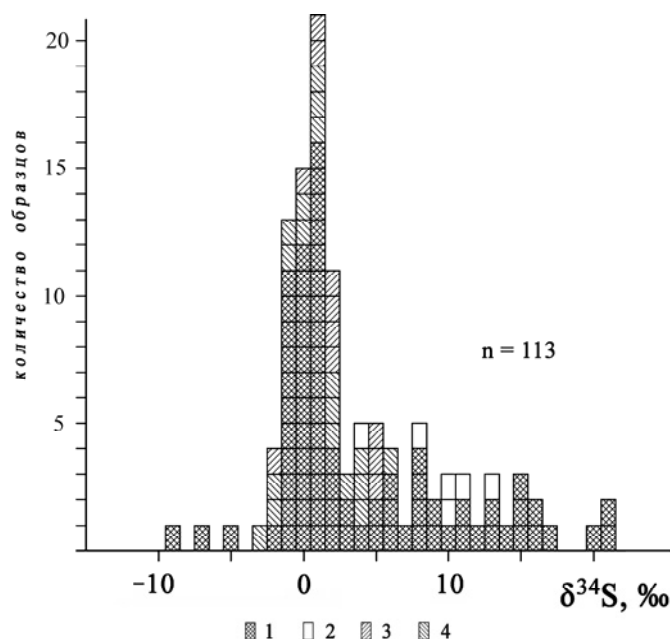


Рис. Гистограмма значений изотопного состава серы сульфидов из месторождений Миндякского рудного поля и месторождения Муртыкты

Условные обозначения. 1-2 – сульфиды из месторождений Миндякского рудного поля [Голуб и др., 1982]: 1 – пирит; 2 – арсенопирит. 3-4 – пириты из месторождения Муртыкты: 3 – данные М.А. Гаррис; 4 – наши данные.

Изотопные исследования показали преобладание в пиритах золото-сульфидных руд ювенильной серы (рис.). Например, вариации изотопного состава серы пиритов эпигенетичного оруденения в пределах Миндякского рудного поля составляют от $-1,6$ до $2,5$ ‰ (n=44; $\delta^{34}\text{S}_{\text{cp}}=0,3$ ‰), и только в двух образцах диабазовых порфиритов значения $\delta^{34}\text{S}$ оказались равны $-7,5$ и $-9,2$ ‰ [Голуб и др., 1982]. Для месторождения Муртыкты вариации изотопного состава серы в пиритах также не сильно отличаются от величины $\delta^{34}\text{S}$ метеоритного стандарта и составляют по нашим (n=18) и данным М.А. Гаррис (n=11) от $-2,6$ до $5,7$ ‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{cp}}=1,4$ ‰). Кроме того, в пиритах, концентрирующихся в околорудном ореоле, установлена тяжелая сера, часть которой, учитывая незначительные вариации $\delta^{34}\text{S}$ (менее 10 ‰), возможно, относится к сере, гомогенизированной в

коровых условиях [Тугаринов, 1976]. Значение $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ флюида, равновесного с пиритом и рассчитанного на основании температуры формирования пиритовых руд Миндякского месторождения (300°), отвечает сере флюидов, отделившихся от гранитоидного очага [Мурзин и др., 2003]. Этот вывод подтверждают результаты исследований $\delta^{13}\text{C}$ углекислоты, извлеченной из газово-жидких включений кварца, а также $\delta^{18}\text{O}$ кварца и альбита околорудных метасоматитов этого месторождения. По значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (от $-6,2$ до $-7,8$ ‰) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (от $6,3$ до $8,2$ ‰) рудоносный флюид отвечает магматическому.

В настоящее время наиболее обоснованной представляется точка зрения о парагенетической связи золото-сульфидного оруденения с многофазовым Балбукским сиенит-гранит-порфировым комплексом малых интрузий и даек ($\text{C}_2\text{-P}$), распространенном на северном замыкании Магнитогорской синформы [Бородаевский, 1961; Сопко, 1977; Знаменский, Знаменская, 2008]. По нашим данным, «балбукиды» и золото-сульфидное оруденение имеют единый тектонический контроль позднепалеозойскими разломными зонами, образующими и разрушающими сдвиговые дуплексы растяжения. «Плутоногенный» характер эпигенетичного оруденения подчеркивают поздние жильные и прожилковые кварц-сульфидные руды с самородным высокопробным Au (>900), характерным для уральских месторождений, связанных с коллизионным гранитоидным магматизмом [Месторождения золота..., 1999]. На некоторых месторождениях выявлены рудоконтролирующие интрузии субщелочного состава (Рябковские горы, Орловское, Верхнеубалинское, Мелентьевское).

Признаки мобилизации рудных элементов, в том числе и Au из вмещающих пород установлены на многих месторождениях березит-лиственитовой формации [Сазонов, 1984]. На золото-сульфидных месторождениях, по нашим данным, эти признаки проявляются, в частности, в положительной корреляции содержаний элементов-примесей (Cu, Zn, Pb, Co) в пиритах руд с концентрациями этих элементов во вмещающих породах. Однако масштабы этого процесса пока достоверно не изучены. Возможно, с регенерацией и ремобилизацией золота отчасти связан стратиграфический контроль позднего оруденения горизонтами пород, обогащенными сингенетичной минерализацией. Так, например, на месторождении Муртыкты золото-сульфидное оруденение, независимо от структурных условий локализации, концентрируется в верхней части разреза карамалыташской свиты (D_2), где развита вулканогенно-осадочная и гидротермально-метасоматическая сульфидная минерализация. На месторождении Миндяк вертикальный диапазон распространения рудных тел ограничен пластиной полимиктового олистострома, матрикс которого обогащен сингенетичной пиритовой минерализацией.

Приведенные данные свидетельствуют о полигенности источников основных рудных компонентов и составляющих рудообразующих систем золото-сульфидных месторождений Магнитогорской мегазоны.

Литература

- Бородаевский Н.И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценке месторождений золота. М.: ЦНИГРИ, 1960. Вып. 55. 265 с.
- Вулканогенная металлогения Южного Урала / И.Б. Серавкин, С.Е. Знаменский, А.М. Косарев и др. М.: Наука, 1994. 160 с.
- Голуб М.Л., Гаррис М.А., Аршинов Ю.П. и др. Разнотипность сульфидного оруденения в пределах Миндякского рудного поля (по данным изотопных вариаций серы) // Минералого-геохимические особенности рудоносных комплексов Южного Урала. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1982. С. 28-32.
- Горожанин В.М. Рубидий-стронциевый метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук / ИГиГ УрО РАН. Свердловск, 1995. 23с.
- Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Полигенно-полихронные золото-сульфидные месторождения Магнитогорской мегазоны (Ю. Урал) // Рудогенез: Мат-лы международной конференции. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 108-110.
- Месторождения золота Урала / В.Н. Сазонов, В.Н. Огородников, В.А. Коротеев и др. Екатеринбург: ИГТГА, 1999. 570 с.
- Мурзин В.В., Бортников Н.С., Сазонов В.Н. и др. Происхождение рудообразующего флюида на Миндякском золоторудном месторождении (Южный Урал) // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: текто-

ника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые: Мат-лы научной конференции (IX Чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 197-199.

Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск: УрО АН СССР, 1984. 208 с.

Сопко П.Ф. Типы золоторудных месторождений Башкирии и некоторые закономерности их размещения // Условия локализации рудных месторождений на Южном Урале. Уфа: БФАН СССР, 1977. С. 59-72.

Тугаринов Ф.И. Изотопы и источники рудного вещества // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 121-144.

ОЦЕНКА НЕИЗВЕСТНЫХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КОМПЛЕКСНЫХ СУЛЬФАТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Ерёмин О.В.

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, yeroleg@yandex.ru

Зададим множество минералов и химических соединений системы Cu-Zn-Pb-Al-S-O-H, таким образом, чтобы стехиометрическая матрица имела полный ранг по химическим элементам, и для каждого компонента множества были известны значения стандартных потенциалов Гиббса: Al_2O_3 (корунд), $Al_2(SO_4)_3$, PbO (массикот), $PbSO_4$ (англезит), ZnS (сфалерит), $ZnSO_4$ (цинкозит), Cu_2S (халькозин), $CuSO_4$ (халькоцианит), $Cu_3SO_4(OH)_4$ (антлерит), H_2O (кристаллизационная), O_2 (газ). Для построенного таким образом множества, можно сформулировать невырожденные задачи линейного программирования, из двойственных решений которых представляется возможным оценить потенциалы соединений и минералов с неизвестной термодинамикой по формуле [Еремин, 2007; Еремин и др., 2006]:

$$\Delta_f G^0 = Ay, \quad (1)$$

где $\Delta_f G^0$ – стандартные потенциалы Гиббса образования веществ из элементов, A – стехиометрическая матрица химических соединений системы, y – двойственные решения задач линейного программирования.

При оценке $\Delta_f G^0$ сульфатов с одним видом катионов в расчётах использовались значения потенциалов кристаллизационной воды для соответствующих рядов простых гидратов [Mercury et. al., 2001]. В случаях разных видов катионов в комплексных солях – среднего арифметического соответствующих рядов простых сульфатных гидратов.

Результаты расчётов приведены в таблице.

Таблица.

Значения стандартных потенциалов Гиббса $-\Delta_f G^0$ (Дж/моль) для сульфатов меди, цинка, свинца и алюминия рассчитанные по двойственным решениям (1).

Химическая формула (минерал)	Исходные данные	$-\Delta_f G^0$, Дж/моль
$CuSO_4$ (халькоцианит)	661900	661900
$Cu_3(OH)_4SO_4$ (антлерит)	1446000	1446000
$ZnSO_4$ (цинкозит)	871598	871598
$PbSO_4$ (англезит)	814383	814383
$Al_2(SO_4)_3$	3102946	3102946
$Cu_8(OH)_{10}(SO_4)_3 \cdot H_2O$ (удоканит)		4188882
$Cu_4(OH)_6SO_4 \cdot 2H_2O$ (лангит, роуволфит)		2323914
$Cu_3(OH)_4SO_4 \cdot 2H_2O$ (ктенасит)		1931864
$Cu_3(OH)_4SO_4 \cdot 6H_2O$ (камарецит)		2903592
$Cu_5(OH)_6(SO_4)_2 \cdot 3H_2O$ (арнимит)		3228746
$Zn_4(OH)_6SO_4 \cdot 5H_2O$ (новый минерал)		3878642

$\text{Zn}_2\text{Cu}_2(\text{OH})_6\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (намуунит)		2982384
$\text{ZnCu}_4(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (серпиерит)		3434586
$\text{Zn}_2\text{Cu}_5(\text{OH})_{10}(\text{SO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (рамсбекит)		4911676
$\text{Zn}_3\text{Cu}_4(\text{OH})_{10}(\text{SO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (шуленбергит)		4638082
$\text{Zn}_3\text{Cu}_2(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (кристелит)		4095628
$\text{PbCuSO}_4(\text{OH})_2$ (линарит)		1206433
$\text{Pb}_4\text{Cu}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ (ченит)		3109882
$\text{Pb}_4\text{CuSO}_4(\text{OH})_8$ (элиит)		2840032
$\text{PbCu}_4(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (лаутенталит)		3363976
$\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ (алуноген)		7673146
$\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 13.5\text{H}_2\text{O}$ (метаалуноген)		6530596
$(\text{H}_3\text{O})\text{Al}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ (оксониоалунит)		4530623
$\text{Al}_2\text{SO}_4(\text{OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (алюминит)		4374969
$\text{Al}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (джурбанит)		5389308
$\text{Al}_4\text{SO}_4(\text{OH})_{10} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (паралюминит)		7481700
$\text{AlSO}_4(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (ростит)		2694654
$\text{Al}_4\text{SO}_4(\text{OH})_{10} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (базалюминит)		6212200
$\text{Al}_2\text{SO}_4(\text{OH})_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (метаалюминит)		3867169
$\text{Al}_4\text{SO}_4(\text{OH})_{10} \cdot 36\text{H}_2\text{O}$ (гидробазалюминит)		14083100
$\text{Al}_4\text{SO}_4(\text{OH})_{10} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (фельшобаниит)		6212200
$\text{Al}_{12}(\text{SO}_4)_5(\text{OH})_{26} \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ (захерит)		20411378
$\text{Cu}_4\text{Al}_2\text{SO}_4(\text{OH})_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (вудвардит)		4947060
$\text{Cu}_4\text{Al}_2\text{SO}_4(\text{OH})_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (кужелит)		5692308
$\text{Cu}_4\text{Al}_2\text{SO}_4(\text{OH})_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (цианотрихит)		4698644
$\text{CuAl}_4\text{SO}_4(\text{OH})_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (халькоалюминит)		6064306
$\text{Zn}_6\text{Al}_6(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_{26} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (цинкалюминит)		12986057
$\text{ZnAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$ (дитрихит)		9411404
$\text{Zn}_5\text{Al}_3(\text{SO}_4)_{1.5}(\text{OH})_{16} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ (глаукокеринит)		9161312
$\text{ZnAlSO}_4(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (цинквудвардит)		2281088
$\text{PbCuAl}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ (озаризаваит)		3793630

Примечание. Жирным шрифтом выделены исходные данные и равные им из двойственных оценок.

Отметим, что расчёты по (1) для сульфатов, образующих базовое множество компонентов (сульфат алюминия, англезит, цинкозит, халькоцианит, антлерит) выполняются с точностью до равенств. Оценки для гидроксосульфатов меди: $\text{Cu}_4(\text{OH})_6\text{SO}_4$ (брошантит) и $\text{Cu}_4(\text{OH})_6\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (познякит), не превышают 1% по сравнению с опубликованными данными. Значения $\Delta_f G^\circ$, полученные по (1) для простых гидратных солей, соответствуют вычисленным по методу аддитивности свойств кристаллизационной воды.

Литература

- Ерёмин О.В. Расчёт стандартных потенциалов Гиббса для сульфатов меди и цинка / Актуальные проблемы геологии и геофизики. Материалы республиканской научной конференции. Ташкент: Изд-во института геологии и геофизики. т. II, 2007. С. 23–26.
- Ерёмин О.В., Винниченко С.В., Юргенсон Г.А. Оценка стандартных потенциалов Гиббса гидроксосульфатов меди с кристаллизационной водой из решений двойственных задач линейного программирования // ДАН, 2006, т. 409, № 3. С. 386–388.
- Mercury, L., Vieillard, Ph., Tardy, Y. Thermodynamics of ice polymorphs and «ice-like» water in hydrates and hydroxides // Appl. Geochem., 2001, 16. P. 161–181.

ГЕОДИНАМИКА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Казанцева Т.Т.
ИГ УНЦ РАН

Минеральные системы представляют собой двуединые противоположности из катионных и анионных химических групп, объединенные соответствующей кристаллической решеткой.

Из нескольких тысяч минералов, распространенных в земной коре, главных породообразующих всего несколько десятков. Они в том или ином виде слагают основной объем литосферы и представлены двумя полярными ветвями: лейкократовой и меланократовой. К лейкократовой ветви относятся светлоокрашенные силикатные минералы – полевые шпаты (алюмосиликаты Ca, Na и K) и кварц. В составе первых выделяются плагиоклазы, калиевые и калинатровые полевые шпаты. Меланократовая ветвь включает темноцветные феррические минералы: оливины, ромбические и моноклинные пироксены, амфиболы и темные слюды.

Боуэн на основании предложенного им *реакционного принципа* объединил породообразующие минералы в два непрерывных ряда последовательности кристаллизации. Один из них представлен оливином, магнезиальным пироксеном, магнезиально-железистым пироксеном, амфиболами и биотитом. Другой ряд – плагиоклазами: известковыми, известково-щелочными, щелочно-известковыми, щелочными. Ряды завершаются калиевым полевым шпатом и кварцем. В кристаллизационных рядах прослеживаются закономерные изменения состава породообразующих минералов. В общих чертах направленность смены составов породообразующих минералов в лейкократовой ветви выглядит следующим образом. Плагиоклазы образуют изоморфный ряд от анортита – Ca ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) до альбита – Na (AlSi_3O_8). Промежуточные разности плагиоклазового ряда определяются содержанием весового процента анортита, обозначаясь номерами: № от 91 до 100 – анортит; № от 71 до 90 – битовнит; № от 51 до 70 – лабрадор; № от 31 до 50 – андезин; № от 11 до 30 – олигоклаз; № от 0 до 10 – альбит. В специальной минералогической и петрографической литературе, как правило, плагиоклазовый ряд начинался не с анортита, как это сделали мы, а с альбита. Предпринятое нами изменение диктуется необходимостью привести в соответствие порядок минералов в полевошпатовом ряду с их последовательностью в кристаллизационном. Это обеспечит, в свою очередь, согласованность с направленностью вещественной эволюции земной коры. По количеству SiO_2 альбит и олигоклаз называют кислыми плагиоклазами; андезин – средним, а лабрадор, битовнит и анортит – основными.

Калинатровые полевые шпаты являются промежуточными минералами $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ и $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$. Анортит, например, может содержать натриевые и калиевые составляющие примерно в равных количествах. Калиевые полевые шпаты – $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ представлены санидином, ортоклазом и микроклином. В названных минералах натриевая составляющая может присутствовать. При этом она закономерно уменьшается от санидина к микроклину. В санидине количество $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ может достигать 50%, в ортоклазе – 30%, а в микроклине не превышает 20%.

От 50 до 25% тетраэдров полевых шпатов содержат Al^{3+} вместо Si^{4+} . Количество алюминия закономерно уменьшается от начала плагиоклазового ряда к его концу и далее к калишпатам до практически полного исчезновения в кварце. Кварц – SiO_2 завершает лейкократовую ветвь кристаллизационного ряда. К. Фрей [Минералогическая энциклопедия, 1985] его появление объясняет так: «Если бы в тетраэдрах каркасной структуры полевых шпатов алюминий бы полностью отсутствовал, а они были бы заселены только ионами кремния, окруженными ионами кислорода, структура была бы электростатически нейтральной и имела бы состав SiO_2 ».

В меланократовой ветви тенденция закономерной смены составов такова. Оливины представляют собой изоморфную серию силикатов Mg и Fe с общей формулой $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$, крайними членами которой являются форстерит (магнезиальный) и фаялит (железистый) минералы. Пироксены – в основном силикаты, реже алюмосиликаты Ca, Fe и Mg. Как ромбиче-

ские, так и моноклинные разности образуют непрерывные изоморфные ряды по содержанию Fe. При этом между содержанием железа и параметрами элементарной ячейки существует прямая зависимость. Основой анионной части их является (Si_2O_6) . Наиболее распространенным минералом из группы амфиболов в изверженных горных породах является роговая обманка. Это алюмосиликат сложного состава, катионная часть которого представлена Ca, Na, K, Mg, Fe, Al, а анионная – $((\text{OH},\text{F})_2(\text{Si},\text{Al})_2\text{Si}_6\text{O}_{22})$. Главным породообразующим минералом из группы слюд для магматических пород является биотит. Это алюмосиликат K, Mg и Fe с гидроксильной и алюмосиликатной анионной частью. Итак, оливины – только силикаты Mg и Fe. Пироксены – чаще силикаты, иногда алюмосиликаты. В них, кроме Mg и Fe, появляется Ca. Роговая обманка и биотит – только алюмосиликаты, с присутствием, кроме названных в пироксенах катионов, дополнительно Al, Na и K. Последний элемент преобладает в биотите.

В кристаллизационных рядах закономерно изменяется не только состав породообразующих минералов, но и их физические, а также оптические свойства. Так, анортит разлагается в кислотах с выделением желатинообразной кремнекислоты, несколько хуже разлагается битовнит, еще слабее – лабрадор. На андезин, олигоклаз и альбит кислоты не действуют. Исключение составляет плавиковая кислота. Разной основности плагиоклазы в различной степени подвергаются вторичным изменениям. Закономерная направленность подверженности таким преобразованиям аналогична растворимости. Основные плагиоклазы очень легко замещаются продуктами разложения. Часто наблюдается почти полное разрушение анортитовой молекулы. Чем кислее плагиоклаз, тем меньше он подвержен процессам вторичных изменений, потому что плагиоклазы альбитового состава характеризуются наибольшей устойчивостью. Аналогичная картина наблюдается и в поведении темноцветных минералов. Оливины легко серпентинизируются, ромбические пироксены нередко заполняются серпентином и уралитом (волокнистым амфиболом), моноклинные пироксены либо окружаются реакционной каемкой, либо по ним развивается роговая обманка. Последний минерал является относительно устойчивым, но может замещаться карбонатом, хлоритом, биотитом, реже эпидотом. Биотит наиболее устойчив и редко подвергается вторичным изменениям. Эти сведения содержатся в известных монографиях крупнейших отечественных петрографов А.Н. Заварицкого, В.Н. Лодочникова, В.И. Лучицкого и др.

Наблюдается закономерное падение величин показателей преломления в минералах как лейкократовой, так и меланократовой ветвей, а также тенденция роста двупреломления. Наглядна направленность смены положений оптических ориентировок в плагиоклазах и пр.

Последовательное изменение химического состава, физических и оптических свойств минералов кристаллизационных рядов согласуется с закономерностями эволюции геодинамических условий их образования. Последние расшифровываются посредством структурного анализа, суть которого заключается в изучении структурного фактора природного вещества любого уровня организации. В данном случае – это структурная минералогия и структурная петрография.

Познание эволюции минеральной системы следует начинать с одной из интересных проблем структурной минералогии – полиморфных превращений. Полиморфизм является процессом чисто структурного порядка. Сущность его заключается в том, что минералы в различных условиях (температура и давление) могут образовывать разные по симметрии и форме кристаллы без изменения химического состава. Это явление довольно распространено в природе. Считается, что почти все вещества могут быть получены в различных полиморфных модификациях. Ярким примером полиморфитов служат графит и алмаз. Явление полиморфизма изучал в свое время В.И. Вернадский. В докторской диссертации, опубликованной в 1897 году, большое внимание он уделил явлениям скольжения кристаллического вещества, систематизировав все известные экспериментальные сведения о сдвиговых деформациях кристаллов без разрыва сплошности. Позже он также объяснил, что полиморфные переходы осуществляются довольно легко «путем механических воздействий (трения, давления и т.д.)» [Вернадский, 1988, с. 8].

Более тонким структурным превращением, также без изменения состава, является упорядочение кристаллической решетки минералов, переход типа беспорядок – порядок. Этот процесс свойственен всем пороодообразующим минералам. Согласно определению Р. Мюллера [Минералогическая энциклопедия, 1985, с. 267], «явления порядка – беспорядка характерны для кристаллов, в которых две или более структурно и энергетически неэквивалентные позиции заняты двумя или более атомами, ионами или другими частицами или остаются незанятыми – вакантными. У нижнего температурного уровня стабильности таких кристаллов каждый тип частиц стремится сконцентрироваться в наиболее выгодных позициях, и это называется упорядоченным состоянием». Как правило, упорядочение структуры осуществляется при снижении температуры. Поэтому упорядоченные разновидности называют низкотемпературными, а неупорядоченные – высокотемпературными модификациями.

Процессы упорядочения кристаллической решетки лейкократовых минералов достаточно хорошо изучены, что можно видеть на примере полевых шпатов, которые относятся к каркасным силикатам и обладают моноклинной либо триклинной сингонией. Элементарными ячейками их структуры являются кремнекислородные и алюмокремнекислородные тетраэдры. Они соединяются друг с другом общими вершинными атомами кислорода в виде трехмерного каркаса, основой которого являются кольца из четырех тетраэдров (по два тетраэдра направлены вершинами в противоположные стороны). Пустоты между ними заполняются довольно крупными катионами Ca, Na либо K. На каждые четыре тетраэдра приходится одна катионная позиция. Процесс упорядочения полевых шпатов осуществляется, в основном, за счет закономерного расселения Si и Al в тетраэдрических позициях.

Анортит существует только в упорядоченном состоянии. Тетраэдры, занятые Al и Si, чередуются между собой, давая, таким образом, отношение между названными элементами 1:1. В упорядоченном альбите алюминий занимает одну тетраэдрическую позицию, остальные три, симметрично независимые, заняты кремнием. В неупорядоченном альбите каждая из четырех тетраэдрических позиций содержит статистически 25% Al и 75% Si. В группе калиевых полевых шпатов происходит возрастание степени упорядоченности структуры от минерала к минералу. Это достаточно известный факт. Так, санидин обладает моноклинной сингонией и совершенно неупорядоченной структурой. Моноклинность ортоклаза определяется sdвойникованностью триклинных доменов. Это частично упорядоченный минерал. Микроклин является полностью упорядоченным минералом, сингония его преимущественно триклинная. Алюминий и силиций в неупорядоченном калиевом полево шпате – санидине распределяются по тетраэдрическим позициям Si беспорядочно, причем 25% Al распределены случайным образом в каждой из четырех позиций Si в четверной координации. В ортоклазе 32% Al распределены случайным образом в одной позиции Si в четверной координации и 18% – в другой. Структурные исследования микроклина показывают, что распределение Al в этом минерале высоко упорядочено, и он концентрируется в одной из четырех позиций Si четверной координации [Минералогическая энциклопедия, 1985].

Довольно долгое время считалось, что мотивы из кремнекислородных тетраэдров обладают достаточной жесткостью. Затем выяснилось, что влияние Si, Al-распределения на искажение структуры существует, и замещение алюминия кремнием в тетраэдрах ведет не только к изменению их размеров, но и катионных позиций. Так, при неупорядоченном распределении атомов Al и Si в алюмокремнекислородных тетраэдрах в высокотемпературном альбите, пустоты, предназначенные для атомов Na, значительно превышают его объем, а при значительной степени упорядоченности, как это имеет место в низкотемпературном альбите, эти пустоты настолько малы, что могут быть полностью заполнены атомом Na. Кроме того, в упорядоченных и неупорядоченных модификациях катионы зачастую обладают различной силой эффекта анизотропных тепловых колебаний. В альбите этот эффект выражен значениями, примерно в 6 раз превышающими в неупорядоченных разностях по сравнению с упорядоченными. Степень тепловой вибрации для наиболее упорядоченной модификации – микроклина характеризуется меньшим значением, чем

для санидина и ортоклаза. Эта же закономерность свойственна и плагиоклазам. При сравнении структуры упорядоченного альбита и микроклина также отмечалось, что степень тепловой вибрации несколько меньше у калиевого минерала, нежели натриевого [Фергуссон и др., 1964]. Видимо, тенденция направленного изменения объема катионных позиций прослеживается при упорядочении структур всей ветви лейкократовых породообразующих минералов. К тому же, по данным Э.Д. Мегоу, К.Дж.Е. Кэмпстера и Е.В. Радословича, объем элементарной ячейки анортита значительно больше, чем, например, у альбита, и достигается за счет увеличения параметра «с», который в два раза больше при равных значениях остальных параметров [Мегоу и др., 1964]. Таким образом, можно заключить, что в ряду плагиоклазов от анортита к упорядоченному альбиту, а затем к калишпатам происходит уплотнение структуры элементарной ячейки, которое может быть объяснено возрастанием направленного давления в процессе кристаллизации. Впрочем, положение о том, что упорядочение может осуществляться не только при понижении температуры, но и при повышении давления известно давно. При этом, как отмечают Г.Б. Бокий, А. Патнис, Дж. Мак-Коннелл, А.С. Поваренных и др., возрастание давления и уменьшение температуры, как правило, вызывают структурные преобразования идентичного характера. В этом плане сведения об образовании микроклина из ортоклаза в условиях ориентированного давления, что можно прочесть у А. Винчелл и Г. Винчелл, В. Мурхауз и др., находят логичное объяснение. Об успешных результатах экспериментов по превращению неупорядоченного моноклинного санидина в упорядоченный триклинный в условиях комнатной температуры и значительных давлений сообщают также А. Патнис и Дж. Мак-Коннелл [1983].

Из изложенного вытекает, что эволюция природных условий кристаллизации минералов лейкократовой ветви в ряду полевых шпатов (от основных плагиоклазов к кислым и далее к калишпатам) сопровождается не только постепенным снижением температуры, но может обуславливаться и возрастанием ориентированных давлений, которые в природе обеспечиваются тектоническими напряжениями сжатия.

Такое заключение выглядит более убедительным на примере темноцветных породообразующих минералов. Последовательный ряд кристаллизации их начинается с оливина. Структура кристаллической решетки этого минерала представлена изолированными тетраэдрами SiO_4 , связанными катионами Fe и Mg. Наиболее обширны группы пироксенов и амфиболов. Они представляют собой цепочечные силикаты, в которых кремнекислородные тетраэдры соединяются друг с другом, образуя одинарные цепи – структуры пироксенов, либо двойные, спаренные цепи – структуры амфиболов. Минералы, относящиеся к слюдам, обладают слоистой структурой, в которой кремнекислородные тетраэдры соединены в двухмерные листы. Таким образом, структура каждого нижестоящего в ряду темноцветного породообразующего минерала представляет собой поэтапное усложнение структуры предыдущего.

По сведениям П. Декарли [Минералогическая энциклопедия, 1985, с. 108] «клинопироксены отличаются от ортопироксенов тем, что у них *тетраэдрические цепи смещены относительно друг друга в направлении оси z*. Такое смещение приводит к моноклинной элементарной ячейке в отличие от ромбической у ортопироксенов». Следовательно, для образования моноклинных пироксенов требуется большее направленное давление, чем при образовании ромбических, что подтверждено экспериментальными исследованиями. Как пишет Д. Моррисон-Смит [Минерал. энцикл., 1985, с. 256], в процессе деформирования ортопироксенов была установлена важная особенность, заключающаяся в «переходе ортопироксена в клинопироксен», вызванная деформацией, а У. Лейтон и М. Уилсон приводят данные об образовании амфиболов из пироксенов в условиях стресса: «... имеются целые блоки структуры тремолита, аналогичные таковым диопсида. Кроме того, если структуру диопсида деформировать таким образом, чтобы нижняя часть была сдвинута на $a/r+c/r$, получившаяся структура будет, по существу, такой же, как у тремолита. Если говорить о генезисе, можно было бы ожидать, что пироксены превращаются в амфиболы в условиях стресса, и это действительно так» [Минералогическая энциклопедия, 1985, с. 27].

Преобразование структуры слюд в сторону ее упорядочения осуществляется также в условиях стресса. Для образования слюд вообще необходимы значительные давления [Заварицкий, 1956]. К тому же, как считает К. Фрей: «Структуры минералов группы амфибола могут быть представлены как состоящие из фрагментов слюд и пироксенов» [Минералогическая энциклопедия, 1985, с. 313], а, по мнению У.Л. Брэгга и Г.Д. Кларингбулла [1967], структурные взаимоотношения между группами слюд, пироксенов и амфиболов таковы, что «фактически структура слюды – это следующий этап процесса превращения пироксена в амфибол. Отдельные цепочки, характерные для пироксена, в амфиболе соединяются одна с другой с образованием двойной цепочки (ленты). Дальнейшее присоединение к ним цепочек приведет к образованию гексагональной сетки структуры слюды» и далее... – «Подобный процесс... сопровождается определенными ионными замещениями, обеспечивающими сохранение стабильности структуры» (с. 263).

Итак, эволюция процесса породообразующего минералообразования обеспечивается, вероятнее всего, направленным изменением геодинамического режима.

В условиях высоких давлений структурные преобразования оливина (одного из главных породообразующих минералов ультраосновных пород) приводят к появлению шпинели. Естественно, что при достаточном содержании в оливине рассеянного хрома образуется хромит. По мнению А. Патниса и Дж. Мак-Коннелла [1983], это – реконструктивный процесс, протекающий при термической активизации «... с разрывом и реорганизацией связей, с вероятным механизмом нуклеации и роста» (с. 233). Такие условия могут быть созданы при снятии (разрядке) избыточных давлений скалыванием толщ, что согласуется с современными представлениями о появлении в земной коре ультраосновных пород тектонически, в результате надвигания океанической коры на край континента (Т.Т. Казанцева, 1969-2007).

Следовательно: эволюция природной минеральной системы происходит в направлении упорядочения кристаллической решетки породообразующего минерала; каждый последующий в кристаллизационных рядах породообразующий минерал образуется при больших значениях давления и меньших температур, чем предыдущий; кристаллизация породообразующих минералов осуществляется в режиме однонаправленного давления, который обуславливается тектоническими напряжениями сжатия.

Литература

- Брэгг У.Л., Кларингбулл Г.Д. Кристаллическая структура минералов. М.: Мир, 1967. 390 с.
Вернадский В.В. Кристаллография. Избранные труды. М.: Наука, 1988. 342 с.
Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: АН СССР, 1956. 479 с.
Мегоу Э.Д., Кемпстер К.Дж.Е., Радослович Е.В. Структура анортита //Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 117-147.
Минералогическая энциклопедия /Под ред. К. Фрея: Пер. с англ. Л.: Недра, 1985. 512 с.
Патнис А., Мак-Коннелл Дж. Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.
Фергуссон Р.Б., Трэйл Р.Дж., Тэйлор В.Х. Кристаллические структуры низкотемпературного и высокотемпературного альбитов //Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 57-95.

К РЕАБИЛИТАЦИИ ПРАВИЛА ПОЛЯРНОСТИ В.Н. ЛОДОЧНИКОВА

Казанцева Т.Т.
ИГ УНЦ РАН

Замечательный отечественный петрограф В.Н. Лодочников, учебники которого служили не одному поколению геологов пособием в познании основ петрографии, в свое время обратил внимание на тот факт, что «почти всюду и постоянно» повторяется закономерность,

закрывающаяся в полярности состава магматических и эпимагматических минералов. В группе перидотитов породы, почти лишенные Al_2O_3 и щелочей, сопровождаются постмагматическими минералами, богатыми Al_2O_3 и щелочами. Это – эпидоты, хлориты, корунды, альбиты, щелочные амфиболы и др. В породах, контактирующих с интрузиями основного состава, которые бедны Na_2O , присутствуют минералы (альбит и др.), содержащие натрий в существенном количестве. В приконтактовых с гранитами и гранодиоритами зонах породы часто обогащаются минералами, содержащими FeO и MgO , т.е. окислами, играющими в химическом составе кислых пород незначительную роль. Нефелиновые сиениты всегда содержат $CaCO_3$, меж тем сами они бедны кальцием. «Хотелось бы обратить внимание, чтобы вы не удивлялись таким ассоциациям, если в перидотитах, например, встретите корунд, около диабазов – обогащение Na_2O , около гранитов – обогащение геденбергитом, хотя сам гранит очень беден железом...» [Лодочников, 1955, с. 190-191]. Это явление «по частой его повторяемости» автор назвал **правилом полярности магматических и эпимагматических минералов**. Согласно данному правилу, эпимагматические процессы способствуют обогащению такими элементами или окислами, которыми бедны вулканические образования. Правило полярности В.Н. Лодочникова приведено и в Геологическом словаре 1973 г. с замечанием авторов словаря: «В связи с развитием теории метасоматических процессов, в частности представлений о биметасоматозе, в настоящее время это чисто эмпирическое правило утратило свое значение» (с. 132). К сожалению, анализируя опубликованные научные законы в геологии, И.П. Шарапов согласился с таким заключением [Шарапов, 1989]. Это огорчительно, так как к содержанию монографии названного автора мы относимся весьма позитивно.

Ниже будет предпринята попытка показать, что данное правило полярности не только правомочно, но и способствует правильному пониманию сущности некоторых геологических процессов. Во-первых, биметасоматоз является процессом метасоматического взаимодействия двух непосредственно контактирующих друг с другом химически неравновесных горных пород. Однако в природе такая неравновесность является лишь частным случаем среди многих других комбинаций из достаточно произвольных сочетаний составов взаимодействующих сред. Приведенные в соприкосновение породы как при биметасоматозе, так и в иных вариантах, как правило, разновозрастны. Разрыв во времени их накопления бывает самым разным, иногда весьма и весьма внушительным. Но у В.Н. Лодочникова речь идет о конкретной закономерности, выраженной полярностью составов не в исключительных случаях, а при «частой повторяемости» явления, которое наблюдается «всюду и постоянно», то есть вне зависимости от вариаций. В таком случае полярные по составу минералы: с одной стороны магматического тела, с другой – в зоне воздействия внедряющейся магмы на контактирующие толщи, скорее всего, должны являться членами единой парагенетической минеральной ассоциации. При этом контрастны они либо нет – значения не имеет. Во-вторых, использование автором правила полярности терминов «эпимагматический» и «постмагматический» как синонимов не удачно. Согласно петрографическим словарям, в частности, составленным авторитетнейшими петрологами Ф.Ю. Левинсон-Лессингом и Э.Л. Струве, приставка «эпи» означает вторичность процессов, ведущих к любым последующим изменениям и новообразованиям. Потому, понятие «эпимагматичность» чаще всего применяется как термин свободного пользования, противопоставляясь «синмагматичности». Напомним, что предпринятая в середине двадцатого столетия попытка Л.В. Пустовалова конкретизировать смысл данного термина, была признана нецелесообразной. Его мнение приложить это понятие к поздней диагенетической стадии породообразования вызвало осуждение известных литологов страны: М.С. Швецова, Н.Б. Вассоевича, Н.М. Страхова и других, и потому не было принято. Но постмагматический процесс непосредственно следует за кристаллизацией магмы и связан с ней парагенетически. Для этого процесса характерно проявление вулканических эманаций, эксгаляций и гидротерм, то есть всего того, что воздействует на приконтактовые среды. Потому, при определении правила полярности В.Н. Лодочникову правильнее было бы оперировать понятиями «магматический» и «постмаг-

магматический», исключив «эпимагматический». В таком случае полярность минералогического состава, на которую ссылается автор правила, скорее всего, свидетельствует об остаточном характере постмагматических химических компонентов, которые не были задействованы при кристаллизации очередной порции магматического расплава. В-третьих, в последние годы получили широкую известность и иные геологические закономерности, позволяющие считать, что данное правило вполне правомочно. Стало известно, что полярность состава свойственна не только минеральным ассоциациям изверженных тел и зон их контактов, как об этом писал В.Н. Лодочников, но и породным системам: с одной стороны магматическим, а с другой – связанным с ними осадочным толщам. Выяснилось, что для геоактивных зон складчатых областей характерны комплексы типовых формаций – формационные ряды. Они являются вещественным наполнением природных тектонических циклов. Мы неоднократно отмечали, что каждый такой ряд представлен базальтовой недифференцированной, базальт-липаритовой контрастной, базальт-андезит-дацит-липаритовой последовательной, порфиритовой базальт-андезитовой, а также флишевой формациями. И, несмотря на то, что перечисленные формации названы только по составу изверженных пород, они состоят из одновозрастных вулканических и осадочных серий, чаще всего согласно переслаивающихся между собой. При этом, во всем мире вулканы основного состава, доминирующие в начальных в ряду недифференцированных формациях сопровождаются большим количеством осадочных кремней. Таким образом, ненасыщенные кремнеземом изверженные породы (базальты, диабазы) в естественных комплексах дополняются кремнеземом осадочного генезиса. В последующих, последовательно дифференцированных сериях, снижается доля извержений основного состава и резко возрастает количество излившихся пород кислого и среднего. В них больше кремнезема, но значительно меньше кальция. Потому осадочная часть этих формаций представлена преимущественно карбонатными (кальцевыми) породами. Мы видим, что в этом случае недостаточность кальция в вулканитах компенсируется осадками, в которых данный химический элемент преобладает. Карбонатные и особенно терригенные типы осадочных пород развиты среди эффузивов следующей в формационном ряду порфиритовой формации. Здесь доля silica в излившихся породах еще выше, а кальция – еще ниже. Недостающие химические составляющие восполняются в природной среде возрастанием роли карбонатных осадков. В завершающей формационный ряд флишевой формации магматические породы редки. Основная по объему комплекса осадочная часть представлена слоистыми терригенными породами, разновидности которых, обусловленные разноразмерной класстикой, ритмично переслаиваются между собой. Следовательно, прослеживается закономерная тенденция, **когда изверженная часть типовой формации тектонического цикла дополняется осадочной составляющей полярного химического состава.** Потому логично полагать, что магматический расплав является источником материала не только для изверженной, но и осадочной составляющей единого формационного комплекса. Итак, правило полярности В.Н. Лодочникова подтверждается на нескольких геовещественных уровнях.

Следует иметь в виду, что нередки случаи, когда одни и те же вулканические комплексы разные авторы относят к различным типам формаций. Это затрудняет применение формационного анализа для решения ряда генетических проблем геологии и, в частности, воссоздания однозначной геотектонической ситуации. Как это справедливо отметил А.С. Бобохов [1991], большинство исследователей для целей геодинамических реконструкций: «в своих построениях использовали данные петрохимического анализа вулканитов, и определение их формационной принадлежности аргументировалось отнесением к той или иной петрохимической серии. Тем не менее, уровень, на котором проводились подобные исследования, т.е. простое отнесение к толеитовой или известково-щелочной сериям, не привел, как оказалось, к существенному изменению положения» (с. 19). Потому границы не только конкретных формаций, но и в целом формационных рядов являлись недостаточно аргументированными, а потому как бы «блуждающими». Такая ситуация сохраняется и ныне, несмотря на то, что степень достоверности геодинамических реконструкций на основе геохимических сопоставлений однотипных формаций в последующие годы значительно возросла.

В настоящее время при сравнении магматических пород, возникших в современных геодинамических обстановках, с вулканитами прошлых геологических эпох, широко используются сопоставления не только основных петрогенных компонентов и окислов, но и рудных, редких и редкоземельных элементов. Однако неоднозначность в определении формаций и их положения во времени и пространстве сохраняется и ныне. Вероятно, она обязана, сложившемуся в свое время положению в геологии, когда изверженные и осадочные члены единой ассоциации, несмотря на их пространственное и временное единство, как правило, рассматриваются отдельно, изолировано друг от друга. Это и было заложено в одном из распространившихся определений формации, как сообщества связанных между собой пород генетически. Однако вряд ли может вызывать сомнение, что накопление осадочных и изверженных пород происходит в разных термодинамических условиях. Но, чередование во времени извержений (активный тектонический режим) и осадконакопления (спокойная тектоническая обстановка) говорит о смене активных и пассивных периодов, об особом геодинамическом режиме, о пульсационном характере проявлений тектонических напряжений. Потому не случайно появилось, а затем прижилось геотектоническое направление в формационном анализе, предложенное Н.С. Шатским и Н.П. Херасковым. Это направление достаточно полно развито А.В. Пейве, Ю.А. Косыгиным, К.В. Боголеповым, В.В. Белоусовым и многими другими отечественными тектонистами. Согласно ему, формация – это не генетическое, а парагенетическое единство пород, связанных общностью тектонических (геодинамических) условий их накопления. При этом авторы формационного анализа на тектонической основе специально подчеркивали не случайность набора пород, а естественность их парагенезисов. Данное определение явилось надежной основой объединения изверженной и осадочной составляющих в единую типовую парагенетическую ассоциацию формационного уровня.

Мы впервые уравнивали «в правах» вулканическую и осадочную составляющую каждой типовой формации, а также доказали, что каждый формационный ряд палеозойской Уральской складчатой области завершается флишем [Казанцева, 1981, 1987, 1998]. Первое позволило значительно повысить информативность формационного анализа, в результате чего некоторые насущные проблемы петрологии получили существенно иное решение. Второе – выделить несколько полных формационных рядов и, соответственно, полновесных тектонических циклов в геоактивной в прошлом зоне Урала. Как пример первого положения – проблема состава исходной магмы, от которой произошли изверженные породы складчатой области. Наиболее известные на этот счет мнения сводятся к следующему. Н.Л. Боуэн, А.Н. Заварицкий и др. считали исходным составом магматического расплава базальты, а Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и Р. Дели обосновывали двухкомпонентный состав магмы – основные и кислые породы. Существовали и другие точки зрения, например, ультраосновной (перидотитовый), а также трехкомпонентный состав и др. Видимо, поэтому Ф.Ю. Левинсон-Лессинг в первой половине XX века называл такое положение в петрологии «кризисом магмы». Но сейчас известно, что эволюция химического состава вулканической серии заключается в поокислении изверженных горных пород от начала к концу тектонического цикла (формационного ряда). Это гомодромный характер направленности вулканизма. Такая, хорошо проявляющаяся в складчатых областях закономерность привела многих исследователей к выводам о постепенном обеднении фемическими и, соответственно, накоплении калиевых элементов в процессе кристаллизации магмы, а следовательно о том, что кристаллизуется из магмы в первую очередь то, что в ней на данный момент преобладает. Выявленная же потом закономерность, на которой мы акцентировали внимание выше: **чем значительнее основность изверженной части формации, тем больше кремнезема в ассоциирующей с ней осадочной составляющей**, не согласуется с таким заключением. Она может свидетельствовать о суммарности магматической и осадочной составляющих в определении исходного состава магматического очага. Гомодромная же направленность эволюции магматического расплава с позиции геодинамики может быть удовлетворительно объяснена последовательностью смены геодинамического режима в течение развития тектонического цикла (формационного ряда). Эта закономерность скорее показывает, что состав магматического расплава на протяжении эволюции тектоническо-

го цикла существенно не менялся и был близок к изначальному. Как было показано в ряде наших работ (1981–2000 гг.) естественная смена вещественного состава и структурных особенностей определяются соответствующей направленностью геодинамического режима, эволюция которого сводится к предельно низким значениям давления в начале цикла, постепенно повышающегося на протяжении его развития и максимальным – к концу. Поэтому гомодромный характер направленности вулканизма в совокупности со сформулированной выше закономерностью, свидетельствуют о том, что дискутируемый многие годы вопрос об исходной магме вулканизма складчатых областей решается в пользу преимущественно среднего, андезитового ее состава. Об андезитовом составе исходной для вулканитов Урала магмы ранее писали Т.И. Фролова и И.А. Бурикова [1977]. Данный вывод хорошо согласуется и со сделанным ранее заключением о том, что кристаллизуется из магмы вначале не то, что в ней преобладает, а то, что может образовываться согласно геодинамическим условиям (тектоническим режимам) в каждый конкретный отрезок времени [Kazantseva, 2005]. Итак: 1. Правило полярности В.Н. Лодочникова реально существует. В настоящее время оно дополнено новыми доказательствами и является составной частью открытого нами геологического закона внутрисистемной (парагенетической) компенсации, обоснование которого приведены ранее. Уточненную формулировку данного правила можно представить в следующем виде: **в пределах единой парагенетической ассоциации постмагматические процессы несут с собой такие элементы или окислы, которыми бедны непосредственно предшествующие им вулканические извержения.** 2. Исходный для горных пород складчатых областей состав магмы следует определять как сумму составов излившихся вулканитов, сопровождающих их осадков, а также минеральных ассоциаций, возникших при внедрении магматитов в приконтактовые образования. 3. Пространственная и временная объединенность сообществ пород разного генезиса (изверженных с одной стороны и осадочных – с другой) в единые формационные комплексы свидетельствует о проявлении особого геодинамического режима в период их накопления, о пульсационном характере тектонических напряжений.

Литература

- Бобохов, А.С. Эндогенная динамическая система Южноуральской палеоостровной дуги. М.: Наука, 1991. 180 с.
 Казанцева, Т.Т. Происхождение и развитие геосинклиналей. Уфа: БФАН СССР, 1981. 26 с.
 Казанцева, Т.Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 169 с.
 Казанцева, Т.Т. О законах геологии и диалектики. // Современные проблемы естествознания на стыках наук. Уфа: 1998. Т. 1. С. 89-95.
 Лодочников, В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. 4-е издание. М.: 1955. С. 248.
 Фролова, Т.И., Бурикова, И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: МГУ, 1977. 266 с.
 Шарапов, И.П. Метамеология. Некоторые проблемы. М.: Наука, 1989. 209 с.
 Kazantseva, T.T. System notions and laws of geology // South-Russian bulletin of geology, geography and global energy. Global problems. Astrakhan. 2005. N 4 (13). С. 9-14.

НАНОКРИСТАЛЛЫ КАК КОНЕЧНЫЙ ЧЛЕН ПРОДУКТОВ ДИНАМОМЕТАМОРФОГЕННОГО РЯДА

Казанцева Т.Т.
ИГ УНЦ РАН

В настоящее время проявляется большой интерес к природным минеральным индивидам нанометровых размеров. Развивается новая отрасль геологической науки – наноминералогия. Анализ накопленных к настоящему времени данных позволяет говорить о двух способах полу-

чения природных кристаллов наноразмерности: а) кристаллизационном и б) деформационном. Кристаллизационный способ – это естественная кристаллизация любого минерального индивида в ее начальный период. Высказываются убеждения в том, что наноразмеры имеют все кристаллические частицы – зародыши, и все минералы начинали свое развитие с нанокристаллов. Появление индивидов такого размера свойственно и начальным стадиям раскристаллизации вулканических стекол. Известно, что наноразмерные величины характерны, например, для опалов. А.М. Асхабов [2004] предлагает концепцию нанокристаллообразования, смысл которой сводится к существованию особой кватаронной фазы, когда в начале появляются кластеры, а процесс структурирования минерального вещества до наночастиц происходит либо в процессе фазового перехода из жидкого или газообразного состояния в твердое, либо при последовательном уменьшении размеров до наноуровня. В.В. Адушкин, С.Н. Андреев, С.И. Попель [2004] рассматривают кавитационный механизм формирования наноминералов, особенно в рудных телах. Они считают его «достаточно распространенным и важным физическим эффектом в процессах формирования нано- и микрочастиц в рудных месторождениях» (с. 364). Этот механизм предложил Э.М. Галимов более тридцати лет назад, предсказав возможность синтеза алмазов кавитационным путем, а позже подтвердив это экспериментально [Галимов и др., 2004]. Суть его сводится к тому, что при быстром подъеме флюида из мантии к поверхности Земли по трещине переменного сечения происходит падение давления там, где трещина расширяется, в результате чего флюид расслаивается на жидкую и газовую фазу. Вторая из них существует в виде пузырьков. В тех же местах, где трещина становится значительно уже, давление вновь восстанавливается и происходит схлопывание пузырьков, вследствие чего выделяется энергия, вполне достаточная для образования алмазов. Сжатие кавитационных пузырьков приводит к возрастанию давления в сотни килобар и температуры порядка десятков тысяч градусов, возникают сверхзвуковые кумулятивные микроструи и ударные волны [Маргулис И.М., Маргулис М.А., 2000]. Как считают Л.Г. Филимонова с соавторами [2004] наночастицы муассанита и сопутствующие ему рудные минералы такой же размерности в рассеянной многометальной минерализации Дукатского рудного района на Северо-Востоке России сформировались этим же способом.

Деформационный способ может быть естественным и искусственным. Естественный путь – тектонический. Как известно, высокими плотностями избыточной свободной энергии обладают участки выхода объемных дефектов на поверхность (вакансии, дислокации и др.) [Вернон, 1980]. И даже при слабом упругом деформировании горных пород, равном 10^{-9} , что на несколько порядков меньше, чем при тектоно-сейсмической активации пород, формируются активные центры с величинами избыточной свободной энергии, превышающими на десятки и даже сотни кДж×моль⁻¹ ее фоновые значения. Тектонический путь рассмотрим на примере эволюции кластитов динамометаморфогенных структур – производных деформаций в условиях тектонических напряжений тангенциального сжатия. В специальной геологической литературе они давно известны как продукты низкотемпературного динамометаморфизма, однонаправленного давления (стресса). В зависимости от величины воздействующих тектонических напряжений мы расположили их в виде динамометаморфогенного ряда. Этот ряд начинается будинажем, к которому мы отнесли и довольно часто встречающиеся тектонические шаровые образования, впервые описанные нами в различных структурных зонах Южного Урала. Нарастает ряд брекчиями трения и катаклазитами, затем милонитами и филлонитами (милонит-филлитами). Как конечный продукт такого ряда мы рассматриваем породы нанокристаллической структуры [Казанцева, 2008]. Отличительной особенностью минеральных нанокристаллов является некристаллографичность их форм, отсутствие плоских граней, прямолинейных ребер и вершин. Они агрегируются без слияния. Вероятно, сказанное следует из известного положения о том, что хороший контакт двух твердых поверхностей ведет к уменьшению значения поверхностной энергии примерно в 3 раза по сравнению с ее величинами для свободной поверхности [Мартин, Доэрта, 1978]. В то же время на стыках трех и четырех зерен значения поверхностной энергии возрастают в несколько раз. Кроме то-

го, в наноминералах проявляются особые механические, оптические, магнитные и другие свойства. Часто они зависят от среды, в которой находятся. Так, свойства наночастиц золота в вакууме, на воздухе значительно отличаются от тех, что заключены в сульфидах.

Будинажем принято называть раздавливание, развальцевание либо разлинзование пластов горных пород с низкой пластичностью, за счет которых образуются жесткие блоки и линзы – будины, связанные между собой перешейками и слоями пластичного материала. Это широко распространенное явление в зонах тектонических нарушений, возникающее при однонаправленном действии тектонических сил. Выделяют несколько разновидностей будинажа, отвечающих последовательным стадиям усложнения геодинамических условий. *Эмбриональный* будинаж характеризуется неполным разрывом жестких пластов. Будины его соединены шейками или разделены небольшими трещинами, но не изолированы друг от друга. *Блоковый* будинаж, когда будины представлены отдельными блоками, часто остроугольной формы. *Нормальный* будинаж, будины в котором значительно разобщены и имеют боченкообразную форму. *Линзовый* будинаж с будинами линзовидного облика, иногда растащенными на значительное расстояние друг от друга. К конечному виду мы отнесли *шаровый* будинаж, описанный нами ранее как тектонические шаровые образования [Казанцева, 1977].

Направленное давление способствует образованию и *брекчий трения*, локализованных преимущественно в зонах тектонических нарушений довольно жестких пород, при малом количестве пластического материала, либо его полном отсутствии. Потому, брекчии трения состоят из обломков пород обычно угловатой формы, сцементированных также обломками пород и минералов, значительно меньшей размерности.

Катаклаз – следующий тип деформационных структур динамометаморфизма. Он возникает также при низкой температуре и влиянии более масштабного направленного тектонического давления. Его производными являются катаклазиты. Минералы в них ведут себя как хрупкие тела. От брекчий трения они отличаются большей раздробленностью первичного материала и повышенной деформированностью внутреннего строения минералов, иногда наличием мелкогранулированной полиминеральной связующей массы (цемента). В зависимости от состава пород, за счет которых катаклазиты возникли, различают их виды, соответствующие названиям изначальных пород.

Кластической структурой динамометаморфогенного ряда являются и *милониты*. Они возникают при еще более интенсивном одностороннем давлении также в зонах тектонических нарушений. Это тонко перетертая порода, микроскопическая брекчия с отчетливо выраженной сланцеватостью (текстурой тектонического течения), измолотый, мелко раздробленный цемент которой бывает частично раскристаллизован. Данная порода весьма плотная. Развитию её способствуют неоднократные и разнонаправленные движения по поверхностям надвигов и сдвигов. При крайней степени развальцевания возникают ультрамилониты – полосчатые породы афанитового облика, напоминающие *фельзиты*. Милониты от катаклазитов отличаются большей степенью дробления и развитием сланцеватости, хотя обломки вторых довольно часто приобретают груболинзовидную, удлиненную в одном направлении форму. Еще более тонко измолотые породы, чем милониты, с полной либо частичной перекристаллизацией отдельных минералов, ростом пластинок либо чешуек слюды и хлорита, с образованием агрегатов мелких зерен кварца и кальцита, называют *филлонитами*. Их именуют филлит-милонитами или листоватыми милонитами. Характерной особенностью структуры филлонитов под микроскопом является отчетливо выраженная сланцеватость, образующая множество самостоятельных линзочек, каждая из которых имеет свой собственный узор. Потому пластинчатые минералы в филлонитах сосредоточены либо в реликтовой сланцеватости, либо располагаются поперек нее.

В зонах развития тектонических нарушений, преимущественно в жестких породах, обнаруживаются и образования микронной размерности. Они известны в виде узких полосок и небольших линзочек и в милонитах. Имеют скрытокристаллический, стекловатый облик, потому ранее истолковывались как частичное переплавление тонкораздробленного материала.

Это псевдотахилиты (в отличие от тахилитов – вулканического стекла базальтового состава). Рентгенометрический анализ позволил обнаружить в них криптокристаллическую структуру измельченного материала основной породы, без следов переплавления. Ю.Ир. Половинкина [1966] описала штUFFы чарнокита, в которых по трещинкам (местами пересекающими породу так густо, что образуются участки брекчий), идущим в направлении сжатия и истирания породы, развиты рассматриваемые образования. По сути дела природные нанокристаллические структуры – это следствие деформирования жестких, не пластичных геологических тел в зонах высокой локализации больших тектонических напряжений сжатия.

В плане изложенного намечаются некоторые закономерности эволюции динамометаморфогенного ряда. Они таковы. При возрастании направленного тектонического давления в зонах разрывных нарушений последовательно увеличивается степень дробления жестких пород, сланцеватости и полосчатости – пластичных. В первых все меньше становится размер обломков, но выше плотность и твердость породы. Во вторых – проявляется и последовательно возрастает пластическое течение вещества.

Структуры динамометаморфогенного ряда следует относить к тектонитам. При развитии тех типов метаморфизма, в которых одностороннее давление не проявляется (метасоматизм, контактовый метаморфизм и пр.) тектониты не возникают.

Считается, что при одновременном воздействии одностороннего и гидростатического давлений возникает динамотермальный метаморфизм и, что избыточность первого по отношению ко второму приводит к повышению температуры. Так возникают пластические деформации. Но еще Кулон высказывал убеждение, что пластические деформации являются следствием развития сдвига, а позже Сен-Венан считал, что в сложном напряженном состоянии деформированное тело приобретает пластическое состояние, когда в нем касательное напряжение достигает некоторого предельного значения (предел текучести по сдвигу). Пластическая деформация сопровождается выделением тепла и закономерной ориентацией зерен. Горные породы нередко текут (кливаж течения), образуя причудливые складки. Среди структур динамотермального метаморфизма наиболее типичны сланцеватые и полосчатые. Но сланцеватость, как уже было отмечено, возникает уже в милонитах, и даже в некоторых видах катаклазитов и без дополнительного проявления термального режима, только под влиянием деформаций и перекристаллизации. Последнее является залогом того, что термальный режим может быть производным и согласованным с постепенным увеличением сланцеватости и пластичности. В этом случае не требуется дополнительно гидростатического давления, либо погружения толщ на значительную глубину.

Итак, природные породные системы при приложении направленного тектонического давления ведут себя в соответствии с их литологическим составом, структурными особенностями и физическими характеристиками. Породы преимущественно пластичные (аргиллиты и алевролиты, а также тонкозернистые песчаники) преобразовываются в сланцеватые и тонкополосчатые образования. Породы с хорошо выраженной слоистостью (перемежаемость хрупких и пластичных разновидностей) последовательно подвергаются будинажу, катаклазу, милонитизации. Массивные породы, хрупкие дают начало тектоническим брекчиям с различной размерностью кластического материала (от весьма грубых до микроскопических) без повышения температуры. Именно в этом типе пород конечным продуктом динамометаморфогенного ряда в условиях весьма интенсивных направленных тектонических давлений могут формироваться и нанокристаллы.

Что же касается искусственного способа получения нанокристаллов, то ему продолжает уделяться все больше внимания. Вероятно, в основе его лежит открытие начала прошлого века. Уже тогда было известно, что при деформации твердых тел на плоскостях скольжения возникают слои, обладающие подвижностью. Они ведут себя подобно жидкости. Появилась концепция «третьего тела», которое представляет собой приповерхностные слои двух исходных, подверженных трению. Такая новообразованная пленка, существуя очень короткое время, затвердевает и становится весьма прочной. Теоретические и экспериментальные исследования в области

сверхпластичности материалов, направленные на изучение наноструктур, удивительным образом согласуются и с теми знаниями процессов динамометаморфизма, деформационных структур природной геологической среды, о которых мы сказали выше. В подтверждение этого сошлемся на некоторые положения, приведенные в трудах Международной научной конференции, посвященной 15-летию Института проблем сверхпластичности металлов РАН под общей редакцией О.А. Кайбышева. Из них следует, что формирование структуры ультрамелкозернистых материалов (нанокристаллических, со средним размером зерен около 10 нм, и субмикрокристаллических, со средним размером зерен около 100 нм) приводит как к существенному изменению физических (механических, тепловых, электрических, магнитных, диффузионных) свойств, так и к фазовым переходам. Поведение субмикрокристаллического материала во многом обусловлено большой объемной долей границ зерен, что лежит в основе низкотемпературной сверхпластичности. Здесь действуют три микромеханизма: зернограничное проскальзывание, внутризерновое дислокационное скольжение и диффузионная ползучесть. Основным механизмом сверхпластической деформации – зернограничное проскальзывание. Наиболее существенное измельчение микроструктуры до размеров, близких к нанокристаллам, получено в результате интенсивной деформации при комнатной температуре на наковальне Бриджмена. Формирование нанокристаллической структуры осуществляется в несколько стадий. На начальной стадии деформации формируется ячеистая структура. Также развиваются полосы грубого скольжения сначала в одном ($\epsilon = 2,5$), а с увеличением степени деформации ($\epsilon = 3,5$) в двух направлениях. При степени деформации $\epsilon = 4,5-5,5$ происходит трансформация ячеек в зерна со средним размером 30-40 нм» [Современное состояние..., 2000, с. 242-243]. При этом уровень твердости нанокристаллов увеличивается в 2 раза по сравнению с исходным состоянием.

Как видим, геодинамический механизм, а также стадийность формирования природных деформационных макроструктур динамометаморфизма и наноструктур, получаемых искусственно в результате интенсивной деформации, вполне сопоставимы.

Сказанное позволяет надеяться, что вещественные геологические тела (минералы, породы) могут быть шире вовлечены в сферу нанотехнологии.

Мы неоднократно обращали внимание на тот факт, что структурная составляющая любой вещественной геологической системы позволяет расшифровывать геодинамические условия её формирования. Показали, что это в полной мере относится и к рудным телам [Казанцева, Казанцев, 2006]. Продукты динамометаморфизма, широко развитые во многих рудодобывающих карьерах, также содержат ценную информацию о процессе рудообразования, хорошо согласующуюся с открытием пятидесятих годов прошлого столетия Д.Н. Гаркунова и И.В. Крагельского эффекта избирательного атомарного переноса, когда из взаимодействующих веществ в контактную пленку переходят те или иные химические элементы в чистом виде. В первых их опытах это была медь из бронзы. Родились представления о механохимических процессах в земной коре и рождении новых минеральных залежей в зонах разломов. Такая залежь, как считают Н.Б. Хахаев и Л.Д. Цветков [1995] обнаружена в разрезе Кольской сверхглубокой скважины на глубине 9500-9700 м, где присутствуют концентрации самородного золота, серебра и других металлов. В свете активного участия динамометаморфизма в процессе рудообразования актуальны также исследования начала двадцать первого века О.А. Кайбышева, а также С.Н. Фаизовой и А.В. Корневой [2000], показавших, что активация диффузионных потоков усиливается под влиянием механизмов деформирования. По их данным в результате зернограничного проскальзывания происходит перераспределение химических элементов, в частности, Zn и Al в сплаве Zn-22%Al, при котором первый, являясь более активным по сравнению со вторым, концентрируется вдоль поверхностей деформационных зон.

Литература

Асхабов А.М. Кластерная (кватеронная) самоорганизация вещества на наноуровне и образование кристаллических и некристаллических материалов //Записки всероссийского минералогического общества. Ч. CXXXIII. №4. 2004. С. 108-123.

Адушкин В.В., Андреев С.Н., Попель С.И. Кавитационный механизм формирования нано- и микрочастиц минералов в рудных месторождениях // Геология рудных месторождений. 2004. Т.46. №5. С. 363-370.

Вернон Р.Х., Метаморфические процессы. М.: Наука, 1980, 227 с.

Галимов Э.М., Кудин А.М., Скоробогатский А.С. Экспериментальное подтверждение синтеза алмаза в процессе кавитации // Докл. РАН 2004. Т. 395. №2. С. 187-191.

Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Тектонические шары в породах Южного Урала // Геологическое строение и нефтеносность Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1977, с. 46-49.

Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Рудообразование в структурном аспекте. // Вестник АН РБ. Уфа: Гилем, 2006. Т.11 №3. С. 11-23.

Казанцева Т.Т. От будин – к нанокристаллам // Вестник АН РБ. 2008. Т. 13. №4. С. 11-18.

Мартин Дж., Дозрта Р. М. Стабильность микроструктуры металлических систем.: Атомиздат, 1978, 280 с.

Маргулис И.М., Маргулис М.А. Динамика одиночного кавитационного пузырька // Журн. физической химии. 2000. Т. 74. №3. С. 263-287.

Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры метаморфических пород. Т. II. Метаморфические породы. М.: Недра, 1966. 272 с.

Современное состояние теории и практики сверхпластичности материалов // Труды международной научной конференции посвященной 15-летию Института проблем сверхпластичности металлов РАН / Под ред. О.А. Кайбышева. Уфа: Гилем, 2000. 345 с.

Фаизова С.Н., Корнева А.В. Взаимовлияние механизмов деформации при сверхпластичном течении сплава Zn-22% Al // Труды международной научной конференции «Современное состояние теории и практики сверхпластичности материалов» посвященной 15-летию Института проблем сверхпластичности металлов РАН. Уфа: Гилем, 2000. С. 151-156.

Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Бортников Н.С. Наночастицы муассанита из рассеянной минерализации Дукатского рудного района (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2004. Т. 394. №4. С. 540-543.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА (НОВЫЕ НАХОДКИ МИНЕРАЛОВ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ)

Ковалев С.Г.

ИГ УНЦ РАН, kovalev@anrb.ru

Систематических минералогических исследований на территории западного склона Южного Урала не проводилось по целому ряду причин, основными из которых являлись отсутствие крупных рудных объектов, широкое распространение осадочных пород, а главное – бытовавшее мнение о слабо проявленных в пределах региона магматических и метаморфических процессах, обусловленных его платформенным развитием на протяжении практически 2 млрд. лет.

В последние 10-15 лет в результате проведения научно-исследовательских работ была выявлена серия минералов, описанных впервые либо для региона, либо для структурно-вещественных комплексов, расположенных на западном склоне Южного Урала. Каждая такая находка несет определенный объем информации, позволяющий охарактеризовать процессы, в результате которых формирование этих минералов стало возможным, что, в свою очередь, помогает воссоздать условия рудогенеза, геодинамические обстановки формирования отдельных структурно-вещественных комплексов и всего региона в целом.

В 1996 году при промывке проб-протолок метасоматически измененных пород из контакта кварцевых жил Улу-Елгинской зоны (рис.) были обнаружены единичные знаки самородного олова со специфическим набором примесных компонентов (Sn – 78,42–98,1; Pb – 3,78–14,01; Zn – 1,0–1,57; As – 1,85; Cu – 0,36–5,96; S – 0,13–1,4; Fe – 0,25–0,96; Ag – 0,99–1,11; Pd – 1,14–1,27; Rh – 1,09–1,21, вес. %), что позволило в первом приближении определить физико-химические условия формирования оруденения. Аналогичные образования были обнаружены в русловом аллювии золотоносной россыпи «Осиновый лог» и р. Сухая Кургашла в южной части Башкирского мегантиклинория [Ковалев и др., 1997].

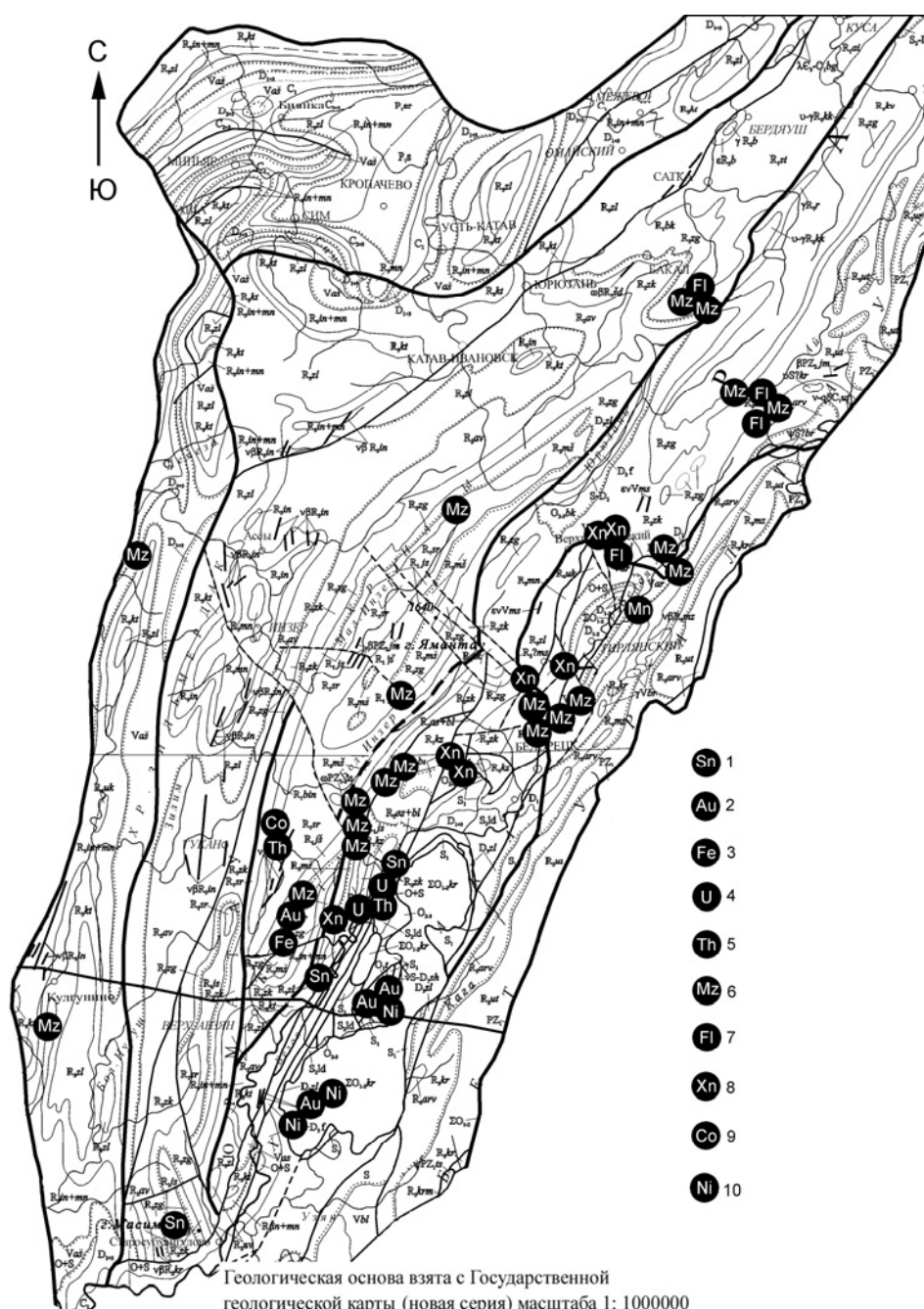


Рис. Геологическая схема западного склона Южного Урала и расположение новых находок минералов

1 – самородное олово, 2 – самородное золото, 3 – самородное железо, 4 – уранинит, ураноцирцит и коффинит, 5 – торит, торинанит и урановый торит, 6 – монацит, 7 – флоренсит, 8 – ксенотим, 9 – кобальтин, 10 – минералы системы Fe–Ni–S (6–8 – по [Алексееву и др., 2006]).

При проведении тематических и научно-исследовательских работ в пределах Шатакского грабена в пробах-протоколках из конгломератов были описаны находки самородного железа, представленные выделениями серого цвета с металлическим блеском удлиненно-неправильной, «червеобразной» формы с размерами до 2-3 мм по удлинению. В их составе были определены (в ат. %): Fe – 97,62–99,33; Mn – 0,54; Au – 0,3–0,33; Pt – 0,4 и Cr – 0,34–1,14 [Ковалев, Высоцкий, 2000]. Кроме того, здесь же было обнаружено самородное золото, приуроченное к хлорит-железистым выделениям, цементирующим зерна кварца. Форма золотинок неправильная с резко изрезанными краями, дендритовидная, каплевидная. Размер их в основной массе составляет 1–5 мкм, но встречаются и более крупные выделения. Рентгеност-

руктурный анализ [Мустафин и др., 2002] показал наличие в составе Au серебра. Кроме того, С.К. Мустафиным с соавторами [2002] было установлено, что золото обладает слабо выраженными магнитными свойствами. Здесь же, в терригенных породах кузельгинской и каранской подсвит машакской свиты были обнаружены относительно многочисленные кристаллы монацита и его Th-содержащей разновидности.

При изучении геологии и металлогении гипербазитовых массивов Крака, в образцах из надрудных пород месторождения Большой Башарт (массив Южный Крака) и в пробах-протоловках из рудовмещающих гипербазитов месторождения Хамитовское и рудопоявления Сарангаевское, расположенных в породах полосчатого комплекса массива Средний Крака (см. рис. 1), было обнаружено самородное золото (Au – 89,21–89,55; Ag – 7,08–8,06; Cu – 1,06–3,03; Pd – 0,85–0,54), представленное выделениями неправильной формы с максимальными размерами до 0,08×0,01 мм, приуроченными к мелким трещинкам в хромитах. Обнаружение самородного Au, совместно с другими материалами по геохимии кракинских пород позволило обосновать их относительно слабую истощенность и предложить геодинамическую модель формирования массивов [Ковалев и др., 2007]. Кроме того, в породах и хромитовых рудах массивов были выявлены многочисленные минералы системы Fe–Ni–S (Ковалев, настоящий сборник), многие из которых (миллерит, хизлевудит, аварунит и др.) относятся к новым, ранее не описывавшимся в породах и рудах массивов.

В результате исследования регионального метаморфизма западного склона Южного Урала А.А.Алексеевым была описана редкоземельно-фосфатная минерализация, приуроченная к суранской, юшинской, машакской и зигазино-комаровской свитам нижнего и среднего рифея и к русловым отложениям и аллювию низких и высоких террас восточной подзоны Башкирского мегантиклинория, сложенных метаморфизованными породами рифея и венда [Алексеев и др., 2006]. Редкоземельные фосфаты представлены монацитом, ксенотимом и флоренситом. Общими чертами для них является принадлежность к слабометаморфизованным терригенно-осадочным породам, представленным филлитами, филлитизированными глинистыми сланцами и алевролитами.

В 2008 году, при изучении вулканогенно-осадочных пород среднерифейского возраста с обильной сульфидной минерализацией, расположенных в восточной зоне Башкирского мегантиклинория была обнаружена U-Th-REE минерализация, приуроченная к сложнодислоцированным углеродсодержащим сланцам, которые пространственно ассоциируются с магматическими породами основного состава, представленными полнокристаллическими габбро-диабазитами [Ковалев и др., 2009]. Последние в значительной степени изменены и превращены в хлорит-клиноцоизит(эпидот)-полевошпат-амфиболовые породы, часто биотитсодержащие, карбонатизированные и окварцованные. При их петрографическом изучении в крупных кристаллах сине-зеленой роговой обманки и плагиоклаза часто наблюдаются мелкие (0,02 мм) многочисленные (до 10-15 зерен) пойкилитовые включения циркона и монацита. Здесь же были выявлены разнообразные по составу минералы урана и тория (уранинит, ураноцирцит, урановый торит, торит, коффинит). Проведенное изучение показало, что практически все минералы урана и тория находятся в тесной пространственной ассоциации с монацитом, неидентифицированными редкоземельными фазами сложного состава и/или сульфидами, что позволяет предполагать парагенетическую связь между ними. Одной из интересных особенностей химического состава уранинитов является наличие в них постоянной примеси свинца, между концентрацией которого и количеством урана существует прямая зависимость с коэффициентом корреляции 0,97, из чего можно сделать вывод о том, что свинец является продуктом распада урана, то есть радиогенным, а его количество является функцией времени. Проведенные расчеты показали, что время накопления свинца в уранинитах составляет около 600–610 млн. лет, что близко к времени основной проградной стадии высокobarического регионального метаморфизма пород белорецкого комплекса [Алексеев и др., 2006], в обрамлении которого располагаются черносланцевые отложения.

Детальные минералогические исследования показывают, что минералы урана и тория относительно широко распространены в породах западного склона Южного Урала. Кроме находок описанных выше, в терригенных отложениях большеинзерской свиты нами (совместно с С.В. Мичуриным) были обнаружены торит и торинит (см. рис.), а также кобальтин, приуроченные к площади развития окварцевания и сульфидной минерализации.

Приведенный выше краткий анализ полученных за последнее время материалов по минералогии западного склона Южного Урала показывает, что детальные минералогические исследования на территории региона являются перспективным направлением, требующим пристального внимания.

Работа выполнена при частичном финансировании по проекту 1.2.5. Программы 14 Президиума РАН и Программе РФФИ «Поволжье», грант № 08-05-97000.

Литература

- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А. Метаморфическая геология западного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2006. 212 с.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Первые находки самородного железа в породах машакского комплекса и их петрогенетическое значение // Геологический сборник № 1. Информ. мат.-лы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. С. 86-87.
- Ковалев С.Г., Кринов Д.И., Мичурин С.В. Первая находка минералов урана и тория в черносланцевых породах Южного Урала // ДАН, 2009, (в печати).
- Ковалев С.Г., Сначев В.И., Высоцкий И.В., Рыкус М.В. О новом типе благороднометальной минерализации на западном склоне Южного Урала // Руды и металлы, № 6, 1997. С. 27-32.
- Ковалев С.Г., Черников А.П., Бурдаков А.В. Первая находка самородного золота в хромитовых объектах массивов Крака (Южный Урал) // ДАН, 2007, т. 414, № 3. С. 364-367.
- Мустафин С.К., Захаров О.А., Юмагузин Ю.М. и др. Опыт исследования минералов благородных металлов рудных, россыпных и техногенных месторождений Республики Башкортостан // Минерально-сырьевая база РБ: реальность и перспективы. Мат.-лы Респуб. науч.-практ. конф. Уфа: Тау, 2002. С. 630-638.

МИНЕРАЛЫ СИСТЕМЫ Fe–Ni–S В ПОРОДАХ И РУДАХ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ КРАКА

Ковалев С.Г.

ИГ УНЦ РАН, kovalev@anrb.ru

При детальных работах, посвященных хромитоносности массивов Крака, в рудовмещающих породах и хромитовых рудах были обнаружены многочисленные сульфидные минералы и металлические сплавы, большая часть из которых принадлежит к системе Fe–Ni–S [Ковалев, Сначев, 1998]. Минераграфическими исследованиями и изучением химического состава на растровом сканирующем микроскопе JSM-840 с приставкой «Link» среди них были установлены: пентландит, миллерит, хизлевудит, аварунит, Fe-Ni-(±Co, S) сплавы переменного состава, пирит.

Пентландит (Ni, Fe (Co, Cu))₉ S₈ – наиболее часто встречаемый как в рудах, так и во вмещающих породах сульфид, образующий трещиноватые, неправильной формы выделения, с размерами $n \times 10^{-1} - n \times 10^{-3}$ мм (рис. 1). Количество его варьирует от единичных зерен до долей %. Часто наблюдается в ассоциации с миллеритом и хизлевудитом, иногда образует сростки с магнетитом и аварунитом. В его составе наблюдается широкий изоморфизм между железом и никелем, что позволяет выделять железистые и никелистые разновидности. Кроме того, в одном случае встречен медьсодержащий сульфид с нестехиометричным составом (табл.).

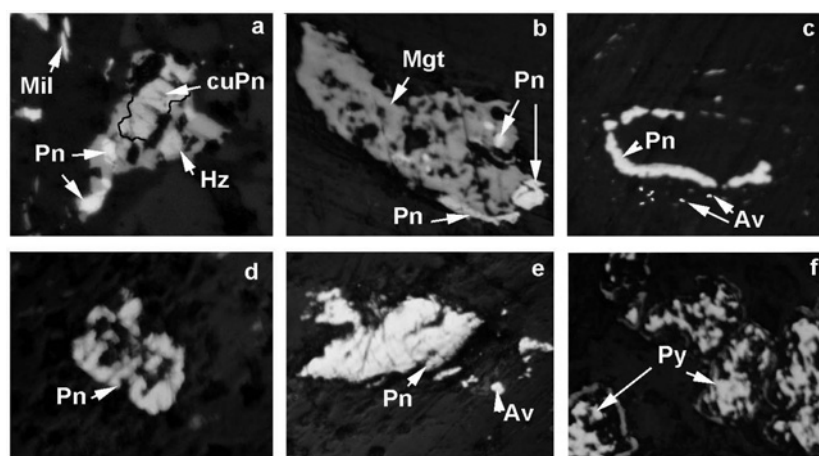


Рис. 1. Минералы системы Fe–Ni–S из пород и руд массивов Крака

Pn – пентландит, cuPn – медьсодержащий пентландит (?), Mil – миллерит, Hz – хизлевудит, Av – аварунит, Py – пирит, Mgt – магнетит.

Миллерит (NiS) – обнаружен в образцах из рудных объектов полосчатого комплекса массива Средний Крака и месторождения Б. Башарт (Южный Крака). Форма его выделений чаще всего удлинённая, игольчатая (см. рис. 1, а), либо он встречается в виде ксеноморфных зернистых масс с размерами от $n \times 10^{-2}$ до $n \times 10^{-3}$ мм в ассоциации с пентландитом, по которому иногда образует каймы обрастания и замещения.

Хизлевудит (Ni₃S₂) – встречен в породах полосчатого комплекса массива Средний Крака и в гарцбургитах массива Южный Крака (см. рис. 1, а). Представлен зернами неправильной формы с размерами отдельных индивидов от $n \times 10^{-2}$ до $n \times 10^{-3}$ мм в ассоциации с миллеритом и пентландитом.

Таблица

Химический состав минералов системы Fe–Ni–S из пород и руд массивов Крака (ат. %)

минерал	Av	Fe-Ni	Av	Pn	Mil	Hz	Mil	niPn	ni-cuPn?
Fe	26,51	46,05	28,92	25,23	2,9	0,53	0,53	19,87	19,97
Ni	72,48	53,77	70,37	28,9	48,37	58,74	50,88	36,67	52,4
S	0,14	-	-	45,15	47,52	40,4	48,39	42,54	18,32
Co	-	-	0,32	0,33	-	-	-	-	-
Ti	-	0,18	-	-	-	-	-	-	-
Pd	-	-	-	0,39	-	-	0,2	-	-
Ir	0,42	-	-	-	0,28	0,33	-	0,31	-
Au	-	-	-	-	0,25	-	-	-	-
Cu	0,45	-	0,39	-	0,68	-	-	0,61	9,31
минерал	fePn	Av	niPn	Av	Pn	Av	Pn	Av	Hz
Fe	35,25	26,07	18,64	25,59	26,6	27,29	26,72	24,84	1,331
Ni	18,79	73,72	33,78	69,8	25,25	71,39	24,97	73,79	56,85
S	45,03	0,21	46,97	2,05	47,29	0,09	46,71	-	40,674
Co	-	-	-	2,11	0,57	1,0	0,89	0,71	-
Ti	0,132	-	-	-	-	-	-	-	-
Pt	-	-	0,24	-	-	-	0,42	0,47	-
Ir	-	-	-	-	-	-	0,24	-	0,274
Au	-	-	-	-	0,29	0,23	-	-	0,265
Ag	0,138	-	-	-	-	-	0,05	0,19	-
Cu	0,66	-	0,37	0,45	-	-	-	-	0,606

Примечание. Определения выполнены на растровом сканирующем микроскопе JSM-840 с приставкой «Link» при напряжении 20 кВ и времени накопления 50 сек в Институте сверхпластичности металлов РАН (г. Уфа). Обозначения минералов см. на рис.1.

чающихся в породах полосчатого комплекса. В целом же, сравнительный анализ показывает, что минералы из пород, слагающих массивы Крака, отличаются повышенной «никелистостью» сульфидов, а также наличием значительного числа минеральных видов, представленных железо-никелевыми соединениями. Наличие в породах и рудах кракинских объектов, с одной стороны, высокотемпературных железистых пентландитов, с другой – миллерита, хизлевудита и пирита, которые относятся к относительно низкотемпературной «вторичной» ассоциации, позволяет говорить о наличии двух типов сульфидной минерализации, которые условно можно назвать «раннемагматической» и «постгенетической», причем переход первого во второй характеризуется перераспределением химических элементов с образованием новых минеральных видов и соединений.

В настоящее время существуют две версии механизма образования пентландита: 1) по перитектической реакции с участием расплава [Misra, Fleet, 1973]; 2) в результате твердофазной реакции [Kullerud, 1962]. На фазовой диаграмме (рис. 2, б) составы кракинских пентландитов попадают в поля $(\text{Fe, Ni})\text{S}_2 + (\text{Ni, Fe})\text{S}_2 + \text{mss}$ и $(\text{Ni, Fe})\text{S}_2 + \text{mss}$, что предполагает совместное существование фазы $(\text{Ni, Fe})\text{S}_2$ и моносульфидного твердого раствора. На наш взгляд реальные пентландиты и разнообразные соединения $(\text{Ni, Fe})(\pm\text{Cu})(\pm\text{Co})\text{S}_n$, часто нестехиометричного состава, охарактеризованные выше являются результатом распада твердого раствора, что в свою очередь не исключает возможности существования сульфидного расплава на более ранних высокотемпературных этапах формирования ультраосновных массивов. Последующий метаморфизм (серпентинизация) гипербазитов, который, вероятнее всего реализовывался при низких отношениях W/R (вода/порода), привел к образованию различных Fe-Ni соединений с преобладанием никеля ввиду его меньшего сродства к кислороду по сравнению с железом [O'Neill, Wall, 1987].

Приведенные материалы свидетельствуют об относительно слабой изученности минералогии массивов Крака, несмотря на обилие публикаций, посвященных различным аспектам их формирования и рудоносности.

Литература

- Базылев Б.А. Развитие аваруитсодержащей минеральной ассоциации в перидотитах из зоны разлома 15°20' (Атлантический океан) как одно из проявлений океанического метаморфизма // Российский журнал наук о Земле, т. 2, № 3, 2000.
- Ковалев С.Г., Сначев В.И. Гипербазитовые массивы Крака (геология, петрология, металлогения). Уфа: 1998. 104 с.
- Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
- Kullerud G. The Fe-Ni-S system // Carnegie Institute of Washington Year Book 62, 1962, P.175-189.
- Misra K.S., Fleet M.E. The chemical composition of synthetic and natural pentlandite assemblages // Econ. Geol. 68, 1973. p.518-539.
- O'Neill H. S. C., Wall V. J., The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle // Journal of Petrology, 28, 1987. P. 1169-1191.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЗОНАЛЬНОСТИ НЕФТЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ-КОЛЛЕКТОРАХ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮГО-ВОСТОКА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Королев Э.А.

Казанский государственный университет, Anton.Kolchugin@ksu.ru

Описанию вторичных преобразований в разрезах нефтяных залежей в карбонатных породах-коллекторах и зонах ВНК посвящено немало работ. Однако изучению генетической

стороны вопроса уделено достаточно мало внимания. Различие вторичных изменений в породах-коллекторах нефти и зон ВНК, также изучалось большим числом исследователей, но причины тех или иных изменений ими рассматриваются крайне редко.

Главной целью исследований являлось выявление литогенетических признаков формирования пород-коллекторов нефтяных залежей и зон ВНК.

Объектом исследования являлся керновый материал ряда месторождений нефти, расположенных, преимущественно, на восточном борту Мелекесской впадины и западном склоне Южно-Татарского свода. Наиболее детально изучались залежи, локализованные в известняках турнейского и башкирского ярусов, которые являются регионально нефтеносными на всей территории Волго-Уральской области.

Согласно современным представлениям [Япаскерт, 2005], в формировании осадочной породы можно выделить два основных типа литогенеза. Преобразования, связанные с литогенезом погружения осадков, а в дальнейшем и осадочных пород, которые включают в себя изменения, обусловленные процессами диагенеза, катагенеза и метагенеза, и преобразования пород, обусловленные вторичными изменениями наложенного характера. Последние реализуются на локальных участках, каковыми нередко являются нефтеконтролирующие структуры.

Достаточно детальное изучение вторичных преобразований наложенного типа в породах-коллекторах залежей нефти и зонах ВНК показало, что большинство вторичных изменений имеет генетически последовательную связь с этапами формирования и разрушения залежей. Установлено, что вторичные изменения коллекторов залежей и зон ВНК различаются как по интенсивности преобразований, так и по набору новообразованных аутигенных минералов. Среди вторичных преобразований пород-коллекторов залежей и зон ВНК можно выделить следующие: выщелачивание, доломитизация, кальцитизация, окремнение и др.

Изучение пород-коллекторов залежей нефти турнейского и башкирского ярусов показало, что среди перечисленных вторичных изменений наиболее интенсивно проявлено лишь выщелачивание, формирующее вторичные каверны. Особенностью выщелачивания следует отметить его селективность или избирательность, проявленную в растворении лишь цементирующей органические остатки компоненты известняков – микрита [Морозов, Козина, 2007]. Подобное селективное выщелачивание может реализовываться лишь в достаточно равновесной системе, когда растворяющие компоненты флюида распределены равномерно во всем объеме пород. При подобном типе выщелачивания нефтенасыщенность чаще всего является равномерной, что обусловлено равномерным распределением каверн в породе. Другие вторичные изменения, особенно в породах-коллекторах турнейского яруса, крайне редки. Лишь иногда в залежах башкирского яруса отмечаются прожилковые выделения вторичного кальцита, гнездовидные выделения вторичных сульфатов и доломита. Такие залежи, как правило, являются низкопродуктивными, нефти которых тяжелые и вязкие.

Зоны современных ВНК башкирского и турнейского ярусов достаточно надежно выделяются по данным ГИС. Флюид по данным ГИС определяется как «остаточная нефть», либо «слабо нефть». Кроме того, зоны ВНК хорошо фиксируются в керновом материале, прежде всего по смене структурно-текстурных характеристик пород и состава флюида, которым является сильно окисленная нефть или битум. На этом основании зоны ВНК можно принять в качестве разрушенных частей залежей. При пробных откачках флюида из указанных интервалов получают лишь воду.

Зоны древнего ВНК надежно фиксируются лишь в керновом материале. Такие зоны обычно интенсивно вторично преобразованы, имеют пятнистые и полосчатые текстуры пород, флюидом в которых является нефть. Наряду с нефтью, особенно в крупных кавернах, отмечается и пристеночный битум.

Изучение кавернозных известняков залежей турнейского и башкирского ярусов показало, что в зонах древних и современных ВНК отмечается отсутствие или крайне редкое развитие равномерно распределенного в породе вторично образованного пустотного пространства,

даже в пределах одного структурно-генетического типа известняков. Последнее, вероятно, объясняется большей открытостью системы флюид-порода и, как следствие, неравновесностью протекания биохимических реакций на границе вода-нефть-порода.

Присутствие лишь в зонах ВНК крупных каверн и отсутствие таковых в пределах высокопродуктивных залежей нефти позволяет определить подобный тип кавернозности в качестве признака, определяющего положение зон древних и современных ВНК. Формирование таких каверн, вероятно, определяется неравновесностью физико-химических условий и открытостью системы флюид-порода, когда миграция вещества осуществляется в условиях достаточно свободной фильтрации флюида, главным компонентом которого является вода. Такой тип выщелачивания уже не является селективным и затрагивает все компоненты известняков, включая и органические остатки.

Вторичная доломитизация в разрезах нефтяных залежей турнейского и башкирского яруса проявлена в подавляющем большинстве случаев в зонах современных и древних ВНК, в то время как в породах-коллекторах залежей нефти практически не обнаруживается. Доломит в этих зонах представлен как в виде вторичных мономинеральных прожилков, гнезд, неясно пятнистых выделений, так и в виде слабой примеси в известняках, фиксируемой лишь на рентгеновских дифрактограммах. Иногда вторичный доломит наблюдается в зонах развития пород-коллекторов залежей башкирского яруса с высоковязкими тяжелыми нефтями.

Среди процессов вторичной кальцитизации в залежах башкирского и турнейского ярусов можно выделить два основных типа выделений вторичного кальцита: прожилково-гнездовидный кальцит и крустификационный кальцит. Развитие вторичного кальцита прожилково-гнездовидного типа отмечается как в залежах, так и в пределах зон древних и современных ВНК. Залежи нефти турнейского яруса в зоне нефтяного коллектора практически никогда не содержат прожилковых и гнездовидных выделений вторичного кальцита и, напротив, зоны древних и современных ВНК турнейского яруса характеризуются постоянным их присутствием. В башкирских отложениях вторичная кальцитизация вышеописанного типа развита более интенсивно и представлена уже как в зонах древних и современных ВНК, так и в породах-коллекторах. В пределах коллекторов подобный кальцит отмечается лишь в залежах низкой продуктивности с высоковязкими нефтями.

Кроме того, изученные разрезы практически всегда характеризуются присутствием крустификационного кальцита на органических остатках в зонах древних и современных ВНК, в то время как в породах-коллекторах высокопродуктивных залежей нефти такой кальцит не встречен.

Среди различных типов окремнения в нефтяных залежах турнейского и башкирского ярусов наибольший интерес представляет окремнение, развитое в зонах древних и современных ВНК. Выпадение кремнезема, вероятно, следует связывать с наличием геохимических барьеров, которыми являются зоны ВНК [Сахибгареев, 1989].

Изучение разрезов залежей, главным образом, башкирского яруса показало, что нефти в пределах даже одного месторождения могут сильно различаться по физико-химическим свойствам. Исследования керн показали, что в залежах с плотными и высоковязкими нефтями наблюдаются изменения, идентичные изменениям в зонах ВНК: доломитизация, прожилково-линейная кальцитизация, крустификация, крупные каверны и пустоты. Однако интенсивность этих изменений в подобных залежах слабее, чем в зонах ВНК, что позволяет такие залежи называть частично разрушенными, так как при извлечении флюида получают высоковязкую нефть.

Выводы

1. Зоны развития пород-коллекторов обычно характеризуются равномерным характером распределения вторичных каверн в пределах одного структурно-генетического типа известняков. В таких породах редко присутствуют крупные, различимые в керне каверны. Практически все эффективное кавернозное пространство связано с межформенными кавернами выщелачивания.

2. Зоны развития нефтеносных пород-коллекторов характеризуются отсутствием, либо незначительным развитием вторичных минеральных новообразований наложенного типа.
3. В зонах древних и современных ВНК как турнейского, так и башкирского ярусов отмечается присутствие крупных (до 5,0 см) каверн не селективного типа выщелачивания, в то время как в зонах развития пород-коллекторов подобного не наблюдается.
4. Зоны ВНК (древние и современные) в изученных структурных подразделениях отличаются широким развитием аутигенной минерализации наложенного типа. Здесь отмечаются пятнисто-прожилковые выделения вторичного яснокристаллического доломита, кальцита и халцедона. В зонах развития пород-коллекторов подобное не отмечено.
6. Характерной особенностью зон древних и современных ВНК турнейского и башкирского яруса является присутствие крустификационных корочек кальцита, развивающихся на стенках кавернозных полостей.

Литература:

Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. – Л.: Недра, 1989. – 260 с.
Морозов В.П., Козина Е.А. Карбонатные породы турнейского яруса нижнего карбона. Казань: ПФ Гарт. 2007. 201с.
Япаскурт О.В. Основы учения о литогенезе. Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ. – 2005. – 379 с.

АГАТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЗОНАХ ВНЕДРЕНИЯ ЭЛИЗИОННЫХ УГЛЕВОДОРОДСОДЕРЖАЩИХ РАСТВОРОВ (НА ПРИМЕРЕ КАМСКО-УСТЬИНСКОЙ СТРУКТУРЫ)

Королев Э.А.

Казанский государственный университет, edik.korolev@ksu.ru

Углеводородсодержащие флюиды, внедряющиеся в осадочные породы, оказывают существенное воздействие на их структурно-вещественные характеристики за счет контрастных изменений геохимических параметров среды. В карбонатных отложениях это проявляется главным образом в растворении первичных исходных компонентов и отложении вторичных новообразований, несвойственных для данного типа пород.

Одним из подобных примеров являются карбонатные метасоматитовые жилы, сложенные мраморовидным кальцитом, которые залегают среди биомикритовых доломитов верхне-казанского подъяруса в пределах Камско-Устьинской структуры (западная часть Республики Татарстан). Их образование тесным образом связано с внедрением в породы эвапоритового комплекса углеводородсодержащих элизионных флюидов, о приходе которых свидетельствуют многочисленные битуминозные вкрапления. Воздействию глубинных растворов подверглись не только породообразующие минералы слоя доломитов, но и находящиеся в нем кремнистые конкреции. Под действием агрессивных флюидов конкреции выщелачивались, а их продукты переотлагались на некотором расстоянии от метасоматитов, образуя вторичные агрегаты горного хрусталя, аметиста и агатовых секретий. В данной работе будет рассмотрена лишь агатовая минерализация.

Агаты в зонах внедрения углеводородсодержащих флюидов являются относительно распространенными образованиями. Как правило, они встречаются на периферии жил мраморовидных известняков. Их размеры могут достигать 10,0 см в длину при ширине 5,0-6,0 см. В подавляющем большинстве агаты характеризуются сине-голубой окраской, лишь изредка встречаются полихромные разности. Различные вариации оттенков сине-голубых тонов

в концентрически-полосчатой текстуре агрегатов, обуславливают их высокие декоративные качества. Все агаты характеризуются концентрически-зональной текстурой, что позволяет их отнести к бразильскому типу.

В строении агрегатов прослеживается ряд специфических особенностей. В первую очередь они проявляются в том, что доломитовая порода вокруг агатов полностью замещена тонкозернистым халцедоном. Зоны окремнения имеют четко выраженные эллипсовидные очертания. Внутри них прослеживается волнисто-слоистый рисунок текстуры исходной породы. В ряде случаев участки окремнения пигментированы окислами железа, придающими им бурю окраску. Обращает на себя внимание и своеобразная морфология агатовых агрегатов в виде вытянутых параллельно общей слоистости доломитовых пород тел, осложненных раздувами и пережимами. Подобный облик кремнистых образований однозначно указывает на латеральный характер фильтрации минеральных растворов, обогащенных кремнеземом. Все агаты имеют центральный питающий канал, который либо полностью залечен минералами кремнезема, либо частично сохранился в виде секреторных полостей. Отличительной чертой является и минеральное выполнение агрегатов. Практически полностью они сложены халцедоном. Кварцевые зоны, типичные для большинства подобных образований, в составе текстурного рисунка отсутствуют.

Все агаты характеризуются хорошо выраженной зональностью не только на макро-, но и на микроуровне. Последнее выражается в чередовании тонких (0,1-0,5 мм) слойков, сложенных различными структурными разностями халцедоновых агрегатов. По периферии секреторных агатовых образований, как правило, развиты радиально-лучистые сферолитовые агрегаты, формирующие первый слой с неровной, бугристой поверхностью. Для большинства из них центром роста служит окремненная доломитовая порода. На контакте с вмещающей породой в основании халцедоновых сферолитов появляются тонкие пиритовые оторочки. Верхняя часть слоя часто несет следы растворения.

На корродированной поверхности нарастает следующий слой, сложенный перевитыми в жгуты волокнами халцедона ориентированными перпендикулярно подложке. Этот слой несет следы перекристаллизации, что проявляется в обособлении на его поверхности отдельных ромбоэдрических головок кварца, затушеванности более тонкой микрослоистости, появлении гранобластовой структуры.

Далее идет нарастание параллельно-волокнистых агрегатов халцедона, состоящих из более тонких слойков. Волокна, как правило, ориентированы поперек слоистости. Нередко они винтообразно закручены, что проявляется в чередование полос погасания и просветления в проходящем поляризованном свете. В отдельных слойках близко расположенные волокна образуют более толстые жгуты с общей оптической ориентировкой. Наблюдается четкая корреляция между увеличением степени перекристаллизации халцедона и толщины жгутов его агрегатов и уменьшением интенсивности окраски агатовых слойков.

В полихромных агатах красный цвет слойков обусловлен концентрированием тонкодисперсных чешуек гематита в межзерновом пространстве халцедоновых волокон. Анализ взаимоотношения минералов в красных слойках показывает, что гематит блокирует рост волокон халцедона, фактически маркируя область перерыва в кремнеземистом минералообразовании.

В агатах помимо характерной для них слоистой текстуры проявляется ростовая секториальность. Сектора представляют собой разноориентированные, конусовидные четко ограниченные участки. Каждый сектор состоит из определенно ориентированных длиноволокнистых агрегатов халцедона. Микротекстура повторяет полосчатую макротекстуру агата. Полосы отличаются друг от друга размерами слагающих их агрегатов.

Структурно-вещественная зональность агатов проявляется и в особенностях распределения дефектов кристаллических решеток кремнистых индивидов, слагающих различные зоны агрегатов. Так халцедон из зоны окремненного доломита характеризуется наибольшими

значениями размеров ОКР по направлению [100] – 442,0 Å и наименьшими – по направлению [101] – 349,5 Å, по сравнению с индивидами самого агата. В пределах силицитовых секретий не прослеживается строгой тенденции изменения микроблочной субструктуры кристаллов. Здесь степень кристалличности определяется интенсивностью процессов перекристаллизации, затронувших те или иные агатовые слойки. В наиболее перекристаллизованных зонах средние размеры ОКР кристаллов могут составлять 402,6 Å по [100] и 385,2 Å по [101], а в наименее – 378,8 Å по [100] и 372,5 Å по [101]. Обращает на себя внимание, что по мере увеличения степени кристалличности халцедона в агатовой секрции в нем все большее развитие получает грань ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$.

По данным ЭПР исследований все халцедоновые кристаллы в агатовых секретиях характеризуются относительно высоким содержанием радиационных дефектов: $O^{\cdot -}$ составляет 205,0–240,0 отн. ед., а $E^{\cdot -}$ – 134,6–161,0 отн. ед. Даже в окремнелом доломите, окружающем агатовые агрегаты, концентрация $O^{\cdot -}$ и $E^{\cdot -}$ -центров существенно меньше, 60,6 и 29,7 отн. ед., соответственно. Наиболее дефектными являются тонковолокнистые кристаллики халцедона с небольшим периодом кручения, наименее – волокнистые кристаллики, переплетенные в толстых жгуты или перекристаллизованные до более крупных монозерен. Очевидно, количество электронно-дырочных центров в индивидах определяется с одной стороны скоростью их роста, с другой – степенью их последующего укрупнения.

Исходя из выше сказанного, процесс образования агатов можно представить следующим образом. В период перераспределения кремнезема на основных путях боковой фильтрации флюидов в выщелаченных полостях происходила фиксация значительного количества кремнеземистого вещества, которое и формировало агатовые агрегаты.

В формировании агатовых секретий прослеживаются два этапа, отличающиеся особенностями взаимодействия кристаллизационных растворов с вмещающей породой. На первом этапе происходила диффузионная пропитка тонкопористых доломитов содержащим кремнезём раствором. В результате вокруг полости, где скапливался раствор, образовывалась плотная зона окремнелого доломита. После того, как поры были закупорены тонкозернистым халцедоном, в полости создавались условия для роста концентрации ортокремниевой кислоты. Разубоживание растворов за счет диффузии его компонентов во вмещающую породу под действием градиента концентрации прекращалось и наступал этап формирования агатовой секрции.

На первой стадии образования агатов по периферии полости формировались почковидные, радиально-лучистые агрегаты халцедона, своим основанием нарастающие на стенках каверн выщелачивания. Объединяясь между собой, они создавали первый агатовый слой. Очевидно, кристаллизационные растворы содержали помимо кремнезема и способные к миграции соединения железа, а также активные микроорганизмы, включая сульфатредуцирующие. Последние переводили железосодержащие комплексы в агрегаты пирита, которые осаждались на контакте халцедонового слоя с окремнелым доломитом (без участия микроорганизмов образование пирита в зоне гипергенеза является маловероятным).

Сформированные радиально-лучистые агрегаты в дальнейшем оказывали ориентирующее воздействие на пространственное положение последующего по времени образования халцедоновых кристаллов, волокна которых располагаются строго перпендикулярно поверхности первого агатового слоя. В результате подобного избирательного роста в агатах сформировалась ростовая секториальность, обусловленная наличием конусовидных четко ограниченных участков, в пределах которых халцедоновые волокна имеют свою общую ориентировку.

В процессе роста агатовых секретий кристаллизационная среда постоянно эволюционировала, менялась концентрация ортокремниевой кислоты, железосодержащих комплексов и прочих сопутствующих элементов. Это отражалось на структурных особенностях и толщине агатовых слойков. При высоких концентрациях H_4SiO_4 в системе образовывались слойки, сложенные тонковолокнистым халцедоном с геликоидальным скручиванием кристаллов по

L₂. Очевидно, чем меньше период кручения кристаллов, тем выше создавалась степень пересыщения растворов относительно халцедона. По мере понижения концентрации ортокремневой кислоты период кручения увеличивался, волокна халцедона утолщались и скручивались между собой в толстые жгуты. При минимальном пересыщении образовывался более крупный перистый халцедон, либо шла перекристаллизация ранее образованных волокон. В случае повышения в системе железосодержащих соединений одновременно с халцедоном осаждались тонкодисперсные агрегаты гетита и гематита, образующие красные слойки в полихромных агатах. Таким образом, каждый слой в агатовой секреции отражает определенный этап развития флюидной системы, а границы между ними, являющиеся маркерами перерывов в отложении вещества, подчеркивают цикличность поступления раствора.

Своеобразной особенностью агатовых секреций является наличие в структуре, составляющих их кристаллов халцедона, большого количества радиационных дефектов типа О[•] и Е'-центров, первый из которых соответствует вакансии кремния, второй – вакансии кислорода в кремнекислородном тетраэдре. Их появление, по-видимому, обусловлено присутствием в углеводородсодержащих растворах радиоактивных элементов, являющихся источником ионизирующего излучения в системе [Пеньков, 1989]. Различные концентрации структурных дефектов в слойках коррелируют с одной стороны с размерами халцедоновых волокон, с другой – с интенсивностью голубой окраски агатовых слойков. Чем тоньше волокна и меньше период их скручивания, тем выше суммарная концентрация радиационных центров и выше насыщенность голубого цвета. Подобная закономерность и отсутствие других элементов хроматофоров в кристаллической структуре халцедона позволяет считать, что цвет агатов обусловлен наличием электронно-дырочных центров окраски в минеральных индивидах SiO₂.

Литература

Пеньков В.Ф. Уран и углеводороды. М.: Недра, 1989. 144 с.

МОРФОЛОГИЯ ЧАСТИЦ ГИДРОКСИДОВ ЖЕЛЕЗА В ТОНКОДИСПЕРСНЫХ РУДАХ ЗИГАЗИНО-КОМАРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА БАШКОРТОСТАНА (ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОННОЙ И АТОМНО-СИЛОВОЙ МИКРОСКОПИИ)

Кочергин А.В., Силаев В.И.*

*ООО Уральское горно-геологическое агентство, *Институт Геологии Коми НЦ УрО РАН*

В Зигазино-Комаровском рудном районе (ЗКРР) выявлены три типа тонкодисперсных окси-гидрооксидных руд железа: турьиты, желтые охры, коричневые охры. Наиболее чистые разновидности этих руд обладают пигментными свойствами и могут рассматриваться в качестве пигментного сырья. Крайне высокая дисперсность гидрооксидного вещества руд предопределяет необходимость использования при их изучении методов тонкой минералогии: Мессбауэровской и инфракрасной спектроскопии, электронной и атомно-силовой микроскопии, рентгеноструктурного и термического анализа. Использование сканирующей (СЭМ) и просвечивающей (ПЭМ) электронной и атомно-силовой (АмСМ) микроскопии позволяет получить наиболее достоверные сведения о морфологии и размерности частиц и агрегатов гидрооксидов железа.

Основной объем электронно-микроскопических исследований осуществлен в лабораториях Института Геологии Коми НЦ УрО РАН. Съёмки велись на сканирующем микроскопе Jeol JSM-6480LV в режиме вторичных электронов и просвечивающем микроскопе ПЭМ-125

(аналитик М. Горбунов). Атомно-силовая микроскопия осуществлялась на приборе ARIS 3500 (Burleigh Instrument Co) в Институте Геологии Коми НЦ УрО РАН. Часть анализов выполнялись в лаборатории микроскопии ООО Институт пигментных материалов (г. Челябинск) на просвечивающем электронном микроскопе ПЭМ-125 и в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ им Ломоносова (аналитик О.М. Япаскурт).

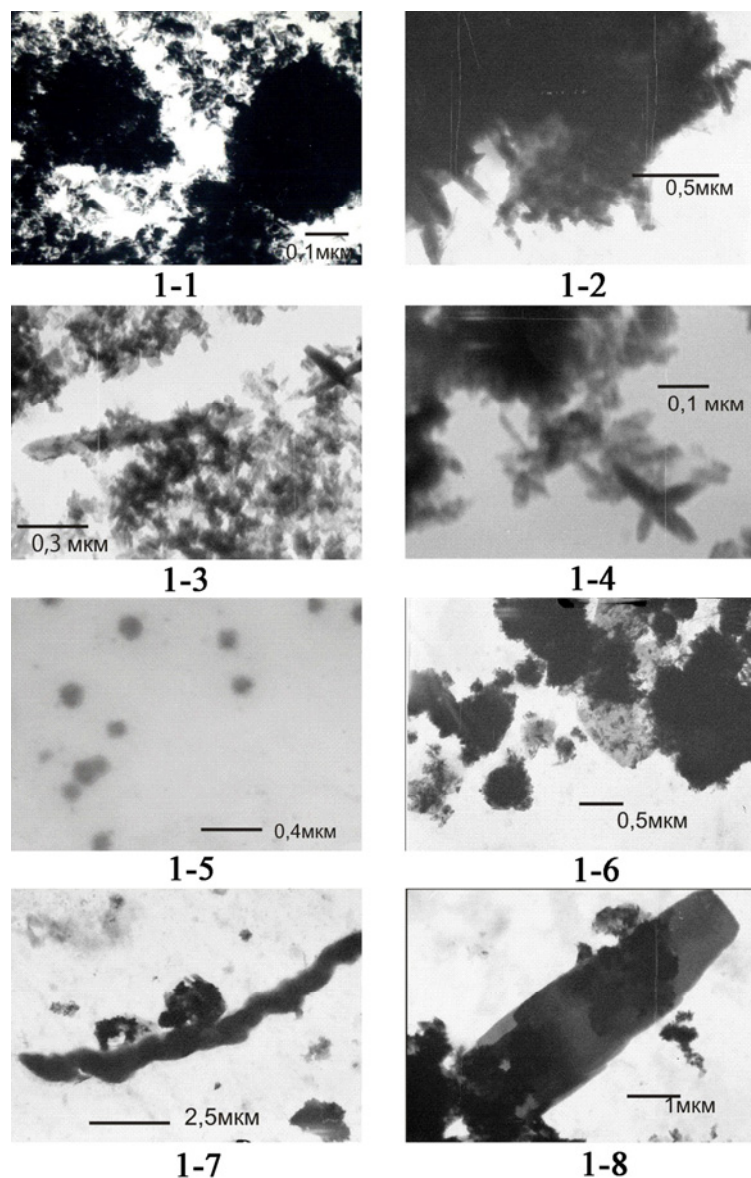


Рис. 1. Морфология частиц гидрооксидов железа в тонкодисперсных рудах ЗКРР

1, 2 – в турьитах (обр. 3/5); 3, 4, 7 – в коричневых охрах (обр.110203); 5, 6, 8 – в желтых охрах (обр. 140211). 1-6 – данные сканирующей электронной микроскопии. 7-8 – данные атомно-силовой микроскопии.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

– все типы руд сложены крайне высокодисперсными фазами слабоокристаллизованного гетита и гидрогетита, с незначительной примесью ферроксинита, гематита, окси-гидрооксидов марганца, кварца, иллит-гидрослюда, каолинита, галлуазита, гиббсита, бемита, шамозита [Кочергин, 2008; Лютоев и др., 2009].

– в тонкодисперсных рудах выявлены три морфологических типа «первичных» фаз гетит/гидрогетита (рис. 1 и 2):

1 – кристалломорфные, относительно хорошо оформленные игольчатые частицы и их лапчатые и реже звездчатые сростки. Размерность данных кристаллитов лежит в пределах 50-200 нм;

2 – кристалломорфные игольчатые выделения, формирующие, как

правило, звездчатые сростки. Размер иголок составляет от 100 нм до 1000 нм по длинной оси. Игольчатый микрорельеф проявлен и на поверхности некоторых сферических выделений в желтых охрах. Иголки эллипсоидные, размерностью 100-400 нм, ориентированные «елочкой» (рис. 1-6; 2-6);

3 – округлые, не кристалломорфные выделения, размерностью около 100 нм, по-видимому, отвечающие наноразмерной фазе гетита, выявляемого методами Мессбауэровской спектроскопии.

– кристалломорфные выделения первого типа преобладают в турьитовых рудах,

– крупные игольчатые выделения гидрооксидов и их звездчатые сростки встречаются во всех типах руд, но наиболее широко развиты в желтых охрах.

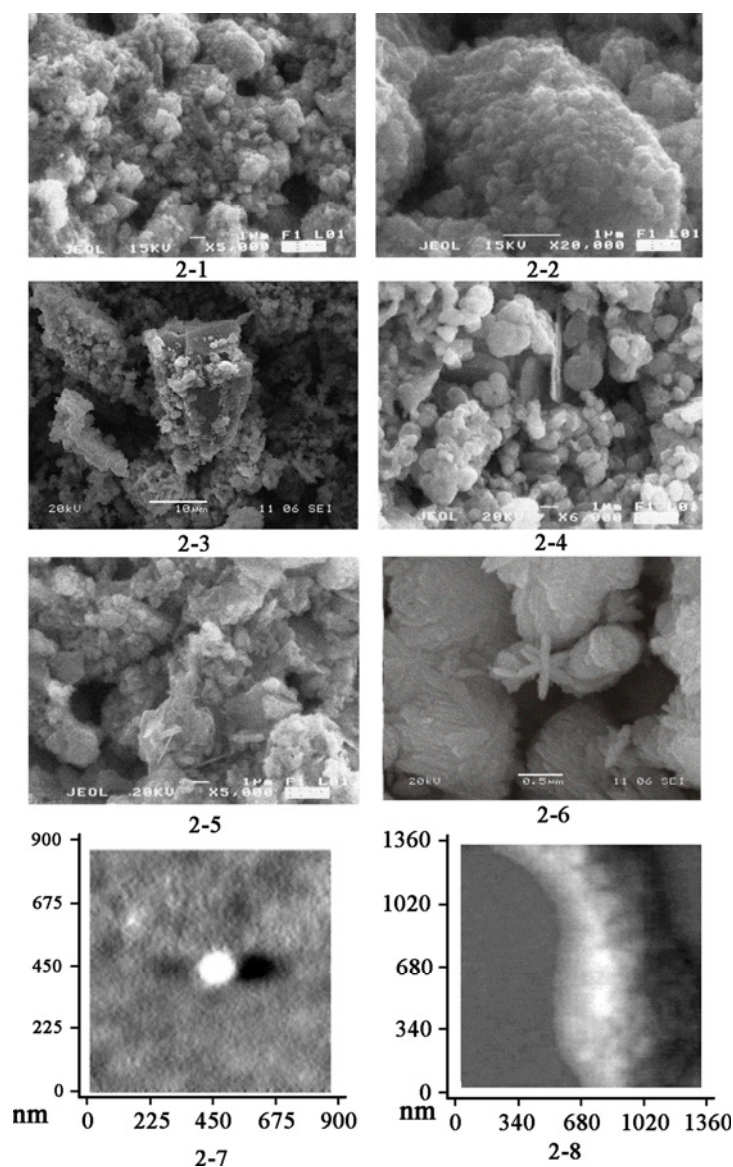


Рис. 2. Морфология частиц гидрооксидов железа и минералов-примесей в тонкодисперсных рудах ЗКРР

1, 2 – в турьитах (обр. 3/5); 3, 4 – в коричневой охре (обр. 110203); 5, 6 – в желтых охрах (обр. 140211); 7 – веретенообразный агрегат плотного гетита в желтой охре (обр. 101); 8 – пластинки гидрослюды в коричневой охре (обр. 110212).

– первичные фазы собраны в своеобразные глобулярные агрегаты. В коричневых охрах и турьитах преобладают округло-угловатые и приплюснuto-эллипсоидальные агрегаты, размерностью 100–450 нм с модой в области 300 нм (рис. 1-1; 1-2; 1-3; 1-4). Агрегаты сконцентрированы в агломераты, размерностью от первых мкм до десятков мкм. Для желтых охр более характерны частицы сферической и эллипсоидальной форм, размер которых большей частью лежит в пределах 100–200 нм (рис. 1-4). Изредка встречаются частицы, не превышающие 70 нм, и достигающие 600 нм.

– помимо описанных выявлены веретенообразные выделения гетита (рис. 2-7), размерностью до 10 мкм, представляющие, по-видимому, начальную фазу роста агрегатов плотного

гетита (плотных бурожелезняковых руд).

– во всех типах руд фиксируются выделения примесных минералов: кварца, гидрослюды (рис. 2-8), галлуазита (?). Кварц представлен кристалломорфными частицами, размерностью 5–30 мкм. На некоторых снимках (рис. 1-3) видно, как, глобулярные выделения гидрооксидов железа «нарастают» на зерна кварца в местах дислокаций различного рода: сколах, кристаллических гранях и т.п. Гидрослюды встречаются в виде удлиненных пластинок размерностью в десятки мкм.

Таким образом, морфология и размерность кристаллитов гидрооксидов железа во всех типах руд близки, что определяет специфические пигментные свойства (специфический сероватый оттенок) всех типов дисперсных руд ЗКРР. Отличия заключаются в существенно большем развитии в желтых охрах кристалломорфных звездчатых сростков.

Литература

- Лютоев В.П., Кочергин А.В., Лысюк А.Ю., Силаев В.И., Голубев Е.А. Фазовый состав и структурное состояние природных железоокисных пигментов // Доклады РАН, 2009 (в печати).
- Кочергин А.В. К проблеме генезиса плотных и дисперсных окси-гидрооксидных руд железа Зигазино-Комаровского рудного района // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Труды научных чтений памяти Н.П. Чирвинского. Пермь, 2008. Вып. 11. С. 230-237.

СТАДИЙНОСТЬ ХРОМИТООБРАЗОВАНИЯ В ОФИОЛИТАХ МАЛОГО КАВКАЗА

Лятифова Е.Н.

Институт геологии НАН Азербайджана, Баку, latifovay@mail.ru

В зависимости от типов офиолитовых ассоциаций и последующих условий их формирования в структурах складчатых систем отмечается специализация офиолитсодержащего пояса на различные виды рудных компонентов: хромиты, ртуть, сурьму, золото, платину и другие. Одни из них являются парагенетически связанными с офиолитовыми комплексами, а другие имеют пространственные взаимоотношения с ними.

Для гипербазитов офиолитовой ассоциации Севан-Акеринской зоны Малого Кавказа характерно хромитовое оруденение, слабая никеленосность и платиноносность. Повсеместное наличие хромитовой минерализации в альпинотипных гипербазитах определяет металлогеническую специализацию исходного расплава.

Севан-Акеринская структурно-формационная зона располагается в центральной части Малого Кавказа с обрамляющими структурами Лок-Гарабагской и Гафанской зон. Последние характеризуются сходными магматизмом и металлогенией, выраженными юрско-меловым вулканогенным и вулканогенно-осадочными комплексами со средне- и позднеюрскими интрузивами диорит-гранодиорит-плагиогранитового состава и золоторудными медно-колчеданными, медно-порфировыми и колчеданно-полиметаллическими месторождениями. Вследствие их схожести, нередко в литературе отмечается единая Лок-Гафанская структурная зона.

Севан-Акеринская зона характеризуется развитием комплексов офиолитовой ассоциации – гипербазитов, габбро и эффузивно-радиоляритовых образований и выделяется как меланжевый офиолитовый пояс. В пределах Азербайджана офиолитовый пояс при общей длине около 200 км и ширине 10-30 км протягивается непрерывной полосой от северного побережья оз. Севан на юго-восток до левобережья р. Араз. Северо-западнее оз. Севан офиолитовый пояс погружается под палеогеновые вулканогенно-осадочные образования и в районе Амасия вновь выступает в виде изолированных массивов, переходя затем в Турцию.

Проявления хромитов в Севан-Акеринской структурно-формационной зоне достигают значений крупных рудопроявлений и мелких непромышленного типа месторождений, приуроченных в основном к определенным фациальным типам – дунитам и менее к перидотитам (гарцбургиты играют доминирующую роль). Дуниты встречаются в виде самостоятельных интрузивных массивов, прорывающих вулканогенно-осадочные отложения нижнего сенона, и в виде локальных линзообразных тел среди перидотитов. Дуниты и перидотиты подверглись значительному метаморфизму с повсеместным превращением в серпентиниты. Верлиты, лерцолиты и пироксениты не хромитоносны.

Хромитовые рудопроявления исследователями [Сулейманов, Баба-заде, 1967; Малютин, 1967] подразделены на сегрегационный и гистеромагматический генетические типы. По текстурно-структурным особенностям среди хромитовых руд, с учетом соотношения рудных и силикатных минералов, формы их выделений, установлены массивные, вкрапленные и нодулярные типы.

Проведенные исследования позволили установить зависимость состава хромшпинелидов от петрохимического состава вмещающих комплексов, которая выражается в следующем:

- высокохромистые и низкоалюминиевые хромшпинелиды развиты среди дунитов шлировых обособлений с $Al_2O_3/Cr_2O_3=0,23-0,28$ и $MgO/FeO=0,78-1,04$;
- менее высокохромистые и умеренноалюминиевые хромшпинелиды среди дунитов самостоятельных массивов с $Al_2O_3/Cr_2O_3=0,32-0,36$ и $MgO/FeO=0,81-0,95$;
- низкохромистые и высокоалюминиевые хромшпинелиды в гарцбургитах с $Al_2O_3/Cr_2O_3=0,47-0,5$ и $MgO/FeO=0,68-0,7$.

Полученные данные подтверждают существующие взгляды о влиянии химического состава ультрабазитов на состав кристаллизирующихся в них хромшпинелидов. Рудообразующие хромшпинелиды представлены хромитом, алюмохромитом и субферриалюмохромитом. Наблюдаемые колебания в содержании хрома и взаимосвязи с текстурными особенностями руд связаны с эволюционным преобразованием магматического расплава в процессе формирования ультраосновных массивов.

Проведенные исследования по структурно-текстурным особенностям и составам хромшпинелидов, выявление взаимосвязи с вмещающими породами позволили установить стадийность в рудогенезе, согласно которой, образование хромитового оруденения в условиях рифтогенеза происходило в две стадии. На ранней стадии, в процессе частичного плавления мантийного вещества и его обеднения легкоплавкими компонентами, образуется тугоплавкий остаток – дуниты, обогащенные хромом, который накапливается в виде собственной минеральной фазы – хромшпинелида. В результате образуются рудные тела с массивными и вкрапленными текстурами, соответствующие сегрегационному типу. На поздней стадии, при продвижении вязкопластичного вещества в верхние уровни, в дунитах и гарцбургитах образуются рудные тела с густовкрапленными, нодулярными и гнездами массивных текстур, соответствующие гистеромагматическому типу.

Таким образом, выявленные генетические типы хромитовых руд и стадийность проявлений отражают их соответствие мантийным условиям рифтогенеза, имевшим место в зоне генерации древней океанической коры. Последующая геодинамика региона способствовала ее перемещению в составе аллохтонных пластин в окружающие складчатые структуры.

Литература

- Малютин Р.С. Хромитоносность ультраосновных массивов офиолитовой формации Азербайджана // Известия АН СССР, серия геологическая, № 3, 1967. С. 28-40.
Сулейманов С.М., Баба-заде В.М. Геологические условия и размещение хромитового оруденения в офиолитовой формации Малого Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР). Баку: Азернешр, 1967. 170 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ ПРИРОДНЫХ РТУТЬСОДЕРЖАЩИХ СУЛЬФОСОЛЕЙ ШВАЦИТА $\text{Cu}_{11.26}\text{Hg}_{0.75}\text{As}_{2.83}\text{Sb}_{1.17}\text{S}_{13}$, ЛИВИНГСТОНИТА HgSb_4S_8 И Sb-СОДЕРЖАЩЕГО ЛАФФИТТИТА $\text{AgHg}(\text{As},\text{Sb})\text{S}_3$

Магарилл С.А., Борисов С.В., Первухина Н.В., Куратьева Н.В.
ИНХ СО РАН, svetlana@che.nsk.su

Определение кристаллических структур ртутных и ртутьсодержащих минералов связано с трудностями в связи с частым отсутствием оптимальных по размеру и качеству монокристаллов, что отчасти вызвано «мобильностью» как ртутного компонента, так и других составляющих. Преобладающий вклад Hg в рентгеновское рассеяние обуславливает вторую и принципиальную сложность – трудность фиксирования легких атомов – анионов (O, S, Cl) в структурах этих соединений. В последнее время появляется все больше работ, посвященных уточнению или переопределению решенных ранее структур. Особенно оправдано и актуально это в случае сложных природных объектов, поскольку новейшие методы исследования позволяют решить множество оставшихся неясных вопросов и проблем. Из литературных данных известно, что химические составы образцов одного и того же минерала из разных месторождений нередко расходятся далеко за пределы ошибок анализа и, следовательно, возможны вариации их структур.

Сульфосоли составляют почти половину известных природных сульфидов (более 100 минеральных видов). Среди других сульфосолей кристаллохимическими особенностями выделяются сульфосоли мелких катионов (Cu, Ag, Hg). Для них характерно присутствие атомов As, реже Sb в тройной зонтичной координации в виде обособленных друг от друга радикальных групп AsS_3 и SbS_3 , ребра которых соизмеримы с полиэдрами катионов, чаще всего тетраэдров (CuS_4 , AgS_4 и HgS_4) [Борисов и др., 2009].

Настоящая работа посвящена определению кристаллических структур (метод РСТА) и исследованию особенностей составов минералов швацита (Hg-содержащего теннантита) $Cu_{11,26}Hg_{0,75}As_{2,83}Sb_{1,17}S_{13}$, (месторождение Акташ), ливингстонита $HgSb_4S_8$ из Хайдаркана (Кыргызстан), Sb-содержащего лаффиттита $AgHg(As,Sb)S_3$ из Чаувая (Киргизия). При проведении исследований использованы современные возможности работы с мелкими (до 0,01 мм) монокристаллами (дифрактометр Bruker X8Apex), учет поглощения, элементный анализ химического состава непосредственно исследуемого образца. Структуры соединений расшифрованы с помощью комплекса программ SIR2004. Уточнение координат атомов проведено полноматричным МНК в анизотропном приближении по комплексу программ SHELX97.

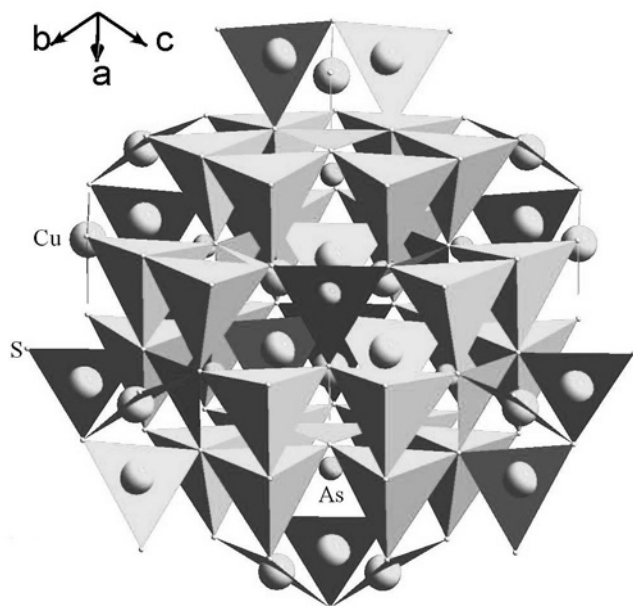


Рис. 1. Структура швацита

К тетраэдрическим сфалеритоподобным сульфосолям относят так называемые блеклые руды – изоморфную группу минералов с формулой $Me_{12}X_4S_{13}$, где Me – Cu и замещающие ее металлы (Zn, Fe, Ag, Hg), X – As, Sb. Блеклые руды можно рассматривать как непрерывный изоморфный ряд, крайние члены которого представлены Sb-тетраэдритом $Cu_{12}Sb_4S_{12}$ и As-теннантитом $Cu_{12}As_4S_{12}$. Обогащенные ртутью блеклые руды часто называют швацитами. Кристаллическая структура их определялась неоднократно. Так, с целью изучения кристаллохимических особенностей изоморфизма меди и двухвалентных металлов решены структуры

Hg-тетраэдрита – Sb-швацита (Сахалинского месторождения) состава $(Cu_{4,4}Hg_{1,6})Cu_6Sb_4S_{12}$, Sb-швацита из Драгодола, Сербия. Считается, что замещение меди ртутью проявляется в блеклых рудах главным образом в высокосурьмяных образцах и не характерно для теннантитов, но, тем не менее, нами были исследованы состав и кристаллическое строение Hg-теннантита – швацита из месторождения Акташ (Алтай) [Первухина и др., в печати]. Темно-серые монокристаллы минерала относятся к кубической сингонии: пр. гр. $\bar{I}43m$, $a=10.2890(1) \text{ \AA}$, $V=1089,2(1) \text{ \AA}^3$, $d=4.99 \text{ г/см}^3$, $Z=2$ для состава $Cu_{11,26}Hg_{0,75}As_{2,83}Sb_{1,17}S_{13}$, $R = 0,0177$. В основе структуры лежит каркас из одинаково ориентированных $(Cu,Hg)S_4$ -тетраэдров [$(Cu,Hg) - S = 2,3452(8) \text{ \AA}$], связанных вершинами (рис. 1). Однако катионных вакансий в сфалеритовой матрице у швацита нет, а центры $[Cu_6]$ -октаэдров в (000) и $(\frac{1}{2}\frac{1}{2}\frac{1}{2})$ заняты так называемым «тринадцатым атомом» серы, по поводу которого были разные соображения. В нашем образце этот атом установлен, и, следовательно, шесть атомов $[Cu_6]$ -октаэдра ($Cu-Cu = 3,144 \text{ \AA}$) (рис. 2) оказываются в треугольной координации по сере, так что окружающий тетраэдрическую «кластерную» анионную вакансию полиэдр Лавеса занят «шестикрылой вертушкой» (spinner) из треугольников CuS_3 [$(Cu - S = 2,223(1)-2,245(1) \text{ \AA})$ с общей вершиной в «тринадцатом атоме» серы (рис. 3).

Атомы (As, Sb) центрируют треугольные грани лавесовского полиэдра, имея обычную для них зонтичную координацию $[(As,Sb) - S = 2,311(1) \text{ \AA}]$.

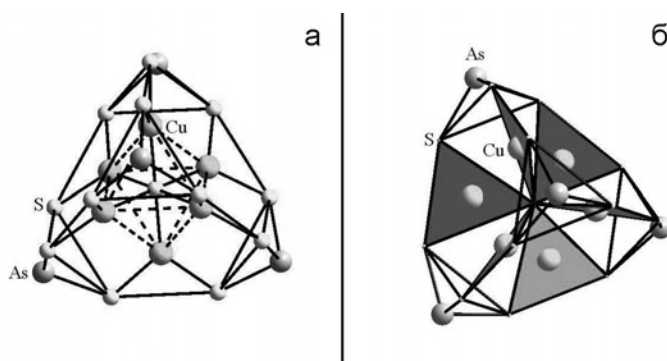


Рис. 2. Полиэдр Лавеса вокруг кластера $[SCu_6]$ (а) и «spinner» из треугольников CuS_3 (б)

Среди ртути содержащих сульфосолей существует несколько соединений, сочетающих структурные свойства сульфосолей с добавочными полисульфидными группами. К ним относится минерал ливингстонит $HgSb_4S_8$, содержащий в своей структуре дисульфидную $[S_2]^{2-}$ -группу. Кроме ливингстонита известны еще минерал моёлоит $Pb_6Sb_6S_{14}(S_3)$ и синтетические сульфосоли $Cu_4Bi_4S_9$, $Sr_6Sb_6S_{17}$ в структурах которых найдены зигзагообразные трисульфидные $[S_3]^{2-}$ группы. Структура ливингстонита определялась неоднократно (образцы минерала из месторождений Гуитцуко и Гвадалказар, Мексика), последнее определение в 1975 году подтвердило «аномалию» в химическом составе и формулу $HgSb_4S_8$ вместо первоначально приписываемой $HgSb_4S_7$.

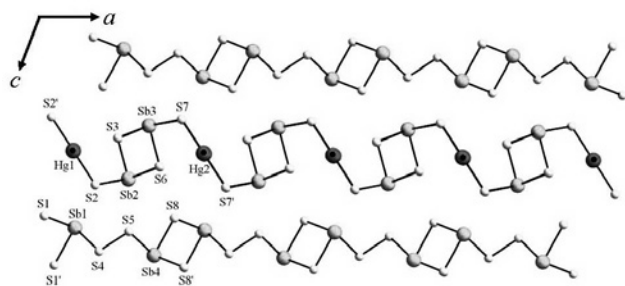
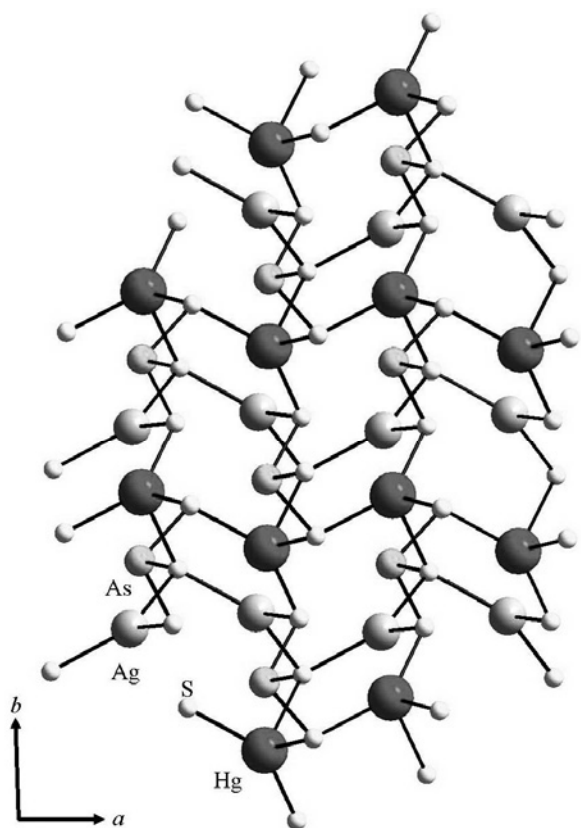


Рис. 3. Фрагмент структуры ливингстонита

Имеющиеся у нас образцы ливингстонита из месторождения Хайдаркан (Кыргызстан) позволили уточнить его кристаллическую структуру на современном уровне [Борисов и др., в печати]. Проведено рентгеноструктурное исследование минерала ливингстонита $HgSb_4S_8$ из

Хайдаркана (Кыргызстан) (дифрактометр Bruker Nonius X8Apex с 4K CCD детектором, $R = 0,031$). Параметры ячейки: $a = 30,1543(10)$, $b = 3,9953(2)$, $c = 21,4262(13) \text{ \AA}$, $\beta = 104,265(1)^\circ$, $V = 2501,7(2) \text{ \AA}^3$, $Z = 8$, $d_{\text{выч}} = 5,013 \text{ г/см}^3$, пр. гр. $A2/a$ (рис. 3). Подтверждено, что ливингстонит относится к кристаллам со слоисто-стержневой структурой (rod-layers). В одном типе слоев две двойные цепи Sb_2S_4 связаны дисульфидными группами $[S_2]^{2-}$ ($S-S = 2,078(2) \text{ \AA}$), в другом типе – катионами Hg^{2+} . Выполненное на малом кристалле и современными средствами уточнение структуры ливингстонита нормализовало его стереохимические параметры по сравнению с ранее найденными. Анализ структурообразующих факторов подтвердил псевдотрансляционное упорядочение как катионов, так и анионов, причем в обеих матрицах присутствовали по два типа частиц: Hg и Sb – в первой и S и $[S_2]$ – во второй. За исключением общей плоскости (020), исполняющей роль псевдзеркальной – характерного атрибута так называемых «таблетчатых» структур сульфидов и сульфосолей – катионные и анионные подрешетки образованы разными системами упорядочивающих плоскостей. Этот факт отражает сложность и многоступенчатость реального процесса кристаллизации. Отметим, что ливингстонит по объективным характеристикам своей структуры – по геометрии и масштабу плотноупакованных сеток-плоскостей – хорошо вписывается в семейство родственных по составу минералов (от киновари и стибнита до блеклых руд), чем, вероятно, и объясняются его ассоциации-срастания с ними.

Рис. 4. Структура лаффиттита



Открытый в Высоких Альпах и описанный в 1974 году минерал лаффитит AgHgAsS_3 был затем найден в Неваде и структурно изучен на природных и синтетических образцах. В первой работе он был охарактеризован как моноклинный, псевдоромбический с симметрией $B2_1/c$, $a = 11,484$, $b = 14,020$, $c = 6,388$ Å, $\beta = 90,0^\circ$, $Z = 8$, а в более подробной второй – как моноклинный Aa , $a = 7,732$, $b = 11,285$, $c = 6,643$ Å, $\beta = 115,16^\circ$, $Z = 4$ без объяснения расхождений с предыдущей информацией (рис. 4). Анализ дифракционной картины лаффиттита установил наличие в структуре гранецентрированной псевдокубической подрешетки, что подтвердилось в процессе определения структуры и дало основание причислить ее к структурному типу PbS . В 1986 году было сообщено о находке лаффиттита в месторождении Чаувай (Южная Киргизия), причем в составе указано на присутствие сурьмы – около 6 атомных процентов в позиции мышьяка. Имеющиеся у нас образцы лаффиттита из месторождения Чаувай (Киргизия) позволили уточнить его со-

став и кристаллическую структуру на современном методическом уровне [Первухина и др., в печати]. Исследование кристаллической структуры показало, что это соединение с формулой $\text{AgHg}(\text{As,Sb})\text{S}_3$ содержит около 10% атомов Sb в позиции As^{3+} (пр. гр. Aa , $a = 7,7560(31)$, $b = 11,3340(4)$, $c = 6,6650(3)$ Å, $\beta = 115,233(4)^\circ$, $Z = 4$, $R = 0,0273$). Кристаллографическим анализом показано наличие в структуре весьма регулярных катионных и анионных кубических гранецентрированных подрешеток, подтверждающих принадлежность структуры к структурному типу PbS . Отклонение от присущей этому типу октаэдрической координации катионов связано, в основном, с асимметричным взаимным смещением катионных и анионных матриц. В результате нашего исследования показано, что лаффиттит из Чаувая, лаффиттит из Высоких Альп и лаффиттит из Невады представляют собой один минерал с обычной для сульфосолей вариацией состава в данном случае в позиции трехвалентного катиона. Кристаллографический анализ показал высокую регулярность как катионной, так и анионной матриц, что отражает их возможное автономное упорядочение в процессе кристаллизации. Однако, анизотропия химических связей привела к искажению геометрии высокосимметричного структурного типа PbS , так что анионы, находясь в пределах объемов катионных октаэдров, существенно смещены из их центров, причем смещены, в основном, скоординировано, как единая анионная подрешетка. Работа поддержана РФФИ, грант №08-05-00087.

Литература

- Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. // Ж. структ. химии, 2009.- Т. 50, №2.- С. 325-334.
 Первухина Н.В. Борисов С.В., Магарилл С.А., В.И. Васильев, Н.В. Куратьева, С.Г. Козлова // Ж. структ. химии (в печати).
 С.В. Борисов, Н.В. Первухина, С.А. Магарилл, Н.В. Куратьева, В.И. Васильев // Кристаллография (в печати).
 Н.В. Первухина, С.В. Борисов, С.А. Магарилл, В.И. Васильев, Н.В. Куратьева // Ж. структ. химии (в печати).

МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ИЗ ТЕХНОГЕННЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА ДАМБУКИНСКОГО УЗЛА (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ): ПРОБЛЕМЫ ПОПУТНОГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ И РЕСУРСЫ

Мельников А.В., Степанов В.А.*, Мельников В.Д.**

ИГиП ДВО РАН, *anton_amur@mail.ru*, *НИГТЦ ДВО РАН, *vitstepanov@yandex.ru*,

**АмГУ ГОУ ВПО, *melnikov41@yandex.ru*

Первые сведения о рудной и россыпной платиноносности Амурской области были получены в начале XX века исследователями Я.А. Макеровым, Б.П. Мишиным, К.В. Гроховским и др. Далее до середины XX века минералы платиновой группы находили в россыпях и рудных проявлениях А.И. Хлапонин, С.И. Набоко, Б.А. Рухин и др. Краткий обзор рудопроявлений и находок минералов платиновой группы в россыпях золота составил В.В. Онихимовский в 1952 г.

В течении последующих лет работы на платину велись главным образом в пределах Лукиндинского гипербазитового массива П.А. Сушковым, В.И. Арефьевой, И.С. Чанышевым, С.А. Щекой. В пределах данного массива установлены зоны вкрапленной медно-никелевой минерализации с убогим содержанием платиноидов.

В начале 80-х годов прошлого века проблемой платиноносности россыпей золота начал заниматься коллектив института АмурКНИИ ДВО РАН под руководством академика В.Г. Моисеенко. В Дамбукинском, Сугдजारском и Октябрьском рудно-россыпных узлах были отобраны из песков техногенных россыпей золота крупнообъемные (вес не менее 500 кг) пробы с получением из них коллективного концентрата тяжелых (плотность $>2900 \text{ кг/м}^3$) минералов и определением в нем свободных минералов платиновой группы, а также содержание примеси элементов платиновой группы в минералах-индикаторах [Моисеенко и др., 2004].

Суммарное содержание элементов платиновой группы в черных шлихах из техногенных золотоносных россыпей Дамбукинского узла (табл. 1, 2) составляет $0,4\text{--}72 \text{ г/м}^3$ – в современных и $0,7\text{--}2,2 \text{ г/т}$ – в погребенных (в россыпи Пичугинской горы в одной из проб содержание платиноидов составило 223 г/т). Максимальные количества платиноидов отмечались в бассейне реки Ульдегит. В дражных концентратах золотодобычи по рекам Большой Могот, Малый Ульдегит, Уган и ряду других отмечаются весовые (десятки - первые сотни мг/м^3) содержания ферроплатины, самородной платины, сперрилита. Размер зерен последнего достигает 1-3 мм.

В бассейне руч. Табачного – правого притока р. Ульдегит при промывке 3 кг аллювиально-делювиального глинисто-щебенистого материала, представленного ультрабазитами, геологом Г.И. Туговиком были обнаружены 63 зерна сперрилита размером 0,1–0,2 мм. В шлихе из элювия в бассейне руч. Маристого – притоке р. Иликан им же установлена платина в количестве 61 г/т .

Таблица 1

Содержание платины в чёрном шлихе россыпей золота

Россыпи золота	Содержание Pt, г/т	Россыпи золота	Содержание Pt, г/т
Р.Джалта	58.0	Р. Бол. Могот	1.0
Р.Эмак	3.0	Руч. Найденыш	0.5
Руч. Ямчуковский	0.4	Руч. Верный	52.0
Руч. Ямчуковский	13.0	Ясная Поляна	2.0
Р. Бол. Могот	0.4	Пичугинская Гора	2.2
Руч. Маристый	61.0	Р.Дамбуки Б.	1.7

Примечание. Выход шлиха $5\text{--}8 \text{ кг/м}^3$. Спектральный анализ выполнен в лаборатории АмурКНИИ, аналитик Л.С. Каменская

В 2000-2005 гг. в Дамбукинском рудно-россыпном узле были проведены поисковые работы на платиноидное медно-никелевое оруденение [Моисеенко и др., 2001]. В бассейне рек Джалта и Ульдегит найдены многочисленные обломки массивных, прожилково-вкрапленных и вкрапленных сульфидных платиносодержащих медно-никелевых руд. Содержания (в %) никеля достигали 2,95–6,55, меди 0,25–4,5, кобальта 0,13–0,25, платиноидов (Pd, Pt) до 20 г/т [Степанов и др., 2006].

Таблица 2

Содержание минералов ЭПГ в чёрных шлихах из золотоносных россыпей

Россыпи	Содержание сперрилита и самородной платины, г/т	Россыпи	Содержание сперрилита и самородной платины, г/т
Р. Средний Ульдегит, полигон драги № 220	72.5	Руч. Найденыш	0.014
Р. Малый Ульдегит, полигон драги № 219	12.2	Руч. Верный	3.5
Р. Дамбуки Бол., полигон драги № 221	0.5	Ясная Поляна	2.0; 1.71
Р. Эмак	3.0	Пичугинская Гора	0.07
Руч. Ямчуковский	0.0004; 0.1	Руч. Маристый	2.4
Р. Могот Бол.	0.0004; 0.014	Руч. Горациевский	0.13
Р. Ульдегит	0.71	Руч. Камрай Верх.	0.7

Примечание. Выход шлиха 3-4 кг/м³. Минералогический анализ выполнен в лаборатории минералогии АмурКНИИ (аналитик В.И. Кирасирова).

По данным шлихового опробования в долинах рр. Б. Дамбуки, М. Дамбуки, Худачи, М. Могот, Б. Ульдегит, М. Ульдегит, Ср. Ульдегит, Джалта, руч. Горациевский, Радостный, Покосный, Всесвятский, Б. Эмак, М. Эмак и др. в аллювии были обнаружены платиноиды (сперрилит, ферроплатина, осмириды) с содержанием 0,5 до 9150 мг/м³ массы. Спектральным анализом электромагнитной фракции шлиховых проб из россыпей р. Джалта, руч. Горациевский, Эмаки и Покосный были получены содержания платиноидов от «следов» до 100 г/т, Ni до 0,07%, Cu до 0,05% (табл. 3). Результаты свидетельствуют о том, что кроме самостоятельных минералов, платиноиды в шлихах входят в рассеянном состоянии в другие минералы (например, ильменит, хромит и др.).

Таблица 3

Результаты спектрального анализа электромагнитной фракции шлиховых проб р. Джалта М., руч. Эмак М., Покосный и Горациевский (г/т)

Элементы	р. Джалта М.					р. Эмак М.		руч. Покосный		руч. Горациевский
	1	2	3	4	5	1	2	1	2	1
Pt	100	<10?	10	10	10	<10	20	10	5	20
Pd	1	-	-	-	-	-	-	-	-	5
Ag	0,07	-	-	-	0.3	-	-	0.2	0.1	0.3
Cu	400	300	200	400	500	70	150	400	400	150
Ni	300	500	70	300	700	100	80	80	80	150
Co	30	30	40	30	50	10	15	40	40	30

Примечание. Аналитик Н.С.Ворошилова (АмурКНИИ)

Полученные результаты послужили основой для прогнозной оценки Дамбукинского узла на Cu, Ni и платиноиды, а также на россыпи платины с подсчетом прогнозных ресурсов.

Для прогнозирования россыпной платиноносности была оконтурена площадь в бассейнах рр. Джалта и Ульдегит, перспективная на попутное извлечение платиноидов из техногенных россыпей золота [Степанов, Мельников, 2006]. На участке проведена прогнозная

оценка россыпной платиноносности (табл. 4). Оценивалось содержание в песках как свободных минералов ЭПГ (платина, сперрилит), так и наличие рассеянных ЭПГ в других минералах. По этому признаку выделены россыпепроявления платины в долинах рек Джалта, Большой Эмак, Малый Эмак, ручьев Всесвятский и Горациевский; сперрилита – реки Малый Ульдегит, ручье Радостный; а также рассеянных элементов платиновой группы в других минералах – россыпепроявления рек Ульдегит, Малая Джалта.

Таблица 4

Прогнозные ресурсы россыпепроявлений платиноидов Дамбукинского узла

Объекты	Категория ресурсов	Параметры россыпепроявлений					
		Длина, км	Ширина, м	Мощность массы, м	Мощность пласта, м	Среднее содержание на массу, мг/м ³	Ресурсы платины, кг
Джалта (уч-к от Кировский-Иликан)	P ₃	6	40	3.4	0.4	100	81.60
Джалта (уч-к у устья Горациевского)	P ₃	2.5	40	3.4	0.6	107	36.38
Джалта М.	P ₃	4.5	40	3.6	0.6	90	58.32
Горациевский	P ₃	7	40	3.0	0.4	125	105.00
Радостный	P ₃	3	30	4.2	0.6	57	21.55
Эмаки Б.	P ₃	2.5	40	3.6	0.4	46	16.56
Эмаки М.	P ₃	4.5	35	3.2	0.4	79	39.82
Ульдегит	P ₃	3	40	3.75	0.4	68	30.60
Ульдегит М.	P ₃	4	35	3.4	0.4	93	44.27
Итого по узлу							P ₃ -434.1

Особый интерес для попутной добычи минералов платиновой группы из техногенной золотоносной россыпи представляет отрезок долины р. Джалта на слиянии с руч. Горациевским, где в настоящее время работает драга № 225 ОАО «Прииск Дамбуки». Долина р. Джалта на этом отрезке размывает выявленные нами платиноносные минерализованные зоны. Кроме того, в устье руч. Горациевский, впадающего в р. Джалту, ожидается дополнительный вынос платины из долины этого ручья. В шлиховых пробах на этом участке были выявлены знаки платиноидов (ферроплатина, сперрилит, осмириды) как по самой р. Джалта, так и в приустьевой части руч. Горациевский, содержание которых на м³ массы достигало, соответственно, до 563, 195 и 1521 мг.

Содержание платиноидов определялось по среднему весовому содержанию минерала (платины, сперрилита) на данный отрезок долины с учетом химически чистого содержания платины в этих минералах. В таблицу № 4 включены россыпепроявления, пригодные для попутной добычи платиноидов традиционными современными технологиями. Извлечение платиноидов, рассеянных в других минералах шлиха требует других наукоемких технологий.

Литература

- Моисеенко В.Г., Мельников А.В., Степанов В.А., Гвоздев В.И. О первой находке массивных сульфидных Ni-Cu-Pd руд в Верхнем Приамурье // Доклады РАН, 2001. Т379. № 4. С.518-521.
- Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Эйриш Л.В., Мельников А.В. Платиноносность Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2004. 176 с.
- Степанов В.А., Мельников А.В. О попутной добыче платиноидов из россыпей золота Верхнего Приамурья // Горный журнал, 2006. № 2. С.17-22.
- Степанов В.А., Рогулина Л.И., Мельников А.В., Юсупов Д.В. Самородное золото в пироксенит-кортландитовых интрузиях с медно-никелевым оруденением в россыпях Дамбукинского золотоносного узла Приамурья // Записки РМО, 2006. Ч. СXXXV. № 4. С.31-38.

ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СУЛЬФИДОВ ИЗ НИЖНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Мичурин С.В.

ИГ УНЦ РАН, s_michurin@mail.ru

Термоэлектрические свойства являются типоморфными характеристиками различных рудных минералов-полупроводников и их изучение широко используется при исследовании сульфидов [Викулов и др., 2002; Юргенсон, 2003; Джангиров и др., 2006]. Как известно [Методы минералогических ..., 1985], термоэлектродвижущая сила (термо-ЭДС) возникает в сульфидах вследствие возникновения подвижных носителей заряда под действием градиента температуры от горячего участка образца к холодному. Нами проведено изучение термо-ЭДС вкрапленной пиритовой минерализации из пород суранской свиты, а также сульфидов золоторудных объектов (Улюк-Бар, Кургашлинское и Рамеева жила), залегающих в породах большеинзерской свиты.

Измерения проводили двухзондовым методом на аппарате модифицированной конструкции Г.А. Горбатова [Розова, 1970] при разности температур 100 °С между холодным и горячим медными зондами, диаметр которых составлял $\approx 0,1$ мм. В качестве измерительного прибора использовался микровольтнаноамперметр Ф-136. Точность определений термо-ЭДС составляла ± 10 %. Измерения проводились в сульфидах, размер которых превышал 0,3 мм.

Результаты изучения термоэлектрических свойств пиритов из осадочных отложений миньякской, бердагуловской, ангастакской и лапыштинской подсвит суранской свиты представлены в таблице 1. Изучение показало, что в целом пириты разных подсвит характеризуются одинаковыми положительными значениями термо-ЭДС в среднем от +130 до +250 мкВ/°С (дырочный тип проводимости, р-тип).

Таблица 1

Термо-ЭДС пиритов из осадочных пород суранской свиты

№ обнажения	свита	количество измерений	вариации значений, мкВ/°С	среднее значение, мкВ/°С
I	R ₁ Sr ₅	25	+100...+350	+220
		5	-370...-50	-160
II	R ₁ Sr ₃	3	+190...+280	+250
III		75	+70...+240	+130
IV	R ₁ Sr ₂	27	+50...+450	+150
		1	-50	
VII	R ₁ Sr ₁	20	+50...+390	+230

Примечание. Обнажения: I – в 0,7 км на северо-запад от д. Ишля; II – карьер в 0,7 км на юг от д. Ишля; III – скв. № 59 (глуб. 170 м) в 3,2 км на северо-запад от д. Ишля; IV – вдоль автотрассы Уфа–Белорецк в 0,5 км на северо-запад от д. Бердагулово; VII – правый берег р. Бол. Инзер в районе устья р. Кисканышта. Расположение обнажений показано на рис. 1 в [Мичурин, 2007].

Термоэлектрические характеристики пиритов в совокупности с ранее полученными [Мичурин, 2007] результатами по изотопному составу серы, декрепитации и составу их элементов-примесей показывают, что, независимо от приуроченности к различным стратиграфическим уровням, пириты из осадочных пород повсеместно характеризуются сходными геохимическими особенностями. Это указывает на то, что генезис этого типа сульфидной минерализации связан с единым эпигенетическим процессом. При этом целый ряд геохимических признаков свидетельствует, что таким процессом являлась низкотемпературная бактериальная сульфат-редукция сульфатов эвапоритов [Мичурин, 2007].

Термоэлектрические свойства сульфидов золоторудных объектов отличаются от приведенных выше характеристик пиритов из осадочных пород суранской свиты (табл. 2). В отло-

жениях, вскрытых скв. №18 (месторождение Улюк-Бар) пириты имеют преимущественно отрицательные значения термо-ЭДС (электронный тип проводимости, n-тип). Причем, пириты обладают зональным распределением термоэлектрических характеристик (рис. 1). В центральной части кристаллов фиксируются отрицательные величины термо-ЭДС, а по направлению к краевой зоне наблюдается их постепенное увеличение (см. рис. 1).

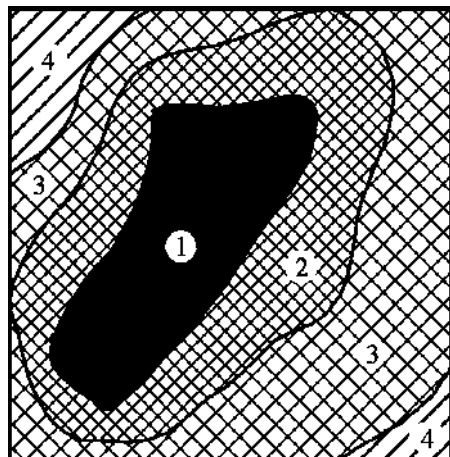


Рис. 1. Распределение значений термо-ЭДС в пирите

Месторождение Улюк-Бар. Скв. № 18, гл. 156,5 м. Цифрами указаны области значений в мкВ/°С: 1 – менее –650; 2 – от –650 до –450; 3 – от –450 до –250; 4 – более –250.

При этом следует отметить, что в этих же образцах пиритов обычно отмечается и зональное распределение элементов-примесей (рис. 2). Кроме того, интересной особенностью месторождения Улюк-Бар (скв. №18) является то, что пирротины здесь отличаются от пиритов по термо-ЭДС и характеризуются очень узким диапазоном отрицательных величин от –20 до –90 мкВ/°С.

Таблица 2

Термо-ЭДС пиритов Исмакаевской рудной зоны и осадочных нижнерифейских пород

объект	количество измерений	вариации значений, мкВ/°С	число случаев, %	среднее, мкВ/°С
Улюк-Бар	154	–750...–40 +30...+180	76 % 24%	–230 +100
Кургашлинское	113	–380...–180 +80...+300	8 % 92 %	–220 +150
Рамеева жила	18	+195...+290	100 %	+220
Осадочные породы суранской свиты	156	–370...–50 +50...+450	3,8 % 96,2 %	–140 +160

На рудопрооявлениях Кургашлинское и Рамеева жила пириты в основном характеризуются положительным знаком термо-ЭДС (см. табл. 2). Следует отметить, что пириты и пирротины этих рудопрооявлений имеют абсолютно одинаковые значения термо-ЭДС.

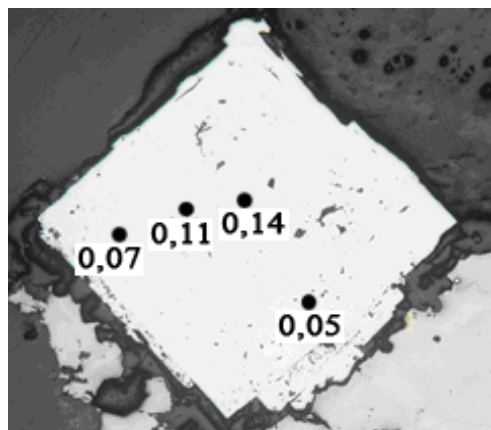


Рис. 2. Зональное распределение As (вес %) в пирите

Месторождение Улюк-Бар. Скв. № 18, гл. 197,5 м. Анализ выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе MS-46, аналитик С.Е. Борисовский, ИГЕМ, г. Москва.

Как известно, на величину и знак термо-ЭДС влияют полупроводниковые свойства минерала, отклонение от стехиометрического состава, температура образования и др. [Методы минералогических ..., 1985; Юргенсон, 2003]. Сильное влияние оказывают элементы-примеси, их количество и соотношение: донорные (Ni, Co и др.), обуслав-

ливающие электронный тип проводимости пирита, и акцепторные (Cu, Ag и др.), обеспечивающие дырочный тип проводимости [Коробейников, Пшеничкин, 1985; Викулов и др., 2002; Джангиров и др., 2006].

С этой точки зрения, возможным объяснением установленных особенностей термо-ЭДС пиритов из осадочных пород суранской свиты является их отклонение от стехиометрического состава [Мичурин и др., настоящий сборник]. Термоэлектрические характеристики сульфидов золоторудных объектов, по-видимому, в большей степени связаны с распределением элементов-примесей (месторождение Улюк-Бар) и разной степенью метаморфических преобразований пород в пределах рудной зоны (рудопроявления Кургашлинское и Рамеева жила) [Мичурин, 2008].

Работа выполнена при финансовой поддержке программы №4 ОНЗ РАН и программы РФФИ «Поволжье», грант № 08-05-97000.

Литература

- Викулов А.Г., Седаева К.М., Викулова Е.А. Пирит угленосных отложений Донбасса (стадии формирования и типоморфные признаки). М.: Изд-во МГУ, 2002. 171 с.
- Джангиров М.Ю., Богуш И.А., Бурцев А.А. Степень зависимости термоэлектрических свойств продуктов обогащения колчеданных руд от концентрации полезных компонентов // Современные методы минералогическо-геохимических исследований как основа выявления новых типов руд и технологии их комплексного освоения / Материалы Годичного собрания Российского минералогического общества. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2006. С. 132–135.
- Коробейников А.Ф., Пшеничкин А.Я. Геохимические особенности пирита золоторудных месторождений // Геохимия. 1985. № 1. С. 93–104.
- Методы минералогических исследований: Справочник / Под ред. А.И. Гинзбурга. М.: Недра, 1985. 480 с.
- Мичурин С.В. Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М: ГИН РАН, 2008. 28 с.
- Мичурин С.В. Сульфидная минерализация нижнерифейских осадочных отложений западного склона Южного Урала // Геологический сборник № 6. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2007. С. 144–156.
- Розова Е.В. К методике измерения коэффициента термоэлектродвижущей силы рудных минералов // Некоторые методы диагностики минералов и определения их физических свойств. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 93. 1970. С. 45–57.
- Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудные формации. Новосибирск: Наука, 2003. 369 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДОВ ИЗ НИЖНЕРИФЕЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Мичурин С.В., Кринов Д.И.*, Дойникова О.А.*, Носова А.А.*
*ИГ УНЦ РАН, s_michurin@mail.ru; *ИГЕМ РАН*

Сульфидная минерализация в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория встречается в песчаниках, алевролитах, известняках, доломитах, низкоуглеродистых глинистых сланцах и других осадочных породах. Она подразделяется на несколько генетических типов, каждому из которых присущи свои специфические изотопные и геохимические характеристики, обусловленные разными условиями образования сульфидов [Гаррис, Резяпова, 1988; Широбокова, 1992; Ellmies et al., 2000; Мичурин и др., 2008]. Знание геохимических характеристик позволяет определить генетический тип сульфидной минерализации и ее возможную связь с оруденением. Например, пириты, в которых отмечается примесь As и Co, в нижне- и среднерифейских отложениях Башкирского мегантиклинория обычно связаны с золото-сульфидным или золото-сульфидно-кварцевым оруденением [Мичурин, 2009].

В настоящем сообщении рассматриваются результаты энергодисперсионного микроанализа вкрапленной сульфидной минерализации, часто встречающейся в осадочных породах

на различных стратиграфических уровнях большеинзерской и суранской свит нижнего рифея. Происхождение этой минерализации связано с эпигенетической низкотемпературной бактериальной сульфат-редукцией, а источником серы при образовании сульфидов выступали сульфаты эвапоритов, присутствовавшие в отложениях раннего рифея [Мичурин, 2007, 2008]. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, пирротинном, галенитом и сфалеритом, из которых наиболее широко распространен пирит. Его содержание в осадочных породах достигает ≈ 2 вес. %. Остальные сульфиды образуют очень мелкие (от тысячных до десятых долей мм) неправильной формы включения в метакристаллах пирита или непосредственно в матрице породы (рис. 1).

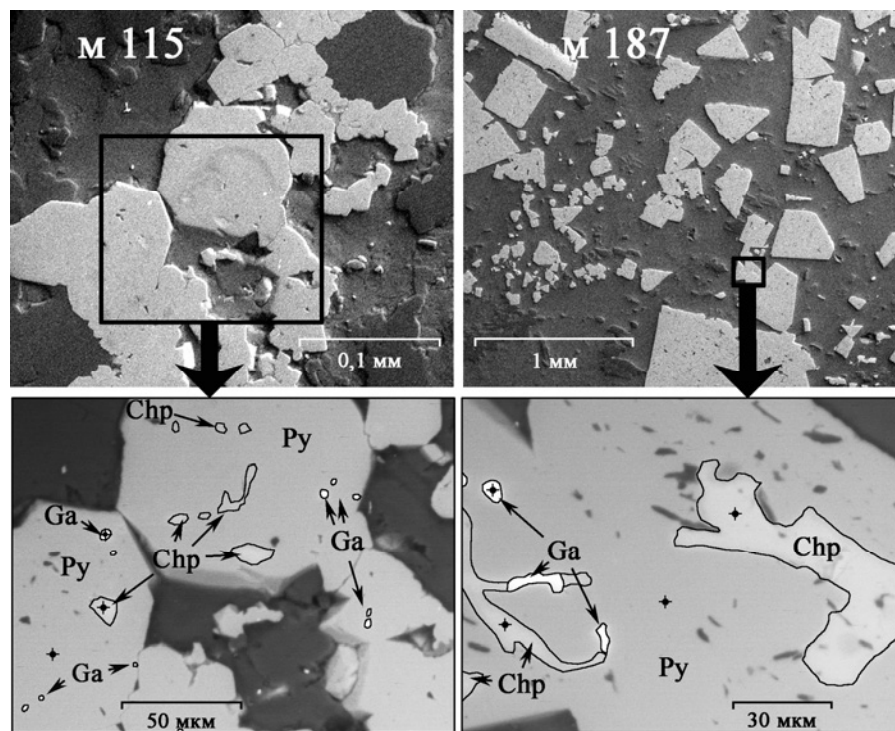


Рис 1. Включения халькопирита и галенита в пирите из пород суранской свиты
m115 – известняк; m187 – глинисто-карбонатный сланец. Chp – халькопирит; Ga – галенит; Py – пирит. Крестиками показаны точки энергодисперсионного микроанализа.

Содержание элементов в сульфиде определялось энергодисперсионным микроанализом на анализирующей приставке ЭДС LINK OXFORD с анализатором AN 10000 к сканирующему электронному микроскопу CamScan-4. Анализ проводился на все элементы, чувствительность по которым изменялась в зависимости от их набора в спектре. Напряжение ускорения составляло от 10 до 25 кВ. Спектр измерялся от 0,4 до 20 КЭВ при дискретности спектра на 2048 или 1024 канала.

Полученные результаты представлены в таблицах 1 и 2, из которых видно, что среди элементов-примесей в пирите и пирротине довольно часто отмечается только Ni (приблизительно в 17 % случаев в пиритах и в 44 % – в пирротинах). Его содержание в обоих минералах обычно колеблется в пределах 0,3–0,5 вес. %. В отдельных случаях концентрация Ni в пирите достигает ≈ 2 %, а в пирротине $\approx 0,8$ % (см. табл. 1 и 2). Из других элементов-примесей в этих сульфидах изредка отмечается Se (также как и Ni на уровне 0,3–0,5 вес %) и только в одном случае в пирите обнаружен кобальт. Несмотря на относительно высокое содержание Co (0,4 вес %), следует отметить, что отношение Co/Ni в данном образце составляет приблизительно 0,7. Это очень близко к среднему значению кобальт-никелевого соотношения в пирите из нижнерифейских осадочных пород ($\approx 0,8$), установленного ранее по монофракциям пирита спектральным анализом [Мичурин, 2007].

Таблица 1

Химический состав пирита (вес. %) из осадочных пород нижнего рифея

Химический состав шпата (вс. %) из осадочных пород нижнего яруса									
№ образца	№ обнажения	свита	количество анализов	S	Fe	Co	Ni	Se	Σ
м196	I-A	R ₁ sr ₅	2	52,38	46,85	-	-	-	99,23
м251	I		2	52,29	47,14	-	-	-	99,43
м115	II	R ₁ sr ₃	3	52,57	47,15	-	-	-	99,72
м244	III		2	52,26	47,48	-	-	-	99,74
м247			1	52,15	46,76	0,40	0,61	-	99,92
			4	52,66	46,87	-	-	-	99,53
м72	IV	R ₁ sr ₂	3	52,47	47,57	-	-	-	100,04
м182			1	52,01	46,18	-	-	0,36	98,55
			2	53,14	47,33	-	-	-	100,47
			1	52,96	46,03	-	1,83	-	100,82
м187			1	52,64	45,26	-	2,11	-	100,01
			1	51,95	46,14	-	0,36	-	98,45
			1	53,62	47,80	-	0,53	-	101,95
м191			1	51,49	45,83	-	-	-	97,32
			3	52,28	46,40	-	-	-	98,68
м124	VI	R ₁ sr ₁	1	54,16	47,38	-	0,38	-	101,92
м219	2		52,49	46,01	-	-	-	98,50	
	1		51,61	46,00	-	0,29	-	97,90	
	2		51,99	46,98	-	-	-	98,97	
м228	1		52,79	47,35	-	0,54	-	100,68	
	1		54,09	48,24	-	0,34	-	102,67	
м210	VIII	R ₁ bi ₃	2	53,06	47,40	-	-	-	100,46
			5	52,47	46,96	-	-	-	99,43
			1	51,50	45,86	-	-	0,33	97,69
			3	52,08	46,51	-	-	-	98,59
м213	IX	R ₁ bi ₂	6	52,42	47,05	-	-	-	99,47
м214			м201/4	1	52,76	47,24	-	-	-

Примечание. Свиты нижнего рифея: *bi* – большеинзерская, *sr* – суранская. Обнажения: **I-A** – выемка вдоль автотрассы Уфа–Белорецк (168 км); **I** – в 0,7 км на северо-запад от д. Ишля; **II** – карьер в 0,7 км на юг от д. Ишля; **III** – скв. № 59 (гл. 170 м) в 3,2 км на северо-запад от д. Ишля; **IV** – вдоль автотрассы Уфа–Белорецк в 0,5 км на северо-запад от д. Бердагулово; **VI** – вмещающие породы Суранского месторождения флюоритов; **VII** – правый берег р. Бол. Инзер в районе устья р. Кисканышта; **VIII** и **IX** – правый берег р. Бол. Инзер от устья р. Суран до устья руч. Тарашкин ключ. Расположение обнажений показано на рис. 1 в [Мичурин, 2007].

Таблица 2

Химический состав сульфидов (вес. %) из осадочных пород нижнего рифея

№ обр	свита	минерал	S	Fe	Cu	Pb	Zn	Ni	Se	Te	Σ	
м196	R ₁ sr ₅	халькопирит	34,08	32,24	33,11	-	-	-	-	-	99,43	
		—«—	33,82	31,16	32,21	-	-	-	-	-	97,19	
		—«—	33,45	30,65	34,95	-	-	-	-	-	99,05	
м115	R ₁ sr ₃	—«—	38,78	34,71	25,41	-	-	-	-	-	98,90	
м187	R ₁ sr ₂	—«—	34,78	30,90	32,13	-	-	-	-	-	97,81	
		—«—	38,38	34,53	27,09	-	-	-	-	-	100,00	
		галенит	27,45	16,95	-	55,61	-	-	-	-	100,01	
—«—		19,12	7,68	-	76,66	-	-	-	-	103,46		
м191		халькопирит	34,08	30,8	33,85	-	-	-	-	-	98,73	
		пирротин	38,66	60,07	-	-	-	0,77	-	-	99,50	
м124	R ₁ sr ₁	—«—	38,37	61,37	-	-	-	-	0,35	-	100,09	
м219		халькопирит	37,70	34,21	27,89	-	-	-	-	-	99,80	
		галенит	15,59	6,85	3,69	71,57	-	-	-	-	0,52	98,22
		—«—	18,99	9,62	-	69,40	-	-	-	-	98,01	
		—«—	15,21	5,29	-	78,40	-	-	-	0,49	-	99,39
		—«—	19,94	14,57	-	66,99	-	-	-	-	-	101,50

м228		сфалерит	31,22	4,95	3,11	-	59,09	-	-	-	98,37
		—«—	39,13	17,03	1,00	-	44,98	-	-	-	102,14
		халькопирит	37,72	34,02	28,14	-	-	-	-	-	99,88
		—«—	36,05	33,43	31,72	-	-	-	-	-	101,20
		галенит	27,02	19,55	-	51,23	-	-	-	0,51	98,31
м201/4	R ₁ bi ₂	пирротин	38,67	60,53	-	-	-	-	-	-	99,20
		—«—	39,42	60,32	-	-	-	-	-	-	99,74
		—«—	39,11	61,04	-	-	-	0,30	-	-	100,45
		—«—	35,60	62,76	-	-	-	0,54	-	-	98,90
		—«—	38,94	60,41	-	-	-	-	-	-	99,35
		халькопирит	32,58	30,94	34,13	-	-	-	-	-	97,65
		—«—	33,24	30,57	34,23	-	-	-	-	-	98,04
м202		пирротин	40,12	59,84	-	-	-	-	-	-	99,96
		—«—	39,67	61,66	-	-	-	0,31	-	-	101,64
		сфалерит	31,52	6,13	-	-	64,03	-	-	-	101,68

Халькопирит и большая часть изученных индивидов пирита характеризуются содержаниями элементов-примесей ниже чувствительности анализа. В галенитах отмечается примесь Se и Te (0,3–0,5 %), в сфалеритах – Cu (1–3 %).

Таблица 3

**Средний химический состав пирита (вес. %) из осадочных пород разных подсвит
большеинзерской и суранской свит нижнего рифея**

свита	количество анализов	S	Fe
R ₁ sr ₅	4	52,69	47,31
R ₁ sr ₃	10	52,68	47,23
R ₁ sr ₂	15	52,76	46,87
R ₁ sr ₁	9	52,79	47,08
R ₁ bi ₃	15	52,75	47,23
R ₁ bi ₂	1	52,76	47,24

Примечание. Использованы пересчитанные ($\Sigma = 100\%$) результаты, представленные в таблице 1.

Важно отметить, что изученные индивиды пирита по соотношению главных компонентов (серы и железа) оказались практически одинаковы в различных породах на разных стратиграфических уровнях. Средний химический состав пиритов из разных подсвит изменяется в очень узких пределах (табл. 3). Во всех случаях в них обнаруживается небольшой дефицит серы (52,68–52,79 вес. %) по сравнению со стехиометричным составом пирита ($\approx 53,45$ вес. % серы). Кроме того, не выявлено существенных изменений и на микроуровне в содержании серы и железа в центральных и краевых частях кристаллов пирита.

Установлено, что вкрапленная пиритовая минерализация из осадочных пород нижнего рифея заметно отличается от пирита золоторудных объектов, залегающих в тех же нижнерифейских отложениях. Отличия заключаются в разном соотношении основных компонентов – Fe и S (рис. 2), а также в наличии различных микроэлементов. Как отмечалось выше, для пиритов из месторождений золота среди элементов-примесей помимо Ni характерны также Co и As, при этом отношение Co/Ni в пирите обычно составляет более 1,5 [Мичурин, 2008, 2009].

Итак, проведенное изучение показывает, что вкрапленная сульфидная минерализация в породах большеинзерской и суранской свит нижнего рифея характеризуется сходными геохимическими особенностями, которые не зависят ни от литологического состава пород, ни от стратиграфического положения. Пирит из разных подсвит по химическому составу обнаруживает одинаковый небольшой дефицит серы. В пирите и пирротине из элементов-примесей отмечаются только Ni и изредка Se, в галенитах – Se и Te. В халькопиритах элементы-примеси не обнаружены. Рассматриваемый тип сульфидной минерализации по геохимиче-

ским особенностям отличается от сульфидов золоторудных объектов из нижнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория.

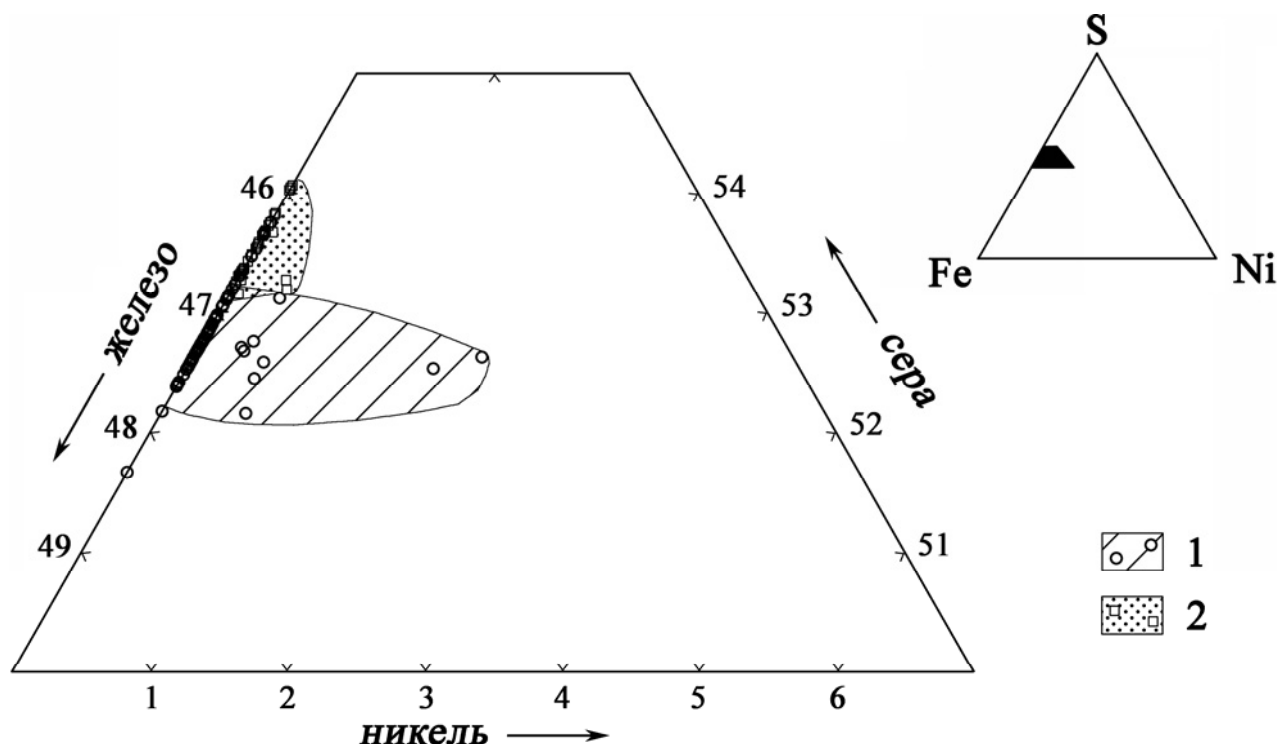


Рис. 2. Состав пирита из нижнерифейских отложений в системе Fe–Ni–S (вес %)

1 – пирит из осадочных пород большеинзерской и суранской свит; 2 – пирит месторождения Улюк-Бар в отложениях большеинзерской свиты (скв. № 18).

Работа выполнена при финансовой поддержке программы №4 ОНЗ РАН и программы РФФИ «Поволжье», грант № 08-05-97000.

Литература

- Гаррис М.А., Резяпова Н.В. Типизация сульфидной минерализации в верхнем протерозое Южного Урала по изотопным данным // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 66–70.
- Мичурин С.В. Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М: ГИН РАН, 2008. 28 с.
- Мичурин С.В. Минералогические и изотопно-геохимические поисковые критерии золото-сульфидно-кварцевого оруденения в докембрийских отложениях западного склона Южного Урала // Поисковые геолого-геохимические модели рудных месторождений / Материалы II Всероссийской конференции по прикладной геохимии, г. Воронеж, 26-28 февраля 2009 г. Воронеж: ИП Гончаровой, 2009. С. 200–203.
- Мичурин С.В. Сульфидная минерализация нижнерифейских осадочных отложений западного склона Южного Урала // Геологический сборник № 6. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2007. С. 144–156.
- Мичурин С.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М. К проблеме генезиса магнетитовых залежей на Южном Урале (по данным изотопного анализа серы) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий / Материалы VII Межрегиональной научно-практической конференции Республики Башкортостан. Уфа. 2008. С. 192–195.
- Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1992. 143 с.
- Ellmies R., Krupenin M.T., Glodny J. A metallogenic model for the sediment-hosted deposits of the Proterozoic Bashkir basin // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Материалы Всероссийского съезда геологов. Кн. 2. Минерально-сырьевая база России. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 6–7.

ОСОБЕННОСТИ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ СПЕКТРОВ СМЕКТИТОВ И КАРБОНАТОВ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Мороз Т.Н., Пальчик Н.А.

ИГМ СО РАН, moroz@igm.nsc.ru

Минералогические и кристаллохимические особенности смектитов и карбонатов в донных осадках Охотского моря, из районов, существенно отличающихся по их геологическому строению, изучены методом инфракрасной (ИК) спектроскопии. Карбонаты по разнообразию условий залегания не имеют себе равных среди других групп минералов. Они обнаружены во всех типах пород, в рудных месторождениях, в пещерах, в отложениях горячих источников, в живых организмах. Явно связаны с карбонатными породами энергетические полезные ископаемые. В последние десятилетия, ставшие по образному выражению А.П. Лисицына «золотым веком» для морской геологии, были получены долговременные непрерывные летописи из осадков океана, где пробурено несколько сотен скважин. По вариациям содержания изотопов кислорода в карбонатных океанических илах установлена четкая связь эпох потепления и похолодания на Земле с ее положением на солнечной орбите. Глинистые минералы в силу лабильности своей кристаллической структуры, являются «свидетелями» самых разнообразных физико-химических и термодинамических процессов, имеющих место в осадочном чехле оболочки Земли. Использование их индикаторных возможностей охватывает весь диапазон геологических процессов [Горбаренко и др., 2000; Солотчина и др., 2004; Gorbarenko et al, 2002; Palchik et al, 2006]. Минеральный состав образцов Охотского моря детально исследовался по керну станции (ст.) 28-40-5 [Palchik et al, 2006]. Он представлен на 50% глинистой компонентой, от 5 до 50% рентгеноаморфной компонентой, от долей до 15% NaCl, от 5 до 20% кварцем и плагиоклазом, от следовых количеств до 10% карбонатом. В качестве примесей зафиксирован гипс, амфибол, гетит, пирит, гематит, ильменит, цеолит. Максимальное количество карбонатов составляет чуть более 10%, ассоциация глинистых минералов в осадках Охотского моря как голоценового, так и плейстоценового возраста представлена смешанослойными иллит-смектитами, слюдами, хлоритами и каолинитом.

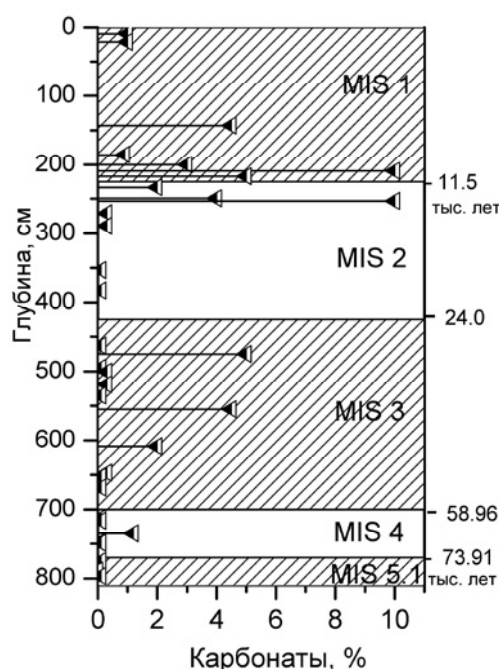


Рис. 1. Распределение карбонатов вдоль колонки глубоководного бурения (стрелки)

Штрихом выделены теплые стадии MIS 1, MIS 3 и MIS 5.1.

Проведен анализ взаимосвязи состава и кристаллохимических особенностей глинистых минералов и карбонатов и их распределения вдоль колонки глубоководного бурения. Кристаллохимические характеристики и количественные соотношения глинистых минералов выявлены путем компьютерного моделирования рентгеновских дифракционных профилей [Солотчина и др., 2000]. Наиболее изменчивой фазой в изученных осадках является смешанослойный иллит-смектит, содержание которого варьирует в широких пределах от 10% до 60% глинистой составляющей. Структура этого минерала состоит из чередующихся с разной степенью порядка

иллитовых и смектитовых слоев, соотношение концентраций которых существенно меняется от 20/80 до 70/30 (иллитовых к смектитовым). Известно, что процесс иллитизации происходит быстрее, если смектитовые слои в иллит-смектите более избыточны ($> 42\%$). Среди факторов, благоприятствующих вхождению калия в смектитовые слои – это увеличение температуры, его концентрация в растворе и pH. Можно сделать заключение, что выявленная корреляция между содержанием смектитовых слоев в иллит-смектите и содержанием иллита в осадках отражает процесс иллитизации иллит-смектита. Очевидно, что смешанослойные минералы в морских осадках формируются главным образом в результате гидролиза полевых шпатов, который происходит аналогичным образом в ледниковом и межледниковом климате. Это заключение подтверждается наблюдением, что отношение глинистого компонента к неслоистым силикатам не показывает климатической цикличности. Структура же вторичных смешанослойных фаз различна в зависимости от климатических условий. Вдоль колонки ст. 28-40-5 центральной части Охотского моря наибольшее количество глинистой и карбонатной составляющих приходится на теплые интервалы. Степень изоморфного замещения Ca – Mg и структурная упорядоченность в кальците установлена по ИК-спектрам, где в высоко- и низко-магнезиальных кальцитах положение полосы ν_4 CO₃ значительно различается. Максимальные содержания карбонатов в морских осадках обусловлены соответствующими глобальными пульсациями талых вод. Распределение карбонатов вдоль колонки глубоководного бурения показано на рисунке 1.

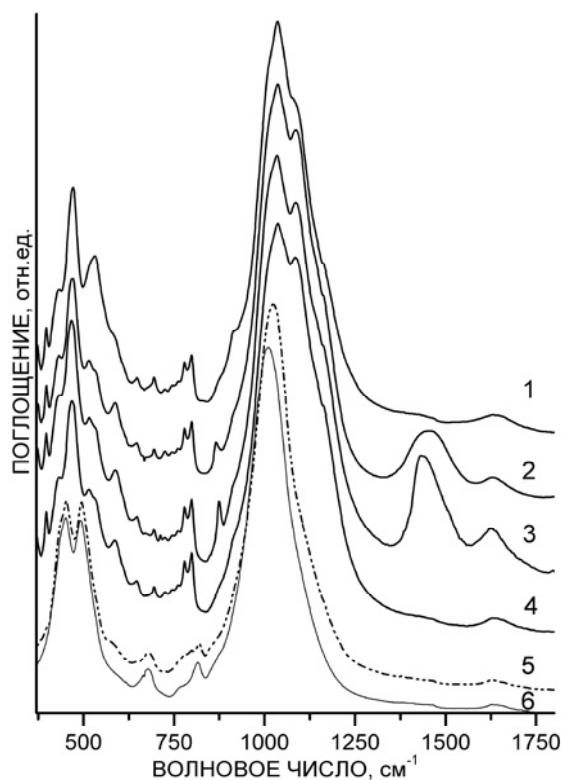


Рис. 2. ИК спектры донных осадков устья Амура (1) и Охотского моря (2-6)

Образцы 1820 (2) и 1732(4) из Дерюгинской котловины; образец 217 (3)-колонка LV 28-40-5 центральной части, нон-трониты трога Кашеварова (5) и склона вулкана Обручева (6).

Минеральный состав осадков Дерюгиской впадины незначительно отличается по составу; зафиксированы как карбонатные, так и бескарбонатные зоны (рис. 2, кривая 2, 4). На спектрах это отражается в наличие полосы в области около 1435 – 1460 см⁻¹. Обзорный ИК спектр образцов осадков Охотского моря представлен на рис. 2. Спектры регистрировались на ИК Фурье спектрометре FT-IR VERTEX 70 фирмы Брукер (использовался метод вакуумного прессования таблеток образца с спектрально чистым KBr). Карбонаты представлены в основном кальцитом, реже Mg-кальцитом и доломитом. В ИК спектрах наиболее интенсивная полоса ν_3 CO₃ колебаний наблюдалась в области от 1435 до 1458 см⁻¹ в образцах с более высоким содержанием карбоната, в случаях малого его количества происходило уширение полосы и четко фиксировались два максимума ~ 1435 и ~ 1458 см⁻¹ кальцита и магнезиального кальцита. Положение полос ν_2 CO₃ в спектрах менялось от 875, 877 до 870 см⁻¹, что объясняется наличием различного количества магния в карбонате. В некоторых образцах зафиксированы шортит, сидерит, гидроталькит. Для ИК спектра последнего характерна дополнительная полоса с максимумом 1370 см⁻¹. По литературным данным [Bail et al, 1987] гидроталькит образуется при взаимодействии морской воды с вулканическим стеклом и далее преобразуется в смектит.

В ряде образцов, представленных зеленоватыми массами, зафиксирован либо чистый высокожелезистый смектит – нонтронит, либо нонтронит с примесью кварца – SiO_2 и плагиоклаза – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8/\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Рис. 2, кривые 5, 6). Кристаллохимическая формула одного из нонтронитов $(\text{K}_{0.35}\text{Na}_{0.04}\text{Mg}_{0.28}\text{Ca}_{0.06})_{0.73}(\text{Fe}_{1.95}\text{Mg}_{0.05})_2(\text{Si}_{3.39}\text{Al}_{0.14}\text{Fe}_{0.47})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{nH}_2\text{O}$. Отношение $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Al}+\text{Mg})$ для образцов, взятых из разных по геологическому строению районов составляет от 0,83 до 0,88. Образцы серии Ge99-43, поднятые со склона подводного вулкана Обручева, расположенного в районе Курильской островной дуги, имели явные признаки поствулканических гидротермальных изменений, приуроченных к прижерловой фации. Образцы Lv40-12 подняты со склона небольшой возвышенности в центральной части моря, где явных признаков вулканической деятельности до сих пор не было установлено. Разная степень окисления Fe образцов разных серий проявляется в изменении положения полос в области валентных колебаний OH связей, Si-O связей и деформационных колебаний OH связей. Сдвиг полосы колебаний 3624 см^{-1} валентной OH связи в монтмориллоните до 3549 см^{-1} (Ge99-43/3) и 3556 см^{-1} (Lv40-12/9) в нонтронитах происходит за счет усиления водородной связи при замещении алюминия Fe^{3+} (рис. 3).

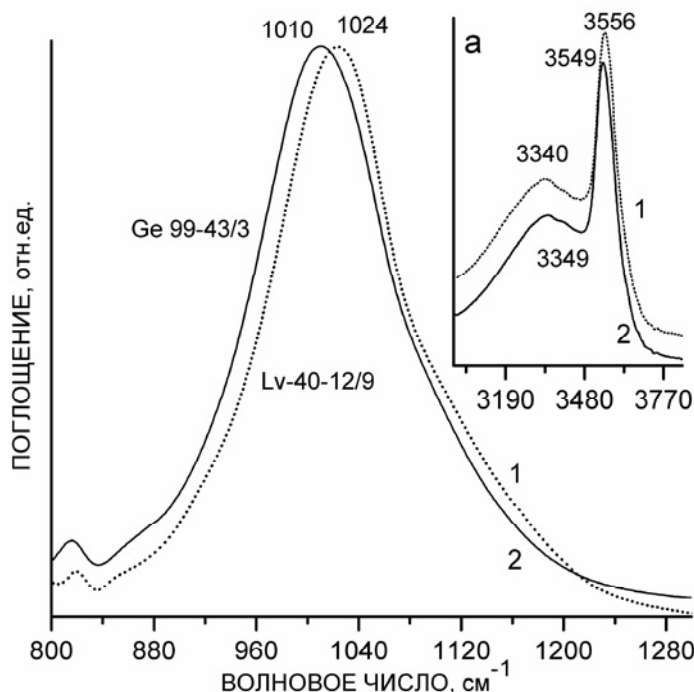


Рис. 3. ИК спектры нонтронитов Охотского моря (1) из трога Кашеварова (2) со склона вулкана Обручева.

Положение полосы валентных колебаний Si-O связи 1024 см^{-1} серии Lv40-12 сдвигается до 1010 см^{-1} у образца Ge99-43/3, что характерно при увеличении слоевого заряда для последнего образца. Полученные результаты дают дополнительную информацию о минеральном составе исследуемых осадков, что при более детальном анализе, возможно, будет использовано как один из индикаторов палеоклиматических изменений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект №09-05-00468а.

Литература

- Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С., Саутон Д.Р., Шаповалов Чупрынин В.В., Нюрнберг Д. Литостратиграфия донных осадков Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2000. т. 19. № 2. С. 58.
- Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Прокопенко А.А., Столповская В.Н., Солотчин П.А., Шульженко С.Г. // Докл. РАН. 2004. т. 398. № 3. С. 390.
- Bail C., Thamassin J., Touray J. Hydrotalcite like solid solutions with variable SO_4^{2-} and CO_3^{2-} contents at 50°C . An X-ray diffraction and Raman Spectrometry study // Phys. Chem. Min. 1987. V.14. P. 377-382.
- Gorbarenko, S.A., Nürnberg, D., Derkachev, A.N., Astakhov, A.S., Southon, J.R., Kaiser, A. Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of ferrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // Marine Geology. 2002. V.183. P. 107-129.
- Palchik, N.A., Solotchina, E.P., Goldberg, E.L., Stolpovskaya, V.N., Gorbarenko, S.A. Crystal Chemistry of Clay Minerals in Bottom Sediments of the Okhotsk Sea as a Palaeoclimatic Indicator // Russian Journal of Inorganic Chemistry. 2008. V. 6, 53. P. 865-872.

ТИПОХИМИЗМ, СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СЛЮД ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ИЛЬМЕНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Мурдасова Н. М.
ИГЗ УрОРАН, *wined_by_dream@inbox.ru*

Железо-магнезиальные слюды – распространенные породообразующие минералы метаморфических пород. Слюды могут служить индикаторами РТ-условий процессов метаморфизма. В пределах Ильменогорского комплекса хорошо изучены слюды из пегматитов. Слюды из метаморфических пород комплекса, в отличие от слюд из пегматитов, не были изучены всесторонне.

Ильменогорский полиметаморфический комплекс имеет длительную историю исследования, несмотря на это многие вопросы геологического строения, минералогии и др., остаются дискуссионными. На сегодняшний день для метаморфических пород в пределах комплекса выделяется три структурно-вещественных подразделения: существенно гнейсовая селяннинская, гнейсово-амфиболовая ильменская и кварцито-сланцевая сайтовская серии [Баженов и др., 1992].

Состав слюд. Тёмные слюды из метаморфических пород Ильменогорского полиметаморфического комплекса характеризуются промежуточными составами ряда флогопит–аннит (табл.) [Медведева, 2008]. В соответствии с современной классификацией [Риддер и др., 1998] эти слюды относятся к биотиту.

Таблица

Химический состав слюд (мас. %)

№	проба	точка	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	f
селяннинская серия													
1	244-4 гнейс	1(r)	34.98	17.79	3.41	20.58	—	10.27	0.20	—	9.17	96.4	0.53
		2(c)	34.97	17.89	3.97	20.17	—	9.99	0.10	—	9.19	96.28	0.53
		3(r)	33.75	17.75	3.46	21.60	—	9.95	0.24	—	9.45	96.2	0.55
2	244-6 амфиболит	1(r)	34.68	13.84	4.59	24.92	—	9.19	0.23	—	8.64	96.07	0.60
		2(c)	34.76	13.39	4.63	24.44	—	9.58	0.25	—	8.92	95.96	0.59
		3(r)	34.04	13.69	4.57	25.44	—	8.75	0.39	—	9.01	95.89	0.62
ильменская серия													
3	Ис 112/1 кристаллич. сланец	1(r)	33.81	13.25	3.59	28.10	—	6.36	—	—	8.97	94.08	0.71
		2(c)	33.98	13.98	3.75	27.57	—	6.44	—	—	8.93	94.65	0.71
		3(r)	34.34	13.52	3.77	27.20	—	7.07	—	—	9.10	95.00	0.68
4	Ис 203-8 амфиболит	1(r)	37.51	16.06	2.47	20.91	0.13	12.30	—	0.01	8.41	97.80	0.49
		2(c)	36.77	15.38	2.90	20.51	—	13.06	—	0.16	8.21	96.99	0.47
		3(r)	37.48	15.41	2.58	20.34	0.07	13.39	—	0.12	7.73	97.12	0.46
сайтовская серия													
5	ЕМ-3 кварцит	1	35.73	18.28	2.16	18.66	0.51	9.55	0.06	0.13	8.75	93.83	0.52
		2	36.49	18.28	2.30	18.10	0.47	9.69	0.11	0.12	8.80	94.37	0.51
6	К кварцито- гнейс	1	36.19	18.78	1.93	16.60	0.35	12.58	0.00	0.13	9.43	95.99	0.43
		2	37.72	18.91	1.65	15.60	0.32	12.43	0.24	—	9.25	96.12	0.41
		3	36.92	18.84	1.66	16.32	0.28	12.32	0.24	0.03	9.32	95.93	0.43

Примечание. г – край зерна, с – центр зерна, f – железистость.

Слюда в породах селяннинской серии представлена промежуточными разновидностями ряда аннит–флогопит. Слюда в гнейсах имеет зональное строение: центральная часть зерна сложена флогопитом, край – аннитом. Флогопит обнаружен в виде включений в гранате. Слюды из амфиболитов образуют два набора точек: первый тяготеет к минеральному виду

аннит, эта слюда из основной массы амфиболитов; второй соответствует минеральному виду флогопит и представлен в полевошпатовом прожилке или развивается по плоскостям кливажа (рис.). В слюдах серии отмечены значительные вариации алюминия в октаэдрической координации (0,01–0,44 к. ф.), колебания содержания титана (0,03–0,27 к. ф.), зафиксированы низкие значения железистости: в слюде из мигматизированных амфиболитов $f = 42\%$, в слюде из включений в гранате из гранат-биотитовых мигматизированных гнейсов $f = 45\%$.

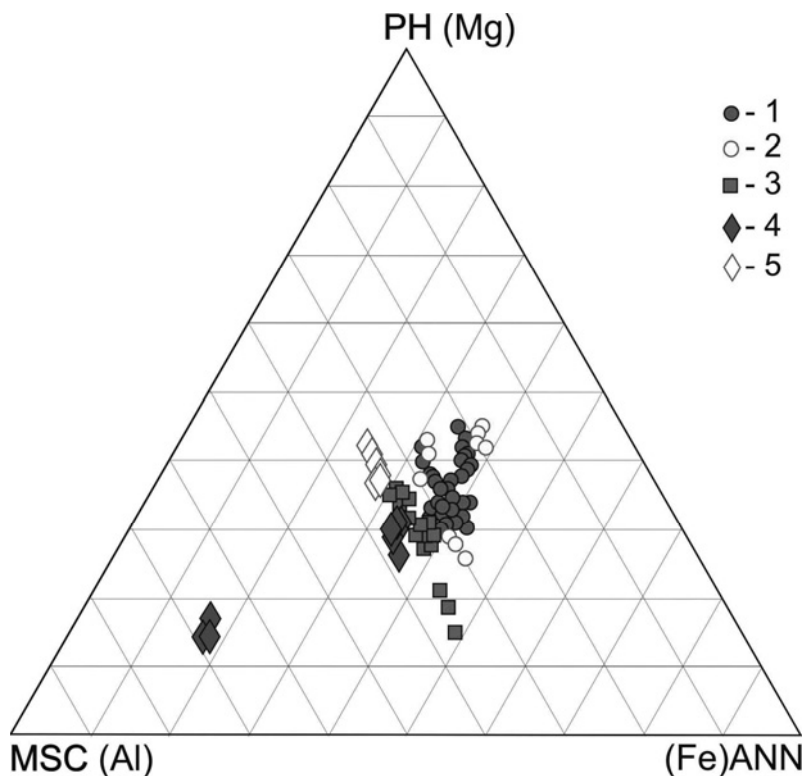


Рис. Вариации химического состава слюд

1 – слюды из гнейсов, селяннинская серия; 2 – слюды из амфиболитов; ильменская серия; 3 – слюды из кристаллических сланцев и амфиболитов; сайтовская серия; 4 – слюды из кварцитов, 5 – слюды из кварцито-гнейсов.

Слюды из пород ильменской серии характеризуются промежуточными составами ряда аннит–флогопит. В кристаллических сланцах слюды, слагающие матрикс породы, представлены преимущественно аннитом, индивиды из включений в полевошпате, гранате и пироксене представлены флогопитом. В куммингтонитовых амфиболитах в матриксе породы обнаружен флогопит, включения в плагиоклазе и гранате представлены аннитом (см. рис.). В слюдах из пород ильменской серии отмечается диапазон вариаций содержания алюминия в октаэдрической координации (0,06–0,31 к. ф.), концентраций титана (0,07–0,14 к. ф.); железистость слюд из пород этой серии характеризуется значениями 46–76%.

В породах сайтовской серии в кварцитах слюда представлена преимущественно аннитом, реже мусковитом, отдельные индивиды аннита в краевой части обрастают мусковитом; в кварцито-гнейсах темная слюда представлена флогопитом (см. рис.). Аннит из кварцитов характеризуется высоким содержанием алюминия в октаэдрической координации (0,52–1,36 к. ф.). Слюды из пород этой серии характеризуются низкими концентрациями титана (0,05–0,11 к. ф.), железистость слюд имеет значения 41–57%.

Структура слюд. Катионная упорядоченность железа в структуре изученных слюд характеризуется следующим: двухвалентное железо в аннитах разделяется на две позиции – M1 и M2 – в пропорции 1:2, трёхвалентное железо всё входит в позицию M1; двухвалентное железо во флогопитах разделяется на две позиции – M1 и M2 в пропорции 1:5, трёхвалентное железо занимает позиции M1 и M2 в пропорции 1:1.

ИК-спектры слюд из метаморфических пород Ильменогорского комплекса являются типичными для минералов этой группы, по ним в диапазоне 600–800 см⁻¹ можно получить информацию о распределении катионов (Al, Fe) по октаэдрическим позициям.

В слюдах устанавливается зависимость между параметром элементарной ячейки b_0 и железо-магнезиальной составляющей. Подтверждено, что с увеличением железистости слюд растёт значение b_0 .

Для слюд из метаморфических пород Ильменогорского комплекса определены различные политипные модификации: для аннита $2M_1+1Md$ ($2M_1>1Md$), $1Md$ с признаками $2M_1$, $2M_1+1Md$ ($1Md>2M_1$); для флогопита $1Md$, $1M$ с признаками $1Md$, $3T$. Широкий набор политипных модификаций слюд в пределах комплекса может свидетельствовать о процессах полиметаморфизма.

Термодинамические условия формирования. Оценены РТ-условия образования слюд структурно-вещественных подразделений комплекса:

- для селянkinской серии – низкотемпературная гранулитовая → высокотемпературная амфиболитовая фации;
- для ильменской серии – амфиболитовая и гранулитовая фации;
- для сайтовской серии – среднетемпературная область амфиболитовой фации метаморфизма.

Проведённые исследования могут быть применены для уточнения условий образования метаморфических пород в Ильменогорском комплексе.

Литература

- Баженов А.Г., Белогуб Е.В., Ленных В.И., Рассказова А.Д. Уфимская субширотная структура (путеводитель). Миасс: Имин УрО РАН, 1992. 89 с.
- Медведева Е.В. Гранаты метаморфических пород Ильменских гор: состав, эволюция. Автореферат дис. канд. геол. мин. наук. Екатеринбург, 2008. 23 с.
- Риддер М., Гаваззини Г., Франк-Каменецкий В.А. и др. Номенклатура слюд: заключительный доклад подкомитета по слюдам комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // Зап. Всесоюзн. мин. о-ва. 1998. С. 55–65.

МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН: СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И СТРАТЕГИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Мустафин С.К.

Башкирский государственный университет, [sabir mustafin@yandex.ru](mailto:sabir.mustafin@yandex.ru)

Потенциал минеральных ресурсов Российской Федерации (РФ) оценивается в балансовых запасах величиной 14,19 трлн. долларов США. Вопросы комплексной оценки ресурсов, включающие как их потенциальную ценность, так и их состояние в настоящее время весьма актуальны. Приоритетным направлением исследований Отделения наук о Земле РАН является «Создание теоретических основ государственной экономической политики в оценке, освоении, использовании и сбережении ресурсов недр». Доступность минерально-сырьевых ресурсов – это свойство системы общество – минеральные ресурсы, характеризующее возможность их эффективного и безопасного использования в зависимости от состояния ресурсов, потребности в них и достигнутого технологического уровня [Пешков и др., 2004].

На территории Республики Башкортостан (РБ) – одного из промышленно развитых субъектов (РФ), широкое развитие получили добыча и переработка разнотипного минерального сырья. По данным Управления по недропользованию по РБ, на территории региона в настоящее

время известно 1170 месторождений, сырьевая база которых обеспечивает функционирование мощного минерально-сырьевого комплекса, включающего добычу и переработку углеводородов, чёрную и цветную металлургию, химическое производство, добычу и переработку неметаллических полезных ископаемых [Хамитов и др., 2008].

Концепцией рационального использования минеральных ресурсов РБ, в качестве основных задач предусмотрено:

- решение экономических и экологических проблем горнорудных предприятий на основе современной технологии добычи и переработки руд с завершённым технологическим циклом производства;
- вовлечения в переработку отвалов вскрыши месторождений, забалансовых руд, гидроотвалов, сбросных вод, пиритных концентратов, промпродуктов с комплексным извлечением металлов;
- комплексная утилизация техногенного сырья промышленных предприятий;
- комплексное экономическое и социальное развитие основных и вспомогательных производств горно-металлургической промышленности РБ;
- оптимизация геологоразведочных работ в районах деятельности предприятий горно-металлургической промышленности РБ для опережающего развития их рудно-сырьевой базы и своевременного восполнения выбывающих мощностей по добыче металлургического сырья и др. [Хамитов и др., 1997].

В сообщении приведены данные анализа изученности и основные результаты комплексных исследований минеральных форм нахождения полезных компонентов в разнообразном по происхождению природном и техногенном минеральном сырье многочисленных объектов Южного Урала [Мустафин и др., 2002, Мустафин, 2009], а также материалы исследований по теме «Составление атласа минералов золота и платиноидов руд и россыпей Республики Башкортостан».

В комплексных рудах Учалинского, Сибайского, Подольского, Юбилейного, Ново-Учалинского, Западно-Озёрного и Октябрьского медно-колчеданных месторождений РБ наряду с медью и цинком в качестве ценных компонентов, присутствуют: золото, серебро, кадмий, индий, селен, теллур и др.; имеются данные о концентрации элементов группы платины. Вулканогенные колчеданные месторождения в мировой добыче благородных металлов дают 5% золота и 40% серебра, которые присутствуют в рудах в качестве микрофазовых (1-100 мкм) включений собственных минералов или, так называемого, «упорного» тонкодисперсного золота и серебра в сульфидах. В рудах Учалинского месторождения содержание свободного золота составляет 3-4%, в сростках – 10-12%, тонкодисперсного «упорного» в сульфидах – 85% [Викентьев, 2004], чем обусловлены значительные (29%) потери металла при обогащении с хвостами флотации.

В бурых железняках зоны окисления месторождения Бакр-Узяк золото присутствует в самородной форме и в виде амальгамы золота; размеры выделений мелкие (0,01-0,1 мм). Самородная медь из бурых железняков, отличается слабой золотоносностью; рентгенографическое исследование не обнаружило совместных фаз меди и золота. Природная амальгама золота из окисленных руд медно-колчеданного месторождения Бакр-Узяк близка по составу к фазе ASTM – $\text{Au}_{0.81}\text{Hg}_{0.19}$ (рентгеновская плотность $\rho=17,854 \text{ г/см}^3$). Плотная плёнка куприта (Cu_2O), покрывает поверхность выделений самородной меди (Cu), снижает эффективность кучного выщелачивания меди. Реликтовый золотоносный пирит (FeS_2) отличается несколько повышенными значениями параметра d/n , что вызвано наличием значительных концентраций элементов-примесей.

Электронно-микроскопическое изучение самородного золота из бурых железняков выявило широкое развитие плотных, часто сплошных «рубашек» гидроксидов железа, что снижает технологические показатели кучного выщелачивания золота, впервые применённого на

Урале НПФ «Полиметалл» (1996) на золотоносных бурых железняках Западно-Озёрного месторождения. Гипергенные плёнки гидроксидов железа снижают плотность их агрегатов с самородным золотом, что резко ухудшает эффективность гравитационных методов обогащения и препятствуют оптимальному ходу процесса гидрометаллургии.

Основные ресурсы благородных металлов РБ связаны с комплексным по составу медно-колчеданным оруденением и бурыми железняками зоны окисления («железными шляпами») Учалинского, Западно-Озёрного, Юбилейного, Бакр-Узяк и др. месторождений. Собственно золоторудным объектом является месторождение Муртыкты с запасами около 26 т и средним содержанием металла 6,2 г/т. Продолжительная интенсивная эксплуатация существенно истощила запасы комплексного золотосодержащего собственно золоторудного оруденения [Хамитов и др., 2008]. Многочисленные россыпи золота Учалинского, Абзелиловского, Баймакского, Белорецкого районов в основном отработаны старателями. В лучшие годы россыпи РБ давали 250-500 кг металла, за последние годы добыча не превышает 50-150 кг.

Из ряда комплексных по составу полезных компонентов россыпей, кроме золота, получали платину и другие металлы платиновой группы, содержание которых на отдельных, отработанных к настоящему времени объектах, достигало 11,7 г/м³. При отработке Иремельской россыпи, например, согласно архивным данным, были подняты самородки иридия массой 200 и 500 г.

Рентгеноструктурный анализ минералов комплексной по составу современной аллювиальной россыпи Учалинского района позволил выявить фазы туламинита Pt₂FeCu в сростках с хромпикотитом (Mg,Fe)Cr₂O₄; самородного иридия (Ir – фаза ASTM 44) с примесью ферроплатины (Pt₃Fe – фаза ASTM 542); самородного иридия в сростках с серпентином Mg₆[Si₄O₁₀](OH)₈; рутенистого осмия (OsRu – фаза ASTM 17714) с примесью фазы форстерита Mg₂[SiO₄]; иридистого осмия Os₁₃Ir₇ (ASTM, фаза 15233) с примесью фазы форстерита Mg₂[SiO₄]; рутенистого иридия (фаза ASTM Ir₅₃Ru₄₇), самородного осмия (Os – фаза ASTM 137). Рентгеноспектральный анализ показал, что иридосмин из россыпи содержит существенное количество (мас. %): рутения (8,53-9,56), незначительные примеси меди (0,42-0,6) и железа (0,31-0,42).

Амальгама золота техногенной природы установлена в эфельных отвалах россыпных месторождений долины р. Авзян. Ранее для извлечения самородного золота тонкого и пылевидного классов старатели Урала традиционно использовали технологию амальгамации, в настоящее время запрещённую в связи с экологическими требованиями. Рентгеноструктурный анализ позволил идентифицировать амальгаму золота, отвечающую по составу фазе ASTM Au₆Hg₅ (рентгеновская плотность $\rho=16,872$ г/см³). Самородное золото, частицы которого участками или нацело, покрыты плёнкой техногенной амальгамы золота, обладает, как показало исследование на растровом электронном микроскопе, специфической коррозионной структурой поверхности.

В составе самородного золота из техногенной россыпи, кроме основы, представленной фазой Au, установлены фазы, близкие по своим параметрам эталонам ASTM состава Au₆Hg₅, Au₅Hg₈.

В металлургических шлаках Баймакского золотомедного завода основная масса техногенного золота представлена чешуйками размерами от 0,25×0,1 мм до 0,05×0,05 мм. В техногенной самородной меди из шлаков выявлено наличие включений отвечающих по составу фазе ASTM Au₃Cu (рентгеновская плотность $\rho=17,167$ г/см³).

В древних конгломератах хребта Шатак установлено магнитное самородное золото, ассоциирующее в цементе с золотоносными гематитом и магнетитом. Этот признак золота необходимо учитывать при пробоподготовке для исключения потерь металла.

Перспективы золотодобычи в РБ следует увязывать, как с новыми нетрадиционными природными типами минерального сырья (древние золотоносные конгломераты и др.), так и накопленными в значительных объёмах техногенными образованиями (золотосодержащими

металлургическими шлаками, пиритными огарками, хвостами флотации, хвостами перколяции, золотосодержащими песками отсеков месторождений песчано-гравийных материалов и др.).

Инвестиционная привлекательность объектов недропользования определяется полнотой технологических характеристик минерального сырья, изучение которого предполагает комплексное исследование его свойств с использованием современных прецизионных методов анализа, что позволяет оптимально реализовать весь спектр современных, постоянно совершенствующихся технологий переработки [Мустафин, 2009].

Перспективными для старых регионов недропользования, каковым является Урал, представляются ведущиеся в других регионах исследования минерального сырья на уровне наночастиц [Конеев, 2006], работы по экологической минералогии [Голева, 2007].

Управление качеством минерального сырья актуальная проблема недропользования.

Литература

- Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. – 344 с.
- Голева Р.В. Экологическая минералогия – новое научное направление геоэкологии (становление, перспективы развития). М.: Изд-во ВИМС, 2007. – 36 с.
- Конеев Р.И. в Р.И. Нааноминералогия золота эпипермальных месторождений Чаткало-Кураминского региона Узбекистана. С-Пб.: Дельта, 2006. – 200с.
- Мустафин С.К. Минерально-сырьевые ресурсы Республики Башкортостан: состояние и перспективы. // В сб. докл. международной науч.-практ. конф. «Геология, минералогия и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов», посвящ. 110 годовщине со дня рождения К.И.Сатпаева. Алматы: Институт геологических наук, 2009.
- Мустафин С.К., Альмухаметов Р.Ф. Использование рентгеноструктурного анализа в исследованиях природного и техногенного минерального сырья Южного Урала. Мат-лы научно-практического семинара «Применение рентгеновских лучей в науке и технике», приуроченного к 50 - летию создания НПО «Буревестник». С-Пб.: НПО «Буревестник», 2009.
- Мустафин С.К., Захаров О.А., Юмагузин Ю.М., Альмухаметов Р.Ф., Давлетшина Р.Б. Опыт исследования минералов благородных металлов рудных, россыпных и техногенных месторождений Республики Башкортостан. / Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы. Мат-лы Республиканской научно-практ. конф. Уфа: Тау, 2002. – С. 630-638.
- Пешков А.А., Мацко Н.А. Доступность минерально-сырьевых ресурсов. М.: Наука, 2004. – 280 с.
- Хамитов Р.А., Антонов К.В., Меньшиков В.Г. Резервы рационального использования минерально-сырьевых ресурсов Республики Башкортостан В кн.: Труды первой научно-практической конференции «Ресурсо- и энергосбережение в Республике Башкортостан: проблемы и задачи». Ч.1, Уфа, Изд-е Башкирского госуниверситета, 1997. С. 72-80.
- Хамитов Р.А., Чернов А.Л., Гуфранов Р.А., Осипова Е.Н. Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан. Проблемы и перспективы развития. // Мат.-лы VII Межрегион. науч.-практ. конф. «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий». Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008. – С. 4-13.

ОПТИЧЕСКО-АКТИВНЫЕ ЦЕНТРЫ В ЦИРКОНАХ КАК ИНДИКАТОР ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Николаев А.Г., Насыртдинова Д.М.

Казанский государственный университет, anatolij-nikolaev@yandex.ru

Высокая информативность циркона для решения петрологических и геохронологических задач хорошо известна [Краснобаев, 1986]. Этот минеральный вид имеет широкое распространение в различных петрографических ассоциациях. В процессе образования, цирконы на кристаллохимическом уровне изменяют свои свойства, и тем самым при их изучении можно говорить об условиях формирования материнских пород.

Для изучения условий формирования Ильменогорского щелочного массива были взяты образцы цирконов из миаскитовых пегматитов. Они представляли собой изометрические кристаллы гиацинтово-цирконового типа с равным развитием призм (100) и (110) с доминирующей дипирамидой (111), с подчиненным развитием грани дипирамид (221) и (331) и грани (311).

При изучении кристаллохимических особенностей цирконов были использованы методы оптической адсорбционной спектроскопии. Исследования проводились в лаборатории оптической спектроскопии Казанского государственного университета. Съемка оптических спектров поглощения велась в видимом и ближнеинфракрасном диапазоне длин волн (400–800 нм), с интервалом 2 нм, на специализированной оптико-спектрометрической установке на базе микроскопа МИН-8. Образцы для исследования были отобраны из копей Ильменского государственного заповедника им. В.И. Ленина. Схема отбора образцов была следующая: из пегматитовых жил самого массива, из жил, которые находятся на границе с массивом и из жил, которые находятся во вмещающих породах. Цирконы имели различную окраску: желтую, оранжевую, коричневую, красную. В экспериментах были использованы полированные петрографические шлифы толщиной около 0,1–0,5 мм.

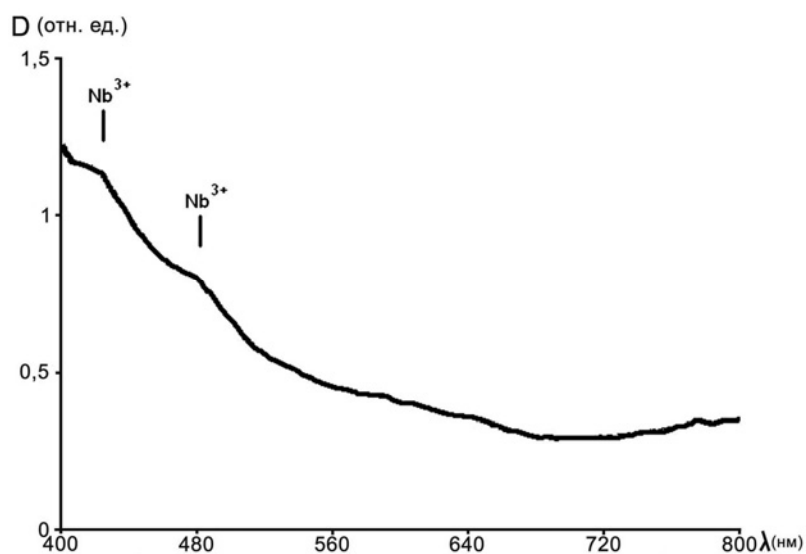


Рис. Оптический спектр поглощения циркона

По результатам интерпретации оптических спектров поглощения было выявлено следующее: в ультрафиолетовой области имеется полоса поглощения, которая связана механизмом переноса заряда $O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$, а длинноволновая ее часть протягивается в видимый диапа-

зон оптического спектра (рис.). Были также изучены две полосы поглощения на длинах волн 420 и 480 нм, которые связаны с электронными переходами в ионах Nb^{3+} [Бахтин, 1985; Бахтин, Горобец, 1992]. Для этих полос было вычислено относительное содержание ионов Nb^{3+} в цирконах. Исходя из данных, полученных оптической спектроскопией, максимальная концентрация была в цирконах, которые взяты из пегматитовых жил в самом массиве. Количество ионов Nb^{3+} в цирконах, которые были отобраны из жил, находящихся на границе с массивом, заметно уменьшается. В цирконах, которые были отобраны из жил во вмещающих породах, ионы Nb^{3+} отсутствуют.

Исходя из выше перечисленного, можно говорить о том, что при становлении миаскитового массива происходило внедрение щелочных пегматитов во вмещающие породы. При образовании миаскитовых пегматитов, они содержали в себе малое количество редкоземельных элементов, которые были рассеяны по всему телу. Это связано с тем, что при внедрении расплава, из которого состоит пегматитовая жила, происходило в одну фазу внедрения без последующей подпитки. Это видно из состава цирконов этих пегматитовых тел, в них отсутствует Nb^{3+} . Совсем иная ситуация наблюдается в цирконах из миаскитового массива. В них повышенное содержание ионов Nb^{3+} . В этом случае формирование пегматитов шло многоэтапно, расплав будущей жилы обогащался ионами Nb^{3+} и концентрация становилась такая, что они могли уже входить изоморфно в кристаллическую структуру циркона.

Литература

- Бахтин А.И. Породообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия, закономерность окраски, типоморфизм. Казань, 1985. 192 с.
- Бахтин А.И., Горобец Б.С. Оптическая спектроскопия минералов и руд и ее применение в геологоразведочных работах. Казань, 1992. 236 с.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986.

УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В АРХЕЕ

Павлов А.Г.

Якутский государственный университет, kyudyk@mail.ru

Давно известно, что появление тех или иных пород в земной коре, состоящих из определенного набора минералов, зависит от физико-химических условий среды. В настоящей работе автор представляет свое мнение о том, какими причинами может быть обусловлено появление самых древних пород земной коры. Условия возникновения пород возрастом до трех с половиной миллиарда лет, как полагает автор, можно понять лишь при правильном представлении о происхождении Земли, которое может объяснить причины её закономерного тектонического развития и образования различных видов месторождений полезных ископаемых. Существующие наиболее признанные гипотезы (Канта-Лапласа, Отто Шмидта) в этом вопросе не могут дать никакого просвета кроме безвыходного тупика. Условия образования, самых древних особых, по всем характеристикам пород Земли, как кажется автору объяснимо на основе гипотезы о происхождении планеты при взрыве сверхплотного космического тела [Павлов, 2005, 2009]. Согласно этой гипотезе все исходное вещество Земли находилось в сверхгорячем, сверхплотном состоянии в составе квазара. Только допуская такое происхождение Земли можно судить о её первичном химическом составе по данным космохимии, изучавшей метеориты, планеты, Солнце и другие звезды. Разлетевшиеся в разные стороны обломки и тот «кусочек», из которого в будущем образовалась наша планета, первоначально должны быть такими же плотными, горячими, может быть и угловатыми, а не холодными и шарообразной формы, как полагали сторонники аккреционного происхождения Земли [Сорохтин, Ушаков, 2002]. Они также были без ядра, мантии, коры и очень маленького размера. Именно понимание такого физического состояния первичного вещества планеты приобретает важное значение в объяснении истории геологического развития Земли. Процесс дальнейшего развития отделившихся от квазара частей шел в зависимости от их химического состава, физических свойств, массы и в большей степени от влияния астрофизических факторов. После взрыва, когда сверхплотный «кусочек» попадает в разряженное космическое пространство со слабым гравитационным полем, вещества его должны разуплотняться, образуя менее плотные новые химические соединения, за счет которых будет увеличиваться объем «обломка» [Павлов, 2005]. Весь этот процесс должен сопровождаться дифференциацией вещества по плотности. В «нашем куске» неизменное, первично плотное вещество остается в центре, формируя ядро планеты. Наиболее тяжелые и тугоплавкие продукты этой реакции оксиды и водородные соединения металлов образуют мантию; при дифференциации материала верхнего слоя последней связано образование базальтового слоя. Более плавкие металлы и их оксиды вместе с водой и газами формируют земную кору, гидросферу и атмосферу. В результате такого химического и физического перераспределения первичного вещества бесформенный, высокотемпературный «обломок» превратился в крупное шарообразное тело вращающееся вокруг своей оси с вновь образованной в виде «накипи» твердой и тонкой гранитной корой. В настоящее

время остатки этой коры сохранились в виде гранитных ядер древних платформ, по возрасту являющиеся самыми древними (архейскими) горными породами. О существовании первично горячего состояния первичной Земли говорят все исследователи, независимо от различий во взглядах о происхождении нашей планеты. Неопровержимым фактом в пользу этой точки зрения является высокая степень метаморфизма архейских комплексов, соответствующая гранулитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Для сторонников аккреционного происхождения Земли генератором тепла считается энергия, вырабатываемая распадом гипотетического радиоактивного вещества, находящегося внутри неё.

Л.И.Салоп [Салоп,1973] отмечал следующие особенности строения архейской толщи, которые больше никогда не повторяются в разрезах более молодых образований.

Во-первых, в толщах архея отсутствуют залежи конгломератов, гравелитов и внутренние несогласия. В наиболее полных разрезах архея нижней части гнейсового комплекса располагаются толщи, состоящие преимущественно из метавулканитов и кварцитов. Выше располагаются однородные толщи основных кристаллических сланцев или амфиболитов, образовавшихся за счет вулканитов, но уже с прослоями и мощными пачками карбонатных пород. Эта весьма характерная для архейских комплексов всего мира ассоциация пород. Крупные образования анортозитов, вероятно, метасоматического происхождения приурочены преимущественно к нижнему архею. Во многих районах в архейских толщах заключены прослои и неправильные обособления, состоящие из железных руд, стратиформные тела метаанортозитов, ассоциации метабазитов с кварцитами и высокоглиноземистыми породами. Во-вторых, не устанавливается, характерные для осадочных образований, фациальные переходы от одних пород к другим. В-третьих, для всех архейских комплексов характерны гранулитовая и амфиболитовая фации метаморфизма, не отмечается зональность линейного типа их расположения. Все вышеотмеченные особенности разреза архейской толщи могут свидетельствовать о том, что самые древние породы нашей планеты формировались одновременно по всему земному шару в результате геохимической эволюции первично расплавленного вещества, сопровождавшиеся химической и физической дифференциацией. Условия появления среди архейских пород залежей кварцитов, рассматриваемых многими исследователями как осадочные образования, можно объяснить следующим образом. Первичная тонкая, хрупкая архейская гранитная кора, покрывающая весь земной шар, имела относительно ровную поверхность, осложненную «амебовидными» и овальными поднятиями, группирующимися в виде больших замкнутых систем. Видимо, такая поверхность, образовавшаяся в результате «вскипания» жидкого подкорового вещества, когда тонкая земная кора находилась в полупластичном состоянии, способствовала накоплению и сохранению обломков кварца, которые в последующем превратились в прочные, плотные горные породы – кварциты. Первоначально на очень горячей Земле не могли появляться водные бассейны, на дне которых могли бы образовываться осадочные породы. О том, что породы архея формировались из очень горячего первичного вещества планеты, в совершенно иных геологических, физико-химических условиях, по сравнению с протозойскими и фанерозойскими породами, частично могут свидетельствовать заметные геохимические различия между архейскими и более поздними породами по содержанию крупноионных литофильных элементов (K, Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Pb, Th, U,) [Ламберт, Чемберлен, Холланд, 1980]. Такое перераспределение химических элементов, в свою очередь, обусловило естественноисторическую последовательность появления химических соединений от сидерофильных к литофильным, халькофильным, биофильным, нейтральным, галогенофильным, гидрофильным и атмофильным, что отвечает переходу от условий, характерных для центральных частей Земли, через все твердые сферы к гидросфере и, наконец, атмосфере.

Таким образом, главным условием образования, особых по всем параметрам архейских пород, по-мнению автора, является первично сверхплотное, сверхгорячее состояние Земли, образовавшееся при взрыве квазара. Архейская гранитная кора, покрывавшая всю планету сплошным тонким слоем, появилась при физико-химической дифференциации остывающего расплавленного вещества и под воздействием астрофизических законов.

Литература

- Ламберт Р.Ст.Дж., Чемберлен В.Е., Холланд Дж.Г. Геохимия архейских пород // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 380-391.
- Павлов А.Г. Происхождение месторождений. – Новосибирск: Наука, 2005. – 250 с.
- Павлов А.Г. Пульсационное расширение Земли // 9 Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Доклады. Том 1. – М. 2009. – С. 84.
- Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. – Л.: Недра. Ленингр. Отд-ние, 1973. – 309 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 559 с.

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ЦИРКОНОВ НА ПРИМЕРЕ УРАЛА

В.Н. Пучков
ИГ УНЦ РАН

Цирконология достигла за последние годы больших успехов. Расширяется арсенал методов изучения данного минерала как носителя геологической информации, прежде всего, о возрасте вмещающих пород. Получены более обширные и надежные реперные датировки магматических, вулканогенных и метаморфических пород Урала, позволяющие вносить всё новые коррективы в легенды геологических и тектонических карт, уточнять геодинамические интерпретации. Благодаря находкам цирконов в туфовых прослоях стратотипических разрезов Урала, появляется возможность получить прецизионные определения возрастов этих туфов и тем самым уточнить возраст вмещающих их пород и уточнить место стратотипов и типовых точек GSSP в международной стратиграфической шкале – прежде всего, для карбона и ранней перми.

Вместе с тем, интерпретация результатов определения возраста породы по цирконам, по мере углубления их изучения и совершенствования методик, становится всё более сложной и неоднозначной. Полученные цифры нередко идут вразрез с устоявшимися геологическими представлениями; в ряде случаев возникающие противоречия кажутся неразрешимыми. Кроме того, возможность получения возрастов разных популяций цирконов в одной пробе и даже установления разновозрастности разных зон цирконов в пределах одной популяции усложняет задачу интерпретации этих возрастов, требуя приписать каждой из цифр определенное геологическое событие. Наконец, разные методические подходы к определению возраста не только дополняют друг друга, но и в ряде случаев конкурируют друг с другом, ставя исследователя перед выбором «правильной» датировки.

Из проблем, возникавших за последнее время на Урале, хотелось бы особо отметить следующие, наиболее яркие:

1. Несоответствие палеонтологического возраста именновской свиты Тагильской зоны (силур) и рифейского возраста цирконов из базальтов этой свиты [Пучков и др., 2006].
2. Несоответствие господствующих представлений о палеозойском (силурийском) возрасте расслоенных интрузий Платиноносного пояса как единого образования, докембрийским (включая архейские) датировкам цирконов из платиноносных дунитов [Bea et al., 2001; Малич и др., 2009].
3. Несоответствие представлений о палеозойском возрасте офиолитов Войкарского и Кракинского массивов с докембрийскими возрастами цирконов (от 550 до 2000 и более млн. лет), наряду с палеозойскими [Савельева и др., 2006, Краснобаев и др., 2008].
4. Несоответствие устоявшихся представлений об узком интервале возраста машакской свиты Башкирского антиклинория (низы среднего рифея, возраст по цирконам классическим

методом 1350 ± 30 млн лет) недавно полученным датировкам по единичным кристаллам на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) о присутствии в пробах машакской свиты нескольких популяций цирконов, в возрастном интервале от 1500-1550 до 1330-1350 млн лет [Пучков и др., 2007; Краснобаев и др., 2008].

5. Напротив, по двум пробам цирконов из машакской свиты, переданных нами в Университет Бойсе (США), методом CA-TIMS была получена датировка около 1381 млн лет, с очень небольшим доверительным интервалом (см. ниже). Указанный метод применяется при датировке цирконов из туфов для целей стратиграфии, и считается его приверженцами прецизионным.

Эти случаи требуют определенных комментариев, тем более, что их значение выходит за пределы чисто уральской проблематики.

Случай 1 вряд ли может быть объяснен как-то иначе, чем контаминацией силурийскими базальтами древних цирконов. Контаминирующий же источник мог быть различным. Это могли быть цирконы из мантии, в которой, по-видимому, всегда сохраняются цирконы предшествовавших циклов Вильсона [Пучков и др., 2006; Пучков, 2006]. Можно, однако, рассматривать в качестве контаминирующего источника и субдуцированные осадки зоны Бенъофа.

Случай 2 из вышеуказанных вариантов объяснений был принят Ф. Беа и др. [2001] для трактовки датировок цирконов, полученных из дунитов Кытлымского массива: $330\text{--}2838$ млн. лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, stepwise evaporation) и $315\text{--}1802$ млн лет (SIMS «Cameca 1270»). Однако в более поздней статье [Малич и др., 2009] приводятся данные по Нижне-Тагильскому дунитовому телу, которые уже трудно совместить с гипотезой контаминации осадочным веществом. Это данные SHRIMP, образующие 3 компактных кластера на конкордии: первый 585 ± 29 млн. лет, второй 1608 ± 56 млн. лет и третий от 2656 ± 21 до 2852 ± 59 млн. лет, что вместе с данными о докембрийских Sm-Nd возрастах оливин-анортитовых габбро и дунит-пироксенит-тылаитового комплекса [Маегов и др., 2006; Попов, Беляцкий, 2006] работает скорее на гипотезу А.А. Ефимова об особости тылаит-пироксенит-дунитовой компоненты Платиноносного пояса и о принадлежности платиноносных дунитов древней мантии.

Случай 3 уже обсуждался нами [Пучков, 2006]. Автор склонен считать, что при очередном этапе образования офиолитов их нижняя, перидотитовая или даже габбро-перидотитовая часть, представляющая собой мантию, которая существовала задолго до этого момента, может сохранять реликтовые, более древние изотопные соотношения в связи с дискретностью процессов метаморфических преобразований и частичного плавления в ней. Для Урала чрезвычайно интересны не только древние, архейско-раннепротерозойские возраста, но и вендские – возможно отражающие тиманскую орогению.

Случай 4 был достаточно неожиданным для стратиграфов. Однако надо иметь в виду, что толщи, подстилающие средний рифей со стратиграфическим контактом, известны только на хр. Машак. Восточнее они либо неизвестны, либо имеют тектонические контакты с машакской свитой [Ковалев, 2008]. Поэтому не исключено, что в восточных районах развития машакской свиты подстилающие отложения сложены преимущественно вулканическими породами, представляющими самостоятельную фациальную зону длительного вулканизма. Мы по-видимому находимся лишь в самом начале исследований, которые могут в конечном счете прояснить ситуацию.

Случай 5 тесно связан с четвертым. Пытаясь выйти на альтернативный метод определения возраста машакской свиты, мы передали два образца цирконов, К-323 и К-898 (любезно предоставленные А.А. Краснобаевым), в университет Бойсе, США (аналитик М. Шмитц), для определения возраста U-Pb методом CA-TIMS (CA-ID-TIMS). Датировки оказались эквивалентными для обоих образцов; усредненная датировка по соотношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ равна $1381,1 \pm 0,7$ Ма (MSWD = 0,7) и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировка равна $1380,2 \pm 0,5$ Ма (MSWD = 1,4). Доверительные интервалы поразительно малы, однако этим методом были получены и ещё более точные датировки цирконов в туфах мировых стратотипов, и в частности, на Южном Урале, в разрезах Усолка и Дальний Тюлькас (верхи московского-верхи сакмарского ярусов). В двух пепловых слоях в верхах московского яруса, получены возраста $307,3 \pm 0,2$ и $305,4 \pm$

0,2 млн лет, согласно стратиграфической последовательности. Туфы в нижней части сакмарского яруса дали возраст $290, \pm 0,4$ [Schmitz et al., 2005]. Четыре прослоя туфов в бассейне р. Айдаралаш позволили уточнить возраст нижней границы перми, определив его как $298,90 \pm 0,31 - 0,15$ млн.лет (2 σ) [Ramesani et al., 2007].

Принципиальной особенностью метода [Mattison, 2005] является использование термального воздействия (отжига) при $800-1100^{\circ}\text{C}$ в течение 48 часов с последующей многоступенчатой химической абразией (СА) единичных кристаллов в HF и HNO₃ при повышающейся температуре. Основная цель обработки – минимизировать эффект потери свинца, удаляя внешние оболочки кристаллов, чтобы подвергнуть анализу идеально закрытую систему. При этом отжиг – необходимая подготовительная часть операции, позволяющая устранить дефекты кристалла и сделать систему более изолированной перед растворением внешней оболочки. Эти процедуры в методике SHRIMP обычно не предусматриваются. Кроме того, аналитики СА-TIMS очень придирчиво подходят к отбору цирконов, избегая кристаллов с более древними ядрами. «Плохие» анализы, слишком отклоняющиеся от средней величины, отбрасываются. Это также отличает обсуждаемый подход от SHRIMP.

В принципе, нельзя категорично сказать, какая методика лучше. Вопрос – что нужно исследователю и насколько конкретный образец отвечает строгим критериям, предъявляемым при анализе СА-TIMS. Метод SHRIMP может дать характеристику реальных содержаний изотопов для всех зон и популяций кристаллов, СА-TIMS – характеризует только избранные их участки, которые, по мнению исследователей, наилучшим образом отражают время образования породы.

Циркон – минерал, чрезвычайно устойчивый к экстремальным условиям. Недаром его сравнивают с сейфом или «капсулой времени». В то же время, парадоксальным образом, он может чутко реагировать на существенные изменения обстановки, образуя новые слои, обрастая ими как ствол дерева или как оолит. Геологическая информация, содержащаяся в кристаллах циркона, значительна и разнообразна [Краснобаев, 1986], а возможности её извлечения постоянно расширяются, порою приводя в замешательство геолога-заказчика. Адекватная расшифровка этой информации невозможна без тесного сотрудничества минералогов, аналитиков и геологов.

Литература

- Ковалев С.Г. Рифтогенез и металлогения (на примере западного склона Южного Урала). Геологический Сборник №7 ИГ УНЦ РАН, Уфа, 2008. С. 68-87.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 148 с.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. Машакский вулканизм: ситуация 2008 // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. III чтения памяти С.Н.Иванова. Екатеринбург 2008. С. 61-63.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. S.V. Цирконология лерцолит-гранатовый пироксенит - дунитового комплекса Узянского Крака (Ю.Урал) // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия в фанерозойских орогенах. Екатеринбург, 2008. С. 58-61.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U-Pb-изотопный возраст цирконов из дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) Доклады АН, 2009, v. 427, № 1. С. 101-105.
- Маегов В.И., Петров Г.А., Зонкин Ю.Л., Лепихина О.П. Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. XII Чтения А.Н.Заварицкого, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110-113.
- Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Доклады АН, 2006. т. 409, №1. С. 107-109
- Пучков В.Н., Розен О.М., Журавлев Д.З., Бибилова Е.В. Контаминация вулканитов силура Тагильской синформы докембрийскими цирконами // Докл АН, 2006, т. 411, №6, С. 1-4.
- Пучков В.Н. Докембрийские офиолиты Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. XII Чтения А.Н.Заварицкого, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С.121-129
- Пучков В.Н., А.А. Краснобаев, В.И. Козлов, Д.И. , А.Г. Нехорошева, Е.Н. Лепехина, С.А. Сергеев. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок. // Геол. Сборник №6, ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 3-4.

Савельева Г.Н., Шишкин М. А., Ларионов А. Н., Суслов П. В., Бережная Н. Г. Тектоно-магматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромитов Bea F., Fershtater G. B., Montero P., Whitehouse M., Levin V. Ya., Scarrow J. H., Austrheim H., Pushkariev E.V. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunitе zircons, Ural Mts, Russia, 13, No 6, P. 407-412.

Mattinson J. M. Zircon U-Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages // Chemical Geology 2005, 220. P. 47– 66

Ramezani J., Schmitz M.D., Davydov V.I., Bowring S.A., Snyder W.S., Northrup C.J. High-precision U-Pb zircon age constraints on the Carboniferous-Permian boundary in the southern Urals stratotype. Earth and Planetary Science Letters 256 (2007). P. 244–257.

Schmitz M.D., Davydov V.I., Ramezani J., Bowring S.A. New ID-TIMS U-Pb zircon ages for the Carboniferous-Permian boundary sections of the southern Urals – Russia, Kazakhstan // Goldschmidt Conference Abstracts 2005, P. 326.

НЕТРАДИЦИОННАЯ ПЛАТИНОНОСНОСТЬ СЕРЕБРО-ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРИЗНАКИ И КРИТЕРИИ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г.*, Эгамбердыев Э.Э.*

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН РУз,

**Геологический Музей Госкомгеологии Узбекистана, rafikov_yaikin@mail.ru*

На Ag-Au месторождениях региона платина и платиноиды устанавливаются в составах самородных Au и Ag как наиболее распространенные и характерные их примеси [Игамбердыев, 2009]. Самородная платина содержит примеси Au и Ag [Эгамбердыев, 2009, Юсупов и др., 2003] в других генетических типах месторождений (скарновые и др.) – это Базымчак, Курутегерек, Акбаши, Турдук, Тамдытау и др. На Ag-Au месторождениях, включая медно-порфировые и Ag-Pb, Zn и Au-U с основными компонентами руд выявляются тесные связи платины и платиноидов. При этом платина и платиноиды, будучи сопутствующими Au, Ag, Pb, Zn, U и др., на промышленных Ag-Au месторождениях (Кочбулак, Каульды, Актурпак, Кызылалма, Чадак, Актепа и др.) расширяют возможности комплексной отработки руд и позволяют вносить поправки в технологию полного извлечения полезных компонентов, а также дополнительно получать Pt, Pd, Rh и др.

Формационные принадлежности Ag-Au месторождений и их микроминеральные составы руд с участием Te, Se, As, Sb, Co, Ni, Bi и др. служат показателями ценности накопления платины и платиноидов, выделяются своим определенным рядом интенсивности компонентного состава руд:

<i>Au-Te формации:</i>	Au-Te-Ag-Bi-Se-S-(Pd -Hg- Rh - Pt -Co-Ni)-Sb-U-As-... (Кочбулакское рудное поле); Ag-Au-Sb-Te-Bi-As-S-Se-(Hg-Pd-Rh-Pt-Co-U-Ni)-... (Актурпакское рудное поле);
<i>Au-Ag формации:</i>	(Ag-Au-Te)-Sb-Bi-Se-As-(Hg- Pd -S-Co- Rh -Ni-U- Pt)-... (Кызылалмасайское рудное поле); Bi-(Au-Ag-Te-Se)-As-Sb-S-(Hg- Pd - Pt - Rh -Co-U-Ni)-... (Чадакское рудное поле);
<i>Ag-Pb, Zn формации:</i>	Ag-Te-Bi-(Pd -S- Pt -Hg)-Se-Co-Sb-As-Ni-... (Лашкерецкое рудное поле);
<i>Ag-As формации:</i>	Ag-Bi-Sb-(Hg- Pd -As-Au-Te-Co-S-Ni- Pt -U)-... (Актепинское рудное поле);
<i>Au-платинометальная минерализация:</i>	Te-Bi-Se-(Au-Ag- Pd -Hg- Pt -S- Rh -U-Co-Ni)-... (Юсупташская площадь).

На месторождениях Au-Te, Au-Ag, Ag-Pb, Zn и Ag-As формаций минералы Au-Ag ряда (самородные, теллуриды, селениды, сульфотеллуриды и др.) служат концентраторами платины и платиноидов. Платина и платиноиды находятся преимущественно в тонкопри-месной форме. В рудах Pd (в среднем 1,79 г/т на Кочбулаке, – 0,21 г/т Кызылалмасай, – 0,09 г/т Актурпак) преобладает над Pt (0,14 г/т Кочбулак; – 0,01 г/т Кызылалмасай; – 0,09 г/т Ак-турпак); в рудах Ag-Pb,Zn и Ag-As формаций возрастает значимость Pd (до 1 г/т и более), а в месторождениях Ag-As формаций (Актепа) Rh (более 1 г/т) преобладает над платиной и другими платиноидами.

Признаки платиноносности Ag-Au месторождений включают косвенные (типоморф-ные структуры, структурно-геологические, магматические индикаторы, связанные с позд-непале-озойским вулканизмом, проявившимся на Кураминской активной континентальной окраине с проявлениями Ag и Au [Рафиков, Юсупов, 2000], специфика акцессорно- мине-ральной специализации магматических формаций [Юсупов, Рафиков, 2005], и прямые (ти-поморфные минералы и микроминералы руд, минеральные формы золота и серебра, а также платины и платиноидов, включая геохимические индикаторы – Pd:Pt, Ag:Pd, Se:Te, Ni:Co; содержания Pt, Pd, Rh и др.)

Месторождения Au-Te формации (Кочбулак, Самарчук, Актурпак и др.) проявляет минералого-геохимическую схожесть с известным месторождением Крипл-Крик; Au-Ag – с месторождениями Колар, Дарасун, Березовское (Урал); Ag-Pb, Zn (Лашкерек) и Ag-As (Ак-тепа) – с не менее знаменитыми проявлениями Большого Канимансура, Адрасмана, Баузер (Марокко) и Рудные Горы. Прямые и косвенные признаки – показатели факта проявления платиноносности. Минералы платины и платиноидов в составах руд служат показателями прямых минералого-геохимических признаков платиноносности. На месторождениях Au-Te формаций известны редкие находки порпечита, палладия (Кочбулак, Актурпак); на Au-Ag – платины (Пирмираб) и Ag-As – порпечит, родий (Актепа). Величины Ag:Pd и Pd:Pt как гео-химические индикаторы платиноносности концентрации платины и платиноидов, а также когда суммарные содержания платины и платиноидов близки к величинам кондиций для нетрадиционных и перспективных типов платинометалльный минерализации (0,2-0,4 г/т) привлекаются как прямые показатели платиноносности Ag-Au месторождений.

В рудах (рудных минералах) минералого-геохимические и геохимические критерии как факторы концентрации платины и платиноидов будучи мерилем оценки Ag-Au место-рождений на платиноносность позволяют проводить их типизацию по практической значи-мости:

$Pd \geq Pt \geq Rh \geq \dots$ (месторождения Au-Te формаций);

$Pd \geq Rh \geq Pt \geq \dots$ (Au-Ag формаций);

$Pd \geq Pt \geq Rh \geq \dots$ (Ag-Pb,Zn формаций);

$Rh \geq Pd \geq Pt \geq \dots$ (Ag-As формаций).

Литература

- Игамбердиев Э.Э. Серебро- золоторудные месторождения Алмалык-Ангренского рудного района и их платино-носность // Горный вестник Узбекистана, 2009, 2(37). С. 25-28.
- Юсупов Р.Г., Рафиков Я.М., Ахмедшаев А.Ш., Мусаева М.М. Платиноносность Срединного и Южного Тянь-Шаня // Тр. межд. научн. практ. конф., Проблемы рудных геологоразведочных работ (21-23 октября 2003). Ташкент: ИМР Госкомгеологии, 2003. С. 269-271.
- Юсупов Р.Г., Рафиков Я.М. Газовый состав флюидных включений барофильных акцессорных минералов позд-непалеозойских магматических комплексов (Срединный Тянь-Шань) // Материалы XIII международной конфе-ренции по термобарогеохимии. М.: т.1. 2005. С.167-170.
- Рафиков Я.М. Юсупов Р.Г. Петролого-геохимическая типизация пород магматических комплексов Кураминской зоны // Материалы II Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, т.3. 2000. С. 225-226.

УЛЬТРАМИКРОСТРУКТУРЫ МИНЕРАЛОВ В ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Рейхард Л.Е.

МГУ имени М.В. Ломоносова, mollusc@mail.ru

В рудных пластах Керченского железорудного бассейна, в состав которого входит Таманско-Прикубанское месторождение железных руд, было обнаружено около 80 минералов [Арбузов и др., 1967]. Чрезвычайно богатый минеральный состав, тонкодисперсность и интенсивная измененность пород гипергенными процессами обусловили необходимость комплексного подхода к их изучению. Микроскопические исследования подтвердили, что минералы окислов и гидроокислов железа находятся в железных рудах в очень тонких смесях с глинистыми минералами и продуктами их разложения.

Электронная микроскопия явилась необходимым дополнительным методом для уточнения и дополнения результатов микроскопического и рентгеноструктурного анализов железных руд Таманского полуострова. Исследования проводились при непосредственном участии автора в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ (аналитик Гусева Е.В.). Исследовался каменный материал, отобранный автором при описании коренных выходов пород киммерийского возраста в южной части Таманского полуострова (обнажения в береговых обрывах в районе п. Тамань, г. Зеленского и м. Железный Рог). Всего было проанализировано около 20 образцов из различных железорудных горизонтов.

Особое внимание уделялось изучению ультрамикроструктур оолитовых железных руд (железняков, железистых глин, железистых ракушняков). В процессе исследований удалось обнаружить интересные формы выделения гидроокислов железа, установить особенности ультрамикроструктур цемента различного минерального состава, их взаимоотношения, а также установить стадийность их образования.

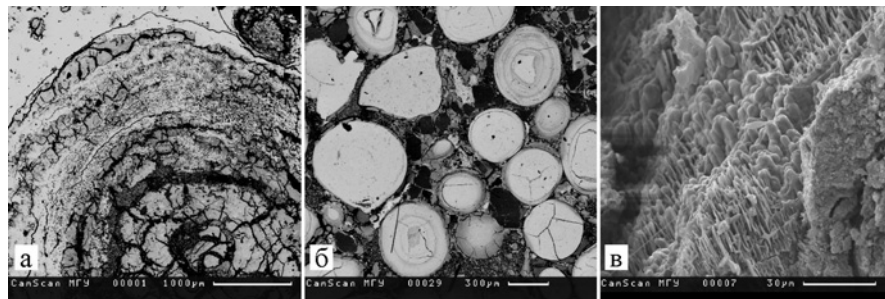


Рис. 1. Ультрамикроструктуры минеральных агрегатов гетита
а) глинисто-железистый оолит из оолитового железняка (г. Зеленского); б) железистые ооиды в оолитовом железняке (г. Зеленского); в) чередование глинистых и железистых концентров в железисто-глинистом пизолите (м. Железный Рог)

Гидроокислы железа (гетит и гидрогетит) являются одними из главных породообразующих минералов таманских железных руд [Арбузов и др., 1967]. По данным рентгеноструктурного анализа, содержание гетита в некоторых литотипах железистых пород достигает 63%. Его агрегаты, слагая основные структурные элементы руд (оолиты, оолитообразные образования и цемент), характеризуются многообразием морфологических разновидностей:

а) микрокристаллическим гетитом выполнены железистые концентры оолитов: на микрофотографиях наблюдается развитие гетита (участки светло-серого цвета) по глинистому веществу оолита (участки темно-серого цвета), причем таким образом, что подчеркивается концентрически-слоистое строение оолита, а также отчетливо фиксируется явная вторичность гетитовых участков по отношению к глинистому веществу (рис. 1, а);

б) микрокристаллическим гетитом сложены также железистые ооиды сферической и эллипсоидальной формы (рис. 1, б), которые являются продуктами полного замещения первоначального глинистого вещества ооидов на железистое и имеют переотложенный характер;

в) почковидные формы гетита наблюдаются в отдельных прерывистых железистых слойках между слоями из хорошо раскристаллизованных глинистых минералов, образуя вместе с ними концентрически-зональную структуру в некоторых пизолитах (рис. 1, в);

г) гетитовые обособления (глобули?) без видимой внутренней структурированности, сферической формы, диаметром от 10 до 25 микрон, выделяются на фоне вторичного железистого цемента, развивающегося по глинистому веществу ооида (рис. 2, а);

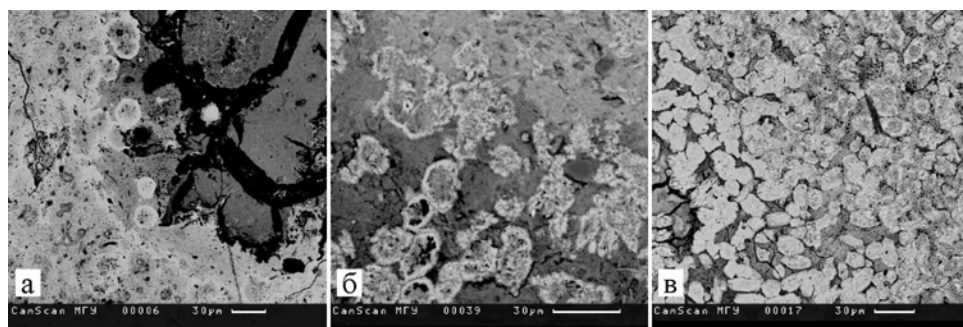


Рис. 2. Ультрамикроструктуры минеральных агрегатов гетита

а) гетитовые глобули в глинистом железнике (г. Зеленского); б) гетитовые обособления в глинистом цементе оолитового железника (г. Зеленского); в) микросферолиты гетита в глинистом железнике (п. Тамань)

д) коррозионные ультрамикроструктуры в железисто-глинистом цементе руд образуются гетитовыми обособлениями с неправильными очертаниями и неоднородным строением, в центральной части которых фиксируется повышенное содержание Al и Si (рис. 2, б);

е) микросферолиты гетита (рис. 2, в), развиваясь по глинистому веществу цемента и ооидов, имеют неправильную форму, часто близкую к сферической и эллипсоидальной, а также внутреннюю радиально-лучистую структуру, различимую лишь при сильном увеличении.

Таким образом, применение электронно-микроскопического анализа позволило выявить многообразие морфологических разновидностей минеральных агрегатов гидроокислов железа в киммерийских железных рудах Таманского полуострова, а также установить вторичность их происхождения по отношению к глинистому веществу руд. Полученные данные уточняют существующие представления об условиях генезиса таманских железных руд и последующих преобразованиях, происходивших в них на стадии гипергенеза.

Литература

Арбузов А.А., Бобрушкин Л.Г., Литвиненко А.У. и др. Керченский железорудный бассейн. М.: «Недра», 1967. 576 с.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ КЫШТЫМСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначев В.И., Черникова Т.И.

ИГ УНЦ РАН, savl71@mail.ru

Офиолитовые гипербазиты после их становления подвергаются вторичным изменениям (метаморфизму), которые можно разделить на регрессивные и прогрессивные (контактовые). Регрессивная стадия метаморфизма связана с остыванием гипербазитовых масс, поднятых с мантийных глубин на более высокий уровень литосферы под рифтогенными областями (континентальными рифтами, срединно-океаническими хребтами). Прогрессивная стадия метаморфизма ультрабазитов проявляется в связи с разогревом «холодных» блоков пород при регио-

нальном динамотермальном метаморфизме, а также при их тектоническом перемещении и локальном разогреве в связи с более молодым интрузивным магматизмом и гранитизацией.

Наиболее характерной для регрессивной стадии метаморфизма альпинотипных перидотитов является реакция энстатит+оливин +H₂O = серпентин, которая как показали экспериментальные исследования, идет с наибольшей скоростью [Варлаков, 1986], в дунитах протекает реакция оливин + H₂O = серпентин + брусит. Основными породообразующими серпентинами регрессивной стадии являются α- и β-лизардит, а хризотил встречается спорадически. Основная масса его выделяется на заключительных этапах серпентинизации в виде секущих прожилков волокнистого строения. Брусит образуется главным образом при серпентинизации дунитов реститового комплекса. Серпентинизация ультрабазитов габброидного комплекса почти всегда связана с образованием β-лизардита. По РТ условиям регрессивная стадия серпентинизации (фреатическая – по А.С. Варлакову) сопоставляется с цеолитовой фацией и низами зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Прогрессивная стадия метаморфизма офиолитовых гипербазитов связана с прогревом и динамическим воздействием на них в процессе тектонического перемещения. В эту стадию наибольшее развитие получают средне- и высокотемпературные ассоциации серпентинов с участием β-лизардита и антигорита при T = 200-500°C (зеленосланцевая фация регионального метаморфизма).

Антигоритовые серпентиниты образуются в результате прогрева ультрабазитов в связи с более молодым магматизмом до температур 350-500°C, в ассоциации с хризотилом они проявляются при деформационно-динамических явлениях, обусловленных тектоническими причинами. При повышении температуры до уровня эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, в ходе прогрессивной стадии метаморфизма ультрабазитов, могут образовываться тальк-антигоритовые и тальк-оливиновые породы.

Одним из наиболее точных и эффективных методов диагностики вторичных минералов ультрабазитов и оценки степени серпентинизации (Σ_{СП}) является термогравиметрический. Он позволяет определять видовой состав серпентинов и их количественные соотношения в смесях по величинам и интенсивности эндотермических эффектов [Термический анализ, 1974; Макеев, Брянчанинова, 1999].

Интерпретация термограмм ультрабазитов Кыштымской площади проводилась в комплексе с петрографическим изучением, химическим анализом пород и определением содержания вторичного магнетита по величине магнитной восприимчивости. Всего термическим методом исследована 71 проба ультраосновных пород Кыштымской площади, из них большая часть приходится на Уфалейский (19), Карабашский (18) и Сугомакский (16) массивы. В меньшей степени изучены породы Беспаловского и Байрамгуловского массивов (9), Иткульского (4), Бикского (3) и Каганского (2) массивов. По ультрабазитам Таловского массива использованы данные А.Н. Грицука [2003], включающие 50 анализов.

Исследования проводились Т.И. Черниковой на дериватографе Q-1500D фирмы Ф. Паулик, Я. Паулик, Л. Эрдей (Венгрия) в Институте геологии УНЦ РАН. Для анализа использовались навески 400-600 мг, скорость нагрева образцов составляла 10°C/мин. Интерпретация состава серпентинизированных пород проводилась с использованием каталогов стандартных термограмм лизардита, хризотила, антигорита, талька и других минералов гипербазитов, опубликованных в ряде работ [Термический анализ, 1974; Варлаков, 1986; Макеев, Брянчанинова, 1999].

Подавляющее большинство исследованных образцов представлено почти полностью серпентинизированными породами: в 54 из 71 проб содержание вторичных минералов составляет более 90%. В это число входят все образцы гипербазитов Сугомакского, Каганского и южной части Уфалейского массивов. В северной части Уфалейского массива, наряду с серпентинитами, значительным распространением пользуются серпентинизированные гарцбургиты и дуниты (Σ_{СП} 80-90%). Лишь в 3 из 18 изученных проб Карабашского массива встречаются реликты

первичных минералов ($\Sigma_{СП}$ от 57 до 76%). Для Иткульского, Беспаловского и Байрамгуловского массивов характерно присутствие среди серпентинитов частично серпентинизированных пород. Степень серпентинизации их изменяется в Иткульском массиве в пределах 37-80%, в массивах Байрамгуловского пояса она еще ниже ($\Sigma_{СП}$ 36-45%).

Низкотемпературные вторичные минералы (брусит, α -лизардит) не характерны для массивов рассматриваемой площади. Брусит встречен в двух образцах Уфалейского массива и одном – Карабашского, в ассоциации с β -лизардитом и хризотилом; незначительное содержание α -лизардита показали по одной пробе Сугомакского и Байковского массивов.

Наиболее широким распространением в серпентинитах Кыштымской площади пользуются средне- и высокотемпературные разновидности: β -лизардит, хризотил и антигорит. Они слагают шесть разновидностей серпентинитов: три мономинеральные и три биминеральные. Наличие всех трех серпентинов в одном образце не зафиксировано. Очень редко встречаются мономинеральные хризотилитовые серпентиниты, что находится в соответствии с представлениями А.С. Варлакова [1986] о проявлении хризотилизации на заключительных стадиях лизардитизации и антигоритизации.

Хризотил- β -лизардитовые серпентиниты весьма характерны для Карабашского и северной части Уфалейского массивов. В южной части Уфалейского и на Сугомакском массиве преобладают антигоритовые серпентиниты, иногда с примесью хризотила. Ультрабазиты Таловского и Иткульского массивов замещаются преимущественно ассоциацией хризотил+антигорит с преобладанием последнего. В строении серпентинитов Таловского массива в заметных количествах также участвует β -лизардит. В пределах Байковского массива антигорит не диагностирован, здесь процессы серпентинизации ограничились образованием β -лизардита. В образцах Беспаловского массива определен хризотил, а в расположенном южнее Байрамгуловском преобладают β -лизардит-антигоритовые серпентиниты.

Из несерпентиновых вторичных минералов в породах чаще всего встречаются карбонаты (магнезит, доломит) и хлорит. Примесь магнезита обнаружена в большинстве образцов из Байрамгуловского пояса. Хлорит в значительных количествах встречен в отдельных пробах Карабашского, Байрамгуловского и Байковского массивов.

Породообразующие минералы группы серпентина по величине температур эндотермических эффектов, сопровождающих их дегидратацию, образуют следующий ряд: α -лизардит (640°C) $\rightarrow$ β -лизардит (670°C) $\rightarrow$ хризотил (710-730°C) $\rightarrow$ антигорит (750-780°C). Таким образом, значения рассматриваемого показателя прямо пропорциональны температурам образования минералов и, поэтому, зная содержание каждого из них в смеси, можно рассчитать средневзвешенное значение эндотермического эффекта ($T_{Эф}$), которое является мерой интенсивности процесса серпентинизации.

Нами проведен расчет показателей $T_{Эф}$ для ультрабазитов Кыштымской площади и на его основе построена карта изолиний. Полученная картина подтверждает геологические и петрографические наблюдения, свидетельствующие о зональности метаморфических преобразований гипербазитов Главной шовной зоны Урала в данном районе, а именно то, что наиболее жесткие РТ-условия соответствовали образованию тектонических пластин, образующих Сугомакский массив. Здесь первичные ультрабазиты полностью переработаны в антигоритовые серпентиниты, что соответствует одноименной фации прогрессивного метаморфизма [Макеев, Брянцианова, 1999].

К северу и югу, в направлении Уфалейского и Карабашского массивов величина стресса и температуры постепенно снижались. Особенно хорошо выражено это на Уфалейском массиве: узкая (сдавленная) южная его часть по интенсивности термического эффекта сходна с Сугомакским массивом, а на севере (в более широкой части) преобладают более умеренные значения рассматриваемого показателя, приближающиеся к хризотилитовой фации. В северной части Карабашского массива также преобладают «хризотилитовые» значения эндотермического эф-

фекта, но к югу наблюдается новое его повышение в породах Таловского массива. Следует отметить, что интенсивность серпентинизации ультрабазитов Вишневогорско-Ильменогорского блока коррелирует с таковой Главной шовной зоны и практически не зависит от метаморфической зональности во вмещающем комплексе, то есть имеет наложенный характер.

С севера на юг наблюдается несколько широтных поясов с различной интенсивностью метаморфических преобразований: 1) с высокой интенсивностью «поля серпентинизации» Сугомакского массива коррелирует метаморфизм Иткульского и Каганского массивов, западнее на этой же широте, в пределах Уфалейского метаморфического комплекса, расположены антигоритовые серпентиниты горы Даниловой и антигоритизированные пироксениты горы Высокой; 2) умеренная интенсивность метаморфизма наблюдается в широтном направлении от Карабашского массива к Байковскому и Беспаловскому; 3) повышение интенсивности метаморфических преобразований происходит в породах Таловского, южной части Карабашского массивов и расположенного восточнее Байрамгуловского массива.

Таким образом, повышение значений средневзвешенного эндотермического эффекта в серпентинитах можно связывать с увеличением стресса при перемещении ультрабазитов в коровых условиях. В таком случае неоднородная по простиранию уральских структур картина распределения серпентинитов различных фаций может свидетельствовать о неоднородном характере коллизионных процессов в данном районе складчатого пояса и иллюстрировать так называемую «косую и неравномерную коллизию» [Пучков, 2000].

По-видимому, основной импульс сжатия пришелся на массивы, пришедшие в «лобовое» соприкосновение с жестким Уфалейским блоком (Сугомакский, юг Уфалейского, Каганский, Иткульский), а комплексы, расположенные южнее и севернее него оказались «в тени давления» и подверглись меньшей тектонической и термической переработке (север Уфалейского, Карабашский, Байковский, Беспаловский).

Литература

- Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск, 1986. 224 с.
- Грицук А.Н. Петрогеохимические особенности и рудоносность Таловского габбро-гипербазитового массива. Автореферат... канд.геол.-мин.наук. М.: МГУ, 2003. 22 с.
- Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. С.-Пб.: Наука, 1999. 252 с.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала / ИГ УНЦ РАН, Уфа, 2000. 146 с.
- Термический анализ минералов и горных пород /Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н. и др. - Л.: Недра. 1974. 399 с.

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА РУД ВУЛКАНОГЕННЫХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОТ СОСТАВА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

И.Б.Серавкин

ИГ УНЦ РАН, seravkin@anrb.ru

Корреляция состава руд и вмещающих пород — одна из фундаментальных закономерностей, положенная в основу выделения трёх основных типов колчеданных месторождений вулканической ассоциации: кипрского, норанды (уральского) и куроко [Large, 1977]. Эта закономерность особенно ярко и детально проявилась на Южном Урале, вулканогенные комплексы которого вмещают все известные типы и подтипы колчеданных месторождений. Геологические модели основных из них изображены на рис. Кроме того, разными исследователями рассматривались и менее распространенные типы, например бесси (месторождение

Зимнее) и месторождения типа SEDEX не вулканической ассоциации (Амурское). Месторождения, залегающие в осадочных толщах, редко встречающиеся на Урале и не соответствующие теме сообщения, здесь не рассматриваются, а месторождения типа бесси близки к объектам Домбаровского рудного района, отличаясь от последних фаціальными особенностями рудовмещающих пород, а именно, залеганием среди вулканокластитов основного состава.

Руды колчеданных месторождений всех типов относятся к нескольким рудным формациям: серноколчеданной, медноколчеданной, медно-цинковоколчеданной, колчеданно-полиметаллической, кобальт-медноколчеданной и др. При этом, на конкретных месторождениях часто присутствует несколько типов руд, как в пределах какого-либо рудного тела, так и в отдельных рудных телах, образующих различные системы [Медноколчеданные месторождения, 1985, 1988, 1992]. Поэтому в ряде случаев рудно-формационный тип месторождения определяется по совокупности рудных тел или по преобладающему рудному сорту.

Ниже рассмотрены 4 основные типа колчеданных месторождений Южного Урала, иллюстрирующие зависимость состава руд от состава вмещающих пород.

Ивановский тип — месторождения Ивановское, Дергамышское и Ишкининское — в последнее время детально изучены В.В. Зайковым [2006] и И.Ю. Мелекесцевой [2007]. Эти месторождения залегают в зоне меланжа Главного Уральского разлома, в ассоциации с базальтами и гипербазитами. Характерно геологическое положение рудных тел массивных сульфидов — в кровле гипербазитовых блоков-пластин, в ассоциации с гипербазитовыми конгломератобрекчиями. Обломки руд (рудокласты) встречаются среди серпентинитовых песчаников, перекрывающих залежи массивных сульфидов (см. рис.), что убеждает в образовании руд непосредственно на поверхности гипербазитовых тел на морском дне. Впоследствии руды были перекрыты базальтами.

По текстуре различаются сплошные (массивные) и прожилково-вкрапленные руды. Среди сплошных руд выделяются пирит-пирротиновый, халькопирит-пирит-пирротиновый и кобальтин-арсенопирит-халькопирит-пирит-пирротиновый типы [Мелекесцева, 2007]. Для месторождений рассматриваемого типа характерно преобладание пирротина над пиритом, составляющего от 20 до 80% в разных типах руд, постоянное присутствие магнетита и хромита (в сумме до 20%), наличие пентландита (в прожилково-вкрапленных рудах), кобальтина и арсенопирита (в сульфидно-сульфидном типе). Отношение Cu/Zn в месторождениях ивановского типа составляет 7,0.

Рудовмещающие серпентиниты и перекрывающие руды базальты имеют островодужные петро-геохимические характеристики [Jonas, 2004].

Домбаровский тип представляют месторождения одноименного рудного района — Летнее, Осеннее, Левобережное — расположенные на юге восточного крыла Магнитогорской мегазоны. Пластообразные залежи сульфидных и магнетитовых руд залегают среди пиллоу-базальтов и гиадокластитов нижнедевонского возраста (киембаевская свита) — см. рис. Базальты по петро-геохимическим характеристикам близки к океаническим толеитам.

Сульфидные массивные руды сложены главным образом пиритом с примесью халькопирита и сфалерита. Отношение Cu/Zn $\approx$ 2,3. Содержание свинца незначительно, Pb/Cu $\approx$ 0,01. Характерно присутствие Со, составляющего в рудах десятые доли мас. %. Самостоятельных минералов кобальта не обнаружено, этот элемент содержится в пирите [Медноколчеданные месторождения ..., 1988].

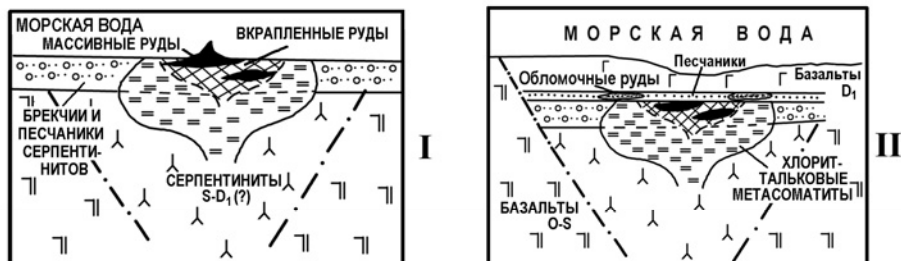
Галенит, являющийся редким минералом, образует микровключения в сфалерите, халькопирите и, иногда, в магнетите. Пирротин, также относящийся к второстепенным и редким минералам, встречен в контактах с пострудными дайками и относится к метаморфогенным минералам [Медноколчеданные месторождения 1988].

К **Уральскому типу** принадлежат хорошо известные средние и крупные месторождения Южного Урала (Учалинское, Сибайское, Юбилейное, Подольское, Бурибайское и другие) и суперкрупное Гайское месторождение. По составу руд и геологической позиции они могут быть подраз-

делены на 3 подтипа (ранее автором выделялись 2 контрастных подтипа [Серавкин, 2007 и др.]):

1 – уральский I подтип – месторождения медноколчеданного состава ($\text{Cu} \geq \text{Zn}$), залегающие в бимодальных комплексах баймак-бурибаевской свиты среди или в кровле базальтов и перекрытые кислыми вулканитами этих комплексов (Юбилейное, Бурибайское);

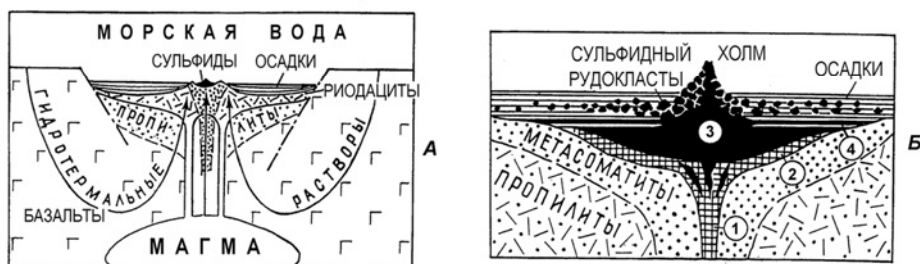
Ивановский тип



Домбаровский тип



Уральский тип



Баймакский тип

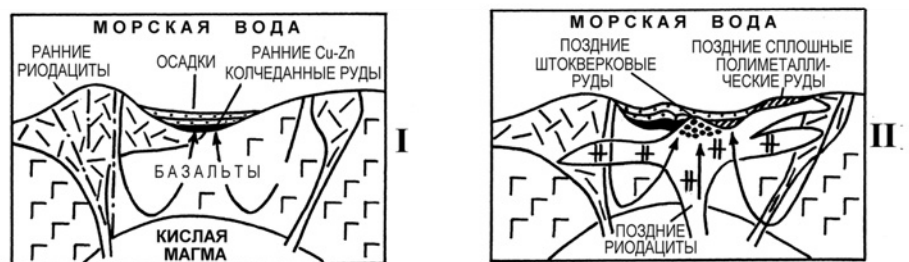


Рис. Геологические модели колчеданных месторождений различных типов [Серавкин, 2001]

Ивановский тип: I – ранняя (рудная), II – поздняя пострудная стадии. *Домбаровский тип:* I – ранняя (железо-окисная), II – поздняя (основная сульфидная) стадии. *Уральский тип:* А – принципиальная модель рудогенерирующей вулканической постройки; Б – модель медно-цинковоколчеданной залежи уральского типа; цифры в кружках: 1 – зона рудоподводящего канала; 2–4 – область рудоотложения: 2 – зона раздробленных вулканитов, замещаемых сульфидами, 3 – локальная депрессия морского дна, заполненная сульфидными и терригенными илами, 4 – зона отложения слоистых вулканогенно-осадочных руд. *Баймакский тип:* I – ранний медно-цинковоколчеданный, II – поздний, золото-барит-полиметаллический этапы.

2 – уральский II подтип – месторождения медно-цинковоколчеданные ($\text{Cu} \leq \text{Zn}$), вмещающими породами которых также являются бимодальные комплексы, но карамалыташской свиты ($\text{D}_2 \text{ef}$), расположенные среди кислых вулканитов или в их кровле (Учалинское, Сибайское);

3 – уральский III подтип – месторождения медно-цинковоколчеданные, залегающие в непрерывных базальт-андезит-риолитовых толщах баймак-бурибаевской свиты (Маканское, Октябрьское, Гайское), среди гибридного дифференцированного комплекса ирендыкской свиты ($\text{D}_1\text{--D}_2 \text{e}$) – Подольское месторождение и ассоциирующие с базальт-андезит-базальт-риодацитовыми вулканитами карамалыташской свиты и, отчасти, с андезит-базальт-андезитовыми породами улутауской свиты ($\text{D}_2 \text{zv--D}_3 \text{f}_1$) – месторождения Узельгинского рудного поля.

Состав руд уральского I подтипа на примере Юбилейного месторождения сравнительно прост – это пирит, халькопирит и сфалерит. В стандартной зональности рудных тел преобладают медные (халькопирит-пиритовые) руды, но распространены также серноколчеданные (пиритовые) и медно-цинковые (сфалерит-халькопирит-пиритовые) руды. К второстепенным рудным минералам относятся галенит и мельниковит, к редким – блеклая руда, борнит, магнетит, самородное золото и другие. Отношение Cu/Zn для Юбилейного месторождения равно 1,56, для Бурибайского – 1,7.

Руды уральского II подтипа в качестве главных компонентов содержат пирит, халькопирит и сфалерит. Соотношение Cu/Zn в различных типах руд варьирует, составляя в среднем $\approx 0,3$ на Учалинском и $\approx 0,2$ на Сибайском месторождениях. Наиболее распространенные акцессорные рудные минералы представлены галенитом, гематитом, магнетитом, блеклыми рудами. На Учалинском месторождении галенит содержится в заметных количествах в кровле и на флангах рудной залежи, его среднее содержание по месторождению 489 г/т. В качестве попутных компонентов руды содержат барий (3270 г/т), мышьяк (970 г/т), кадмий (150 г/т), теллур (70 г/т), селен (50 г/т), индий (14 г/т) — приведены средние содержания [Минеральные ресурсы ..., 1994].

Руды Сибайского месторождения, кроме основных минералов – пирита (65-90% рудной массы), халькопирита и сфалерита, содержат пирротин, магнетит, мельниковит (второстепенные минералы), а также галенит, арсенопирит, теннантит, борнит и другие редкие минералы. Магнетит, сидерит и пирротин входят в состав медных руд лежащего бока залежи.

Руды уральского III подтипа близки к рудам II подтипа, отличаясь повышенными содержаниями As, Pb и Ba, приближаясь в этом отношении к составу руд месторождений баймакского типа. Характерно, что на Октябрьском месторождении, наряду с медноколчеданными, присутствуют и полиметаллические руды баймакского типа. Отношение Cu/Zn для Узельгинского рудного поля в целом равно 0,75.

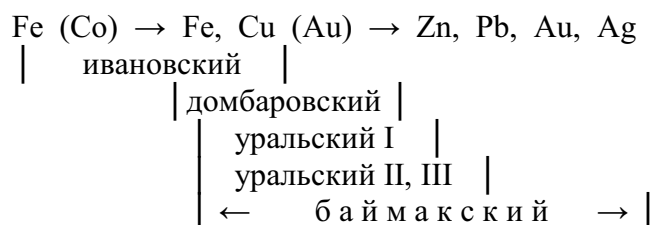
Баймакский тип месторождений золото-барит-колчеданно-полиметаллического состава распространен в одноименном и Александринском рудных районах. В первом, «эталонном» для этого типа районе месторождения залегают среди вулканитов баймак-бурибаевской свиты, ассоциируясь с её нижней базальт-риолитовой подсвитой и с непрерывным базальт-андезит-риолитовым комплексом верхней (верхнетаналыкской) подсвиты. Для них характерна рассредоточенность руд золотосодержащего серноколчеданного, медно-цинкового, колчеданно-полиметаллического и золото-баритового состава по самостоятельным мелким и средним по запасам месторождениям, сочетающееся с 2-х этапным рудообразованием (I-медноколчеданным и II-золото-барит-полиметаллическим) — см. рис. На отдельных месторождениях руды обоих этапов совмещены (например, на Бакр-Тауском). Другой характерной особенностью месторождений Баймакского района является контроль оруденения многочисленными небольшими по размерам вулканическими аппаратами и широкое развитие кислых экструзивных и субвулканических тел.

Для минерального состава руд баймакского типа характерны, кроме обычных пирита, халькопирита и сфалерита, – барит, теннантит, галенит, борнит, светлый сфалерит (клеюфан),

самородное золото, минералы серебра (аргентит, штромейерит, ялпаит). Выделены следующие минеральные типы руд: пиритовый, халькопирит-пиритовый, сфалерит-халькопирит-пиритовый, сфалеритовый и халькопирит-сфалеритовый, халькопирит-галенит-сфалеритовый, баритсодержащий полиминеральный и баритовый; данные М.И.Исмагилова [Колчеданные месторождения ..., 1973]. Некоторые рудные тела золото-пиритового состава (Куль-Юрт-Тау и др.) обогащены селеном (до 200 г/т). В отличие от руд всех предыдущих типов в баймакских залежах встречаются зоны сфалерит-галенитовых и существенно галенитовых руд, занимающие верхние части рудных тел (Бакр-Тау, Балта-Тау и др.).

Легко видеть, что состав руд рассмотренных типов месторождений усложняется по мере увеличения степени дифференцированности рудовмещающих комплексов, возрастанию объёмов андезитов и особенно – риодацитов и риолитов. В рудах плавно убывает количество кобальта и увеличиваются содержания свинца, бария, благородных металлов и редких элементов, уменьшается отношение Cu/Zn.

В целом, месторождения рассмотренных типов образуют закономерный ряд, прямо коррелирующийся с рядом геохимической зональности, установленным Д.В. Рундквистом и И.А. Неженским [1975]:



Причиной зависимости состава руд от состава вмещающих пород может быть как заимствование металлов из окружающих пород в процессе рециклинга, так и поступление металлов из магматических источников в процессе дифференциации магмы. Наиболее вероятно сочетание обоих вариантов.

Литература

- Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М: Наука, 2006. 429 с.
- Колчеданные месторождения Баймакского рудного района / П.Ф.Сопко, М.И.Исмагилов, И.Б.Серавкин, Л.Н.Сопко. М.: Наука, 1973. 224 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения / В.А.Прокин, В.М.Нечеухин, П.Ф.Сопко и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / В.А. Прокин, Ф.П.Буслаев, М.И.Исмагилов и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / В.А. Прокин, И.Б.Серавкин, Ф.П.Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.
- Рундквист Д.В., Нежинский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Наука. 1975. 224 с.
- Мелекесцева И.Ю. Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур / отв. ред. В.В.Зайков; Ин-т минералогии УрО РАН. М.: Наука, 2007. 245 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.
- Серавкин И.Б. Проблемы и некоторые результаты изучения колчеданных месторождений Южного Урала // Геологический сборник № 2. Информационные материалы Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 133-151.
- Серавкин И.Б. Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв. ред. Н.П.Юшкин, В.Н.Сазонов: Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2007. С. 638-669.
- Jonas P. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite - associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals) // Geowissenschaften C 498, 2004. Freiberg. 123 p.
- Large R.S. Chemical evolution and zonation of massive sulphide deposits in volcanic terrains // Econ. geology, 1977. V. 72. № 4. P. 549-572.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ БАЗАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ СЕРИЙ РИФЕЯ И ВЕНДА ЮЖНОГО УРАЛА

Сергеева Н.Д., Козлов В.И.
ИГ УНЦ РАН, riphey@anrb.ru

В Общей стратиграфической шкале докембрия России [Семихатов и др., 1991; Стратиграфический кодекс ..., 2006] верхний протерозой расчленен на рифей и венд. В Стратиграфических схемах докембрия Урала, изданных в 1993 году, в сводном разрезе верхнего докембрия здесь выделены эратемы (серии) (снизу): бурзянская (нижний рифей = бурзяний, свиты: айская, саткинская и бакальская), юрматинская (средний рифей = юрматиний, свиты: машакская, зигальгинская, зигазино-комаровская и авзянская), каратауская (верхний рифей = каратавий, свиты: зильмердакская, катавская, инзерская, миньярская, укская и криволукская) и ашинская (вендская система, свиты: бакеевская, урюкская, басинская, куккараукская и зиганская).

Многолетними исследованиями авторов установлено, что из всего многообразия акцессорных минералов тяжелой фракции из верхнедокембрийских отложений Южного Урала основными для минералогического расчленения и корреляции геологических разрезов являются циркон, апатит, турмалин и рутил. Эти минералы составляют значительную часть тяжелой фракции, обладают характерными минералогическими признаками в отложениях разных стратиграфических уровней и имеют коэффициент встречаемости 95-100%. Но наиболее информативным коррелятивным минералом верхнедокембрийских осадочных комплексов является циркон.

Базальной для нижнего рифея (бурзяния) в стратотипических разрезах Тараташского антиклинория является айская свита, представленная разнотекстурными полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами, полимиктовыми разногальчниковыми конгломератами, конгломерато-брекчиями и гравелитами, сланцами глинистыми филлитизированными, часто углеродсодержащими, единичны прослои песчаных доломитов; в нижней части разреза свиты отмечаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (навышская подсвита). На основе анализа имеющихся материалов [Козлов и др., 1989; Геологическая карта..., 2002] нам представляется, что базальными для нижнего рифея Южного Урала (как и всей рифейской эратемы) являются отложения нижней (навышской) подсвиты айской свиты.

В псаммитах навышской подсвиты по р. Черный Ключ и г. Бол. Миасс (западное крыло Тараташской антиклинали) основные акцессорные минералы образуют существенно цирконовую акцессорно-минеральную ассоциацию со значительными колебаниями содержания апатита и турмалина. Типоморфным в данной акцессорно-минеральной ассоциации является розовый циркон (60–80%), темно-розовые, малиново-красные и бледно-розовые разновидности имеют подчиненное значение. Зерна циркона угловато-окатанные и окатанные, реже отмечаются кристаллы цирконового типа, вытянутые по призме. В гальках кварцевого песчаника по р. Черный Ключ встречены метамиктные цирконы (до 70% всех разновидностей). Всем разновидностям циркона свойственна трещиноватость. Для вышележащих отложений айской свиты, включая песчаники гор Липовых, типоморфными являются темно-розовые и малиново-красные цирконы.

Известно [Иванов, 1960; Козлов и др., 1994; Геологическая карта..., 2002], что базальными для юрматиния на восточном крыле Башкирского мегантиклинория (БМА) является машакская свита, а на западном – зигальгинская.

Машакская свита сложена чередованием осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, в которых основные акцессорные минералы образуют рутил–турмалин–apatит–цирконовую акцессорно–минеральную ассоциацию, где руководящими минералами являются циркон и апатит. Для отложений машакской свиты характерны цирконы темно-розовой и розовой окраски, редко отмечаются малиново-красные, бледно-розовые и молочно-белые разновидности. Представлены цирконы хорошо окатанными зернами округлой и эллипсоидальной формы. В

галечном материале конгломератов по руч. Бол. Ключ и восточному склону г. Бол. Шатак цирконы хорошо окатаны и на 80% состоят из темно-розовых и малиново-красных разновидностей.

Зигальгинская свита представлена преимущественно песчаниками кварцевыми, подчинены прослои и пачки кварцевых алевролитов и глинистых сланцев, часто углеродистых, отмечаются линзы конгломератов. Для отложений свиты характерна существенно цирконовая акцессорно-минеральная ассоциация. В зигальгинской свите западного крыла БМА преобладает малиново-красный (темно-красный, гиацинтовый) циркон, причем содержание его уменьшается от северных районов Южного Урала к южным. В стратотипических северных разрезах (верховья руч. Айгир, хр. Зигальга, гора Ямантау) содержание малиново-красного циркона колеблется от 79 до 99%. Он характеризуется хорошей окатанностью. Размеры зерен изменяются от 0,12 до 0,17 мм по длинной оси и от 0,09 до 0,13 мм по короткой, при этом коэффициент удлинения почти постоянен и равен 1,35–1,45. Розовый циркон содержится в меньшем количестве (1–14%), он также хорошо окатанный, длина его 0,15–0,16 мм, ширина 0,11–0,12 мм, коэффициент удлинения 1,35–1,45.

На восточном крыле БМА (г. Мал. Таганай и хр. Уральский) распространен бледно-розовый циркон, представленный хорошо окатанными зернами и кристаллами цирконового типа. Эти цирконы близки к таковым из зильмердакской свиты верхнего рифея. В более южных районах (г. Иремель, г. Соколиная на хр. Маярдак), как и для западного крыла БМА, характерно присутствие малиново-красного, розового и матового цирконов. Первые два имеют хорошую окатанность, последний менее окатанный и для него характерны удлиненные зерна. Аналогия типоморфных признаков циркона зигальгинской свиты западного и восточного крыльев БМА подтверждена датировками возраста соответствующих разновидностей и сравнением их морфометрических параметров [Козлов, 1982].

Общепризнано, что базальными для верхнего рифея являются отложения зильмердакской свиты. Анализ огромного фактического материала по составу, строению и характеру чередования пород свиты показал, что сама зильмердакская свита может быть расчленена на три седиментационных цикла, но более низкого порядка: бирьянский, нугушский и лемезинский. Собственно базальными слоями для каратавия являются отложения только нижнего, бирьянского, цикла, представленного полевошпат-кварцевыми, аркозовыми и субаркозовыми песчаниками и алевролитами с прослоями, пачками и линзами сланцев глинистых филлитизированных, мелкогалечниковых конгломератов, гравелитов и, редко, доломитов (последние завершают бирьянский седиментационный цикл). Акцессорные минералы в аркозовых песчаниках бирьянской подсвиты образуют рутил-апатит-турмалин-цирконовую акцессорно-минеральную ассоциацию. В стратотипических разрезах БМА преобладающим является бледно-розовый и розовый циркон (от 70 до 80%), длина его 0,15–0,19 мм, ширина 0,11–0,16 мм, коэффициент удлинения 1,31–1,54 [Козлов, 1982]. Более светлоокрашенные почти бесцветные цирконы (содержание их достигает 10–20%) имеют длину 0,14–0,2 мм, ширину 0,11–0,16 мм, а коэффициент удлинения – 1,34–1,39. Малиново-красные цирконы, как правило, единичны и отмечены только в пробе вблизи устья руч. Бирьян. Содержание его здесь достигает 3%. Морфометрические характеристики этого циркона близки к таковым розового циркона. На восточном крыле БМА (хр. Мраткина, хр. Репной, северо-западнее д. Николаевка) циркон хорошо окатан. Здесь выделены зерна темно-розового, розового и матового цирконов, близкие по морфометрическим параметрам к соответствующим разновидностям цирконов западного крыла БМА. Одной из особенностей базальных слоев каратавия является наличие тончайших (доли – 1–2 мм, редко в местах раздува до 5–8 мм) слойков («рудных прослоев»), обогащенных мелкими зернами магнетита, ильменита, рутила и циркона с примесью гематита и турмалина (древние россыпи). Эти рудные прослои обычно образуют тонкое ритмичное чередование с безрудными вишневыми песчаниками. Общая мощность такой рудной пачки достигает 15–25 см, очень редко 80–125 см, но толщина рудных слоев и содержание в них полезных компонентов по простиранию не выдерживаются.

Нижняя граница ашинской серии венда проводится по подошве бакеевской или урюкской свит, залегающих на подстилающих отложениях каратавия с размывом [Козлов, 1982; Беккер, 1988; Козлов и др., 1994; Геологическая карта..., 2002]. Следовательно, базальными для ашинской серии являются бакеевская или урюкская свиты.

Бакеевская свита сложена преимущественно полевошпат-кварцевыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами, часто содержащими глауконит, и аргиллитами; в основании иногда отмечаются прослои и линзы конгломератов, местами тиллитоподобных, гравелитов и гематитовых руд. Основные акцессорные минералы образуют в породах свиты рутил-апатит-циркон-турмалиновую акцессорно-минеральную ассоциацию. Типоморфным для свиты является бледно-розовый циркон, который отличается хорошей окатанностью зерен, очень редко встречаются кристаллы цирконового типа.

Урюкская свита представлена разнотекстурными аркозовыми, полевошпат-кварцевыми и кварцевыми песчаниками, реже гравелитами и конгломератами. Количественное соотношение основных акцессорных минералов по латерали меняется и они образуют в породах свиты гранат-рутил-апатит-циркон-турмалиновую (р. Зилим), апатит-рутил-гранат-циркон-турмалиновую (р. Басу), гранат-рутил-турмалин-циркон-апатитовую (по р. Урюк) и рутил-турмалин-апатит-цирконовую (в разрезе по руч. Бугунды) минеральные ассоциации. В отложениях урюкской свиты западного крыла БМА (реки Басу, Зилим и Урюк) типоморфным является бледно-розовый циркон, а на восточном крыле структуры (руч. Бугунды) – темно-розовый и малиново-красный (55-75%). Циркон представлен хорошо окатанными зернами округлой и эллипсоидальной формы, редко кристаллами цирконового типа. В отложениях свиты по рр. Урюк и Зилим значительно распространены кристаллы цирконового, копьевидного и изометричного облика с различной степенью развития граней, и меньше – хорошо окатанные зерна. Но здесь преобладают розовый и темно-розовый цирконы хорошей окатанности. Розовые цирконы имеют наибольшее распространение (50–99%), длина зерен достигает 0,14 мм, ширина 0,11 мм, коэффициент удлинения 1,26 [Козлов, 1982]. По сравнению со всеми описанными выше однотипными разновидностями розовый циркон урюкской свиты характеризуется меньшими размерами и лучшей окатанностью.

Цирконы по всему разрезу рифея и венда содержат минеральные и газовой-жидкие включения, ядра, последние иногда более темной окраски, чем оболочка.

Таким образом, для базального горизонта нижнего рифея (навышская подсвита айской свиты Тараташского антиклинория) характерна существенно цирконовая акцессорно-минеральная ассоциация с типоморфным розовым цирконом (для песчаников гор Липовых и вышележащих отложений айской свиты).

Для отложений среднего рифея, имеющих существенно цирконовую акцессорно-минеральную ассоциацию, где базальные горизонты представлены осадками зигальгинской свиты, типоморфными являются розовые цирконы.

В базальных горизонтах верхнего рифея и венда, в отличие от таковых для нижнего и среднего рифея, значительная роль в минеральных ассоциациях принадлежит турмалину, который, как и циркон, является здесь руководящим минералом в акцессорно-минеральных ассоциациях.

Приведенные морфологическая и морфометрическая характеристики цирконов по всем базальным горизонтам серий рифея и венда указывают, что окатанность зерен циркона в пределах каждого горизонта по площади распространения почти не изменяется, что свидетельствует об идентичности условий осадконакопления в регионе. Ранее нами сообщалось, что для монофракций всех выделенных типов циркона из базальных горизонтов рифея и венда (начиная с зигальгинских песчаников среднего рифея) был определен возраст (α -Pb метод, Лаборатория абсолютной геохронологии Института геологии и геохимии РАН под руководством доктора геолого-минералогических наук А.А. Краснобаева), в соответствии с которым были выделены три возрастных уровня детритового циркона. Эти уровни были протрассированы

по всем основным разрезам базальных горизонтов рифея и венда БМА и по ним же проведена корреляция метаморфических образований Уралтауского антиклинория с типовыми разрезами верхнего докембрия Южного Урала [Козлов, 1982].

Таким образом, применение «цирконовой методики» в комплексе с определением изотопного возраста детритового циркона из базальных горизонтов серий рифея и венда, несмотря на возможные ошибки метода, приобретает важное значение для восстановления ориентированного времени накопления терригенных пород, корреляции разобщенных разрезов различно метаморфизованных комплексов и выяснения условий их образования.

Литература

- Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.:Недра. 1988. 288 с.
- Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист N-40 (41) – Уфа (ответственный редактор и один из авторов Козлов В.И.) СПб: Изд-во. СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. (МПР РФ).
- Иванов А.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист №-40-XVII. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1960.
- Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала // М.: Наука, 1982. 128 с.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ларионов Н.Н и др. Нижний рифей Южного Урала. М: Наука, 1989. 208 с.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Вейс А.Ф. и др. Стратотип рифея: строение, палеонтологическая характеристика, изотопный возраст // Общие вопросы и принцип расчленения докембрия. С.-Пб.: Наука, 1994. С. 133-156.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР. // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1991. № 4. С. 3-13.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2006. 96 с. (Межведомственный стратиграфический комитет России, ВСЕГЕИ).
- Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой). Межвед. Стратигр. Комитет России. Екатеринбург: 1993.

ПИРОФИЛЛИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Синяковская И.В.

Филиал ЮУрГУ, sin@mineralogy.ru

Типизация объектов с пиропиллитовой минерализацией составлена автором с коллегами с использованием современной геодинамической основы и с учетом закономерностей их размещения, минералогических особенностей и условий образования. По этим параметрам все пиропиллитовые месторождения подразделены на 5 типов [Синяковская, Зайков, 2000; Sinyakovskaya et al., 2005].

1. Месторождения в метасоматитах внутриконтинентальных и окраинно-континентальных вулканических зон расположены на докембрийских платформах, в палеозойских и мезозойско-кайнозойских активных континентальных окраинах. Именно в этих структурах сосредоточены основные рудники, например, в Японии и Корее. Рудовмещающие образования преимущественно кислого и среднего состава относятся к известково-щелочной или щелочной сериям с кали-натриевой и калиевой специализацией. Месторождения пиропиллита этого типа обычно связаны с вулканогенными метасоматитами ряда «вторичные кварциты – пропилиты».

2. Месторождения в метасоматитах островных дуг и окраинных морей палеозойского и мезозойского возраста. Рудовмещающей является натриевая риолит-базальтовая формация известково-щелочной серии. На этих объектах залежи пиропиллитового сырья приурочены к

апикальным и периферийным частям экструзивно-эффузивных куполов. Исходные потоки лав риолито-дацитов с прослоями вулканогенно-осадочных пород того же состава в процессе синрудного метасоматоза, сопровождавшегося выносом оснований и щелочей и привносом глинозема, превращены в пиррофиллитсодержащие метасоматиты.

3. *Месторождения в метаморфизованных терригенно-глинистых образованиях палеозоя и мезозоя*, содержащих пирокластический материал и пласты углей. В девонских отложениях севера Урала пиррофиллит в количестве 50–60 % установлен в пачках так называемых «искристых» сланцев мощностью десятки метров в полосе протяженностью до 400 км. С ним в ассоциации находятся хлорит и клиноцоизит. Методом пересчета на компоненты первичной осадочной и метаморфической породы обосновано, что образование пиррофиллита связано с начальной стадией регионального метаморфизма каолинитовых глин. Подобный генезис предполагается для пиррофиллитсодержащих толщ Приполярного Урала (плато Малдынырд, р. Балбанью), Кизеловского и Карагандинского угольных бассейнов. Известны месторождения пиррофиллита в отложениях кембро-ордовикского возраста (Аргентина, Испания, Германия), угленосных карбоновых толщах в США, Западной Европе. В породах пермского и триасового возраста пиррофиллитовое сырье третьего типа установлено в районе Камбеварра (Австралия).

4. *Проявления пиррофиллита в кварцево-жильных гидротермальных системах*. На территории России пиррофиллит Урала, связанный с гидротермальными жилами, представляет минералогический интерес: как минеральный вид он был установлен на Березовском золоторудном месторождении в 1829 г. Р. Германом. Здесь известны пиррофиллит-кварцевые, пиррофиллит-турмалин-кварцевые, турмалин-карбонат-кварцевые и карбонат-пиррофиллитовые жилы. В Индии подобные месторождения приурочены к зальбандам крупных вертикальных кварцевых тел (так называемых «кварцевых рифов»), связанных с комплексом пород архейского возраста. Вулканогенные породы площади Ибитиара (Бразилия) содержат зоны милонитов и серицитовых сланцев, пересеченных кварцевыми жилами с «розетками» пиррофиллита, которые являются месторождением коллекционного материала.

5. *Залежи пиррофиллитсодержащих глин кор выветривания по метаморфическим толщам и метасоматитам, содержащим пиррофиллитовую минерализацию*. На месторождении Клинтон (США) они образовались в результате выветривания сланцев миссисипи-пенсильванской сланцево-карбонатной толщи. Пиррофиллитсодержащие глины известны в Корее (более 50 месторождений), на Алтае (Каменское месторождение), непромышленные их скопления выявлены в Японии, Центральном Казахстане, на Южном Урале.

В пределах Уральской палеозойской островодужной складчатой системы наиболее распространен второй тип пиррофиллитовых объектов, где зоны пиррофиллитсодержащих метасоматитов являются составной частью серицит-кварцевой метасоматической формации, сопутствующей колчеданному оруденению.

Месторождения Чистогоровское, Куль-Юрт-Тау и Гай оценены как потенциальные источники пиррофиллитового сырья. Другие объекты – Подольское, Балта-Тау, Бакр-Тау, Мазарское, Узельга, Пышминское, Красногвардейское, Кабанское – содержат пиррофиллитовую минерализацию в пределах околорудной метасоматической колонки.

Чистогоровское месторождение расположено в западном борту Круглогорской синклинали, ограниченной одним из швов Главного Уральского разлома. Вмещающие породы представлены отложениями натровой риолит-базальтовой формацией среднего девона. Рудное тело в плане имеет линзовидную форму протяженностью 200 м при мощности 5–30 м, северо-восточное простирание и северо-западное падение под углом 70–75°. Минеральный состав пород – кварц, пиррофиллит, иногда серицит, хлорит, подсчитанные предварительные запасы сырья составляют не менее 0,5 млн. т. Судя по характерному минеральному составу и реликтовым структурам пород, пиррофиллитсодержащие метасоматиты образовались по риодацитовым порфирирам.

Аналогично, на других объектах залежи пиррофиллитового сырья приурочены к апикальным и периферийным частям экструзивно-эффузивных куполов. Исходные покровы лав риоли-

то-дацитов с прослоями вулканогенно-осадочных пород того же состава в процессе синрудного метасоматоза, сопровождавшегося выносом оснований и щелочей и привносом глинозема при инертном поведении титана и кремнезема, превращены в пиррофиллитсодержащие метасоматиты.

Наиболее детально изучены месторождения Куль-Юрт-Тау (Башкортостан) и Гай (Оренбургская область), установлена связь процессов пиррофиллитизации и синрудного гидротермального метасоматоза исходных риодацитов вулкано-купольных сооружений в интервале температур 300-420° С [Синяковская, 1994; Удачин, 1993].

Месторождение Куль-Юрт-Тау располагается в восточном крыле сжатой антиклинали субмеридионального простирания. Крупной дизъюнктивной структурой в данном районе является Западно-Ирендыкский разлом, определяющий крутое восточное падение (под углом 60-90°) рудовмещающих образований. Рудовмещающая базальт-андезит-дацит-риолитовая толща входит в состав баймак-бурибайского комплекса (D₂e). Вулканогенные породы в пределах рудного поля Куль-Юрт-Тау метасоматически изменены. Выделены следующие минеральные парагенезисы, соответствующие зонам метасоматической колонки: хлорит+серицит+кварц, серицит+кварц, пиррофиллит+серицит+кварц, пиррофиллит+кварц, серицит+диаспор+пиррофиллит, пиррофиллит. Все метасоматические породы в разной степени дислоцированы и рассланцованы.

Главной вулканической структурой рудного поля является риодацитовое вулканокупольное сооружение. Первичная природа метасоматитов месторождения Куль-Юрт-Тау устанавливается при сопоставлении их морфологии, текстурно-структурных и петрографических особенностей с соответствующими признаками вулканогенных пород баймак-бурибайского комплекса. Судя по признакам «подушечного» сложения, выраженным в линзовидно- и диско-видно-сланцеватой макротекстуре, по реликтовой флюидалной микроструктуре, которая определяется присутствием фьяммевидных апостекловатых включений, и наличию реликтов вкрапленников кварца, пиррофиллитсодержащие метасоматиты образовались по лавовым потокам риодацитового состава. Ослабление вулканической деятельности, определившее разделение уровней вулканокупольной постройки, сопровождалось проявлением гидротермально-осадочного сульфидообразования. В этот период сформировалась серноколчеданная линза у северного подножья экстрезивной постройки.

Проявление синрудных гидротермальных изменений выражается в формировании зон метасоматитов рудоносной вулканогенной кварц-хлорит-серицитовой метасоматической формации [Грязнов, 1992]. На месторождении Куль-Юрт-Тау пиррофиллитизация, как и на некоторых других объектах [Сурин, 1993], пространственно и генетически связана с зоной синрудных метасоматитов серицит-кварцевого состава. Эти метасоматиты образуются на стадиях кислотного выщелачивания под воздействием существенно кислых растворов при температурах 200-400 °С [Коржинский, 1982]. Температурные условия пиррофиллитизации, установленные по декриптации кварца из пиррофиллитсодержащих метасоматитов Куль-Юрт-Тау, определяются интервалом 300-420 °С. Эти цифры соответствуют температурам образования пиррофиллита, полученным на основе термодинамических расчетов и экспериментальных данных [Иванов, 1984].

Расчет баланса вещества по методу В.А. Рудника [Казицын, Рудник, 1968], выявляет значительный привнос калия и вынос остальных элементов (Mg, Na, Ca, Fe²⁺, Fe³⁺) на стадии образования серицит-кварцевых метасоматитов Куль-Юрт-Тау. В условиях возрастания кислотности растворов продолжается вынос всех фемических и щелочных элементов, в том числе и калия. Следовательно, последовательность «плагиоклаз → серицит → пиррофиллит» отражает усиление степени кислотного метасоматоза и совпадает со сменой стабильности этих минералов по мере возрастания кислотности раствора при одинаковых прочих условиях [Зарайский, 1989].

Приуроченность месторождения к осевой части Западно-Ирендыкского разлома определяет текстурно-структурные особенности метасоматитов. Возобновление тектонических смещений по разрывам на стадии динамометаморфизма в пострудный этап развития района [Захарова, Криницкая, 1982] проявилось в формировании сланцеватых текстур пород рудного поля Куль-Юрт-Тау. Интенсивность рассланцевания возрастает при переходе от вулканоген-

ных разновидностей к метасоматитам. В свою очередь, среди метасоматических разновидностей степень расщепления зависит от количества в них пиррофиллитовой составляющей. Высокая проницаемость зон динамометаморфизма способствует циркуляции растворов при повторном метасоматозе, сопровождающемся окончательным выносом Fe, S, Mg, Ca и образованием чистых от примесей разновидностей пиррофиллитовых пород, что определяет потенциальную возможность их использования в качестве сырья для керамической и огнеупорной промышленности, а так же предприятий по производству наполнителей бумаги, картона, резины, пластмасс, инсектицидов, технической керамики, изделий электротехнической промышленности и других.

Литература

- Грязнов О.Н. Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. М.: Недра, 1992. 256 с.
- Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 341 с.
- Захарова А.А., Криницкая Е.Д. Позднепалеозойский метаморфизм среднепалеозойских колчеданосных зон на Южном Урале // Вопросы магматизма и метаморфизма Южного Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1982. С.11–17.
- Иванов И.П. Фациальный анализ околорудных изменений. М.: Наука, 1984. 171 с.
- Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 364 с.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 103 с.
- Синяковская И. В., Зайков В. В. Типы пиррофиллитовых месторождений в складчатых поясах // Уральский минералогический сборник № 10. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 142–169.
- Синяковская И.В. Пиррофиллитсодержащие метасоматиты колчеданных месторождений Южного Урала как потенциальное керамическое и огнеупорное сырье (на примере месторождения Куль-Юрт-Тау, Башкортостан). Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1994. 16 с.
- Сурин Т.Н. Метасоматоз и колчеданное рудообразование. Верхнеуральский рудный район. Екатеринбург: Наука, 1993. 104 с.
- Удачин В.Н. Пиррофиллитовое сырье Гайского месторождения. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новочеркасск, 1993. 19 с.
- Sinyakovskaya I., Zaykov V., Kitagawa R. Types of pyrophyllite deposits in foldbelts // Resource Geology. V.5, № 4, 2005. P. 405–418.

О ПРИЗНАКАХ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ГЕНЕЗИСА ГРАНИТНОЙ ДРЕСВЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ВСКРЫТЫХ ГРАНИТНЫХ ПЛУТОНОВ ЧУКОТКИ

Тибилов И.В.

СПбГУ, ititbilov@yandex.ru

Разработка представлений о древнем – докайнозойском возрасте рельефа Чукотки [Бегунов и др., 1983] позволила выявить ряд геолого-петрографических признаков, свидетельствующих о формировании позднемезозойских (ранний–поздний мел) эндогенных образований региона (граниты, малые интрузии, гидротермалиты) в условиях рельефа, близкого к современному [Тибилов, 1997, 2001, 2008]. Для меловых гранитных массивов региона, имеющих, как представляется, автохтонно-метасоматический генезис [Тибилов, Черепанова, 2001, Тибилов, 2005], такими признаками оказались конформность прототектонических трещин системы L современному рельефу и реликтовая – «запечатанная» природа зон разрывных нарушений в чехле рыхлых образований на поверхности плутонических тел [Тибилов, 1997, 2005].

Формирование прототектонических трещин в гранитных массивах объясняется проявлением феномена стоячих волн напряжения в массивах горных пород хАпродов, 1943 и др.ь. Формирование прототектонических трещин системы L при этом связывается со стоячими

волнами, возникающими при отражении продольных волн напряжений от палеокровли. Устанавливаемая для гранитных плутонов региона конформность прототектонических трещин L поверхности рельефа позволяет полагать, что поверхность древнего рельефа играла роль палеокровли при формировании меловых гранитных плутонов. Появление системы стоячих волн напряжений, конформных поверхности рельефа, обусловлено известным физическим эффектом – отражением продольных волн напряжения от свободных поверхностей твердых тел [Кольский, 1955 и др.]. Поверхность рельефа, как свободная поверхность Земли, рассматривается как важная структурообразующая поверхность, отражающая и преломляющая продольные волны напряжений – основные переносчики эндогенной энергии в земных недрах [Богацкий, 1986 и др.]. Плодотворность привлечения представлений о волновых свойствах полей механических напряжений в литосфере для понимания широкого круга геологических процессов показана в работах и других исследователей [Шафрановский, Плотников, 1975 и др.].

Реликтовая, протогенетическая природа «запечатанных» разрывных нарушений в гранитных плутонах устанавливается при изучении под микроскопом катаклазированных гранитов зон разрывных нарушений. Петрографические наблюдения выявляют в катаклазированных гранитах микрокиалиты рассланцованных осадочных пород, представленных обычно алевролитами или алевропелитами. Структурные взаимоотношения кварца и полевых шпатов гранитов с милонитовыми микрошвами неоднозначны. Устанавливается как «раскалывание» минералов гранита плоскостями микрошвов, так и пересечение последних кварцем и полевыми шпатами. Для «расколотых» тонкими милонитовыми швами кристаллов (чаще всего, это бывает плагиоклаз) устанавливается, что они являются посткатакластическими (постмилонитовыми) минералами и кристаллизовались как метасоматические монокристаллы блочного по Г.Л. Пospelову [Пospelов, 1973] или фрагментарного по Д.И. Цареву [Царев, 1987] роста в резко неоднородной – катаклазированной среде минералообразования.

В элювиальных образованиях зоны разрывных нарушений выражаются существенным увеличением щебнисто-мелкоземных фракций. Выявление в этих фракциях обломков слабо или не полностью метасоматически замещенных осадочных пород [Тибилев, 1997, 2005], позволяет рассматривать приповерхностные обломочно-мелкоземные образования в зонах разрывных нарушений как своеобразные протолиты рыхлого чехла древнего рельефа.

В подобном сценарии гранитообразования остро встает вопрос о природе гранитных дресвяно-обломочно-глыбовых развалов на поверхности вскрытых плутонов, поскольку этот сценарий исключает традиционный кластогенно-денудационный механизм их формирования. Как представляется, для гранитной дресвы этот вопрос можно решить изучением кристаллогенетических особенностей слагающих ее минералов. Материалом исследования послужили пробы дресвы, отобранные автором из элювия оловоносных гранитных массивов восточного побережья Чаунской губы.

Под биноклем в мелкой гранитной дресве (предварительно отмученной от суглинистого материала) устанавливаются наряду со сростками кварц-полевошпатового и кварц-полевошпатово-биотитового состава свободные кристаллы калинатрового полевого шпата, кварца и биотита. Для них выявляются существенные кристаллогенетические отличия от минералов, наблюдаемых в собственно гранитах. Биотит в гранитах массивов восточного побережья Чаунской губы характеризуется типичной для гранитных пород удлиненно-таблитчатой и таблитчатой физиографией [Загзурина, 1965]. В гранитной же дресве этих массивов биотит представлен мелкими (доли мм – 1-2 мм) уплощенно-псевдогексагональными, реже уплощенно-субизометрическими кристаллами. Типичных гранитных кристаллов биотита в дресве не наблюдается совершенно. Весьма показательно, что подобные – аномальные для гранитов псевдогексагональные и субизометрические кристаллы биотита наблюдаются не только в элювиальной дресве, но и в гранитной дресве интративных фаций аллювия в днищах долин в гранитных массивах. Пробы гранитной дресвы с псевдогексагональными и субизометрическими кристаллами биотита были

отобраны автором из металлоносных песков эксплуатируемых россыпей олова в Северном гранитном массиве (бассейн р. Глубокой).

Прозрачные кварцевые кристаллы в сростках с полевыми шпатами представлены как ксеноморфными зернами, так и идиоморфными кристаллами бипирамидального облика. Среди свободных обломков кварца отмечаются мелкие удлиненно-призматические кристаллы. Выявление идиоморфных кристаллов кварца также свидетельствует о том, что дресва не является продуктом дезинтеграции гранита, поскольку типовой особенностью гранитных пород является ксеноморфизм кварцевых кристаллов в них. Другим кристаллогенетическим признаком роста минералов гранитной дресвы *in situ* является наличие сравнительно крупных ступеней роста на поверхностях идиоморфных и ксеноморфных кристаллов кварца. Ступени роста, нередко весьма отчетливые, наблюдаются и на поверхностях кристаллов каликатового полевого шпата, как в свободных зернах, так и в сростках с кварцем и биотитом.

Описанные кристаллогенетические особенности породообразующих минералов гранитной дресвы свидетельствуют о том, что их образование не связано с разрушением массивных гранитных пород в ходе постгранитных денудационно-эрозионных процессов. Сростки и свободные кристаллы кварца, полевых шпатов и биотита гранитной дресвы формировались синхронно с подстилающими их массивным гранитам метасоматически замещающая щебнисто-мелкозернистые фракции рыхлых образований, сингенетичных древнему рельефу. Вопросы генезиса обломков и разноразмерных глыб гранитов на поверхности вскрытых массивов, равно как и гранитных скальных останцов (кекур), требуют постановки специализированных исследований.

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что проблемы формирования разногенетичных эндогенных образований гипогенного облика на поверхности земной коры «созрели», как представляется, для разносторонних исследований и обсуждения. Напомним об интереснейших работах на эту тему Е.Г. Пескова [Песков, 2000]. Далеко не всегда, как выясняется, обломочные породы, наблюдаемые в рыхлых образованиях на поверхности рельефа, являются элементарными продуктами денудационных процессов.

Литература

- Апродов В.А. Роль трещиноватости в поздние фазы формирования плутонов // Изв. АН СССР, сер. геол., 1943. № 6. С. 3–18.
- Бегунов С.Ф., Ларионов Я.С., Тибилов И.В. Возраст рельефа Чукотки // Геоморфология, 1983. № 1. С. 58–63.
- Богацкий В.В. Механизм формирования структур рудных полей. М.: Недра. 1986. 88 с.
- Загзурина И.А. Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка) // Поздне-мезозойские гранитоиды Чукотки. Труды СВКНИИ, вып. 12. Магадан, 1965. С. 4–140.
- Кольский Г. Волны напряжений в твердых телах. М.: ИЛ, 1955. 227 с.
- Песков Е.Г. Геологические проявления холодной дегазации Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 279 с.
- Поспелов Г.Л. Парадоксы, механизмы и физико-химическая сущность процессов метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 354 с.
- Тибилов И.В. О системном единстве структур рельефа и эндогенных образований // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 335–351.
- Тибилов И.В. О наблюдаемых формах метасоматоза в рыхлых средах // Кристаллогенезис и минералогия, Спб, 2001. С. 389–390.
- Тибилов И.В. Особенности геологического развития Севера Чукотки в свете термодинамической парадигмы эндогенных процессов. Магадан: СВНЦ; СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 304 с.
- Тибилов И.В. Геолого-петрографические свидетельства автохтонной природы позднемезозойских малых интрузий Чукотки // Тихоокеанская геология, 2008. т. 27. № 1. С. 80–96.
- Тибилов И.В., Черепанова И.Ю. Геология Севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.
- Царев Д.И. Фрагментарный метасоматоз и явления конвергенции при рудообразовании // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1987. С. 13–19.
- Шафрановский И.И., Плотноков Л.М. Симметрия в геологии. Л.: Недра, 1975. 144 с.

О ГЕНЕЗИСЕ КВАРЦЕВЫХ ГАЛЕК И ВАЛУНОВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ СЕВЕРА ЧУКОТКИ

Тибиллов И.В., Бочаров С.Н., Плоткина Ю.В. *

СПбГУ, *itibilov@yandex.ru*, * ИГГД РАН

В геологии крупнообломочного (гальки и подчиненные им валуны) жильного кварца в россыпных месторождениях золота и олова Севера Чукотки есть две важные особенности, которые не укладываются в общепризнанную аллотигенную концепцию их образования. Первая особенность связана с практическим отсутствием рудной минерализации в гальках и валунах кварца в россыпных месторождениях. Как известно, рудными источниками россыпей золота и олова принято считать месторождения золото-кварцевой и касситерит-кварцевой формаций, в которых основная масса рудной минерализации имеет шлиховую размерность и связана соответственно с золотоносным и оловоносным жильным кварцем [Гурвич, Спорыхина, 1975, Россыпи золота ..., 1999]. Результаты опробования галек и валунов из отработанных россыпей золота и олова не согласуются с этим – казалось бы очевидным положением, давая повсеместно показательно отрицательные результаты. Наблюдаемый безрудный характер галек и валунов жильного кварца практически не обсуждается в научных публикациях, а если и обсуждается, то обычно только в контексте представлений о высвобождении золота и касситерита из рудоносных кварцево-жильных образований в корах химического выветривания [Желнин и др., 1972, Ларионов, Терентьев, 1977].

Вторая важная особенность геологии жильного кварца выражается в том, что в плотике россыпей кварцевые жилы, при размыве которых могли бы формироваться гальки и валуны приплотикового аллювия, наблюдаются весьма редко. Практическое отсутствие кварцевых жил в плотике аллювиальных россыпей следует рассматривать как имманентную особенность кварцевого минералообразования в днищах долин, свидетельствующую об аутигенном – собственно метасоматическом генезисе кварцевых галек и валунов [Тибиллов, 2001]. Подобная модель минералообразования согласуется с представлениями о древности рельефа региона, согласно которым формирование основных черт рельефа предшествует процессам позднемелового жило- и рудообразования в мезозоидах Севера Чукотки [Тибиллов, 1997, 2005].

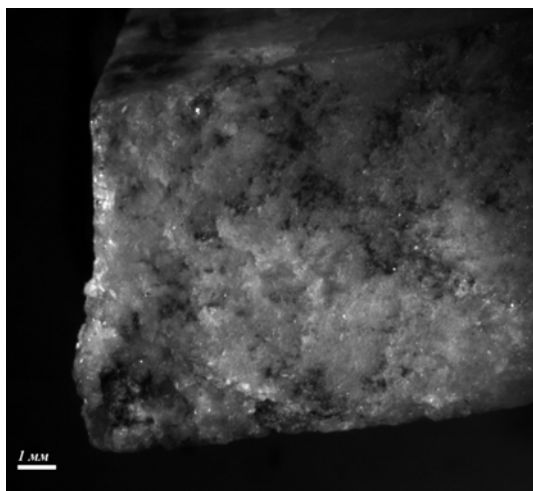


Рис. 1. Ямчато-бугристый характер поверхности окатанной кварцевой гальки

Полигон отработанной россыпи руч. Кайна, коллекция И. В.Тибиллова.

Опыт изучения особенностей распределения пород. На возможную аутигенную природу кварцевых галек и валунов указывает их преимущественно округлая форма и макроскопически выраженные признаки их внутреннего зонального строения. Слабо проявленное уплощение галек, как известно, противоречит модели их окатывания в водной среде [Шафрановский, 1968]. Что касается признаков зонального строения, то в гальках и валунах массивного, субизометрически-зернистого молочно-белого кварца внутренняя зональность обычно выражена уменьшением зернистости к краям галек и валунов, подобно уменьшению зернистости в приальбандовых зонах кварцевых жил. Неред-

ко в центральных частях крупных галек с увеличением размера зерен кварц становится полупрозрачным, изредка наблюдается развитие кристаллических форм – сросшихся головок кварцевых кристаллов. В гальках сложенных шестоватым кварцем, которые наблюдаются в оловоносных россыпях, агрегаты разноориентированных кварцевых шестиков к краям галек становятся субупорядоченными, ориентированными ортогонально к краям галек, размеры шестиков при этом заметно уменьшаются. бразующих элементов в гальке крупнокристаллического молочно-белого кварца из золотоносной россыпи руч. Ватапваам (SIM ABT-55 (Япония) с микрозондовой приставкой LINK 1000 AN (Великобритания)) показал, что алюминий, железо, марганец, магний и кальций распределяются в кварце гальки квазиоднородно, с едиными вариациями содержаний их как во внутренней зоне гальки, так и в краевой. Признаки зонального распределения устанавливаются для титана. Среднее содержание этого элемента во внутренней зоне гальки составляет около 24 г/т, в краевой зоне – около 8 г/т.

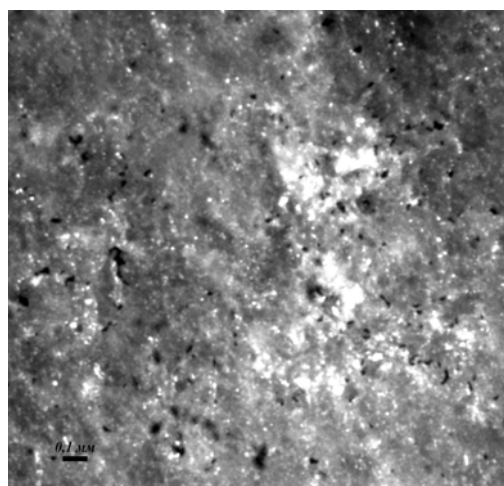


Рис. 2. Участок пришлифованной поверхности кварцевой гальки под бинокляром

Черные пятна – остатки лишайника, ярко белое – отражающие свет грани микрокристаллов кварца

Изложенные материалы и соображения предопределили необходимость постановки работ по исследованию особенностей строения поверхностей галек, на которых, в случае их аутигенной природы, должны наблюдаться кристаллогенетические признаки свободного роста кристаллов кварца. Наблюдения под бинокляром поверхностей ряда галек, выявили отсутствие макроскопически выраженных следов природного истирания – борозд трения и т.п. Показательные материалы получены для хорошо окатанной гальки из россыпи руч. Кайна, сложенной агрегатом шестоватого кварца. Под бинокляром, при небольших увеличениях, поверхность гальки имеет бугристо-ямчатый рельеф с пологими буграми и неглубокими ямками (рис. 1). На отдельных участках бугры характеризуются блестящей – «пришлифованной» поверхностью. При больших увеличениях выявляется, что «пришлифованные» поверхности имеют аналогичный бугристо(тонкобугристо)-ямчатый рельеф, в котором бугорки сложены агрегатами срастающихся грануломорфных и идиоморфных микрокристаллов кварца (рис. 2). Идиоморфные микрокристаллы представлены преимущественно гранями ромбоэдров. Размеры кварцевых микрокристаллов варьируют от десятков микрон до десятых долей мм.

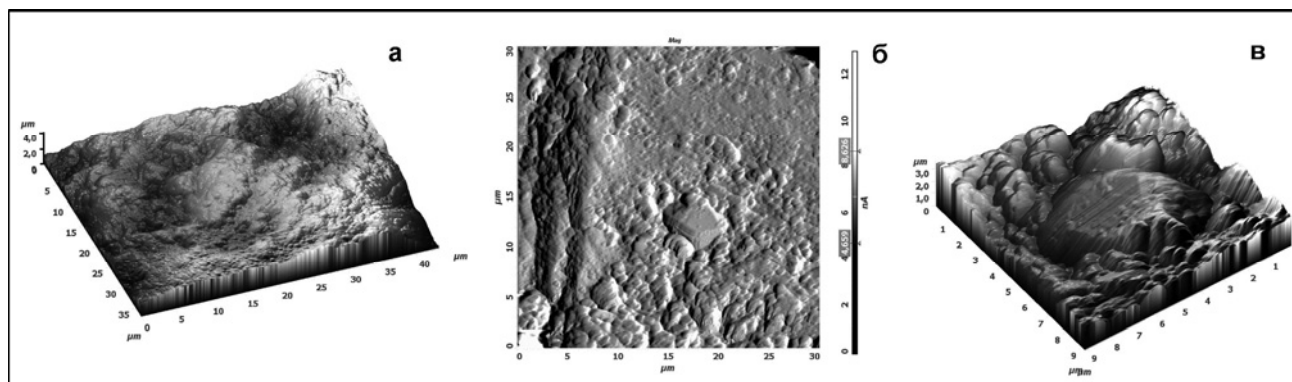


Рис. 3. Микроморфология «пришлифованной» поверхности кварцевой гальки, полученная методом атомно-силовой микроскопии (полуконтактный режим)

Изучение микрорельефа гальки на атомно-силовом микроскопе (NTEGRA Prima, NT-MDT (Россия)) выявило его подобие макроскопическому и оптическому рельефам поверхности гальки. Микрорельеф кварцевой гальки выражен чередованием разноразмерных сглаженных холмиков и ямок, сложенных округлыми кристаллитами, размером до одного микрона (рис. 3, а). На фоне этой микрохолмисто-ямчатой поверхности выделяются отдельные более крупные кристаллы от 5 микрон и более (рис. 3, б). Характерно, что подобные кристаллы обрамляются округлыми кристаллитами более крупного размера (рис. 3, б, в).

В целом, результаты проведенных исследований позволяют, как представляется, твердо говорить об отсутствии следов механического истирания и шлифовки на поверхности «ока-танных» галек кварца.

Из изложенного следует, что описываемые гальки и валуны кварца формировались в аллювиальных образованиях *in situ* – как результат проявления процессов регионального кремнекислотного метасоматоза в рыхлых образованиях древнего рельефа Чукотки [Тибилев, 2001]. Субсферическую форму кварцевых метасоматитов естественно связывать с действием Универсального принципа Кюри [Шафрановский, 1968].

Аксиальная симметрия галек и валунов отражает центральную симметрию внешней среды минералообразования рыхлых аллювиальных отложений.

Литература

- Гурвич С.И., Спорыхина Л.В. Геологические особенности оловоносных россыпей Пыркакайской зоны (Центральная Чукотка) // Минеральное сырье. Новые данные по геологии оловянных месторождений СССР. М.: ВИМС, 1975. Вып. 24. С. 72-191.
- Желнин С.Г., Валпетер А.П., Прусс Ю.В. О роли кор выветривания в формировании россыпей Северо-Востока // Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972. С. 104-117.
- Ларионов Я.С., Терентьев В.Б. Формирование оловоносных россыпей Западной Чукотки и методы поисков их коренных источников // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1980, № 25. С. 126-129.
- Россыпи золота Северо-Востока России (модели для прогноза, поисков и разведки). Редакторы М.М. Константинов и др. М.: 1999. 138 с.
- Тибилев И.В. О системном единстве структур рельефа и эндогенных образований // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 335-351.
- Тибилев И.В. О наблюдаемых формах метасоматоза в рыхлых средах // Кристаллогенезис и минералогия, Спб, 2001. С. 389-390.
- Тибилев И.В. Особенности геологического развития Севера Чукотки в свете термодинамической парадигмы эндогенных процессов. Магадан: СВНЦ; СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 304 с.
- Шафрановский И.И. Симметрия в природе. Л.: Недра, 1968. 184 с.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКЛОГИТОВ И АПОЭКЛОГИТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ БЕЛОРЕЦКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Тимофеева Е.А.

ИГ УНЦ РАН, abzai@mail.ru

Белорецкий метаморфический комплекс (БМК), сформированный на рифейском преимущественно осадочном субстрате в поздневендское время, объединяет метаморфические породы, слагающие Маярдакский антиклинорий, расположенный в восточной части Башкирского мегантиклинория. В сложении БМК принимают участие толеитовые метабазиты (эклогиты, амфибо-

литы), метатерригенные (кристаллические сланцы, кварциты) и метакarbonатные (мрамора) породы в соотношении примерно 1:6:3 [Алексеев и др., 2002]. Метаморфизм комплекса относится к высокобарической части кианит-силлиманитовой фациальной серии. А.А. Алексеевым было предложено рассматривать БМК в качестве генотипа цоизит-омфацитовой фациальной серии метаморфизма, промежуточной по термобарическим условиям формирования между известными кианит-силлиманитовой и жадеит-глаукофановой [Алексеев и др., 2002].

Эклогиты в составе комплекса известны в составе нижнерифейского яруса, представленного буганакской и кызылташской свитами. Их распространение ограничено площадью развития нижнерифейских свит в ядре Буганакской брахиантиклинали, близкой к овалу с диаметром около 9–10 км. Эклогиты и образовавшиеся по ним амфиболиты, имеющие ясные признаки апоэклогитовой природы, выявлены не менее чем на десяти участках.

Неизмененные или слабо измененные эклогиты наблюдаются довольно редко; почти во всех случаях они в той или иной степени замещаются амфиболитами [Алексеев, Алексеева, 1979]. Неизмененные эклогиты – массивные или грубосланцеватые розовато-зеленоватые породы с плотностью 3300–3420 кг/м³, сложенные омфацитом (60–70%), пироп-альмандиновым гранатом (30–35%) и рутилом (0,8–1,2%). Из второстепенных минералов могут присутствовать кварц, апатит, магнетит, пирротин. Породы относительно мелкозернистые, размеры кристаллов граната в них обычно не превышают 1 мм и редко достигают 1,5 мм. Наиболее типичным процессом изменения эклогитов является амфиболитизация с полным превращением их в амфиболиты, которая начинается с замещения, сначала по краям зерен, а далее полностью омфацита тонкозернистым симплектитовым агрегатом взаимного прорастания буровато-зеленоватого амфибола и кислого плагиоклаза, обуславливающего очень характерную микродиабластовую структуру. При неполной амфиболитизации внутри симплектитовых агрегатов сохраняются реликтовые участки незамещенного омфацита. При дальнейшем развитии процесса микродиабластовая структура становится более грубозернистой, зарождаются и растут порфиробласты роговой обманки. В последовательном ряду замещения эклогитов амфиболитами можно выделить гранатовый симплектитовый, гранатовый грубодиабластовый и плагиоклазовый порфиробластовый амфиболиты с гранатом или без него. Таким образом, при наличии небольших реликтовых диабластовых микроструктур внутри кристаллов роговой обманки даже в безгранатовых плагиоклазовых амфиболитах можно не сомневаться в их апоэклогитовой природе. В диафторированных эклогитах в значительном количестве могут появляться мусковит, цоизит, кварц, эпидот, кальцит, хлорит, сфен. Очень редко отмечается амфибол, близкий к кросситу, но глаукофан отсутствует. При амфиболитизации плотность эклогитов уменьшается в среднем до 3150 кг/м³ (симплектитовый амфиболит) и 3000 кг/м³ (плагиоклазовый амфиболит).

Гранат в эклогитах составляет 30–35 об. % и представлен альмандином с подчиненным содержаниемgrossулярового и пиропового минералов. Содержание альмандинового компонента составляет в среднем 48–52%, grossуляра 25–32 и пироба 12–25%. Содержание спессартиновой молекулы редко превышает 1% [Алексеев и др., 2006]. Как показали рентгеноспектральные исследования, гранаты эклогитов почти всегда зональны – в них от центра к краю порфиробластовых кристаллов наблюдается заметное увеличение содержания MgO и отчетливое уменьшение содержаний FeO и CaO, что говорит о прямой зональности, связанной обычно с прогрессирующим увеличением в первую очередь давления при региональном метаморфизме; и наоборот, уменьшение содержаний MgO и увеличение концентраций FeO к краям кристаллов граната является так называемой обратной зональностью, обязанной регрессивной стадии регионального метаморфизма или наложению повторного метаморфизма [Авченко, 1982; Соболев и др., 1986]. Подобное снижение MgO и увеличение концентраций FeO в узкой краевой зоне в некоторых случаях наблюдается и в гранатах эклогитов белорецкого метаморфического комплекса [Алексеев и др., 2006]. Четко фиксирующаяся прогрессивная (прямая) зональность в кристаллах граната, сочетающаяся с не всегда улавливаемой обратной зональностью, может быть объяснена кристаллизацией граната в два этапа метаморфизма, обусловленной проявле-

нием по меньшей мере двух этапов единого цикла метаморфизма в породах данного региона. В результате первого, прогрессивного, этапа метаморфизма образовались эклогиты и гранатовые амфиболиты, а во второй, регрессивный, этап с понижением температуры и давления происходили незавершенные преобразования эклогитов с формированием апоэклогитовых симплектитовых эклогитов и амфиболитов, в которых изредка фиксируются реликты диабластовой микроструктуры, свидетельствующие об их первичной эклогитовой природе. Нисходящей ветви единого цикла регионального метаморфизма, вероятнее всего соответствуют элементы регрессивной (обратной) зональности в узких краевых зонах граната [Алексеев и др., 2006].

Из пироксенов в эклогитах присутствует только клинопироксен, с содержанием 60-70 об. %. Он определяется как омфацит, содержащий от 25 до 40% жадеитового минала. Омфацит обычно образует агрегаты короткопризматических, нередко субпараллельно ориентированных длиннопризматических кристаллов размером до 0,5-1, реже 1,5 мм. Зональность в кристаллах омфацита мало изучена или она слабо выражена. Намечается слабое повышение к краям зерен содержаний Al_2O_3 и Na_2O , что также можно связывать с его кристаллизацией в основной этап регионального метаморфизма с направленным прогрессирующим увеличением давления, так как именно давление ответственно за вхождение в структуру омфацита Na вместо Ca при одновременном замещении Mg на Al_{VI} .

Для апоэклогитовых амфиболитов характерным минералом является буровато-зеленый амфибол, состав которого близок к эдениту, с более высоким, чем у роговых обманок, содержанием щелочей [Алексеев и др., 2006]. Эденитовый амфибол принимает участие в сложении диабластовых очень мелкозернистых амфибол-плагноклазовых агрегатов замещения омфацита в симплектитовых эклогитах, а также образует порфиробласты в амфиболитизированных эклогитах и слагает основную массу породы в апоэклогитовых амфиболитах без сохранившегося от замещения омфацита. Размеры порфиробласт амфибола составляют 0,5-1 мм и могут достигать иногда 2-3 мм.

Рудный минерал представлен рутилом (до 1-1,5 об. %), желтовато-коричневого цвета размером менее 0,05-0,1 мм, чаще присутствующим в пироксене и реже в виде включений в гранате. Рутил, кроме единичных выделений, наблюдается в обособленных агрегатах субпараллельно ориентированных и взаимно пересекающихся мелких зерен, соответствующих ильменитовым пластинкам в структурах распада первично-магматического титаномagnetита, что свидетельствует о метаморфогенном генезисе эклогитов и магматической природе их субстрата [Алексеев, 1983].

В регрессивно измененных эклогитах БМК появляются кварц, эпидот, карбонат, хлорит, сфен. В некоторых эклогитах присутствует светлая слюда – фенгитовый мусковит с повышенным содержанием SiO_2 и пониженным Al_2O_3 , что свойственно мусковитам метаморфических пород высокобарических метаморфических комплексов.

Таким образом, минералогия и петрографический состав эклогитов белорецкого комплекса подчеркивают их принадлежность к типично коровым образованиям и позволяют утверждать, что они совместно с апоэклогитовыми амфиболитами образуют генетически единую эклогит-амфиболитовую ассоциацию, возникшую при метаморфизме высокого давления магматических пород базальтоидного ряда субвулканического-гипабиссального уровня формирования, на что ранее указывалось А.А. Алексеевым [1984].

Литература

- Авченко О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. 104 с.
Алексеев А.А. Реликты нетрансформированных структур распада титаномagnetита в эклогитах и генезис эклогитов метаморфических комплексов // Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 4. С. 953-955.
Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Новый район развития эклогитов на западном склоне Южного Урала // Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3. С. 702-706.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А. Белорецкий эклогитоносный метаморфический комплекс (Южный Урал) – представитель особой фациальной серии метаморфизма / ДАН, 2002, т. 383, №3. С. 366-370.
Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А. Метаморфическая геология западного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2006. 212 с.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВЫСОКОКОМПЛЕКСНЫХ ТЕХНОГЕННЫХ ОТХОДОВ УЗБЕКИСТАНА

Туресебеков А.Х., Шарипов Х.Т., Баранова Т.Н.

ИГГ АН РУз, ingeo@ingeo.uz

В результате отработки и переработки (обогащение, гидро и пирометаллургия) первичных руд крупного по масштабам медно-порфирового (Большой Кальмакыр) и свинцово-цинковых (Кургашинокан, Алтынтопкан и Уч-Кулач) месторождений образовались многочисленные по масштабам отходы.

В отходах Алмалыкского горно-металлургического комбината (АГМК) в общей сложности за складировано миллиарды тонн отходов медного и цинкового производства. Изучением данных отходов занимались [Дабижа и др., 2003, Туресебеков, 2008, Туресебеков и др., 2006, Туресебеков, Уздебаева, 2005]. Характерной особенностью данного вида сырья является его легкодоступность и наличие высоких остаточных содержаний металлов (табл. 1).

Таблица 1

Среднее содержание элементов в отходах Алмалыкского горно-рудного района

Элементы	Руда медная окисленная балансовая	Руда медная окисленная забалансовая	Забалансовые первичные руды	Хвосты обо- гащения	Шлаки мед- ного произ- водства	Кеки цинкового производства
Fe общ. %	6,5	4,0	5,59	6,33	48,94	55,0
Cu общ. %	0,8	0,4	0,16	0,21	1,38	2,1
Zn общ. %	0,048	0,05	0,72	0,04	1,88	2,2
Ga г/г	9,0	2,9	25,0	15,0	9,7	80,1
Ge общ. %	3,0	3,0	1,0	4,5	4,2	20,3
As %	0,005	0,04	0,007	0,006	0,115	0,69
S общ. %	1,0	1,5	3,58	1,7	3,35	10,01
Se г/г	-	-	3,1	7,5	12,3	80,0
Mo %	0,002	0,003	0,003	0,0015	0,196	0,015
Ag г/г	4,1	1,9	2,2	1,6	8,6	543,0
Σ ЭПГ г/г	-	-	0,12	0,18	0,144	1,54
Cd общ. %	10,0	8,0	2,5	16,0	24,9	18,0
In общ. %	4,0	4,0	2,0	5,0	2,8	6,0
Sn общ. %	-	-	4,8	12,5	38,9	172,0
Re общ. %	4,0	4,0	0,3	0,10	0,50	3,0
An общ. %	1,2	0,5	0,21	0,5	0,96	3,5
Hg общ. %	-	-	0,35	0,45	6,6	15,0
Tl общ. %	1,0	2,0	1,0	1,9	1,15	2,5
Pb %	0,048	0,03	0,02	0,030	0,092	1,25
W г/г	-	-	31,0	26,0	106,0	80,0
Bi общ. %	-	-	8,5	4,5	10,7	46,0
Te общ. %	-	-	2,1	2,8	4,6	15,0
Sb общ. %	-	-	0,63	0,03	0,67	0,70
Σ TR общ. %	-	-	105,0	167,0	220,0	205,0

Примечание. Анализы выполнены на приборе ИСП – масс-спектрометр Elan 6000 (Perkin Elmer, США) в ИГГ АН РУз. Прочерк – элемент не определялся.

В результате минералого-технологического картирования и изучения вещественного состава и форм нахождения промышленно ценных элементов в отходах производства установлены значительные концентрации и запасы черных, цветных, благородных и редких металлов (табл. 1); для многих из них установлены минеральные формы нахождения (табл. 2).

В настоящее время на АГМК отходы медного производства перерабатываются по флотационно-гравитационной технологии [Турсебеков, Уздебаева, 2005]. Была предпринята попытка утилизации хвостов обогащения и кеков цинкового производства по гравитационно-флотационной технологии и биовыщелачиванию, которая не дала положительных результатов [Дабижа и др., 2003, Турсебеков, 2008, Турсебеков, Уздебаева, 2005]. Промедление в освоении техногенных отходов (долголежалое) приведет к истощению или «упорности» руд за счет окисления, выветривания с последующей миграцией ценных и токсичных элементов, ухудшающих экологическую обстановку в районе.

Таблица 2

Минеральные формы отходов производства АГМК

Хвосты обогащения	Шлаки медного производства	Кеки цинкового производства
Пирит	Пирит	Галенит
Халькопирит	Пирротин	Церуссит
Молибденит	Сфалерит	Самородное серебро
Галенит	Галенит	Борнит
Сфалерит	Халькопирит	Арсенопирит
Самородное золото	Борнит	Ярозит
Гессит	Халькозин	Сфалерит
Науманит	Магнетит	Самородный свинец

Продолжение таблицы 2

Маганстрит	Гематит	Пирротин
Ширмерит	Кубанит	Кубанит
Козалит	Изохалькопирит	Англезит
Блеклые руды	Джириит	Си-пирротин
Купровисмутит	Хейкосит	Хлораргирит
Галеноклаусталит	Люцит	Хлорид свинца
Галеновисмутит	Джарлесит	Фазы сульфидов Pb, Ag
Айкинит	Шпинель	Фазы сульфидов Fe, Pb, Cu
Тетрадилит	Титаномagnetит	Фазы сульфидов Pb, Zn
Кавацулит	Самородная медь	Фазы сульфидов Fe, Pb, Cu
Хамарит	Куприт	Пирит
Виттаханит	Фазы $Cu (Fe, Ni)_2 O_4$	Халькопирит
Худрушит	Фазы $(Cu, Co, Ni) Fe_2 O_4$	Магнетит
Кастерит	Фазы $(Ni Cu, Fe, Co)O$	Гелитит
Au-Cu-пирит	Фазы $Cu_{12} Fe_4 S_{12}$	Малахит
Re-молибденит	Фазы $Cu_5 Fe_7 S_{12}$	Азурит

Литература

- Дабижа С.И., Турсебеков А.Х. и др. Проблемы образования, оценки и разведки техногенных месторождений в связи с их комплексным освоением // Труды международной научно-практической конференции. Ташкент, 2003. С. 407-409.
- Турсебеков. А.Х. Суперкрупные техногенные месторождения меди, благородных и редких элементов Алмалыкского рудного района (Узбекистан) // Геология и минеральные ресурсы. №4, 2008. С. 30-35.
- Турсебеков А.Х., Уздебаева Л.К. и др. Вещественный состав и технология обогащения «рудных шлаков» // Горный вестник Узбекистана, 2006. № 26. 3. С. 53-56.
- Турсебеков А.Х., Уздебаева Л.К. Технология извлечения благородных и цветных металлов из медного клинкера цинкового производства // Сборник материалов / Конгресс обогатителей стран СНГ, 2005. т. I. С. 24-27.

МИНЕРАЛОГИЯ ЗОЛОТА И ТЕЛЛУРИДОВ СУПЕРКРУПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА КУМТОР

Усманов И.А., Пак Н.Т.
ИГ НАН КР, *pak@istc.kg*

Месторождение Кумтор находится в горах Тянь-Шаня в Кыргызской Республике. Оно является суперкрупным месторождением в черных сланцах с запасами золота до 1000 тонн. На данный момент добыто около 250 тонн золота. Тектоническая позиция Кумторского рудного района определяется близостью к линии Николаева. Рудное поле вытянуто в северо-восточном направлении на 9 км. Простираение рудного поля совпадает с направлением пород вмещающих толщ и основных тектонических структур. Месторождение локализуется в породах джетымтауской свиты (Vdz), сложенной алевролитами, тиллоидами, углеродистыми кремнистыми сланцами, ритмитами карбонат-сланцевого и пирит-микрокварцитового состава. Основной рудовмещающей формацией являются углеродистые породы с рассеянной пиритовой минерализацией.

Рудные тела занимают как согласное, так и секущее положение. Золотая минерализация сформирована в результате сложного многостадийного процесса гидротермальной проработки вмещающих пород в тектонически ослабленных зонах смятия и дробления.

В последние годы на месторождении Кумтор ведется разведка глубоких горизонтов с помощью бурения. Сравнение минералогии и метасоматитов рудных тел глубоких горизонтов и флангов с основными рудными зонами месторождения показало, что принципиальных отличий не имеется.

Исследования метасоматитов, их взаимоотношений, минералого-геохимических особенностей и условий их образования позволили С.И. Аникину [1992] выделить следующую последовательность выделения метасоматитов и минеральных ассоциаций:

- 1) Предрудный этап – серицитолиты (кварц-слюдистая ассоциация);
- 2) Рудный этап: а) калишпатиты (калишпат-кварцевая, пирит-доломитовая, гематит-сидеритовая ассоциации); б) альбититы (альбит-кварцевая, пирит-серицитовая, пирит-карбонатная ассоциации); в) карбонатные метасоматиты (пирит-карбонатная, гематит-сидеритовая, барит-полиметаллическая ассоциации);
- 3) Пострудный этап – кварц-карбонатная ассоциация.

Золотоносность пород зависит от степени их метасоматической проработки и насыщенности сульфидами. Наиболее богатыми рудами на месторождении являются сложные многостадийные образования, где с каждой последующей стадией связано наложение дополнительной порции полезного компонента.

Содержание рудных минералов (самородных металлов, сульфидов, сульфосолей, оксидов и т.д.) во вмещающих породах, минерализованных зонах и рудах составляет от 3-5% до 30%. Большая их часть (до 95-99%) представлена пиритом. Пирит является главным минералом-концентратором золота во всех метасоматитах. Его средние содержания составляют 12%.

Главными нерудными минералами в рудах являются карбонаты (доломит, анкерит, кальцит), полевые шпаты, кварц.

Золотое оруденение представлено различными минеральными формами.

Золото. До настоящего времени золото является практически единственным компонентом, определяющим промышленную ценность месторождения. Распределение его в рудах весьма неравномерное. Как правило, золото локализуется в пределах метасоматически измененных рудовмещающих пород, и чаще всего связано с пиритом разных генераций.

Размеры индивидов и агрегатов видимого золота на месторождении Кумтор колеблются от 0,00п до 0,1 мм, редко до 0,15 мм. Средние размеры золота равны 0,05 мм. Аномально большими считаются золотины крупнее 0,15 мм.

По данным ранних работ установлено, что основное количество золота находится в тонкодисперсном (коллоидном) состоянии в пирите. Остальная доля содержится в составе теллуридов, их сростках с галенитом, халькопиритом и другими сульфидами, а также, в свободном состоянии в нерудной массе. На долю видимого под микроскопом золота в сростках с рудными минералами, в рудных зонах месторождения, приходится до 80% общей массы металла, где подавляющая масса до 65% сростков золота выявлена в ассоциации с пиритом. Остальные сростания приурочены к другим сульфидам и нерудным минералам.

В результате проведенных исследований, с учетом рассчитанных статистических параметров по размерам обособления золота в рудах месторождения выявлены три генерации золота, каждая из которых связана с определенной минеральной ассоциацией:

- раннее коллоидное (тонкодисперсное) золото, связанное с сульфидами (Au-1);
- ультратонкое золото стадии регенерации (Au-2);
- позднее, относительно крупное (тонкое), свободное золото (Au-3).

Золото первой генерации (Au-1) коллоидное, крайне редко, в виде ультратонких видимых индивидов с размерами частиц, не превышающих микронные выделения. Содержится преимущественно в пирите. Наличие золота в сульфидах (пирите) и кварце в ультратонкой форме подтверждено результатами гранулометрического анализа 14 технологических проб, согласно которым количество золота размером менее 0,01 мм составляет не более 21%.

В силу того, что для золота характерно образование соединений, прежде всего друг с другом, в пиритах месторождения, как основном носителе коллоидного золота, наблюдаются крайне мелкие его видимые индивиды. В аншлифах они встречаются в виде одиночных округлых, изоморфных зерен, размеры которых редко превышает первые микроны.

Характерной особенностью золота первой генерации является тесная парагенетическая ассоциация с теллуридами различных металлов, минералами группы сульфидов цветных металлов, поздними образованиями пирротина и следами замещения пирита гематитом.

Золото второй генерации (Au-2), как правило, ультратонкое, реже тонкое с размерами от 0,001 до 0,05 мм. Проявлено оно, преимущественно, в виде изоморфных включений в пирите и в сульфидах цветных металлов. Вывод об укрупнении размеров самородного золота в процессе рудообразования хорошо согласуется с экспериментальными данными, которые показали, что в большинстве случаев самородное золото первой генерации фиксируется в виде микровключений с размерами 1-5 мкм, тогда как золото второй генерации в результате перекристаллизации пирита («отжига») становится более крупным – до 50 мкм.

Данная генерация, также как и предыдущая, приурочена к альбит-калишпат-карбонатным метасоматитам.

Золото третьей генерации (Au-3) связано с заключительной (барит-сидеритовой, целестин-баритовой) стадией карбонатного метасоматоза. Оно более низкотемпературное, с размером, чаще всего, крупнее 0,01 мм (тонкое). По данным технологических исследований руд, на долю золота крупнее 0,05 мм приходится 16% его общей массы. По морфологическим особенностям золота этой генерации резко отличается от ранних генераций. В зависимости от среды нахождения разделяется на трещинные прожилковые, цементационные (в брекчиях) и интерстициальные образования. Как правило – это линейно вытянутые, часто изогнутые, уплощенные, пленочные и чешуйчатые обособления, выполняющие мелкие трещинки в нерудной массе (обычно вместе с сульфидами) и в пирите (нередко вместе с карбонатами). Эти формы минеральных обособлений золота свидетельствует об отчетливо наложенном, более позднем его происхождении по сравнению со средой кристаллизации.

Согласно приведенным выше данным можно сделать следующие выводы:

- золото первой генерации, вероятно, находится в коллоидной форме в составе пирита, который сформировался в условиях резкого падения температуры метасоматического флюида. Для него характерны ассоциации с шеелитом, вольфрамитом и золото-серебряными теллуридами;
- золото второй генерации присутствует в рудах, где пирит прошел стадии последующих

модификаций и характеризуется сложным и зональным строением. Золото этой генерации имеет более крупные размеры и сложную форму обособлений, свидетельствующих о продолжительных по времени процессах рудообразования. Для него характерны ассоциации с полиметаллами и преимущественно с золото-серебряными теллуридами, реже с теллуридами других металлов;

– золото третьей генерации, является производным заключительных этапов рудообразования. Оно наиболее крупное, по сравнению с другими генерациями, находится в составе остаточного гидротермально-метасоматического флюида (целестин-барит-карбонатного состава), которым выполняются участки деформации породы и отдельные трещины.

Золото первой генерации, является самым высокопробным – 920-960 ед. со средним содержанием серебра около 5%. Золото второй генерации с пробностью – 600-700 ед. содержит серебра до 40%. Самородное золото третьей генерации с пробностью – 780-820 ед. содержит серебра около 20%. Теллур – также относится к числу главных его примесей, концентрирующихся от долей процента почти во всех изучаемых знаках золота, до десятков процентов в виде самостоятельных микровключений в форме теллуридов золота и серебра.

Теллуриды. Значительные примеси теллура в самородном золоте позволяют выделить самостоятельные минеральные формы в виде теллуридов. Детальные исследования минералогеохимических особенностей руд позволили сделать заключение, что теллуриды кристаллизуются в более поздние стадии рудообразования и являются носителями золота. На текущий момент, микрозондовыми исследованиями, установлены следующие теллуриды золота, серебра и других металлов (табл.):

Таблица

Теллуриды, установленные на месторождении Кумтор

Минерал	Формула	Минерал	Формула
Калаверит	AuTe_2	Алтаит	PbTe
Креннерит	$(\text{Au}, \text{Ag})\text{Te}_2$	Теллурид сурьмы	Sb_2Te_3
Сильванит	AuAgTe_4	Теллурвисмутит	Bi_2Te_3
Петцит	Ag_3AuTe_2	Тетрадимит	$\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$
Гессит	Ag_2Te	Жозеит	$\text{Bi}_2(\text{Bi}_2\text{TeS}_2)$
Штютцит	Ag_5Te_3	Вулканит	CuTe
Эмпресит	AgTe	Риккардит	Cu_4Te_2

Литература

Аникин С.И. Геология и минералогеохимические особенности золото-теллур-редкометального оруденения в углеродистых толщах. Бишкек: 1992. 22 с.

ПАЛЕОПОЧВЫ И МЕДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ДЕВОНСКИХ КРАСНОЦВЕТАХ СРЕДНЕГО ТИМАНА

Шумилов И.Х.

ИГ КНЦ УрО РАН, shumilov@geo.komisc.ru

О медных рудах Тиманской меденосной провинции достоверно известно со времени правления Ивана III, отправившего за государственный счет первую русскую геологоразведочную экспедицию на берега р. Цильмы в 1491 г. А уже в 1496 г. при устье Заводского ручья, впадающего в реку Цильму в 8 км выше устья реки Рудянки, был открыт большой по тем временам медеплавильный завод [Карамзин, 1991; Шумилов, 2008а].

Терригенные отложения тиманского горизонта среднего девона (лиственничная, вал-совская, цилемская и усть-чиркинская свиты) относятся к пестроцветной формации и представлены в основном переслаивающимися алевролитами и песчаниками зеленого, серо-зеленого, зеленовато-голубого и серого цветов. Практически во всех породах присутствует то или иное количество вулканогенного материала основного состава вплоть до сложения отдельных слоев и линз туффитами и туфами.

Красноцветные отложения, сложенные пелитовым, алевролитовым и мелкозернистым песчаным материалом в различных пропорциях, отмечаются по всему изученному профилю в виде тонких прослоев и маломощных протяженных линз. Частота их встречаемости и мощности тел постепенно возрастают вверх по разрезу и достигают максимума (до 40 м суммарной мощности) в районе впадения р. Рудянки (левый приток) в р. Цильму. Породы, как правило, плотные, но нелитифицированные, окраска варьирует от темно-коричневой до бордово-красной. Одной из особенностей красноцветной толщи является приуроченность к ней мед-ной стратиформной минерализации [Шумилов, 2007].

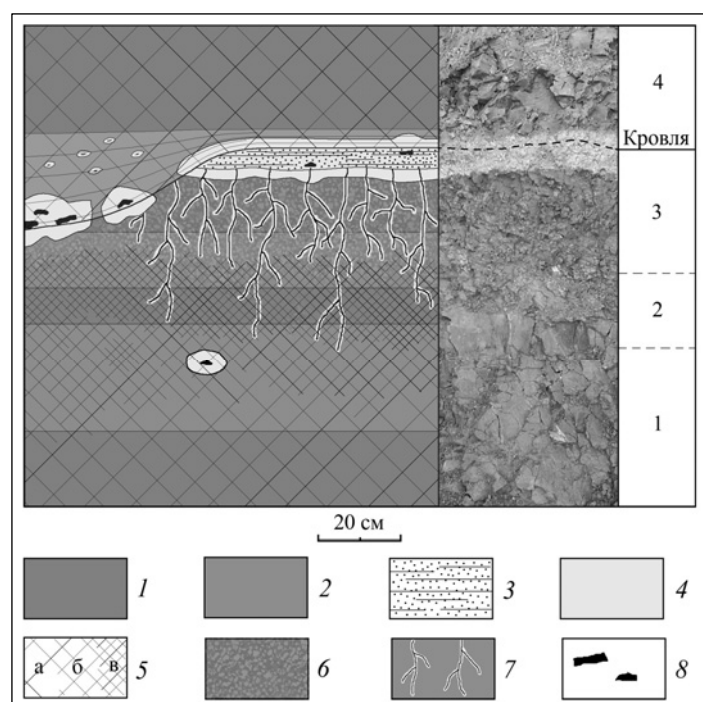


Рис. Полный профиль красноцветных отложений с палеопочвенным горизонтом

Условные обозначения: 1 – алевролитистые глины; 2 – глинистые алевролиты; 3 – песчанистый алевролит с тонкими слоями углефицированного мелкого растительного детрита; 4 – оглеенные породы; 5 – оскольчатость пород: крупная (а), средняя (б), мелкая (в); 6 – комковатые породы; 7 – углефицированные корни с каймами оглеения; 8 – углефицированные обломки ветвей и мелких стволов девонской флоры.

Основной тип рудных концентраций представлен фрагментами углефицированной девонской флоры, в различной степени (до 80% объема) псевдоморфно замещенной джарлеитом, пиритом или обоими сульфидами. В последнем случае джарлеит развивается по пириту. Прочие рудные минералы (малахит, куприт, ковеллин и т.д.) образовались при современном гипергенезе. Растительный детрит представлен в широком диапазоне: от мелких (первые миллиметры) частей травянистой растительности до обломков довольно крупных ветвей и древесных стволов (диаметром до 15 и длиной до 30 см). Углефицированные останки органики могут быть рассеяны в толще красноцветных пород, тяготея к алевролитовым слоям, но чаще образуют скопления, так называемые древесные свалы, приуроченные к определенным горизонтам. Во всех случаях каждый захороненный фрагмент растительности окружен каймой оглеенной породы голубого цвета. Мощность каймы осветления составляет 6-8 радиусов растительного фрагмента, вокруг которого она возникает. При массовом погребении растительных останков зоны оглеения сливаются, в результате чего возникают линзообразные тела светлоокрашенных пород в красноцветной толще. С момента первых научных исследований [Бертенев, 1896; Чернов, 1926] меднорудных объектов цилемской площади до недавнего времени такие тела считались самостоятельными осадочными образованиями. Наши исследования показали, что они являются диагенетическими образованиями [Шумилов, 2008б].

хит, куприт, ковеллин и т.д.) образовались при современном гипергенезе. Растительный детрит представлен в широком диапазоне: от мелких (первые миллиметры) частей травянистой растительности до обломков довольно крупных ветвей и древесных стволов (диаметром до 15 и длиной до 30 см). Углефицированные останки органики могут быть рассеяны в толще красноцветных пород, тяготея к алевролитовым слоям, но чаще образуют скопления, так называемые древесные свалы, приуроченные к определенным горизонтам. Во всех случаях каждый захороненный фрагмент растительности окружен каймой оглеенной породы голубого цвета. Мощность каймы осветления составляет 6-8 радиусов растительного фрагмента, вокруг которого она возникает. При массовом погребении растительных останков зоны оглеения сливаются, в результате чего возникают линзообразные тела светлоокрашенных пород в красноцветной толще. С момента первых научных исследований [Бертенев, 1896; Чернов, 1926] меднорудных объектов цилемской площади до недавнего времени такие тела считались самостоятельными осадочными образованиями. Наши исследования показали, что они являются диагенетическими образованиями [Шумилов, 2008б].

В результате полевых и лабораторных исследований девонских отложений в бассейне р. Цильмы нами впервые обнаружены в них многочисленные палеопочвенные горизонты. Само по себе обнаружение хорошо сохранившихся погребенных почв довольно значимо, поскольку находки палеопочв в девонских отложениях в силу ряда причин довольно редки [Marriott, Wright, 2006]. На территории Республики Коми лишь начале 70-х годов XX в. В.И. Чалышевым [1969] ископаемые почвы были описаны в красноцветных отложениях перми и триаса севера Предуральяского прогиба.

В изученной нами красноцветной толще палеопочвенные горизонты ритмично повторяются через интервал 1-2 м. Некоторые горизонты частично или почти полностью были эродированы в процессе осадконакопления. На приведенном рисунке представлен наиболее полный разрез палеопочвы, эродированный промоиной временного водотока (в левой части).

Приведенный профиль условно разделен на четыре горизонта.

Горизонт 1. Неизмененные коричнево-бордовые породы субстрата, представленные переслаиванием аллювиальных осадков алевропелитового состава. Породы плотные, крупнооскольчатые, вверх по разрезу постепенно переходят в среднеоскольчатые. Слои с преобладанием алевритового материала иногда включают одиночные обломки углефицированной растительности обычно небольших размеров. Мощность горизонта зависит от мощности ритма.

Горизонт 2. Промежуточная зона, характеризующаяся постепенным переходом среднеоскольчатой породы в комковатую через мелкооскольчатую. Появляются небольшие редкие пятна лиловой, розовой, желтоватой окраски; вдоль микротрещин происходит осветление пород со сбросом железа в полости этих трещин в форме оксидов и гидроокислов, реже образуются микроконкреции диаметром до 0,5 мм. Фиксируются редкие углефицированные корни девонской травянистой (?) растительности. Так же как и в нижележащем горизонте слои, обогащенные алевритовым материалом могут содержать редкий рассеянный растительный детрит. Мощность горизонта может достигать 20 см.

Горизонт 3. Собственно палеопочвенный горизонт, имеющий двучленное строение.

В нижней части породы комковатые до рассыпчатых, преобладающий цвет – лилово-фиолетовый. Широко развиты пятна обеления до желтовато-серого, розовато-серого, серого цветов с многочисленными микротрещинами (сферического характера), выполненными оксидами и гидроокислами железа, отчего порода локально приобретает крупчатую структуру. Помимо сероватых пятен встречаются участки, окрашенные в желто-зеленые, буровато-охристые, ржаво-красные тона.

Интервал характеризуется обилием инситу корневых систем, представленных субвертикальными слабоветвящимися индивидами толщиной до 1 мм. Каждый корень окружен резко ограниченной зоной оглеения голубовато-зеленого цвета диаметром 4-8 мм, что придает породе еще более пеструю окраску.

Венчает горизонт хорошо выраженный слой мощностью до 5 см, сложенный преимущественно мелкозернистым песком с многочисленными тонкими (0,1 мм) слоями мелкого растительного детрита. По-видимому, данный слой образовался на бывшей дневной поверхности палеопочвы при фильтрации денудированного при плащевом стоке материала травянистой растительности, останки которой были захоронены *in situ* или гипавтохтонно. Довольно часто к этому слою приурочены отдельные довольно крупные обломки растительности.

Обилие погребенной органики породило сплошную (плащевую) зону оглеения мощностью до 15 см. При этом процесс осветления развивался как в нижележащую почву, так и в перекрывающие крупнооскольчатые отложения следующего ритма (*горизонт 4*).

Общая мощность горизонта может достигать 40 см.

При изучении некоторых обнажений нами были обнаружены пологие корытообразные промоины, выработанные, вероятно, временными поверхностными водотоками. Заполнены они, как правило, материалом преимущественно алевритового состава с заметной примесью мелкозернистого песка, доля которого постепенно убывает вверх по разрезу. Часто наблюда-

ется косая разнонаправленная слоистость. Судя по всему, данные отложения являются русловыми. Главной их особенностью является приуроченность к их подошве многочисленных наиболее крупных фрагментов минерализованной девонской флоры вплоть до древесных свалов (в тальвегах палеорусел?). По мере того, как заполнялась депрессия, гранулометрическая крупность осадков, количество и размер растительных остатков уменьшались.

Таким образом, нами установлено, что большая часть наиболее крупного растительного детрита накапливалась на бывших девонских дневных поверхностях, особенно в палеодепрессиях, куда он транспортировался временными водотоками. Псевдоморфное замещение органики сульфидами меди и железа происходило на дне застойных водоемов (старицы, плайевые озера) в семиаридном климате. Генетической связи сульфидообразования, помимо парастерической, с палеопочвенными горизонтами на данный момент не выявлено.

Литература

- Бертенев И.П. О медных рудах на р. Цильме // Изв. Императорского рус. геогр. общ-ва, 1896, Т. XXXII. С. 136-141.
Карамзин Н.М. История государства Российского. Т.4 / Под ред. А. Н. Сахарова. М.: Наука, 1991. 832 с.
Чалышев В.И. Открытие ископаемых почв в пермских и триасовых отложениях // Докл. АН СССР, 1968. Т. 182. № 2. С. 426-429.
Чернов А.А. Полезные ископаемые Печерского края // Тр. инст-та по изучению севера. М.: 1926. Вып. 35.
Шумилов И.Х. История открытия первого медного месторождения в России // Горный журнал, 2008а. № 12. С. 88-90.
Шумилов И.Х. Меденосные зоны осветления в девонских терригенных отложениях Среднего Тимана // Мат-лы междунар. науч. конф., годичной сессии МО РМО, М.: ИГЕМ, 2008б. С. 92-94.
Шумилов И.Х. Медные руды девонских отложений Среднего Тимана // Сыктывкарский минералогический сборник (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 122). Сыктывкар: 2007. № 35. С.11-21.
S.B. Marriott, V.P. Wright Investigating paleosol completeness and preservation in mid-Paleozoic alluvial paleosols: A case study in paleosol taphonomy from the Lower Old Red Sandstone // Geol. Soc. of America, Special Paper 416, 2006. P. 43-52.

ЛОКАЛЬНЫЕ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ОГЛЕЕНИЯ

Шумилов И.Х., Симакова Ю.С.

ИГ КНЦ УрО РАН, shumilov@geo.komisc.ru, simakova@geo.komisc.ru

При исследовании меденосности красноцветных среднедевонских отложений Среднего Тимана были выявлены многочисленные локальные зоны оглеения, развивающиеся вокруг захороненной углефицированной ископаемой флоры. Вмещающие их коричнево-бордовые осадки сложены материалом пелитовой, алевроитовой и песчаной размерности в различных пропорциях; преобладают алевроитистые глины и глинистые алевроиты с массивными, параллельнослоистыми структурами. Оглеенные породы в свежем срезе окрашены в голубые цвета от светлого до лазурно-небесного. Со временем пребывания в атмосферных условиях окраска приобретает сначала зеленоватые оттенки, затем меняется на салатно-зеленую, далее появляются желтоватые тона.

Голубые оттенки оглеенных пород обусловлены процессами восстановления окисного железа (красные цвета) до закисного с образованием новых фаз, имеющих голубую окраску: $\text{Fe}(\text{OH})_2$ и алюмоферросиликаты [Глинка, 1983; Перельман, 1961; Борисенко, 1980].

Морфология и размер зон оглеения полностью определяются формой и размерами фрагментов захороненной растительности: оглеение распространяется во все стороны на глубину 6-8 радиусов обломка (вне зависимости от его размера), транслируя его форму в окружающую породу (рис. 1). Следует особо отметить, что слоистость исходной породы, обычно выражающаяся в чередовании существенно глиняных и алевроитовых слоев, не оказывает

какого-либо искажающего влияния на форму зоны оглеения, т.е. распространение процесса оглеения индифферентно к неоднородности (литологической) среды.

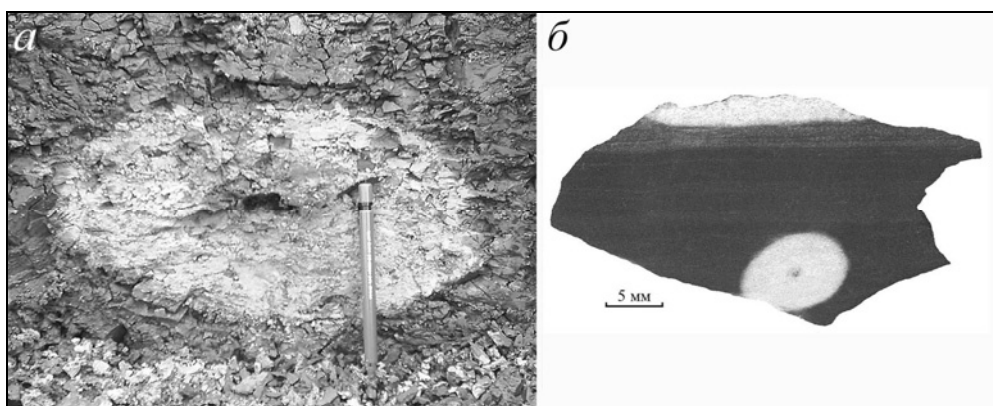


Рис. 1. Локальные зоны оглеения: вокруг крупного обломка ветви (а) и вокруг небольшого стебля (б)

Подобие форм органических обломков и зон оглеения вокруг них указывает на развитие глеевых процессов в диагенетическую стадию формирования осадков после их практически полного уплотнения. В противном случае наблюдалось бы значительное искажение форм зон оглеения по вертикали в результате усадки пелитолитов [Фролов, 1993]. Эллипсоидальные контуры приведенных на рис. 1 зон оглеения в вертикальном сечении обусловлены подобной (уплощенной) формой породивших их фрагментов флоры. Также отсутствовали какие-либо преимущественные направления в распространении реагентов, ответственных за оглеение (например, по слоистости пород, просачивание растворов под воздействием гравитации и т.д.).

Другой характерной чертой рассматриваемых зон оглеения является четкая и резкая граница между осветленной и исходной красноцветной породой: смена окраски происходит на интервале ~ 0.1 мм вне зависимости от гранулометрического состава матрицы (рис. 2).



Рис. 2. Граница между исходной коричневой и осветленной породой; шлиф, без анализатора

Для исследований минералого-химических преобразований пород при диагенетическом оглеении отбирались пары проб с одних и тех же слоев: исходная красноцветная порода и оглеенный ее аналог. В результате были выявлены следующие закономерности.

Изменения содержания порообразующих элементов при оглеении сводятся к некоторому увеличению содержания алюминия до 18-19 мас. % (против 15-16), незначительному снижению содержания калия (~ 10 отн. %), содержания прочих элементов остается довольно постоянным. Отдельного рассмотрения заслуживает преобразование и миграция железа. В исходных красноцветных породах содержится до 16% Fe_2O_3 и 0,4-0,6% FeO , в то время как в оглеенных аналогах, содержание окисного железа сокращается до 1,6-1,9% при возрастании содержания закисного до 1,3-1,5%. Таким образом, можно констатировать, что подавляющее количество окисного железа оглеения (за исключением конституционного, содержащегося в хлоритах и вулканических стеклах основного состава) мобилизуется и выносится за пределы зоны оглеения; лишь 5-7% его восстанавливается до закисной формы. Особо следует подчеркнуть рез-

кое возрастание карбонатности оглеенных разностей пород – содержание CO_2 увеличивается до 2,3% при исходном 0,3-0,4. При этом состав карбонатов изменяется с кальцитового (CaO – до 0,85, MnO – до 0,08, FeO <0,25, MgO <0,5) на магнезиально-марганцевый (CaO – до 3,5, MnO – до 0,86, FeO – до 0,39, MgO – до 0,61).

Фазовый состав иловой фракции (<5 мкм) проб был определен при помощи рентген-дифрактометрического анализа ориентированных образцов (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение – $\text{CuK}\alpha$). Анализировались пробы, составляющие пары: красноцветные породы и их оглеенные аналоги (рис. 3). Изучались дифрактограммы воздушно-сухих, обработанных глицерином, обработанных в 1N HCl и прокаленных при $t = 500^\circ\text{C}$ образцов. В результате исследования были выявлены нижеследующие закономерности.

Фон дифрактограмм образцов *красноцветных пород* сильно завышен, что обусловлено высоким содержанием окислов и гидроокислов железа, частично рентгеноаморфных, в ряде образцов отмечаются отчетливые рефлексы гетита. Глинистые минералы отличаются структурной разупорядоченностью, выражающейся в уширении рефлексов и уменьшении их интенсивности. Они представлены деградированными каолинитом, иллитом, гидратированным хлоритом и разбухающей смешанослойной фазой, по-видимому, смектит-иллит-хлоритового типа. Эта фаза в воздушно-сухих образцах характеризуется диффузным рефлексом с $d/n \sim 11,5\text{--}12\text{ \AA}$, при насыщении глицерином смещающемся до $16,5\text{ \AA}$ в отличие от смектита, чей рефлекс при обработке глицерином смещается до $18\text{ \AA}$.

Образцы *оглеенных пород* сложены каолинитом, смектитом, иллитом, гидратированным хлоритом. Каолинит преобладает и характеризуется довольно интенсивными рефлексами с малой полушириной, которые не исчезают даже на дифрактограммах прокаленных образцов. Слабоупорядоченные смешанослойные фазы иллит-смектитового типа обуславливают повышенный фон между 14 и $10\text{ \AA}$ -выми рефлексами. При насыщении препарата глицерином эти фазы разбухают, как и смектит (рефлекс d_{001}), до $18\text{ \AA}$, образуя весьма интенсивное отражение. Иллит отмечен в небольшом количестве, его рефлексы несколько уширены.

На дифрактограммах в области рефлексов 060 (полученных от разориентированных препаратов), несмотря на очень слабые и размытые рефлексы, в образцах красноцветных пород присутствует несколько более интенсивное отражение с $d/n=1,49\text{ \AA}$, чем в образцах оглеенных пород. Это значит, что в первом случае содержание диоктаэдрических алюмосиликатов пропорционально большее. Учитывая высокое содержание Fe-содержащих фаз в красноцветах, можно предположить, что при восстановлении железа до двухвалентного состояния в области оглеения происходит вхождение этого элемента в октаэдрические позиции структуры 2:1 слоистых силикатов и, следовательно, их триоктаэдризация. В восстановительной обстановке триоктаэдрические смектиты становятся более стабильными, чем смешанослойные фазы.

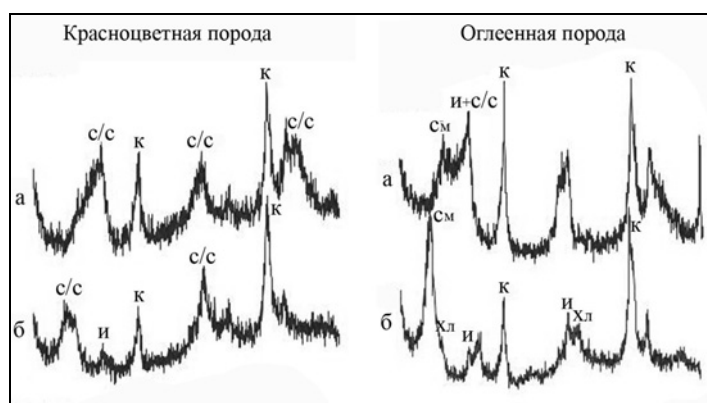


Рис. 3. Пример дифрактограмм иловой фракции красноцветной породы и ее оглеенного аналога: воздушно-сухих (а) и обработанных глицерином (б) образцов

Условные обозначения: К – каолинит, И – иллит, См – смектит, Хл – хлорит, С/С – смешанослойная фаза (смектит-иллит-хлоритового типа).

Таким образом, нами установлено, что глееобразование в красноцветных глинистых породах протекало после их уплотнения при диагенезе. При этом часть окисного железа (~5-7 отн. %), восстановленного до двухвалентной формы, оставалась на месте, образуя аутигенные фазы и входя в октаэдрические позиции слоистых силикатов, обуславливая их триоктаэдризацию. Трансформация глинистых минералов при оглеении выражается в улучшении структуры слоистых силикатов, каолинитизации и упорядочивании смешанослойной фазы: фаза смектит-иллит-хлоритового типа переходит в смектит-иллитовую.

Литература

- Борисено Е.Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. М.: Наука, 1980. 164 с.
Глинка Н.Л. Общая химия: Учебное пособие для вузов. Л.: Химия, 1983. 704 с.
Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов // Изв. высшей школы, 1961. 496 с.
Фролов В.Т. Литология. Т. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

ЦЕОЛИТИЗАЦИЯ ПЕПЛОВЫХ ТУФОВ В СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗЕ

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

Институт проблем нефти и газа РАН, bivrmyrzb@mtu-net

Обсуждение заявленной проблемы основано на материалах изучения вулканогенно-осадочных формаций, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский. Рассмотрены основные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен).

Для вертикального формационного ряда предостроводужных палеозон характерны турбидитно-гемипелагические флишоидные формации с горизонтами изменённых пепловых туфов (апопепловых метасоматитов) мощностью от 5-10 см до 2,5-3,0 м, которые сформировались субсинхронно с вулканическими комплексами. Цеолитизации подверглись пепловые туфы флишоидных комплексов развитой и зрелой палеодуг. В этом случае слои пепловых туфов сформировались синхронно с вулканизмом мегаплагиофировой и непрерывно дифференцированной известково-щелочной магматических серий соответственно. Для апопепловых метасоматитов примитивной приокеанической палеодуги характерны ассоциации кварца с альбитом, хлоритом и гидрослюдой (табл. 1).

Для минеральных ассоциаций апопепловых метасоматитов внешнего склона зрелой приматериковой дуги характерен кальциевый гейландит, который сочетается с кварцем, хлоритом, гидрослюдой, реже со смектитом и корренситоподобным минералом (см. табл. 1, 2). Минеральные ассоциации апопепловых метасоматитов представлены в отложениях преддуговой палеозоны развитой приокеанической дуги. Если судить по кампан-палеоценовым отложениям хребта Северный Кумроч, они состоят преимущественно из кварца с высокоглинозёмистыми цеолитами: ломонтитом или анальцимом в зависимости от глубины залегания на внешнем островодужном склоне. Тектурные особенности апопепловых метасоматитов (поточные, градационные, конволюнтные) рельефно выступают благодаря цеолитизации пепловых частиц (рис. 1).

Массированное поступление кристалло- и витрокластического пепла обеспечено в том числе, и за счет подводных направленных вулканических взрывов, сопровождаемых выделением большого количества флюидов. Флюиды стимулировали раннее постэксплозивное преобразование пе-

пла в морском бассейне. Тектурные особенности пород не противоречат представлениям об участии в седиментационных процессах уже цеолитизированных пепловых сегрегаций (см. рис. 1). Темноцветные минералы в цеолитовых сегрегациях сохраняются совершенно неизменными. Они выступают как пойкилобласты и представлены магнетитом, клинопироксенами и роговыми обманками. Последние часто встречаются в виде зерен с опацитовыми каймами. Содержание темноцветных кристаллокластов в сегрегации достигает 25%.

Таблица 1

Минеральные ассоциации апопепловых метасоматитов преддуговых палеозон

Минералы	ПМ	ПО		
		Р	П(II)	П(III)
Кварц	++	++	++	++
Альбит	-	++	-	-
Ломонтит	-	-	++	-
Анальцит	+	-	-	++
Гейландит	++	-	-	+
Хлорит	+	+	+	+
Корренситоподобный минерал	+	-	-	-
Смектит	-	+	+	+
Гидрослюда	-	+	-	+
Селадонит	-	-	+	-
Пренит	-	-	+	-

Примечание ПМ, ПО - типы вулканических дуг: ПМ – приматериковая, ПО – приокеанические; Р, П – стадии развития дуг: Р – ранняя, примитивная, П – поздняя развитая (С. Кумроч). Минералы: ++ главные, + второстепенные, – отсутствуют. II, III – зоны внешнего склона развитой дуги: II – расчленённого рельефа, III – глубоководные.

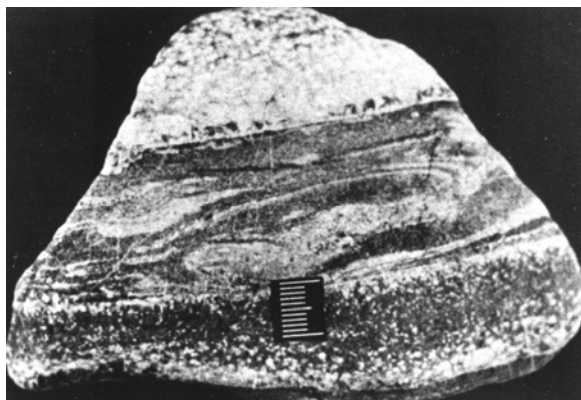


Рис. 1. Снимок текстуры апопеплового метасоматита. Светлое – сегрегации ломонтита

Как тектурные особенности рассмотренных выше пород, так и специфика их структуры и состава показывают, что пепловые сегрегации, возникшие в результате слипания пепловых частиц, в автокинетических потоках вели себя как единый самостоятельный пластичный литокласт, включающий большое количество кристаллокластов темноцветных минералов. Удержание зерен

темноцветных минералов и образование с участием пепловых сегрегаций в качестве обломочных фрагментов специфических потоковых, градационных и конволюнтных текстур было возможным благодаря формированию кремнисто-цеолитового (ломонтитового) каркаса в ранний постэксплозивный этап. Продолжающаяся динамическая кристаллизация ломонтита при перемещении пирокластического потока, защищенного от резкого остывания зонами закалки, могла усиливать сцепление пепловых частиц и тем самым способствовать формированию крупных (1,5х3,0 м) линзовидных слоев пепла. В диагенезе за счет флюидов, экранированных от рассеивания в пирокластическом потоке зонами закалки, продолжалось формирование цеолитовых сегрегаций с частичной перекристаллизацией ранее сформированных агрегатов и образованием краевых радиальных структур. Ломонтитовый каркас, в свою очередь, полностью экранировал изменение темноцветных минералов в то время, как во вмещающей алевролитовой массе изолированные пепловые частицы этих минералов подверглись стадийным (клинопироксены раньше роговых обманок) изменениям. При этом во вмещающем мат-

риксе шло образование смектита, селадонита, пренита, халцедона и кварца. Формирование ломонтита можно предполагать в условиях низкого парциального давления углекислоты во флюиде ($X_{CO_2}=0,03$; $P_{фл}=2$ кбара), что, в свою очередь, зависело от смещения состава флюидов в сторону солевого по сравнению с водно-углекислым [Плюснина, 1983]. Подвижное поведение кальция наряду с алюминием подтверждается образованием пренита, что свидетельствует о высокой интенсивности метасоматических процессов в диагенезе. Что касается источников пеплового материала, то его поступление в какой-то мере можно связать с эксплозиями, предшествующими или совпадающими с формированием экструзивных тел диорит-порфириров. Это утверждение основано на данных об основном (лабрадор-битовнит) составе кристаллокластов плагиоклазов в сочетании со значительной ролью в составе пирокластики пепловых частиц опациitized роговых обманок, которые характерны для диорит-порфириров. Смена состава цеолитов в апопепловых метасоматитах развитой палеодуги происходит в сторону минерала, формирование которого можно ожидать в условиях большого флюидного давления (от ломонтита к анальциму) [Kim, Burley, 1980].

Таким образом, наиболее выразительно различие осадочных флюидных комплексов прослеживается по минеральным ассоциациям измененных пепловых кристалло-витрокластических туфов из ритмично построенных турбидитно-гемипелагических толщ, сформированных на разных по глубинности уровнях внешнего островодужного склона. Главный породообразующий минерал апопепловых метасоматитов служит наиболее выразительным индикатором геодинамического типа палеодуги. Так, с известково-щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, с бимодальной спилито-кератофировой серией вулканитов примитивной дуги – альбита, с высокоглинозёмистыми вулканитами развитой энсиматической дуги – высокоглинозёмистых цеолитов: ломонтита и анальцима (см. табл. 2).

Таблица 2

Содержание окислов и ионов (расчет на 72, 8, 48, 96, 11 атомов кислорода) петрогенных элементов в минералах апопепловых метасоматитов преддуговых палеозон, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	61,43	66,91	53,00	56,69	42,75	59,62
Al ₂ O ₃	14,98	18,98	22,28	22,78	20,09	5,52
Fe ₂ O ₃	0,79	0,06	0,04	0,00	4,27	14,59
MgO	1,12	0,09	0,00	0,00	0,00	8,35
CaO	5,03	0,41	12,22	0,65	26,02	0,16
Na ₂ O	0,12	11,88	0,00	11,12	0,01	0,00
K ₂ O	0,27	0,13	0,04	0,00	0,00	9,08
сумма	83,74	98,46	87,58	91,24	93,14	97,50
ионы	72(0)	8(0)	48(0)	96(0)	11(0)	
Si	28,06	2,98	16,07	32,90	3,05	4,00
Al	8,06	1,00	7,94	15,66	1,69	0,43
Fe ³⁺	0,27	0,00	0,00	0,00	0,23	0,73
Mg	0,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84
Ca	2,47	0,02	3,85	0,42	1,99	0,01
Na	0,11	1,03	0,00	12,57	0,00	0,00
K	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77
Si/Al	3,48	2,98	2,02	2,10	1,80	93

Примечание. Минералы: 1 – гейландит, 2 – альбит, 3 – ломонтит, 4 – анальцим, 5 – пренит, 6 – селадонит. Анализы выполнены на приборе MS-46 (Геологический ин-т АН СССР) аналитик Воронин Б.И. Точность анализов 2-3% мас. к сумме окислов. Содержание TiO₂, MnO, Cr₂O₃ не превышает 0,05 % мас.; SrO и BaO отсутствуют.

Литература

Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 158 с.
Kim K.T., Burley B.J.A further studies of analcime solid solutions in the system NaAlSi₃O₈-NaAlSi₄O₄-H₂O with particular note of analcime phase transformation//Mineral. Mag. 1980. Vol. 43, № 7/8. P. 1035-1045.

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ «ЮСУПТАШСКОГО ТИПА»

Юсупов Р.Г., Рафиков Я.М.*, Эгамбердыев Э.Э

Геологический Музей Госкомгеологии Узбекистана

*Институт Геологии и Геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН РУз, rafikov_yalkin@mail.ru

На территории Узбекистана в «продуктивной толще» разреза прибрежно-морских палеогеновых отложений верхнеэоцен-нижнеолигоценового возраста с участием кварцевых песков и песчаников, гравелитов (суммарная мощность 120 м) установлен новый тип золото-платинометальной – **Te-Bi-Se-(Au-Ag-Pd-Hg-Pt-S-Rh-U-Co-Ni)** минерализации. По минералогеохимическим и геохимическим признакам руды принадлежат к ранее неизвестной в регионе золото-платинометальной (Au, Pd, Rh) минерализации (от 2 до 2,5 г/т Au, от 4,4 до 5,6 г/т Pd, до 0,035 г/т Rh) в комплексе с ураном и получили известность как перспективный «юсупташский» тип минерализации. Платинометальность «юсупташа» образует по практической значимости металлов платиновой группы последовательный ряд $Pd \geq Pt \geq Rh \geq \dots$

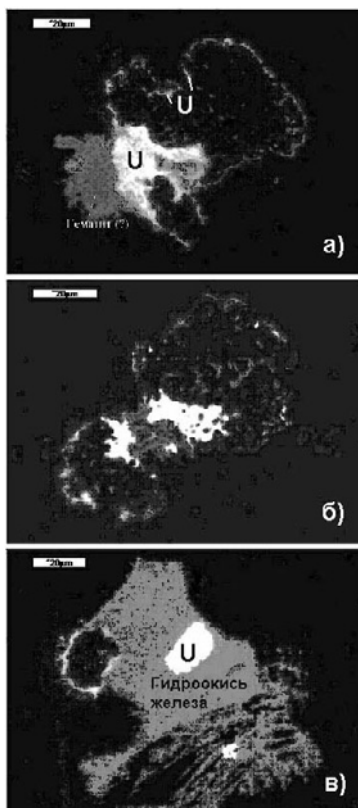


Рис. Опало-халцедоновая матрица. Выделения урановой минерализации по зонам роста гематита (а), грюнерита (б) и гидроокислов Fe-Si состава (в). Брикет. № ЮТ-1/2-6, участка 100×100 мкм. Юсупташская площадь.

На срезах галек сердолика (брикеты серии № ЮТ) выделяются минеральные окисно- и гидроокисные (Fe, Si и U) «включения» (рис.), возможно, с участием компонентов органического (углеродистого) минерального вещества. В минеральных включениях окислов и гидроокислов (Fe, Si и U) присутствуют (табл.) Pb (до 3,01 вес. %), Pd (900 до 5100 г/т), Pt (300-1100 г/т), включая Rh, Ru и Os. С ростом количества минеральных включений окислов и гидроокислов Fe нарастают в матрице диоксида кремния примеси Co, Ni, V и др.

Условия формирования пород Юсупташа протекали в обстановке энергетически напряженной сопряженности морских вод и береговой линии, в которой проходила активная переработка (дробление, истирание, перемыв и др.), а также сепарация привнесенного с суши каменного рудного и нерудного материала на составляющие их минеральные компоненты, которые служат показателями поступления благородных металлов (коренные объекты в пределах береговых линий палеоморей), а также определяют их практическую значимость и ценность. Внутренняя композиция литоральных россыпей и концентрации в них золото-платинометальной минерализации (Au, Pd, Pt, Rh и др.), прежде всего, тесно связаны с гравитационной дифференциацией компонентов осадка.

Золото-платинометальная минерализация литоральной зоны, скорее всего, связана с перемывом континентальных – аллювиальных золото- и платинометальных отложений, их размывом в волноприбойной зоне и последующей локализацией в составах кварцевых песчаников, гравийно-галечников (в наноструктурной форме). В пляжевых песках и галечниках происходило формирование обособлений в виде тонких линзовидно-ленточных залежей, а также накопление благородных металлов по плотнику (россыпей).

Таким образом, верхнеэоцен-нижнеолигоценовые гравий-галечниковые породы и кварцевые песчаники на юсупташской площади представляют собой образования, сформировав-

шиеся в морских-пляжных (литоральных) фациальных условиях с практически значимой золото-платинометальной минерализацией.

Таблица

Результаты химического состава платинометальной минерализации с юсупташской площади (микрозондовые определения), ат. %

	ЮТ-1	ЮТ-2	ЮТ-3	ЮТ-4	ЮТ-5	ЮТ-6	ЮТ-7	ЮТ-8	ЮТ-9	ЮТ-10
Si	0,21	0,16	2,34	2,54	7,51	26,86	0,52	12,29	13,86	0,87
Al	0,09	0,15	0,13	0,15	0,09	0,11	0,03	0,18	0,25	0,04
Na	0,28	0,86	0,51	1,10	0,32	0,28	-	0,09	0,21	-
K	0,09	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
Ca	2,86	3,19	2,96	3,13	1,19	1,83	-	0,04	0,08	0,06
Mg	-	0,06	-	-	-	-	-	0,07	0,13	-
Fe	14,81	8,73	7,95	2,13	2,58	1,82	69,51	48,45	46,73	68,44
Mn	-	-	-	-	0,15	-	0,05	0,10	0,06	0,01
Ti	-	-	-	-	-	0,11	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	0,03	0,16	0,12	0,03	0,11
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,17
Ba	-	-	-	0,05	5,63	-	-	-	-	-
Pb	2,33	2,02	2,79	2,25	0,80	0,21	-	-	-	-
Cu	-	-	-	0,07	-	-	-	-	-	-
Pt,г/г	1800	1000	700	300	1200	1100	-	-	-	-
Pd,г/г	1400	900	2800	4500	8000	5100	-	-	-	-
Os,г/г	300	1400	3200	400	3500	2600	-	-	-	-
Ir,г/г	1000	300	4300	1300	7300	-	-	-	-	-
U	64,18	68,71	68,30	72,75	57,78	32,68	0,16	1,09	1,87	-
Th	0,68	0,30	-	0,44	1,13	1,24	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	0,05	0,09	0,03
O	14,42	14,14	15,21	15,21	58,21	32,68	29,53	37,48	36,02	30,60
Сумма	100,10	98,68	100,95	100,37	97,39	98,73	100,03	100,07	99,33	100,44

Примечание. Пробы ЮТ-1; 2; 3; 4; 5; 6 – состоят из опало-халцедоновой матрицы с обособлениями окислов и гидроокислов железа и минералов урана; ЮТ-7 – окисно- и гидроокисные обособления железа; ЮТ-8; 9 – кремнисто-гидроокисные обособления железа; ЮТ-10 – гематит.

Золото-платинометальный минеральный комплекс, кроме Au, представляет триада из платины и платиноидов (Pd, Pt, Rh), которым сопутствуют уран и др. Эта минерализация будучи в наноструктурной (кластерной) форме (в среднем – 100 нм размерности) локализуется в составах (включениях) Fe-Si-U окисдно- и гидроокисдных минеральных компонентах галечников (сердолики, опалы, халцедоны и др.) и, собственно, в зернах кварцевых песчаников. Золото-платинометальная (кластерная) минерализация как продукт перемива золото- и платинометальных палеоаллювиальных россыпей, а также коренных Ag-Au и других месторождений, представлена практически значимыми Au, Pt и платиноидами в комплексе сопутствующих компонентов (U, Se, Te, Pb и др.).

Пока не выявлена россыпная локализация «тяжелых» минералов (самородные Au, Ag-Au, Pd и другие минеральные формы платины и платиноидов) на поверхностях пород или т.н. «плотиках», формирование, распространение и накопление которых не исключается для условий становления золото-платинометальной минерализации юсупташского типа.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

1 Абдрахманов Р.Ф.	6	40 Мурдасова Н.М.	91
2 Анисимова Г.С.	9, 12	41 Мустафин С.К.	93
3 Ахметов Р.М.	6	42 Насыртдинова Д.М.	96
4 Бажин Е.А.	106	43 Николаев А.Г.	96
5 Баранова Т.Н.	128	44 Новоселов К.А.	19
6 Беликова Г.И.	15	45 Носова А.А.	83
7 Белогуб Е.В.	19	46 Павлов А.Г.	98
8 Блинов И.А.	19	47 Пак Н.Т.	130
9 Борисов С.В.	74	48 Пальчик Н.А.	88
10 Бочаров С.Н.	123	49 Первухина Н.В.	74
11 Воронин Б.И.	138	50 Плоткина Ю.В.	123
12 Горожанин В.М.	22, 25	51 Попова С.К.	9
13 Горожанина Е.Н.	22	52 Пучков В.Н.	100
14 Грановская Н.В.	27	53 Рафиков Я.М.	103, 141
15 Данукалов К.Н.	29	54 Рейхард Л.Е.	105
16 Дойникова О.А.	83	55 Савельев Д.Е.	106
17 Ерёмин О.В.	43	56 Салихов Д.Н.	15
18 Зайков В.В.	33, 37	57 Серавкин И.Б.	109
19 Зайкова Е.В.	33, 37	58 Сергеева Н.Д.	114
20 Заякина Н.В.	9	59 Силаев В.И.	70
21 Знаменская Н.М.	40	60 Симакова Ю.С.	135
22 Знаменский С.Е.	40	61 Синяковская И.В.	117
23 Казанцева Т.Т.	45, 49, 53	62 Сначев В.И.	106
24 Кобзарева Ж.С.	27	63 Степанов В.А.	78
25 Ковалев С.Г.	58, 61	64 Султанова А.Н.	37
26 Козлов В.И.	114	65 Сунгатов Ф.А.	37
27 Кольчугин А.Н.	64	66 Таиров А.Д.	33
28 Королев Э.А.	64, 67	67 Тибилов И.В.	120, 123
29 Котляров В.А.	33	68 Тимофеева Е.А.	125
30 Кочергин А.В.	70	69 Туресебеков А.Х.	128
31 Кринов Д.И.	83	70 Усманов И.А.	130
32 Куратьева Н.В.	74	71 Черникова Т.И.	106
33 Лятифова Е.Н.	73	72 Шарипов Х.Т.	128
34 Магарилл С.А.	74	73 Шумилов И.Х.	132, 135
35 Мельников А.В.	78	74 Эгамбердиев Э.Э.	100
36 Мельников В.Д.	78	75 Юркова Р.М.	138
37 Мичурин С.В.	40, 81, 83	76 Юсупов Р.Г.	103, 141
38 Мороз Т.Н.	15, 88	77 Эгамбердыев Э.Э.	103, 141
39 Морозов В.П.	64		

Научное издание

**Минералы и минералообразование
в природных и техногенных процессах**

Материалы Всероссийской конференции,
посвященной 40-летию Башкирского отделения РМО

Подписано в печать 03.08.2009.

Формат 60×84 1/8. Бумага офсетная. Гарнитура «Times New Roman».

Печать офсетная. Усл. печ. л. 16,72. Уч.-изд. л. 19,99.

Тираж 100 экз. Заказ 417

Отпечатано в полном соответствии с предоставленным оригинал-макетом

в ООО «ДизайнПолиграфСервис»

450000, г. Уфа, ул. К. Маркса, 37, корп. 3; оф. 205

тел./факс (347) 291-13-60;

dizain_press@mail.ru