



**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

**Учреждение Российской Академии Наук
Институт геологии и геохимии имени академика А.Н. Заварицкого**
Уральская секция Научного Совета по проблемам металлогении и рудообразования
Уральский петрографический совет
Горнопромышленная ассоциация Урала

**V УРАЛЬСКИЙ
ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫЙ ФОРУМ**

**КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ –
ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ, ДОБЫЧА
И ПЕРЕРАБОТКА РУД**

1-5 октября 2013

МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

V Чтения памяти С.Н. Иванова



**Екатеринбург
2013**

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

**Учреждение Российской Академии Наук
Институт геологии и геохимии имени академика А.Н. Заварицкого**
Уральская секция Научного Совета по проблемам металлогении и рудообразования
Уральский петрографический совет
Горнопромышленная ассоциация Урала

V УРАЛЬСКИЙ ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫЙ ФОРУМ



**КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ –
ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ, ДОБЫЧА
И ПЕРЕРАБОТКА РУД**

1-5 октября 2013

МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

V Чтения памяти С.Н. Иванова

**Екатеринбург
2013**

**Колчеданные месторождения – геология, поиски, добыча и переработка руд.
Материалы Всероссийской научной конференции (V Чтения памяти С.Н. Иванова).**
Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2013. 200 с. Номер НИСО 39 (13)

Сборник содержит материалы докладов Всероссийской научной конференции «Колчеданные месторождения – геология, поиски, добыча и переработка руд», посвящённой памяти выдающегося российского учёного члена-корреспондента РАН Святослава Несторовича Иванова. Конференция проводится в рамках V Уральского горнопромышленного форума. В докладах рассматривается широкий круг проблем генезиса колчеданных месторождений, их поисков, переработки пород и руд и ряд связанных с этим экологических вопросов.

Редакционная коллегия:

Академик РАН **С.Л. Вотяков** (ответственный редактор)
д.г.-м.н. **А.Ю. Кисин**, к.г.-м.н. **В.П. Молошаг** (зам. ответственного редактора)
к.г.-м.н. **Е.И. Сорока** (учёный секретарь)

*Издание подготовлено при финансовой поддержке
Горнопромышленной ассоциации Урала*

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ ИЗ ИЗВЕСТНЯКОВ НА САФЬЯНОВСКОМ МЕДНОКОЛЧЕДАННОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Анфимов А.Л.¹, Сорока Е.И.¹, Лещёв Н.В.²

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

² ОАО «Сафьяновская медь», г. Реж

Сафьяновское медноколчеданное месторождение находится в пределах Восточно-Уральского поднятия в южной части Режевской структурно-формационной зоны. Оно локализовано в измененных среднедевонских вулканогенных риолит-дацитовых и вулканогенно-осадочных породах [2], вскрытых в карьере Главной рудной залежи (в 10 км на северо-восток от г. Реж). Рудовмещающая толща имеет мощность около 400 м. Главная залежь массивных колчеданных руд имеет длину 400 м при ширине до 140 м. Южный фланг залежи резко выклинивается, а северный переходит в серию апофиз, которые представлены массивными и прожилково-вкрапленными сульфидными рудами. Массивные медноколчеданные руды состоят из пирита, халькопирита и сфалерита. В подчиненном количестве присутствуют блеклые руды (теннантит и тетраэдрит), дигенит, энаргит, фаматинит и галенит; редко встречаются марказит, пирротин, арсенопирит, золото. Медно-цинковые руды отличаются повышенным содержанием сфалерита и присутствием галенита [8]. Глубина карьера в настоящее время достигает 170 м. При достижении глубины 200 м месторождение будет разрабатываться шахтным способом.

На юго-западном фланге месторождения в зоне контакта с серпентинитами в настоящее время пройдена штольня, устье которой расположено на дне карьера. При проходке штольни вскрыто тело известняков, подсеченное скважинами 2240, 2232, 2228 и 2229 на линии Зю на глубине 160-200 м. Длина карбонатного тела вдоль линии скважин Зю достигает 290 м, мощность уменьшается от 23 м в скважине 2240 до 6 м в скважине 2229; т.е. в юго-восточном направлении происходит выклинивание карбонатных пород и их замещение углисто-кремнистыми породами. В 2013 году из штольни на глубине 200 м были пробурены две субгоризонтальные скважины 2341 и 2340 длиной по 50 и 51 м в направлении на восток и юго-восток. Керн от устья скважин на расстоянии 7.2-7.8 м представлен серым и темно-серым биоморфно-детритовым амфиоровым известняком, разбитым многочисленными трещинами с кальцитом. Примерно в 50 м на северо-восток от устья скважин при проходке штольни был отобран образец Ш-1-12 серого сгустково-детритового известняка без видимой фауны, также интенсивно разбитого трещинами с белым кальцитом. Из упомянутых образцов были изготовлены шлифы для определения микрофауны.

В шлифах из сгустково-детритового известняка обнаружены фораминиферы *Parathuramina magna* Antropov, *P. elegans* Pojark., *P. paulis* Byk., *P. devonica* Viss., *Eotuberitina reitlingerae* M.-M. Clay, *Cribrosphaeroides* sp. [1]. В шлифах из биоморфно-детритового амфиорового известняка помимо амфиопор определены *Parathuramina magna* Antropov, *Eotuberitina reitlingerae* M.-M. Clay, *Cribrisphaeroides* sp., *Irregularina* sp., *Irregularina morpha*, *Irregularina tcheshlavkaensis* Byk., *Calcisphaera* sp., *Auroria* sp., *Auroria ferganensis* Pojarkov. У раковин *Parathuramina magna* Antropov, *Eotuberitina reitlingerae* M.-M. Clay, отчетливо выражен диск прикрепления, т.е. они относятся к прикрепленному бентосу. Раковины же *P. elegans* Pojark., *Calcisphaera* sp. по морфологии можно отнести к планктону; небольшое количество планктонных форм говорит о мелководности морского бассейна. Данный комплекс фораминифер распространен в известняках эйфельского и живетского ярусов, некоторые раковины могут быть встречены и в известняках франского яруса (рис. 1). Видовое однообразие фораминифер в карбонатных породах свидетельствует о неблагоприятных условиях обитания и мелководности бассейна осадконакопления (возможно, зарифовые лагуны в верхней части палеоподнятий, где наблюдались нарушения солености) [7]. Мелководность бассейна подтверждается обнаружением в образцах многих карбонатных девонских и каменноугольных пород Сафьяновского месторождения цианобактерий и зеленых водорослей [3].

При бурении скважин в 1980-1990 годах под серпентинитами были обнаружены тела известняков мощностью до 80 м с фораминиферами *Aururia delineata* L. Petr., *Tamarina corpulenta*

Отдел	Ярус	Подъярус	Состав пород	Мощность, м	Фауна	Состав пород
Нижний карбон	Турнейский	Верхний		470	Septaglomospiranela cf. triangularis, Chernyshinella ex. gr. glomiformis, Endothyra latispiralis	Сафьяновская толща: базальты, андезитово-базальты порфиновые, реже афировые, их туфы, часто краснокаменно измененные. Андезиты порфиновые, их туфы, туффиты, туфопесчаники, участками краснокаменно измененные. Туфы риолитов и дацитов, игнимбриты. Алевролиты глинисто-кремнистые, спонголиты, радиоляриты. Переслаивание алевролитов, туффитов, туфопесчаников. Горизонты обломочных и органогенно-детритовых темно-серых и черных известняков с прослоями кремней, микрофауной фораминифер, алевролитов глинисто-кремнистых и углеродисто-кремнистых, яшмоидов.
		Нижний		190	Diplosphaerina magna, Septaglomospiranela karakurensis, S. var. kazakhstanica, Chernyshinella ex. gr. glomiformis	
Верхний девон	Фраменский	Верхний		370	Diplosphaerina magna, Parathuramina dagmarae, P. paratuberculata, Radiosph. ponder., Renalcis dev. Septatournaella segmentata, Asterosphaera pulchra	
		Нижний		450	Palmatolepis triangularis Sann. Cribrosphaeroides simplex Reitl. Palmatolepis cf. transitans Polygnatus ex. gr. varcus Eotuberitina reitlingerae Parathuramina magna	
Средний девон	Живетский	Верхний		700	Parathuramina tamarae P. magna, P. elegans, Auroria ferganensis, Cribrosph. Scoliopora insueta Yanet Tienodiction cf. rarus Bogoyavl. Alveolitella reptata Yanet	Кривчанская толща алевропелиты углисто-глинисто-кремнистые, карбонатно-кремнистые, участками ритмично переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками полимиктовыми, известняки серые до темно-серых битуминозные органогенно-детритовые с амфиорами, гравелиты, песчаники, алевролиты
		Нижний				
	Эйфельский	Верхний		250	Favosites karpinskyi Yanet	Известняки серые и темно-серые органогенно-детритовые
Нижний девон	Лохковский	Верхний			Ozarcodina confluens (Branson et Mehl.) Ancyrodelloides transitans (Bish. et Sannemann)	Пелиты, алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые, туфоалевролиты, известняки. Базальты афировые.

Рис. 1. Стратиграфическая колонка Сафьяновского медноколчеданного месторождения составлена на основе материалов отчета Коровко А.В., Двоеглазова Д.А., 1985-1990 г.г. Дополнена данными по микрофауне из литературных источников и собственных материалов авторов

L. Petr., *Parathuramina aff. tamarae* L. Petr., что определенно указывает на эйфельско-живетский возраст карбонатных пород [3, 4]. В 2008-2009 годах в нескольких точках выходов углеродисто-кремнистых пород в юго-восточной и южной части карьера (горизонты 187-100 м) были обнаружены некарбонатные раковины (кварц, апатит) фораминифер *Parathuramina aff. tamarae* L. Petrova, 1981, также указывающие на эйфельско-живетский возраст вмещающих пород [5, 6]. В отличие от карбонатных раковин фораминифер того же вида, некарбонатные раковины имеют уменьшенные размеры и меньшее количество устьев, что можно объяснить неблагоприятными условиями оби-

тания в мелководном морском бассейне, где карбонатное осадконакопление было подавлено значительным привнесом вулканического материала. В одном из сечений раковин обнаружен диск прикрепления; это свидетельствует о том, что эти раковины – прикрепленный бентос. Хорошая сохранность фораминифер, нередкое обволакивание раковин пелитовым материалом, следы продавливания осадков указывают на захоронение раковин в мелководных морских условиях недалеко от места обитания [6]. При детальном изучении их с помощью электронного микроскопа JSM-6390LV (JEOL) и ЭДС-спектрометре Inca Energy 450 (ИМин УрО РАН, оператор В.Н. Котляров и лаборатория ФХМИ ИГГ УрО РАН, оператор С.П. Главатских) было установлено, что первоначально раковины были сложены карбонатным (арагонитом, кальцитом) и органическим псевдохитиновым материалом, впоследствии замещённым апатитом и кварцем [5].

В заключение можно сказать, что изученные карбонатные породы из штольни Сафьяновского месторождения имеют среднедевонский возраст и формировались в мелководном морском бассейне с периодическими нарушениями солёности и вследствие этого с неблагоприятными условиями существования, возможно, в условиях зарифовых лагун в верхней части палеоподнятий.

Исследования выполнены при финансовой поддержке совместного проекта УрО РАН 12-С-1032.

Литература

1. Антропов И.А. Новые виды фораминифер верхнего девона некоторых районов востока Русской платформы // Известия Казанского филиала АН СССР. Геол. Ин-т., 1950. № 1. С. 20-28.
2. Коровко А.В., Двоглазов Д.А, Лещев Н.В. и др. Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение (Средний Урал) // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 152-153.
3. Коровко А.В., Постоялко М.В., Степанова Т.И. и др. Стратиграфия и фауна образованный девона и карбона Сафьяновского рудного поля (Средний Урал) // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ, ОАО УГСЭ, 1999. С. 136-141.
4. Петрова Л.Г. Фораминиферы среднего девона восточного склона Урала // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 81-101.
5. Чувашов Б.И, Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Ярославцева Н.С. Новые данные о возрасте рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения (Средний Урал) на основе фораминифер // ДАН, 2011. Т. 439. № 5. С. 648-650.
6. Чувашов Б.И, Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Ярославцева Н.С. Девонские фораминиферы с некарбонатной раковиной рудовмещающей толще Сафьяновского месторождения (Средний Урал) // Литосфера, 2012. № 5. С. 114-126.
7. Чувашов Б.И. История развития и биоэкономическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М.: Наука, 1968. 131 с.
8. Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 71 с.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ПРОДУКТАХ СУБМАРИННОГО ОКИСЛЕНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ РУД

Аюпова Н.Р.^{1,2}, Масленников В.В.^{1,2}, Целуйко А.С.²

¹ Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, ayupova@mineralogy.ru

² Южно-Уральский госуниверситет, г. Челябинск

Сведения о форме нахождения элементов-примесей и особенностях их распределения в колчеданных залежах широко используются в решении генетических вопросов, т.к. микрокомпоненты руд более чувствительно реагируют на изменения условий минералообразования, чем их основные компоненты. В связи с этим, акцессорные минералы в продуктах полного субмаринного окисления колчеданных руд – госсанитах могут быть использованы для оценки концентрации или рассеяния элементов-примесей на завершающих этапах становления колче-

данных залежей. Кроме того, в железисто-кремнистых слоях надрудных и подрудных толщ и на удалении от рудных залежей сульфидные минералы и связанные с ними редкие минералы исчезают, кроме поздних диагенетических разновидностей пирита, что является одним из критериев при прогнозировании колчеданных залежей и разбраковке литохимических аномалий.

Госсаниты на многих колчеданных месторождениях присутствуют в виде стратифицированных горизонтов мощностью от первых сантиметров до первых метров обычно в кровле рудных тел и в верхней части рудных циклитов на флангах [5,6,1,9]. Количество рудных циклитов на разных месторождениях колеблется от 1 до первых десятков в различных частях рудной залежи и, вероятно, отражает периодичность гидротермальной деятельности и ритмичность снесенных с холма продуктов разрушения сульфидных руд, испытавших повторное окисление. Для госсанитов характерны реликтовые текстуры замещения обломочных сульфидных, гиалокластогенных и карбонатных составляющих исходных осадков [9]. Придонные преобразования этих компонентов в субщелочных кислородных условиях и последующие диа-катагенетические процессы привели к формированию гематит-кварцевых, карбонат-гематитовых, хлорит-гематитовых, хлорит-гематит-магнетитовых и магнетитовых госсанитов.

Госсаниты, как современных, так и древних колчеданоносных полей во многом наследуют особенности состава колчеданных руд и характеризуются повышенными содержаниями халькофильных элементов. Микроскопические и электронно-микроскопические исследования подтверждают присутствие агрегатов собственных минеральных форм некоторых элементов-примесей руд в госсанитах, образованных как результат окисления и разложения сульфидных минералов. На различных месторождениях наблюдается различная динамика преобразования сульфидных руд различных текстурных типов и, в связи с этим, госсаниты некоторых месторождений характеризуются не столь контрастной минералогией халькогенидов.

На Молодежном месторождении в хлорит-гематитовых госсанитах (2 рудное тело) установлено самородное золото в ассоциации с селенидами. Крупные (10–20 мкм) изометричные выделения самородного золота (Au 81.65 мас. %; Ag 18.18 мас. %) встречаются в редких реликтовых халькопирит-теннантитовых обособлениях. Многочисленные мелкие (1–4 мкм) включения золота приурочены к теннантиту, развивающемуся по халькопириту. Удлиненные, изогнутые и причудливые выделения тонкодисперсных (1–2 мкм) и микроскопических (9–15 мкм) селенидов локализованы в халькопирите и теннантите и представлены клаусталитом и науманнитом. В тесной ассоциации с клаусталитом обнаружен рокезит CuInS_2 . Следует отметить, что науманнит и рокезит обнаружены впервые на колчеданных месторождениях Урала.

На Юбилейном месторождении (2 рудное тело) заслуживает особого внимания обнаружение многочисленных выделений низкопробного золота и электрума (Au 43.49–63.00 мас. %; Ag 37.00–56.51 мас. %) размером 5–20 мкм, а также разнообразных теллуридов (кервеллеит и гессит) и селенидов (селенсодержащий галенит и клаусталит) в карбонат-гематитовых госсанитах, содержащих реликтовые обломки халькопирита труб «черных курильщиков».

На Чебачьем месторождении в кварц-гематитовых госсанитах установлено низкопробное золото (Au 68.95 мас. %; Ag 30.96 мас. %) размером около 10 мкм сглажено-угловатой кристаллоподобной формы в новообразованном халькопирите и многочисленные включения гессита в ассоциации с галенитом в псевдоморфозах гематита по сульфидам.

На Александринском месторождении в хлорит-гематитовых госсанитах распространена барит-сфалерит-халькопиритовая минеральная ассоциация. Встречаются выделения борнита, развивающегося по халькопириту, содержащему микровключения реньерита и станноидита [6]. Сфалерит госсанитовых слоев содержит микровключения теллуровисмутита, а в халькопирит-галенитовой ассоциации наблюдаются штрмейерит и штюццит.

На месторождении Лаханос (Восточные Понтиды) в основной железисто-кремнисто-глинистой массе госсанитов в ассоциации с реликтовыми частицами сульфидов пирит-марказит-халькопиритового, халькопирит-теннантитового, халькопирит-борнитового состава особый интерес представляют редкие сульфовисмутиды – айкинит, виттихенит и эмплектит [2]. Айкинит (CuPbBiS_3) приурочен к халькопириту и встречается в виде: 1) ксеноморфных агрегатов в сростании с халькопиритом и теннантитом, возможно, замещая их, 2) разорванных прожилковидных скоплений в халькопирите и 3) отдельных мономинеральных агрегатов размером 30–40

мкм, образованных в результате разложения теннантита. Виттихенит (Cu_3BiS_3) образует ксеноморфные агрегаты размером 100–110 мкм в сростании с халькопирит-борнитовыми, борнитовыми и баритовыми обособлениями. В большинстве случаев виттихенит в виде плотной массы развивается по борниту. Часто наблюдается псевдоморфное замещение виттихенита гетитом. В отличие от виттихенита в реликтовых фрагментах труб «черных курильщииков» в виттихените госсанитов отсутствуют примеси Se, Ag, Te. Эмплектит (CuBiS_2) (размер до 20 мкм) встречается в сростании с виттихенитом. В отраженном цвете эмплектит имеет серовато-белый цвет с кремовым оттенком и оптически не отличим от виттихенита. В составе эмплектита по сравнению с виттихенитом наблюдается повышенное содержание Fe (до 6.84 мас. %), появляется примесь Sb и Se. Содержание этих элементов-примесей можно объяснить сохранением микровключений исходных сульфидов.

На Западно-Озерном месторождении в тонкозернистых магнетитовых рудах, образованных в результате последовательного замещения сфалерит-пиритовых руд магнетитом, установлены многочисленные выделения электрума, селеносодержащего галенита, гессита и касситерита. Электрум (мас. %: Ag 41–43; Au 57–59) в реликтовом сфалерите образует отдельные включения размером 1–2 мкм, фиксируется в ассоциации с новообразованным халькопиритом, а также в магнетите. Многочисленные скопления галенита, содержащего от 4 до 7 мас. % Se, появляются в магнетитовой ассоциации. В реликтах сфалерита обнаруживаются субмикроскопические выделения касситерита (менее 1–3 мкм) и гессита. Вкрапленность касситерита, иногда и гессита установлена также в магнетите без видимой связи с сульфидами.

Необычайно высокая концентрация некоторых элементов-примесей и формирование собственных минеральных форм в ассоциации преимущественно с самородным золотом в зоне субмаринного окисления колчеданных руд является результатом локального перераспределения элементов, изоморфно входивших в состав рудообразующих минералов, а также разложения высокотемпературных теллуридов колчеданных руд при низких температурах. В большинстве случаев акцессорные минералы связаны с новообразованными сульфидными ассоциациями и иногда образуют самостоятельные выделения в основной железистой массе госсанитов. Факторы отложения этих акцессорных минералов могут быть различными. Большое влияние на минералообразование в зоне формирования госсанитов оказывают локальные равновесия, что и предопределяет пестроту их минерального состава.

Обогащение золотом и серебром в госсанитах связано с присутствием двух типов самородного золота – реликтовым и новообразованным. Высокая активность серы в процессах разложения сульфидов позволяет предположить перенос золота и серебра в виде тиосульфатных комплексов, в связи с чем в госсанитах возможны находки золота разной пробы и электрума [7, 4].

Появление селенидов свидетельствует об усилении активности селена в окислительных условиях преобразования сульфидных руд. Установлено, что появление даже следовых количеств селена (10^{-8} моль · кг⁻¹) в растворе оказывается достаточным для пересыщения раствора по отношению к селеносодержащим фазам в низкотемпературных щелочных условиях [8].

Известно, что окисление висмутсодержащего теннантита в воде, приведенной в равновесие с атмосферой ($T=25^\circ\text{C}$ и $P=1$ атм), происходит с образованием новых минеральных фаз, в том числе висмутовых и железистых [3]. Кроме того, минеральная фаза теллура, например Bi_2SeTe_2 (кавацулит), в условиях гипергенеза так же легко растворяется в воде с образованием новых минеральных форм висмута и селена, формируя так называемые руды вторичного обогащения. Вероятно, описанные процессы минералообразования происходят и при формировании госсанитов.

Предполагается, что олово может концентрироваться в сфалерите в виде изоморфной примеси [9]. Касситерит в магнетитовых рудах мог появиться как продукт субмаринного окисления Sn^{2+} , входящего в структуру сфалерита.

Работы поддержаны проектом ориентированных фундаментальных исследований (№ 13-5-012-НЕДРА) и Федеральной целевой программой «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы (ГК № П237)

Литература

1. Аюпова Н.Р., Масленников В.В. Гальмиролититы Узельгинского колчеданоносного поля (Южный Урал). Миасс: УрО РАН, 2005. 199 с.
2. Аюпова Н.Р., Масленников В.В. Сульфовисмутиды в окисдно-железистых продуктах субмаринного окисления обломочных руд медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Восточные Понтиды) // Записки РМО, 2013. № 2. С. 83–93.
3. Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Оценка и прогноз потенциального загрязнения токсичными элементами окружающей среды объектами горнорудной промышленности: методические аспекты // Электронный научный журнал «Исследовано в России», 2009. С. 1555–1571.
4. Сергеев Н.Б. Динамика формирования зонального профиля выветривания сульфидных месторождений // Геол. рудн. месторожд., 1995. Т. 37. № 6. С. 547–557.
5. Теленков О.С., Масленников В.В. Автоматизированная экспертная система типизации кремнисто-железистых отложений палеогидротермальных полей Южного Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 200 с.
6. Тесалина С.Г., Масленников В.В., Сурин Т.Н. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 228 с.
7. Huston D.L., Botyryll A.S., Greelman R.A. et al. Geologic and Geochemical Controls on the Mineralogy and Grain Size of Gold-Bearing Phases, Eastern Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits // Economic Geology, 1992. Vol. 87. P. 542–563
8. Layton-Matthews D., Peter J.M., Scott S.D., Leybourne M.I. Distribution, mineralogy, and geochemistry of selenium in felsic volcanic-hosted massive sulfide deposits of the Finlayson Lake District, Yukon Territory, Canada // Economic Geology, 2008. V. 103. P. 61–88.
9. Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R. Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals // Ore geology reviews, 2012. V. 47. P. 5–41.

ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА ПРИ ОБОГАЩЕНИИ РУД ОКТЯБРЬСКОГО МЕДНО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БАШКОРТОСТАН)

Белогуб Е.В.¹, Масленников В.В.¹, Цигалов А.М.²

¹ - Институт Минералогии УрО РАН, г. Миасс, bel@mineralogy.ru,

² – Магнитогорский государственный университет

История Бурибая тесно связана с добычей золота и меди. Археологические данные показывают, что добыча золота и меди на Южном Урале началась еще в третьем тысячелетии до нашей эры. Использовались окисленные руды медно-колчеданных месторождений. В историческое время – в 1929 г. инженером Башкомбината № 1 (с. Баймак) В.П. Первовым были проанализированы апоколчеданные бурые железняки из р-на д. Бурибай, показавшие содержания золота до 8-10 г/т. В 1930 г. началось строительство бегунной фабрики и перколяционного завода по добыче золота. В годы войны Бурибаевский рудник был переориентирован на добычу и переработку медноколчеданной руды в годы ВОВ, что положило начало постройке нынешнего Бурибайского горно-обогатительного комбината. Октябрьский подземный рудник был введен в эксплуатацию в 1976 г. (по материалам <http://bgok.ru/>). В 70-90-е годы прошлого столетия на Октябрьском месторождении отрабатывались богатые медные и медно-цинковые руды верхних уровней рудоотложения, к настоящему времени комбинат перешел на отработку более бедных нижних уровней. При этом изменилось поведение золота в процессе переработки.

Основоположник советской школы обогатителей И.Н.Плаксин на основании опыта переработки богатых медноколчеданных руд показал, что при флотационном обогащении колчеданных руд месторождений уральского типа золото концентрируется в медном концентрате и рассеивается в пирите хвостов. Именно такое поведение было свойственно золоту из борнитовых и руд верхних уровней Октябрьского месторождения. На классических работах А.Н.Плаксина до

сих пор основан прогноз извлечения золота. Однако, при обогащении руд ряда месторождений (Учалинское), извлечение золота в цинковый концентрат оказывается выше, чем в медный [1]. На крупных месторождениях технологическое поведение золота может меняться в процессе эксплуатации. Совершенно очевидно, что эти изменения связаны с изменением формы нахождения и минеральных ассоциаций золота, которые, в свою очередь, определяются принадлежностью к определенным рудным фациям [2, 4].

Золото уральских колчеданных руд мелкое и тонкое, за редким исключением находится в виде включений, в т.ч. наноразмерных, в рудообразующих сульфидах, развивается в межзерновых границах. Известна тенденция увеличения размеров золота и степени его обособленности от сульфидов (потенциального раскрытия) по мере увеличения степени преобразования руд, начиная от диагенетических и метаморфических преобразований и заканчивая гипергенными. Вероятно, набор механизмов преобразования золота может различаться для каждого конкретного месторождения и типа руды.

Целью работы было установление минеральной формы и ассоциаций благородных металлов в рудах текущей добычи Октябрьского месторождения для совершенствования технологической схемы и адаптации технологии переработки к конкретным сортам руд, составляющих эксплуатируемое в настоящее время 35-е рудное тело. Применялся комплекс химических, включая фазовый химический анализ золота и ЛА ИСП-МС, оптико-микроскопических и электронно-микроскопических методов изучения руд.

Октябрьское медно-цинково-колчеданное месторождение относится к уральскому типу. На Октябрьском рудном поле выделено более 60 рудных тел. Руды преимущественно медные с незначительным количеством медно-цинковых, приуроченных к верхним горизонтам оруденения, а также кровле и флангам отдельных рудных тел [3]. На примере Октябрьского рудного поля было реконструировано палеогидротермальное поле с неоднократными актами рудоотложения. Среди руд Октябрьского месторождения выделены фации: гидротермально-осадочная (с преобладанием колломорфного пирита), в различной степени преобразованные кластогенные, придонные гидротермально-метасоматические и гидротермальные жильные (штокверк). Реликты палеогидротермальных труб и сульфидизированных организмов указывают на формирование сульфидного тела при функционировании гидротермальной системы типа «черного курильщика» [3]. Отработанное первое рудное тело отличалось текстурно-структурным и минералогическим разнообразием и было представлено, в основном, значительно переработанными, «развитыми» рудами, которые разделялись на медный, медно-цинковый и серноколчеданный типы. Помимо кристаллически-зернистых структур были широко распространены колломорфные, присутствовали борнитовые руды с повышенными концентрациями благородных металлов. В кровле холмообразной постройки верхнего рудоносного уровня выделялись барит-полиметаллические руды. В борнитовых рудах первого рудного тела золото тесно ассоциировало с борнитом и образовывало зерна, хорошо различимые под микроскопом, как это свойственно борнитовым рудам колчеданных месторождений уральского типа.

Первые находки пирит-сфалерит-халькопиритовых палеогидротермальных труб, ассоциирующих с окварцованной пригидротермальной фауной, были сделаны еще в 1983 г. в основании первого и второго рудных тел [3]. Мелкие (1-2 см в диаметре) фрагменты сульфидных труб палеокурильщиков обнаружены в сульфидных брекчиях шестого рудного тела, располагающегося на том же рудном уровне, что рассматриваемое тело 35. Выявлено три минеральных типа сульфидных труб: сфалерит-халькопиритовый, пирит-сфалерит-халькопиритовый и халькопирит-сфалеритовый. Трубы имеют сходное внутреннее строение, но различаются соотношениями между основными сульфидами. В трубах установлено две золотосодержащие ассоциации: теллуридная – петцит-алтаит-гессит-тетрадимитовая и золото-гессит-галенит-блеклорудная.

В настоящее время обрабатывается рудное тело № 35. Производится медный концентрат. Линзовидное рудное тело залегает согласно на базальтах и перекрывается гиалокластитам и кластолавами среднего и кислого состава. Основной объем составляют массивные медные халькопирит-пиритовые руды при подчиненном количестве медно-цинковых сфалерит-халькопиритовых и серноколчеданных. Среди медно-цинковых выделяются вкрапленные разновидности, развитые на контактах рудного тела с вмещающими породами и в его фланговой части.

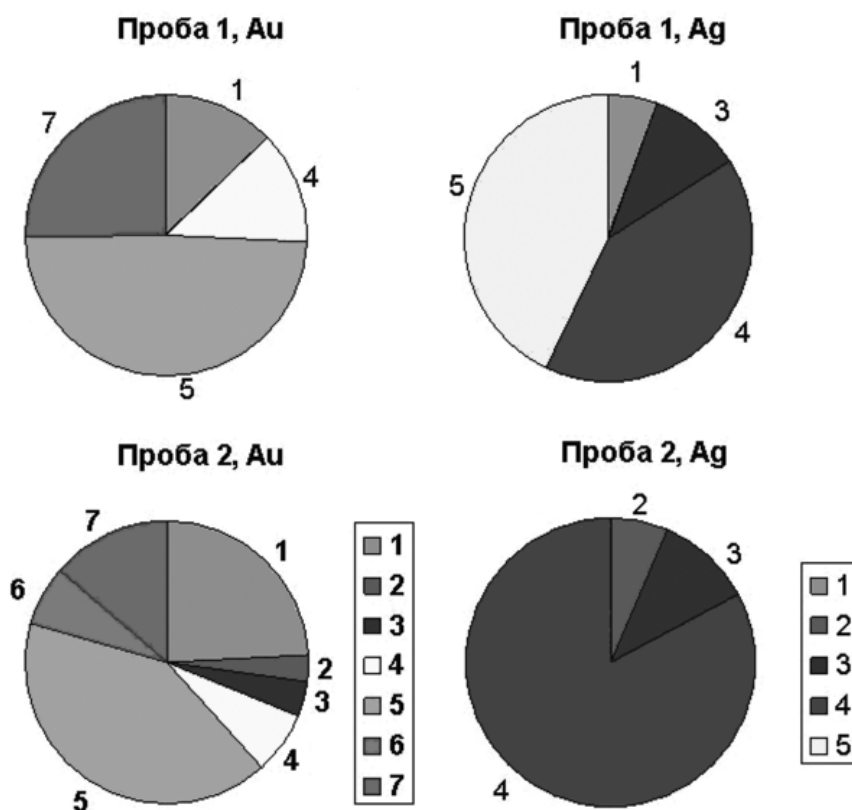


Рис. 1. Фазовый состав золота в пробах медной (1) и медно-цинковой (2) руд 35-го рудного тела. Золото: 1 - свободные частицы; 2 - во вторичных минералах меди и сульфатах серебра; 3 - покрытое пленками и заключенные в минералах, растворимых в соляной кислоте; 4 - в халькопирите, 5 - в пирите, 6 - в сфалерите, 7 - в сульфидах остатка после разложения азотной кислотой; 8 - связанное с кварцем и минералами, нерастворимыми в кислотах. Серебро: 1 - свободные частицы и сростки, хлориды; 2 - во вторичных минералах меди и сульфаты; 3 - покрытое окисными пленками и заключенное в минералах, растворимых в соляной кислоте; 4 - в сульфидах суммарно; 5 - связанное с кварцем и минералами, нерастворимыми в кислотах

В минеральном составе руд 35-го рудного тела преобладают пирит и халькопирит, резко подчиненное значение имеют сфалерит, галенит, теннантит. Собственные минералы благородных металлов в рудах этого рудного тела не обнаружены.

Методом фазового химического анализа для представительных проб установлено, что в сплошных медных рудах гидротермально-метасоматической фации основной объем золота связан с сульфидами (86-87 %), главным минералом-концентратором золота среди сульфидов является пирит. В медно-цинковых вкрапленных рудах, относящихся к преобразованной кластогенной фации кровли рудного тела, доля свободного золота повышается до 24.12 % (рис. 1).

Среди продуктов технологического передела золотом обогащены продукты перерешетки после выделения медной головки и дополнительного измельчения (2.90-3.36 г/т). Основная доля золота в них связана с сульфидами (60-70 %), преимущественно с пиритом. За счет вскрытия включений в сульфидах доля свободного золота по сравнению с рудами возрастает до 25-40 %. Содержания золота в медных концентратах головки (1.06 г/т) и коллективном медном концентрате (1.67 г/т) соответствуют таковым в исходных рудах.

Таблица 1. Коэффициенты парной корреляции золота и серебра с другими металлами в исходных рудах и продуктах технологического передела рудного тела 35

	Cu	Zn	Fe	Co	Cd	Pb	Ag	As	Se	Te
Au	0.04	0.14	0.59	0.49	0.32	0.90	0.83	0.68	0.30	0.60
Ag	0.46	0.20	0.49	0.22	0.36	0.95		0.36	0.47	0.40

Примечание: выборка включает 16 проб. Жирным шрифтом выделены значимые связи для уровня значимости 0.99.

Содержания золота в технологических продуктах положительно коррелируют с содержаниями серебра, теллура, свинца, мышьяка и долей сфалерита среди сульфидов, что может свидетельствовать о наличии «полиметаллической» ассоциации нановключений золото-петцит-гессит-блеклая руда-галенит в пирите (табл. 1).

Аналогичная ассоциация элементов зафиксирована в виде включений алтаита, теннантита, золота и гессита в сфалерите в палеотрубе рудного тела № 6. В рудах тела 35, по-видимому, данная ассоциация также включает в себя сфалерит и образует неразличимые оптически «наноразмерные» зерна, приуроченные к пириту. На присутствие таких включений также указывает повышенная травимость некоторых зон роста и тонкозернистых агрегатах пирита. Возникновение полиметаллической ассоциации микропримесей может быть связано с перекристаллизацией колломорфного пирита, обогащенного различными примесями.

По данным ЛА-ИСП-МС, полученным для различных месторождений Урала, колломорфный пирит по сравнению с субгидральным характеризуется повышенными, а иногда - аномально высокими содержаниями примесей, включая благородные металлы Au (до 44 – 48 г/т), Ag (360-450 г/т), а также ряд других элементов: Mn (до 0.17 %) Ni (до 922 г/т), As (до 1.6 %), Tl (до 0.4 %), Pb (0.5 %), Mo (до 460 г/т), Sb (до 0.46 %) [4]. Максимальные содержания Au и Ag отмечаются для «сажистых» частей конкреций пирита. Содержания этих элементов снижаются в кристаллах эвгидрального пирита с реликтами глобулей пирита в центре. Минимальные содержания золота и серебра отмечены для кристаллического пирита, не содержащего реликтов колломорфного [4].

Таблица 2. Коэффициенты парной корреляции золота и серебра с другими металлами в колломорфном пирите Октябрьского месторождения

	Cu	Zn	Fe	Cd	Pb	Au	As	Ni	Mo	Sn	Sb	Tl	Bi
Ag	0.60	0.09	-0.41	0.11	0.86	0.89	-0.47	0.86	-0.60	-0.80	0.82	0.86	0.84
Au	0.66	0.14	-0.47	0.36	0.69		-0.39	0.83	-0.57	-0.81	0.89	0.94	0.66

Примечание: выборка включает 11 проб. Жирным шрифтом выделены значимые связи для уровня значимости 0.99.

В колломорфном пирите верхних горизонтов Октябрьского месторождения содержания золота достигают 48 г/т, а серебра 450 г/т. Золото коррелирует с элементами низкотемпературной ассоциации Ag, Mn, Tl, Ni, Sb, Pb (табл. 2). Судя по соотношению Au:Ag (1:10), золото находится в виде нановключений электрума, либо ассоциирует с гесситом и галенитом, как это наблюдается в трубах рудного тела № 6. Четкая корреляция между Pb, Bi, Tl, Ag, Sb свидетельствует в пользу присутствия нановключений галенита и сульфосолей. При перекристаллизации колломорфного пирита золото-полисульфидная ассоциация обособляется в виде интерстициальных выделений и включений, которые могут быть вскрыты при измельчении. При перечистке концентратов в целях достижения кондиционных содержаний цинка золото из таких микроассоциаций будет уходить в хвосты.

Работа выполнена при поддержке Бурибаевского ГОКа и Программы Президиума РАН № 23 «Типохимизм халькогенидов колчеданных руд современных и древних океанов» № 12-П-5-1003.

Литература

1. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных месторождений. М.: Научный мир, 2004. 344 с.
2. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. 315 с.
3. Масленников В.В. Стратиграфо-литологический контроль медноколчеданных руд на Сибайском и Октябрьском месторождениях (Южный Урал) // Автореферат диссер. на соискан. уч. степени канд. геол.-мин. наук. Свердловск: СГИ, 1986. 23 с.
4. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков». Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

К ВЫБОРУ УЧАСТКОВ, ПЕРСПЕКТИВНЫХ НА ПОИСКИ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Бобровников Н.В.

ООО Геофизмониторинг, gphm@yandex.ru

Рудопоисковые работы на Урале проводятся более 300 лет, за это время была создана своя – уральская школа поискового дела, которая ныне включает в себя и академическую науку. Разработаны системы классификации месторождений по типам, что облегчает локализацию рудоперспективных участков, упрощает на основе метода аналогии выбор эффективных технологий ведения поисково-разведочных работ. Предложено несколько систем для классификации уральских колчеданных месторождений [1, 2]. В настоящем докладе использована предложенная Контарем С.Е. система деления на четыре типа месторождений [1]. Абсолютное большинство месторождений во всех классификациях относится к «центральному» уральскому типу, а «крайние» кипрский и филизчайский представлены единичными месторождениями. Пожалуй, главное отличие в этих двух системах состоит в том, что в первом варианте Кипрский тип датируется $S_2 - D_2$, то есть эти месторождения возникают одновременно с месторождениями Уральского типа, а во втором [1] он отнесён к более раннему возрасту O_{1-2} . В таблице 1 приведена справка по суммарным запасам месторождений разных типов.

Благодаря абсолютному преобладанию колчеданных месторождений уральского типа сформировались технологии поисковых работ нацеленные в первую очередь на выявление месторождений именно этого типа: образованных массивными колчеданными телами, залегающими в сланцеватой рудовмещающей зоне. Такие объекты, как правило, создают контрастные аномалии в электрическом поле, что способствует их выявлению методами электроразведки. Благодаря большой плотности рудного вещества (около 5, на фоне 2,5 т/м³) и при достаточных его запасах возникают аномалии гравитационного поля, но всё же именно электроразведка стала основным геофизическим методом из применяемых при поисках колчеданных руд. Это способствовало и методическому развитию геоэлектрики, кроме методов кажущегося сопротивления появились методы изолиний, заряженного тела, вызванной поляризации, переходных процессов, каждый из которых выделяет какую-то из особенностей строения рудной зоны.

Эффективность электроразведочных методов резко снижается при наличии геологических помех, которые часто связаны со структурами серпентинитовых массивов и углистых сланцев. К структурным помехам можно отнести и достаточно обширные области распространения гематитовой и магнетитовой вкрапленности в метаморфических комплексах. В свитах содержащих месторождения уральского типа такие помехи сравнительно мало распространены, в отличие от структур кипрского типа, где рудовмещающими породами являются офиолиты, способные создавать и аномалии ВП и аномалии проводимости. Богаты геологическими помехами для электроразведки и месторождения филизчайского типа, где вмещающими породами являются углефицированные сланцы, а также присутствуют сланцы, содержащие вкрапленности гематита. При наличии интенсивных геологических помех для электроразведки, снижается эффективность всего комплекса поисковых работ, особенно в тех случаях, когда ведутся поиски скрытых месторождений. Возможно, что низкие выявленные запасы месторождений осложнённых гео-

Таблица 1

Типы месторождений			
Кипрский	Уральский	Алтайский	Филизчайский
Суммарные запасы, млн.т			
40	2 090	65,5	41
Наличие геологических помех для электроразведки			
Ультрамафиты, углисто-кремнистые сланцы			Углистые сланцы, гематит содержащие сланцы

Таблица 2

Характеристика объекта кипрского типа по Контарю С.Е.	Восточно-Тагильский ультрамафитовый массив (Михайлов, Азовская, 2010)
Возраст:	
O_1, O_2	$(O_{1-2}sr)$
Вмещающие породы:	
Альпинотипные ультрамафиты и вмещающие их базальтоиды однородной базальтовой формации и углисто-кремнистые сланцы.	Породы серовского комплекса ультраосновные низкощелочные, с высокими содержаниями магния и соответствуют альпинотипным ультрабазитам. На контактах рассланцевание, милонитизация, брекчирование и гидротермальные изменения с образованием тальк-карбонатных пород и лиственитов.
Рудные минералы:	
Руды сложены преимущественно пирротином – 75-80 %, пиритом или марказитом – 5- 54 %, халькопиритом – 1-10 %, сфалеритом – до 3,0 %; среди рудных минералов присутствуют также хромит, пентландит, никелин, кобальтин, арсенопирит, золото, платина, магнетит.	В шлихах выявлены: пирротин, марказит, магнетит. В ультрамафитах средние содержания хрома 2100 г/т, кобальта 123 г/т, никеля 1500 г/т. При проведении геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 (Петров, 2001) на территории проектируемой площади выделена серия первичных геохимических ореолов (ПГХО) и вторичных геохимических ореолов (ВГХО): Сидерофильная ассоциация. 1. Чернушинская (верховья р. Чернушка) ВГХО – Ni 500-700; Co 50; As 50-70. 2. Емехская (верховья рр. Емех и Чернушка) ПГХО – Ni 1800; Co 50; Cr 2000. ВГХО – Ni 500; As 100-150; В коре выветривания и в россыпях: золото, платина.

логическими помехами это не простое совпадение, а генетическая связь (см. табл. 1). Анализируя карты изученности для Красноуральского рудного района нетрудно видеть, что структуры, такие как красноуральская свита обследовались гораздо чаще, чем расположенный восточнее серпентинизированный ультрамафитовый Серовский дунит-гарцбургитовый комплекс ($O_{1-2}sr$).

Сказанное выше – результат анализа выполненного автором после того, как под слоем серпентинитов Серовского массива были выявлены аномальные по электропроводности зоны, с параметрами характерными для колчеданных тел. Породы красноуральской свиты находятся западнее и они моложе (S_1), и, следовательно, не могли оказаться в нижних горизонтах, остаётся предположить, что под ультрамафитами (или в них) присутствуют рудопроявления, но уже не уральского, а кипрского типа. В этом случае, участок является перспективным на обнаружение колчеданного месторождения.

Многие из признаков перспективного участка отвечают тем критериям, которые указал С.Е. Контарь [1], для месторождений кипрского типа (см. табл. 2). Признавая возможность нахождения колчеданного месторождения на одном участке электроразведочной аномалии, нужно признать рудоперспективность всего Серовского ультрамафитового массива, а наибольшую вероятность обнаружения рудных тел на интервале близком к колчеданным месторождениям Красноуральского рудного поля.

Изучение этих участков на основе постановки традиционных для поисков на сульфидные руды электроразведочных методов: вызванной поляризации, переходных процессов и др., было бы малоэффективным. На территориях богатых геологическими помехами для изучения особенностей строения электропроводных структур будет эффективным метод техногенного электромагнитного поля ТЭМП. Для уточнения наличия рудных тел в аномальных зонах, а также для определения их пространственного положения в объёме горных пород даст хорошую точность метод индуктивного профилирования встречными установками ИПВУ на низкой частоте. Поправки на экранирующее действие серпентинитового слоя можно рассчитать после постановки специального комплекса гравика-магнитка-ВЭЗ.

В настоящее время, когда обнаружение новых рудных месторождений на малых глубинах в структурах традиционных поисков становится всё менее и менее вероятным, следует обратить внимание на те территории, где прежние технологии оказывались малоинформативными из-за высокого уровня геологических помех геофизическим методам.

Литература

1. Контарь Е.С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы): научная монография / Е.С. Контарь; Департамент по недропользованию по Уральскому федеральному округу (Уралнедра). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2013. 199 с.
2. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение / В.А. Прокин и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.

СИСТЕМАТИКА КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Богущ И.А., Рябов Г.В.

*Южно-Российский государственный политехнический университет
(Новочеркасский политехнический институт), г. Новочеркасск, Georg.riabov@ayndex.ru*

Резюме. Известные крупные колчеданные месторождения Северного Кавказа отнесены к месторождениям «уральского» типа. Соответственно составу рудовмещающих вулканитов, морфологическим и минералого-геохимическим особенностям колчеданных руд выделенный тип северокавказских месторождений подразделяется на два подтипа: 1 – Худесский, 2 – Урупский.

Промышленное медноколчеданное оруденение на Северном Кавказе в основном связано с раннегерцинской металлогенической эпохой. Колчеданные месторождения приурочены пространственно к среднепалеозойской структурно-формационной зоне Передового хребта. В этой зоне находится 11 разведанных месторождений, поставленных на баланс. Более 45 лет эксплуатируется самое крупное Урупское медноколчеданное месторождение, отработано Власенчихинское и готовятся к эксплуатации Урупским ГОКом крупные Худесское и более мелкие Первомайское и Скалистое медноколчеданные месторождения. В продуктивной девонской полосе Северного Кавказа известно около 350 заметных колчеданопоявлений, перспективы которых до конца не изучены. По-прежнему северокавказские колчеданные месторождения являются объектами, заслуживающими пристального внимания с точки зрения совершенствования моделей гетерогенного вулканогенно-осадочного рудогенеза, основы которого в России заложили В.И. Смирнов, Г.А. Твалчрелидзе, Н.С. Скрипченко, С.Н. Иванов, и активно развивают В.И. Буадзе, И.А. Богущ, В.В. Зайков, Н.И. Еремин, В.В. Масленников, А.С. Тамбиев, А.А. Бурцев и другие.

Колчеданное оруденение в зоне Передового хребта генетически связано с проявлениями базальтоидного магматизма девонского времени ($D_{1,2}$). Колчеданосные базальтоидные вулканиты представлены двумя свитами: 1 – кизилкольской, относящейся к базальтовой натровой серии спилито-кератофировой формации, гомодромно эволюционирующей в ряду базальт-андезит-дацит-риолит; 2 – даутской базальт-риолитового состава. Свиты имеют определенные различия в характере вулканической деятельности, в петрологическом составе вмещающих вулканитов и особенностях проявления рудогенных процессов. Различия в рудовмещающих комплексах проявляются в геологических особенностях строения однотипных колчеданных месторождений, что соответственно влияет на параметрические показатели поисково-оценочных критериев промышленного колчеданного оруденения.

Фацциально-петрологическое различие вулканитов кизилкольской и даутской свит

Вулканиты кизилкольской и даутской свит относятся к производным субмаринного базальтоидного вулканизма островодужных систем [1,2,10,14]. Между кизилкольской толщей вулканитов и базальтовой толщей Троодос на Кипре Н.С. Скрипченко и А.С. Тамбиев [11] находят ряд сходных черт, что дает им основание для отнесения Худесского месторождения к кипр-

скому типу. На наш взгляд такое сходство действительно существует, но отождествлять эти свиты нельзя, поскольку между ними гораздо больше принципиальных различий в вещественном составе и типах продуктивного вулканизма. Породы кизилкольской свиты, состоящие из базальтов, андезито-базальтов, дацитов и риолитов, не имеют в основании ни ультраосновных, ни габброидных комплексов, характерных для толщ кипрского типа [7,8]. Толща пород даутской свиты с крупным Урупским месторождением, согласно [11], отличается более кислым составом и тяготеет по составу вулканитов к типу Куроко. В целом рудовмещающий комплекс Худесского месторождения можно отнести к слабо дифференцированной субформации, а Урупского месторождения – к контрастно дифференцированной субформации вулканогенной базальтоидной субмаринной формации. Сравнительный анализ вулканизма рудовмещающих вулканитов, вещественного состава колчеданных залежей, их геологических и генетических позиций, позволяет авторам отнести все колчеданные образования Северного Кавказа к уральскому типу с некоторыми отклонениями в характеристиках залежей к типу Куроко (урупский подтип) и кипрскому типу (худесский подтип).

Как нами было показано ранее [3,4,5], оба подтипа колчеданных месторождений, являются гетерогенными залежами вулканогенно-осадочного генезиса. К их числу на Северном Кавказе относятся Худесское (Главная, Промежуточная, Кизилкольская залежи), Быковское и Бескесское (худесский подтип); а также Главная залежь Урупского, Власенчихинское и Кыркольское месторождения (урупский подтип), а также наиболее перспективные рудопроявления – Западное и Восточное Кыркольские, Буруны, Пыщерское, балок Нефтянки, Горелой, Кривой, Колчеданной. Гетерогенные залежи являются основным промышленным типом руд, в котором сосредоточено 97-98% запасов меди и цинка Северного Кавказа.

Худесский и урупский подтипы колчеданных залежей и их различия

Характеристика худесского подтипа приводится на примере Главной, Промежуточной и Кизилкольской залежей Худесского месторождения. Для худесского подтипа колчеданного оруденения характерна линзовидная и линзовидно-пластовая формы сплошных колчеданных руд стратиформного характера. При значительных мощностях тел (первые десятки – сотни метров) соотношения мощностей к размерам по простиранию колеблются в пределах от 1:10 до 1:75. В кровле и на флангах колчеданных линз залегают кремнисто-оксидно-сульфидные слоистые осадочные руды [10,6] и гематитизированные яшмоиды – продукты гальмиролиза и седиментогенеза сульфидных масс. На фланговых окончаниях линз сплошных руд часто встречаются рудные и яшмоидные гальки, свидетельствующие о синрудном размыве кровли рудных тел. Фланговые типы руд также представлены тонкослоистыми рудами с типичной градационной (флишоидной) слоистостью кремнисто-сульфидного и кремнисто-сульфидно-гематитового составов [10,4]. Это – обычные продукты гравитационных и турбидитных (мутьевых) смещений и размыва рыхлых осадочных рудных агрегатов. Рыхлые продукты палеозоогенных придонных перемещений осадочных колчеданных масс распространяются на десятки и сотни метров по laterали за пределы контуров горизонтальных проекций рудных тел и по этой причине являются надежным поисковым признаком колчеданных месторождений.

Таким образом, кровля рудных линзовидных тел сложена рудами собственно гидротермально-осадочного генезиса, несущими текстурно-структурные и минералогические признаки седиментогенеза, диагенеза и синрудной гидротермальной проработки первичных сульфидных агрегатов, отлагавшихся в виде осадков и продуктов свободной кристаллизации в рудных холмах [9,12]. Как правило, это тонко и мелкозернистые, по составу богатые медные, местами медно-цинковые руды. В верхних частях кровельных руд иногда проявляется баритовая, ангидритовая, марганцевая и полиметаллическая минерализации.

Центральная часть разреза рудных тел сложена комбинированными маломедистыми и серноколчеданными сплошными рудами средне- и грубозернистой структуры и массивной однородной текстуры. Эти руды на 95-98 % представлены полнокристаллическим зональным автобластическим пиритом. Автобластический (автометасоматический) пирит является продуктом глубокой переработки (синрудной собирательной перекристаллизации) гидротермаль-

но-осадочных сульфидных руд восходящими трансэндогенными флюидными растворами. В ядрах зонального автобластического пирита можно иногда наблюдать первичные реликты осадочного и диагенетического пиритов. Пириты комбинированных колчеданных руд обогащены изоморфными примесными элементами – Co, Se, Te, представляющими промышленный интерес (Главная Худесская залежь) [3,6]. Контакт комбинированных руд с перекрывающими гидротермально-осадочными рудами постепенный, неровный. Сплошные автобластические колчеданные руды большой мощности (десятки метров) специфичны для разрезов гетерогенных залежей худесского подтипа.

Линза сплошных колчеданных руд подстилается конусообразным телом подрудных сульфидизированных метасоматитов. Для худесского подтипа колчеданных залежей весьма характерна большая мощность (до 120-150 м) по оси конусовидного тела метасоматитов. Ось конуса субперпендикулярна элементам стратификации рудовмещающих вулканитов. В конусовидных телах подрудных метасоматитов вниз по оси тел в направлении боковых участков закономерно сменяются фации метасоматитов – анхикварцевая, кварц-серицитовая, кварц-серицит-хлоритовая, кварц-хлорит-альбитовая, и падает степень сульфидизации (пиритизации) от 16-18% до 2-3% объема метасоматитов. Наиболее мощной и крупной по объему представляется кварц-серицитовая фация метасоматитов (до 90% объема тел).

Характеристика урупского подтипа дается на примере Главной рудной залежи Урупского месторождения. Она детально изучена на глубину более 500 м в процессе эксплуатации геологами Урупского ГОКа и авторами статьи. Морфологически представляет собой серию кулисообразно расположенных в разрезе друг относительно друга линзовидно-пластовых тел, смыкающихся по латерали в единую залежь [12]. Тела имеют размеры по падению в несколько сотен метров при простирании до 1 км, мощности тел варьируют от долей метра до 20-30 метров в линзораздувах.

Гетерогенные колчеданные залежи урупского подтипа имеют в разрезе те же разновидности руд, что и в залежах худесского типа [3,4,10], похожие слоистые руды в кровле рудных тел, особенно на фланговых частях. Различия выделенных подтипов проявляются, прежде всего, в морфологии рудных тел и подрудных метасоматитов. урупский подтип представлен пластовыми и пластово-линзовидными рудными залежами, занимающими значительные площади по латерали и имеющими соотношения мощности рудных тел к их простиранию от 1:250 до 1:1200. Соответственно мощностям рудных тел (от 0,5 до 26 м) меняются мощности и разных генетических разновидностей руд. Из разреза залежей Урупского подтипа практически выпадают комбинированные автобластические руды, соответственно незначительно развит зональный автобластический пирит, содержащий кобальт и никель. Значительно шире распространены руды гидротермально-осадочные, богатые медью и золотом, при редуцированной позиции цинковистых руд. В этих же рудах нами установлено присутствие платины и палладия, суммарное содержание которых достигает в отдельных пробах 0,03-0,1 г/т [13]. Медистые руды содержат большое количество кварца (8-30%). Заметную роль со стороны лежачего бока играют медистые руды прожилково-вкрапленной текстуры с анхикварцевым и кварц-серицитовым базисом (подрудные метасоматиты). Корневые зоны этих метасоматитов не имеют больших мощностей (первые десятки метров), развиты под рудными телами Урупского месторождения интервально, отодвигаясь от последних линзами туффитов кислого состава или силлоподобными телами риолитов. По этой причине форму подрудных сульфидизированных метасоматитов нельзя морфологически определять как конусовидную, а как пластинную зону, развитую только по подстилающим риолитам (кварцевым альбитофирам).

Полным аналогом Главной залежи Урупского месторождения является Западная Кыркольская залежь [6], локализуемая в южном крыле Кольтюбинской антиклинали в толще кристаллотуффов и туффитов кислого состава даутской свиты. Залежь представлена мощной (25-150 м) и протяженной (более 1100 м) зоной сульфидизированных метасоматитов, в стратифицированной кровле которых залегают пластовые тела слоистых руд переменной мощности (0,3-6,3 м). Для Кыркольской залежи характерна четкая асимметричная зональность в гидротермальной проработке рудовмещающих вулканитов и степени сульфидизации, в итоге сводящаяся к классической для гетерогенных вулканогенно-осадочных месторождений рудогенетической

зональности. Стратиформное тело медноколчеданных и медно-цинковоколчеданных руд несет признаки гидротермально-осадочного накопления рудных масс с типоморфными слоистыми, слоисто-полосчатыми, класстогенными и градационными текстурами. В пиритном базисном агрегате выделяются натечные «колломорфные и метаколлоидные», микроконкреционные, радиально-лучистые и фромбоидальные структуры. В кровле и на восточном фланге залежи развиты вишнево-бурые кремнистые туффиты, аналогичные туффитам кровли Урупской залежи, очень детально описанные Н.С. Скрипченко [10].

Проведенный сравнительный анализ вулканизма рудовмещающих пород, вещественного состава руд и морфологических особенностей залежей основных колчеданных месторождений Северного Кавказа позволяет отнести их к одному – уральскому типу с выделением двух подтипов – худесского и урупского.

Литература

1. Белов А.А., Омельченко В.Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа // Геотектоника, 1976. № 2. С. 44-55.
2. Богущ И.А. О колчеданной металлогении Северного Кавказа // Докл. АН СССР, 1979. Т. 247. № 4. С. 902-905.
3. Богущ И.А. Комбинированные руды колчеданных месторождений Северного Кавказа // Геология рудных месторождений, 1979. № 6. С. 32-46.
4. Богущ И.А. Тектурно-структурная зональность и онтогенез полигенных колчеданных залежей Северного Кавказа // Геология рудных месторождений, 1981. Т. 23. № 5. С. 41-51.
5. Богущ И.А. Генетический анализ колчеданных месторождений Северного Кавказа – основа локального прогнозирования скрытого оруденения // Известия СКНЦ ВШ. Естеств. Науки, 1990. № 1. С. 31-40.
6. Богущ И.А., Бурцев А.А. Онтогенетический атлас морфогенетических микроструктур колчеданных руд.- Ростов н/Д: Изд-во СКНЦ ВШ, 2004. 200 с.
7. Еремин Н.И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения (на примере колчеданных месторождений фанерозоя). М.: МГУ, 1983. 255 с.
8. Кадзивара И. Признаки сингенетичного происхождения руд Куроко на руднике Саканаи // Вулканизм и рудообразование, М.: Мир, 1973. С. 163-168.
9. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палео-гидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Изд-во «Геотур», 1999. 348 с.
10. Скрипченко Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. М.: Недра, 1966. 292 с.
11. Скрипченко Н.С., Тамбиев А.С. Вулканыты и рудоносность девонского базальтового пояса Северного Кавказа // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Мат. IX Междунар. конф. Ессентуки, 2000. С. 613-628.
12. Рябов Г.В., Скрипченко Н.С. Морфо-генетические типы колчеданных месторождений Северного Кавказа // Проблемы геологии, оценки и прогноза полезных ископаемых юга России: тез. докл. зональной науч. конф. Новочеркасск: НГТУ, 1995. С.58-59.
13. Рябов Г.В., Кафтанатий А.Б. Металлы платиновой группы в колчеданных рудах Урупского месторождения (Карачаево-Черкессия) // Ученые ЮРГТУ (НПИ) к юбилею университета: материалы 56-й науч.-техн. конф. проф.-препод. состава, науч. работ., аспирант. и студ. Новочеркасск, 2007. С. 45-53.
14. Large R.R. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains // Econ.Geol., 1977. V. 72. № 2. P. 549-572.

АВТОГЕННЫЕ ГЕОТЕХНОЛОГИИ ПЕРЕРАБОТКИ СУЛЬФИДНЫХ РУД

Борисков Ф.Ф.

Институт горного дела УрО РАН

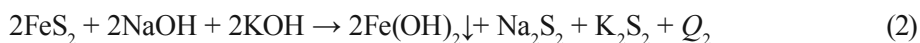
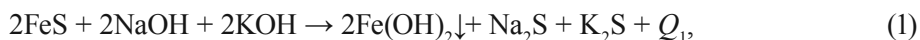
Разработка месторождений полезных ископаемых сопровождается формированием техногенной среды с образованием полостей в горных массивах, отвалов вскрышных горных пород, забалансовых руд, хвостов обогащения и др. отходов производства, с доступом кислорода с воздухом и поверхностными водами в горные выработки, отвалы забалансовых руд, хвостов обогащения и др. отходов производства.

Наибольшее нарушение экологии отмечается на территории сульфидных месторождений. Сульфиды и их аналоги (арсениды и т. д.) характеризуются высоким химическим потенциалом – способностью химических веществ к изменению [1], который наиболее резко проявляется при окислении серы и др. компонентов с образованием серной кислоты, сульфатов, гидроксидов и выделением тепла. Развитие процессов окисления сульфидов с саморазогреванием руд сопровождалось раньше возникновением подземных пожаров на месторождениях Урала, Текели (хребет Джунгарский Алатау) [2], Сарылах (Якутия) и др. Профилактика подземных пожаров при добыче сульфидных руд осуществляется противопожарными системами разработки, основанными на закладке отработанных выработок инертным материалом.

Сульфидные концентраты можно рассматривать как топливо с теплотой сгорания до 6 МДж в 1,37 раз меньше, чем у бурого угля [3]. На использовании экзотермических реакций окисления сульфидов А.В. Ванюковым разработан эффективный автогенный процесс – плавка сульфидов в жидкой ванне (ПЖВ), осуществляемая при температуре (Т) 1250 – 1350 °С. При ПЖВ сульфидных концентратов с массовой долей серы больше 28 % исключается расход энергии из коммерческих источников. При содержании серы ниже 28 % применяются природный газ или уголь в качестве дополнительных источников тепла [3].

Автогенное направление развития науки и техники получило дальнейшее развитие в горноперерабатывающей промышленности в процессе разработки автогенных геотехнологий. Комплекс автогенных геотехнологий, основанных на использовании внутренних энергетических ресурсов сырья (экзотермические химические реакции минералов с технологическими реагентами) и энергетических воздействий (ЭВ) природных явлений (тепло недр Земли, холод зимы и т. д.) на минеральное сырье, включает:

1. Разложение сульфидов в расплаве эвтектики щелочей NaOH : KOH = 1 : 1 (молярных) и ванадиевого шлака в растворе серной кислоты. Переработка сульфидных концентратов производится в расплаве при Т = 170°С в 7,3-7,9 раз ниже Т ПЖВ (1250-1350°С). Продуктами реакций «сульфиды – расплав эвтектики щелочей» являются гидроксиды металлов, сульфиды и дисульфиды Na и K.



Реакции типа (1 и 2) проводятся в сосудах (чанах), изготовленных из обычной стали без огнеупоров, применяемых при ПЖВ. Гидроксиды накапливаются в осадке, сульфиды и дисульфиды Na и K – в расплаве, который отделяется от осадка фильтрованием. Металлы извлекаются из осадка, например селективным выщелачиванием гидроксидов, сера – окислением S²⁻ и S₂²⁻ в расплаве до S или SO₂ [4]. Расплав эвтектики щелочей регенерируется с 93 до 100 % добавкой соответствующей щелочи и возвращается в процесс переработки сульфидов [5].

Качканарское месторождение железа являются также основной сырьевой базой ванадия России (96 % производства ванадия). На нижнетагильском комбинате (НТМК) из качканарского железного концентрата производятся чугуны, сталь и ванадиевый шлак – сырье для получения ванадия, ферросплавов и реагентов. Реакция серной кислоты с промпродуктовым ванадиевым

шлаком НТМКа (2,95 % ванадия) экзотермическая. Снижение концентрации кислоты в выщелачивающем растворе до 15 % уменьшает T автогенного процесса переработки шлака до оптимальной величины 70°C в 10-14 раз меньше T переработки шлака ($700-1000^{\circ}\text{C}$) на ОАО Ванадий - Тулачермет (В – Ч). Продуктами реакции являются раствор сульфатов и осадок смеси кремнезема с гипсом. Смесь выделяется из раствора фильтрованием, раствор нейтрализуется до $\text{pH} \sim 5$ с получением осадка железо-ванадиевого концентрата с извлечением ванадия до 97,96 % – на 19,96 % выше, чем на В-Ч [6].

2. Интенсификацию подземного выщелачивания, основанную на ускорении химических реакций (температурный коэффициент скорости) в 2 – 4 раза при повышении T на 10°C [1].

Нагревание сырья осуществляется теплом недр Земли (геотермический градиент $\sim 3^{\circ}\text{C}$ на 100 м). При выщелачивании на глубине 1 км T в среднем повышается до 30 - 35°C .

Отработанная горная выработка, например камера шахты заполняется выщелачиваемым сырьем, снабжается системами орошения сырья (8 и 9) и сбора продуктивного раствора (12) (рис. 1). Производительность выщелачивания, извлечение ценных компонентов из сырья и качество продуктивного раствора при повышенной T увеличиваются [7], (патент РФ 2385956). Герметизация перемычек 10, патрубков 11 и 12 позволяет выщелачивать сырье при повышенном давлении P , создаваемом в камере насосом 8 (задвижки 9, 11 и 12 закрыты) – в автогенном автоклавном режиме [8], реализация которого приводит к дальнейшему повышению эффективности подземного выщелачивания.

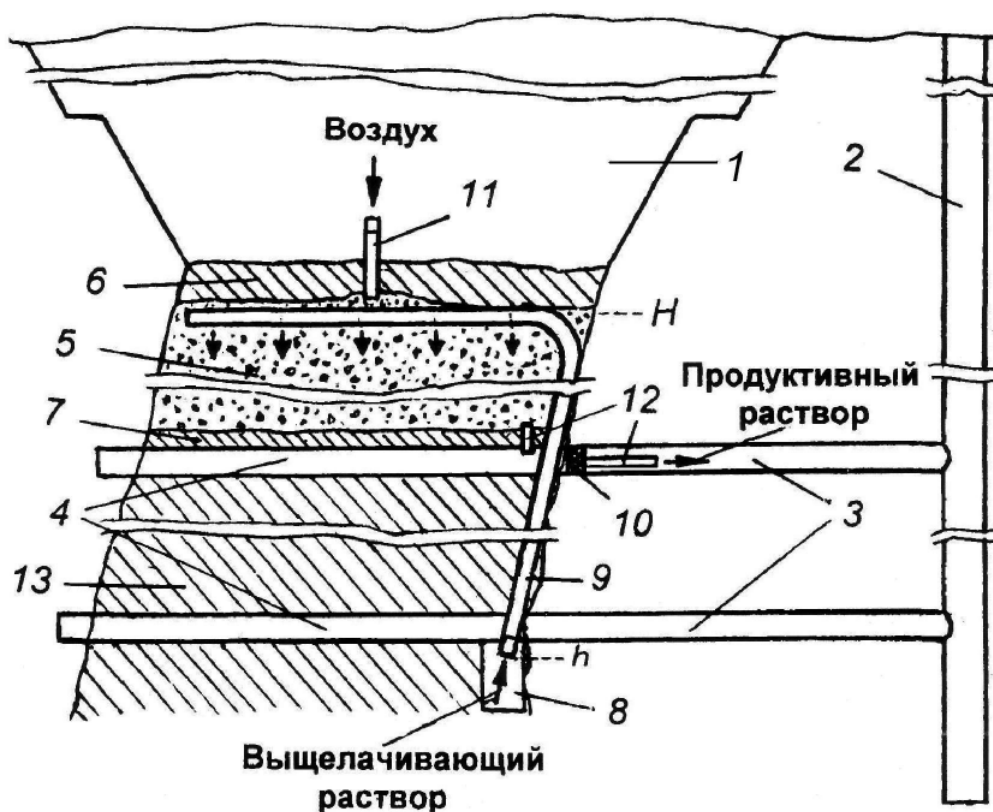


Рис. 1. Подземное выщелачивание сырья в погашенной камере шахты с использованием тепла недр Земли и давления, создаваемого насосом: 1 – карьер, 2 – ствол шахты, 3 – квершлаг, 4 – орт, 5 – отработанная камера с закладкой, 6 – потолочина камеры, 7 – днище камеры, 8 – насос и емкость для сбора шахтной воды, 9 – трубопровод подачи выщелачивающего раствора в камеру, 10 – герметичная перемычка, 11 – подача воздуха в камеру, 12 – задвижка и вывод продуктивного раствора из камеры, 13 – добычный блок

3. Электрохимическую обработку (ЭО) минералов электрическим током, который вырабатывается устройствами «электроды – сырье в ионогенном (содержащем ионы) растворе» при выщелачивании сырья.

Получение автогенного тока для ЭО основано на эффекте появления электрических (электродных) потенциалов (ЭП) φ на электродах, помещенных в ионогенный раствор. Величина φ определяется по формуле Нернста

$$\varphi = \varphi_0 + RT \lg a / nF, \quad (3)$$

где φ_0 – табличные значения ЭП, В; R – газовая постоянная, Т – температура, К, a – активная концентрация растворенных веществ, n – заряд ионов, F – константа Фарадея. Разные значения a_1 и a_2 около электродов в зоне орошения сырья и на выходе из него продуктивного раствора приводят к появлению на электродах разных φ_1 и φ_2 по (3) [9] и электрического тока i в выщелачиваемом сырье

$$i = (\varphi_1 - \varphi_2) / (\rho + r), \quad (4)$$

где ρ – резистор с переменным сопротивлением, r – электрическое сопротивление штабеля сырья.

Кислотное КВ выщелачивание (водный раствор 5 % H_2SO_4 , 50 дней) лежалых хвостов Учалинского ГОКа с ЭО сырья повышает извлечение меди и цинка с 62,55 и 86,46 до 72,43 и 89,12 %, содержание металлов в растворе – с 58,77 и 77,57 до 84,30 и 132,58 мг/л [10].

Устройство «электроды – сырье в растворе», применяемое для ЭО сырья при КВ, снабжается гидроизоляционным экраном для изоляции почвы от раствора и исключения его потерь (рис. 2). Гидроизоляцией штабеля сырья от почвы синтетической пленкой и слоем глины обеспечивается водооборот и экологическая безопасность установки КВ.

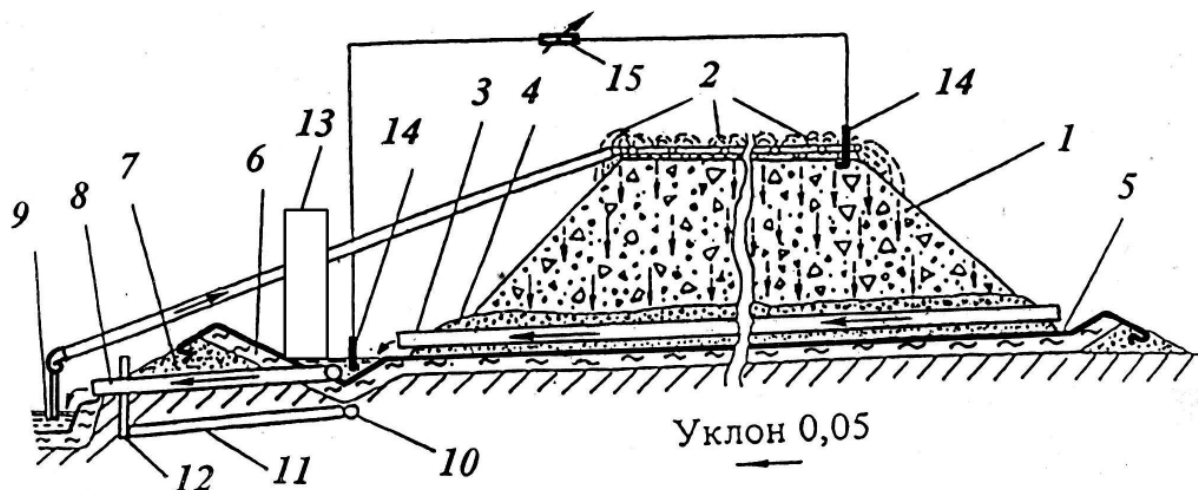


Рис. 2. Кучное выщелачивание с электрохимической обработкой сырья электрическим током, генерируемым устройством «электроды – смесь сырья с раствором». 1 – штабель; 2 – система орошения; 3 – трубы дренажные; 4 – слой дренажный сырья; 5 – пленка синтетическая; 6 – слой глины; 7 – дамба ограждающая; 8 – труба продуктивного раствора; 9 – емкость продуктивного раствора; 10 – дренаж (перфорированная труба); 11 – труба для приема подотвальных вод; 12 – скважина контрольная; 13 – цех гидрометаллургии; 14 – электроды; 15 – резистор с переменным сопротивлением ρ

4. Дезинтеграцию руды кристаллизационной силой льда, основанной на увеличении его объема на 8 % при замораживании воды.

При замерзании технологического раствора в руде повышается ее пористость за счет расклинивания трещин, каверн и пор льдом. Холод зимы использовался при КВ золота на Майском месторождении (Хакасия) [11]. Раствор, вытекавший из-под отвала руды перед замораживанием, содержал 1 г/м³ золота. Весной после таяния льда улучшается доступ выщелачивающего раствора к тем частицам золота, которые были дополнительно раскрыты в руде кристаллизационной силой льда. Установлено, что дезинтеграция руды льдом повысила содержание золота в растворе с 1 до 4 г/м³, извлечение – на 5 %.

Литература

1. Некрасов Б. В. Учебник общей химии. Изд. 3-е. М.: Химия, 1972. 471 с.
2. Башкиров Б. Г. Новейшее минералообразование и физико-химические изменения руд и горных пород месторождения Текели. М: Недра, 1976. 131 с.
3. Плавка медно-цинкового сырья в печи Ванюкова / А.М. Халемский, А.В. Тарасов, А.Н. Казанцев и др. Екатеринбург: Изд-во Кедр, 1993. 80 с.
4. Патент 2272081 Российская Федерация. МПК⁷ С 22 В 1/11. Способ переработки сульфидных продуктов / В.А. Мотовилов, Л.А. Парамонов, Ф.Ф. Борисков, Д.Ф. Борисков; заявитель и патентообладатель Институт электрофизики УрО РАН. № 200417251; заявл. 07.06.2004; опубл.20.03.2006. Бюл. № 8 (Ш ч.). С. 602.
5. Чекушин В.С., Олейникова Н.В., Горлов Ю.М. Разложение сульфидных минералов в щелочных средах // Проблемы комплексного использования руд // Междунар. симпоз., 2-й: Тез. докл. СПГГИ (техн. ун-т), Ун-т Лавала (Канада), Канад. Ин-т горн. дела, металлургии и нефтепереработки и др. СПб., 1996. С. 268.
6. Патент 2385956 Российская Федерация. МПК⁷ С 22 В 3/04, С 22 В 15/00. Способ подземного выщелачивания сульфидсодержащих материалов / Ю.В. Волков, Ф.Ф. Борисков, И.В. Соколов, Ю. Г. Антипин; заявитель и патентообладатель Институт горного дела УрО РАН. № 2009119083; заявл. 20.05.2009; опубл. 10.04.2010. Бюл. № 10 (II ч.). С. 547.
7. Патент 2429303 Российская Федерация. МПК¹¹ С 22 В 3/04, Е 21 В 43/28. Способ подземного выщелачивания полезных компонентов из сырья / Ф.Ф. Борисков; заявитель и патентообладатель Институт горного дела УрО РАН. № 2009143040/02; заявл. 20.11.2009; опубл.20.09.2011. Бюл. № 26. С. 467.
8. Патент 2453619 Российская Федерация. МПК¹³ C22B 34/22 (2006.01) E21B 43/28 (2006.01) Способ выщелачивания преимущественно ванадия из шлака/ Ф. Ф. Борисков; заявитель и патентообладатель Институт горного дела УрО РАН (ИГД УрО РАН) – № 2010136609/03; заявл. 31.08.2010; опубл. 20.06.2012. Бюл. № 17 (II ч.). С. 124.
9. Андропов Л.И. Теоретическая электрохимия. Изд. 2-е, перераб. и доп. М: Высшая школа, 1969. С. 175.
10. Патент 2180926 Российская Федерация. МПК⁷ С 22 В 3/04. Способ перевода в раствор компонентов вещества / Ф.Ф. Борисков, Д.Ф. Борисков, В.А. Мотовилов, Л.А. Парамонов; заявитель и патентообладатель Институт электрофизики УрО РАН. № 2001103962 / 02; заявл. 12.02.2001; опубл. 27.03.2002. Бюл. № 9. С. 189.
11. Борисков Ф.Ф. Алексеев В.Д. Импульсные и автогенные методы переработки сырья. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2005. 150 с.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И МЕТАМОРФИЗМ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Викентьев И.В.

ИГЕМ РАН, г. Москва, viken@igem.ru

С.Н. Иванов (1911-2003) внес решающий вклад в исследование колчеданных месторождений Урала. Одним из первых [6] он поддержал идею их связи с вулканизмом и последующем их метаморфическом преобразовании, высказанную А.Н. Заварицким в 1936 г. На основании разностороннего изучения многих месторождений Среднего и Южного Урала он не без колебаний пришел к выводу об их доорогенном генезисе и тесной связи, как с палеовулканическими сооружениями [10,12], так и с зеленокаменным изменением субмаринных рудовмещающих вулканитов [6,8,9]. Он первым получил данные об участии углеводородов в колчеданном рудообразовании [11] и выявил в колчеданных рудах сульфидизированную фауну [7]. Революционными были его выводы и наблюдения по метаморфическому преобразованию сульфидных залежей и вмещающих их пород [6,8]. Ряд сформулированных им в разное время тезисов был встречен с непониманием, а результаты были недооценены современниками. С.Н. Иванов своими трудами

во многом предвосхитил многие положения современных работ [3,5,14,15]; его выводы, а также поставленные им более полувека назад вопросы по-прежнему актуальны.

Природа процессов формирования этих месторождений и особенно происхождение рудообразующих гидротермальных растворов до настоящего времени являются предметом дискуссии. Надежные доказательства определяющей роли в этом океанического рециклинга отсутствуют, а имеющиеся оценки балансов масс металлов противоречивы. Большинство признают определенную (но незначительную) роль в рудообразовании малоглубинных очагов кислых магм. Наряду с господствующей точкой зрения о происхождении гидротермального флюида из морской воды (преобразованной при взаимодействии с вмещающими вулканическими породами), есть данные, прежде всего изотопные (Sr, H, O, C), о ее смешанной [3,13] или преобладающей глубинной [1,2] природе. Варьирующий, местами заметный, вклад мантийной компоненты (DMM-A и EM I) обнаруживает свинец галенита колчеданных руд Урала [16]. В результате комплексного изучения расплавных и флюидных включений в минералах и систематизации полученных в последние годы изотопных и минералогических данных для слабо метаморфизованных месторождений оценены физико-химические параметры и источники вещества гидротермальных процессов. Рассмотрена роль метаморфизма в преобразовании рудных залежей.

На Урале колчеданные месторождения локализованы в пределах узких, в общем, пространственно разобщенных, структурах: Тагильской (O_3 - S_1) и, вероятно, унаследованной Магнитогорской (D_1e - D_2gv), которые представляют собой фрагменты энсиматических вулканических дуг [5,15]. Преобладают Cu-Zn месторождения *уральского* типа, в рудах которых $Cu \geq Zn$ (Гайское, Юбилейное, Подольское, Сафьяновское и др.) или же $Zn > Cu$ (Учалинское, Ново-Учалинское, Узельгинское, Дегтярское, Сибайское и др.). Мелкими являются приближающиеся к типу *куроко* колчеданно-полиметаллические месторождения (Cu-Zn-Pb-Au-баритовые): Барсучий Лог, Джусинское, Александринское и золото-полиметаллические Баймакского района, а также Cu-Co месторождения (близки *кипрскому* типу): Пышминско-Ключевское, Бурибайское, Ивановское и др.

В Тагильской мегазоне основание островодужных комплексов подразделяется на нижнюю «диабазовую» и верхнюю «рудоносную» (контрастную) свиты, датируемые в интервале O_3 - S_1 ; на ее западе реконструируется фронтальная часть дуги, на востоке – тыловая часть. С запада на восток состав источника изменялся от деплетированного к обогащенному, и возрастала глубина магматического очага. Известково-щелочные (с толеитовыми чертами) серии включают небольшие Zn-Cu колчеданные месторождения Левихинского, Кабанского, Красноуральского, Валенторского и Шемурского рудных районов [3,6,8].

Рудоносные островодужные формации Магнитогорской мегазоны образовывались в течение трех вулканических циклов: D_1e - D_2e ; D_2e - gv и D_3f - fm [15]. На примере *эйфельско-живетской* островодужной системы (карамалыташская D_2e - gv_1 и улутауская D_2gv свиты) рассмотрена последовательность событий: а) образование базальтов низов карамалыташской свиты в результате задугового спрединга; б) формирование субмаринных риолит-базальтовых колчеданоносных вулканических поднятий; в) смещение вулканизма на восток и формирование живетской андезито-базальтовой островной дуги. Образование *позднедевонских* (франских и фаменских) островодужных комплексов, представленных калий-натриевой базальт-андезибазальтовой (D_3f) и трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовой (D_3fm) формациями, отвечало зрелой островодужной обстановке. В целом, разрез характеризуется сменой натриевых вулканитов щелочными с увеличением доли осадков [3,5 и др.]. Строение полей определяется сочетанием вытянутых щитовых базальтовых вулканов и изометричных риодацитов куполов, в том числе с кальдерами. Колчеданные руды приурочены к трем уровням верхней подсвиты карамалыташской свиты, соответствующим верхам вулканических ритмов и выраженных горизонтами вулканогенно-осадочных и осадочных пород.

Колчеданные месторождения Урала входят в состав зеленокаменных поясов, возникших при метаморфизме рифтогенных трогов, выполненных производными базальтоидных магм – базальтами, андезибазальтами и пирокластическими породами кислого и среднего состава, переслаивающимися с подчиненными терригенными и известковыми осадками, иногда с телами серпентинитов. В лежащем боку рудных залежей, обычно представленном

кислыми лавами или туфами, присутствует ореол гидротермально-метасоматических изменений (преобладают серицитизация и кварцевание). Со стороны висячего бока, где бывают развиты андезибазальты, кремнистые алевролиты, реже известняки, этот ореол обычно невелик. Местами (Узельгинское, Талганское, им. XIX Партсъезда) он является существенным; развита в пологолежащих перекрывающих колчеданные залежи известняках также секущая или субсогласная промышленная медная (крутопадающие жилы сплошных халькопиритовых руд мощностью до 15 м на мест-нии им. XIX Партсъезда) или полиметаллическая (с галенитом и блеклой рудой на Талгане) минерализация. Вкрапленная золото-полиметаллическая минерализация при детальном изучении обнаруживается и в висячем боку других объектов (Ново-Учалинское, Александринское и др.).

Проведенные микротермометрические и изотопно-геохимические исследования позволяют сделать вывод о двойственной природе рудообразующих флюидов на месторождениях Урала. Основные его компоненты – магматический флюид и преобразованная морская вода. В корневых частях субмаринных рудообразующих систем по флюидным включениям и изотопии Sr, S, C, O и H фиксируется восходящий поток глубинных высокотемпературных растворов [1,3,13]. Судя по давлениям в 0.5–1 кбар (по флюидным включениям), на части из месторождений (включая самые крупные объекты) образование основной массы руд шло существенно ниже морского дна при преобладающей роли магматического флюида. Исследованиями расплавных включений и флюидных включений магматической воды во вкрапленниках кварца кислых вулканитов (в основном риодацитов) флангов месторождений Узельгинского рудного поля высокоточным локальным методом масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) установлена высокая насыщенность металлами первичного магматического флюида и магматического расплава [4]. Магматический флюид содержит повышенные концентрации (г/т): В 40–2000, Cu 300–3700, Zn 80–3400, Pb 14–1000, Ba 20–2200, Sn 4–1600, Au 4–8 and Ag 4–11. Стекло расплавных включений также оказалось насыщенным металлами (г/т): Cu 1100, Zn 1400, Ag 40, Au 1.3. Эти данные говорят о потенциальной рудоносности вулканических комплексов юных островных дуг, с которыми пространственно ассоциируют колчеданные месторождения.

В колчеданных полях Урала практически все месторождения испытали региональный метаморфизм пренит-пумпеллиитовой, реже зеленосланцевой, изредка эпидот-амфиболитовой фации [3,6,8,9]. Слабо преобразованные (цеолитовая фация) залежи сохранились в аллохтонах вне главной зеленокаменной полосы Урала (Сафьяновское, мест-ния Медногорского района). Возраст метаморфизма отвечает нескольким фазам герцинского орогенеза в районе 380-360 и 320-240 млн лет назад с основным пиком 300-295 млн.лет. Большинство крупных месторождений характеризуются крутыми и субвертикальными псевдомоноклинальными структурами. Часть их лежит в зонах смятия (Дегтярское, Сан-Дonato на Среднем Урале), другие – вне их, будучи локализованными в слабо метаморфизованных толщах (Гай, Учалы, Сибай на Южном Урале). На сильно преобразованных месторождениях (Табл. 1), в отличие от слабо преобразованных, помимо резкого изменения морфологии рудных тел (плито- и линзообразные тела варьирующей мощности с раздувами и пережимами), происходит изменение текстурно-структурных характеристик, и резко возрастает роль сплошных руд.

Таблица 1. Условия преобразования колчеданных месторождений Урала

Степень преобразования	Температуры метаморфизма, °С	Примеры месторождений
Слабо преобразованные	150-250 (300)	Сафьяновское, Комсомольское, Учалинское, Узельгинское, Талганское, Галкинское, Александринское
Умеренно метаморфизованные	250-450 (500)	Гайское, Дегтярское, Сан-Дonato, Узельгинское (р.т. 3, 4), Кабанское, Джусинское, Барсучий Лог
Сильно метаморфизованные	350-600	Карабашское, Маукское
Регенерированные	350-700	Тарньер, Таш-Яр, им. 50 лет Октября

Метаморфизм сопровождается перекристаллизацией и переотложением синвулканических сульфидов, укрупнением их агрегатов, перераспределением цветных металлов (до почти полной ремобилизации). Типичными признаками метаморфизма являются полосчатые и гнейсовидные текстуры руд, характерные для приконтактных зон линз сплошных сульфидных руд. Образуются пирротин, магнетит, борнит; появляются редкие минералы Au, Ag, As, Sb, Sn, Ge, Bi, Te, Se, Co, Zn-шпинель и цельзиан, укрупняется самородное золото [3]. Изменяется химический состав минералов: в пирите – растет содержание Co; в блеклой руде – повышение As, Cu, Zn и уменьшение Sb, Fe, Ag; растет пробность самородного золота.

В связи со становлением гранитоидов местами проявились процессы контактового метаморфизма: на месторождениях Красноуральского и Кабанского рудных полей (Ср. Урал), Тарньер (Сев. Урал), Таш-Яр (Ю. Урал), им. 50-летия Октября (Сев. Мугоджары); местами метаморфизм достигал амфиболитовой фации. В целом с удалением от интрузий наблюдается смена высокотемпературных ассоциаций (эпидот-биотит-роговая обманка-актинолит-гранат-кордиерит-силлиманит-шпинель) низкотемпературными (хлорит-кварц-кальцит). В части рудных полей отмечается присутствие глиноземистой ассоциации (силлиманит, пирофиллит, зунит, топаз и др.). В ореолах гранитоидных интрузий, скоплений даек, рассекающих колчеданные залежи, развиты регенерированные (переотложенные) руды. Кварц-сульфидные жилы с крупнокристаллическими халькопиритом, блеклой рудой, галенитом, сфалеритом, нередко с включениями самородного золота и теллуридов наблюдаются в дайках микрогаббро и габбро-диоритов и вдоль их контактов. В сульфидных агрегатах проявлены нехарактерные для первичных колчеданных руд структуры: пегматоидная, графическая, симплектитовая, порфириобластовая, маркирующие процессы перекристаллизации рудного вещества вплоть до его частичного плавления, которое облегчено в случае наличия в рудах небольших количеств Bi, As, Sb, Te, Pb.

Проведенные исследования свидетельствуют о реальном участии магматических флюидов в образовании колчеданных месторождений и вероятном значительном ортомагматическом вкладе металлов. Магматические флюиды, по последним данным [17], являются основным источником цветных и благородных металлов “черных курильщиков”, связанных с современными островодужными системами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН (проект 1.1.2 программы П-27) и РФФИ (№12-05-00785 и 13-05-00980)

Литература

1. Амплиева Е.Е., Викентьев И.В., Карпухина В.С., Бортников Н.С. Роль магматогенного флюида в формировании Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения, Ю.Урал // Докл. РАН, 2008. Т. 423. № 4. С. 516-519.
2. Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А. Стронциево-изотопные данные для кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 24 с.
3. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 340 с.
4. Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпухина В.С., Наумов В.Б., Рябчиков И.Д. Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Доклады РАН, 2012. Т. 443. № 3. С. 347-351.
5. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданноносных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.
6. Иванов С.Н. Метаморфизм уральских колчеданных месторождений // Сов. Геология, 1939. № 2. С. 46-56.
7. Иванов С.Н. Опыт изучения геохимии и минералогии колчеданных месторождений. Свердловск: УФАН СССР, 1947. Т. 2. 64 с.
8. Иванов С.Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма // Проблемы генезиса руд. М.: Наука, 1964. С. 118-127.
9. Иванов С.Н., Нечеухин В.М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ // Геол.руд.мест., 1969. №1. С. 40-49.

10. Иванов С.Н., Прокин В.А. Рудоносность захороненных вулканических построек // Докл. АН СССР, 1974. Т. 216. № 4. С. 875-878.
11. Иванов С.Н., Курицина Г.А., Глебовская Е.А. Битумы в колчеданных рудах и рудовмещающих горных породах Урала // Геохимия, 1961. № 3. С. 268-273.
12. Иванов С.Н., Прокин В.А., Долматов Г.К. О природе рудоносных брахиантиклинальных поднятий Урала // Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР. Вып. 58, 1962. С. 129-153.
13. Карпухина В.С., Наумов В.Б., Викентьев И.В. Генезис колчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района (Южный Урал, Россия): свидетельства магматического вклада металлов и флюида // Геол. руд. мест., 2013. Т. 55. № 2. С. 145-165.
14. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
15. Серавкин И.Б. Корреляция состава руд и рудовмещающих пород в вулканогенных колчеданных месторождениях (на примере Южного Урала) // Геол. руд. месторож., 2013. Т. 55. № 3. С. 238-258.
16. Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н., Молошаг В.П. Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MC-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов // Доклады РАН, 2008. Т. 418. № 4. С. 530-535.
17. Yang K., Scott S.D. Magmatic fluids as a source of metals in seafloor hydrothermal systems // Back-arc spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions. Amer. Geophys. Union: Geophys. Monogr. Series 166, 2006. P. 163-184.

ФАКТОРЫ И КРИТЕРИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПОИСКОВ КРУПНЫХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА УРАЛЕ

Виноградов А.М.

Геолого-геофизический факультет УГГУ, г. Екатеринбург

В практике поисков колчеданных месторождений сложилась стадийность и традиционная направленность формирования ресурсов и обоснования запасов колчеданных (медных, медно-цинковых, золотополиметаллических и др.) руд. Она регламентирует организацию и оценивает эффективность прогнозно-поисковых работ на Урале. В результате наблюдается парадоксальная ситуация, когда ресурсы и запасы минерального сырья претерпевают существенные вариации. Однако, открытие нового медно-колчеданного месторождения в регионе в последние 20 – 30 лет крайне редкое событие. В результате на Урале традиционный тип месторождений меняется на «нетрадиционный» - медно-порфировый. Президент Русской медной компании (РМК) Всеволод Вадимович Левин четко раскрыл эту ситуацию в своем интервью (от 28.08.2012 г.) в рубрике пресс центра компании: «... это не только наша беда: богатых месторождений больше нет. Мировые запасы медной руды истощаются. Нужно работать по новым правилам». Бизнес не может больше ждать открытий новых крупных (колчеданных) месторождений. Работая по «новым правилам», он вышел на уникальные технологии разработки руд с низким содержанием полезных компонент на Михеевском, Томилинском и других медно-порфировых месторождениях, и это главное событие в новом веке на Урале.

Наши исследования и экспериментальные работы, выполненные в ряде колчеданных рудных районов (Домбаровский, Гайский, Александринский, Сафьяновский и др.) показывает, что ресурсы и запасы могут быть конкретизированы новыми открытиями традиционных месторождений определенных рангов: уникальные-крупные, крупные – средние, средние – мелкие, мелкие – рудопроявления. Результаты работ должны сводиться к обоснованному ответу о наличии и отсутствии обозначенных объектов в обозначенной площади, в данном интервале глубин, доступном для надежного опознания с применением современных средств при оптимальных материальных и финансовых затратах. Такая наукоемкая постановка работ должна быть реализована в специализированных геологических пространствах и обозначенных целях [2]. Она имеет конкурирующий выход или с учетом происшедшего отставания темпов в освое-

нии медно-порфировых месторождений создает предпосылки для комплексного или правильно сказать комбинированного вовлечения в эксплуатацию «традиционных» и «нетрадиционных» ресурсов и запасов минерального сырья. В такой постановке работы должны быть сосредоточены в геологических пространствах, подготовленных на основе применения всего громадного ресурса информации, полученной в предыдущих исследованиях и работах, включающих с учетом ранжирования целей масштабами запасов поискового объекта: уникальное (крупное) месторождение в пределах Южно-Уральского (Cu, Au) перспективного центра экономического роста России до 2020 года [7]; крупное (среднее) месторождение, например Александринский и Гайский рудные узлы [3,6]; среднее (мелкое) месторождение, например Домбаровский рудно-вулканический центр [1]; мелкое месторождение (рудопроявление), например, Сабановское рудное поле [6].

Полагаем, что в настоящее время приоритетными объектами поисков для совершенствования ресурсов и запасов меди на Урале являются крупные колчеданные месторождения [5,9]. Предпосылки и организация их поисков достаточно полно проработаны в институтах РАН, кафедрами МГУ и УГГУ, ЦНИИГРИ и другими организациями. Цель доклада: на фактическом материале показать, что в структуре физических и минерагенических геополей Урала содержится общность, раскрывающая положение рудоносных зон и рудных узлов с ураганым проявлением сульфидной (колчеданной) минерализации. В пределах таких объектов выделяются [2] особо перспективные участки, где современный комплекс геофизики обеспечивает выявление крупных месторождений на глубинах до 300 – 500 м.

Обозначенный целевой подход, отработанный на известных объектах Южного Урала, ещё раз продемонстрирован на примере выделения в Александринском районе рудного узла и в его пределах локальной прогнозной палеогидротермальной структуры. В эпицентре которой выявлена комплексная геофизическая аномалия. Она, вероятнее всего, отвечает крупному месторождению с верхней кромкой незэродированных рудных тел на глубинах порядка 100 – 200 м. Данный объект по итогам аукциона в соответствии с приказом по МПР РФ от 11.07.2013 № 605 вошел в контуры участка выделенного с целью геологического изучения, разведки и добычи колчеданных медно-цинковых руд и, вероятнее всего, в 2013 году будет проверен в соответствии с рекомендациями [6,8] одиночной скважиной. Ожидается, что скважина вскроет на глубинах 100-300 м незэродированные рудные залежи крупного по объёму рудной массы месторождения. Подобные объекты выделяются на локализованных участках в пределах других рудных районов Урала [5,9].

Факторы и критерии, прослеживаемые при изучении и интерпретации геополей по специальному алгоритму [4] и положенные в основу технологии экспрессного прогнозирования и поисков крупных сульфидных (колчеданных) месторождений, сводятся к следующим:

1) глобальные: 1.1. контроль Урало-Оманской ступенью геопотенциала, 1.2. приуроченность уникальных проявлений минерализации к секущим субширотным деформациям ступени, 1.3. связь с глубинными физическими неоднородностями – коро-манийными диапирами, 1.п. ;

2) региональные: 2.1. выраженный базитовый, базит-гипербазитовый магматизм ранне-среднего палеозоя, 2.2. приуроченность к глубинным зонам базификации (уплотнения) вещества в сочетании с разуплотнением (раскислением), 2.3. контроль крупными (глубинными) разломами различной природы при их сопряжении в пространстве и времени, 2.п. ;

3) локальные: 3.1. дискретный характер проявления рудоносных структур с куполообразным воздыманием упругих неоднородностей со стороны подошвы рудоносных ярусов, 3.2. узловая ортогональная ориентировка тектонических дислокаций как отражение унаследованности и долгоживучести рудоподводящих каналов, 3.3. выраженный характер разуплотнения фиксирующий дискретную локализацию палеогидротермальных структур на участках палеоделатации в верхней части земной коры, 3.п. ;

4) детальные: 4.1. контрастность локальных аномалий по согласованности структурных характеристик наблюдаемых геополей, заверенная наблюдаемыми аналогами, 4.2. положение локальных аномалий в иерархии структур колчеданной формации, 4.3. потенциальная масштабность прогнозной рудной массы по данным количественной интерпретации геополей, 4.п. ;

- 5) системные согласования частных моделей, выявленных аномалий геополей и структур с общей теоретической моделью колчеданной формации: 5.1., 5.n. . . ;
N. другие факторы и критерии (N.n).

Литература

1. Бушарина С.В., Виноградов А.М., Угрюмов И.А., Фомин Т.Л. Левобережное медно-колчеданное месторождение (геофизический аспект). // Уральский геофизический вестник, 2009. № 2. С. 8-17.
2. Виноградов А.М. Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 186 с.
3. Виноградов А.М. Геофизические поля и положение уникального медно-цинкового колчеданного месторождения в структуре Гайского рудного узла // Уральский геофизический вестник, 2010. № 2. С. 17-24
4. Виноградов А.М. Геофизическая модель колчеданной формации в общем алгоритме интерпретации геополей (на примере Южного Урала) // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Материалы XV Чтений памяти А.Н.Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 39-41.
5. Виноградов А.М., Масленников В.В. Научное обеспечение поисков крупных колчеданных месторождений на Южном Урале // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Материалы XV Чтений памяти А.Н.Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 42-44.
6. Виноградов А.М., Начапкин Н.И., Угрюмов И.А. Экспрессные поиски крупных колчеданных месторождений в пределах Южно-Уральского центра экономического роста России на период до 2020 г. (рекомендации по направлению работ). Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 48 с.
7. Ледовских А.А. Итоги работы Федерального агентства по недропользованию в 2008 году и задачи на 2009 год // Разведка и охрана недр, 2008. № 4. С.1 -22.
8. Отчет Гос. заказа по объекту № 102 – 14_«Поиски медноколчеданных руд масштаба 1 : 50000 – 1 : 1 0000 в Александринском рудном районе (Челябинская область) в 2005 – 2008 годах». Стр. 321, рис. 79, табл.1 3, текст. Прил. 11, граф. прил. 43, книг 3, библи. 74, декабрь 2008 г., Российский геолфонд (Москва), ФГУ ТФИ Челябинской обл. (Челябинск), лист N-40-XXXIV.
9. Прокин В.А., Серавкин И.Б., Виноградов А.М. Геологические условия размещения и перспективы выявления крупных медноколчеданных месторождений на Урале // Литосфера, 2011. № 6. С. 123-133.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА СРЕДНЕГО УРАЛА С КОЛЧЕДАННЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ И РАССЕЯННОЙ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

Волчек Е.Н., Нечухин В.М.

*Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, Екатеринбург, volchek@igg.uran.ru,
necheuhin@igg.uran.ru*

Восточному сектору отвечает восточная периферия Среднего Урала, располагающаяся к востоку от Адуйско-Мурзинского террейна и Пышминско-Сухтелинской зоны межсекторной коллизии [3, 9]. Центральная часть сектора сложена габбро-ультрабазитовыми массивами и океаническими и островодужными вулканогенными и вулканогенно-осадочными ассоциациями Режевской покровно-надвиговой зоны. Расположенные восточнее вулканогенно-интрузивные ассоциации образуют поясовую структуру Сухоложско-Теченской зоны. По восточной периферии сектора выделяется Гаевский и Красногвардейский гранито-гнейсовые террейны, которые фрагментами перекрыты отложениями чехла.

Вулканогенные комплексы в пределах зон представлены разнообразными по составу палеозойскими образованиями, среди которых в Режевской зоне присутствуют комплексы, вмещающие медноколчеданное месторождение, а в Сухоложско-Теченской развиты вулканиты, содержащие рассеянную сульфидную минерализацию.

Геологическое строение Режевской зоны, в пределах которой расположено Сафьяновское колчеданное месторождение, изучено достаточно детально [1, 8, 11 и др.]. По этим данным зона сложена пакетами тектонических пластин вулканогенных и терригенных пород, офиолитов и известняков. Здесь развиты среднедевонские комплексы натриевых риолит-базальтов, толеитовых базальтов и малокалиевых андезидацитов.

Вулканиды риолит-базальтовых комплексов, в том числе колчеданоносных, принадлежат к низкокалиевой толеитовой серии островных дуг. Собственно колчеданоносная плагиориолит-дацитовая толща сложена слоистыми тейфроидами и туффитами с прослоями серых кремней, образующими несколько ритмов, прерываемых согласными горизонтами и линзами спекшейся, несортированной пирокластики, кластолавами и купольными брекчиями.

Выходы толеитовых базальтов известны в тектонических пластинах на р. Реж и в Сафьяновском рудном поле. Они характеризуются невысокими содержаниями редкоземельных элементов и слабым их фракционированием.

В разрезе Сафьяновского колчеданного месторождения наблюдается обратная стратификация пластин – возраст вулканогенных и осадочных пород снизу вверх становится все более древним [11]. Верхнедевонские базальтоиды (нижняя аллохтонная пластина) сменяются оруденелыми кремнекислыми вулканидами, известняками и андезитами среднего девона (средняя пластина), и завершается пакет пластин офиолитовой ассоциацией.

Восточнее Режевской располагается полоса распространения вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований Сухоложско-Теченской зоны. Далее на восток они сменяются осадочными и вулканогенно-терригенными отложениями и известняками, частично входящими, по-видимому, в образования чехла, перекрытого отложениями кайнозоя Красногвардейского террейна. В зоне получили развитие лавы и лавовые брекчии андезибазальтового, андезитового, реже андезидацитового состава позднедевонско-раннекаменноугольного возраста. В районе среднего течения р. Исеть они образуют протяженную (2 км и более) непрерывную полосу, ширина которой колеблется от 3 до 6 км. Лавовые потоки обладают параллелепипедальной и пластовой отдельностью. Их ширина в некоторых местах достигает нескольких десятков метров [6]. Лавовые брекчии образуют краевые части потоков, поверхностные корки. По петрогеохимическим данным установлена их принадлежность к комплексам краевых поясов активных континентальных окраин [2].

Одновременно в этой зоне выделяются раннекаменноугольные базальтоиды, петрохимические параметры которых более характерны для пород, накапливающихся во внутриплитных обстановках [2]. Вместе с этим здесь не устанавливаются вулканогенные комплексы, имеющие выраженные параметры внутриокеанических образований.

На севере зоны, на площади течения рек Пышмы и Шаты, прослеживаются выходы вулканогенных обильно пиритизированных пород. Здесь в 70-х годах прошлого века были проведены поисковые работы на медные руды и выделено несколько участков с серноколчеданной и медисто-цинковой минерализацией [7]. Позднее в связи с получением данных по петрогеохимии метасоматитов Сухоложского проявления было высказано предположение о необходимости отнесения их к медно-порфировой системе [4].

Вулканиды этого участка представлены лавами базальтов, андезибазальтов, андезитов, андезидацитов, дацитов, риодацитов, туфами различного состава, туфоконгломератами эйфельско-раннеживетского базальт-андезит-дацитового комплекса [10]. Андезиты слагают лавовые потоки с признаками подушечного строения. В разрезе по р. Шате обнажаются мощные толщи туфов и среди них лавовые потоки афировых базальтов, которые постепенно сменяются лавами и туфами с прослоями туффитов андезибазальтового состава. Жерловые фации представлены бомбово-глыбовыми туфами, агломератами, брекчиями и игнимбридами. Риолиты слагают субвулканическое тело и лавовый поток [7]. Возраст этих образований принят как среднедевонский на том основании, что на андезибазальтах и туфах залегают рифогенные известняки с фауной эйфеля [5, 6].

Для проанализированных образцов характерна умеренно-высокая суммарная щелочность, близкая к граничным значениям известково-щелочных и субщелочных серий. Это низкокалиевые породы с натриевым типом щелочности ($K_2O/Na_2O = 0,2 - 0,4$). По соотношению

FeO*/MgO все вулканы относятся к известково-щелочной серии. По коэффициенту глинозема они являются умеренно- и высокоглиноземастыми (al 0,8 - 2,7). Химический состав андезитов даек идентичен с составом лав. Сумма щелочных металлов в них составляет 5,9-7,3 масс.% при несколько более высоких значениях содержаний K₂O в андезитах лавовой фации. Для дацитов и риодацитов характерно увеличение содержаний оксида калия. Туфы по петрохимическому составу отвечают андезитам.

Содержания и характер фракционирования РЗЭ в рассматриваемых породах свойственен надсубдукционным образованиям. Типичным является преобладание легких лантаноидов над тяжелыми редкими землями и выраженный дефицит европия. Составы средне-основных вулканических обогатены Ba, Sr, Pb, Hf. На графиках содержаний микроэлементов, нормированных по PRIM, для этого ряда пород прослеживаются минимумы по Ta и Nb, Ti, Zr, что свидетельствует об их принадлежности к типу надсубдукционных образований. Кривые распределения микроэлементов для дацитов имеют менее глубокие Ta и Nb минимумы и минимум Sr.

Особенности геодинамики формирования восточного сегмента Среднего Урала и тектоника обусловили специфику геологического строения и рудную специализацию зон. В пределах Режевской многопоясной зоны находятся колчеданные залежи, в Сухоложско-Теченской поясовой структуре присутствуют комплексы с рассеянной сульфидной минерализацией.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы УрО РАН (проект 12-У-5-1041 и проект 12-П-5-2015).

Литература

1. Бочкарев В.В., Суринов Т.Н. Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 80с.
2. Волчек Е.Н., Нечеухин В.М. Петрогеохимические особенности вулканогенных пород Сухоложской зоны (восточный сегмент Среднего Урала) и их значение для геодинамических реконструкций // Литосфера, 2012. № 3, с. 146-150.
3. Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1:2 500 000. Составители В.М. Нечеухин, В.А. Душин, В.Г. Оловянишников. Екатеринбург: УрО РАН - УГГУ, 2009.
4. Грабежев А.И., Коровко А.В. Петрогеохимия метасоматитов Сухоложского проявления (Средний Урал) // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН, 2009. Вып. 156. С. 86-90.
5. Дианова Т.В. О первичных формах залегания палеозойских вулканогенных образований в Алапаевско-Каменской зоне Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 181-184.
6. Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. Л.: Наука, 1979. 129 с.
7. Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Сазонов В.Н., Шевалев В.П., Слободчиков Е.А., Дубейковский С.Г. Геологические маршруты по Сухоложскому и Каменскому полигонам. Екатеринбург, 2002. 295 с.
8. Петров Г.А., Жиганов А.А., Стефановский В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Уральская серия. Лист О-41 (Екатеринбург). Главный редактор А.В. Жданов. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2011 (МПР РФ, Федеральное агентство по недропользованию, ФГУП «ВСЕГЕИ», ОАО «УГСЭ»).
9. Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии // В.М. Нечеухин, В.А. Душин, В.Г. Оловянишников. Екатеринбург: УрО РАН, Уральский государственный горный университет, 2009. 158 с.
10. Смирнов В.Н., Коровко А.В. Палеозойский вулканизм восточной зоны Среднего Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сборник научных трудов. Екатеринбург, 2007. С. 395-420.
11. Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 72 с.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАМИКТНОГО СОСТОЯНИЯ ЦИРКОНОВ НА ОСНОВЕ JPD-АНАЛИЗА BSE-, CL-ИЗОБРАЖЕНИЙ И ДАННЫХ ЭЛЕКТРОННО-ЗОНДОВОГО МИКРОАНАЛИЗА

Вотяков С.Л., Замятин Д.А., Щапова Ю.В., Поротников А.В., Краснобаев А.А.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

При выполнении датировок гетерогенных (гетерохронных) зерен циркона на основе данных локальных аналитических методик (масс-спектрометрии вторичных ионов, масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией проб) необходим детальный минералого-физический анализ сохранности (замкнутости) его изотопной U-Pb-системы. Текстура зерен, особенности локального химического состава и кислородной нестехиометрии, степень гидратации, радиационной деструкции, перекристаллизации, пористость - важные характеристики для оценки не только условий образования, но и степени вторичных преобразований циркона, соответственно, и сохранности геохронологической информации [3, 5-9]. Одними из наименее изученных являются текстуры цирконов, характеризующиеся наличием низко люминесцирующей центральной зоны и более яркой внешней оболочки, в которой иногда выражена секториальная или осциллирующая зональность. В работах А.А. Краснобаева с привлечением данных о составе редкоземельных элементов в цирконах развиваются представления о «восходящей» ветви эволюции кристаллов с неупорядоченной, первично несовершенной («генетически метамиктной») матрицей, образующей центральные поликристаллические части зерен – ядра, новообразованным «очищенным» цирконом. Природа гетерогенных цирконов с ядрами, имеющими пористую структуру, высокое содержание Fe, Ca, H₂O, OH-групп и др., остается спорной; актуально применение материаловедческих подходов для исследования особенностей их метамиктного состояния.

Цель работы – исследование особенностей метамиктного состояния гетерогенных цирконов метаморфических пород Мугоджар на основе JPD-анализа их BSE-, CL-изображений, химического состава и формы спектра SiK_β.

Образцы и методики исследования. Изучены зерна циркона метаморфических пород Талдыкского блока Мугоджар с возрастом около 2900 (ядра) и 373±4 млн. лет (новообразованная часть); далее пробы 6-3, 6-7, 8-6, 5-1 [2]. Состав минерала, в том числе содержание легких элементов O и F, BSE-, CL-изображения зерен, локальные SiK_β-спектры получены с использованием микроанализатора CAMECA SX100. Определение O и F проведено на спектрометре с псевдокристаллом-анализатором LPC0 (2d=45 E), а SiK_β-спектры получены на кристалл-анализаторе LPET; стандарт циркона - кристалл из кимберлитовой трубки Мир. JPD-методика (*Joint Probability Distribution* [4]) картирования цирконов основана на совместном анализе их BSE- и CL-изображений: по совмещенным изображениям последних были построены двумерные гистограммы совместного распределения их вероятностей; при этом интенсивность на JPD-гистограмме пропорциональна числу точек на зерне, обладающих данной парой значений BSE- и CL-интенсивностей. Фрагмент циркона с некоторым значением BSE- и CL-интенсивностей образует точку (группу точек) на JPD-гистограмме; последние моделировались двумерными гауссианами; по принадлежности пар BSE- и CL-интенсивностей к этим гауссианам строились JPD-карты их распределения в зернах; разрешение методики составляло 0.5-5 мкм [1].

JPD-анализ зональности. По оптическим данным в большинстве зерен циркона выделяется бурое непрозрачное ядро и бесцветная прозрачная оболочка; в исследованной выборке кристаллов соотношение размеров ядер и оболочек значительно варьирует; фиксируются зоны с переходными свойствами. Подобная сложная внутренняя структура проявляется и на их BSE- и CL-изображениях (рис. 1а-б). С использованием JPD-методики установлено, что во всех зернах достаточно явно выделяются зоны с нормальным (Ia-c) и аномальным (II) соотношением интенсивностей BSE и CL, причем зоны Ia-b приурочены к периферии кристалла (его внешней оболочке), а зоны Ic и II - к его ядру (см. рис. 1в-е). Точки, соответствующие бесцветным прозрачным оболочкам зерен циркона, расположены в зоне Ia (в этой же зоне локализуются и все точки для высококристаллического стандарта циркона). Для точек из зон Ia-c имеет место нор-

мальная, типичная для большинства цирконов обратная корреляция BSE- и CL-интенсивностей (рис.2), обусловленная изменением степени кристалличности; на основании этого можно полагать, что зоны Ib и Ic циркона имеет более низкую степень кристалличности, чем оболочка Ia. Увеличение интенсивности катодолюминесценции в ряду Ic→Ib→Ia обусловлено известным эффектом роста эффективности излучательных переходов при упорядочении среды, в частности, вследствие уменьшения вероятности безызлучательных переходов. Снижение яркости BSE-изображения зон в отмеченном выше ряду может быть связано с уменьшением эффективности обратного рассеяния электронов из-за увеличения средней глубины проникновения первичных электронов и роста электронного каналирования в областях с более совершенной кристаллической структурой; фактор изменения среднего атомного номер соединения следует считать второстепенным вследствие малых вариаций катионного состава циркона в указанных зонах. Таким образом, JPD-карта зоны I выявляет типичное для радиационно-разупорядоченных цирконов соотношение BSE- и CL-интенсивностей.

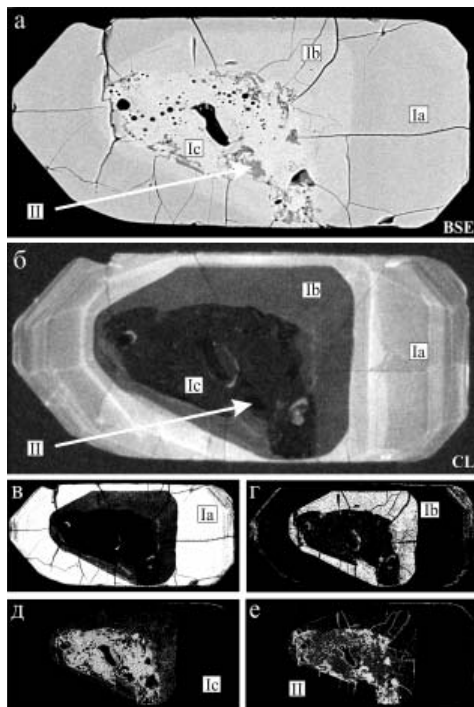


Рис. 1. BSE-, CL-изображения (а, б) зерна циркона метаморфических пород Мугоджар (проба 6-3) и JPD-карты распределения функций принадлежности пар BSE- и CL-интенсивностей к модельным двумерным гауссианам Ia-с (в-д) и II (е)

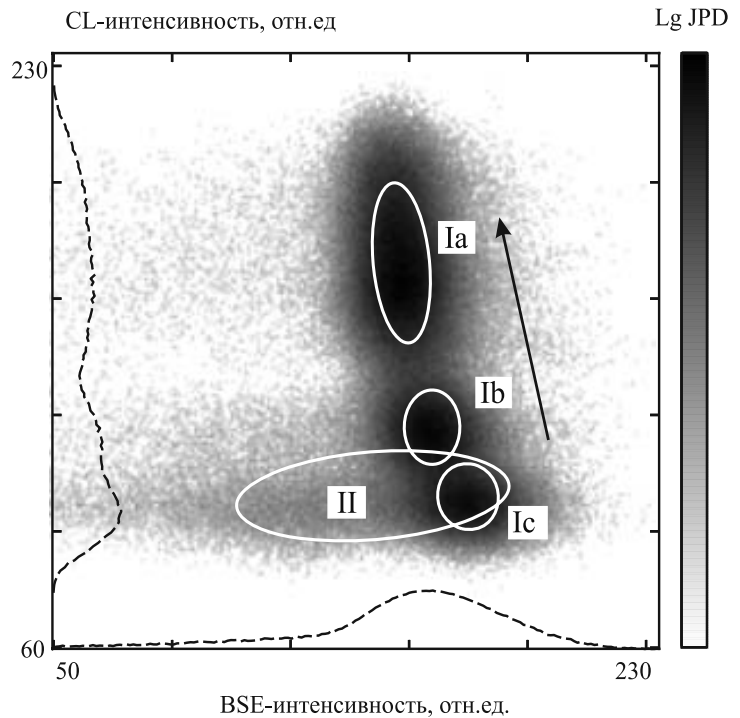


Рис. 2. Двумерные JPD-гистограммы совместного распределения BSE и CL-интенсивностей в зерне циркона (проба 6-3). Контурсы – значения на половине высоты модельных двумерных гауссианов Ia-с и II; пунктир – проекции JPD-гистограммы на координатные плоскости; стрелка – направление увеличения степени кристалличности и стехиометричности состава циркона

Точки анализа, образующие зону II, характеризуются аномальными свойствами - нетипичными величиной и соотношением яркостей BSE- и CL-изображений. Эти точки, как и точки из зоны Ic, приурочены к ядру цирконов (рис. 1д, е). В зоне II катодолюминесценция малоинтенсивна или практически не фиксируется, что позволяет предполагать высокую степень неупорядоченности структуры и (или) значительную гидратацию образца. BSE-интенсивность в точках зоны II циркона также имеет низкое значение, при этом она не коррелирует с CL-интенсивностью. По-видимому, низкая BSE-интенсивность - следствие уменьшения среднего атомного номера за счет присутствия легких элементов (F, Fe и др., молекулярной воды и OH-групп), а также субмикронной пористой текстуры в зоне II, приводящей к низкой эффективности обратного рассеяния электронов. Значимые вариации BSE-интенсивности в зоне II следует отнести на счет изменений химического состава в ядре кристаллов, включая степень гидратации.

Аномальное соотношение BSE- и CL-интенсивностей, выявленной на *JPD*-картах зоны II, позволяет предположить, что зона II соответствует реликтовым областям циркона, сохранившимся с момента образования.

Особенности катионного состава. В зонах Ia-b, расположенных на периферии кристалла, содержание матричных катионов незначительно отличается от стехиометрического, типичного и для стандарта циркона (у последнего $Zr=48.47$, $Si=15.4$ мас.%); из числа примесей в значимых количествах (до 1.6 мас.%) присутствует только Hf; фазовых включений не фиксируется. Напротив, в ядре кристалла фиксируются фазовые включения, имеющие состав, близкий к ортоклазу и магнетиту (в других зернах встречены включения ильменита, кварца и альбита). В зоне Ic суммарное содержание примесей тяжелых РЗЭ и Hf не превышает 0.8 мас.%; в зоне II оно достигает 4 мас.%, кроме того, в отдельных точках последней фиксируется Y и P с содержанием до 3.3 и 2.7 мас.%, соответственно. Содержание радиоактивных элементов U и Th не превышает 0.3 мас.% во всех зонах кристалла, увеличиваясь в ряду Ia (U не фиксируется) → Ib (U от 0,1 до 0,2 мас.%) → Ic, II (U от 0,2 до 0,3 мас.%); эти данные согласуются с вариациями степени кристалличности циркона в зоне I по данным BSE и CL. Отметим, что содержание Th в зоне I ниже предела определения, тогда как в зоне II отношение Th/U достигает 0.8. Концентрация Pb в образцах - на пределе чувствительности анализатора. Суммарное содержание оксидов в зонах Ia-c близко к 100 %; напротив, в зоне II фиксируется значимый дефицит суммы оксидов; минерал имеет существенно отличный от стехиометрического состав по катионам, причем содержание (Zr, Y, Hf, Th, U) и (Si, P), а также их соотношение варьирует по точкам зоны достаточно значимо и нерегулярно. Дефицит суммы оксидов может быть приписан наличию H_2O , OH-групп и легких элементов, не фиксируемых в рутинных анализах, а также развитием субмикронной пористой текстуры, вызывающей изменение условий возбуждения вторичного рентгеновского излучения при анализе вследствие зарядовых эффектов в пористой среде; подобные структуры характерны для цирконов, испытавших вторичные преобразования, связанные с растворением (осаждением) образца с участием флюидов. Таким образом, данные по составу согласуются с результатами *JPD*-картирования зерен циркона и выделению в них зон I и II с существенно различными свойствами, а также с сопоставлением зоны I областям рекристаллизованного («очищенного») циркона, а зоны II – реликтам первично-неупорядоченной, метасоматически образованной матрицы.

Содержание O, F. В зонах Ia-c и II циркона средние значения содержания O составляют 34.6, 34.7, 35.2 и 35.9 мас.%, соответственно; F с содержанием 0.15-1.34 мас.% фиксируется только в зоне II; в одной из проб (5-1) установлена пропорциональная связь содержания F и Y. На рис.3 измеренное содержание O сопоставлено с рассчитанным из условия стехиометричности

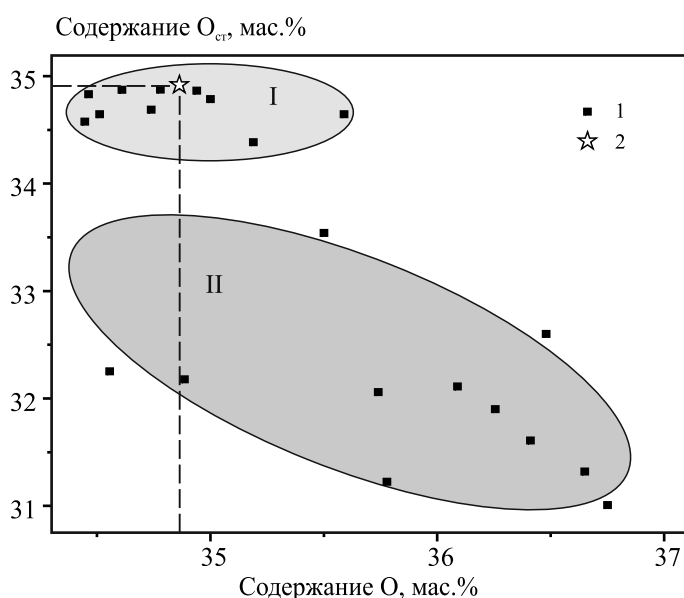


Рис. 3. Вариации содержания кислорода – измеренного (O) и рассчитанного (O_{cm}) из условия стехиометрии состава циркона: 1 – пробы 6-3, 8-6, 5-1; 2 – стандарт

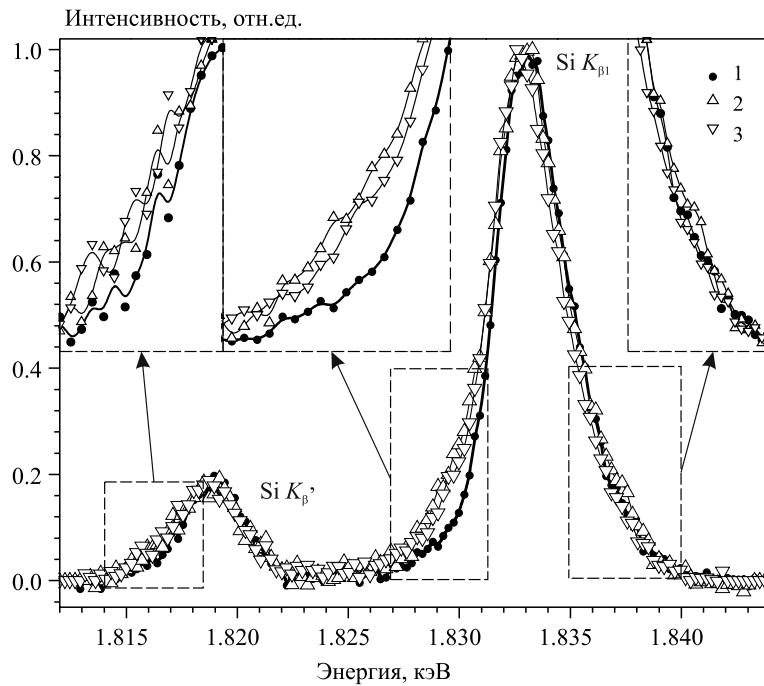


Рис. 4. SiK_β -спектры, усредненные по серии из 10-25 точек для зон Ia, Ic и II циркона 5-1

матрицы ($\text{O}_{\text{ст}}$). Видно, что в зонах Ia-b величины O и $\text{O}_{\text{ст}}$ практически совпадают между собой и, в пределах статистической погрешности (0.5 мас.%), с содержанием O в стандарте циркона (у последнего $\text{O}=34.86$ и $\text{O}_{\text{ст}}=34.92$). Напротив, в зонах Ic-II измеренное содержание O превышает таковое в стандарте на величину, достигающую 2 мас.%, а $\text{O}_{\text{ст}}$ занижено (до 4 мас.%) относительно такового в стандарте. При этом максимальное значение разницы $\text{O}_{\text{изб}}=\text{O}-\text{O}_{\text{ст}}$ достигает 5.72 мас.%. Отклонение кислорода от стехиометрии существенно растет при переходе от зон Ib-a и Ic к зоне II; заметим, что сумма содержания элементов в зоне II для всех исследованных образцов при учете O и F лежит в интервале 96.1-99.6 мас.%. Наличие избыточного кислорода может быть связано с гидратацией циркона (наличием H_2O и/или OH -групп); оценки содержания воды по значению $\text{O}_{\text{изб}}$ дают максимальное содержание последней 6.43 мас.% и ее существенно более высокие концентрации в зоне II по сравнению с зоной I. Таким образом, зоны I и II существенно различны по кислородной нестехиометрии и степени гидратации; этот результат согласуется с предположением о соответствии зоны II реликтам генетически неупорядоченных цирконов.

Анализ формы SiK_β -спектра. Форма линий SiK_β (как и OK_α) может быть использована для анализа особенностей химической связи Si-O в силикатных минералах. SiK_β -спектры оболочки и двух зон ядра циркона представлены на рис.4; выделяются полосы SiK_β и $\text{SiK}_{\beta 1}$, причем явно фиксируются изменения формы (асимметрии) высокоэнергетической полосы $\text{SiK}_{\beta 1}$ при переходе от зон Ia-b к зонам Ic и II. Количественная оценка вариаций формы проведена нами по значениям центра тяжести ν_0 и ширины полосы $s=\mu_2^{1/2}$, коэффициентов ее асимметрии $\gamma_1=\mu_3/s^3$ и эксцесса (отклонения относительно линии гауссовой формы) $\gamma_2=\mu_4/s_4-3$ (здесь ν_0 и μ_n - начальный и центральные моменты полосы порядка n). В зоне Ia по сравнению с Ic и II центр полосы сдвинут в высокоэнергетическую область, ее ширина и асимметрия понижены, а значение коэффициента γ_2 , напротив, повышено. Параметры спектра в зоне Ia близки к таковым в высококристаллическом стандарте циркона. Вариации формы полосы $\text{SiK}_{\beta 1}$, отражающие изменения спектра валентных электронных состояний и характеристик химической связи Si-O, могут быть обусловлены радиационным повреждением структуры – созданием высокой плотности вакансионных радиационных дефектов, изменением координационного числа Si и/или способа сочленения SiO_4 -тетраэдров при радиационной полимеризации. Изменение состояния кислородной подрешетки возможно и за счет образования в структуре OH -группировок (при гидрогранатовом замещении Si), а также вследствие развитой внутренней пористой структуры образца. Тот факт, что наиболее значительные изменения спектров происходят при переходе от безводных к гидратированным зонам, позволяет предположить существенную роль гидрата-

ции в формировании спектра состояний O в цирконе; для детального физического анализа необходимо проведение модельных расчетов электронного строения разупорядоченного циркона. В целом, анализ формы SiK_{β} -спектра указывает на изменение состояния кислородной подрешетки при переходе от зон Ia-b к зонам Ic и II; полученные данные не противоречат сопоставлению зон I областям рекристаллизованного («очищенного») циркона, зон II - реликтам первично-неупорядоченной, метасоматически преобразованной матрицы.

Выводы. На основе JPD-анализа BSE- и CL-изображений циркона, данных электронно-зондового микроанализа по его химическому составу и форме спектра SiK_{β} предложен комплексный подход для оценки количественных локальных характеристик метамиктного состояния гетерогенных (гетерохронных) зерен. На примере циркона метаморфических пород Мугуджар выделены зоны Ia-c и II с нормальными и аномальными характеристиками; зоны Ia и II наиболее сильно отличаются друг от друга и отнесены нами, соответственно, к фрагментам кристаллического новообразованного и реликтового первично-неупорядоченного («генетически метамиктного», метасоматического) циркона с высоким содержанием примесей, существенно нестехиометричного как по катионному составу, так и по кислороду; зоны Ib-c – переходные; тренд Ic→Ib→Ia сопоставлен с увеличением степени кристалличности матрицы.

Работа выполнена в рамках программы Президиума РАН 23 (проект №12-П-5-1020), проекта УрО РАН №12-М-235-2063, грантов РФФИ №11-05-00035, 14-05-00172, 14-05-31405, а также грантов УрО РАН № 11-5-НП-600 и № 13-5-НП-686 в Центре коллективного пользования УрО РАН «Геоаналитик».

Литература

1. Замятин Д.А., Шапова Ю.В., Поротников А.В., Вотяков С.Л., Краснобаев А.А. // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 160, 2013. С. 326-333.
2. Краснобаев А.А., Давыдов В.А. // Докл. РАН, 1999. Т. 366. №1. С. 95-99.
3. Breiter K. et.al // Lithos, 2006. V.88. P.15-4.
4. Hajnal J.V., Hill D.L.G., Hawkes D.J. Medical image registration. Boca Raton: CRC Press, 2001. 392 p.
5. Geisler T. et.al // Mineral. Mag., 2003., V. 67. P. 485–508.
6. Nasdala L. et.al // American Mineralogist, 2006. V. 91. № 11-12. P. 1739–1746.
7. Ewing R.C., Meldrum A., Wang L., Weber W.J., Corrales L.R. Radiation effects in zircon // Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin, 2003. V. 53. P. 387-25.
8. Nasdala L. et.al // Geochimica et Cosmochimica Acta., 2009. V.73. P. 1637-1650.
9. Purton J., Urch D.S. // Miner. Mag., 1989. V. 53. P. 239-244.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КОЛЧЕДАНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ В ОСТРОВОДУЖНЫХ ОБСТАНОВКАХ РУДНОГО АЛТАЯ И ЮЖНОГО УРАЛА

Гаськов И.В.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, gaskov@igm.nsc.ru

Рудный Алтай и Южный Урал по развитию колчеданного оруденения и запасам медно-полиметаллических руд относятся к наиболее крупным металлогеническим провинциям в мире. Рудноалтайский пояс протяженностью более 500 км и ширине около 100 км включает более 50 промышленных и большое количество мелких месторождений. Оруденение тесно связано с вулканизмом контрастной базальт-риолитовой формации, проявившейся в средне-верхне-девонский период. В это время территория Рудного Алтая представляла собой островодужную область, сформировавшуюся на энциалической коре пассивной континентальной окраины [6]. Общая мощность земной коры составляла 40-42 км. Поэтому в составе базальт-риолитовой формации резко преобладают кислые вулканогенные породы. Формирование этой формации

охватывает широкий временной интервал от эйфеля до фамена и характеризуется многоэтапным проявлением и антидромным развитием при существенном преобладании риолитовой группы пород (до 90%). В развитии вулканизма Рудноалтайского региона можно выделить три основных этапа: позднеэмский-раннеэйфельский, позднеэйфельский-раннеживетский и позднеживетский-франский. С юго-востока на северо-запад региона отчетливо отмечается смещение периодов активного вулканизма и стратиграфических уровней максимального проявления оруденения вверх по разрезу с эмс-эйфельского яруса до живет-франского. Вулканиды относятся к породам известково-щелочного ряда с натро-калиевым составом щелочей. Кислые породы представлены туфами, ингнимбридами реже лавами и субвулканическими образованиями. Общей отличительной особенностью этих пород является высокая кремнистость, составляющая в среднем 74,46%. Вверх по разрезу отмечается рост SiO_2 и снижение магнезиальности и известковистости пород. Породы в целом характеризуются невысокой щелочностью, составляющей суммарно в среднем 5,42%. В геохимическом плане они характеризуются повышенным содержанием (в 2-10 раз выше кларка) свинца, цинка, меди, бария. Породы основного состава представлены главным образом андезит-базальтами и их туфами, кроме того, достаточно широко развиты субвулканические дайковые тела долеритов. По химическому составу они характеризуются средней и низкой щелочностью с существенно натровым уклоном. По содержанию щелочей они относятся к нормальным и субщелочным разновидностям, а по их составу преобладают калиево-натриевые и натриевые породы. Основные вулканиды характеризуются низкой железистостью и титанистостью.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая образуют узловое распределение и тяготеют к ареалам развития палеовулканических структур, приуроченных к пересечению поперечных трансформных нарушений и главных структур северо-западного простирания. В пределах рассматриваемой территории выделяются 6 рудных районов, 3 из которых расположены в Казахстане – Зырянский, Лениногорский, Прииртышский и три – на территории России – Змеиногорский, Золотушинский и Рубцовский. Месторождения локализуются среди отложений, сформировавшихся в различных фациальных условиях – от существенно вулканогенных (жерловых, прижерловых) до типично осадочных (прибрежно-морских и умеренных глубин). Оруденение на разных месторождениях слагает преимущественно стратифицированные рудные залежи в основном пластообразной и линзовидной морфологии и локализуется на разных литолого-стратиграфических уровнях. Руды характеризуются гнездово-прожилково-вкрапленными, массивными и реже слоистыми текстурами. Сложены они тонко- и мелкозернистыми агрегатами с колломорфными и глобулярными структурами. Рудные залежи месторождений сопровождаются ореолами гидротермально-метасоматических пород кварц-серицитового и серицит-кварц-хлоритового состава, более широко развитыми в подрудной части. Все месторождения Рудного Алтая относятся к единой вулканогенной колчеданно-полиметаллической формации. В пределах этой формации выделяются 2 минеральных типа – собственно колчеданно-полиметаллический и барит-полиметаллический, различающиеся по минеральному составу и геохимии. **Колчеданно-полиметаллический тип** объединяет различного масштаба месторождения и имеют преимущественное развитие в регионе. К ним относятся месторождения, в минеральном составе которых более 25% пирита. Ценность руд этих месторождений определяется содержанием в них сфалерита (Zn), галенита (Pb) и халькопирита (Cu). Концентрации главных рудных элементов характеризуются широкими вариациями и разными соотношениями Cu:Pb:Zn. Руды также характеризуются повышенным содержанием As, Bi, Ga, Se, относительно невысокими концентрациями золота (0,25 -1,05 г/т), серебра – от 12 до 147,8 г/т и устойчивыми величинами $\delta^{34}\text{S}$, близкими к метеоритному стандарту (+2,2‰). Средние температуры рудообразования не превышают 250-350°С. **Барит-полиметаллический тип** в пределах Рудного Алтая проявлен ограниченно и установлен лишь в Лениногорском (Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское) и Змеиногорском (Зареченское, Змеиногорское) рудных районах. Месторождения этого типа локализуются на нижних литолого-стратиграфических уровнях в отложениях крюковской свиты (D_1e_2 kr) и березовской свиты (D_1e_2 - D_2e br). Отличительной особенностью этих месторождений являются более сложный минеральный состав, низкая колчеданность и повышенное содержание барита, золота и серебра. Наиболее распростра-

ненными рудными минералами являются сфалерит и галенит. В меньшем количестве развиты халькопирит, блеклая руда, марказит, пирит, дигенит, алтаит, электрум, самородное золото и др. Основными нерудными минералами являются барит, кальцит и кварц. Руды характеризуются повышенным содержанием As, Sb, Bi, Cd, Te и высоким содержанием золота и серебра, изменяющихся соответственно в пределах (Au 4,3 - 40,3 г/т), (Ag 43 - 390 г/т). Для сульфидов характерен несколько облегченный изотопный состав серы сульфидов (-2,8‰). Формирование месторождений характеризуется многостадийностью и относительно невысокими температурами (200-300°С). Причем заключительные стадии рудообразования характеризовались более высокими температурами, чем начальные.

Южно-Уральский металлогенический пояс включает более 100 колчеданных месторождений и рудопоявлений и относится к одному из главных горнодобывающих регионов России и Европы. Колчеданные месторождения расположены в пределах Тагило-Магнитогорского прогиба шириной около 80 км, протягивающегося субмеридионально на 850 км и висячем боку Главного Уральского разлома. Он состоит из северной - тагильской части (Тагильская мегазона), и южной - Магнитогорской зоны, пространственно совпадающей с Магнитогорским синклиноморфом. Последний рассматривается как фрагмент энсиматической островной дуги и включает основные колчеданные месторождения [1]. По данным ГСЗ для данной островодужной системы характерно резкое повышение мощности и подъем поверхности базальтового слоя до глубины 2-16 км. В широтном направлении Магнитогорская палеоостроводужная система делится на три зоны: Западно-Магнитогорскую и Восточно-Магнитогорскую, отвечающие двум ветвям островодужных образований, и Центральную зону, рассматриваемую как междуговой палеобассейн [1]. По простиранию палеоостроводужные структуры разделяются скрытыми поперечными разломами на отдельные блоки, которые различаются по концентрации колчеданных месторождений [4,1]. Магнитогорская металлогеническая зона включает 13 рудных районов с суммарными запасами меди и цинка 46 млн т. Все оруденение тесно связано с вулканогенными образованиями островодужной системы развивающейся в период S_2 - D_3 [3]. Размещение месторождений контролируется локальными депрессионными структурами (троги и кальдеры) в пределах длительно развивающихся вулканических поднятий. **Западно-Магнитогорская зона** протягивается вдоль Главного Уральского разлома практически на 500 км при ширине до 50 км. В её пределах выделяется две структурно-формационные зоны: Баймак-Бурибайская (Таналыкская) - на юге и Ирндыкская - на севере. Основное колчеданное оруденение приурочено к вулканогенным отложениям Баймак-Бурибайской зоны. **Центрально-Магнитогорская зона** расположена в осевой части синклинория, разделяя западную и восточную островные дуги. Здесь выделяют Сибайскую и Западно-Мугоджарскую рудно-формационные зоны [4]. Большая часть колчеданного оруденения приурочена к вулканогенным отложениям Сибайской зоны. **Восточно-Магнитогорская зона** протягивается почти на 500 км в субмеридиональном направлении в восточной части Магнитогорского мегасинклинория, вблизи Восточно-Уральского поднятия. Она имеет сложное строение, обусловленное большой радиальной изменчивостью вулканических комплексов и присутствием гранитоидных массивов [1]. В пределах Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги выделяется три рудносных зоны Учалинско-Александринская, Ащebutакско-Джусинская и Домбаровская [4].

Рудоносный вулканизм в разных рудных зонах Магнитогорской островодужной системы представлен в широком возрастном диапазоне от S_2 - D_1 до (D_2 - D_3). Все осадочно-вулканогенные отложения, выделены в баймак-бурибаевскую (S_2 - D_1) ирндыкскую (D_2 е ir), карамалыташскую (D_2 е-gv,kr), улутаускую (D_2 gv₂ul), мукасовскую (D_3 fr₁mk); колтубанскую (D_3 fr₂kb), верхнеуральскую (D_3 fm₁vr), самаринскую (D_3 fm₂sm) и зилаирскую (D_3 fmzl) свиты [4]. Подстилают все эти отложения офиолитовые отложения ордовик-силурийского возраста, а перекрывают флишеидные отложения карбона. Разрез представлен чередованием стратифицированных продуктов разновозрастных вулканических циклов, сложенных гомодромной последовательностью базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. В разрезе выделяют 2 главных возрастных комплекса: баймак-бурибаевский (S - D) и карамалыташский (D_2 е-gv₁), которые характеризуется известково-щелочным составом с существенно натриевым уклоном. В раннем комплексе по сочетанию пород разного состава выделяют 2 вулканогенные формации - контрастную базальт-риолитовую и непрерывную

базальт-андезит-дацит-риолитовую. С запада на восток для этой части разреза отмечается некоторое увеличение кислой составляющей, а вверх по разрезу (D_3) увеличение щелочности пород и доли терригенных осадков. Стратифицированные вулканогенные отложения прорваны субвулканическими образованиями разных возрастных комплексов и интрузивными породами разных возрастов (D_2 - D_3 fr, C_1 , P_1) [7]. Химизм вулканогенных пород Магнитогорского синклинория в целом близок во всех рудно-формационных зонах и выделенных комплексах. Они относятся к известково-щелочной серии с существенно натриевым уклоном. Вулканогенные породы кислого состава имеют устойчиво низкое содержание K_2O (0,5-1,06 %), повышенное содержания Na_2O (4,2-5,3 %) и неустойчивые значения SiO_2 , изменяющиеся в разных структурах в достаточно широких пределах от 79 % до 67 %. Базальтоиды также характеризуются существенно натриевым составом щелочей, изменяющимся в разных зонах от 2,8 до 4,15 % при широких вариациях K_2O (0,21-1,59 %). Для них установлены устойчивые значения магнезиальности (6,27-6,87) и железистости (10,31-11,98) и низкая титанистость. Эти породы по соотношению K_2O - TiO_2 - P_2O_5 и Fe_2O_3 - K_2O - MgO и изотопов стронция (около 0.7040) соответствуют вулканитам современных энзиматических островных дуг [2].

Колчеданное оруденение Магнитогорского синклинория локализуется на разных стратиграфических уровнях. В Западно-Магнитогорской зоне основное оруденение сосредоточено в баймак-бурибаевской свите. В нижней её толще локализуются медно-цинково-колчеданные рудные залежи Бурибайского и Юбилейного месторождений, относящихся к Уральскому типу. В верхней толще напротив развиты месторождения преимущественно Баймакского типа (золотосодержащие барит-полиметаллические месторождения). В Центрально-Магнитогорской зоне оруденение приурочено к отложениям карамалыташской свиты. Все месторождения имеют в основном медно-цинково-колчеданный состав и относятся к Уральскому типу. В Восточно-Магнитогорской островодужной ветви в Учалинско-Александринской рудной зоне все известные месторождения (Учалинское, Им. XIX партсъезда, Узельгинское и др.) локализуются в отложениях карамалыташской свиты и относятся к Уральскому типу. В южной части этой палеоостроводужной системы в Домбаровской и Ащebutакско-Джусинской рудной зоне колчеданное оруденение проявлено на 2-х стратиграфических уровнях. В Домбаровской зоне – это силурийский (баймак-бурибаевская свита) и средне-девонский уровни (карамалыташская свита). Они имеют в основном медно-цинково-колчеданный состав. А в Ащebutакском рудном районе в кислых вулканитах ултауской свиты расположено Исиргужинское барит-полиметаллическое месторождение. Таким образом, возрастной диапазон локализации колчеданных месторождений в Магнитогорском синклинории охватывает период с верхнего силура по живетский ярус среднего девона. В этот период проявилось несколько рудно-магматических циклов, с которыми связано формирование разного состава колчеданных месторождений, относящихся к Уральскому и Баймакскому типам. Общими особенностями этих типов месторождений являются многоярусное распределение рудных залежей и линзовидная, реже пластообразная их морфология. Руды имеют массивные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные текстуры и колломорфные, аллотриоморфные структуры. Руды локализуются в основном среди гидротермально-измененных кварц-серицит-хлоритовых, кварц-хлоритовых пород с асимметричным строением. Большинство месторождений имеет сложное многостадийное образование. Температуры рудоотложения не превышали $350^\circ C$ [4, 5]. Более широкое развитие имеют месторождения Уральского типа, к которому относятся такие крупные месторождения как Учалинское, Узельгинское, Молодежное, Сибайское и многие другие. Они связаны преимущественно с вулканогенными формациями, в которых преобладают базальт-андезитовые составляющие, которые развиты на разных стратиграфических уровнях во всех рудно-формационных зонах. Состав руд преимущественно халькопирит-сфалерит-пиритовый. В качестве второстепенных минералов установлены блеклые руды, пирротин, арсенопирит, борнит и некоторые другие. Содержания меди и цинка в них колеблются от долей процента до 5% и 8% соответственно, а содержания свинца не превышают десятых долей процента. В качестве элементов-примесей в рудах отмечаются Se, Te, Ge, Tl, Sn. Изотопный состав серы руд изменяется в нешироком пределе (δS^{34} от -6,8 до +7,5‰) [5]. Баймакский тип колчеданного оруденения, включающий золото-колчеданно-полиметаллические и золото-

барит-полиметаллические месторождения (Майское, Балта-тау, Туба-Каин, Горная Байкара и многие другие), связан преимущественно с вулканогенными формациями сложного состава, где увеличивается роль кислых вулканогенных пород и субвулканических интрузий. Главными минералами руд являются пирит, халькопирит, сфалерит и галенит. В качестве второстепенных минералов установлены блеклые руды, борнит, халькозин, арсенопирит, алтаит, гессит, тетрадимит, германит и самородное золото. Из нерудных достаточно широко развиты кварц, барит и карбонаты. Для этого типа месторождений характерно повышенное содержание золота и серебра, которые в среднем составляют около 3 г/т и 30 г/т соответственно. Также руды обогащены и рядом других элементов-примесей, главными из которых являются Cd, Ge, Ga, Ag, In, As, Sb, Se, Te. Изотопный состав серы руд разных месторождений Баймакского типа в целом близок, но изменяется в более узком пределе, чем в рудах Уральского типа (δS^{34} от +3 до +5‰) [5].

Сравнение колчеданных месторождений Рудного Алтая и Урала показывает многие черты их сходства и различия. Общим для месторождений этих регионов является то, что они относятся к крупнейшим в мире колчеданосным провинциям, сопоставимым по масштабам как между собой, так и с колчеданосными поясами разных регионов мира (Австралия, Япония, США, Канады и Иберийского пояса в Европе). Распределение колчеданных месторождений в рассмотренных регионах имеет узловый характер и образует обособленные рудные районы, контролируемые размещением вулканических построек центрального типа и субвулканических тел. Рудные залежи месторождений часто имеют многоярусное распределение и представлены линзовидными, реже пластообразными телами, локализующимися среди гидротермально-измененных пород кварц-серицит-хлоритового и кварц-серицитового состава. Все месторождения рассмотренных регионов относятся к колчеданной формации и включают близкие по составу минеральные типы – халькопирит-сфалерит-пиритовый и золото-барит-полиметаллический. Большая часть месторождений в этих регионах имеет многостадийное образование и близкий механизм рудоотложения со сходными физико-химическими условиями рудообразования. Специфика же рассматриваемых регионов связана с разными геодинамическими условиями их формирования. Южно-Уральские месторождения образовались в пределах энсиматической островной дуги, развивающейся на океанической коре, а Рудноалтайские – формировались в пределах энсиалической островной дуги, заложенной на коре континентального типа, что обусловило различие в составе вулканизма и оруденения. В энсиматических островных дугах Урала вулканизм развивался гомодромно с преобладанием магматических пород основного состава, а в энсиалической дуге Рудного Алтая имел место антидромное развитие магматизма с резким преобладанием пород кислого состава. Поэтому на ранней стадии развития Магнитогорской энсиматической дуги, когда преобладали базальты над кислыми породами, формировались месторождения собственно Уральского типа. Позднее, при возросшей роли кислых вулканитов, появляются месторождения Баймакского типа, обогащенные барием, свинцом, серебром, кадмием. В пределах же Рудного Алтая на ранних этапах развития энсиалической дуги, заложенной на континентальной коре, в процессе воздействия на неё мантийных расплавов возникают большие объемы кислых вулканитов, в связи с которыми формируются месторождения барит-полиметаллического состава с промышленными содержаниями свинца, цинка, бария, золота и серебра. В более поздние стадии в связи с проявлением наряду с коровым кислым и мантийного базальтоидного вулканизма формировались колчеданно-полиметаллические и медно-колчеданные месторождения.

Литература

1. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационного и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс, 2002. 313 .
2. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 2006. 428 с.
3. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2006. № 1. С. 3-21.

4. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
5. Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования Свердловск: УНЦ АН СССР, 1992. 307 с.
6. Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника, 1982. № 1. С. 44-59.
7. Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БФАН СССР, 1985. 96 с.

ТИПОМОРФИЗМ СУЛЬФИДОВ ОЗЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Гладков А.Г.

Институт Минералогии УрО РАН, г. Миасс (научный руководитель д.г.-м.н., проф. Масленников В.В.)

Озерное медно-цинково-колчеданное месторождение, подвергшееся процессам последующего гидротермального преобразования, относится к уральскому типу и подгруппе слабометаморфизованных колчеданных месторождений. Месторождение расположено в северной части Узельгинского рудного поля между Талганской и Учалинской базальтовыми палеовулканическими грядками в пределах Озерно-Карепановской межгрядовой депрессии и приурочено к локальной кислой вулканической постройке. Постройка представляет собой мощный (до 750 м) эффузивно-экструзивный купол, сложенный кварц-плагиоклазовыми риолитами, риодацитами [1].

В ходе работы было проведено опробование рудных интервалов керна Озерного месторождения, изготовлено и изучено 60 аншлифов. Цель исследований – изучение минерального состава, структурных и текстурных особенностей, а также физических свойств и концентрации химических элементов в образцах из различных рудных фаций Озерного месторождения.

В рудах *придонной гидротермальной фации преобладает колломорфная разновидность пирита с выраженной зональностью в образованиях (почки, интерстиции, заполненные халькопиритом и сфалеритом) и сростки пирита с халькопиритом, что обуславливает отрицательные значения термоЭДС. Однако значительное количество фрамбоидальных скоплений пирита, обладающих высокими положительными значениями термоЭДС, уравнивает отрицательные, из-за чего наблюдается смешанный тип проводимости. Халькопирит имеет малые по модулю значения коэффициента с электронным типом проводимости.*

В кластогенных рудах также преобладает обломочный пирит с незначительным количеством халькопирита, имеет средние значения с электронным типом проводимости.

В гидротермально-преобразованных рудах можно выделить жилы и прожилки, в которых практически отсутствуют другие сульфиды, что обуславливает высокие (до -93,4 мВ/°С) значения проводимости электронного типа.

По результатам РФА можно выделить корреляционную зависимость между Fe и Co с коэффициентом корреляции 0.62, где наибольшие значения характерны для фации гидротермально-преобразованных руд, а наименьшие – для кластогенной фации. Также прослеживается корреляция Cu-Se с коэффициентом 0.72, график распределения значений (с использованием логарифмической шкалы для большей контрастности, т.к. содержание этих элементов отличается на два-три порядка) также показывает минимальное значение селена в рудах кластогенной фации, но постепенное приращение значений в ряду придонно-гидротермальная – донно-гидротермальная – фация гидротермально-преобразованных руд, что позволяет сделать вывод о зависимости концентрации этого элемента от количества халькопирита (т.к. в данном ряду соответственно увеличивается и содержание меди) и наличия гидротермальных процессов и, вероятно, носителем селена является этот минерал.

Сфалерит в чистом виде имеет очень малые значения термоЭДС, сопоставимые с погрешностью измерения. Однако в сростаниях с пиритом и халькопиритом оказывает влияние на значения проводимости последних. Не меняя тип проводимости, снижается модуль значения, однако для различных рудных фаций существуют некоторые различия.

Можно заметить изменение значений термоЭДС пирита и халькопирита в данной ассоциации, расположив рудные фации снизу вверх по степени увеличения преобразования руд (от придонно-гидротермальной к гидротермально-преобразованной). В исследованном материале наблюдается преимущественно дырочный тип проводимости пирита во всех фациях, кроме гидротермально-преобразованных руд. Значения термоЭДС для пирита по модулю и знаку меняются незначительно (в пределах 20 мВ/°С). Наблюдается резкая смена типа проводимости на электронный при снижении модуля значений до 30–40 мВ/°С из-за наличия большого количества жильного халькопирита, имеющего электронный тип проводимости, наибольшие по модулю значения которого (до 64 мВ/°С) отмечены в данной фации.

Для данной ассоциации, как и для предыдущей, характерно снижение концентрации элементов-примесей в кластогенной фации и рост содержания элементов-примесей в зависимости от степени гидротермального преобразования в ряду придонно-гидротермальная – донно-гидротермальная – фация гидротермально-преобразованных руд.

Работа проведена в рамках проекта «Научные проекты молодых ученых «Типоморфизм сульфидных минералов рудных фаций колчеданных месторождений Сафьяновское и Озерное», № 13-5-НП-378».

Литература

1. Исмагилов М.И., Логинов В.П., Васильева Г.Л. Зональность рудоотложения на Озерном колчеданном месторождении (Южный Урал) и некоторые условия происхождения его пиритиновых руд // Проблемы физико-химической петрологии. М., 1979. Т. 2. С. 184–200.

ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН УРАЛА – НОВАЯ РОССИЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО СУ–ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Грабежев А.И.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Возрастающее с годами истощение ресурсов колчеданных месторождений уже давно ставит проблему поисков альтернативного источника медных руд для обширного горнопромышленного комплекса Урала. Долгое время Урал не рассматривался как регион, перспективный на промышленное медно–порфировое оруденение. В значительной мере это было обусловлено тем, что давно известные уральские порфировые мелкие месторождения и рудопроявления не отвечают классическому типу медно–порфировых месторождений (монзонитовой модели). Профессиональное научно–производственное прогнозирование челябинских геологов, а позднее участие в разведке предпринимателей, дало толчок к успешному детальному изучению двух участков – рудопоявлений Новониколаевского и Томинско–Биргильдинского (рис. 1). К настоящему времени установлены значительные запасы меди в Михеевском и Томинско–Калиновском (Au, Mo)–Cu–порфировых рудных полях – примерно по 1.7 млн. т в каждом. В молибдените этих объектов часто фиксируются высокие концентрации рения (0.2–1.1 мас. %). Начата эксплуатация Михеевского месторождения и подготовка к отработке Томинско–Калиновского месторождения. На известном Гумешевском рудном поле, отнесенному нами к (Au)–Cu–скарново–порфировому типу, реальные ресурсные запасы меди превышают 1 млн. т. (по нашим представлениям и данным Д.Д. Штейнберга). Сейчас медь извлекается из коры выветривания. Разрабатываются (Cu)–Au–порфировые Юбилейное и Варваринское месторождения, (Cu, Zn)–Au–Ag эпитеpmальные Березняковское и Куросанское месторождения. Лицензировано (Au, Cu)–Mo–порфировое Талицкое месторождение и ряд других. Выявлено большинство из известных в мире рудных типов медно–порфировых систем: (Au)–Cu, Cu–Au, (Au, Mo)–Cu, (Cu)–Mo. Однако отсутствует наиболее важный в других регионах тип – Au–Mo–Cu–порфировый, т.е. характеризующийся высокими содержаниями Mo, Au и генетически связанный с монзонитами. Это обусловлено спецификой геологии Урала – прежде всего, широким распространением структур островодужного типа, слабым развитием позднеостроводужной стадии, обычно высокой фемичностью коры и, соответственно, диоритоидным составом рудоносных интрузий.

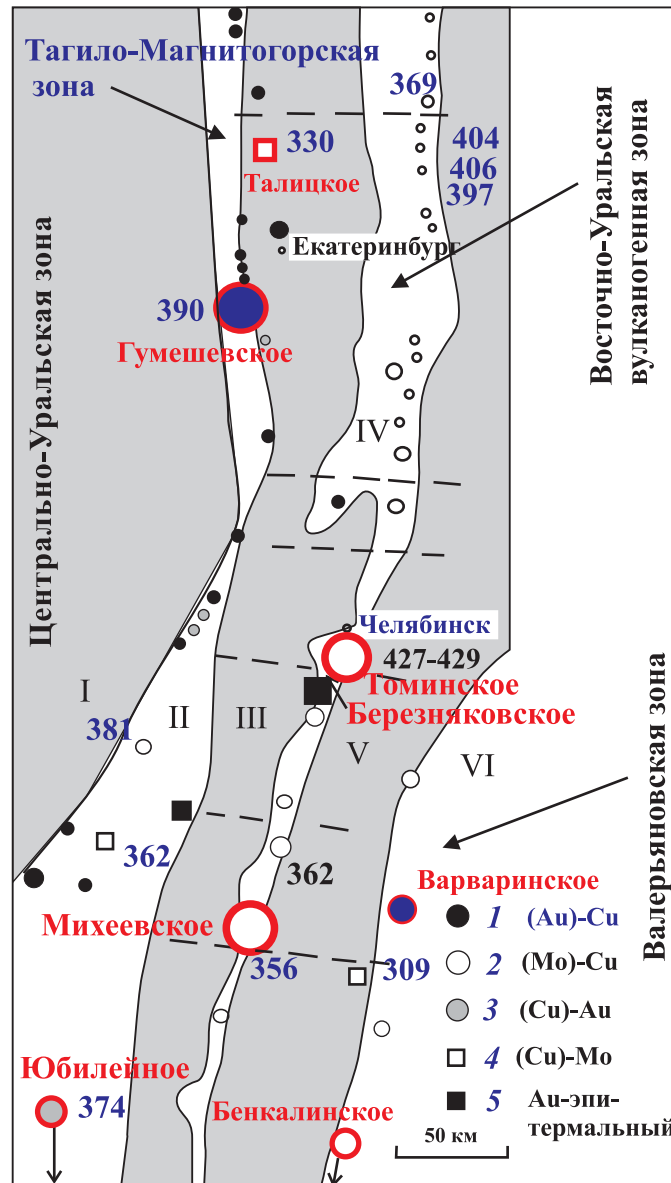


Рис. 1. Схема распространения медно-порфирового оруденения в районах Среднего и Южного Урала. Серым показаны сиалические мегазоны, белым – вулканогенные мегазоны. 1–5 – состав руд. Большими знаками показаны крупные месторождения (ныне разрабатываемые), мелкими – небольшие месторождения и рудопроявления. Приведен преимущественно U–Pb SHRIMP возраст циркона из рудоносных гранитоидов

Ниже кратко изложены главные геолого-геохимические и генетические особенности уральских порфировых объектов. Более детально материалы, с учетом данных многочисленных исследований, в том числе последних лет (Е.С. Контаря, А.В. Кузина О.Ю., Плотинской, В.Н. Пучкова, И.Б. Серавкина, Б.М. Шаргородского и других), изложены в недавних работах [1–3] и монографиях [4, 5] автора с коллегами. Все месторождения и проявления, за несколькими исключениями, приурочены к краевым частям вулканогенных (островодужных) мегаструктур и отвечают диоритовой модели медно-порфировых систем (островодужному геохимическому типу). К ним относятся (Au)–Cu и (Au, Mo)–Cu типы оруденения, единичные месторождения Cu–Au типа (рис. 1). Четко проявлена приуроченность (Au)–Cu и Cu–Au месторождений к наиболее фемической D_{1-2} Мугоджарско-Тагило-Магнитогорской островодужной мегазоне. Для рудных тел месторождений этой группы характерны крайне низкие содержания Mo (1–10 г/т) и высокое Cu/Mo отношение (обычно более 600). U–Pb SHRIMP возраст цирконов из гранитоидов варьирует в интервале от эмса до фамена (табл. 1). В Магнитогорской зоне порфировые месторождения сформировались в основном позже колчеданных месторождений. Полоса порфировых месторождений находится западнее верхнеуральской группы крупных колчеданных месторождений эйфельского возраста. Проблема воз-

Таблица 1. Параметры рудоносных гранитоидов из порфировых месторождений Тагило–Магнитогорско–Западномугоджарской вулканогенной мегазоны

№ п.п	Месторождение, рудный профиль	Возраст, млн. лет	SiO ₂ , мас. %	K ₂ O, мас. %	Rb, г/т	TR, г/т	La _N /Yb _N	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _t	(εNd) _t
1	Верхнеуральское, Cu–Mo	362 ± 9	60–66	2,0–3,5	57–77	95–138	8–20	0.70449	+1.5
2	Юбилейное, Cu–Au	374 ± 3	67–72	0.5–1.9	43–75	51–106	8–10	0.70875, 0.70828	– 1.9, – 2.2
3	Вознесенское, (Mo)–Cu	381 ± 5	55–61 (74–75)	0.6–1.5	17–45	22–69	5–7	0.70386, 0.70395	+ 4.1, + 3.9
4	Салаватское, Cu	D ₂ *	53–64	0.5–0.8	4–16	23–42	3–6	0.70394, 0.70453	+ 6.6, + 6.1
5	Медногорское, Cu–Au	D ₂ *	50–54	0.2–0.8	15	49	4	0.70401	+ 5.5
6	Гумешевское, (Au)–Cu	390 ± 3	55–62	0.4–1.0	5–17	41–48	2–4	0.70444– 0.70476	+ 5.0, + 5.1

Примечание. Состав рудоносных гранитоидов: 1 – монцогранодиориты; 2 – калишпатсодержащие плагиоадамеллит-порфиры; 3 – биотитсодержащие кварцевые диориты с жильной фацией плагиогранитов; 4–6 – диориты и кварцевые диориты. Для 1 приведен Rb–Sr возраст по В.М. Горажанину, для 2, 3, 6 – U–Pb SHRIMP-II возраст по данным автора. * – возраст по данным геолого-съёмочных работ. Значения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t округлены до пятого знака после запятой.

растного и генетического соотношения колчеданных и порфировых месторождений сохраняется. В позднеостроводужный этап эволюции (верхнефаменский) происходит резкая смена рудоносного порфирового магматизма с диоритового на монцонитоидный и увеличение в рудах роли молибдена. В двух восточных островодужных вулканогенных мегазонах, гораздо более сиалических, чем Тагило–Магнитогорская мегазона, наблюдается несколько иная картина. Здесь находятся месторождения, также относящиеся к диоритовой модели, но представленные уже молибденсодержащим (Au, Mo)–Cu типом. В рудах месторождений этого типа обычно содержится, по сравнению с предыдущей структурой, несколько больше Mo (до 80 г/т и более) при меньшей величине Cu/Mo отношения (обычно 100–300). Такая картина характерна для южной части Восточно–Уральской вулканогенной мегазоны, где находится наиболее крупное порфировое месторождение на Урале – Михеевское. U–Pb SHRIMP возраст циркона из диоритов отвечает D₃²–C₁¹ (356±6 млн лет). Однако, руды Томинско–Калиновского месторождения и месторождений Валерьяновской вулканогенной мегазоны содержат мало Mo (до 30 г/т). Эти объекты имеют резко различающийся U–Pb SHRIMP возраст – соответственно S₂ (429±4, 428±3 млн лет) и C₁₋₂. Силурийский возраст аномален для порфировых месторождений Урала и зафиксирован только в пределах Увельской островодужной зоны, явно фиксирующей тектоническую структуру. Если исключить эту зону из рассмотрения, то геологические и изотопные возраста сейчас однозначно свидетельствуют об омоложении на Южном Урале рудоносных диоритоидов в латеральном разрезе с запада на восток. Возраст гранитоидов уменьшается от D₁₋₂ в Тагило–Магнитогорской мегазоне до D₃²–C₁¹ в восточной части Восточно–Уральской вулканогенной мегазоны и C₁₋₂ в Валерьяновской мегазоне. В этом направлении (Au)–Cu–порфировые месторождения сменяются (Au, Mo)–Cu–порфировыми и далее (в Валерьяновской мегазоне) снова (Au)–Cu–порфировыми месторождениями.

Несмотря на значительное уменьшение возраста (от эмса до C₁₋₂) с запада на восток в латеральном разрезе Южного Урала (на расстоянии около 300 км) сохраняется диоритоидный характер рудоносного магматизма. Диоритоиды имеют низкую калиевую щелочнометальность, которая несколько увеличивается с запада на восток (от 0.5–1.5 до 2.2 мас. % K₂O). Наблюдается также небольшое увеличение кремнекислотности диоритоидов (рис. 2). Вероятно, некоторое возрастание степени дифференциации диоритоидов по мере движения на восток связано, как и небольшое увеличение молибденоносности месторождений, с возрастанием сиаличности коры. В пределах всего разреза в диоритоидах примерно сохраняются низкие величины суммы РЗЭ (24–52, до 69 г/т) и тип их распределения, Eu аномалия отсутствует или слабо выражена. На дискриминационных диаграммах все диоритоиды находятся в поле островных

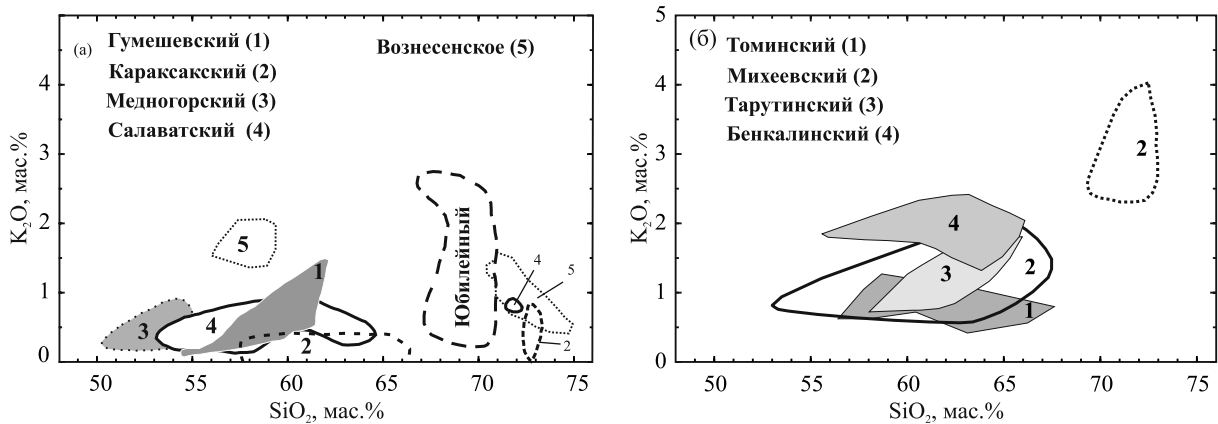


Рис. 2. Зависимость между содержаниями K_2O и SiO_2 в гранитоидах порфировых массивов Урала

дуг. Очень интересные сведения дает рассмотрение Nd–Sr изотопной систематики рудоносных диоритоидов (рис. 3). Они имеют довольно низкое $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ отношение (0.7038–0.7051) и высокое значение $(\epsilon Nd)_t$, равное 3–7. Подчеркнем, что вулканиты колчеданосной карамалыташской свиты характеризуются примерно такой же величиной $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ отношения, как и диоритоиды Тагило–Магнитогорской мегазоны (0.7038–0.7045), но имеют гораздо большие значения $(\epsilon Nd)_t$, равные 7–10 (по P.Spadea, M. D’Antonio). Интересно, что наибольшие значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ отношения (0.7049–0.7051) наблюдаются в диоритоидах наиболее крупных месторождений – Михеевского и Томинского. Можно предположить, что диоритоидные расплавы ассимилировали небольшой объем корового материала. Коровые изотопные метки установлены только для плагиоадамеллит–порфиров (Cu)–Au Юбилейного месторождения. В адамеллит (плагиоадамеллит)–порфирах этого месторождения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ отношение составляет 0.7090, а величина $(\epsilon Nd)_t = -2.0$. Важно отметить, что с увеличением содержания молибдена в рудах величина $(\epsilon Nd)_t$ имеет тенденцию к понижению до 1–4 (Талицкое, Верхнеуральское, Тарутинское, Баталинское месторождения). Вышеизложенные данные подтверждают вероятность островодужной природы диоритоидов, которые являются не продуктом магматической дифференциации, но результатом селективного плавления нижнекоровых метабазальтов или деплетированной мантии (мантийного клина) в главной уральской субдукционной зоне восточного падения. Отметим, что с позиции тектоники плит месторождения Зауралья,

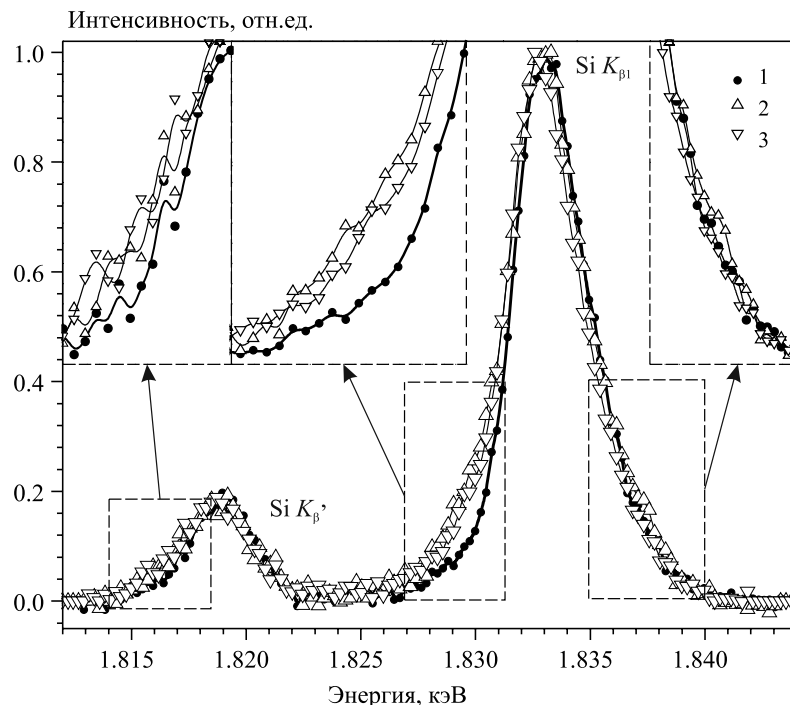


Рис. 3. Диаграмма $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t - (\epsilon Nd)_t$ для гранитоидов медно–порфировых месторождений Урала. Определение $^{87}Sr/^{86}Sr$ и ϵNd выполнены под руководством Ю.Л. Ронкина

возможно, связаны с субдукционной зоной западного падения Валерьяновской островной дуги. Действительно, U–Pb SHRIMP возраст циркона из гранитоидов месторождения Баталы равен 309.1 ± 1.4 млн лет (рис. 1). По данным казахских геологов, K–Ar возраст биотита из гранитоидов этого месторождения составляет 292 млн лет, а расположенного восточнее Бенкалинского месторождения – 311 и 318 млн лет.

Мантийные метки фиксируются и для гидротермалитов уральских месторождений. Даже послерудные кварцевые жилы образуются из магматического флюида ($\delta^{18}\text{O}=4-10$ ‰ для 300°C , соленость составляет 3–12 мас. % экв. NaCl). Однако, в случае присутствия мраморов наблюдается смешение магматического и корового изотопных резервуаров. Коровые изотопные метки свойственны только адамеллит–порфирам и карбонатам (Cu)–Au Юбилейного месторождения. Твердо установлено генетическое единство (Mo)–Cu–порфирирового Томинского и Au–эпитермального Березняковского месторождений, находящихся в пределах одного рудного узла. Месторождения сформировались в течение относительно небольшого промежутка времени на различных уровнях протяженной по вертикали эволюционирующей единой модельной медно–порфирировой колонны. Полученные данные позволяют рассматривать рудно–магматические системы диоритовой модели Урала как единую генетическую группу островодужного геохимического типа. Повышенные содержания Re в рудах (до 1.4–2.7 г/т) фиксируются в месторождениях Восточно–Уральской сиало–фемической вулканогенной мегазоны, особенно в наиболее крупном (Au, Mo)–Cu–порфирировом Михеевском месторождении. Основным источником Cu и Re является, по интерпретации наших аналитических материалов, мантия. Умеренная концентрация Mo за счет эманационно–кристаллизационной дифференциации диоритового расплава и его взаимодействия с корой являются обязательными условиями отложения при рудообразовании значительного количества высокорениевого молибденита.

Таким образом, Урал можно сейчас рассматривать как новую промышленную медно–порфирировую провинцию России. В отличие от других регионов, тип оруденения отвечает исключительно диоритовой рудно–магматической модели. Сохраняется вероятность выявления новых крупных порфирировых объектов. Наибольший интерес для детального изучения представляют Гумешевское, Зеленодольское, Тарутинское, Салаватское месторождения, группы рудопроявлений Тахталыма, Миасса, восточных бортов Тагильской и Восточно–Уральской вулканогенных мегазон Среднего Урала.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 12–05–00103а) и по программе Президиума РАН № 27, финансируемой УрО РАН (проект 12–П–5–2015).

Литература

1. Грабежев А.И. Рений в медно–порфирировых месторождениях Урала // Геология рудных месторождений, 2013. Т. 55. № 1. С. 13–26.
2. Грабежев А.И. Ренийносные медно–порфирировые рудно–магматические системы Урала: геологическое положение, изотопно–петрогеохимическая и возрастная латеральная зональность // Литосфера, 2012. № 4. С. 190–207.
3. Грабежев А.И. Sr–Nd–С–О–Н–S изотопная характеристика медно–порфирировых флюидно–магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера, 2009. № 6. С. 66–89.
4. Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно–порфирировых месторождений. Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 1992. 199 с.
5. Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно–метасоматическая зональность медно–порфирировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург, 1998. 171 с.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ УРАЛЬСКОГО СЕВЕРА

Душин В.А.

УГТУ, г. Екатеринбург

Рост потребления цветных металлов, в том числе и меди, во всем мире обусловлен широчайшим их использованием в современной технике.

В XX веке на Урале важное промышленное значение имели медно-колчеданные, скарновые медно-магнетитовые и медно-титаномagnetитовые месторождения, а концу столетия определилась промышленная значимость медно-порфировых объектов. При этом на сегодня известно более 100 промышленных медно-колчеданных и медно-цинковых месторождений, многие из которых уже выработаны. Следует также отметить, что и обеспеченность запасами медеплавильных комбинатов Среднего Урала на сегодня уже давно составляет от 82,4 до 91,24 % [5]. В этой связи весьма актуально ближайшее вовлечение в промышленное освоение резервных территорий, обладающих высокими перспективами, к каковым, в первую очередь, относится Уральский север. Как район нового освоения он занимает выгодное экономическое и географическое положение, размещаясь между двумя нефтегазоносными провинциями, а с юга примыкает к промышленному Уралу.

История изучения меднорудных объектов рассматриваемого региона насчитывает не одно десятилетие и связана с именами О.М. Анохина, А.Я. Ильюшенкова, А.Ф. Морозова, В.А. Нефедова, В.Н. Охотникова, М.М. Павлова, Л.Л. Подсосовой, Г.Я. Пономарева, М.Я. Попова, П.С. Прямоусова, Г.П. Сафронова, Н.А. Сирина и многих других.

В настоящее время здесь выявлено более 50 месторождений и рудопоявлений меди практически всех геолого-промышленных типов, за исключением, пожалуй, карбонатитового. Однако, как это ни печально, ни на одном из них не проведено даже предварительной разведки, т.е. балансовые запасы по региону отсутствуют. Анализ прогнозных ресурсов категории P_1 - P_2 и, отчасти, запасов по категории C_2 показал, что более 40% ресурсного потенциала принадлежит трем типам – медно-молибден-порфировому, медистым песчаникам и колчеданному, включая и колчеданно-полиметаллические объекты [2].

Как хорошо известно, формирование колчеданного оруденения во многом определяется геодинамическими процессами и напрямую обусловлено наличием в регионе продуктивных геологических формаций дивергентного (натриевые базальты), либо конвергентного (натриевые базальт-риолиты, базальт-андезит-риолиты) типа. При этом, с точки зрения рудного потенциала наиболее важной эпохой колчеданообразования, как показали многочисленные исследования, является фанерозой.

Своеобразие геологического строения Уральского севера вызвано существенным преобладанием в обнаженной его части допалеозойских гетерогенных образований. Так, в строении наиболее южного Ляпинского сегмента доминирует внутриплитный рифтогенно-депрессивный тип магматизма и осадконакопления, «активизировавший» в рифее-венде пассивную окраину Русской платформы. Здесь широко развиты магматические, стратиформные, метаморфогенные и гидротермальные месторождения железа, титана, полиметаллов, редких металлов, флюорита, барита и солей – т.е. типичные объекты платформенных и рифтогенно-окраинно-континентальных обстановок. Более северный Полярно-Уральский сегмент представлен конструктивно-деструктивным, рифтогенно-океанически-островодужно-коллизивным рядом магматических и рудных формаций, где наряду с субплатформенно-рифтогенным стратиформным, осадочным и метаморфогенным орудением (железо, титан, полиметаллы), широко развиты островодужные – колчеданные и колчеданно-полиметаллические объекты. Палеозойская геодинамика рассматриваемой части Урала связывается с образованием и развитием одноименного палеоокеана и формированием осадочных накоплений Печорской и Пайхойской неоплит. Большинство исследователей образование Уральского палеоокеана связывается с растяжением и раздвижением Евразийского палеократона, сопровождавшихся формированием по всему его восточному краю сложнопостроенной пассивной континентальной окраины с континентально-склоновыми

Таблица 1. Типизация рудных объектов колчеданного семейства Уральского Севера

Эпоха	Геодинамическая обстановка		Возраст	Тип (формации)			
	Класс	Этап		Кипрский (S-Cu(Co) колчеданная). Натриевых базальтов; кварц-серицит-хлоритовая	Уральский (Cu-Zn колчеданная). Натриевых базальтов-риолитов, базальт-андезит-риолитовая, кварц-серицит-хлоритовая	Рудноалтайский (Cu-Zn (Pb) колчеданная). Базальт-риолитовая, базальт-андезит-дацит-риолитовая, кварц-серицитовая	Филизчайский (Pb-Zn(Cu) колчеданная). Терригенно-базальтовая, толеит-базальтовая, кварц-серицитовая
ПАЛЕОЗОЙСКАЯ	Конвергентных границ плит	Субдукционный	O _{3-S}	Нырдовоменшорская группа (Скальное, Левобережное, Правобережное) Cu - 0,11-14,05% Zn - 0,01-2,1% Pb - 0,02-0,9 % Co - 0,018-0,146%	Малососьвинское Сосьвинское Иоутыншинское Cu – 0,48-1,7% Zn – 1,24-4,23%		Хароваяхинское Нижнеталотинское Байдарацкое Речное Талтминское Cu – 0,03-1,79% Zn – 0,6-28,1% Pb – 0,47-12 %
	Дивергентных границ плит	Рифтовый	O ₂₋₃				
РИФЕЙСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКАЯ	Конвергентных границ плит	Субдукционный	V		Елецкое I, II Верхнеелецкое Тышорское Монтолорское Cu – 0,4-3,5% Zn – 0,02-4,32% Pb – 0,07-1,04 %	Очетывисское Елпешорское Очетинское Брусничное Борнитовое Куис-Тела Cu - 0,06-2,23% Zn – 0,1-19,2% Pb – 0,3-5,16 %	
			RF ₃				

(лемвинскими) и палеошельфовыми (елецкими) фациями. Последние характеризуются проявлением субщелочного кислого и основного магматизма на начальных этапах осадконакопления. Раннепалеозойские отложения лемвинского типа гетерогенны и несут достаточно характерные черты как отложений внутреннего эпиконтинентального бассейна, так типично склоновых глубоководных отложений, накопление которых сопровождалось проявлениями основного и кислого вулканизма. Палеоокеанический сектор представлен аллохтонными комплексами Войкарского и Малоуральского поясов. В строении первого, как и в большинстве офиолитовых ас-

Таблица 2. Палеовулканологические критерии положительной прогнозной оценки колчеданного оруденения Уральского Севера [1]

Критерии		Рудные формации			
		Cu-Zn колчеданная (RF ₃) Уральский тип	Колчеданно-полиметаллическая		S-Cu(Co) колчеданная (O _{1,2}) Кипрский тип
			Cu-Zn (Pb) колчеданная (RF ₃) Рудноалтайский тип	Pb-Zn(Cu) колчеданная (O _{2,3}) Филизчайский тип	
Региональные	Структурно-тектонические	Осевые части субмаринного вулканического пояса с полным набором раннеостроводужных формаций и мощностью гранулит-базитового слоя более 30 км	Осевые части субмаринных вулканических поясов (гряд) с редуцированным набором островодужных формаций и мощностью гранулит-базитового слоя 25-30 км.	Периферические части субмаринных вулканических поясов рифтового режима развития и мощностью гранулит-базитового слоя 25-30 км	Периферия офиолитового пояса с редуцированным набором недифференцированных формаций; мощность гранулит-базитового слоя >30 км
	Формационные	Формация натриевых базальтов – риолитов (RF ₃), верхние риолитовые толщи	Формация базальт-андезит-дацитовая (RF ₃)	Сопряжение поздних дериватов базальт-андезит-риолитовой и толеит-базальтовой (E ₃ -O) формаций	Формация натриевых базальтов (O _{1,2})
Локальные	Фациальные	Субвулканическая фация – экзоконтакты тел субфации субвулканических интрузий, жерловая фация – эндо-экзоконтакты тел субфации экструзивных куполов, эффузивно-пирокластическая фация – участки сопряжения потоков с осадками кремнисто-углеродистой (RF ₃) формации	Субвулканическая фация – экзоконтакты небольших тел субфации субвулканических интрузий, удаленные от главного эруптивного центра; эффузивно-пирокластическая фация – участки сопряжения потоков с отложениями эксплозивной субфации и осадками песчано-алевритно-глинистой формации (RF ₃)	Субвулканическая, жерловая фации – экзо-эндоконтакты субфации даек и субвулканических интрузий; эффузивно-пирокластическая фация – экзо- и эндоконтакты субмаринных потоков в сочетании с осадками песчано-алевритно-глинистой парагенерации	Субвулканическая, эффузивно-пирокластическая фации – эндо-экзоконтакты, ядерные части субфации потоков и покровов, субвулканических интрузий, апикальные части гипабиссальных интрузий
	Структурно-морфологические	Склоны экструзивных куполов, осложненные депрессионными структурами и кольцевыми разломами; прибортовые и придонные участки депрессионных структур	Периферия дифференцированных стратовулканов, осложненных кольцевыми разломами вблизи адвентивных кратеров; прибортовые части межвулканических депрессий	Склоны щитовых и эндоконтакты полигенных линейных вулканов	Эродированные фрагменты потоков
	Петрографические	Брекчиевая, атакситовая, миндалекаменная текстура пород; плагиориолы, спилиты, гиалокластиты	Порфиоровые структуры; брекчиевые и флюидальные текстуры вулканитов; дациты, риодациты, андезиты	Редкопорфиоровые структуры толеитовых базальтов	Афировые структуры; брекчиевые, атакситовые текстуры пород основного состава
	Петро-геохимические	Натриевый тип щелочности; надкларковые (KK>1), концентрации и коэффициент вариации (V) более 60% меди, цинка; низкие <10 г/т содержания Rb в плагиориолитах	Натриевый тип щелочности; (KK>1, V>60% меди, свинца, бария)	Повышенная титанность базальтов; KK>1, V>60% меди, свинца, цинка, бария	Натриевый тип щелочности; KK>1, V>60% меди, кобальта

социаций мира, выделены дунит-гарцбургитовая и дунит-клинопироксенит-габбровая формации, венчаемые формацией недифференцированных базальтоидов и комплексом параллельных даек. Малоуральский вулкано-плутонический пояс сложен, в основном, деструктивными ост-

роводужно-коллизийными контрастными и непрерывными сериями магматитов в ассоциации с шельфово-карбонатными и молассоидными образованиями среднего палеозоя. Минерагенез согласуется с этими построениями. Так в палеоконтинентальном секторе шло формирование колчеданно-полиметаллического (Нижнеталотинское), полиметаллического (Саурейское), золото-полиметаллического, золото-сульфидного (Дальнее, Нияюское, Нияхойское), рекометалльно-редкометалльно-полиметаллического (Изяхойское, Предгорное, Борзовское, Подснежное, Придорожное), регенерированных медистых песчаников (Падьягинское, Саурипейское), марганцевых (Падьягинское, Собское), а в палеоокеаническом – хромитовых (Центральное, Юго-Западное и др.), серно-медноколчеданных кобальтоносных (Нырдовоменшорская группа), медноколчеданных (Малососьвинское), железорудных (Юньягинское, Первая рудная горка и др.), золото-скарновых с аргиллизитами (Новогоднее Монто), молибден-порфировых (Янаслорское и др.), бокситовых (Лаборовское) месторождений.

Проведенные исследования колчеданного оруденения и анализ литературных и фондовых источников [2, 4, 6] позволил провести типизацию большинства известных объектов с выделением уральского, рудноалтайского, филизчайского и кипрского типов (табл. 1), что дало информацию о реальных перспективах территории в отношении колчеданной меди. Для оруденения, связанного с вулканизмом, наряду с формационной и геодинамической спецификой особую актуальность при прогнозных построениях приобретают региональные и локальные палеовулканические критерии [1]. Первые включают структурно-тектонические и формационные, а вторые – фациальные, структурно-морфологические, петрографические и петрогеохимические параметры (табл. 2).

Рассмотренные аспекты металлогении колчеданного оруденения свидетельствуют о наличии в регионе двух эпох колчеданообразования – рифейско-кембрийской и палеозойской. Первая проявилась только в Полярноуральском сегменте, где установлены реликты офиолитовых комплексов доуральского океана [3], сменяемых островодужным магматизмом с колчеданным оруденением. В этом отношении далеко не изучен и весьма перспективен Хараматалоуский блок с его типичными колчеданными объектами (табл. 1) уральского типа. Не менее интересна и Оченырдынская структура, сложенная островодужно-коллизийными комплексами позднего рифея-венда с широкой гаммой колчеданно-полиметаллических объектов, близких к рудноалтайским месторождениям. Вторая – характеризуется проявлением оруденения филизчайского типа в Сакмаро-Лемвинской зоне, а в области Главного уральского надвига установлены кобальтоносные колчеданы кипрского типа. Тагило-Щучьинская зона, продуктивная на объекты медноцинковоколчеданного оруденения, проявлена лишь на юге с широты р. Хомес, где известны объекты шемурско-медногорского (O_3-S_1) уровня. Однако их перспективы ввиду слабого развития кислых дериватов и редуцированности палеовулканических структур пока ограничены. Кроме того, в Лопсийском районе имеются проявления колчеданного оруденения (Лопсийское, Эпикурымья), приуроченного к силлам и дайкам долеритов позднего девона-раннего карбона. Последние, вероятно, трассируют надсубдукционную рифовую зону с халькопирит-пиритовым скарнированным оруденением и с соотношением $Cu:Zn:Pb=2,5:1,0:0,5$. Учитывая специфику объекта, в свое время В.А. Прокин предложил отнести их кипрскому типу подтипу беси [6].

Специфика формирования оруденения Уральского севера, реализованная в выделенных типах, обусловлена с одной стороны колчеданообразованием в океанических и окраинно-морских рифтовых системах в последующем обдуцированных в состав континентальной коры, а с другой их происхождение связано с субдукционными островодужными обстановками рифея-венда и палеозоя. Важнейшее значение в рудоконтроле, наряду с геодинамическими, играют палеовулканические критерии, обусловленные преимущественной связью оруденения с центрами вулканической активности преимущественно кислого состава.

Литература

1. Душин В.А. Палеовулканические критерии прогнозирования позднерифейского и раннепалеозойского эндогенного оруденения западного склона севера Урала // Известия УГИ, 1993. № 2. С. 68-75.

2. Душин В.А., Григорьев В.В. Ведущие геолого-промышленные типы месторождений меди севера Урала // Изв. вузов. Горный журнал, 1994. № 5. С. 72-84.
3. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала // М: Недра, 1997. 213 с.
4. Контарь Е.С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы) // Изд-во УГГУ. Екатеринбург, 2013. 199 с.
5. Лещиков В.И. Обеспеченность минерально-сырьевыми ресурсами горнодобывающих предприятий // Изв. вузов. Горный журнал, 1993. Вып. 6. С. 10-19.
6. Медноколчеданные месторождения Урала // Свердловск: УрО РАН, 1992. 307 с.

КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАЛА – ИСТОЧНИК ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ДРЕВНОСТИ И РАННЕМ СРЕДНЕВЕКОВЬЕ

Зайков В.В.

Институт минералогии УрО РАН, Миасс, zaykov@mineralogy.ru

На многих археологических памятниках Урала сохранились следы добычи и использования руд цветных и благородных металлов. Они фиксируются не только древними рудниками, но и медьсодержащими шлаками, металлическими изделиями, выявленными на древних поселениях, в курганах и ювелирных мастерских прошлых эпох. В результате исследований, проведенных специалистами научных учреждений и ВУЗов, систематизированы данные по древней горнорудной деятельности на территории региона [9, 4]. Предлагаемая статья посвящена признакам разработки колчеданных месторождений и использования руд для получения бронзы и золота на Южном Урале.

Фактический материал и методы исследований. Изученная в геоархеологическом отношении территория охватывает степную и лесостепную зоны Урала, на которой сохранились памятники бронзового века (примерно 3000-500 лет до н.э.) и раннего средневековья (рубеж тысячелетий). Выявленные следы добычи и передела руд позволили очертить три горно-металлургических центра: Средне-Уральский, Зауральский и Мугоджарский [9, 6]. Курганы и поселения датируются по инвентарю, отнесенному к нескольким археологическим культурам, которые охватили названный период. Древние рудники представлены карьерами, реже вертикальными выработками. Принадлежность их к прошлым эпохам доказывается по заключенным в отвалах индикаторным керамическим изделиям, горнопроходческим орудиям, сопутствующим некрополям и изотопным данным [3, 4].

Следы разработки колчеданных месторождений установлены на месторождениях Магнитогорской металлогенической зоны, где они располагаются в офиолитовых и палеоостроводужных комплексах (рис. 1). Проведено геолого-минералогическое картирование карьеров, вскрытие траншеями отвалов и их документация. Добыча золота фиксируется находками золотых изделий в многочисленных курганах преимущественно раннего средневековья. Исследование руд, шлаков, металлических изделий из археологических памятников выполнено на приборах Института минералогии УрО РАН: РЭММА 202М, JEOL-733, РФА (аналитики В.А. Котляров, Е.И. Чурин, П.В. Хворов).

Добыча меди на древних рудниках. Наиболее отчетливо следы древней разработки сохранились на хромитсодержащих кобальт-медно-колчеданных месторождениях в гипербазитах Главного Уральского разлома – Ишкининском и Дергамышском [2]. Достаточно уверенно признаки древней добычи меди установлены для колчеданных залежей в риолит-базальтовых комплексах Баймакского, Сибайского, Верхне-Уральского, Учалинского рудных районов. В них древние выработки сопровождали практически все колчеданные месторождения, выходявшие на поверхность. В бронзовом веке разрабатывались в основном азурит-малахитовые прожилково-вкрапленные руды, более ограниченно добывались сульфидные разности, для передела которых требовалась более сложная технология.

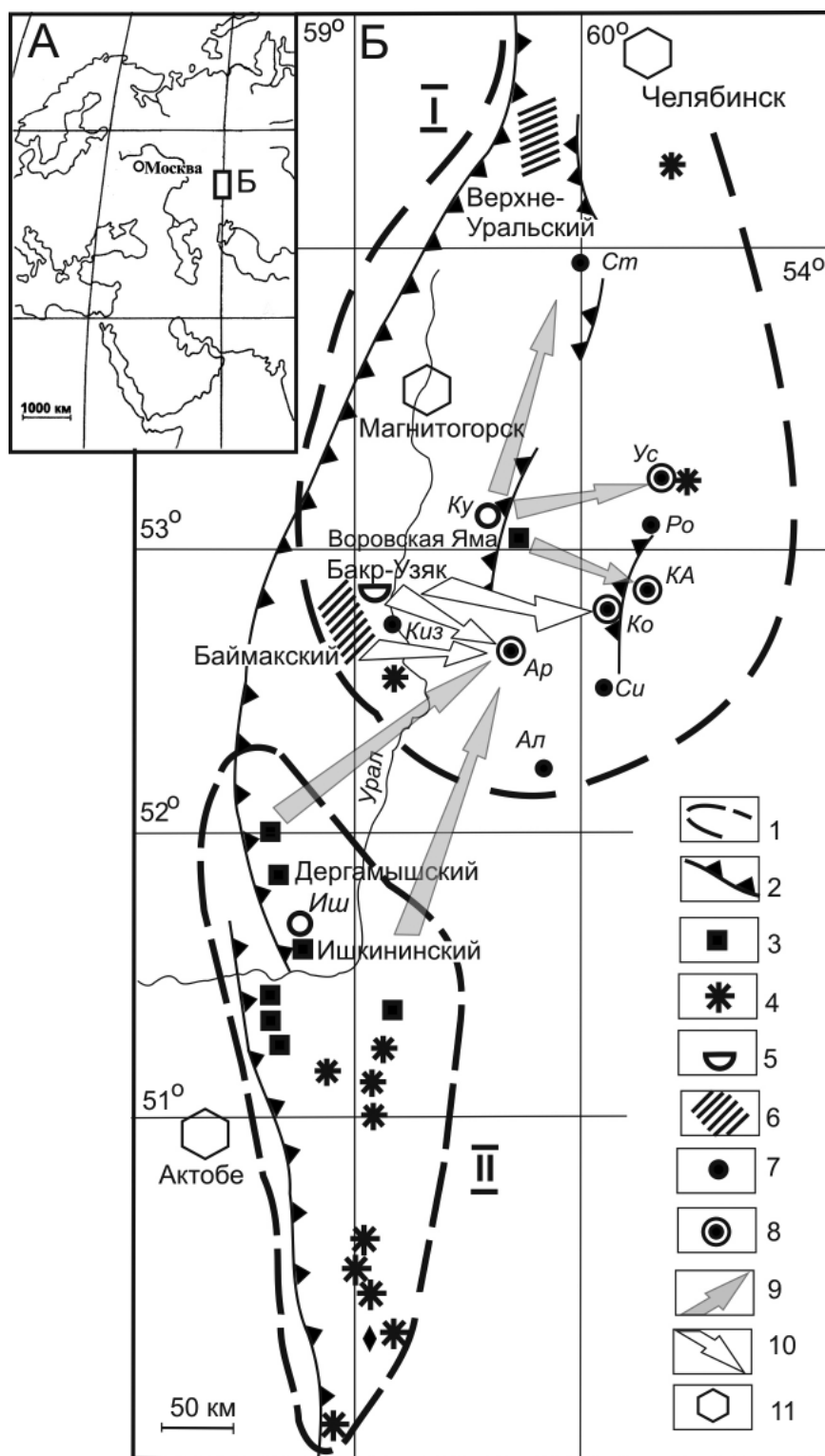


Рис. 1. Схема размещения древних рудников и археологических памятников в Зауралье и Мугоджарах. I – границы горно-металлургических центров: I – Зауральского, II – Мугоджарского; 2 – фрагменты зон Главного Уральского и Восточно-Уральского разломов с массивами гипербазитов; 3-7 месторождения и древние рудники: 3 – кобальт-медно-колчеданные в гипербазитах, 4 – медно-колчеданные в базальтовых и кремнисто-базальтовых комплексах, 5 – медно-цинково-колчеданные и золото-колчеданно-полиметаллические в риолит-базальтовых комплексах, 6 – рудные районы с золотоносными бурями железняками; 7-8 – поселения бронзового века: 7 – с хромитами в шлаках, 8 – хромитами и сульфидами в шлаках; 9 – предполагаемые главные пути поставки хромитсодержащих руд в древние металлургические центры; 10 – то же халькозинсодержащих; 11 – основные города. Древние поселения: Ст – Степное, Ус – Устье, Ку – Куйсак, Ро – Родники, Киз – Кизильское, Ар – Аркаим, Ко – Конплянка, КА – Каменный Амбар, Ал – Аландский, Иш – Ишкиновка

На Ишкининском руднике, приуроченном к гипербазитам, выявлено восемь древних карьеров диаметром 20-80 м, глубиной до 20 м, из которых извлекались малахит-азуритовые, малахит-гетитовые и сульфидные руды [5]. Наиболее крупный карьер имеет длину 120 м, ширину 40 и глубину более 5 м. На днище зафиксированы три оплывших отвала, которые отсыпались друг на друга по мере отработки карьера в направлении с юга на север. Высота самого большого из них около 5 м. Верхняя часть северного отвала включает три горизонта, разделенные погребенными почвами, что свидетельствует о длительных перерывах в разработке рудника. В нижнем и среднем горизонтах обнаружены рудные склады, сложенные кусками медной руды азурит-малахитового и малахит-гетитового состава. Видимая мощность «рудных» линз 0.6–0.8 м, протяженность 4–5 м. Обогащение руд происходило на площадке размером 60×100 м, где встречены многочисленные мелкие обломки малахитсодержащих руд, не связанные с коренными породами. Азурит-малахитовые руды имеют содержания меди (6–8 %), мышьяка (1.1 %). Малахит-гетитовые разности сложены гетитом с жилками и гнездами малахита. Среднее содержание меди в них 2.6 %, мышьяка – 0.6 %, никеля – 0.2 %. В первичных рудах установлены арсенидные разности. Древние выработки на площади месторождения относятся к бронзовому веку. Это подтверждается находками каменных орудий труда, поселения древних металлургов в 2 км севернее рудника, а также данными изотопной геохронологии [7].

Дергамышский рудник располагается в 50 км к северу от Ишкининского и представлен карьером на южном фланге залежи массивных сульфидных руд. Выработка имеет близкую к треугольной форму, поперечник 70–80 м, глубину 6–8 м. Она окружена прерывистым отвалом, наиболее выраженным в западной и восточной частях, где имеет высоту около 2–3 м при крутизне склонов 15–25°. Рудовмещающие породы представлены гипербазитами и продуктами их перемива. Руды сложены малахитовыми прожилково-вкрапленными разностями, имеют среднее содержание меди 6-7 %. На дне карьера находится отвал опаловых пород в виде гряды высотой 1–2 м. Опалиты белые, желтоватые, оранжевые, красные со стеклянным блеском. Эти породы не встречены на других медных рудниках Урала, но они известны в Центральном Казахстане (Акбастау и Кусмурун), где характерны для золотоносных зон окисления сульфидных руд в аридных условиях.

Баймакский рудный район вмещает несколько золото-колчеданно-полиметаллических месторождений в базальт-риолитовой толще. Многие из них были выявлены по древним выработкам, вскрывавшим золотоносные бурые железняки. Наиболее полная информация имеется по рудному полю Балта-Тау. Здесь разрабатывались малахитовые и малахит-азуритовые руды с выделениями самородного золота размером до 5 мм. Аналогичная ситуация характерна для Верхне-Уральского и Учалинского рудных районов, где в 30-е годы XX века первоначально разрабатывались золотоносные бурые железняки с вторичными минералами меди.

Древний рудник Бакр-Узяк находится в северной части Сибайского рудного района. Карьер имел размеры 35×55 м и глубину более 3 м, был окружен отвалами [9]. Оруденение представлено бурыми железняками с гнездами малахита и прожилково-вкрапленными малахитовыми рудами в метасоматитах. В отвалах были найдены куски шлаков и шесть обломков медных слитков типа «литейных чаш» – остатков выплавки меди в сосуде. Карьером, пройденным Сибайским ГОКом в 1999-2002 гг., на месте древней выработки было вскрыта линза бурых железняков и прожилково-вкрапленные азурит-малахитовые руды в измененных базальтах. Мощность древнего отвала была около 5 м, и в нем было выявлено два слоя погребенной почвы.

По составу минеральных и расплавных включений в древних шлаках установлено, что медь извлекалась преимущественно из хромит- и халькозинсодержащих разностей [4]. Включения хромитов присутствуют в шлаках многих поселений Южного Урала и по геохимическим особенностям выделяются два главных источника: кобальт-медно-колчеданные месторождения и родингиты. Хромиты из первых относятся к титансодержащим хромпикотитам, и по их присутствию в шлаках определен ареал использования месторождений Дергамышского и Ишкининского (поселения Кизильское, Аркаим, Синташата, Аландское). Примером вторых является древний рудник Воровская яма, в котором хромиты обогащены цинком. Из этого источника питались металлургические печи поселений Каменный Амбар, Устье, Степное. Об экспорте руды свидетельствуют хромитсодержащие шлаки Юго-Западного Башкортостана (поселение Аксаир).

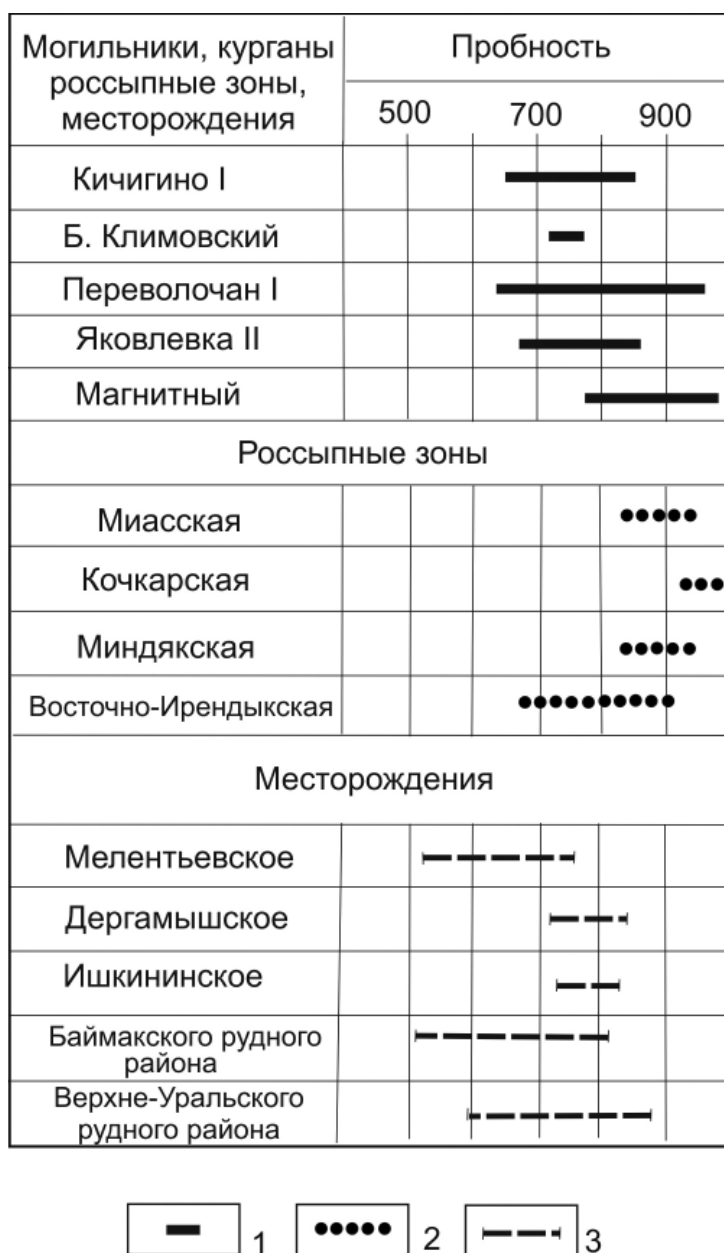


Рис. 2. Соотношение пробности в золотых изделиях раннего средневековья, россыпных зонах и золоторудных месторождениях: 1) пробность золота в древних золотых изделиях; 2) то же в россыпных зонах; 3) то же в золото-колчеданных месторождениях

Включения сульфидов представлены халькозином и ковеллином из зон окисления колчеданных руд. Основными источниками были месторождения Баймакского рудного района.

О масштабе добычи медных руд в бронзовом веке можно судить по следующим данным [8]. В охарактеризованных рудниках было добыто около 50 тыс. т руды с содержанием меди 5.3-6.5 %, из которой могло быть получено 1-2 тыс. т металла. Руда для переработки поставлялась в ближайшие поселения на территории Южного Урала, а также за пределы региона.

К концу второго тысячелетия добыча меди на Южном Урале затухает. Причин в археологической литературе указывается несколько: истощение запасов, выработка доступных для разработки залежей медных руд, социальные катаклизмы. Вновь горнорудная деятельность возникает в VI-V вв. до н.э. в связи с освоением малахитовых залежей Среднего Урала, приуроченных к карбонатным толщам (Гумешевскому, Меднорудянскому). С этим периодом связан Иткульский очаг Среднеуральского горно-металлургического центра, исследованный Г.В. Белькиковой.

Добыча золота на древних рудниках Урала. Такое соображение возникло исходя из находок золотых предметов в местных курганах и ювелирных мастерских. Наиболее ранние выявлены на археологических памятниках бронзового века (Степное, Чекатай, Ушкаттинский). Это подвески и серьги с обкладкой из золотой фольги. Но особенно характерны подобные ювелирные находки для курганов раннего средневековья, в том числе: Переволочан I, Яковлевка II, Магнитный, Кичигино I [1].

Вопрос о том, местные это изделия или импортные, решен в пользу уральского источника. Большинство изделий было получено из местных россыпей, о чем свидетельствуют включения осмия в древнем золоте. Это характерно для россыпей, приуроченных к зонам глубинных разломов с массивами гипербазитов, широко проявленных на Урале. Однако, часть изделий не находит аналогов в россыпном металле по составу золота и естественно предположить, что золото было добыто в рудниках. Такими могли быть месторождения в Баймакском, Верхне-Уральском и Учалинском рудных районах, в которых первоначально разрабатывались золотоносные бурые железняки. Золото, содержащееся в этих рудах, имеет пробность от 520 до 850, как и в древних золотых изделиях (рис. 2). Прямым свидетельством переработки золотосодержащих руд в древности служит находка расплавленного включения золота в шлаках поселения Каменный Амбар. В них выявлен королек диаметром 15 мкм состава (мас. %): Au-55, Ag-1, Cu-41, As-2. Аналогом может служить металл из золотоносных рудингитов месторождения Золотая Гора вблизи г. Карабаш (Средний Урал).

Выводы

В бронзовом веке разрабатывались кобальт-медно-колчеданные месторождения в офиолитовых зонах Главного Уральского разлома и медно-цинково-колчеданные залежи в базальт-риолитовых комплексах палеоостроводужных структур.

Индикатором добычи месторождений в офиолитовых зонах являются включения хромитов в древних шлаках. По их составу определены источники питания для конкретных поселений: титансодержащие хромпикотиты характерны для южной части Зауральского горно-металлургического центра, а цинксодержащие разности – для северной. Об использовании сульфидных руд из зон окисления колчеданных залежей Баймакского рудного района свидетельствуют включения халькозина и ковеллина, выявленные в шлаках поселений Аркаим, Коноплянка, Каменный Амбар, Устье.

Золото начало добываться в бронзовом веке, но наиболее интенсивно – в раннем средневековье. Источниками добычи являлись золотосодержащие бурые железняки зон окисления колчеданных месторождений. Наиболее отчетливые признаки разработок выявлены на месторождениях Баймакского рудного района.

Работа выполнена при содействии междисциплинарного проекта УрО РАН 12-М-456-2024, гранта РГНФ 12-01-00293. Автор благодарит за помощь В.А. Котлярова, Е.И. Чурина, Е.В. Зайкову, О.Л. Бусловскую.

Литература

1. Благородные металлы в рудах и древних золотых изделиях Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 232 с. (Отв. ред. В.В. Зайков, А.Д. Таиров).
2. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома / Под ред. В.В. Зайкова, В.В. Масленникова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.
3. Древняя история Южного Зауралья. Отв. ред. О.Н. Иванова. Челябинск: Изд-во ЮУрГУ, 2000. Т. 1. 532 с. Т. 2. 494 с.
4. Зайков В.В., Юминов А.М., Зайкова Е.В., Таиров А.Д. Основы геоархеологии. Челябинск: Издательский центр ЮУрГУ, 2011. 263 с.
5. Зайков В.В., Юминов А.М., Ткачев А.М. Рудники, хромитсодержащие медные руды и шлаки Ишкининского археологического микрорайона (Южный Урал) // Археология, этнография и антропология Евразии, 2012. 2 (49). С. 37-46.
6. Зайков В.В., Юминов А.М., Анкушев М.Н., Носкевич В.В., Епимахов А.В. Горно-металлургические центры бронзового века в Зауралье и Мугоджарах // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология», 2013. № 2. (в печати).

7. Ткачев В.В. Ишкининский археологический микрорайон эпохи бронзы: структура, периодизация, хронология // КСИА, 2011б. Вып. 225. С. 220-230.

8. Юминов А.М., Зайков В.В. Оценка масштаба добычи медных руд в бронзовом веке на Южном Урале // XVIII Уральское археологическое совещание: культурные области, археологические культуры, хронология. Материалы XVIII Уральского археологического совещания 11-16 октября 2010 г. Уфа: БГПУ им. М. Акмуллы, 2010. С. 183-184.

9. Черных Е.Н. Древнейшая металлургия Урала и Поволжья. М.: Наука, 1970. 180 с.

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО В КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЮЖНОГО УРАЛА

Зайков В.В., Зайкова Е.В.

Институт Минералогии УрО РАН, Миасс, zaykova@mineralogy.ru

В результате минералого-геохимических исследований получен материал по составу золота из 18 колчеданных месторождений в четырех металлогенических зонах Южного Урала [7]. В предлагаемой работе проведен анализ приуроченности самородного золота определенного состава к выделенным нашими предшественниками формациям колчеданных месторождений (табл. 1).

Кобальт-медноколчеданные месторождения

Месторождение Южно-Юлукское. Рудные тела сложены пирит-пирротиновыми рудами с прожилками и обособлениями халькопиритовых агрегатов. В пирротине установлены редкие выделения самородного золота состава (мас. %): Au 53-57; Ag 31-36; Cu 1; Hg 9-12 [10].

Месторождение Ивановское. В пирит-халькопирит-пирротиновых рудах зерна золота имеют размер до 10 мкм, сосредоточены в кровле рудного тела. Состав (мас. %): Au 71-75; Ag 24-28. Для жильной фации халькопирит-пиритового и сульфидно-карбонатного состава характерно золото состава (мас. %): Au 73-83; Ag 15-28.

Дергамышское и Ишкининское месторождения. Золотины, выявленные в кобальтиновых и арсенопиритовых рудах имеют каплевидную форму, размеры 2-10 мкм, содержание мас. %: Au 75-85; Ag 15-25.

Медно-цинково-колчеданные месторождения

Месторождение Яман-Касы. Самородное золото выявлено в халькопирит-марказит-сфалеритовых и халькопирит-марказит-кварц-пиритовых трубах [9]. Включения имеют размер до 30 мкм и обычно находятся в ассоциации с галенитом, теннантитом, кварцем и пиритом. Состав (мас. %): Au 77-85, Ag 14-19, Cu 1-2.

Гайское месторождение. Наиболее богаты золотом борнитовые, халькопирит-сфалерит-пиритовые руды и «сыпучки» в зоне окисления. Самородное золото образует тесные сростания с галенитом, борнитом, халькопиритом, теннантитом, халькопиритом и сфалеритом. Наиболее крупные золотины размером до 5 мм встречаются в баритовых гнездах и прожилках борнитовых руд. Состав золота (мас. %): Au 77-84; Ag 14-20; Cu 0-2 [3]. «Сыпучки», развитые в зоне континентального гипергенеза, имеют существенно кварцевый, пирит-кварц-серный, кварц-пиритовый состав [6]. В них выделяется три группы состава золота (мас. %): 1 – Au 95-100; Ag 0-3; 2 – Au 84-77; Ag 11-21; 3 – Au 56-60; Ag 36-42.

Осеннее месторождение. Рудные тела слагают сложно построенную залежь линзовидных тел суммарной мощностью около 100 м. Состав руд халькопирит-пиритовый, сфалерит-халькопирит-пиритовый, халькозин-пиритовый. Золотины имеют состав (мас. %): Au 77-79; Ag 21-23; Cu 0-0,3.

Узельгинское месторождение. По данным И.В. Викентьева [3], наиболее распространены золотины размером 10-20 мкм, реже до 150 мкм. Золото представлено двумя основными разновидностями (мас. %): 1 – Au 77-87, Ag 13-19; 2 – Au 60-70, Ag 40-30.

Талганское месторождение. Барит-борнит-халькопирит-сфалеритовые кластогенные руды располагаются на флангах сульфидного холма [8]. К ним приурочено самородное золото состава (мас. %): Au 62-75; Ag 21-30; Cu 1-3; Fe 1-2; Hg 4-6 [1].

Таблица 1. Химический состав золота из колчеданных месторождений Южного Урала

№ п/п	Месторождение, тип	Au	Ag	Cu	Fe	Hg	Проба
1	Яман-Касы, Cu-Zn-колч.	78-85	14-18	1-2	1-2	-	785-850
2	Мелентьевское, Au-полимет.	51-76	22-40	-	1-2	3-5	516-767
3	Южно-Юлукское, Со-колч.	53-57	31-36	1	-	-	525-560
5	Дергамышское, Со-колч.	71-86	14-28	1-2*	-	-	706-860
6	Ишкининское, Со-колч.	71-80	17-23	-	-	-	731-808
7	Гайское, Cu-Zn-колч.	77-84	14-20	0-2	-	-	770-840
8	Сев. Уваряж, Au-полимет.	63-77	22-35	0.1-0.8	-	-	629-780.
9	Таш-Тау, Cu-Zn-колч.	68-88	11-31	0.1	1-2	-	677-869-
10	Вишневское, Au-полимет.	68-90	25-32	0.1-1	-	-	686-906
11	Балта-Тау, Au- полимет.	52-81	18-34	-	0.1	-	524-816
12	Утреннее, Au- полимет.	50-51	48-49	0.1-0.2	-	-	495
13	Узельгинское, Cu-Zn-колч.	60-87	13-40	-	-	-	600-875
14	Талганское, Cu-Zn-колч.	62-75	21-30	1-2	1-2	4-6	617-750
15	Чебачье, Cu-Zn-колч.	69-73	24-31	0.1-1	0-1	-	689-729
16	Молодежное, Cu-Zn-колч.	77-81	18-20	0.5-2	-	-	775-815
17	Александринское, Au-полимет	68-84	16-32	0.1-2	-	0.5	668-841
18	Осеннее, Cu-Zn-колч.	77-79	21-23	0-0.3	-	-	780

Примечания. Положение месторождений в металлогенических зонах: 1 – Сакмарская, 2–6 – Присакмарская, 7–12 – Западно-Магнитогорская, 13–17 – Восточно-Магнитогорская, 18 – Домбаровская. Формационные типы месторождений: Cu-Zn-колч – медно-цинково-колчеданные; Au-полимет – золото-колчеданно-полиметаллические, Со-колч – кобальт-медно-колчеданные.

Чебачье месторождение. В кровле холма залегают брекчии с обломками пиритовой руды [2]. В них обнаружены выделения золота состава (мас. %): Au 69-73; Ag 24-31; Cu 0.1-1; Fe 0-1.

Молодежное месторождение. В кровле рудного тела в жилах блеклых руд, секущих сплошные пирит-халькопирит-баритовые руды, установлены выделения золота, представленные отдельными кристаллами и кружевными обособлениями состава (мас. %): Au 77-81; Ag 18-20; Cu 0.5-2.

Александринское месторождение. Видимое золото установлено сульфидных трубах в сфалерите и халькопирите в виде удлиненных и изометричных зерен размером от 10 до 40 мкм. Состав выделений (мас. %): Au 83-84; Ag 16-17; Cu 0.1-2 [9]. Выделения золота из окисленных руд имеют размер от 10 до 200 мкм, пластинчатую, прожилковидную и изометричную морфологию [3]. Состав (мас. %): Au 68-81; Ag 19-32, Cu до 0.1, Hg 0.5.

Золото-колчеданно-полиметаллические месторождения

Золото-сульфидное Мелентьевское месторождение. Распределение золота в рудах неравномерное (мас. %): Au 51-76; Ag 21-48. Пробность на верхних горизонтах, по данным аффинажного завода – 750-800 [4].

Месторождение Северный Уваряж. Золотины размером от первых до сотен микрон находятся в сростках с сульфидами, которые рассредоточены в баритовой матрице. Содержания Ag в золоте зависят от вмещающего минерала – в барите на контакте с самородным серебром золото характеризуется составом (мас. %): Au 63-77; Ag 22-35.

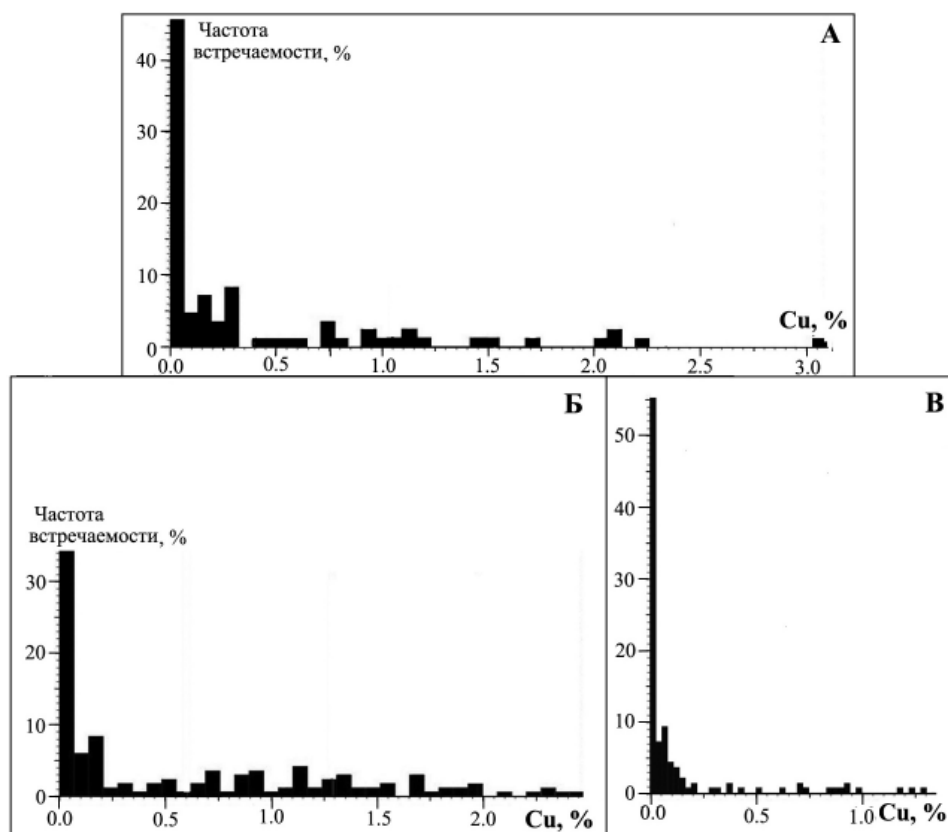


Рис. 1. Гистограммы распределения меди в самородном золоте из месторождений колчеданного семейства: А – кобальт-медно-колчеданных (81 анализ); Б – медно-цинково-колчеданных (167 анализ); В – золото-колчеданно-полиметаллических (136 анализов)

Месторождение Таи-Тау. Самородное золото установлено в нескольких рудных фациях. В сульфидных каналах выделения располагаются во внешней зоне и зоне инкрустации. Содержание золота в золотилах меняется от 79–82 до 64–72 мас. % при увеличении содержания серебра с 14–18 до 26–31 мас. %. В продуктах субмаринного окисления золото наблюдается в виде сетчатых зерен поперечником до 4 мм в борнит-баритовой массе. В жилках, подчеркивающих сетчатую текстуру, наблюдается повышенное содержание серебра, достигающее 30 %.

Месторождение Вишнево-е. В гидротермальных пирит-халькопирит-сфалеритовых рудах золото фиксируется в сфалерите, в жилках и выделениях халькопирита и галенита сложной конфигурации. Состав золота (мас. %): Au 68-75, Ag 20-35. Пробность 686-744 [5]. Гидротермально-метасоматические руды представлены прожилково-вкрапленной сфалерит-халькопирит-пиритовой минерализацией. Золото обнаружено в ассоциации со сфалеритом, халькопиритом и пиритом. Состав золота во вкрапленных рудах близок и содержит (мас. %): Au 84-90; Ag 8-16.

Месторождение Балта-Тау. Золото установлено в сульфидных рудах придонной гидротермальной фации и баритовых рудах зоны субмаринного окисления [11]. В первых оно характеризуется средними содержаниями (мас. %): Au 70-81, Ag 17-29, а во вторых преобладают содержания Au 52-76 при Ag 22-34. В азурит-малахитовых продуктах континентального гипергенеза золотины образуют цепочечные выделения размером 5-10 мм и округлые частицы диаметром 10-20 мкм. Состав (мас. %): Au 70-77; Ag 18-25; Cu 0.01-0.2. В центре отдельных зерен присутствуют выделения электрума.

Утреннее рудопроявление. В барит-пиритовых обломочных рудах установлено золото разнообразной формы. В кристаллическом пирите присутствует золото в виде изометричных включений округлой, треугольной, сглажено-угловатой, прожилковидной морфологии, иногда с кристаллическими очертаниями. Содержания Ag в золоте составляют 48–49 мас. % (т.е. это электрум), в небольшом количестве присутствует Cu.

В итоге можно отметить, что наиболее значимыми компонентами в выделениях золота является триада Au, Ag, Cu. Медь установлена в 13 объектах Южного Урала в количестве

0.1-3 % (рис. 1). Следовательно, природное золото колчеданных месторождений может содержать не более 3 % меди. Золото во всех трех типах колчеданного семейства характеризуется высоким содержанием серебра, наблюдаются переходы в электрум. Повышение пробности отмечается в «сыпучках» (Гай), иногда в жильных фациях (Ивановское). Содержания ртути в некоторых месторождениях достигают 6 %. Данное обстоятельство объясняется двумя причинами: либо результатом обогащения ртутью сульфидных руд в процессе гипергенеза [8], либо влиянием постколлизийного оруденения, наложенного на первичные руды.

Исследования поддержаны Программой № 23 Президиума РАН (проект 12-П5-1003) и интеграционным проектом совместных исследований УрО РАН и СО РАН. Авторы благодарят за помощь В.В. Масленникова, С.П. Масленникова, И.Ю. Мелекесцева, В.А. Котлярова, Н.Р. Аюпову, О.Л. Бусловскую

Литература

1. Амплиева Е.Е. Благородные металлы в колчеданно-полиметаллических рудах Талганского месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2006. Условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 196-200.
2. Аюпова Н.Р., Котляров В.А. Госсаниты Чебачьего медно-цинково-колчеданного месторождения // Изв. вузов. Геология и разведка, 2009. № 3. С. 32-38.
3. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.
4. Двести лет золотой промышленности Урала. Свердловск: Изд-во УФ АН СССР, 1948. 531 с.
5. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. Минералы золота и серебра в рудных фациях золото-колчеданно-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района, Южный Урал // Литосфера, 2011. № 6. С. 47-61.
6. Зайков В.В., Сергеев Н.Б. Зона гипергенеза серноколчеданной залежи Гайского месторождения (Южный Урал) // Геология рудных месторождений, 1993. С. 20-32.
7. Зайков В.В., Таиров А.Д., Зайкова Е.В. и др. Благородные металлы в рудах и древних золотых изделиях Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 232 с. (ред. В.В. Зайков, А.Д. Таиров).
8. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
9. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских черных курильщиков. Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.
10. Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В. Минералогия руд Южно-Юлукского колчеданного месторождения, Южный Урал // Минералогия Урала-2007, Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 77-79.
11. Holland N.G. The formation of an ancient gold-rich volcanogenic massive sulfide deposit: a study of the Balta-Tau deposit in the Southern Urals of Russia // PhD thesis. University of Southampton, 2002. 250 p.

КОЛЧЕДАНЫЕ И ДРУГИЕ СУЛЬФИДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ ПОДВИЖНЫХ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ: ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Золоев К.К.¹, Коротеев В.А.¹, Кривко Т.Н.², Юриш В.В.³

¹ Институт Геологии и геохимии, Екатеринбург, УрО РАН, Zoloev@ugse.ru,

² ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», krivko@ugse.ru,

³ ОАО «Запрудгеология», yrish7@yandex.ru

С выходом в свет нового геологического словаря существенно расширена понятийная база о предмете рассмотрения в настоящих тезисах предстоящего доклада интересующего нас вопроса; в старом словаре* термин «офиолиты» даже был не рекомендован к употреблению, а в новом [1], напротив, подчеркивается, что «...После работ Г. Штеймана (Steinman G., 1905 и др.) офиолиты рассматривались как естественная ассоциация г.п., образовавшаяся **при внедрении и излиянии ультраосновных и основных магм**». Штеймановская триада включает серпентиниты, основные лавы, рядиоляриты, тоже, как естественные ассоциации горных пород, образовавшихся на доорогенном этапе развития геосинклинали (см. Магматизм инициальный;

* Геологический словарь, том второй «Н-Я», М. – 1978, изд-во «Недра», стр. 61

формация габбро-дунит-гарцбургитовая; формация натриевых базальтов и т. д.) [1]. Здесь же указывается, что «...Офиолитовые породы парагенетически связаны и образуют т. н. **офиолитовую ассоциацию, включающую плутонические, вулканогенные и осадочные горные породы**. Эта ассоциация грубо стратифицирована и образует следующую (известную многим уральцам) псевдостратиграфическую последовательность (снизу вверх): а) ультраосновной комплекс серпентинизированных гарцбургитов, лерцолитов и дунитов со следами тектоно-метаморфических преобразований; б) менее деформированный комплекс габбро с мелкими телами Na-гранитоидов, в основании которого присутствуют перидотиты и пироксениты; в) комплекс параллельных («расслоенных») основных даек; г) вулканический комплекс базальтовых подушечных лав, перекрытых чехлом глубоководных осадков. Перечисленные комплексы горных пород свидетельствуют о том, что колчеданы – месторождения (как массивных, так и вкрапленных руд) образуются путем «...метасоматического замещения разных пород вулканогенной толщи, которое сопровождалось процессами разложения и термального метаморфизма в результате сольфатермальной деятельности, связанной со всей совокупностью происходивших в то время вулканических явлений» [2].

Приведенная в предыдущем абзаце цитата принадлежит А.Н. Заварицкому, которым в 1930-1940-х годах была выдвинута новая концепция происхождения уральских месторождений, образовавшихся до главной эпохи складчатости (то есть в период формирования ордовикско-раннесилурийских офиолитов) и во время активной вулканической деятельности с накоплением лав, туфов и сопровождавших эти отложения терригенно-карбонатных осадков. Публикации А.Н. Заварицкого оказали огромное влияние на развитие последующих представлений о происхождении колчеданных месторождений, в то же время вызвали обширную дискуссию, в особенности с выходом в свет публикаций С.Н. Иванова, А.В. Пэка и многих других геологов.

В решении современных фундаментальных генетических проблем колчеданообразования на Урале большую роль сыграли работы С.Н. Иванова, В.А. Коротеева, А.И. Кривцова, В.А. Прокина, В.В. Зайкова, В.В. Масленникова и др. Детальное развитие «придонно-гидротермальная» модель колчеданообразования на Урале получила после подразделения продуктов разрушения сульфидных холмов «черных курильщиков» на элювиальные, коллювиальные, проксимальные и дистальные турбидные отложения (работы Масленникова В.В., Зайкова В.В. и др.). Было показано, что биоморфные руды, считавшиеся раньше продуктами эпигенетического замещения известняков, являются реликтами силуру-девонских устьевых биот (Прокин В.А., Богоявленская В.И., Масленников В.В. и др.).

Причины взаимодействия биоты и неорганического вещества объясняются многоуровневым явлением в эволюции минерального вещества и живого мира (Юшкин, 1998).

К.К. Золоевым (1999, 2000) сопоставляются масштабные уровни основных объектов материального мира и их пространственные и временные соотношения. Элементарные частицы, атомы, наночастицы находятся на атомно-ионном уровне организации вещества. Элементарные частицы биологического вещества – вирусы, клетки микроплазм, эритроциты, бактерии и др. соизмеримы с наноминералами, среди которых Н.П. Юшкин выделяет нанокристаллы, кристаллические вирусы, кластеры и др. К.К. Золоевым приводится пример бентосно-бактериальных биот «черных курильщиков», в которых осуществляется симбиоз растительного и животного царства рифтовых долин с флюидным и неорганическим веществом, дегазируемым из под коровых глубин на дно древних и современных морей. Последние приводят также к образованию медноколчеданных залежей в результате седиментогенеза, гальмиролиза и экогенеза при формировании руд и околорудных отложений колчеданоносных палеогидротермальных полей (Масленников, 1999) [2]. При необходимости для более широкого осведомления читателя с вопросами взаимосвязи колчеданообразования с процессами седиментогенеза, гальмиролиза и т. д. можно обратиться к этому же списку литературы [2], где более подробно рассматриваются типы промышленных месторождений Урала, их географическое размещение, преобразование структур (в порядке их усложнения), реконструкция сульфидного холма Яман-Касинского месторождения по В.В. Масленникову (1999) и другие вопросы особенностей минералогического состава разных типов руд и т. п.

Кундыздинское медноколчеданное месторождение в Южных Мугоджарах*

Кундыздинское месторождение находится в пределах Западно-Мугоджарской зоны (южная часть Магнитогорского прогиба). Кундыздинское месторождение одно из немногих, если не единственное на Урале, **сохранившее в недеформированном виде свою структуру и неизменную схему синрудных гидротермальных преобразований вмещающих пород без последующего метаморфизма.**

В структурном отношении оно приурочено к северной части одноименной дугообразно вытянутой (27×5 км) вулканотектонической депрессии, обрамляющей Кучукбайское базальтовое поднятие протяженностью около 70 км, которое на западе срезано системой Западно-Мугоджарских разломов. Базальтовое поднятие – главная мегаструктура Кундыздинского рудного района, в своей обнаженной (восточной) части разбито тремя концентрическими вулканодепрессионными зонами. Наименее развита Акусайская депрессионная структура, но она хорошо выражена и имеет рудный этап в своей эволюции (месторождение Долинное). Максимально развита периферическая сложнопостроенная с полигенным и активным рудным процессом Кундыздинская вулканотектоническая депрессионная структура, вмещающая одноименное медноколчеданное месторождение и представляющая собой опущенный блок полигональной формы. В свою очередь Кундыздинская депрессионная структура осложнена кальдерными просадками, в которых локализованы экструзивно-лавовые сооружения кислого состава с подчиненным количеством эффузивных образований (лавовые потоки андезибазальтов).

Кундыздинское месторождение расположено в кальдерной просадке (2×2,3 км) с хорошо выраженными вулканотектоническими разломами (кальдерными ограничениями). Ложе депрессии заполнено андезибазальтами, на которых сформировались многокорневые плагиориолит-дацитовые экструзивно-лавовые сооружения размерами 3×4 км и мощностью до 500 м, для которых характерна цикличность. Горизонтально залегающие залежи медноколчеданных руд приурочены к кровле циклов. Размеры залежей (интенсивность рудоотложения) уменьшается снизу вверх по мере накопления эруптивных циклов.

Рудоносная структура представляет купол гиалокластитового состава с подводящим гидротермальным каналом. На южном склоне вершинной части купола в локальной впадине гидротермально-осадочным способом отложилась наиболее крупная первая залежь. Рудный канал заполнен гиалокластитами и дайками риолитов, измененными до кварц-серицитовых метасоматитов с прожилково-вкрапленной минерализацией сульфидов.

Залежь захоронена экструзивным куполом плагиориолитов, в непосредственной близости от рудного канала, на юге – лавами андезибазальтов. Корневые части экструзива сохранились в южной стенке канала, где скважинами вскрыты дайковые тела плагиориолитового состава.

На экструзиве и частично в надканальной области образовалась вторая рудная залежь на глубине 100-193 м. Она накрывается пачкой андезибазальтов (на севере и северо-западе) и экструзивом 3-го акта внедрения, на котором залегают маломощный (первые метры) поток андезибазальтов с прослоями и горизонтами (десятки см) кварц-гематитовых пород. Третье рудное тело находится на глубине 93-96 м. Оно захоронено экструзивом четвертого акта внедрения.

Четвертое рудное тело, наиболее маломощное (первые метры), расположено непосредственно над каналом на глубине 58-62 м. Залежь захоронена пачкой андезибазальтов с прослоями и линзами (десятки см) кремнистых и гематит-кремнистых пород. По периферии к этому уровню относятся плагиориолиты очередного пятого экструзива, залегающего на экструзиве четвертого уровня. Породы экструзива выступают на поверхность в западном борту кальдерной депрессии, накрытые в свою очередь, кремнистыми породами бугулыгырского горизонта мощностью около 40-50 м. В основании его расположены яшмы сургучно-красной окраски.

Экструзивы и экструзивно-лавовые сооружения имеют слабовыраженную грибообразную форму с потоками растекания на северо-запад и юг, мощность которых меняется от 200 (юг) до 500 м (юг-юго-запад). Кровельная часть экструзивов по периферии брекчирована. В купольных частях и в кровле потоков растекания преобладают шлакоподобные породы.

* Кундыздинское медноколчеданное месторождение в 1980-1990-х годах исследовалось под руководством В.А. Коротеева при участии Т.Н. Кривко и В.В. Юриша. Приведенный ниже текстовый материал принадлежит всем авторам настоящих тезисов.

Руды месторождения сплошные и прожилково-вкрапленные; представлены медно-цинковыми, медными и цинковыми залежами. Внутреннее строение тел неоднородно: нижнее тело характеризуется сплошными рудами, переходящими в полосчатые сфалерит-пиритовые и халькопирит-пиритовые; второе – сплошными рудами сфалерит-пиритовыми, халькопирит-сфалерит-пиритовыми, пиритовыми (минералогическая зональность снизу вверх). Руды третьего и четвертого рудных тел медно-цинковые с полосчатой текстурой. К флангам рудные тела постепенно выклиниваются и сменяются кремнистыми, вулканомиктовыми песчаниками и тефроидными образованиями с сульфидной минерализацией.

Вулканогенный разрез рудоносной кальдерной депрессии состоит из эффузивной части, где преобладают андезибазальты, долериты, и экструзивно-лавовой, характерной особенностью которой является полицикличность. В пределах рудного разреза насчитывается 5 эруптивных циклов. По составу экструзивы представлены плагиориолитами, плагиориодацитами и редко дацитами.

Литература

1. Геологический словарь. Т. 2. К-П. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 480 с.
2. Тектоническое районирование и минерагения Урала (аналитический обзор). М: Геокарт, ГЕОС (Роснедра, РАН, ГЕОКАРТ) / Золоев К.К., Додин Д.А., Коротеев В.А. и др. Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России, 2006. Вып. 3. 180 с.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОТРАБОТКИ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Зубков А.В.

Институт горного дела УрО РАН, Екатеринбург

История образования колчеданных месторождений прослеживается от архея до кайнозоя. В архее образовались месторождения в Канаде, Австралии, Южной Африке и Индии; в Протерозое в Сибири, Карелии, Швеции, Норвегии, Финляндии и Австралии; в нижнем палеозое в Прибайкалье, Туве, Норвегии, Швеции, Австралии, Испании и Португалии; в среднем и верхнем палеозое на Урале, Алтае, в Казахстане, Средней Азии, Кавказе и ФРГ; в мезозое на Кавказе, в Италии, Турции, Финляндии и Югославии; в кайнозое на Кавказе, в Японии, Иране, Греции и на Кубе [1].

Колчеданные месторождения формируют залежи сплошных или массивных, а также вкрапленных руд, имеющих форму пластов, линз, штоков и жил длиной до 5000 м, мощностью до 250 м и глубиной распространения до 2000 м.

С учетом запасов руды и объемов добычи Q особое внимание следует обратить на месторождения:

- на Урале: Гайское, $Q = 5-7$ млн. т.;
- в Австралии: Маунт-Айза и Маунт-Лайлен, $\Sigma Q = 5$ млн. т.;
- в Индии: Кхетри, $Q = 1,6$ млн. т.;
- в Канаде: Хорн, Норанда, Шибургами, $\Sigma Q = 0,7$ млн. т.

Задача геологов – найти месторождения и оценить их потенциальные возможности для добычи руды, а задача горняков – добыть эти полезные ископаемые.

Добыча твердых полезных ископаемых связана с проникновением человека в недра путем создания или относительно простых (карьеры) или чрезвычайно сложных сооружений (подземные рудники). Все горные работы безопасно и эффективно можно вести лишь на основе расчета устойчивости этих сооружений, которые базируются на знании физико-механических свойств и напряженного состояния массива горных пород и закономерностей их перераспределения и формирования в горных конструкциях.

Физико-механические свойства руд и вмещающих пород определяют геологи при разведке месторождений, а для определения напряженного состояния проводятся специальные

геомеханические исследования, в результате которых определяют составляющие напряжений в соответствии с зависимостями [2]:

$$\sigma_z^H = \lambda \gamma H + \sigma_{zT}^H + \sigma_{zTP}^H;$$

$$\sigma_3^H = \lambda \gamma H + \sigma_{3T}^H + \sigma_{3TP}^H;$$

$$\sigma_1^H = \lambda \gamma H + \sigma_{1T}^H + \sigma_{1TP}^H,$$

где: H – глубина, на которой проведено измерение, м;

γ – удельный вес налегающих пород, кН/м³;

λ – коэффициент бокового распора, находящийся в пределах от $\mu/1-\mu$ до 1,0;

μ – коэффициент Пуассона;

$\sigma_{zT}^H, \sigma_{3T}^H, \sigma_{1T}^H$ – постоянные тектонические напряжения, МПа;

$\sigma_{zTP}^H, \sigma_{3TP}^H, \sigma_{1TP}^H$ – тектонические пульсирующие напряжения, МПа.

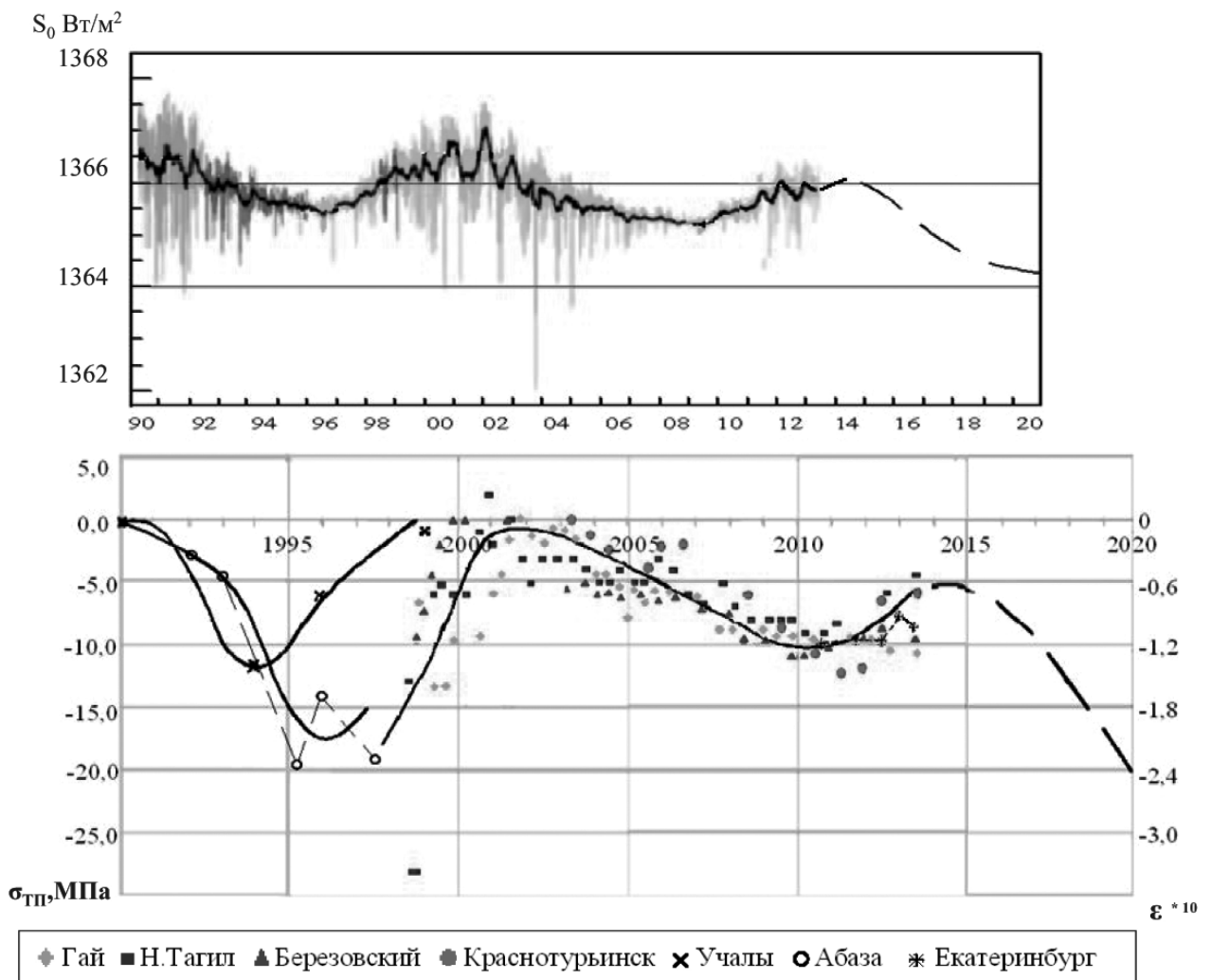


Рис. 1. Изменение НДС массива σ_{TP} и ϵ на рудниках в городах Урала и Алтая на фоне изменения излучения Солнца S_0

С 1998 года в ИГД УрО РАН начались регулярные специальные эксперименты по определению σ_{TP} на Северном, Среднем и Южном Урале в подземных рудниках городов Краснотурыинск, Нижний Тагил, Березовский и Гай (рис. 1).

При оценке напряженного состояния массива горных пород особое внимание следует обращать на σ_{TP} которые изменяются с периодичностью 11, 100, 200 и 400 лет и т.п. и могут достигать за период действия горного предприятия нескольких десятков МПа.

Они обусловлены изменением размеров Земли, коррелирующим с изменением размеров Солнца и его излучающей способности S_0 (это общекосмическое явление).

Анализ формирования напряжений в выработках и конструктивных элементах систем разработки показывает, что из-за значительного роста $\sigma_{ТП}$ к 2020-2030 гг. доступ к полезным ископаемым на глубинах более 500 м и тем более 1000 м будет в отдельных случаях чрезвычайно затруднен, а в ряде случаев невозможен при существующих технологиях и способах ведения горных работ, несмотря на то, что в Австралии, США, Китае, Японии и Южной Африке уровень напряжений в конструктивных элементах систем разработки в 1,5 раза ниже, чем на Урале, Скандинавии и Канаде (табл. 1).

Таблица 1. Прогноз напряженного состояния массива и горных конструкций в 2020 и в 2030 годах

№ п/п	Регион	Напряжения в массиве, МПа				Напряжения в конструкциях, МПа	
		$\sigma_{cp} = \frac{\sigma_3^H + \sigma_1^H}{2}$	σ_{cp} при H=500м	$\sigma_3^H = \sigma_{cp} \cdot 1,3$	$\sigma = \sigma_3^H + \sigma_{ТП}$ при $\sigma_{ТП} = -20$ (2020 г.) / -40 (2030 г.)	$\sigma_\theta = \sigma \cdot 2,5$ в конст. элементах систем разработки, в капитальных выработках	$\sigma \cdot 7,5$ в подготовительно-нарезных выработках
1	Урал	$-(16+0.03H)$	-31	-40	-60/-80	-150/-200	-450/-600
2	Скандинавия	$-(17,3+0.03H)$	-32	-42	-62/-82	-155/-205	-465/-615
3	Канада	$-(12.0+0.04H)$	-32	-42	-62/-82	-155/-205	-465/-615
4	США	$-(5,0+0.0225H)$	-16	-21	-41/-61	-102/-152	-307/-457
5	Южная Африка	$-(7+0.012H)$	-13	-17	-37/-57	-92/-142	-276/-426
6	Япония	$-(0+0.026H)$	-13	-17	-37/-57	-92/-142	-276/-426
7	Китай	$-(4.4+0.019H)$	-14	-18	-38/-58	-94/-145	-282/-435
8	Австралия	$-(17+0.006H)$	-20	-26	-46/-66	-115/-165	-345/-495

По совокупности астрономических и геомеханических факторов к 2020-2030 гг., когда одновременно закончатся и начнутся 11-и, 100-, 200- и 400-летия геологические циклы, возрастет спрос на неглубоко залегающие и нагорные месторождения с низким уровнем природных напряжений, в том числе и на колчеданные.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №4 и Междисциплинарного проекта Президиума УрО РАН

Литература

1. Горная энциклопедия. Том 3. Москва: Из-во Советская энциклопедия. С. 61-62.
2. Зубков А.В. Периодическое расширение и сжатие Земли как вероятный механизм природных катаклизмов // Литосфера, 2013. № 2. С. 145-156.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Ибламинов Р.Г.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, riaminov@psu.ru

Колчеданное рудообразование является составной частью вулканогенно-осадочного процесса. С этой точки зрения колчеданные месторождения следует относить к вулканогенно-осадочной генетической группе. Нами была предложена классификация месторождений названной группы (табл. 1) [1]. При этом классы обособлялись по способу осадконакопления, подклассы – по рудообразующим флюидам, ряды – по источнику флюидов, формации – по продуктам минералообразования.

Современное рудообразование наблюдается на дне морей и океанов в тектонических обстановках спрединга в межконтинентальных рифтах (Красное море), срединно-океанических хребтах (Атлантический океан), задуговых бассейнах (море Лау).

На западном склоне Северного Урала спрединговые палеотектонические обстановки могли иметь место в венде и раннем палеозое. Об этом свидетельствует соответствующий обстановкам набор осадочных и вулканогенных формаций. Нижневендская спарагмитовая вулканогенно-сланцевая формация, включающая трахибазальтовую магматическую субформацию, по мнению Ф.А. Курбацкой фиксирует рифтовую обстановку режима плитной активизации окраины Восточно-Европейской платформы. Раннепалеозойская ($E_3 - O_3$) базальная терригенно-вулканогенная формация включает базальт-долеритовую субформацию. Она отражает существование каледонского спрединга и раскрытие Уральского палеоокеана. Наступившая на смену спредингу каледонская субдукция обусловила существование островной дуги и задугового бассейна, в котором накапливались породы вулканогенно-карбонатной формации ($O_2 - S_1$), ассоциирующей с натриевыми базальтами. Обстановка задугового бассейна ордовикско-силурийского времени оказалась наиболее продуктивной в отношении вулканогенно-осадочного рудообразования.

Таблица 1. Классификация месторождений вулканогенно-осадочной группы

Класс	Подкласс	Ряд	Формация полезных ископаемых
1. Механических осадков		Андезито-дацитовый	Вулканических туфов для строительства (Армения)
2. Гидротермально-осадочный	2.1. Колчеданный	Базальтовый	Серноколчеданная (Карелия, Урал – Берзинское)
		Риолит-базальтовый	Медноколчеданная (Гайское на Урале)
		Базальт-андезит-риолитовый	Колчеданно- полиметаллическая (Алтай)
	2.2. Фосфатно-оксидный	Базальтовый	Железо-марганцевая оксидная (Атасуйское в Казахстане)
		Щелочно-базальтовый	Фосфоритовая (Западный Урал)
	2.3. Соляной	Базальтовый	Галитовая (Красное море)
Боратовая континентальная (Кырка в Турции)			
	Карбонатитовый	Виллиомит (NaF), натрит (Na_2CO_3), галитовая (Восточная Африка оз. Магади и Натрон)	

В современном структурном плане задуговому бассейну отвечает Улсовско-Висимский мегасинклинорий и его северное продолжение, представляющее в геоморфологическом плане Вишерскую эрозионно-структурную депрессию. Мегасинклинорий на юге отделяет Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, а его северное продолжение – Печорскую плиту от Верхнепечорско-Кутимского антиклинория. Задуговой спрединг в регионе был обусловлен менее прочным протерозойским фундаментом Печорской плиты по сравнению с архейским фундаментом Русской.

В соответствии с особенностями строения фундамента нами на данной территории выделяется Печорско-Уральская минерагеническая субпровинция, которая южнее сменяется Тимано-Уральской и Русско-Уральской. Печорско-Уральская субпровинция с протерозойским фундаментом разделена на Предуральскую, Западноуральскую и Центральноуральскую области. Последняя включает два субмеридиональных минерагенических пояса: западный Ельминско-Серебрянский (приуроченный к Улсовско-Висимскому мегасинклинорию и его северному продолжению) и параллельный ему восточный Верхнепечорско-Колпаковский пояс (Верхнепечорско-Кутимский антиклинорий и Колпаковское поднятие) [2].

Все рудные объекты Ельминско-Серебрянского пояса протягиваются вдоль него и образуют Чувальско-Кутимский рудный район. В пределах района в размещении оруденения намечается меридиональная латеральная зональность. В северной и средней части субмеридиональной полосы распространения преимущественно карбонатных с доломитами пород преобладает карбонатно-оксидное оруденение гидротермально-осадочного класса вулканогенно-осадочной группы. Причем на севере близ устья р. Мойва оно представлено марганцовистыми карбонатами, которые южнее, в средней части территории близ впадения р. Курыксарки в р. Вишера, сменяются железо-марганцевыми мангансидерит-гематит-магнетитовыми рудами Верхнечувальского и Нижнечувальского месторождений. Дальше, южнее, оксидное оруденение постепенно сменяется колчеданным кварц-пиритовым и близ устья р. Кутим присутствуют железные гематит-мушкетовитовые руды с пиритом (Кутимское месторождение) и серно-колчеданные руды (Берзинское месторождение). Ещё южнее в полосе сланцевых толщ отмечается серноколчеданное (р. Б. Лямпа), а на самом юге полосы пород формации среди карбонатных толщ имеет место амагматогенное стратиформное полиметаллическое оруденение.

В наиболее полном виде геологическую модель малых месторождений и проявлений полезных ископаемых Чувальско-Кутимского района можно представить на основе анализа строения Нижнечувальского железомарганцевого малого месторождения. Оно представляет собой серию согласных субпараллельных линз, сложенных слоистыми богатыми гематит-магнетитовыми рудами, залегающими среди доломитов ордовика. В верхней части разреза месторождения находится пласт окисленных мангансидеритовых руд, превращенных в псиломелан и пиролюзит. Сами рудные тела и всё месторождение со стороны лежачего бока и с флангов окружены ореолом вторичных пиритсодержащих кварцитов (микрокварцитов). Содержание пирита на отдельных участках достигает 80–90%. Встречаются галенит, сфалерит, блеклые руды и золото.

Железорудные месторождения сопровождаются первичными и вторичными геохимическими аномалиями Ti, Mn, железо-марганцевые – Mn, Ba, Pb, Zn, Cu, Mo, Au, Ge, As и фиксируются положительными магнитными и гравитационными аномалиями [3].

Близкая картина геологического строения отмечается и на Кутимском месторождении, представленном тремя согласными рудными телами, залегающими в оталькованных доломитах. Мощность зон оталькования достигает 10 м. Верхнее рудное тело представлено гематитовыми, среднее – гематит-мушкетовитовыми сильно пиритизированными рудами.

Примером серноколчеданного объекта является Берзинское малое месторождение, расположенное на левом берегу р. Кутим (притоке р. Улс). По данным А.М. Курбацкого (1964) оно представлено тремя пластообразными телами, падающими на восток под углом 60–70° и залегающими согласно с вмещающими углистыми филлитами. Последние располагаются среди зеленых серицит-хлорит-кварцевых сланцев, которые по современным представлениям залегают среди пород чувальской свиты среднего-верхнего ордовика. Рудные тела массивной и вкрапленной текстуры прослежены по простиранию на 300–400 м при мощности 1,5 – 2 м. Прослой массивных руд имеют толщину 0,2–0,35 м. В безрудных сланцах отмечаются прослой пирита

толщиной от 0,1 до нескольких см. В сплошных рудах содержание пирита достигает 40–70%, присутствуют халькопирит, сфалерит, ковеллин. Зона окисления мощностью 10 м до глубины 5 м представлена слабо цементированным бурым обохренным песком. В первичных рудах содержатся золото и серебро.

Описанные особенности геологического строения месторождений позволяют считать оруденение гидротермально-осадочным, в котором в одном случае оксидное железнакопление сменялось карбонатным железомарганцевым, в другом – на окисное минералообразование накладывалось сульфидное, обусловившее замещение первичных гематитовых руд пирит-магнетитовым с образованием мушкетовита, в третьем случае всё оруденение было колчеданным.

Таким образом, проявление в различных местах структуры отдельных стадий минералообразования приводило к самостоятельному карбонатному марганцевому оруденению, оксидному гематит-магнетитовому и сульфидному, что и наблюдается в природе. Так, проявление марганцовистых доломитов выявлено на севере полосы пород карбонатно-вулканогенной формации в Усть-Мойвинском тектоническом полуокне. В средней части полосы расположены Верхне- и Нижнечувальское месторождения. Они находятся как среди ордовикских, так и среди силурийских пород. Южнее находится Моховское месторождение бурых железняков, представляющее собой железную шляпу кварц-пиритовых образований среди черных доломитов ордовика. На юге полосы расположены гематит-мушкетовитовое с пиритом Кутимское и серноколчеданное Берзинское месторождения.

Анализ рудоносности Чувальско-Кутимского минерагенического района позволяет провести аналогию между ним и Атасуйским районом Центрального Казахстана.

Литература

1. Ибламинев Р.Г. Основы минерагеодинамики. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2001. 220 с.
2. Ибламинев Р.Г. К вопросу о минерагеническом районировании территории западного склона Среднего и Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. статей. Пермь: Пермский ун-т, 2001. С. 34–44.
3. Попов И.Б., Аблизин Б.Д., Ибламинев Р.Г. К вопросу о генезисе Чувальских железорудных месторождений // Геология и полезные ископаемые Урала: материалы Третьей Уральской конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1971. С. 57–58.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД УЧАЛИНСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ С ЦЕЛЬЮ ОЦЕНКИ ВЗРЫВООПАСНОСТИ СУЛЬФИДНОЙ ПЫЛИ

Ибламинев Р.Г., Казымов К.П., Меньшикова Е.А., Осовецкий Б.М.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, riaminov@psu.ru

Проведены исследования 10 образцов пород с сульфидной минерализацией Учалинского медноколчеданного месторождения с целью определения содержания пиритной серы как компонента, представляющего опасность при ведении добычных работ в шахте. В качестве методической основы оценки взрывоопасности сульфидной пыли использована «Инструкция по предупреждению взрывов сульфидной пыли на подземных рудниках, разрабатывающих пиритосодержащие колчеданные руды» (введена в действие письмом Министерства цветной металлургии СССР 03.05.1983 г. № НЧ-6697/40). Согласно п. 4 указанного документа, основным фактором, характеризующим взрывоопасность сульфидных руд, является содержание в них пиритной серы, нижний предел которого находится на уровне 35%. Коллективом сотрудников кафедры минералогии и петрографии ПГНИУ предложена комплексная методика исследований, включающая рентгенофлюоресцентный анализ с определением химического состава образцов (анализы выполнены на рентгенофлюоресцентном спектрометре марки S8 Tiger фирмы BRUK-

ER), дифрактометрический анализ с установлением минерального состава образцов (анализы выполнены на порошковом дифрактометре D2 Phaser фирмы BRUKER), а также термический анализ (ДСК/ТГ) с целью определения потерь при прокаливании.

Первичный состав исследованных образцов по результатам РФА был получен в массовых процентах. Далее содержание литофильных элементов (Si, Al, Ca, Mg, Mn, K, Na, Ba, P, Ti и др.) были пересчитаны на оксидную форму. Результаты дифрактометрического анализа показали, что ряд важных элементов находится как в сульфидной, так и в оксидной формах нахождения. Так, сера присутствует в сульфидах и в барите, железо находится в пирите, пирротине, халькопирите и в гематите. В соответствии с данными дифрактометрического анализа были пересчитаны содержания серы с выделением отдельно S и SO_3 ; Fe и Fe_2O_3 . Полученная в анализах сумма компонентов в некоторых случаях оказалась значительно ниже 100 %. Причиной является присутствие воды в разных состояниях (гигроскопической, кристаллизационной, межплоскостной и др.), CO_2 (в кальците и сидерите) и, вероятно, некоторого количества серы, которая может находиться в составе мельниковита, легко разлагаемого под действием рентгеновского излучения. Кроме того, можно предположить присутствие определенного количества рентгеноаморфного вещества, в составе которого часто присутствуют летучие компоненты (табл. 1).

Основными элементами в химическом составе образцов являются сера и железо, которые в сумме составляют обычно 60-70 %. В отдельных пробах отмечены повышенные содер-

Таблица 1. Химический состав рудных образцов по данным рентгенофлюоресцентного анализа, мас. %

Компонент	Номер пробы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Fe	30,05	24,65	32,68	29,62	28,13	35,13	33,17	31,52	32,94	36,54
S	33,83	30,31	37,52	34,99	32,36	39,51	38,28	36,26	37,90	42,03
Zn	6,22	0,08	0,65	7,48	13,80	0,84	0,17	0,60	8,30	0,21
Cu	1,26	1,38	9,67	0,96	0,55	1,93	0,07	9,91	1,02	1,74
As	0,15	0,04	0,06	0,13	0,14	0,14	0,02	0,09	0,13	0,12
Se	-	0,02	0,03	-	-	-	0,01	0,02	0,01	0,01
Cd	-	-	-	0,02	0,04	-	-	-	0,02	-
Pb	0,79	-	0,03	0,84	0,10	0,08	0,01	0,04	0,35	0,03
Ni	-	-	0,01	-	-	-	-	0,01	-	-
SO_3	5,32	0,42	-	4,61	0,89	1,83	0,45	-	2,18-	-
P_2O_5	0,05	-	-	0,12	-	-	-	-	-	-
SiO_2	5,07	7,98	0,45	0,90	0,47	1,20	14,42	0,79	1,80	2,12
TiO_2	0,04	0,07	-	0,01	-	-	0,05	-	-	-
Fe_2O_3	0,90	8,46	-	1,32	0,77	-	0,38	0,25		
Al_2O_3	1,25	5,67	0,13	0,42	0,13	0,13	5,46	0,26	0,25	0,25
Cr_2O_3	0,02	0,09	0,07	0,04	0,04	0,06	0,06	0,10	0,03	0,13
TR_2O_3	-	-	0,42	-	-	-	-	0,40	-	
CaO	1,22	0,18	0,06	0,25	0,18	0,17	0,07	0,06	1,08	2,06
MgO	0,45	0,10	0,07	0,11	0,16	0,07	0,10	0,04	0,20	0,13
MnO	0,27	0,01	0,01	0,01	0,05	0,03	-	-	0,07	0,07
BaO	12,49	0,38	-	9,31	0,21	1,79	0,29	-	1,83	-
SrO	0,09	+	-	0,04	-	0,01	+	-	0,01	-
K_2O	-	0,99	-	0,04	0,01	0,02	0,74	0,02	-	0,02
Na_2O	-	0,32	-	-	-	-	0,44	-	-	-
Cl	-	-	-	-	0,02	0,03	0,01	-	-	-
Сумма	99,47	81,15	81,86	91,22	78,05	82,97	94,20	80,37	88,12	85,46

Таблица 2. Минеральный состав рудных образцов по данным дифрактометрического метода, мас. %

Минерал	Номер пробы (лабораторный номер)									
	1 (upr-1)	2 (upr-2)	3 (upr-3)	4 (upr-4)	5 (upr-5)	6 (upr-6)	7 (upr-7)	8 (upr-8)	9 (upr-9)	10 (upr-10)
Пирит	57,63	52,78	68,56	60,92	67,90	82,32	74,36	59,88	72,24	83,71
Халькопирит	2,64	3,50	29,11	2,03	2,75	7,18	-	30,60	4,49	4,70
Сфалерит	6,03	-	0	10,07	18,13	0,68	0	0	10,93	0
Галенит	1,81	-	-	0,36	-	-	-	-	0	-
Пирротин	-	0	-	-	0,91	-	1,26	-	-	2,91
Барит	15,51	1,22	-	13,44	2,61	5,34	1,32	-	6,41	-
Кварц	7,52	18,04	1,32	-	-	4,48	14,12	1,77	1,63	2,63
Хлориты	8,85	17,71	-	13,18	7,66	-	3,76	2,36	-	-
Серицит	-	0,09	-	-	-	-	5,18	5,39	-	-
Кальцит	-	-	-	-	-	-	-	-	4,30	6,05
Сидерит	-	0	1,01	-	0,04	-	-	0	-	-
Гематит	-	6,66	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

жания цинка, меди, бария, кремнезема и глинозема. Сумма потерь при прокаливании (ппп) в ряде анализов приближалась или даже превышала 20 %. Применение термического анализа (ДСК/ТГ) для данных руд не дало результатов в связи с влиянием на изменение массы образца при нагревании процессов окисления железа.

На дифрактограммах исследованных образцов отчетливо выделяются пики, соответствующие преобладающему минералу – пириту (табл. 2). Важно отметить, что точность результатов дифрактометрического метода имеет свои ограничения. Они обусловлены тем обстоятельством, что сумма определяемых компонентов всегда приводится к 100 %. Кроме того, метод предназначен только для определения содержания минералов, присутствующих в количестве свыше 1 %, а иногда и выше 2-3 %. Таким образом, фактическое содержание минералов, и особенно пирита, будет несколько меньше с учетом присутствия некоторых других минералов. Кроме того, в анализе не определяется содержание рентгеноаморфных веществ (например, мельниковита).

С учетом опыта проведенных исследований образцов руд Учалинского медноколчеданного месторождения могут быть даны следующие рекомендации. Необходимо начать с изучения минерального состава первичных образцов с диагностикой минералов микронзондовым методом. Кроме того, имеются возможности для уточнения данных рентгенофлуоресцентного метода с применением специализированных программ, предназначенных для определения состава сульфидных руд. Указанные исследования требуют специальной методической проработки и проверки для разных типов руд.

Таблица 3. Содержание пиритной серы и значение коэффициента крепости исследованных образцов руд Учалинского медноколчеданного месторождения

№№	Номер пробы	Горизонт	Расчетное содержание S (пиритной), мас. %	Коэффициент крепости по Протодьяконову
1	1	340	30,77	14
2	2	360	28,18	13
3	3	400	36,61	14
4	4	435	32,53	15
5	5	460	36,26	14
6	6	460	43,96	15
7	7	500	39,71	13
8	8	500	31,98	14
9	9	520	38,58	14
10	10	520	44,70	14

По результатам проведенных анализов в исследованных образцах руд Учалинского медноколчеданного месторождения рассчитано содержание пиритной серы. Расчет исходит из стехиометрической формулы пирита FeS_2 , в котором содержание серы составляет 53,4 мас. %. Полученные данные приведены в таблице 3. Учитывая, что содержание пирита определено с небольшим завышением, предельно допустимая концентрация пиритной серы (35 мас. %) в некоторых образцах заметно превышена. С учетом крепости пород (значение коэффициента крепости по Протодьяконову менее 16) и согласно п. 17 указанной выше инструкции выработки, в которых проведен отбор указанных проб, относятся к опасным по взрывам сульфидной пыли, что должно учитываться при организации добычных работ.

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО (ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО) СЕГМЕНТА АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Кекелия С.А., Кекелия М.А., Асатиани Г.Л.

Геологический институт, Тбилисский госуниверситет, Тбилиси, kekelia_sergo@mail.ru

В Альпийско-Гималайском складчатом поясе сохранены фрагменты палеоостровных дуг и прилегающих к ним структур – задуговых и внутридуговых морских палеобассейнов. Одной из таких палеодуг является Понтийско-Южнокавказская (на рисунке 1 фрагменты палеодуги выделены серым цветом). Именно в её вулканоструктурах сосредоточены наиболее крупные по масштабам месторождения цветных металлов колчеданного семейства. В альпийскую эпоху максимум вулканической активности приходится на востоке палеоструктуры – на байос-позднюю юру, а на западе (в Понтидах и на Грузинской территории) – на мел.

В Понтидах примером масштабных залежей гидротермально-осадочного происхождения является месторождение Чаели (Маденкой) в Турции. На месторождении руды сосредоточены в одной залежи, которая прослежена по простиранию на 920 м, ее максимальная мощность – 100 м [11]. Здесь вулканоструктура слагается надрудными базальтами (пиллоу-лавами), чередующимися с известняками и «пурпурными» туфами, а также пропилитизированными дацитами. На последних и залегают массивные сульфидные руды, под которыми проявлены кварц-хлорит (с серицитом) метасоматиты с прожилками и вкрапленностью сульфидов. Руды Чаели сходны с «рудными холмами» современных срединно-океанических хребтов и зон рифтинга окраинных морей.

Медно-свинцово-цинковая прожилково-вкрапленная минерализация характерна для грузинских и армянских месторождений. Уникальным в рудно-геологическом смысле является грузинское месторождение Маднеули, в пределах которого пространственно сближены разноэтапные золотые, барит-сульфидные и медные руды. Меловая вулcano-тектоническая депрессия представляла собой часть задугового бассейна. Вулканоструктура слагается тремя комплексами, которые являются результатом функционирования в течение альба-кампа в начале вулканов трещинного типа, а затем и центральных [6]. Верхний комплекс – контрастный базальт-андезит-риодацитовый – завершает вулканическую деятельность. Рудоносными являются куполовидные «вздутия», образованные в местах выжимания риодацитовых экструзий среднего риодацитового комплекса (в состав которого входят игнимбриты, экструзии и лавы риолитов и риодацитов) на склонах крупных вулканических построек. Последние слагаются андезиитоидами нижнего вулканогенно-осадочного комплекса.

В среднеюрских вулканитах Армении размещены практически отработанные медные и барит-полиметаллические месторождения – Алавердское, Шамлугское, Ахталское, Кафанское. В Алавердском районе в разрезе среднеюрской толщи маломощные хемогенно-осадочные отложения сменяются сверху вниз гиалокластитамы, скоплениями подводного коллювия, тифроидными турбидитами, лавами дацитов, андезитов и андезито-базальтов; рудовмещающая толща перекрыта позднеюрским вулканогенным комплексом [6].

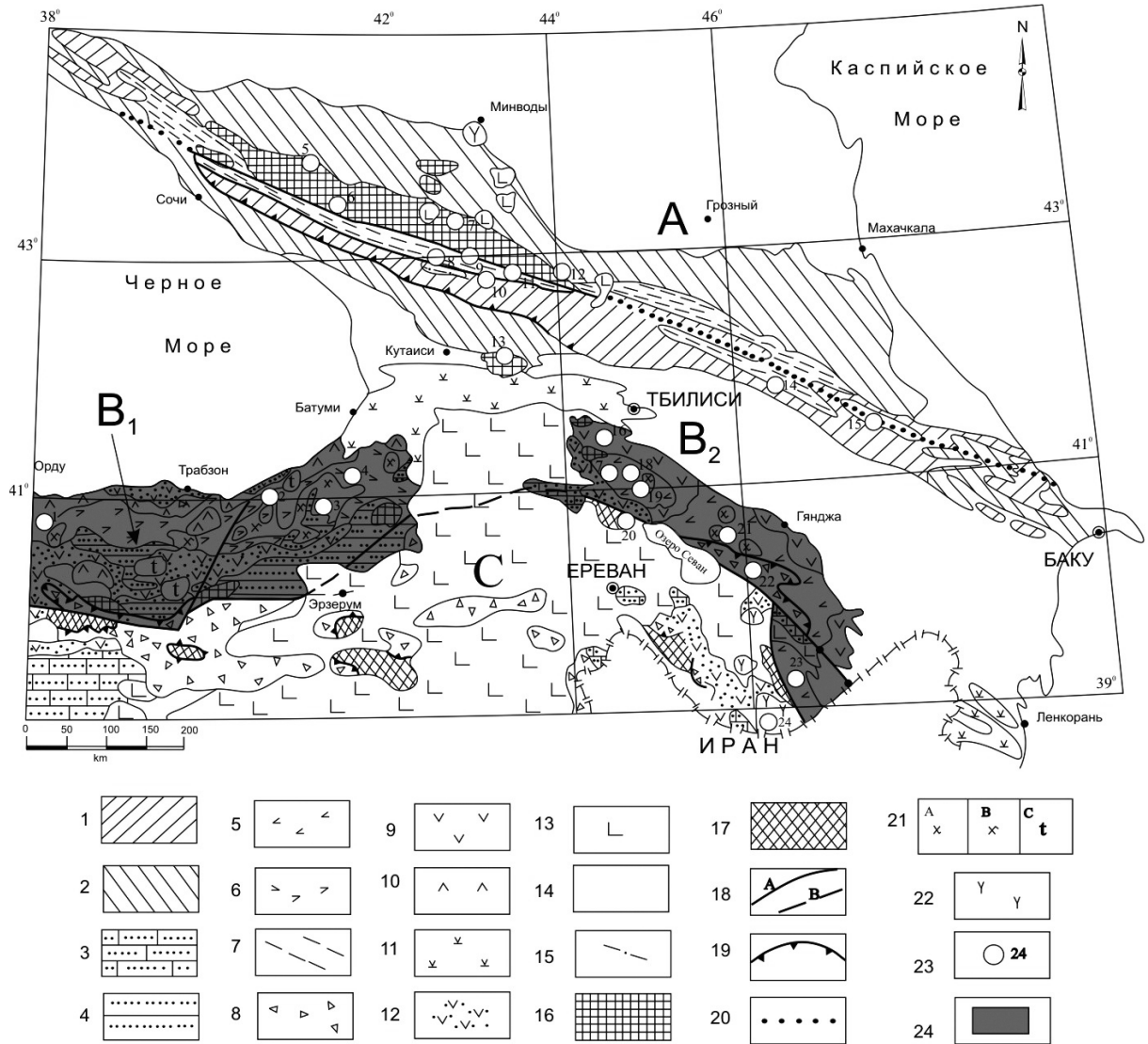


Рис. 1. Распределение основных рудных месторождений в пределах Восточной Турции и Кавказа:
 1 – склон и поднятие Южнокавказского микроконтинента (юрские – раннемеловые осадки, Большой Кавказ); 2 – шельфовая зона Скифского и Южно-Кавказского микроконтинентов (юрские – палеогеновые осадки, Большой Кавказ); 3 – шельфовая зона Анатолийского и Даралагезского микроконтинентов (меловые – палеогеновые осадки); 4 – шельфовая зона Понтийского микроконтинента (раннеюрские осадки, Восточные Понтиды); 5 – малокавказская энсиалическая островная дуга (байос – раннемеловые осадки); 6 – Понтийская энсиалическая островная дуга (меловые осадки); 7 – глубоководные бассейны краевого палеоморя (ранне-среднеюрские осадки); 8 – океанические осадки в аллохтонном залегании; 9 – Малокавказская задуговая вулканодепрессия (поздне-меловые осадки); 10 – Понтийская задуговая вулканодепрессия (поздне-меловые осадки); 11 – внутриплитные рифтогенные вулканоструктуры (эоцен – олигоценовые осадки, Малый Кавказ); 12 – эоценовые вулканодепрессии, наложенные на доколлизийные структуры (Понтиды, Малый Кавказ, Анатолиды); 13 – молодые вулканические плато (олигоцен – четвертичные); 14 – орогенные трюги (олигоцен – четвертичные); 15 – терригенно-вулканические породы (девон – триасовые, дизская серия), интродуцированные среднеюрскими гранитоидами; 16 – доальпийский фундамент Скифской и Южнокавказской микроплит (докембрий – палеозойский); 17 – доальпийский фундамент Анатолид и Даралагеза (Североиранская микроплита, докембрий – палеозойский); 18 – тектонические швы, разделяющие основные геоблоки (взбросы и сдвиги): А – установленные, В – предполагаемые; 19 – надвижки; 20 – предполагаемая граница между Скифской и Южнокавказской микроплитами (перекрывается надвижками); 21 – гранитоиды (а – раннемеловые, в – поздне-меловые, с – эоцен – олигоценовые); 22 – монцитоны, сиениты (олигоцен – миоценовые); 23 – месторождения полезных ископаемых; 24 – фрагменты палеоостровной дуги, вмещающей колчеданные месторождения.
Наиболее значительные рудные месторождения Восточных Понтидов и Кавказа: 1 – Ашикой (Cu), 2 – Лаханос (Cu, Zn, Pb), 3 – Чаели-Маденкой (Cu, Zn), 4 – Мургул (Cu, Zn), 5 – Уруп (Cu), 6 – Кти-Теберда (W), 7 – Тырны-Ауз (W), 8 – Лухра (Au), 9 – Цана (As, Au), 10 – Лухуми (As), 11 – Зопхито (Au, Sb), 12 – Садон (Pb, Zn), 13 – Чиатура (Mn), 14 – Филлизчай (Zn, Pb, Cu), 15 – Кизил-Дере (Cu), 16 – Маднеули (Cu, Au, Zn, Pb), 17 – Алаверди (Cu), 18 – Шамлуг (Cu), 19 – Техут (Cu), 20 – Меградзор (Au), 21 – Дашкесан (Fe, Co), 22 – Зод (Au), 23 – Кафан (Cu), 24 – Каджаран (Cu, Mo).
Микроплиты: Евразийского палеоконтинента: А – Скифская, В – Понтийско-Южнокавказская (В₁ – Восточные Понтиды, В₂ – Южный Кавказ); Афро-Аравийского палеоконтинента: С – Североиранская.

В сообщении предложена геолого-генетическая модель, которую следует воспринимать как некую абстракцию, в которой обращено внимание не на внешнее сходство индивидуумов (месторождений, рудных тел), а на стандартность протекающих в системе процессов.

Известно, что результаты изотопно-геохимических исследований склоняют многих исследователей к мысли о большой доле метеорных вод в гидросистемах вулканогенных месторождений [9]. Экспериментальные работы [4, 12] по экстракции элементов из пород при РТ-условиях, соответствующих функционированию флюидов, допускают возможность рассмотрения магматических и осадочных образований в качестве источника металлов для вулканогенных месторождений.

По материалам, собранным в Мировом океане [5, 8], можно заключить, что масштабный рудогенез осуществляется в случае протекания последовательных процессов: 1) кристаллизации магм; 2) взаимодействия приобретших «агрессивность» нагретых поверхностных (морских) вод с магматитами (причем, тепловым источником являются внедрившиеся в вулканогенно-осадочные комплексы интрузии); 3) стабильного функционирования физико-химического барьера в области разгрузки гидротерм (впадины морского дна или закрытые структуры приповерхностных зон земной коры).

Отметим, что по литературным и нашим данным, колчеданные месторождения (независимо от условий рудонакопления – гидротермально-осадочного или эпигенетического) отличаются следующие особенности:

1) Компонентный состав руд проявляет зависимость от петрохимических особенностей пород. Было замечено, что рудоносные породы срединно-океанических хребтов [7] включают сферические агрегаты окисно-рудных скоплений. В субщелочных эффузивах рифтовой долины срединно-океанического хребта также обнаружены сульфиды в виде «капель» во вкрапленниках клинопироксена и полевого шпата [1]. Отсюда можно предположить, что некоторые из магматитов были изначально продуктивными.

2) В пределах рудных узлов пути миграции гидротерм обозначены изменениями минерального состава пород. В нисходящих ветвях проявлены аргиллизиты, а надинтрузивные и фланговые зоны масштабно пропилитизированы.

3) Барит-сульфидные руды во вторичных кварцитах проявляют (например, на Маднеули) неярковыраженную вертикальную зональность. Штокверки медных и медно-цинковых руд часто перекрыты гипс-ангидритовыми линзами, а перекрывающие их породы гематитизированы. Эта картина характерна и для гидротермально-осадочных залежей типа Куроко.

4) По солености гидротермальные растворы близки к морской воде, но обогащены по сравнению с последней Fe, Ag, Pb, Cu и Zn [13]. Невысокая соленость – характерная особенность флюидов для зон современного рудообразования [2]. Этому не противоречат данные и по Малокавказским месторождениям. Здесь соленость флюидов, отлагавших медные и барит-цинково-свинцовые руды, была низкой – менее 40 гр-экв. NaCl на литр раствора. Растворы характеризовались хлоридно-сульфатным, калий-натриевым составом [10].

5) На Малокавказских месторождениях максимальная температура минералообразования, установленная методом гомогенизации, равна 410-390° С для медных, а для барит-полиметаллических – 280° С [10]; давления соответствовали 150-200 барам (были использованы диаграммы, опубликованные в работе [14]). Наиболее благоприятные условия для стабильного накопления руд гидротермально-осадочных залежей создавались на дне морских бассейнов, глубины которых колебались в пределах 2-3 км [3].

6) Данные по изотопному составу водорода и кислорода флюидных включений в кварце, барите и кальците вулканогенных барит-полиметаллических руд интерпретируются в пользу высокой доли участия метеорных вод в рудообразовательном процессе [6].

Развитие и функционирование гидросистем в вулканических комплексах представляются следующим образом: в начале в задуговых и интрадуговых палеобассейнах – в локальных депрессиях отлагались вулканогенно-осадочные образования (причем, как правило, вулкано-

генные породы были известково-щелочными); вслед за спадом вулканической деятельности (в период инверсии вулканоструктур) внедрялись интрузии, кристаллизация которых происходила на глубинах около 2 км от поверхности или 1 км – от морского дна. Одновременно с остыванием интрузий функционировали рудоносные гидротермы. Гидротермально-осадочные залежи сходны по минеральному составу и структуре с современными потухшими «черными курильщиками». В условиях гидротермально-осадочного рудонакопления подавление сульфидообразования наступает там, где термы достигают зон с высоким парциальным давлением кислорода – за пределами депрессий и над залежами: в этом случае выпадают окислы Fe и Mn, образуются яшмы в надрудных толщах.

Литература

1. Акимцев В.А., Шарапов В.Н. «Рудные» эффузивы борта рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта // ДАН, 1993. Т. 331. № 3. С. 329-331.
2. Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в мировом океане // Геология рудных месторождений, 2005. Т. 47. № 1. С. 16-50.
3. Габлина И.Ф., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Степанова Т.В., Черкашев Г.А., Ильин М.И. Ассоциации сульфидов меди в современных океанских рудах гидротермального поля Логачёв (Срединно-Атлантический хребет, 140451) // Геология рудных месторождений, 2000. Т. 42. № 4. С. 329-349.
4. Гричук Д.В., Борисов М.В., Мельникова Г.Л. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре: оценки эволюции раствора // Геология рудных месторождений, 1984. № 4. С. 3-24.
5. Ельянова Е.А. Формирование современных и древних субмаринных колчеданных руд: состав и строение // Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем. Тезисы докладов международной конференции. СПб, 1999. С. 26-27.
6. Кекелия С.А., Амбокадзе А.Н., Ратман И.П. Вулканогенные месторождения цветных металлов палеоостроводужных сооружений и методика их прогнозирования. Тбилиси: Мецниереба, 1993. 96 с.
7. Прокопцев Г.Н., Прокопцев Н.Г. Образование металлоносных гидротерм на дне океана // Изв. АН СССР, серия геологическая, 1990. № 4. С. 34-44.
8. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. Москва: Мир, 1986. 160 с.
9. Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. Москва: Мир, 1984. Т. 2. С. 39-252.
10. Ярошевич В.З. Генетические особенности рудных формаций Кавказа по данным изотопных исследований. Автореф. канд. диссертации. Тбилиси: Мецниереба, 1985. 52 с.
11. Altun Y. Geology of the Zayeli-Madenkcu copper-zinc deposit and the problems related to mineralization // Mineral Res. Expl. Bull., Ankara, 1977. V. 89. P. 10-24.
12. Hodgson C.L., Lyndon S.M. The geological setting of the volcanogenic massive sulfide deposits and active hydrothermal systems: some implications for explorations // Canadian Mining Metallurgical Bull., 1977. V. 70. P. 95-106.
13. Mottl M.J., Holland H.D., Corr R.F. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalts seawater. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species // Geochim et G. acta, 1979. V. 43. P. 869-884.
14. Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.M. A practical guide to fluid inclusion studies. Blaskie, Glasgow and London, 1985. 239 p.

ОСОБЕННОСТИ РАЗРЫВНОЙ ТЕКТОНИКИ В САФЬЯНОВСКОМ КАРЬЕРЕ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Кисин А.Ю., Притчин М.Е.

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, kissin@igg.uran.ru

Сафьяновское месторождение открыто в 1985 году и обрабатывается карьерным способом с 1994 года. По составу основных руд оно относится к сульфидному медно-цинковому типу. Исследователями предложено несколько моделей его геологической позиции и генезиса, различающихся в деталях, но близких в отношении определения типа месторождения и времени его формирования. Согласно этим моделям, месторождение отнесено к колчеданному типу, а время образования оценивается D_2 - C_1 . Геологическое описание района и самого месторождения приведено в ряде публикаций [1, 3-7 и др.]. Однако многие вопросы геологии и генезиса месторождения остаются дискуссионными. Одним из таких вопросов является взаимоотношения между разрывными нарушениями и рудой. Подобные исследования проводились на стадии разведки, а в процессе отработки начаты в 2008 году одним из авторов (А.К.). В настоящее время глубина карьера более 200 м, что позволяет наблюдать действительную структуру месторождения непосредственно в бортах карьера.

Месторождение расположено в Восточно-Уральской мегазоне Среднего Урала и приурочено к южной части Режевской структурно-формационной зоны (СФЗ) субмеридионального простирания. На западе она граничит с Мурзинско-Адуйским, а на востоке с Красногвардейским гранито-гнейсовыми блоками (антиклинориями). Границы между этими тремя структурами тектонические. В строении Режевской СФЗ участвуют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и карбонатно-терригенные комплексы девон-нижнекаменноугольного возраста [3, 4, 7 и др.]. Широко распространены тектонические нарушения различного ранга. Выделяется три тектонических пластины, разделенные надвигами западной vergenции, с углами падения 25 - 45° : Останинская, Бороухинская и Мелкозеровская [3, 4]. К южной части Бороухинской пластины приурочено Сафьяновское месторождение. Формирование надвигов отнесено к раннекаменноугольному времени и связывается с коллизией дуга-микроконтинент. С юго-запада рудное поле перекрывается гипербазитами Режевского массива, для которых предполагается шарьяжная природа. Сафьяновское месторождение также включено в состав «клипа альпинотипного шарьяжа». Режевским шарьжем и Сафьяновским надвигом рудное поле разделено на три тектонических пластины: Кондихинскую, Сафьяновскую и Восточно-Сафьяновскую. Р.Г. Язева и др. [1, 7] выделяют два типа руд. *Ранние*, вулканогенно-осадочные, связанные с затухающим островодужным толеитовым вулканизмом (D_2e). *Поздние*, гидротермально-метасоматические связанные с живетским (?) вулканизмом андезито-дацитово-формации. В.А. Прокин и др. [6] считают, что месторождение связано с эксплозивными брекчиями, заполнившими образовавшуюся после взрыва депрессию вблизи жерла вулкана. Одновременно отлагались обломочные гидротермально-осадочные сульфидные руды. По их мнению, на коллизионном этапе рудное тело было перемещено к востоку и испытало вращение, из-за чего медно-цинковые руды оказались в восточной части рудного тела. Таким образом, разрывная тектоника на Сафьяновском месторождении обсуждается всеми исследователями, но ее роль в формировании и преобразовании рудных тел осталась не до конца изученной.

Наши исследования разрывной тектоники на Сафьяновском месторождении заключались в дешифрировании космоснимков карьера и его окружения (Интернет-ресурсы <http://maps.yandex.ru/> и Google Планета Земля), маршрутном обследовании площади и документации бортов карьера. Космоснимки имеют достаточно высокое разрешение, позволяющее дешифрировать наиболее крупные линейные элементы, которые нередко фиксируют крупные трещины. Большинство их диагностируются по изменению цвета фототона, вызванного гидротермально-метасоматическим изменением пород околотрещинного пространства.

В пределах карьера предыдущими исследованиями выделены Сафьяновский и Восточный разломы [3, 4, 6]. Сафьяновский разлом (Западный, по Р.Г. Язевой и др., [7]) ограничивает месторождение с запада, а Восточный с востока. Анализируя результаты линейментно-

го дешифрирования космоснимков, отметим, что на площади карьера не выявлено крупных тектонических нарушений, которые ограничивали бы месторождение. Выделяемый здесь Восточный разлом, описанный ранее одним из авторов [2], отчетливо проявлен только на верхних уступах северо-восточного борта карьера, а к югу он теряется среди множества других крупных трещин близкого простирания. Сафьяновский (Западный) разлом на космоснимке также идентифицировать не удалось ввиду большого количества одноранговых линеаментов. В общем виде крупные трещины подчиняются ортогональной и диагональной системам и, в совокупности с мелкой трещиноватостью, вероятно, могут рассматриваться как результат горизонтального сжатия.

При осмотре бортов карьера, прежде всего, бросается в глаза сильная тектоническая нарушенность пород. Преобладает мелкая трещиноватость: от волосовидной, наблюдаемой в образцах или в шлифах, до относительно крупной, прослеживающейся в бортах карьера на первые метры. Достаточно распространены трещины прослеживаемые по падению (наблюдению доступны только борта карьера) на многие метры и десятки метров или полностью пересекающие борта карьера. Ориентировка трещин в пространстве всевозможная. В то же время они группируются в системы, подчиненные влиянию более крупных трещин, протягивающихся на десятки и, вероятно, сотни метров. По кинематике среди разрывных нарушений резко преобладают взбросы и надвиги различного простирания и падения. При этом, поверхности сместителей нередко искривленные, с многочисленными «буграми» и «впадинами». Зеркала скольжения присутствуют фрагментарно и зачастую ориентированы не согласовано. Такая картина соответствует мегабрекчированию при горизонтальном сжатии в условиях низких литостатических нагрузок. Кроме надвигов и взбросов в карьере широко распространены сдвиги, как правые, так и левые, а также всевозможные комбинации взбросов и сдвигов. Наблюдались сдвиги и взбросо-сдвиги срезающие рудные тела. Жильные образования распространены достаточно широко, но неравномерно. Обычно это маломощные прямолинейные протяженные жилки карбонатного состава. Ориентировка их различная, но преобладает субширотная при крутом падении (трещины скальвания). Иногда встречаются жилы карбонатов мощностью до 10-20 см и сложного залегания. Наблюдались относительно крупные разрывные нарушения залегающие субгоризонтально. Широким распространением пользуются тектонические брекчии. Подробнее об этом излагается в докладе.

Восточный разлом отчетливо наблюдается лишь в восточном борту карьера на горизонтах 150 и 160 м. В.А. Прокиным и др. [6] он описывается как система сближенных сместителей мощностью 1-2 м, простирания по азимуту 20-30° и падающих на запад под углом 50-80°. На горизонтах 150 и 160 м данный разлом имеет простирание 200-205° и угол падения 60-73° на запад [2]. Линия разлома резкая, отчетливая, подчеркнутая сильным осветлением пород висячего бока. Глинка трения и зеркала скольжения на данном участке разлома не наблюдаются. В **лежащем** борту нарушения породы скальные, сильно тектонизированные. Здесь распространены трещины скальвания R-типа, имеющие падение в западных румбах и указывающие на взбросовый характер данного тектонического нарушения. Реже наблюдаются трещины P-типа. Трещины Y-типа, параллельные плоскости сместителя, единичные. В непосредственной близости от основного сместителя местами наблюдается брекчирование пород.

Породы **висячего** бока, собственно зона разлома, разбиты серией сближенных параллельных трещин на плиты мощностью первые сантиметры, суммарной мощностью около 10 м. Судя по местоположению и суммарной мощности зоны, эти трещины относятся к кливажу разлома (Y-сколы). Здесь местами просматривается мелкая трещиноватость, образующая несколько систем. Они, вероятно, представляют все или почти все типы трещин, выделенных Риделем. В зоне развития кливажа порода сильно катаклазирована, подверглась физической и химической дезинтеграции вплоть до достижения сыпучего состояния. Широко распространены выцветы купороса, протягивающиеся шлейфом на верхние и нижние горизонты.

К северо-западу, в висячем боку разлома, в интервале около 150-200 м распространены сильно тектонизированные осветленные породы, часто с гнездами руды и выцветами купороса. Система трещин та же, что и в зоне Восточного разлома, но менее интенсивная. Видимые скоп-

ления руды наблюдаются только по трещинам и непосредственно вблизи их, т.е. имеется отчетливый тектонический контроль рудной минерализации. В лежащем боку Восточного разлома гнезда руды и выцветы купороса наблюдаются лишь в интервале 10-15 м от разлома и также приурочены к отдельным трещинам скалывания. Масштаб оруденения здесь сильно уступает оруденению всячего бока. По совокупности признаков Восточный разлом на этих горизонтах вполне удовлетворяет понятию **рудоподводящий**. К югу от описанного участка наблюдаются крупные трещины близкого простирания, которые, возможно, относятся к данному разлому. Некоторые из них срезают рудные тела. Схожая ситуация складывается и при прослеживании Восточного разлома к северу: он также расщепляется на несколько крупных трещин скалывания близкого простирания. Глубокоэшелонированная система трещин скалывания, отсутствие милонитов, глинки трения и зеркал скольжения дают основание предполагать крайне незначительную амплитуду смещений по данному разлому, которая, вероятно, не превышает первых метров или десятков метров.

В восточном борту карьера на горизонте 140 м к данному разлому со стороны лежащего бока примыкает пологое прямолинейное тектоническое нарушение, падающее на юг под углом около 15° . В лежащем боку нарушения наблюдаются выцветы купороса. Прямолинейная форма и пологое падение дали основание предположить надвиговую природу данного нарушения. Однако изучение его вблизи показало, что местами разлом представлен лишь системой кулисообразно расположенных трещин скалывания R-типа. Глинка трения отсутствует. Вблизи Восточного разлома это нарушение теряется среди оперяющих трещин скалывания. По совокупности признаков оно также отнесено к крупной трещине скалывания. В обоих боках данного нарушения распространены брекчии. Соответствие геометрии границ смежных обломков и их мономиктный состав указывают на тектоническую природу данных образований. В цементе наблюдаются гнезда халькопирита, что указывает на дорудное время образование брекчий. Подобные брекчии широко распространены на месторождении.

Среди многообразия трещин наблюдаемых в бортах Сафьяновского карьера, особый интерес вызывают трещины, образующие клинья или систему клиньев, с остриями направленными вниз. Они наблюдаются в различных частях карьера, но особенно в его северной части. Здесь преобладают три системы трещин: 1) угол падения $35^\circ (\pm 5^\circ)$ по азимуту $170^\circ (\pm 10^\circ)$ ЮЮВ; 2) угол падения $40^\circ (\pm 5^\circ)$ по азимуту $360^\circ (\pm 10^\circ)$ на север; 3) угол падения $60^\circ (\pm 5^\circ)$ по азимуту простирания $135^\circ (\pm 10^\circ)$ ЮВ. Несколько южнее по северо-западному борту карьера преобладают трещины с углами падения $40-50^\circ$ по азимуту 310° СЗ и $25-50^\circ$ по азимуту 140° ЮВ. Все эти трещины прямолинейные, нередко кулисообразные. Зеркала скольжения наблюдаются исключительно редко. Глинка трения не наблюдалась. Поверхность бортов трещин мелкоступенчатая, сформирована системой кулисообразно расположенных трещин скалывания R-типа и отрыва. Все это указывает на сколовый характер трещин в СЗ борту карьера и отсутствие значимых смещений по ним.

Трещины ранжированы по размерам и, соответственно, образуемые ими тектонические клинья также по размерам ранжированы: крупные клинья, с размахом на всю глубину карьера, содержат внутри себя подобные клинья меньших размеров, а те в свою очередь содержат еще более мелкие клинья и т. д. Вплоть до размеров обычного образца. Данный образец ориентированный. Изучение его шлифованной поверхности и ориентированных прозрачных шлифов оптическими методами показали глубокие гидротермально-метасоматические изменения породы и развитие микротрещин скалывания и растяжения. Трещины скалывания прямолинейные, ориентированные субпараллельно боковым поверхностям образца и залечены кварцем. Они часто нарушены микродвижениями при пересечении с трещинами скалывания другой ориентировки. Трещины растяжения ориентированы вдоль горизонтальной поверхности образца. Выполнены они кварцем и карбонатом, местами с сульфидной минерализацией. Форма жил линзовидная. Жилы резко изменчивы по простиранию и мощности. Все эти факты показывают, что образование трещиноватости происходило одновременно с гидротермально-метасоматическим процессом и после потери активности какой-то трещиной она тут же заполнялась гидротермальными минералами.

Заключение

Изучение разрывной тектоники в Сафьяновском карьере показало резкое преобладают малоамплитудных взбросов, надвигов, сдвигов и взбросо-сдвигов различного простирания и падения. По кинематике все они отвечают условиям горизонтального сжатия. Структуру месторождения определяют тектонические клинья.

Кольцевых, дугообразных и радиальных разрывных нарушений, характерных для кальдер и депрессий вулканических построек, в Сафьяновском карьере не обнаружено.

Признаков перемещения, вращения или запрокидывания месторождения не выявлено. Представления А.В. Коровко и др. (1991) о нахождении месторождения в первичном залегании подтверждается. Обогащение юго-западного фланга месторождения цинком обусловлено, вероятно, составом и эволюцией флюидов.

Образование брекчий, мегабрекчий и тектонических клиньев Сафьяновского рудного поля непротиворечиво объясняется с позиций модели блоковой складчатости земной коры.

Характер поверхностей разрывных нарушений, широкое распространение тектонических брекчий, развитие массивных и прожилковых руд свидетельствуют о небольшой глубине формирования месторождения, которая, вероятно, не превышала 1-1,5 км. Взаимоотношения между разрывными нарушениями и рудой позволяют отнести месторождение к эпипермальному типу сульфидных руд. Вероятное время рудообразования C_1 -P.

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО РАН 12-И-5-2060.

Литература

1. Бочкарев В.В., Пучков В.Н., Язева Р.Г. Колчеданное оруденение в позднепалеозойском ретрошарьяже на Среднем Урале // ДАН СССР, 1991. Т. 317. № 3. С. 684-688.
2. Кисин А.Ю. Структурная позиция и время образования прожилково-вкрапленных руд Сафьяновского Zn-Cu месторождения (Средний Урал) // Литосфера, 2009. № 5. С. 72-84.
3. Коровко А.В., Двоеглазов Д.А., Лещев Н.В. и др. Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение (Средний Урал) // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 152-153.
4. Коровко А.В., Двоеглазов Д.А. О позиции Сафьяновского рудного поля в структурах Режевской структурно-формационной зоны (Средний Урал) // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 151-152.
5. Коротеев В.А., Язева Р.Г., Бочкарев В.В. и др. Геологическая позиция и состав Сафьяновского меднорудного месторождения на Среднем Урале // Путеводитель геологических экскурсий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 54 с.
6. Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Молошаг В.П. и др. Геология Сафьяновского медноколчеданного месторождения (по результатам картирования карьера) // Ежегодник-2001. ИГГ УрО РАН, 2002. С. 276-281.
7. Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском ретрошарьяже // Геология рудных месторождений, 1991. Т. 33. № 4. С. 47-58.

УРАЛ В МИРОВОМ БАЛАНСЕ КОЛЧЕДАНЫХ РУД

Контарь Е.С.

ОАО УГЭСЭ, Екатеринбург, eskontar@mail.ru

*Колчеданные месторождения
оказались ключевым
для углубления представлений
по ряду важнейших позиций
общей теории рудообразования.
(Академик В.И. Смирнов, 1979)*

Колчеданные месторождения выделены В.И. Смирновым в качестве самостоятельной генетической группы (семейства) эндогенных месторождений. Они формировались на протяжении всей геологической истории Земли по крайней мере с позднего архея и до настоящего времени и распространены на всех континентах. Руды этих месторождений являются важным сырьевым источником меди, цинка, свинца, серы, барита, золота, серебра, редких и рассеянных элементов. За геологическую историю Земли, по оценкам автора, накоплено не менее 10,7 млрд. т колчеданных руд, которые содержат почти 121,2 млн. т меди, 362,6 млн. т цинка и свыше 144 млн. т свинца [3]. Эта оценка основана на отечественных и зарубежных опубликованных материалах, а также ставших доступными других источниках информации [1, 2, 8 и др.].

Все исследователи этих месторождений единодушны в том, что они являются производными субмаринных базальтоидных осадочно-вулканогенных комплексов ранних стадий развития геосинклиналей. Эти месторождения являются одними из самых ранних рудных образований в тектоно-магматическом процессе одного цикла. Раньше колчеданных руд формировались лишь хромиты альпинотипных дунит-гарцбургитовых ассоциаций.

Специфическая позиция колчеданных месторождений в тектоно-магматическом процессе позволяет использовать их для реконструкции палеотектонических (геодинамических) обстановок времени рудообразования. Видимо не случайным является предположение ряда исследователей о том, что ареалам медноколчеданных (медно-цинковоколчеданных) и колчеданно-полиметаллических (медно-свинцово-цинковых) месторождений отвечают области с океанической и континентальной корой, существовавшие в периоды рудоотложения [6, 7, 9].

По особенностям внутреннего строения, развития, характера субстрата геосинклинальные области обладают существенными различиями. Г.А. Твалчрелидзе [5] для целей металлогенического анализа выделил офиолитовые, первичные, вторичные и сланцевые (терригенные) геосинклинали, которым соответствуют колчеданные месторождения кипрского, уральского, куроко и филизчайского типов (подсемейств, по С.Н. Иванову). Такая типизация колчеданных месторождений независимо от их возраста с некоторыми нюансами принимается большинством исследователей этих объектов. Рассчитанные автором модельные параметры колчеданных месторождений различных типов приведены в табл. 1.

Таблица 1. Модельные параметры колчеданных месторождений мира

Основные параметры	Кипрский тип	Уральский тип	Тип куроко	Филизчайский тип
Запасы руды, млн. т	6,63	34,4	35,1	51,9
Запасы (тыс. т)/ среднее содержание (%) меди	183,9/2,77	556,5/1,62	349,5/1,0	278,2/0,54
Запасы (тыс. т)/ среднее содержание (%) цинка	73,3/1,13	563,1/1,72	1 074,4/3,06	3 388/6,52
Запасы (тыс. т)/ среднее содержание (%) свинца	0,29/0,004	22,4/0,07	434,8/1,24	1 763,4/3,4
Zn:Cu	0,4	1,06	3,1	12,1
Pb:Cu	0,001	0,04	1,2	6,3
Cu:Zn:Pb	1000:400:1	25:26,5:1	0,8:2,5:1	0,16:1,9:1



Рис. 1. Общая схема типизации колчеданных месторождений мира

Отсюда следует общая схема типизации колчеданных месторождений мира с учетом количественных соотношений между основными компонентами (рис. 1).

При практически сквозном развитии колчеданного рудообразования в геологической истории Земли во времени оно распределено неравномерно. В истории колчеданообразования отчетливо проявлены три наиболее продуктивные эпохи. В допалеозое – это средний протерозой, во время которого накоплено 8,1 % мировых запасов руды, 18,9 % суммы металлов, в том числе 34 % – свинца, 17,5 % – цинка и только около 3 % меди. Эти количества сосредоточены, главным образом, в объектах филизчайского типа. В палеозое представлены две эпохи – это ордовик-силур-ранний девон и средний девон. В ордовике-силуре-раннем девоне образовано 12 % запасов руды, 11 % суммы металлов (примерно в равных количествах меди, цинка и свинца), которые представлены преимущественно в объектах уральского и куроко типов. Среднедевонская эпоха является наиболее продуктивной. На этом возрастном уровне представлено 24,9% запасов руды, 18 % суммы металлов, в том числе около 25 % меди, 27 % цинка и около 10 % свинца, относящихся главным образом к объектам уральского, куроко и филизчайского типов.

Урал является одной из крупнейших колчеданосных провинций мира, которая вносит существенный вклад в палеозойское (ордовик-среднедевонское) колчеданообразование Земли (табл. 2).

Современные представления о геологии, генезисе, закономерностях размещения колчеданных месторождений Урала базируются на основополагающих исследованиях А.Н. Заварицкого, В.И. Смирнова, С.Н. Иванова, М.Б. Бородаевской, В.А. Прокина, Д.С. Штейнберга, Т.И. Фроловой, П.Ф. Сопко, Г.А. Твалчрелидзе, Д.И. Горжевского, А.И. Кривцова, Г.Ф. Яковлева, развитых в работах их многочисленных учеников и последователей, реализовавших многие научные положения в практической деятельности, которая привела к открытиям крупных и уникальных месторождений.

Таблица 2. Доля (%) Урала в ордовик-среднедевонском балансе колчеданных руд Мира

Основные показатели	Урал в целом	В том числе, по типам			
		Кипрский	Уральский	Рудноалтайский (куроко)	Филизчайский
Руда	56,8	92,0	92,2	5,2	11,3
Медь	65,5	90,8	84,0	8,0	6,8
Цинк	32,2	73,1	89,3	3,5	5,2
Свинец	7,3	-	96,0	1,9	1,5

Колчеданные месторождения Урала расположены на нескольких стратиграфических уровнях развития продуктивных формаций, охватывающих общий возрастной диапазон от ордовика до среднего девона включительно.

Наиболее раннее рудообразование относится к раннему-среднему ордовика, и оно принадлежит Присакмарской зоне Западно-Магнитогорского палеовулканического пояса, а также к полярноуральской части Тагильского палеовулканического пояса (Орангская зона). В Присакмарской зоне колчеданные месторождения, относящиеся к кипрскому типу, приурочены к раннепалеозойским офиолитам (месторождения Ишкининское, Ивановское, Дергамышское, Медногорское, Колюшинское, Пышминско-Ключевское и др.). Предполагается регенерация некоторых из этих месторождений. В Орангской зоне на Полярном Урале расположено Нижне-Талотинское колчеданно-полиметаллическое месторождение, а также ряд рудопроявлений (Халатальбей, Усваты, Правобережный участок и др.), относящихся к филизчайскому типу.

Позднеордовикско-раннесилурийское колчеданообразование (шешмурско-медногорский уровень) относится к Тагильскому и Кракинско-Медногорскому (Сакмарскому) палеовулканическим поясам. В первом из них расположены месторождения Тарньерско-Шешмурского, Валенторского, Тагило-Красноуральского, Левихинско-Карпушихинского, Кабанского рудных районов. Во втором – месторождения Медногорского рудного района (Блявинское, Комсомольское, Яман-Касы, Разумовское). Подавляющее большинство месторождений этого уровня принадлежат уральскому типу, лишь отдельные объекты Тагильского пояса (Валенторское, Галкинское, вероятно Северо-Калугинское и Калугинское), а также рудопроявления Павдинского района – к рудноалтайскому (куроко).

Позднесилурийско-раннедевонский (баймак-бурибаевский) уровень проявлен лишь в Западно-Магнитогорском палеовулканическом поясе. Месторождения этого уровня, относящиеся к уральскому типу (Бурибаевское, Юбилейное, Зюзельское, Калатинская группа), резко преобладают по общему объему руды над объектами рудноалтайского (куроко) типа (Баймакская, Красноборско-Горельская группы).

Наиболее значительной эпохой колчеданообразования на Урале, как и во всем мире, является среднедевонская (карамалыташский уровень), в течение которой образованы почти все крупные объекты. Месторождения этого уровня известны в Западно-Магнитогорском (Гайское, Подольское, Сибайское, Узельгинское, Учалинское, Карабашская группа, Дегтярское и др.), в Восточно-Магнитогорском (Александринское, Джусинское, Барсучий Лог, им. 50-летия Октября, Приорское, Весенне-Аралчинское, Осеннее, Амурское и др.), в Каменском (Сафьяновское, Касаргинское, Султановское) поясах. Преобладают на этом уровне месторождения уральского типа, однако известны объекты рудноалтайского (Александринское, Джусинское, Барсучий Лог, Исиргузинское и др.), а также филизчайского (Амурское) типов.

Охарактеризованные уровни существенно различаются по количеству накопленной руды и содержащихся в ней металлов (табл. 3).

Если соотнести запасы колчеданных руд Урала с общим их количеством, накопленным за всю геологическую историю Земли, то можно увидеть следующее (табл. 4).

Наряду с колчеданообразованием палеозойского времени, на Урале имеются определенные, пока еще недостаточно изученные, перспективы выявления допалеозойских объектов.

Таблица 3. Доля (%) месторождений различных стратиграфических уровней в общеуральских запасах колчеданных руд

Основные показатели	Стратиграфические уровни колчеданообразования			
	O ₁₋₂	O ₃ -S ₁	S ₂ -D ₁	D ₂
Руда	2,0	13,3	6,1	78,6
Медь	1,5	14,1	7,0	77,4
Цинк	1,0	16,4	4,0	78,6
Свинец	3,1	14,8	2,7	79,4
Золото	1,1	13,1	11,4	74,4
Серебро	0,8	14,4	5,5	79,3

Таблица 4. Общий вклад Урала в мировой баланс колчеданных руд

Основные показатели	Общие запасы (руда – млн. т, Cu, Zn, Pb – тыс. т)	Доля (%) в общемиров. запасах	В том числе, по рудноформационным типам (%)			
			Кипрский	Уральский	Рудноалтайский (куроко)	Филизчайский
Руда	2 236,1	20,9	15,9	57,9	1,6	1,5
Медь	29 838	24,6	6,1	48,8	2,1	0,3
Цинк	33 328,6	9,2	3,6	51,4	1,2	0,8
Свинец	2 044,8	1,4	-	67,3	0,6	0,2

Речь, в частности, идет о структурах Полярно-Уральского антиклинория, в рифейских дифференцированных комплексах которого располагаются колчеданно-полиметаллические объекты (Тышорское, Брусничное, Очетинское и др.), близкие рудноалтайскому (куроко) типу [4]. Наиболее изученным является Тышорское месторождение, на котором проведенными Полярно-Уральской ГРЭ геологоразведочными работами предварительно оценены 9,1 млн. т руды, содержащей 55,8 тыс. т меди, 228,8 тыс. т цинка, 24,3 тыс. т свинца, 7,9 т золота, 247,5 т серебра. Руды характеризуются высокими технологическими показателями.

Несмотря на наличие на Урале других геолого-промышленных типов медных руд (меднопорфировый, ванадий-железо-медный, медно-скарновый, медистых глин, медьсодержащий магнетитовый), ведущим на длительную перспективу продолжает оставаться колчеданный. Поэтому дальнейшее изучение колчеданности Урала, в том числе потенциальной промышленной рудоносности допалеозойских образований (при наличии соответствующих осадочно-вулканогенных ассоциаций) с учетом их высокой глобальной продуктивности, продолжает оставаться одной из важнейших задач научно-исследовательских и геологоразведочных работ.

Литература

1. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е., Позднякова Н.В. Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Геология руд. м-ний, 2000. Т. 42. № 2. С. 177-190.
2. Колчеданные месторождения зарубежных стран / Под ред. Иванова С.Н. М.: Наука, 1984. 215 с.
3. Контарь Е.С. Количественная оценка колчеданообразования // Геология руд. м-ний, 2002. Т. 44. № 6. С. 543-555.
4. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Ред. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, А.М. Мельгунов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.
5. Твалчрелидзе Г.А. О типах колчеданных месторождений и провинций // Изв. АН СССР, сер. геол., 1978. № 10. С. 5-16.
6. Hutchison R.W. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance // Econ. Geol., 1973. V. 68. № 8. P. 1223-1246.
7. Hutchison R.W. Massive base metal deposits as guides to tectonic evolution. The continental crust and its deposits // Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1980. V. 20. P. 660-684.
8. Hutchison R.W. Precious metals in the massive base metal sulfide deposits // Geologische Rundschau., 1990. 79/2. P. 241-263.
9. Sawkins F.I. Massive sulfide deposits in relation to geotectonics // Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1976. № 14. P. 221-240.

КОЛЧЕДАНОНОСНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Косарев А.М.

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, amkosarev@mail.ru

1. Современные и фанерозойские вулканические пояса, как и Магнитогорская палеостроводужная система, обнаруживают элементы поперечной и продольной формационной, петролого-геохимической и металлогенической зональностей. Сведения о петролого-геохимической зональности содержатся в обобщающих работах [1-4, 20, 22, 24]. По данным Антонова А.Ю., от фронта вулканизма в Курильской островной дуге к ее тылу, по направлению к континенту и по направлению падения зоны субдукции во всех типах вулканитов возрастают средние концентрации литофильных элементов – К, Rb, Li, Ba, Sr, Be, U, Th, La, Ce, Nb, Zr, W; в основных и средних породах – Р, F, Мо, Hf, Mg, Ni, Cr, (Ti – в базальтах), а в кислых и средних – Rb. В средних и кислых типах пород в том же направлении уменьшаются Ca, Ti, Cu, Zn, Y, Yb. В работе [4] отмечается, что в островодужных системах от глубоководного желоба к тыловой области всегда возрастают концентрации К, Rb, La, U, Th и отношения La/Yb, Rb/Sr. В случае активных континентальных окраин тот же тренд обнаруживается в направлении вглубь континента, но отношения К/Rb, Ba/La, Zr/Nb обычно уменьшаются.

В Японской островной дуге [16] схематическая металлогеническая зональность в период карбон-неоген представлена рядом рудных месторождений Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, (Au-Ag), (W, Te, Bi). Для окраинно-континентальных магматических поясов Американских континентов по обобщенным материалам Р. Силлитое [15] приводится следующая последовательность изменения состава рудных месторождений Fe→Au-Cu→Ag-Rb-Zn→Sn-Mo. В обобщениях по металлогеническим провинциям островодужных и окраинно-континентальных поясов наблюдается зональность ассоциирующихся с изверженными породами рудных месторождений по схеме: Fe-(Cu, Mo, Au) – (Cu, Pb, Zn, Au) – (Sn, W, Ag, Bi) [12]. Геологический и петролого-геохимический анализ оригинальных и литературных данных по магматизму 50 фанерозойских структур Земли позволил высказать Антонову А.Ю. [2] предположение об универсальности механизма зарождения магм и их эволюции.

2. В Магнитогорской мегазоне Южного Урала выделяется ряд субмеридиональных колчеданосных зон, локализованных в более протяженных палеовулканических поясах. Выделяются вулканические пояса двух геодинамических типов: 1 – надсубдукционные островодужные (ОДНЗС); 2 – рифтогенные (РФ), в пределах которых на основе геологических и геохимических материалов выделены следующие подзоны [5, 8, 9, 10, 11]; переходные от фронтальной к тыловой островодужной обстановке, прилегающие к фронтальной островной дуге (РФНЗСФ); расположенные в тыловодужной обстановке (РФНЗСТ), как это имеет место в Александринском районе, и подзоны, формировавшиеся вне влияния зоны субдукции (РФВЗС), примером которых может служить Ащebutакская структурно-формационная зона [9]. С запада на восток в Магнитогорской мегазоне выделяются следующие палеовулканические пояса: 1 – зона серпентинитового меланжа (ГУР); 2 – Тубинско-Гайский вулканический пояс, сложенный вулканитами бурибайского ($D_1e_2^1$) и верхнетаналыкского ($D_1e_2^2$) комплексов (ОДНЗС); 3 – Ирендыкский пояс, сложенный вулканитами северо-ирендыкского и южно-ирендыкского комплексов (D_2ef_1) (ОДНЗС); 4 – Карамалыташский пояс (D_2ef_2) (РФ), образовавшийся в зоне расщепления Ирендыкской ОД, состоит из следующих геодинамических зон: Сибайской и Учалинской (РФНЗСФ); Александринской (РФНЗСТ); Ащebutакской (РФВЗС); 5 – Джусинско-Зингейский (D_2ef_1) пояс – возрастной аналог Ирендыкского пояса, фрагмент остаточной ОД, отщепленный от Ирендыкской ОД (ОДНЗСТ); 6 – Джаилганско-Киембаевско-Требиятский пояс (D_1e_1 - D_1e_2), субконтинентальный, переходящий в субкеанический (РФЗЗС); 7 – Урлядинско-Кутебайский пояс (D_2zv - D_3f_1), сложенный улутауской, урлядинской, копаловской, новобуранной, кусемской и кутебайской толщами, фрагментарно прослеживается вдоль ВМЗ (ОДНЗС); 8 – Верхнедевонский вулканический пояс (D_2f - D_3fm) включает бугодагскую, нововоронинскую, аблязовскую, шелудивогорскую, новоивановскую, шумилинскую (D_3f - c_1v) толщи, фрагментарно присутствует на севере ЗМЗ, ЦМЗ и прослежи-

вается с севера на юг вдоль ВМЗ (ОДНЗС); 9 – Магнитогорский каменноугольный пояс своей западной частью «вложен» в карамалыташскую спрединговую зону. Проявления каменноугольного вулканизма известны и в ВМЗ, и в Восточно-Уральском палеовулканическом поясе [5]. Среди вулканитов Центрально-Магнитогорской зоны присутствуют толеитовые базальты надсубдукционного типа и внутриплитные континентальные базальты [11]. Островодужные вулканические формации и комплексы ЗМЗ и ВМЗ образуют асимметричную по химизму совокупность. Подобная зональность, когда расположенные на западе во фронтальной зоне вулканиты обладают пониженной калиевостью, по сравнению с одновозрастными, слагающими тыловую зону островной дуг, хорошо известна в современных островных дугах [1-4, 20, 24].

Поперечная металлогеническая зональность, установленная в Магнитогорской островодужной мегазоне, заключается в размещении во фронтальной островной дуге преимущественно Со-Си-колчеданных и цинково-медных (Cu>Zn) месторождений. В этой группе месторождений в Бурибайском рудном районе наблюдается возрастание с запада на восток полиметаллических тенденций при сохранении существенно медного геохимического типа. В отщепленном фрагменте тыловой зоны островной дуги, представленном джусинским комплексом (D_2ef_1), локализованы колчеданно-полиметаллические месторождения, близкие к баймакскому типу и к типу куроко.

Приведенные сведения показывают, что геохимическая зональность островодужных систем и их металлогеническая зональность имеют однонаправленную полярность и, скорее всего, связаны с градиентной системой зоны субдукции, при погружении которой происходит возрастание Р и Т, изменение состава субдукционных флюидов, условий выплавления магм в мантийном клине и возможности экстракции и концентрации рудогенных элементов.

3. Корреляция минерально-геохимических составов колчеданных месторождений с составами рудовмещающих вулcano-интрузивных комплексов замечена давно, и неоднократно обсуждалась П.Ф. Сопко и М.Б. Бородаевской с соавторами [14]. Установлено, что содержание полиметаллов в колчеданоносных месторождениях возрастают по мере увеличения объемов кислых пород и степени дифференциации колчеданоносных вулканических комплексов. Кобальт-медноколчеданные месторождения ивановского типа залегают среди осадочных брекчий ультрабазитов и перекрываются магнезиальными базальтами толеит-бонинитовой серии. Медно-цинковые (Cu>Zn) месторождения приурочены к контрастным базальт-риодацитовым комплексам толеит-бонинитовой, магнезиальной толеитовой и известково-щелочной серий [10]. Реализация медной специфики месторождений, локализованных в толеит-бонинит-риодацитовом бурибайском комплексе, хорошо обосновывается параллельным интенсивным выносом Си и К и умеренным – Zn из вулканитов зоны окислительного диагенеза, который для Си и К достигает 90 % кларка. Это явление связано с тем, что К и Си концентрируются в остаточных расплавах или при застывании расплава в основной массе пород, которая первой реагирует на процессы гальмиролиза, диагенеза, метаморфизма. Цинк, в отличие от меди, концентрируется в пироксенах или рудных минералах, в связи с чем его экстракция более энергоемка [19], так как требует разрушения кристаллической решетки минерала-носителя.

По экспериментальным материалам [26] установлена активная экстракция цезия, рубидия, калия, бария и других элементов КИР из серпентинитов при давлении 12 кбар и температуре 850°C, близких к мантийным условиям, существующим в зоне субдукции под фронтальными островными дугами. Интенсивный параллельный вынос К и Си в зоне окислительного диагенеза на периферии рудного поля Юбилейного колчеданного месторождения в Бурибайском рудном районе позволяет предполагать подобный процесс и в зоне дегидратации слэба под Тубинско-Гайской островной дугой. Хлоридный состав флюидов в островодужных вулканитах [4] и в колчеданоносных вулcano-интрузивных комплексах ЗМЗ [21] в совокупности с возможной обогащенностью субдукционных флюидов рудными элементами могут вносить вклад в формирование колчеданного оруденения существенно медного типа. С этих позиций более понятно преобладание Си над Zn в пределах всего ряда надсубдукционных месторождений фронтальной палеоостровной дуги в Бурибайском рудном районе (Дергамышское, Бурибайское, Макан-Октябрьское, Подольское). В этом ряду установлено омоложение рудоносных стратиграфических уровней и формаций с запада на восток по направлению падения палеозоны субдукции, нарастание концентраций элементов КИР в рудовмещающих вулканитах и полиметаллических

тенденций (рост количеств Pb, Ba) в рудах колчеданных месторождений, в частности, на месторождениях Октябрьском и Восточно-Подольском. На Октябрьском месторождении запасы Cu составляют 391.6 тыс.т., Zn – 193.7 тыс.т. [6], на Восточно-Подольском колчеданном месторождении по материалам предварительной разведки (Н.И. Ильичев) Cu – 191.2 тыс.т., Zn – 204 тыс.т., Pb – 100.2 тыс.т. Кроме того, во всех типах руд последнего содержится барит.

Таким образом, Восточно-Подольское месторождение по соотношениям рудных элементов близко к типу куроко (Китаками) [16], к месторождениям баймакского типа и к месторождениям Джусинскому и Барсучий лог, локализованным в Джусинско-Зингейском островодужном поясе ВМЗ, представляющем отщепленный фрагмент Ирландской палеоостровной дуги. Из сказанного выше следует, что расщепление Ирландской островной дуги произошло в зоне промежуточной между Восточно-Подольским (в ЗМЗ) и Джусинским (в ВМЗ) колчеданными месторождениями. Эти месторождения залегают в вулканогенных толщах (D_2ef_1) переходного типа между известково-щелочной и шшонитовой петрогенетическими сериями, характерными для тыловых областей островных дуг. Для вулканогенных тыловодужных комплексов шшонитовой серии установлена повышенная щелочность, высокая калиевоность и присутствие во вкрапленниках биотита и амфибола [1, 3, 20]. В базальтах субдуцирующей плиты в тыловодужной зоне уже идут процессы эклогитизации [13, 23], в связи с чем возможно увеличение крутизны погружения плиты в мантию и возрастание температур до уровня частичного плавления базитов субдукционной плиты. О значительной глубине погружения субдукционной плиты свидетельствует присутствие графитовых псевдоморфоз алмазов в высокобарических породах максютовского метаморфического комплекса [25]. Продукты субдукционного метаморфизма и надсубдукционного магматизма, обладают повышенными концентрациями цинка ($Zn > Cu$) и могут стимулировать формирование рудно-магматической системы с соотношением $Zn > Cu$.

В Восточно-Магнитогорской зоне в средне-позднедевонской осадочной толще известно цинково-колчеданное Амурское месторождение, которое генетически связывается с верхнедевонским вулканизмом. Наряду с цинковой минерализацией в углеродистых толщах А.В. Сначевым и др. установлено обогащение Pd, Au, W. На Гумбейской площади ВМЗ известен ряд гидротермальных рудопроявлений Au-W типа, которые ассоциируются с лейкогранитами Гумбейского массива надсубдукционного типа, имеющими абсолютный возраст 293 млн. лет [17]. По данным Зарайского Г.П. и Аксюка А.М. [7] лейкограниты, продуктивные на Au-W минерализацию, характеризуются высокими содержаниями фтора.

4. Таким образом установлено, что в пределах Магнитогорской мегазоны проявилась петролого-геохимическая, геодинамическая и металлогеническая зональности, которые обусловлены существованием палеозоны субдукции восточного падения. Зона субдукции представляет собой сложную градиентную P-T систему, которая возникает в результате поступательного движения океанической плиты в мантию. Геохимические свойства элементов определяются их атомным весом и электронной структурой, что зафиксировано в периодической системе элементов Д.И. Менделеева, и детально обсуждается в работах А.А. Маракушева. Ряд рудных элементов Cr, Fe, Co, Cu, Zn, Mo, Sn, Ba, W, Au, Pb по нарастанию порядковых номеров и атомных весов довольно точно соответствует обобщенной схеме металлогенической зональности по главным рудным элементам месторождений надсубдукционных магматических поясов. Проявления металлогенической зональности в надсубдукционных зонах известны в большинстве окраинноконтинентальных и островодужных систем и имеют устойчивый фундаментальный характер [14, 15, 18].

Смена магматических и вулканических поясов на Южном Урале, содержащих хромитовое и титаномагнетитовое оруденение в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы с океаническим сектором Уральского подвижного пояса с колчеданными месторождениями девонской Магнитогорской островной дуги ($Co-Cu \rightarrow Cu-Zn \rightarrow Zn-Cu \rightarrow Zn-Cu-Au-Ba-Pb$) и гидротермальными Au-W проявлениями, имеет тот же общемировой закономерный характер и связана с процессами палеосубдукции и рифтогенеза в палеозое Южного Урала.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 27П РАН, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.

Литература

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология, 2006. Т. 14. № 3. С. 248-265.
2. Антонов А.Ю. Вещественная зональность четвертичного вулканизма Курильской островной дуги и новые петрогенетические следствия // Литосфера, 2006. № 1. С. 22-44.
3. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
4. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.
5. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
6. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.
7. Зарайский Г.П., Аксюк А.М. О двух генетических типах вольфрамоносных лейкогранитов на примере грейзеновых месторождений Урала и Центрального Казахстана // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тезисы докладов VI УПС. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. Ч. 2. С. 160-161.
8. Иванов С.Н. Геологические основы металлогении эвгеосинклиналией // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Наука, 1978. С. 14-26.
9. Косарев А.М. Геохимические особенности вулканогенных формаций Южного Урала и их продуктивность на колчеданное оруденение // Литосфера, 2010. № 3. С. 177-184.
10. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2005. № 4. С. 22-42.
11. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2006. № 1. С. 3-21.
12. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
13. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981. 584 с.
14. Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана / Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. 284 с.
15. Силлитое Р. Связь металлогенических провинций запада Американских континентов с поддвижением (субдукцией) океанической литосферы // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 330-334.
16. Тацуми Т., Секине Й., Канехира К. Вулканогенные рудные месторождения и металлогения Японии. Перевод И.Н. Кигая. // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. С. 16-52.
17. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 89-120.
18. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // Геология рудных месторождений, 2010. Т. 52. № 1. С. 65-84.
19. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гушин А.В. и др. О петрологических различиях колчеданосных и неколчеданосных вулканогенных формаций геосинклиналией // Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974. С. 400-410.
20. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.
21. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 394 с.
22. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. 203 с.

23. Hattori H., Guillot S. Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge // Geological society of America. June 2003. V. 31. № 6. P. 525-528.

24. Kuno H. Lateral variation of basaltic magma type across continental margins and island arcs, Bull. Volcanol., 1966. 29. P. 195-222.

25. Leech M.L., Ernst W.G. Graphite pseudomorphs after diamond? A carbon isotope and spectroscopic study of graphite cuboids from the Maksyutov Complex, south Ural Mountains, Russia // Geochimica et Cosmochim. Acta, 1988. Vol. № 12. P. 2143-2154.

26. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks // Journal of Volcanology and Geothermal Research. V. 29, Issues 1-4, September 1986. P. 293-309.

ИДЕИ И ЭТАПЫ ПОИСКОВ КОЛЧЕДАНОВ НА УРАЛЕ

Кузин А.В.

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Идея (мысленный прообраз предмета) поисков геологическими и геофизическими методами колчеданных руд существует на Урале более ста лет. Основные черты её включают представления исследователей о генезисе, приуроченности к определённым породам и структурам, положению в недрах залежей колчеданных руд. Проведённый ранее анализ геологоразведочных работ на колчеданы на Среднем и Южном Урале [1, 3], а также ознакомление с работами последних лет позволяют выделить развитие самой идеи, а также её материализацию – этапы геолого-геофизических работ в XX-XXI вв.

Этап поисковых работ – массовое применение определённого методического комплекса к исследованию главного на данной стадии геологического изучения территории объекта. Понятие «массовое применение» в определении этапа введено, чтобы обособить в историческом процессе поисковых исследований научные, опытно-методические, экзотические работы.

На рис. 1 приведена хронологическая схема видов геофизических исследований на Среднем и Южном Урале с целью поиска медноколчеданных месторождений уральского и кипрского типов [6], а также бытование геологических идей поиска месторождений. Идеи, несмотря на их метафизическую природу, – это основа методологии поисков. Именно они и определяют успех всего процесса. Сейчас, с высоты достижений геологической науки, можно было бы про-



Рис. 1. Хронологическая схема видов геофизических исследований на Среднем и Южном Урале

следить линию верных взглядов на генезис и положение в недрах залежей колчеданов, а также отметить и несовершенные идеи. Сделаем только первое. Определённая (но, представляется, меньшая) доля рудных тел медноколчеданных месторождений Урала образовалась метасоматическим путём при замещении рудными растворами лавопирокластических, осадочных пород, предварительно рассланцованных, метасоматически проработанных. С середины 30-х годов до середины 80-х XX века эта модель рудообразования разрабатывалась А.Н. Заварицким и другими, описана в монографиях и сборниках [7, 8, 10].

Изучая минералогии медноколчеданных руд Лёвихи и Сан-Донато, Лазаренко Е.К. в конце 40-х годов заявил о возможном осадочном происхождении серно-колчеданных руд, о наложении на них и в другие рудовмещающие зоны последующего медно-цинкового оруденения [5]. В верхней части линз серного колчедана он описал чёрные сланцы с члениками криноидей, окатанные обломки руд и горных пород. В примечании к тексту монографии он сделал такую ссылку (стр. 197): «Небезынтересно отметить, что многие образцы коллекции руд Сибаяевского месторождения (С.Н. Иванова), с которыми мне удалось познакомиться в Уральском филиале АН СССР, состоят из желваков серного колчедана, сцементированных цинковой обманкой». В 60-е годы С.Н. Иванов проводил и отстаивал идею синхронного отложения руд в фациях вулканических сооружений [2].

В начале 80-х годов картину вулканогенно-осадочного происхождения рудных линз Сибая зарисовал В.В. Масленников [5]. Это стало развитием концепции (идеи) эксгаляционно-осадочного генезиса руд. Она кажется бесспорной в приложении к истолкованию генезиса большинства месторождений Южного Урала, других районов мира, современных рифтовых зон и островных дуг.

На Среднем Урале идею Е.К. Лазаренко развивал геолог Нейво-Рудянской партии А.Г. Белов. В 1949 г. он написал 59-страничный отчёт «К генезису сульфидных руд Кировградского района». В аннотации, в частности, сказано: «Оруденение первоначально формировалось fumarольно-гидротермальным путём вблизи субширотных зон тектонических нарушений и их выводных отдушин – побочных вулканов, вблизи поверхности древнего рельефа и на некоторой глубине. Оруденение концентрировалось здесь преимущественно в форме вкрапленности совместно с кварцитами и алюмосиликатами (это были положительные формы рельефа, впоследствии они эродированы)... Основные залежи медноколчеданных руд – образования переотложенные в поверхностных надводных и подводных условиях одновременно с вмещающими это оруденение обломочно-осадочными породами...» Эти идеи им приведены и в отчёте 1960 г. по геологии Кировградского района, но в статье 1958 г. [7] по одному из колчеданных месторождений района (Пьянка-Ломовское) слов о генезисе месторождения нет.

Палеовулканологические реконструкции колчеданосных толщ Среднего Урала в 80-90 г.г. провели сотрудники «Отраслевой лаборатории прогнозной оценки меднорудной базы предприятий Урала» А.А. Иванов, А.П. Наседкин, Н.Б. Папулов, В.С. Смывина, А.В. Кузин. В составе дислоцированных толщ выделены вулканические сооружения, палеодепрессии, уровни рудоотложения [3, 8]. Это могло бы выступить основанием для проведения нового этапа поисковых работ.

В монографии А.М. Виноградов [1] выделяет в качестве этапа поисковых геолого-геофизических работ отдельные экспедиции 90-х годов XX в. и нового времени. Нам кажется выделение этапа как массового процесса – преждевременным. Это уровень опытно-методических работ. Как правило, они проводились с применением новой аппаратуры или методики, но без должного формационного и палеовулканологического анализа участков работ. В полной мере вышесказанное относится к исследованиям последних десятилетий в пределах колчеданосных пород Алапаевско-Иргизской зоны.

Литература

1. Виноградов А.М. Геополья и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 185 с.
2. Иванов С.Н., Ракчеев С.А. Ещё раз о сульфидных обломках в надрудных толщах и о генезисе колчеданных месторождений Урала // Геология рудных месторождений, 1970. № 6. С. 122-129.

3. Кузин А.В. Актуальность палеовулканологических реконструкций в меднорудных районах Среднего Урала // Разведка и охрана недр, 1991. № 6. С. 20-23.
4. Кузин А.В. Геофизические признаки уровней колчеданного оруденения на Среднем Урале // Известия вузов. Геология и разведка, 1991. № 11. С. 83-87.
5. Лазаренко Е.К. Минералогия медно-цинковых месторождений Среднего Урала. Изд-во Львовского гос. ун-та, 1947. 208 с.
6. Масленников В.В. Литологический контроль медно-колчеданных руд (на примере Сибайского и Октябрьского месторождений Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 141 с.
7. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 7. Свердловск, 1958. 204 с.
8. Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / В.А. Прокин, И.Б. Серавкин, Ф.П. Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.
9. Смывина В.С., Кузин А.В., Наседкин А.П. и др. Палеовулканические реконструкции Полевского рудного района // Уральский геологический журнал, 2000. № 3 (15). С. 107-117.
10. Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 175 с.

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ОПОИСКОВАНИЯ КРАСНОУРАЛЬСКО-ДЕГТЯРСКО-КАРАБАШСКОЙ КОЛЧЕДАНОНОСНОЙ ГРЯДЫ

Кузин А.В.

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Гряда имеет протяженность более 400 км (рис. 1), сложена вулканитами и осадочными фациями пород контрастно-дифференцированной базальт-риолитовой формации силурийского возраста [6]. Приведём краткое описание геологического строения гряды, а также обсудим некоторые проблемные вопросы, решение которых позволит открыть новые месторождения медно-цинковых руд.

Образования гряды дислоцированы надвигами с востока: вулканиты западного палеосклона запрокинуты на запад, восточного – круто наклонены на восток. В северной части, на широте г. Н. Тура, образования гряды дислоцированы слабо, но погружаются под покров более молодых палеозойских комплексов.

Пластины и массивы альпинотипных гипербазитов Серовско-Маукского пояса (и сопряженных с ними массивов габбро) в южной и центральной частях гряды занимают положение в сводовой части гряды, а в северной трети уходят к востоку и простираются параллельно ей. Последнее обстоятельство указывает, что вулканиты базальт-риолитовой формации и габбро-гипербазитовые интрузии порождены различными тектоно-магматическими надсубдукционными процессами и не являются комагматическими образованиями.

Среди вулканитов западного палеосклона гряды известны крупные, средние и мелкие медноколчеданные медно-цинковые месторождения, список которых приведён на рисунке 1. Генезис большинства рудных залежей экзотический – осадочный [7, 8], располагались они в верхней части литологической колонки, включающей базальты, туфы кислого состава, туфо-песчаники, метасоматиты серицит-кварцевого состава, превращенные в сланцы.

В осевой части гряды есть колчеданные проявления, локализованные в метасоматитах кварц-серицитового состава среди субвулканитов риолит-дацитового состава, диабазов. Это рудопоявления Салдинское, Ясьвинское в Красноуральском районе, рудопоявление Рогаткина Яма в Кировградском, Сугурское в Карабашском.

Вулканиты восточного склона сохранились не на всём простирании гряды. В Красноуральском районе они включают мелкие месторождения Уткинское и Винновское. В Кировградском районе – средние по запасам месторождения Калатинской группы. В Полевском районе – Чусовское месторождение, мелкое, но с высоким (19 %) содержанием меди [7]. В северной части Карабашского рудного района – это медноколчеданные месторождения Северо- и Южно-Кузнечихинские, на которые в девонский период наложилась борнит-теннантитовая с золотом

минерализация [12]. Положение рудных тел в литологическом разрезе – как на месторождениях западного палеосклона.

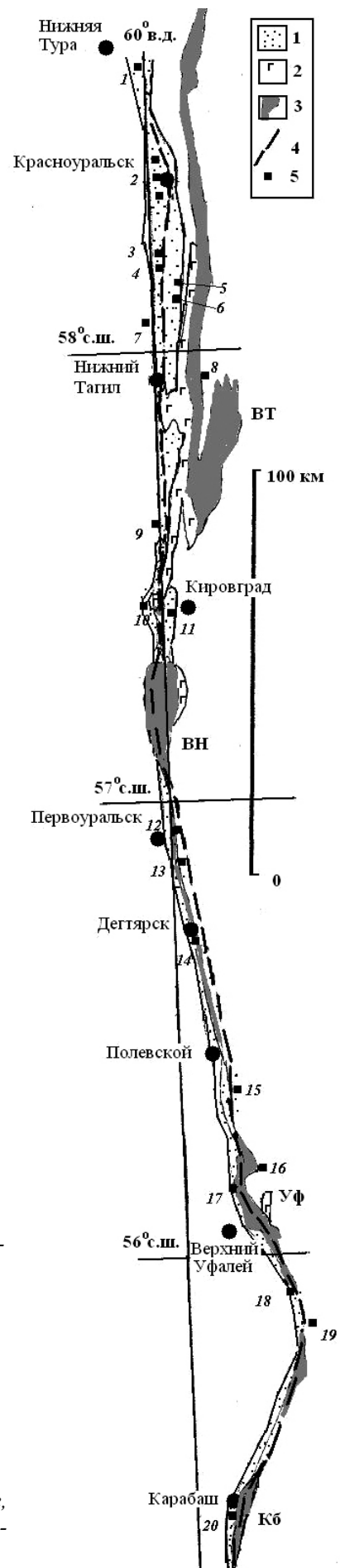
Обозначим первую проблему: не всем очевидно, что в восточной части Красноуральского района полоса пород базальт-риолитовой формации мощностью более 2 км, включающая мелкие месторождения Винновское и Уткинское, является отложениями восточного склона палеогряды. Когда-то были представления о моноклинальном падении всей толщи пород района на запад: их представляли восточным бортом Тагильского синклиория. Отсюда сложились представления об их низкой продуктивности на массивное колчеданное оруденение. Такие представления о структуре района и продуктивности толщ восточной части ошибочны. До настоящего времени на простирании 10 км к северу от Уткинского месторождения полоса поисково-разведочным бурением не изучена. Здесь есть аномалия электропроводности, выявленная большим планшетом изолиний, которая может отражать наличие рудного поля в осадках палеодепрессии на склоне вулканической дуги. Обоснование перспективности участка приведено в отчете Отраслевой лаборатории прогнозной оценки меднорудной базы предприятий Урала в 1984 г.

Вторая проблема – оценка формационной принадлежности и продуктивности на колчеданное оруденение апобазальтоидных амфибол-биотит-хлоритовых сланцев емехской (шиловской) полосы длиной 30 км, мощностью 2-5 км. Она располагается за Восточно-Тагильским гипербазитовым массивом, включает медноколчеданные проявления Шоринского и Тюринского рудников (рис. 1). Анализ петрохимических характеристик горных пород полосы, геофизических полей и аномалий [2] позволяет предполагать, что материнские породы первоначально были сформированы вулканизмом базальт-риолитовой силурийской формации в преддуговом бассейне, где могли сформироваться медноколчеданные месторождения кипрского тапа.

Третья проблема – неверные представления о форме залегания и формационном типе Маукского медноколчеданного месторождения. В настоящее время оно вскрыто разведочной штольной и периодически эксплуатируется. В 60-е годы В.А. Маркс в кандидатской диссертации и работе [6] показал, что оно по набору рудовмещающих пород и характеру медно-цинкового оруденения относится к типичному уральскому типу, но вмещающие породы и руды в последующем преобразованы

Рис. 1. Географо-геологическая схема размещения колчеданных месторождений в Красноуральско-Дегтярско-Карабаишской гряде:

1 – пирокластические, субвулканические и осадочные фашии пород базальт-риолитовой формации; 2 – массивы габбро; 3 – серпентиниты; 4 – сводовая часть гряды; 5 – медно-цинковые колчеданные месторождения: 1 – Калугинское, 2 – Красноуральской группы, 3 – Салдинское, 4 – Ясьвинское, 5 – Уткинское, 6 – Винновское, 7 – Чадарская группа, 8 – Шоринское и Тюринское, 9 – Хабунинское, 10 – Ново-Ежовское, 11 – Калатинской группы, 12 – Ржавец, 13 – Кормовищенское, 14 – Дегтярское, 15 – Чусовское, 16 – Чебачье, 17 – Худяковское, 18 – Маукское, 19 – Кузнечихинские, 20 – Карабаишская группа



процессами амфибол-альбит-эпидотовой стадии метаморфизма с отложением пирротина, магнетита, кубанита. Так это месторождение описано в книге «Медноколчеданные месторождения...» 1988 г. [7]. Но уже в 1992 году те же авторы причислили месторождение к кипрскому типу [8]. Аргументы: ассоциация руд с офиолитами, кремнистыми сланцами. Считается, что последние подстилают рудовмещающую толщу, падающую на восток под углами 30-70°. Это неверно.

Во-первых, руды месторождения залегают в запрокинутом на запад положении. Ведь полоса рудовмещающей Маукское месторождение толщи западного палеосклона гряды, состоящая из прослоев базальтов, туфопесчаников, пластин риолитов, кремнисто-углеродистых сланцев, кварц-серицитовых и хлоритовых сланцев, непрерывно прослежена с юга от Карабашской группы месторождений. А они залегают в запрокинутом на запад положении. Так считали Е.А. Кузнецов, С.Н. Иванов и др.

Во-вторых, на Маукском месторождении соотношение запасов меди и цинка равное, как на месторождениях уральского типа. В то время как, по обобщению А.Л. Дергачёва [1], на медноколчеданных месторождениях кипрского и бэсси типов оно составляет 3:1. Признак этот устойчивый, потому в спорных оценках генетического типа медноколчеданных месторождений его нельзя игнорировать.

В апреле 2008 г. автор совместно с профессором В.Ф. Рудницким посетили 400-метровую штольню Маукского месторождения, вскрывшую Центральное рудное тело. Оно представлено густо вкрапленными пирит-халькопирит-сфалеритовыми рудами. Есть прослои пирит-халькопиритовых массивных руд мощностью 0,3-0,5 м. Нам удалось отобрать 16 образцов горных пород из лежачего и висячего боков рудного тела. В висячем боку – кварц-серицитовый агрегат массивной и сланцеватой текстуры. Есть прослои кварц-серицитовых сланцев и в лежачем боку, но здесь доминирует 5-10- метровый пласт хлоритовых сланцев с крупными (0,5-1,5 см) кристаллами пирита кубической сингонии. Расположение колчеданных руд под хлоритовыми сланцами с кубиками пирита над кварц-серицитовыми метасоматитами характерно для многих месторождений уральского типа, в данном случае – для руд, залегающих в запрокинутом положении.

Верное представление о залегании и типе руд Маукского месторождения позволяет в южной части Полевского района выделить на западном палеосклоне гряды структуру, подобную таковой на Маукском месторождении, что нами сделано в 2000 г. [9].

Четвёртая проблема – отнесение типичных колчеданных месторождений уральского типа Дегтярского, Карабашского, Чусовского в южной части гряды к типу бэсси [8, 10, 11]. Использован косвенный признак – масштабное развитие в составе формации осадочных фаций: туфопесчаники, песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы и т.п. Но месторождения типа бэсси приурочены к недифференцированным базальтоидным формациям, а Дегтярское [5, 8], Карабашское [3] приурочены к классической базальт-риолитовой формации. На Карабашском месторождении к востоку от рудных тел (подрудная толща: вулканическая постройка и захоронившие её осадочные породы) 5% объема занимают базальты, 70% – грубо- и мелкообломочная пирокластическая дацитового состава, 20% - филлитовидные сланцы с прослоями глинистых песчаников и перекрывающие их кварц-серицитовые рассланцованные метасоматиты с рудами. Остальной объём занимают известняки, туфы основного состава, дациты. То есть, месторождение приурочено к вулканической постройке с базальт-риолитовым составом магмы. Отнесение месторождений южной части гряды к типу бэсси размывает этот важнейший поисковый критерий.

Критерий приуроченности месторождений в пределах гряды к участкам ассоциации интрузивов габбро-плагиогранитной формации и вулканитов базальт-риолитовой формации [7] позволяет прогнозировать в западной эндоконтактной части Уфалейского вулканоплутонического комплекса [4] крупное медноколчеданное месторождение. Мощность вулканогенных и осадочных пород западного палеосклона гряды здесь превышает 2 км, есть Худяковское рудопоявление колчеданных руд. В верхней части запрокинутой на запад полосы в 1960 и 1984 гг. установлены аномалии рудного характера методами гравиразведки, электроразведки, методами сопротивлений и вызванной поляризации, картировочные скважины под покровом рыхлых осадков мощностью 30 м вскрыли кварц-серицитовые сланцы, халькопиритовую минерализацию. Эти признаки оруденения не проверены поисково-разведочным бурением из-за неверных представлений о залегании толщи продуктивных пород.

Пятая проблема – причисление рудовмещающих толщ Дегтярского и Карабашской группы месторождений к вулканитам Магнитогорской мегазоны [8]. Существенное различие петрохимических характеристик рудовмещающих пород Карабашских месторождений с одной стороны и пород колчеданных месторождений Магнитогорских островодужных гряд показано ранее нами [3]. Красноуральско-Дегтярско-Карабашская гряда – это единое структурно-формационное образование, потенциальные ресурсы которой на колчеданные руды и сопутствующие им золото, серебро не исчерпаны.

Литература

1. Дергачёв А.Л. Эволюция вулканогенного колчеданообразования в истории Земли. Дисс. на соиск. уч. степени д.г.-м.н. М., МГУ, 2010. 262 с.
2. Кузин А.В. Андезитовая формация Тагильской зоны: научное издание. Урал. гос. горный ун-т. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 100 с.
3. Кузин А.В. Рудоносные формации Карабашского района на Среднем Урале // Уральский геологический журнал, 2002. № 4 (28). С. 109-120.
4. Кузин А.В. Уфалейский вулканоплутонический комплекс // Изв. вузов. Геология и разведка, 2005. № 3. С. 27-30.
5. Кузин А.В., Папулов Н.Б. Эволюция магматизма, металлогения Тагильской палеостроводужной системы // Изв. вузов. Геология и разведка, 1996. № 4. С. 101-105.
6. Маркс В.А. Метаморфизм альбит-эпидот-амфиболитовой фации горных пород зеленокаменной зоны в Верхне-Уфалейском районе на Среднем Урале // Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М: Наука, 1969. С. 120-207.
7. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.
8. Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / Прокин В.А., Серавкин И.Б., Буслаев Ф.П. и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.
9. Смывина В.С., Кузин А.В., Наседкин А.П., Папулов Н.Б. Палеовулканические реконструкции Полевского рудного района // Уральский геологический журнал, 2000. № 3 (15). С. 107-117.
10. Прокин В.А., Наседкин А.П., Мошев С.И. О выделении колчеданных месторождений типа Беси на Среднем Урале // Ежегодник-1992. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 101-104.
11. Прокин В.А., Петров Г.В. О перспективах открытия новых медноколчеданных залежей на Среднем Урале // Ежегодник-1998. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1999. С. 219-221.
12. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Часть 2. Дегтярско-Карабашская колчеданоносная зона (Средний Урал): Научное издание / под ред. акад. РАН В.А. Коротеева. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 68 с.

НАТУРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ ПО МИНЕРАЛИЗАЦИИ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ В ОТВАЛЕ ГРАНУЛИРОВАННОГО ШЛАКА КАРАБАШСКОГО МЕДЕПЛАВИЛЬНОГО КОМБИНАТА

Леонова Л.В.¹, Потапов С.С.², Репина С.А.², Потапов Д.С.², Паршина Н.В.², Главатских С.П.¹,
Галахова О.Л.¹, Галеев А.А.³

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия, ² Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, Россия, ³ Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия

В окрестностях г. Карабаш (Южный Урал, Челябинская область) нередко встречаются находки современных фоссилий. Это преимущественно костные остатки домашних животных, свободно лежащие на поверхности или слабо захороненные, имеющие голубую или зеленовато-голубую окраску благодаря специфичной минерализации, начавшейся под воздействием пыли и сернокислотных выбросов, приносимых ветром и дождём со стороны действующего медеплавильного комбината. Под воздействием соединений меди и железа костные органоминеральные ткани способны замещаться, в частности, одонтолитом (костяная бирюза) [2]. Причем, влияние техногенного (антропогенного) фактора приводит к значительному ускорению процесса фосси-

лизации, о чем свидетельствуют результаты термических, ИК-спектроскопических и химических исследований минерализованной компоненты кости свиньи (*Sus scrofa domestica*) [3].

Чтобы получить ответы на вопросы о фактической скорости процесса фоссилизации и возможности извлечения опасных для окружающей среды элементов был проведен натурный эксперимент по минерализации органических остатков различного состава в гранулированных шлаках отвала медеплавильного комбината г. Карабаш. Около главной автомобильной дороги на выезде в сторону г. Миасс в небольшом отвале 7 ноября 2008 г. были погребены следующие макрофаунистические и флористические остатки: древесина, кости млекопитающих, рыб и птицы, раковины двустворчатых и брюхоногих морских моллюсков (рис. 1). Захоронение глубиной ≈ 0.3 м располагалось в зоне хорошей аэрации и сезонного обводнения; грунт рыхлый, представляющий собой шлаки и отходы медеплавильного комбината. Непосредственно над местом захоронения в бортовой относительно вертикальной части наблюдались высолы, в которых методом порошковой рентгенографии установлены новообразованные минералы гипс и атакамит.

Первая эксгумация проводилась через 7 месяцев. Кости рыб отсутствовали (предположительно деструктурировались); древесина подверглась интенсивному разложению на отдельные волокна, однако объекты с фосфатным (кости) и карбонатным (раковины) составом уже имели видимую голубую и зеленоватую окраску (кроме костей птиц, не полностью очищенных от мягких тканей). После фотографирования образцы были вновь погребены на этом же месте. По окончании эксперимента, 12 ноября 2010 г., все образцы уже обладали интенсивной зеленой и голубой окраской. Глубина минерального замещения протоматрицы образцов составляла 1-1.5 мм.

Далее образцы изучались комплексом физических методов исследований. Участки с наибольшей минерализацией изучались методами микрозондового анализа (Микрозонд JXA-733) и рентгеновской дифрактометрии (дифрактометр XRD-7000 Shimadzu, CuK_α -излучение, режим работы рентгеновской трубки – 40kV, 30mA). Получены дифрактограммы в области углов 2θ от 4 до 70° . В результате определены следующие новообразованные фазы: гипс, девиллин, брошантит.

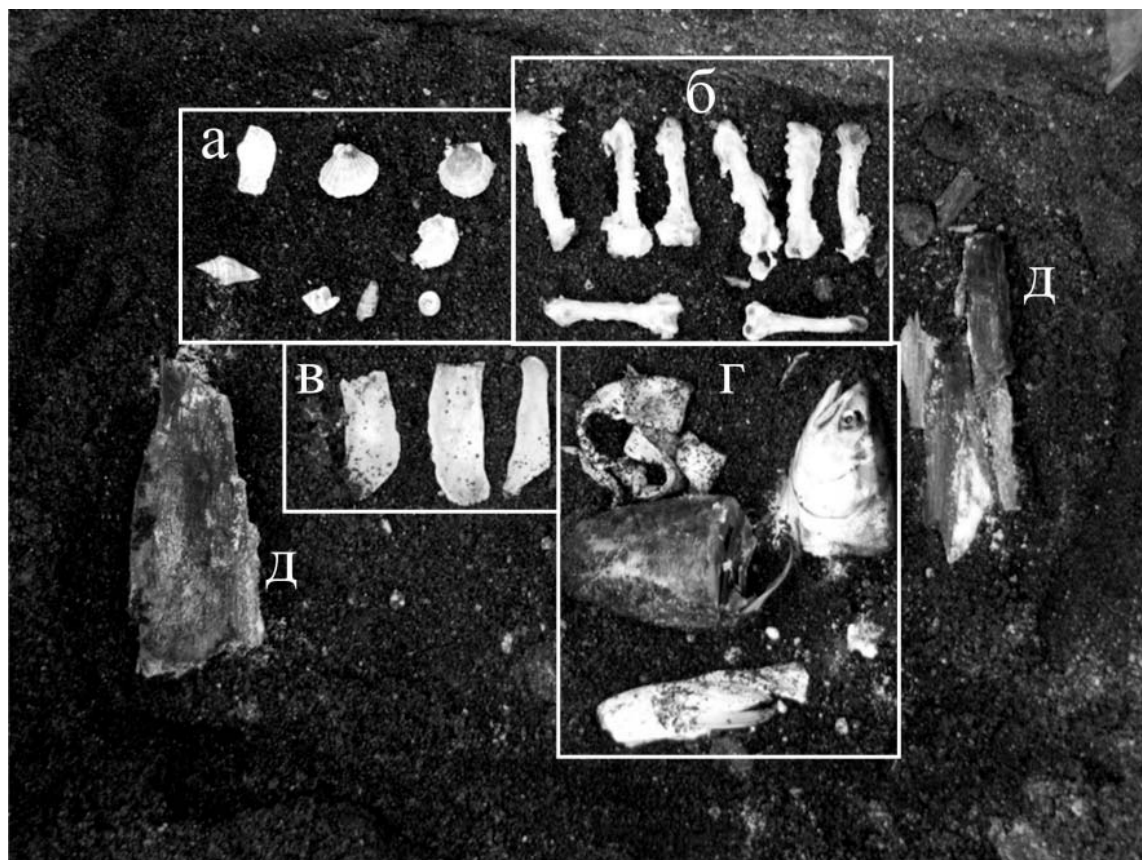


Рис. 1. Образцы макробиоты, использовавшиеся для эксперимента: а) раковины гастропод и двустворчатых моллюсков; б) костные остатки птиц; в) костные остатки млекопитающих; г) костные остатки рыб; д) древесина

Таблица 1. Химический состав фоссилизированных органических остатков

№п/п	Двустворчатый моллюск (кальцит)						Гастропода (арAGONIT)				Кость куриная (апатит)					Кость говяжья (апатит)				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Na ₂ O	0.63	0.14	0.37	0.38	0.61	–	0.90	0.53	0.37	0.21	1.22	1.16	0.95	0.96	0.98	0.72	0.78	1.10	2.07	2.66
CaO	54.89	9.87	2.06	0.94	1.16	31.2	54.11	10.91	3.51	30.67	36.10	31.79	25.56	26.57	32.11	31.93	29.57	33.71	9.85	6.62
MgO		–	–	–	–	–	–	–	–		0.24	0.15	0.12	0.21	0.31	0.41	0.20	0.17	–	–
CuO		42.01	66.52	69.36	73.31	0.51	–	47.27	47.49	1.65	0.20	1.76	7.27	8.01	9.90	–	–	11.25	36.86	40.35
ZnO	0.16	3.58	1.87	2.98	4.53	–	0.23	2.28	0.93	0.08	5.86	6.02	3.76	3.10	2.38	0.17	3.26	2.30	0.84	0.51
FeO		0.06	0.07	0.07	–	–	–	0.05	0.7		–	–	–	–	0.06	–	–	–	–	–
MnO		–	–	–	–	–	–	–	–		0.31	0.31	0.10	0.09	0.10	–	0.29	0.07	–	–
P ₂ O ₅	0.11	0.13	–	–	–	–	–	–	–		29.47	29.78	23.57	25.33	30.60	25.29	25.19	31.97	28.34	27.68
SO ₃	0.22	10.05	21.74	8.01	15.78	52.11	–	14.78	10.72	49.68	0.88	0.70	0.73	0.95	1.47	1.55	1.03	1.27	0.79	0.61
As ₂ O ₃		–	–	–	0.29		–	–	0.45	0.22	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
SiO ₂		0.32	0.55	0.76	0.92	0.30	–	1.40	6.94	0.27	–	–	–	–	–	–	–	–	0.09	0.10
Cl		0.91	0.13	8.18	2.11	0.10	–	0.83	8.21	0.09	0.17	0.13	0.18	0.22	0.21	0.09	0.14	0.24	2.62	3.68
Сум.	55.99	67.06	93.31	90.66	98.71	84.26	55.24	78.06	79.32	82.86	74.44	71.80	62.23	65.44	78.11	60.15	60.46	82.08	82.08	82.20

Примечание. Установленные минералы: 1 – кальцит; 2, 8, 9 – девиллин; 3-5 – брошантит, 6, 10 – гипс; 7 – арагонит, 11, 12, 16, 17 – апатит. Низкие суммы из-за наличия в образцах С, Н₂О. Не установлены Cr, Sr, TR, Th, F; «–» содержание элемента ниже предела обнаружения. Микросонд JXA-733, аналитик Е.И. Чурин.

Характерно зональное распределение новообразованных минералов. Наиболее глубокие слои на контакте с неизменным кальцитом раковины двустворки имеют голубой (бирюзовый) цвет и сложены девиллином $\text{CaCu}_4(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \times 3\text{H}_2\text{O}$. Ближе к поверхности зона минерализации более тонкая, имеет ярко-зеленый до изумрудно-зеленого цвет и сложена брошантитом $\text{Cu}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$. Поверхность раковины инкрустирована друзовыми агрегатами гипса $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ и брошантита. По трещинкам раковин и в порах костной ткани наблюдаются очень мелкие новообразования барита $\text{Ba}(\text{SO}_4)$. Кроме Cu отмечается привнос Zn, Ba, S, As, Si, Cl. Максимальное содержание CuO в новообразованиях 73.37 % (табл. 1).

С помощью электронного сканирующего микроскопа (JEOL JSM-6390LV, напыление углеродом) установлено, что поверхности кальцитовых раковин двустворчатых моллюсков, также как и арагонитовые раковины гастропод, инкрустированы новообразованным гипсом, брошантитом и баритом (рис. 2 а, б), а также минеральными микроагрегатами ещё не идентифицированных минералов. Новообразованных минеральных фаз значительно больше, но на данный момент они ещё не установлены и требуют дальнейших исследований. Среди них могут быть не только сульфаты Cu, Ca, Ba, Zn, но карбонаты и хлориды этих элементов. Так, результаты элементного картирования с помощью ЭДС спектрометра (Inca Energy 450) показали, что к содержащим медь минералам приурочены частицы (микроагрегаты) цинка (рис. 3).

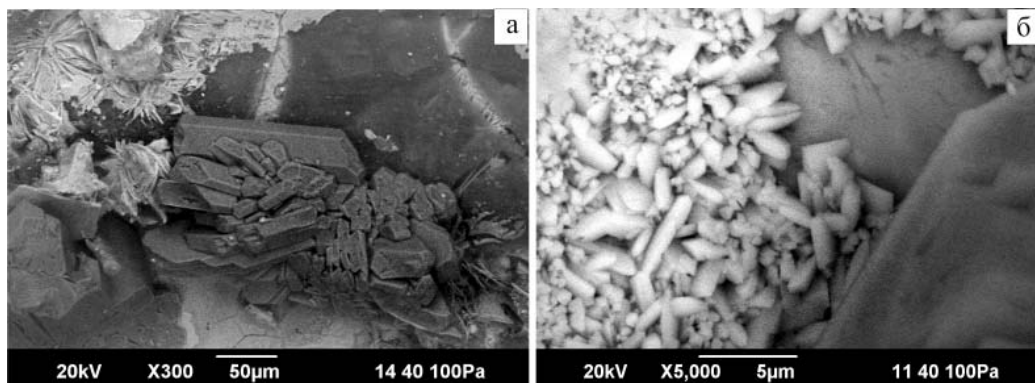


Рис. 2. Микрофотографии новообразованных минералов по карбонатным раковинам: а) пластинчатый барит и гипс; б) брошантит

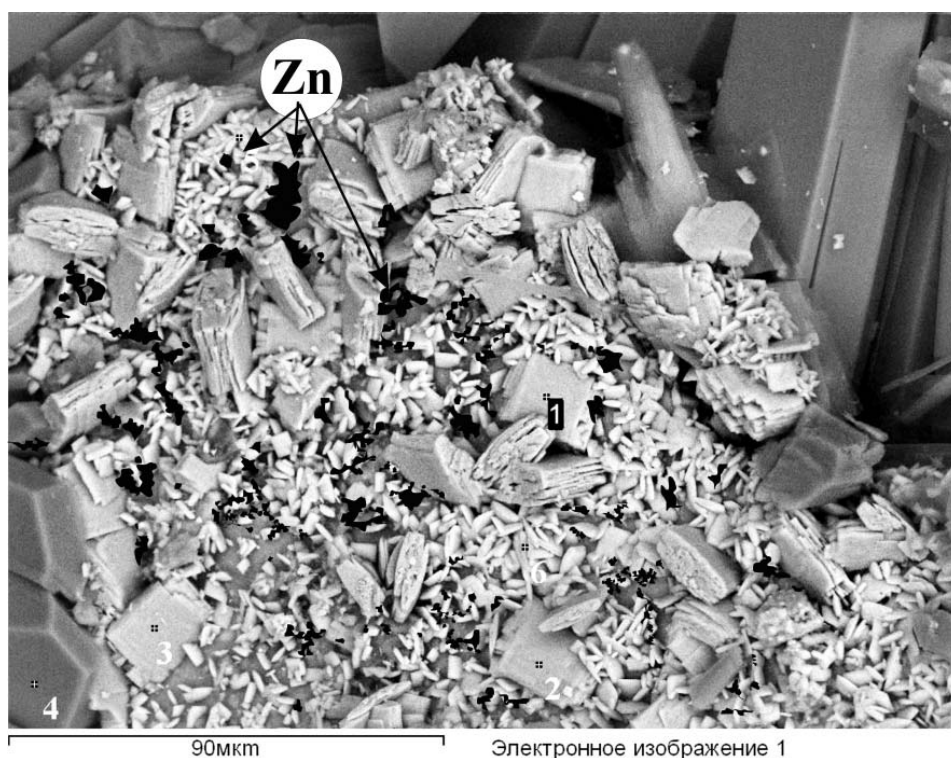


Рис. 3. Микрофотография элементного картирования. К содержащим медь минералам приурочены микроагрегаты цинка

Изучаемые образцы, имеющие фосфатный состав, инкрустированы микрокристаллами гидроксилapatита. Метод электронной сканирующей микроскопии позволил также увидеть участки костной ткани, псевдоморфно замещенные, вероятно, протоодонтолитовым составом. На микрофотографиях эти зоны фиксируются по интенсивному свечению, обусловленному присутствием меди. Примечательно, что морфология структуры костной ткани не нарушена. Но сохраняется ли само органическое вещество при псевдоморфном замещении костного субстрата? Играет ли роль органическая компонента органо-минеральных соединений в процессе сорбции элементов, являющихся губительными для окружающей среды?

Для выяснения степени сохранности самого органического вещества мы использовали метод электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) (спектрометр ЭПР–ПС100.Х с рабочей частотой 9.272 ГГц). Дело в том, что при разложении органических молекул в структуре аминокислот возникают нескомпенсированные связи – радикалы органического углерода (Rc-org). Благодаря электрохимическому потенциалу они катализируют выпадение протоминеральных и минеральных частиц, способствуя захоронению этих аминокислотных остатков и сохранению их в новообразованных минеральных матрицах в течение длительного геологического времени [1]. Лабораторный (или природный) прогрев субстрата активизирует парамагнитные свойства радикалов и на спектрах ЭПР при этом наблюдается резонансная линия (Rc-org) преимущественно лоренцевой формы, характеризующаяся своим положением (безразмерный параметр g), шириной (ΔH , Гс) и температурным диапазоном парамагнитной активности. Специфика этих характеристик позволяют различать остатки ископаемых органических веществ растительного ($g \sim 2.0030 \div 2.0038$ и $\Delta H \sim 4 \div 7$ Гс, температурный диапазон до 350°C) и животного ($g \sim 2.0026 \div 2.0028$ и $\Delta H \sim 0.5 \div 4$ Гс, температурный диапазон до 600°C) происхождения [4]. В зависимости от степени углефикации сигналы наблюдаются, либо в исходных пробах, либо в предварительно нагретых.

Результаты изучения проб одонтилизированной костной ткани и зубной эмали черепа собаки, найденного на склоне Золотой горы (первичное описание этой находки выполнено Ю.В. Ерохиным [2]) показали, что на спектрах ЭПР в области радикалов при нагревании 350°C появляется линия Rc-org с $g \approx 2.0027$ и $\Delta H \approx 6$ Гс. Этот сигнал сохраняется и при более высокотемпературном (600°C) прогреве (рис. 4). Хотя процесс минерализации образца проходил в агрес-

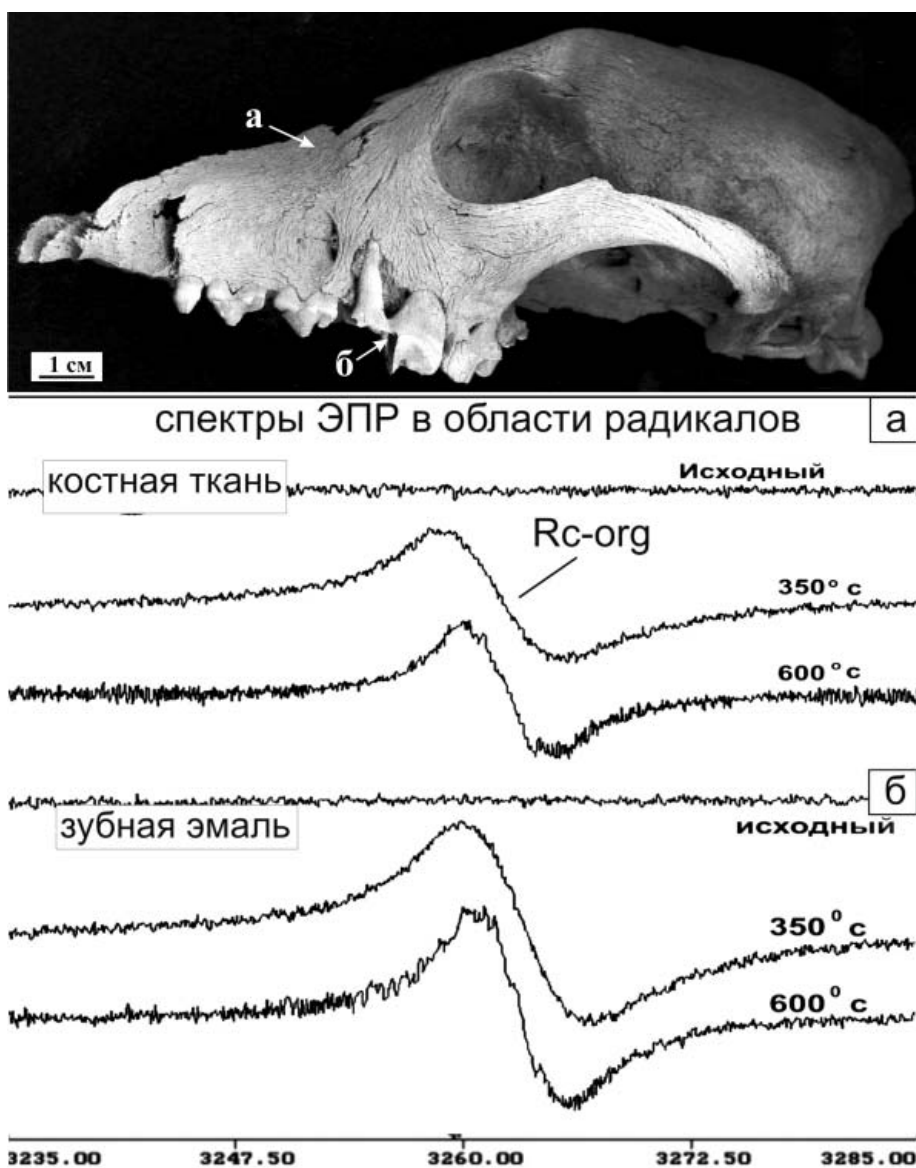


Рис. 4. Исследуемый образец со следами современной фоссилизации (одонтолит) и спектры ЭПР в области радикалов проб: а) костной ткани; б) зубной эмали

сивных условиях, присутствие остатков органического вещества указывает на возможность его консервации в минеральном скелете. По-видимому, поверхностные пленки новообразованных минералов, снижая степень проницаемости пористой структуры органического остатка, препятствовали интенсивному разрушению минерального скелета и органического вещества.

По результатам экспериментального захоронения в техногенных условиях можно отметить следующие важные моменты:

1. Присутствие не полностью деструктурированных мягких (мышечных) тканей существенно замедляет процесс псевдоморфного замещения органо-минеральных частей исследуемых образцов.

2. Кристаллические фазы новообразованных минеральных фаз на контакте техногенный субстрат – органический остаток частично замещают, частично инкрустируют поверхность кости или раковины и препятствуют её дальнейшему разрушению.

3. Лабораторные исследования образцов показали, что процесс псевдоморфного замещения костных тканей протекает без изменения микроструктурных особенностей органической протоматрицы. Наряду с наличием новообразованных соединений меди и железа, покрывающих поверхность органических остатков, исходные составляющие их минеральной и органической части сохранились в количествах, поддающихся определению методами рентгенофазового анализа и ЭПР.

4. Скорости фоссилизации первоначально карбонатных (арагонит, кальцит) и фосфатных (костная и зубная ткань) органических остатков весьма высокие.

В заключение следует отметить, что проведенные исследования, кроме научного, могут иметь и прикладное значение. А именно: органическая матрица, в частности, карбонатного состава может служить хорошим «сорбентом» полезных «рудных» элементов и использоваться в технологическом цикле извлечения меди, свинца и цинка из техногенных отвалов.

Литература

1. Вотяков С.Л., Галеев А.А., Леонова Л.В. и др. ЭПР как метод исследования органической компоненты биогенных карбонатных пород (на примере строматолитосодержащих пород рифея Южного Урала) // Ежегодник-2005. Екатеринбург, 2006. С. 39-47.

2. Ерохин Ю.В., Шагалов Е.С. Техногенный одонтолит из окрестностей Золотой горы (Южный Урал) // Минералогия техногенеза. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 78-84.

3. Киселева Д. В., Шагалов Е.С., Леонова Л.В. Особенности фоссилизации костных тканей в аномальных условиях современного техногенного загрязнения // Минералогия техногенеза-2008. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 137-144.

4. Муравьев Ф.А. Литолого-минералогическая характеристика пермских маркирующих карбонатных горизонтов Республики Татарстан. Автореферат на соиск. уч. степ. к. г.-м. н. Казань, 2007. 24 с.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ И МОЛЕКУЛЯРНО-ХИМИЧЕСКИЙ ПОДХОДЫ В ГЕОХИМИИ КОЛЧЕДАННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Мальшев А.И.

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

Как известно, существуют два раздела общей физики, изучающие свойства тел и изменение состояний вещества, имеющие общие цели и задачи, но резко различные в методах исследования – термодинамика и молекулярная физика. Термодинамика изучает макроскопические свойства тел и явлений природы, оперируя эмпирическими данными (макрофункции и макросостояния) и абстрагируясь от сути процессов, протекающих на молекулярном уровне. Молекулярная физика, напротив, стремится проникнуть в суть этих процессов, но испытывает затруднения с анализом сложных макросистем. Если макропараметры системы известны, термодинамика гарантирует точные количественные оценки макрореакций и макропроцессов. Молекулярная физика раскрывает качественную суть молекулярных процессов в системе. Другими словами, в вопросах состояния вещества методы термодинамики обеспечивают «мощь» физической науки, тогда как молекулярно-кинетическая теория представляет собой то «зрение» физической науки, которое обеспечивает проникновение в суть процессов и явлений. Именно поэтому «подходя к рассмотрению изменений состояния вещества с различных точек зрения, термодинамика и молекулярно-кинетическая теория взаимно дополняют друг друга, образуя по существу одно целое» [4, с. 263]. По крайней мере, так должно быть. В реальности ситуация иная: в эндогенной геохимии давно и безраздельно господствуют термодинамические методы, тогда как молекулярные методы анализа не применяются. Сложившуюся в эндогенной геологии ситуацию можно образно характеризовать как «сила без зрения». Значение количественных термодинамических методов для анализа эндогенных природных процессов падает вместе с ростом числа неизвестных параметров: системы термодинамических уравнений становятся плохо обусловленными или вырожденными. В этом случае могут быть полезны молекулярно-химические методы.

Наиболее существенны различия между термодинамическими и молекулярными методами в интерпретации критических параметров вещества. Термодинамика, базируясь на макроподходе, интерпретирует критические параметры вещества с позиций исчезновения межфазных границ. С термодинамической точки зрения критические параметры простых веществ большого значения не имеют: в природе чистые вещества практически не встречаются, а критические па-

раметры их смесей уникальны для каждой смеси. С точки зрения молекулярной физики критические параметры вещества – это, прежде всего, физико-химические константы чистых веществ, определяющие возможность или невозможность возникновения межмолекулярных связей (конденсация вещества). Природа сама свидетельствует в пользу молекулярно-физического подхода: планетарные атмосферы, как правило, представляют собой сложные многокомпонентные смеси, но именно по законам простых веществ на Земле идет дождь, на Марсе образуется изморозь диоксида углерода, на Венере формируются облака концентрированной серной кислоты, а на Титане выпадают осадки жидких углеводородов. По тем же законам эволюционируют смеси газообразных соединений и в недрах планет. На Земле, в частности, из потоков газообразных соединений по мере снижения температуры выпадает сначала конденсат элементарной серы (что обуславливает практически все процессы рудообразования), затем воды (водный барьер нейтрализации и волна кислотности, формирование вторичных кварцитов и месторождений золота), диоксида серы (гипс), сероводорода и диоксида углерода (естественный углеводородный синтез, возникновение предбиогенных состояний).

Проиллюстрируем возможности молекулярно-химических методов на примере геохимии колчеданного рудообразования. С этой точки зрения ключевое значение имеет зона конденсации самородной серы [2, 3]. В свою очередь высокотемпературный конденсат серы является мощным окислителем, способным не только перехватывать металлы из флюидного потока, но и вытеснить кислород из оксидов металлов с образованием сульфидных соединений. Если проанализировать диаграмму конденсации серы в близповерхностных субаэральных или субмаринных условиях, то можно сделать следующие выводы. Сульфидообразование в придонных гидротермальных полях по типу «черных курильщиков» наиболее характерно для глубоководных условий дна океанических водных бассейнов, т.е. там, где они реально и наблюдаются. В условиях островных дуг значение гидротермальных полей как рудных температурных ловушек все более уменьшается вплоть до полного исчезновения в условиях мелководья и субаэральных условиях, где при выходе гидротерм на поверхность наблюдаются отложения самородной серы, переходящие с глубиной в сульфидные отложения. С другой стороны, по мере уменьшения мощности перекрывающей водной толщи возрастает значение метасоматических субвертикальных колчеданных месторождений. Одновременно, как следует из приведенных выше диаграмм, уменьшается и температура сульфидного рудообразования, что является одним из наиболее существенных факторов, определяющих устойчивость рудных минеральных ассоциаций, и, в конечном счете, обуславливающих закономерную смену рудных формаций в течение геодинамического цикла.

Рассмотрим роль высокотемпературных конденсатов на примере условий образования Гайского медноколчеданного месторождения. Имеющиеся данные свидетельствуют, что это месторождение имеет существенно метасоматический генезис, а его образование происходило в малоглубинных или субаэральных условиях. Финальные стадии формирования месторождения определила эволюция РТ-условий в рудообразующем флюиде, соответствующая переходу из РТ-области сульфидообразования через РТ-линию барьера водной нейтрализации в РТ-область повышенной кислотности водных растворов и, далее, в РТ-область преимущественно нейтрализованных водных растворов.

Динамическая активность флюидного потока обуславливает интенсивное брекчирование вмещающих кварцитов, как на пути его преимущественного перемещения, так и в окаймлении флюидопроводящей зоны. При выходе флюидного потока на РТ-барьер водной нейтрализации сбрасываемые в конденсат водные пары образуют в составе изначально преимущественно газового флюидного потока своеобразный водный туман. Микрокапли этого тумана активно растворяют в себе галогенводороды, превращаясь в аэрозоль сильнодействующих соляной и плавиковой кислот. Сила кислотного воздействия этого аэрозоля ограничивается его первоначально незначительным количеством, которого, тем не менее, вполне достаточно как для нейтрализации геохимической активности щелочных конденсатов, так и для нарушения сплошности пород по пути перемещения этого кислотного тумана. Нарушение сплошности рудного тела первоначально приводит к образованию по трещинам сажистого пирита, а по мере нарастания концентрации кислотного аэрозоля на более высоких уровнях – к образованию пиритовой сыпучки.

Нарастающая геохимическая активность кислотного аэрозоля на определенном этапе приводит к полному блокированию конденсата серы. Более активный конденсат водных кислот галогенводородов вступает в реакции с теми металлами, которые могли бы в отсутствие кислотного аэрозоля образовывать соединения с серой. В результате процесс сульфидообразования прекращается. Более того, кислотный аэрозоль начинает разрушать ранее образовавшуюся сульфидную минерализацию, забирая металлы и оставляя порошкообразный агрегат остаточной серы.

Образование первоначального кислотного аэрозоля контролируется исключительно давлением и температурой флюидного, преимущественно газового, потока и при достижении РТ-условий водной конденсации происходит сразу по всему сечению потока. В результате при выполнении необходимых РТ-условий по сечению флюидного потока формируется зона объемного разрыхления, внутри которой раздел между серно-кварцевой и пиритовой сыпучками фиксирует геохимическую поверхность, на которой сульфидные соединения теряют свою устойчивость. По мнению автора этих строк, образование повышенных концентраций благородных металлов обусловлено здесь резкой сменой геохимического состояния флюидного потока, а именно – нейтрализацией ранее доминировавшего щелочного конденсата под воздействием аэрозоля вновь образующихся кислот.

Дальнейшее увеличение количества конденсатной воды приводит к изменению состояния флюидного потока – водно-кислотный аэрозоль, распространявшийся вместе с газом по всему сечению флюидного потока, концентрируясь, обособляется в отдельные потоки водного конденсата. Водные соединения кремнезема, ранее транспортировавшиеся в составе паров воды, в концентрированных водных растворах оказываются нестабильными. Образование потоков водного конденсата и осаждение из них коллоидного кремнезема фиксируется в разрезе измененных пород появлением крупнопористых «трубчатых» текстур в новообразованном опале, а также наличием текстур слипания коллоидного кремнезема на поверхности трубчатых полостей в новообразованном опале.

Избыточная высокотемпературная вода реагирует с конденсатом серы и ее диоксидом, что приводит к формированию волны кислотности в обособляющихся струях высокотемпературного водного конденсата. Большой частью новообразованная серная кислота нейтрализуется непосредственно в зоне образования за счет реакций с вмещающими породами и транспортируемыми флюидным потоком соединениями металлов. В разрезе измененных пород волна кислотности фиксируется появлением текстур интенсивного кислотного выщелачивания и образованием кварц-язвитовых отложений. При этом текстуры интенсивного кислотного выщелачивания приурочены к тем же участкам разреза, в которых развиты упоминавшиеся выше текстуры осаждения коллоидного кремнезема.

Поскольку формирование рассматриваемого разреза обусловлено действием восходящего газо-гидротермального потока, то на поверхности этот разрез должен закономерно завершаться гидротермальным выходом с формированием поверхностного водного потока. В этом плане представляют интерес венчающие разрез отложения кварцитового галечника с гематитовым цементом. Условия формирования серно-селеновых отложений в рассматриваемом разрезе представляют особый интерес, так как предоставляют возможность дать количественную оценку РТ-условий в момент формирования этих отложений и подтвердить предположения о том, что венчающие разрез отложения кварцитового галечника с гематитовым цементом могли образоваться в результате деятельности поверхностного гидротермального выхода. Анализ показывает, что образование серно-селеновых отложений в разрезе измененных пород произошло на углекислотной (мофетной) стадии затухания газо-гидротермального процесса, обусловившего образование всего Гайского медно-колчеданного месторождения. При этом мощность перекрывающих серно-селеновые отложения пород под воздействием поверхностной эрозии, судя по всему, изменилась незначительно. Предположения о длительном развитии этого процесса в приповерхностных условиях, о выходе восходящего газо-гидротермального потока на поверхность в условиях, близких к современным, находят дополнительное подтверждение в факте существования в 2.5 км от месторождения купоросного озера, непрерывно подпитывающегося родниками соответствующего состава [1].

Формирование полного профиля окислительно-восстановительной активности серы, подобного Гайскому, возможно лишь в случае постепенного сброса водного конденсата в условиях низких давлений (малых глубин) при температурах, более низких по сравнению с критической температурой воды. Именно в этом варианте обеспечивается постепенное формирование полнопрофильного разреза окислительно-восстановительной активности серы: $S^{2-} \rightarrow [S_2]^{2-} \rightarrow S^0 \rightarrow S^{4+} \rightarrow S^{6+}$. Специфичность данного варианта находит отражение в крайне редкой встречаемости такого профиля в разрезах колчеданных месторождений (Майкаин С, Блява, Западно-Озерное). В тоже время полный профиль окисления серы на этих месторождениях имеет первичную (эндогенную) природу, а приповерхностные экзогенные процессы, накладываясь, лишь затушевывают его черты.

Работа выполнена при поддержке по проекту № 12-И-5-2060 Программы инициативных проектов УрО РАН

Литература

1. Игошин Б.А. К вопросу о природе образования Гайского купоросного озера на Южном Урале // Советская геология, 1966. № 10. С. 121-130.
2. Малышев А.И. Сера в магматическом рудообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 189 с.
3. Малышев А.И. Особенности колчеданного рудообразования в субмаринных условиях разной глубинности // ДАН, 2007. Т. 414. № 6. С. 805-809.
4. Савельев И.В. Курс общей физики. Т. 1. М.: Наука, 1987. 432 с.

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЭКОСИСТЕМ КОЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Масленников В.В.¹, Симонов В.А.², Масленникова С.П.¹, Каныгин А.В.³

¹ Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, ² Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,

³ Институт нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

Открытие гидротермальных колчеданообразующих экосистем “черных курильщиков” в современном Мировом океане положило начало эпохе новых открытий в биологии, палеонтологии, литологии и рудной геологии. Большинство современных “черных курильщиков” сопровождается пригидротермальными сообществами, развивающимися при участии бактериального хемосинтеза [1]. Реликты оруденелой пригидротермальной фауны обнаружены в рудах колчеданных месторождений фанерозоя. Оруденелая фауна, представленная трубчатými червями и пеллециподами, впервые обнаружена С.Н. Ивановым и другими исследователями на Сибайском месторождении (Южный Урал) еще в 1947 г. [2]. Позднее ископаемые трубчатые черви были выявлены на многих колчеданных месторождениях Урала, Омана, Кипра, Ирландии, Новой Каледонии, Филиппин, Калифорнии, Малого Кавказа. Обзор данных по этим находкам приводится в последних обобщающих работах [1, 3]. Предыдущими работами установлена эндемичность оруденелой фауны, выделено несколько ее новых родов и видов. Несмотря на спорность некоторых определений фауны, во всех этих работах предполагается аналогия условий формирования биоморфных руд с условиями развития и фоссилизации современных гидротермальных оазисов “черных курильщиков”. В ряде работ показано, что пригидротермальная фауна не встречается на удалении от гидротермального центра конкретного колчеданного месторождения, сменяясь фоновыми. Важным доказательством гидротермальной природы фауны является минералогическая модель донной гидротермально-осадочной фоссилизации организмов. Гораздо меньше известно о корреляциях минеральных и геохимических данных по донным гидротермальным постройкам и нахождению в них гидротермальной фауны. Каждое открытие оруденелой фауны на колчеданном месторождении является неординарным событием, дающим уникальную информацию для литологии, палеонтологии, палеоэкологии, минералогии, геохимии и палеобиогеографии древних гидротермальных экосистем. При глобальном сравнении на-

ходок оруденелой фауны получается, что на одних колчеданных месторождениях она образует обильные скопления, а на других, несмотря на тщательные поиски, не встречается. Причины этого до сих пор остаются во многом неясными и требуют специального обсуждения.

В последние годы нами сделаны новые находки гидротермальных курильщиков и оруденелой фауны в рудах колчеданных месторождений Урала и Понтида. Получены новые данные по минералогии и геохимии гидротермальных труб различных типов колчеданных месторождений. Это позволило по-новому взглянуть на причины появления оруденелой фауны в одних типах колчеданных месторождений и ее отсутствия в других.

Существование глубоководных оазисов предполагает использование бактериями энергетического потенциала восстановленных соединений – H_2S , CH_4 , H_2 , NH_3 , поступающих с гидротермами или газовыми эманациями [1]. Основной строительный материал процессов хемосинтеза CO_2 также составляет значительную часть газов гидротерм современных “черных курильщиков” и океанской воды. Все эти газы обнаруживаются в рудах и метасоматитах колчеданных месторождений Урала и других колчеданоносных регионов мира методами газовой хроматографии и рамановской спектроскопии. Вместе с тем, для успешного протекания бактериального хемосинтеза необходимо сочетание восстановленных газов с O_2 . Наиболее благоприятные условия для такого смешения возникают в относительно глубоководных условиях океанов ниже кислородного минимума. В связи с этим колчеданные месторождения, содержащие оруденелую фауну, обычно ассоциируют с яшмами. Исключение составляет Сафьяновское месторождение, где доминируют углеродистые алевропелиты – индикаторы малоокислородных бассейнов. Следует отметить, что в рудовмещающей толще месторождения также встречаются яшмы, содержащие обильные реликты нитчатых железобактерий. На других колчеданных месторождениях черносланцевой ассоциации достоверных находок пригидротермальной оруденелой фауны пока не сделано. Напротив, нередко в черносланцевых комплексах обильной является фоновая фауна, замещенная пиритом в стадию диагенеза.

Оруденелая фауна ассоциирует с находками гидротермальных труб и корок колломорфного пирита так же, как и в современных гидротермальных экосистемах “черных курильщиков”. Особое внимание нами уделяется минералогии и геохимии, а также реконструкциям физико-химических условий формирования гидротермальных построек (“черных, серых, белых и мерцающих курильщиков” и сопутствующих биоморфных фаций). Установлено, что минералого-геохимические особенности гидротермальных труб находятся в зависимости от состава рудовмещающего субстрата. С ультрамафитовыми и базальтовыми комплексами СОХ ассоциируют, главным образом, пирротинсодержащие пирит-халькопиритовые и сфалерит-халькопирит-пиритовые трубы “черных курильщиков” и диффузеров. Халькопирит каналов таких труб характеризуется высокими содержаниями изоморфных элементов: Se (0.1–0.3 %), Te (до 100 ppm), Co (до 100–300 ppm), характеризующих высокий восстановительный потенциал (низкую фугитивность S_2 , Se_2 , Te_2). Сфалерит “черных курильщиков” относится к железистой разновидности с высокими содержаниями Co (до 100–200 ppm). В сфалерите диффузеров очень много Sn (100–10000 ppm). Доминирование этих элементов-примесей, наряду с присутствием пирротина, свидетельствует о высоком восстановительном потенциале флюидов, благоприятном для появления гидротермальной биоты. Этим объясняются аномалии жизни в гидротермальных экосистемах современных “черных курильщиков” и мерцающих диффузеров, залегающих на базальтах и ультрамафитах современных СОХ. Обильная оруденелая фауна обнаружена на древних колчеданных месторождениях базальтовой ассоциации (Скуриотисса, Мавруни на Кипре, Фигаро в Калифорнии, Байда на Омане, Борло на Филиппинах, Юбилейное и Бурибайское на Урале).

Минеральный состав гидротермальных труб и диффузеров, встречающихся в рудах палеозойских (Яман-Касы, Молодежное, Валенторское, Октябрьское, Узельгинское – на Урале) и мезозойских (Маднеули, Чейли, Лаханос, Киллик, Кызылкая – в Понтидах) колчеданных месторождений риолит-базальтовой (бимодальной мафитовой) формации более разнообразен. Наряду с преобладающими пиритом, халькопиритом и сфалеритом, встречается пирротин, изокубанит, теллуриды и арсениды. Содержания изоморфного Se в халькопирите труб умеренные (50–300 до 700 ppm), что свидетельствует в пользу умеренно высокого восстановительного потенциала гидротермальных экосистем. Само по себе появление теллуридов – признак нарастания фуги-

тивности Te_2 , при все еще высоких содержаниях H_2S и H_2Se . О локальной окисленности флюидов в трубах, богатых сфалеритом, указывает появление барита. Возможными аналогами этих месторождений являются гидротермальные экосистемы “серых курильщиков” энзиматических островных дуг Западной части Тихого океана. В “серых курильщиках” обнаружены обильные теллуриды и умеренные содержания Se в халькопирите. Сфалерит также относится к малокобальтистой маложелезистой разновидности. По своему разнообразию и плотности заселения эти экосистемы отличаются от экосистем COX в худшую сторону.

Оруденелая фауна в рудах колчеданных месторождений базальт-риолитовой и андезит-дацит-риолитовой ассоциаций не встречена, несмотря на хорошую изученность руд. Очевидными примерами являются колчеданные месторождения энзиматических островодужных провинций или эпиконтинентальных морей, таких как: Рудный Алтай (Казахстан, Россия), Хокуроко (Япония), Брансвик (Канада), Бергслаген (Швеция), Атлас (Марокко), Хиньян (Китай), Ред Маунтин (Тасмания). Гидротермальные руды этих месторождений содержат обильные минералы, свидетельствующие о низком восстановительном потенциале флюидов: барит, борнит, блеклые руды и не содержат пирротина и изокубанита. Крайне низкие содержания Se (3–2, реже до 100 ppm) и Te (3–10 ppm) в халькопирите гидротермальных труб свидетельствуют о высокой окисленности флюидов. Сфалерит также относится к маложелезистой разновидности с низкими содержаниями Co и Sn. Все это свидетельствует о доминирующей фугитивности серы. Лишь в некоторых случаях Te^{4+} концентрируется в микровключениях блеклых руд, подтверждающих высокую фугитивность серы. Возможно, пригидротермальная фауна на этих месторождениях не появлялась из-за низкого восстановительного потенциала гидротермальных флюидов. Исключение составляют современные гидротермальные системы трога Окинава и девонское Сафьяновское месторождение, ассоциирующие не только с риолитами, но и с осадочными породами, богатыми органическим веществом. Очевидно, органическое вещество на пути движения гидротермальных флюидов сдерживало процессы окисления восстановленных газов, необходимых для бактериального хемосинтеза.

Важным следствием проведенных палеовулканических исследований в районах колчеданных месторождений является установление связи появления гидротермальной биоты и сохранности оруденелой фауны в рудах колчеданных месторождений с режимами вулканизма. Высокие скорости спрединга над сплошной линейной магматической камерой обеспечивали интенсивный вулканизм в многочисленных участках COX и высокую плотность распространения колчеданосных гидротермальных систем. Высокая частота появления сближенных гидротермальных систем способствовала эффективному обмену биоценозами и, соответственно, непрерывность расцвета пригидротермальной фауны в пространстве и во времени. Гораздо беднее биоценозы гидротермальных систем низкоспрединовых рифтов Атлантического COX, задуговых бассейнов и вулканов центрального типа подводных островных дуг западной части Тихого океана. Например, предполагается, что вестиментиферы – индикаторы высокоспрединовых хребтов, не могут развиваться в медленных спрединговых обстановках, таких как Атлантический океан, из-за несовпадения жизненных циклов и циклов гидротермальной активности [4]. Слабый режим вулканизма на большинстве участков этих геоструктур связан со значительным рассеянием удаленных друг от друга магматических камер. Существенный разрыв в пространстве и во времени не способствует обмену между удаленными друг от друга сообществами пригидротермальных организмов.

Показателями интенсивности вулканизма является форма древних колчеданных залежей и соотношение рудовмещающих седиментационных и эффузивных фаций. Большинство находок обильной оруденелой фауны связано с сульфидными холмами. Гидротермальная фауна не встречена в пластообразных залежах колчеданных месторождений, сформированных в условиях затухающего и эпизодического режимов вулканизма. Большая продолжительность гальмиролиза приводила не только к разрушению сульфидных холмов, но и исчезновению первичных признаков гидротермальной фауны.

Поскольку существует зависимость появления гидротермальных экосистем от восстановительного потенциала флюидов, благоприятными условиями для его поддержания на высоком уровне являются ультрамафитовые, базальтовые и, вероятно, черносланцевые подрудные комп-

лексы. Колчеданные месторождения, залегающие исключительно среди кислых вулканитов, в большинстве не несут оруденелой фауны. Хорошими показателями возможностями обнаружения оруденелой фауны в рудах колчеданных месторождений фауны являются минеральные и геохимические особенности гидротермальных сульфидных труб и диффузеров. Большое значение для развития сохранности фауны имеет интенсивный вулканизм, обеспечивающий высокую плотность гидротермальных экосистем и высокую скорость захоронения сульфидных холмов.

Исследования выполнялись в рамках проектов совместных исследований УрО (12-С-1010) и СО РАН (№ 36).

Литература

1. Биология гидротермальных систем. М.: КМКPress., 2002. 543 с.
2. Иванов С.Н., Курицына Г.А., Ходалевиц Н.А. Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Урала // Генетические проблемы руд: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. М., 1960. С. 100–105.
3. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: Геотур, 2006. 384 с.
4. Van Dover C.L. The ecology of deep-sea hydrothermal vents. Princeton University. Press: New Jersey, 2000. 424 p.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В СУЛЬФИДАХ ДЕРГАМЫШСКОГО КОБАЛЬТ-МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ: ДАННЫЕ LA ISP MS АНАЛИЗА

Мелекесцева И.Ю.¹, Масленников В.В.^{1,2}, Масленникова С.П.¹

¹ Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, telekestseva-irina@yandex.ru,

² Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс

Введение. В связи с истощающимися запасами крупных колчеданных месторождений в разработку начинают активно вовлекаться мелкие объекты. В 2012 г. начато освоение Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения, залегающего в ультрамафитах ГУР в 12 км к юго-западу от пос. Бурибай, Республика Башкортостан [<http://www.ugmk.com/ru/press-center/news/index.php?id15=13749>].

Ранее было установлено, что кровля основного рудного тела на месторождении, представленная прослоями пирит-марказитовых песчаников, содержит 4.7–6.2 г/т золота [1]. В настоящей работе LA ISP MS анализом изучены сульфиды Дергамышского месторождения для определения невидимой формы золота и распределения других элементов-примесей. Анализы выполнены на приборе New Wave 213-нм с квадрупольным масс-спектрометром Agilent 4500 в Центре по изучению генезиса рудных месторождений (CODES) Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия).

Изучены образцы из скважин № 1Т, пробуренной в центральной части месторождения, и № 200 в 500 м к северо-западу от скв. 1Т. Скважина 1Т вскрывает несколько рудных интервалов, разделенных брекчиями серпентинитового или смешанного состава (обломки руды и серпентинитов). Образец для исследований был отобран из интервала 46.3–49.4 м с псаммито-псефитовыми марказит-пиритовыми рудами. Они содержат небольшое количество халькопирита, редкие микроскопические зерна сфалерита и повышенные содержания золота [3].

Скважина 200 перебурила пирит-халькопирит-пирротинный рудокластический прослой на глубине 276.1–276.3 м среди серпентинитов [1]. Обломки размером 1–4 мм состоят из пирита и пирротина, на обломки и цемент наложен более поздний халькопирит в сростании с кубанитом. Редкие минералы представлены макинавитом, кобальтином, герсдорфитом, никелином, самородным золотом, пильзенитом. Минеральный состав этого рудного горизонта с преобладанием пирротина и присутствием минералов Co, Ni и Au сходен с составом руд Ишкининского и Ивановского месторождений [6].

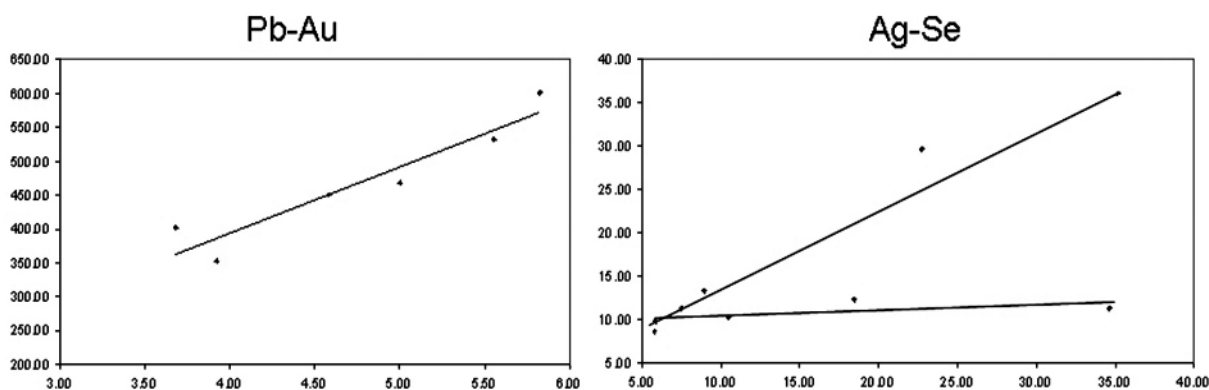


Рис. 1. Примеры корреляции между элементами-примесями в сульфидах Дергамышского месторождения: а) зависимость между Pb и Au в пирите-1, скв. 1Т; б) два разнонаправленных тренда зависимости между Ag и Se в пирит-марказитовых агрегатах, скв. 1Т

Результаты ЛА-ИСП-МС анализа сульфидов Дергамышского месторождения показаны в таблице 1. Как видно, содержания большинства элементов (Mn, Co, Ni, Zn, As, Mo, Ag, Cd, Sn, Au, Tl, Pb) в пирите из скв. 1Т уменьшаются от ранней генерации к поздней. Содержания Se, Sb, Te и Bi повышены в пирит-марказитовых агрегатах относительно и пирита-1 и -3. Поздний псевдоморфный халькопирит имеет пониженные значения всех элементов относительно пирита, за исключением Zn и Cd, связанных с включениями сфалерита, а также Se и Sn. Носителями невидимого золота выступают пирит-1 и пирит-марказитовые агрегаты (до 6.21 г/т).

Содержания Au прямо коррелируют с содержаниями Pb в пирите-1 и пирит-марказитовых агрегатах (рис. 1а). Прямая корреляция в пирите-1 характерна для пар Ni–Co и Au–Ag, в пирит-марказитовых агрегатах – для пар Bi–Te, Bi–Ag, Te–Ag. Подобное распределение элементов-примесей может указывать на микровключения золота и теллуридов Bi, Au и Ag. Для таких пар элементов в пирит-марказитовых агрегатах как Ag–Se, Te–Se, Sn–Se, Pb–Sb, Bi–Se также устанавливается прямая корреляция наряду с двумя группами значений и разнонаправленными трендами зависимости (рис. 1б). Скорее всего, две группы значений отражают тонкую смесь пирита и марказита в анализах.

Пирит скв. 200 характеризуется низкими содержаниями элементов-примесей относительно пирита основного рудного тела. Исключение составляют повышенные содержания Ni и As в пирите-2 относительно пирита-1 скв. 200 и всех разновидностей пирита в скв. 1Т. Низкие содержания элементов-примесей, вероятно, отражают их высвобождение из раннего пирита во время поздних гидротермальных процессов, которые привели к образованию кобальтина, герсдорфита и никелина из растворов, обогащенных мышьяком. При этом образуются позднее золото и пильзенит, ассоциирующие с сульфоарсенидами и арсенидами Co и Ni. Пирротин, образованный после пирита-1 и до пирита-2, обогащен Mn, Zn, Mo, Ag, Cd, Sn, Te, Au и Pb относительно обоих типов пирита, Co, As, Sb и Tl – относительно пирита-1 и Ni и Se – относительно пирита-2. Халькопирит обогащен Co наравне с пиритом-1, Mo – наравне с пирротином, а также Ni, Zn, Cd, Sn, Te, Au, Tl, Pb, Se и Bi. Относительно халькопирита скв. 1Т, халькопирит скв. 200 обогащен Co, Ni, As, Se, Mo, Te, Au, Tl и Bi. Отметим, что в скв. 200 носителем невидимого золота является халькопирит.

Интересным представляется Ni/Co отношение в изученных сульфидах, которое составляет ≤ 1 для всех сульфидов из скв. 1Т и раннего пирита скв. 200 и >1 для остальных сульфидов скв. 200. Как показано на примере гидротермального сульфидного поля Рейнбоу в Срединно-Атлантическом хребте, ассоциирующего с ультрамафитами и габбро, Ni/Co отношение <1 и >1 свидетельствует о мафитовом и ультрамафитовом источнике этих элементов, соответственно [5].

Выводы. В дополнение к самородному золоту, в результате ЛА-ИСП-МС анализа сульфидов Дергамышского месторождения выявлена невидимая форма золота. Невидимое золото в основном рудном теле концентрируется в обломках гидротермальных минералов (раннем апопирротинном пирите и пирит-марказитовых агрегатах) и, в меньшей степени, в позднем диагенетическом (?) пирите. Среднее содержание золота в золотоносном пирите составляет 3.57

Таблица 1. Содержание элементов-примесей в сульфидах Дергамышского месторождения (г/т)

Минерал	Mn	Co	Ni	Zn	As	Se	Mo	Ag
скважина ПТ								
Py1 (n 6)	11.69–184.47 87.10 (63.33)	6737.22–10723.61 8139.13 (1361.73)	502.17–866.61 625.25 (135.10)	560.10–1600.24 875.57 (434.96)	194.96–282.13 248.61 (41.00)	111.61–270.21 177.04 (63.15)	3.36–14.33 6.68 (4.38)	135.65–190.96 156.02 (21.63)
Py2-Ms (n 9)	2.63–99.42 38.71 (35.06)	1303.65–5622.64 2415.50 (1332.04)	84.04–372.23 173.52 (82.67)	36.54–1498.27 277.80 (415.00)	21.22–259.00 76.32 (81.04)	5.81–35.18 16.63 (11.84)	0.65–9.89 4.62 (2.72)	8.64–71.68 20.75 (19.07)
Py3 (n 3)	0.10–0.54 0.31 (0.22)	438.59–1750.79 1240.95 (703.31)	55.84–97.89 83.27 (23.77)	1.34–4.61 2.83 (1.65)	0.94–6.37 2.80 (3.09)	9.86–45.58 29.27 (18.06)	0.85–2.87 1.95 (1.02)	0.61–1.22 0.96 (0.32)
Сhp (n 6)	0.75–6.36 4.10 (2.12)	29.19–671.40 244.02 (290.28)	2.24–32.28 16.27 (11.43)	10700.33–18590.52 15148.18 (3148.29)	0.01–1.20 0.35 (0.49)	166.87–298.66 230.92 (46.47)	0.00–0.10 0.05 (0.04)	2.52–9.17 5.43 (2.19)
скважина 200								
Py1 (n 5)	0.12–3.77 1.19 (1.47)	656.40–1054.20 807.18 (150.49)	300.88–376.31 335.99 (32.69)	0.33–1.88 1.21 (0.61)	8.57–47.60 23.36 (17.29)	48.09–109.77 76.41 (29.48)	0.31–0.62 0.51 (0.13)	0.01–0.10 0.03 (0.04)
Py2 (n 9)	0.04–3.22 1.03 (1.14)	144.14–637.69 348.84 (186.93)	341.01–1145.90 732.60 (268.75)	0.01–1.16 0.41 (0.48)	371.88–3011.47 1203.08 (884.88)	2.07–25.71 10.32 (8.90)	0.04–1.62 0.58 (0.49)	0.00–0.05 0.02 (0.02)
Ро (n 5)	5.06–22.93 11.15 (7.30)	506.45–951.12 659.09 (171.07)	583.55–936.60 700.42 (142.67)	2.17–67.92 18.63 (27.84)	72.15–194.06 107.12 (49.68)	77.25–119.73 96.77 (18.21)	1.70–3.87 2.67 (0.89)	0.74–1.05 0.86 (0.12)
Сhp (n 4)	0.01–0.78 0.44 (0.32)	330.68–1097.82 755.93 (322.86)	477.59–1440.18 987.01 (394.31)	309.78–624.39 496.58 (143.22)	0.01–5.71 3.02 (2.38)	230.68–847.03 634.51 (275.91)	0.04–5.28 2.43 (2.19)	0.10–0.26 0.16–0.07
скважина ПТ								
Py1	0.56–1.50 0.90 (0.35)	105.49–208.91 155.47 (37.49)	103.42–138.16 117.30 (16.22)	14.87–31.85 20.92 (5.76)	3.68–5.83 4.76 (0.86)	0.04–0.08 0.06 (0.01)	352.50–601.27 467.78 (89.37)	0.32–5.71 2.83 (2.35)
Py2-Ms	0.11–1.24 0.34 (0.33)	2.03–43.97 11.43 (13.11)	73.48–581.57 241.95 (202.96)	0.48–92.60 23.05 (31.34)	1.12–6.21 2.91 (1.54)	0.05–12.94 5.27 (5.08)	104.76–663.58 258.40 (194.52)	1.10–99.57 24.65 (32.09)
Py3	0.04–0.26 0.12 (0.12)	0.06–0.28 0.17 (0.11)	4.74–207.57 79.25 (111.61)	0.00–0.23 0.08 (0.13)	0.00–0.16 0.06 (0.09)	–	2.18–42.47 16.05 (22.89)	0.00–0.07 0.02 (0.04)
Сhp	11.82–25.42 20.53 (4.90)	7.97–68.09 30.48 (21.23)	0.17–3.93 2.01 (1.46)	0.01–0.45 0.13 (0.17)	0.00–0.05 0.01 (0.02)	0.00–0.02 0.01 (0.01)	10.77–61.45 37.21 (20.14)	0.00–0.11 0.03 (0.04)
скважина 200								
Py1	0.00–0.02 0.01 (0.01)	0.00–0.06 0.02 (0.02)	2.53–9.08 4.61 (2.82)	0.01–0.11 0.05 (0.05)	0.00–0.02 0.00 (0.01)	–	0.01–0.14 0.08 (0.06)	–
Py2	0.01–0.21 0.08 (0.06)	0.00–0.05 0.02 (0.02)	1.94–71.31 38.41 (23.92)	0.01–0.12 0.05 (0.04)	0.00–0.14 0.06 (0.05)	0.00–1.65 0.39 (0.55)	0.02–0.56 0.21 (0.19)	–
Ро	0.14–0.62 0.39 (0.18)	0.08–0.21 0.17 (0.05)	14.13–34.93 19.79 (8.78)	0.01–2.07 0.45 (0.90)	0.06–0.14 0.10 (0.03)	0.17–0.24 0.21 (0.03)	0.10–2.68 0.93 (1.07)	0.00–0.02 0.00 (0.01)
Сhp	1.91–2.72 2.34 (0.36)	0.16–0.24 0.21 (0.03)	0.26–2.73 1.32 (1.17)	38.14–84.96 65.95 (20.36)	0.03–0.57 0.26 (0.26)	0.09–0.88 0.49 (0.35)	0.21–3.54 1.37 (1.56)	2.33–5.18 3.26 (1.33)

Примечание. В числителе дан разброс содержания, в знаменателе среднее и стандартное отклонение в скобках, n – количество анализов, прочерк – элемент не обнаружен. Скважина ПТ: Py 1 – тонкозернистый пирит, замещивший пластинчатые агрегаты пирротина или ангидрита, Py2-Ms – обломки пирит-марказитовых и марказит-пиритовых агрегатов, Py3 – кристаллический пирит, обрастающий Py2, Ms – марказит. Скважина 200: Py 1 – ранний кристаллический пирит в обломках, Po – сегчатые агрегаты пластинчатого пирротина, который замещает Py1, Py2 – поздний кристаллический пирит, который обрастает пирит-пирротинные обособления, Сhp – халькопирит, замещающий ранний и поздний пирит и пирротин.

г/т (по данным 15 анализов). Этот факт может учитываться при разработке существенно пиритовых руд. Для дальнейших работ необходимо провести представительное опробование и фазовый анализ золота.

Обогащение ранних разновидностей пирита большинством элементов-примесей связано с их осаждением из горячего гидротермального флюида при контакте с холодной морской водой. Сходное распределение элементов-примесей в дисульфидах железа характерно как для древних колчеданных месторождений, например, Яман-Касы и Сафьяновка [2], так и современных гидротермальных сульфидных полей, например, поле Семенов-1 в Срединно-Атлантическом хребте [6].

Дисульфиды железа из более преобразованного горизонта на фланге месторождения характеризуются меньшими содержаниями элементов-примесей. Это связано с их высвобождением на поздних гидротермальных стадиях, связанных с коллизией ГУР. «Очищение» пирита от таких примесей, как, например, Au, Bi и Te способствовало кристаллизации самородного золота и пильзенита. Обогащение позднего пирита Co, Ni и As относительно остальных изученных типов пирита свидетельствует о его образовании на поздней стадии в ассоциации с Co-Ni-сульфоарсенидами и арсенидами.

Новые данные по содержанию Co и Ni в сульфидах основного рудного тела Дергамышского месторождения и преобладание пирита и марказита в минеральном составе руд подтверждают предположение об образовании рудного тела на мафитовом субстрате и перемещении его в серпентинитовую пластину во время коллизионных процессов [6].

Благодарности. Авторы благодарят Р. Ларжа и Л. Данюшевского за возможность аналитических работ в Университете Тасмании, а также В.В. Зайкова и Е.В. Белогуб за консультации.

Работы выполнены при поддержке программы Президиума РАН № 17 (проект № 12-П-5-1003) и гранта РФФИ 11-05-00187.

Литература

1. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А., Юминов А.М., Симонов В.А., Дунаев А.Ю. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: Геотур, 2009. 376 с.
2. Сафина Н.П., Масленников В.В. Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское, Урал. Миасс, ИМин УрО РАН, 2009. 260 с.
3. Тесалина С.Г., Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. Минералогическая характеристика руд Ивановского и Дергамышского месторождений (Башкортостан). Миасс, ИМин УрО РАН, 2000ф.
4. <http://www.ugmk.com/ru/press-center/news/index.php?id15=13749>
5. Marques, A.F., Barriga, F.J.A.S., Scott, S.D., 2007. Sulfide mineralization in an ultramafic-rock hosted seafloor hydrothermal system: from serpentinization to the formation of Cu-Zn-(Co)-rich massive sulfides. *Marine Geology* 245, 20–39.
6. Melekestseva I.Yu., Zaykov V.V., Nimis P., Tret'yakov G.A., Tessalina S.G. Cu-(Ni-Co-Au)-bearing massive sulfide deposits associated with mafic-ultramafic rocks of the Main Urals Fault, South Urals: Geological structures, ore textural and mineralogical features, comparison with modern analogs // *Ore Geology Reviews*, 2013a. Vol. 52. P. 18–36.
7. Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R., Danyushevsky L. Trace elements in sulfides from the Semenov hydrothermal cluster, 13°30' N, Mid-Atlantic Ridge: LA-ICP-MS data // *Ore genesis. Proc. Papers Intern. Conf. Miass, IMin UB RAS*, 2013b, P. 50–52.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕЛЛУРИДОВ И СУЛЬФОСОЛЕЙ В РУДАХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Молошаг В.П.

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

Рудные тела колчеданных месторождений или их отдельные фрагменты, в которых встречаются теллуриды или сульфосоли характеризуются повышенными содержаниями золота и серебра. Теллуриды и сульфосоли способны концентрировать в себе примеси благородных металлов. Наряду с прикладным значением названные минералы представляют интерес для изучения условий переноса и накопления золота и серебра в процессах формирования руд.

В последние годы получены новые материалы исследований золотосодержащих руд Тарньерского месторождения, которое залегает в породах липарит-базальтовой формации на северо-восточном контакте Помурской диоритовой интрузии. Колчеданные руды и вмещающие их породы были подвержены интенсивному контактовому метаморфизму, который привел к обогащению золотом и серебром вкрапленной сульфидной минерализации метаморфизованных вмещающих пород, разделяющих близко залегающие рудные тела. Минеральные ассоциации данных пород отвечают амфиболитовой ступени метаморфизма [3]. За редкими исключениями сплошные медные и медно-цинковые руды характеризуются рядовыми содержаниями благородных металлов, что является еще одним из следствий контактового воздействия на них диоритовой интрузии. Образование золоторудной минерализации Тарньерского месторождения связано с ретроградной стадией контактового метаморфизма, с которой связано развитие поздних хлоритовых или содержащих хлорит кварцевых гнезд. В золотосодержащих вкрапленных рудах отмечаются самородное золото и теллуриды: гессит, алтаит, раклиджит, волинскит, цумоит, включая сульфосоли [1]. Наличие пар сосуществующих пирротина и пирита, самородного золота и сфалерита, а также алтаита и гессита, а также их состав позволили получить оценки таких физико-химических параметров формирования этих руд, таких как температура, летучести серы и теллура: $T = 440 - 445^\circ \text{C}$, $\log f_{\text{S}_2}$ от - 5.8 до - 5.5, $\log f_{\text{Te}_2}$ от - 8.8 до - 9.1.

Для хлоритов Тарньерского месторождения, ассоциирующих с золоторудной минерализацией, отношение $\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ изменяется в пределах, при содержании алюминия в тетраэдрической координации Al(IV) . На основе этих величин были рассчитаны температуры их кристаллизации [7]. Полученные значения температур $445 - 470^\circ \text{C}$ ниже, отвечающих амфиболитовой стадии метаморфизма, что подтверждает связь золотосодержащих руд с ретроградной стадией метаморфизма.

Геологические данные и результаты экспериментальных исследований говорят о предпосылках появления сульфидных расплавов в пределах разведанного объема месторождения. Данный механизм эффективно «срабатывает», если сульфидные руды содержат минералы, отличающиеся низкими температурами плавления по сравнению с породообразующими силикатами. В этих условиях рудообразующие сульфиды могут разогреваться выше температуры плавления сульфидной эвтектики. По сравнению с сульфидами теллуриды и сульфосоли отличаются более низкими температурами плавления.

Рудовмещающие толщи большинства колчеданных месторождений Урала подвергались региональному метаморфизму зеленокаменной и пренит-пумпеллиитовой фации, температурные условия которых не достаточны для плавления сульфидов. Процессы перекристаллизации и дифференциации вещества проходили метасоматическим путем в пределах объема рудных тел, залежей, подвергающихся хрупким деформациям и сопровождающихся их процессами тектонического разлинзования. Теллуриды, также как и самородное золото, развиваются совместно с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и теннантитом. Развитию теллуридов в прожилково-вкрапленных рудах и рудных столбах Сафьяновского месторождения способствовало незначительное количество блеклых руд, которые к тому же замещались минералами энаргит-фаматинитового ряда, практически не содержащих изоморфной примеси теллура.

Исследования золоторудных и колчеданных месторождений Австралии и Канады показали, что появление сульфидного расплава связано с пиком метаморфизма в условиях гранули-

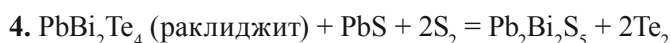
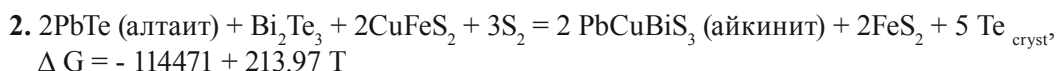
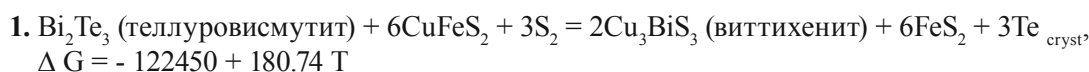
товой или амфиболитовой фации. В условиях гранулитовой фации первые порции сульфидного расплава появляются при температуре выше 800 °С, если состав руд, отвечает тройной эвтектике $PbS + FeS + (Zn,Fe)S$. При добавлении к данной системе халькопирита эвтектический расплав $PbS + FeS + (Zn,Fe)S + CuFeS_2$ появляется при 700 °С. Появление сульфидного расплава в условиях отвечающих амфиболитовой фации возможно при 500 °С и наличии арсенопирита в колчеданных рудах, что можно представить в виде следующей реакции: $FeAsS + FeS_2 = Melt + FeS$ [9]. Наличие в составе руд достаточного количества сульфосолей меди, свинца, и в первую очередь висмута снижает температуру плавления. Поступление этих элементов в расплав возможно за счет очистки пирита путем его плавления, который как ведущий рудообразующий минерал колчеданных руд на стадии отложения и диагенеза способен накапливать примеси упомянутых элементов. Такие расплавы способны существовать вплоть до температуры кристаллизации висмута, составляющей 271° С.

Генерация сульфидных расплавов под воздействием контактового и регионального метаморфизма на колчеданные руды происходила на месторождениях имени 50-летия Октября и Маукском, где широко распространены пирротиновые и пирротинсодержащие руды. Рудные залежи и вмещающие породы месторождения им. 50-летия Октября подверглись контактовому метаморфизму интрузий плагиогранитов и гранодиоритов, который приводил к формированию роговиков кордиерит-биотитового, кордиерит-биотит-антофиллитового и кордиерит-антофиллитового состава по надрудным спилитам, а также к наложению кордиерита, биотита, антофиллита на подрудные метасоматиты и колчеданные руды. Регрессивная стадия метаморфизма фиксируется замещением продуктов предшествующей амфиболитовой стадии халькопиритом, магнетитом, пиритом, арсенопиритом, молибденитом, галенитом, карбонатами, кварцем, хлоритом и серицитом. В эту же стадию кристаллизовались самородный висмут и висмутин [5]. На Маукском месторождении пострудные метаморфические изменения проходили в условиях альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Они относятся к высокобарическому метаморфизму линейных зон [3].

На многих золоторудных месторождениях наблюдается обширный набор сульфосолей висмута, серебра, свинца, сурьмы, ртути. Данные минералы, так же как и теллуриды упомянутых металлов, способны накапливать примесь золота. Основные объемы колчеданных руд Урала формировались в условиях благоприятных развитию блеклых руд, количество которых в отдельных случаях может составлять до 3 % от объема сульфидов. Естественно, что наличие блеклых руд не способствовало широкому развитию остальных минеральных видов сульфосолей.

На колчеданных месторождениях блеклые руды являются одним из ключевых промежуточных «контейнеров» теллура, где он присутствует в состоянии окисления Te^{2+} [4]. Переход теллура в более высокие степени окисления Te^{4+} и Te^{6+} связан с повышением потенциала кислорода. Разрушение структуры блеклых руд за счет окисления трехвалентных мышьяка и сурьмы проявляется в замещении их минералами ряда энаргит-фаматинит где перечисленные элементы пятивалентны. В современных подводных сульфидных постройках теллуриды практически не встречаются [2]. Богатый набор теллуридов, включая голдфилдит и самородный теллур, образовался в восстановительных условиях диагенеза и литификации рудовмещающих толщ [8].

Взаимоотношение сульфосолей и теллуридов показано на примере твердофазных реакций замещения с участием паров серы S_2 и теллура Te_2 , где ΔG рассчитанные значения свободной энергии Гиббса.



Возможность протекания первых двух реакций подтверждается находками самородного теллура в рудах Сафьяновского и других месторождений [8]. Образование сульфосолей возможно и без появления самородного теллура примером чему могут служить находка козалита в колчеданных рудах Тарньерского месторождения. В зависимости от соотношения давления (летучести) паров теллура и серы в конкретной геологической обстановке рассмотренные реакции могут протекать и в обратном направлении. Литературные данные по минеральному составу золоторудных месторождений, представленные в виде классических таблиц минерал – стадия, в большинстве случаев показывают наличие тенденции разобшения теллуридов и сульфосолей свинца, висмута серебра. Значительно реже наблюдается их совмещение во времени и пространстве. Превалирующее развитие теллуридов или сульфосолей определяется соотношением давления паров серы и теллура. Совмещение названных групп минералов, очевидно, обусловлено равновесным соотношением давлением паров серы и теллура.

Минеральный состав барит-сульфидных гнезд, жил Сафьяновского месторождения обнаруживает черты сходства с современными проявлениями подводной гидротермальной минерализации. В этих образованиях наряду с сульфосолями отмечаются повышенные содержания примесей мышьяка в пирите из внутренней зоны развития барит-сульфидной минерализации, что свидетельствует о потенциальной возможности накопления, точнее связывания золота с пиритом [6].

На основе результатов выполненных исследований и анализа литературных данных вытекают следующие выводы:

1. Для руд колчеданных месторождений Урала возможны три варианта формирования теллуридной минерализации: сульфидного анатексиса, пострудных метасоматических процессов и в связи с исходной локализацией благородных металлов, теллура и других элементов в сульфидных трубах.

2. На примере месторождений Тарньерское, а также имени 50-летия Октября и Маукское, которые испытали воздействие метаморфизма на уровне амфиболитовой фации, показана возможность образования теллуридов и сульфосолей из сульфидных расплавов, за счет плавления ранее отложенных гидротермально-осадочных колчеданных руд.

3. На большей части месторождений Урала развитие теллуридов связано с пострудными метасоматическими процессами перекристаллизации колчеданных руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: проекты 13-05-96036 и 13-05-00980.

Литература

1. Белогуб Е.В., Молошаг В.П., Новоселов К.А., Котляров В.А. Самородный висмут, цумоит и свинцовистая разновидность цумоита из Тарньерского медно-цинково-колчеданного месторождения (Северный Урал) // Записки РМО, 2010. № 6. С. 108–119.

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

3. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. Авторы Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 240 с.

4. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды. М.: Наука, 1983. 280 с.

5. Молошаг В.П., Викентьев И.В. Благородные металлы в рудах колчеданных месторождений Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование // Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 810–839.

6. Мурзин В.В., Варламов Д.А., Ярославцева Н.С., Молошаг В.П. Минералогия и строение барит-сульфидных жил Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Уральский минералогический сборник № 17. Миасс – Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 12–19.

7. Catlineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Mineralogy, 1988. 23. 471–485.

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

9. Tomkins A.G., Pattison D.R.M., Frost B.R. On the initiation of metamorphic sulfide anatexis // Journal of Petrology, 2007. V. 48 № 3. P. 511–535.

ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАК СОСТАВНАЯ ЧАСТЬ ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ И ПРОБЛЕМЫ

Нечеухин В.М., Волчек Е.Н.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, necheuhin@igg.uran.ru

Колчеданное оруденение имеет значительное распространение в разрезе земной коры. Оно известно практически на всех континентах, где залегает в отложениях раннего и верхнего протерозоя, практически всего палеозоя и частично мезозоя. Вместе с этим наибольшее развитие колчеданное оруденение имеет в отложениях палеозоя, что иногда трактуется как проявление особенностей металлогенической зональности в геологическом времени. В промышленном отношении колчеданное оруденение является, прежде всего, источником меди и цинка, однако попутно, при переработке колчеданных руд, из них извлекают серу, золото, серебро, селен, теллур и другие, всего до 30 полезных компонентов. Все это определяет значительный научный и практический интерес к этому типу оруденения.

В геологическом отношении колчеданное оруденение, приуроченное к архейско-раннепротерозойским отложениям, характеризуются значительной степенью метаморфических преобразований, что затрудняет изучение особенностей их формирования и выделение факторов размещения. В свою очередь колчеданные месторождения, залегающие среди палеозойских отложений, как правило, слабо метаморфизованы. Слабой степенью метаморфизма характеризуются и толщи, вмещающие колчеданное оруденение. Все это способствовало тому, что наибольший интерес представляют данные по факторам размещения, выявленные при изучении колчеданных месторождений, залегающих в палеозойских отложениях. В числе наиболее крупных и изученных палеозойских провинций следует рассматривать, прежде всего, Уральскую и Рудноалтайскую колчеданоносные провинции. Обе провинции характеризуются не только масштабами развития колчеданного оруденения, но и разнообразием его минеральных типов, а также вмещающих пород. Прежде всего, это относится к Уральской колчеданоносной провинции, материалы по которой рассматриваются в предлагаемом сообщении более подробно.

В изучении металлогении колчеданного оруденения Уральской палеозойской провинции, в рамках которой рассматриваются также и проблемы факторов размещения колчеданных месторождений, следует выделить как минимум два этапа. Начало раннего из них определяется выявлением в 40-х годах прошлого столетия академиком А.Н. Заварицким важного фактора связи этого оруденения с вулканизмом и вулканогенными ассоциациями, которые в соответствии с тектоническими представлениями того периода относились к субмаринным накоплениям начальной стадии формирования геосинклинального прогиба. Эти представления в последующем были поддержаны и развиты как исследователями Урала (С.Н. Ивановым, Г.Ф. Червяковским, В.А. Прокиным и другими), так и Рудного Алтая (Г.Н. Щербой), Северного Казахстана (Г.А. Тварчрелидзе) и других регионов. За этот период было установлено значительное число факторов, определявших размещение колчеданных месторождений в вулканогенных комплексах и образуемых ими структурах. Были выявлены ряд петрологических и петрохимических особенностей вмещающих колчеданное оруденение вулканогенных и вулканогенно-осадочных накоплений. Выявлению этих факторов способствовали как направленные научные исследования, так и значительные объемы съемочных, поисково-разведочных и эксплуатационных работ. Определенную роль имел фактор достаточной природной доступности изучения вулканогенных комплексов с использованием эмпирических подходов, а также развернувшиеся в этот период исследования палеовулканического направления.

В числе факторов раннего периода, определявших размещение колчеданных месторождений кроме их связи с вулканизмом, следует отметить также: а/ выявление приуроченности оруденения к вулканическим постройкам и их погребенным и тектонизированным разностям; б/ приуроченность к вулканогенным формациям определенного состава и их контрастным и непрерывным сериям; в/ приуроченность к натровым и кали-натровым петрохимическим сериям; г/ тяготение колчеданного оруденения к синвулканическим нарушениям; д/ закономерное положение рудных залежей в околорудных метасоматических ореолах и в продуктах внешних

ореолов; е/ закономерное положение зон с колчеданным оруденением в продуктах и фациях зеленокаменных изменений.

Принципиальные изменения на проблемы формирования структур земной коры и литосферы, а также образования рудных концентраций этих структур произошли с приложением к ним начавшей активно развиваться с середины прошлого столетия концепций тектоники литосферных плит, или плитотектоники, и общей геодинамики. Многочисленные исследования показали, что концепция плитотектоники альтернативна традиционным представлениям. В частности, они показали, что в сложении орогенных систем участвуют комплексы горных пород и структур, которые по своим параметрам имеют сходство с породами и структурами современных океанических бассейнов и их периферии. При этом они формируются на границах литосферных плит в пространственно разобщенных геодинамических обстановках (океанического спрединга, островных дуг, краевых поясов и т.д.). Их объединение в единую орогенную систему предполагает горизонтальные перемещения к периферии палеократонов и проявление процессов тектонического сгущивания (аккреции) и столкновения (коллизии). К одной из таких орогенных систем относятся, в частности, Уральская орогенная система. При этом она характеризуется тем, что в ее сложении обнаруживаются фрагменты, зоны и блоки, содержащие практически весь ряд таких пород и структур, в том числе вмещающие колчеданное оруденение. В тоже время в других горных системах сходного положения обнаружены только отдельные типы пород и структур современных океанических бассейнов. Было высказано предположение, что, во-первых, орогенные системы образовались за счет тектонического преобразования древних океанических бассейнов, а, во-вторых, Уральская система является наиболее полной и представительной для решения проблемы формирования таких систем и выявления основных факторов размещения в них колчеданного оруденения. Дополнительным аргументом является определенная сопоставимость сульфидной минерализации обнаруженных в современных океанах так называемых “черных курильщиков” с минерализацией колчеданных руд.

К настоящему времени проведены достаточно значительные объемы геодинамических и тектоно-геодинамических реконструкций формирования Уральского эпиокеанического орогена, а также по выявлению факторов, определяющих размещение в нем колчеданных месторождений. Эти материалы, изложенные в монографиях и отдельных публикациях, послужили основой для данного сообщения.

Среди факторов размещения колчеданных месторождений, выявленных на основе геодинамических реконструкций для Уральского эпиокеанического орогена с учетом положений плитотектоники, главное значение имеют следующие:

1) колчеданное оруденение приурочено преимущественно к эпиокеаническим орогенным системам, формирующимся на коре океанического типа, и частично на их периокеанической периферии, подвергшейся интенсивной деструкции;

2) в пределах эпиокеанических орогенных систем колчеданное оруденение контролируется структурами и комплексами надсубдуктивных островодужных обстановок и обстановок задуговых бассейнов; оно не устанавливается в вулкано-интрузивных ассоциациях краевых поясов активных континентальных окраин;

3) предполагается связь части колчеданного оруденения с комплексами и структурами океанического спрединга;

4) в структурах надсубдуктивных островодужных обстановок колчеданное оруденение проявляет черты закономерной локализации по латерали и вертикали в комплексах ранних, развитых и зрелых стадий формирования островных дуг;

5) колчеданное оруденение ранних, развитых и зрелых стадий формирования надсубдуктивных островных дуг, а также задуговых бассейнов отличаются по содержанию в рудах основных и сопутствующих элементов, что явилось основанием к геодинамической типизации этого оруденения;

6) локализирующие колчеданное оруденение эпиокеанические структуры в орогенных системах образуют тектонизированные фрагменты вулканогенных зон, литоблоки, покровы, системы покровов и другие тектоно-геодинамические элементы, которые формируются в ходе проявления пострудных процессов аккреции и коллизии;

7) при становлении структуры палеозойской эпокееанической орогенной системы положение зон аккреции и коллизии, в том числе с колчеданным оруденением, проявляло закономерное размещение относительно палеограницы кратон-океан с размещением зоны аккреции вблизи этой границы и смены ее зоной коллизии;

8) в зонах аккреции в целом сохраняются элементы первичной зональности в размещении колчеданного оруденения разного состава в пределах отдельных фрагментов эпокееанических структур, как и элементы эволюционных соотношений между вулканогенными формациями;

9) в коллизионных и коллизионно-аккреционных зонах элементы первичной зональности в колчеданных залежах и вмещающих их формационно-фациальных комплексах, как правило, сильно нарушены при горизонтальных перемещениях;

10) структурная основа рудных полей коллизионных и коллизионно-аккреционных зон образуется покровными и многопокровными структурами и сложными структурными ансамблями.

Имеющиеся материалы исследований по другим эпокееаническим орогенам, относящимся к колчеданносным провинциям, в частности Рудноалтайской, Северного Кавказа, Аппалачско-Скандинавской, свидетельствуют о наличии в них сходных факторов, контролирующих размещения колчеданных месторождений. Проблема состоит в более глубоком изучении этих факторов. Отдельно стоит проблема соотношения колчеданного оруденения с глубинным строением земной коры и глубинными разломами. Эти вопросы слабо изучены с позиций геодинамики и плитотектоники и требуют особого подхода.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы УрО РАН (проект 12-У-5-1041).

НАДСУБДУКЦИОННАЯ ПОЗИЦИЯ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ТАГИЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ (СРЕДНИЙ И СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Нечкин Г.С.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Современные гидротермальные поля медно-цинкового, колчеданного рудонакопления с их разнообразными курильщиками и рудными трубами близки между собой, как в океанских рифтах, так и окраинных морях [2]. Глубинные разрезы зон субдукции [5,6] допускают вертикальную последовательность магматизма, подобную рассмотренной [8]. Надсубдукционная магматическая эволюция подразумевает генетическое единство магматических связей, по крайней мере, в верхнемантийной части магматического клина и воздействие явлений предшествующих магматических импульсов на последующие.

Рассматриваются колчеданные месторождения, сохранившиеся по западной периферии Тагильской мегазоны [4,7]. Располагаясь в окраинноморских образованиях, хотя и на разных уровнях вулканогенного разреза, в большинстве своем структурно выше габбрового батолита Платиноносного пояса, представляющего как продольный плутон, они входят в единый эволюционный ряд среднепалеозойских магматитов, сопровождаемых не только колчеданным, но и скарновым медно-магнетитовым оруденением [3].

Доказательства субдукционной природы габброидов впервые аргументированы более десяти лет назад [1]. Известно, что одним из главных геодинамических элементов субдукции является заложение и развитие вулканических островных дуг. Представления о принадлежности габброидов пояса к островным дугам к настоящему времени оказались в основе эволюционной концепции магматической петрологии Урала о сопровождающих мантийный магматизм ордовикско-нижнедевонского мегацикла накопления железа и меди [9]. Так как на всем протяжении мегазоны колчеданы сопровождаются скарновыми халькопирит-магнетитовыми месторождениями, а надсубдукционная природа последних доказана на тагильских примерах, предположение о надсубдукционной природе силурийских колчеданов вполне допустимо.

Общая геодинамическая модель может выглядеть следующим образом. Платиноносный пояс и оба типа месторождений принадлежат к одному ордовикско – нижнедевонскому магматическому мегациклу, их структурное оформление началось с заложения окраинного моря,

глубинным рифтогенным явлениям в котором и обязано начало проявления колчедоносного флюидно-магматического процесса, сопровождавшего накопление магматических масс будущего габброидного батолита.

Разраставшееся пространство батолита поддерживало вершины магматических колонн с колчеданными проявлениями, а поднимавшиеся выше его апикальные интрузии способствовали становлению скарнового оруденения. Следы мантийных меденосных субстанций фиксируются в верхних габброидах батолита. Весь этот магматизм эволюционировал в процессе накоплением островодужного разреза, в котором и колчеданное и скарновое оруденение, в принципе, заняло свои стратиграфические уровни, оставаясь парагенетическими образованиями. Примером служат Тарньерское колчеданное и скарновое Третий Северный рудник.

Нижние на западе Тагильской мегазоны контрастные вулканиты с месторождениями саумско-левихинского уровня может быть и не несут четких признаков островодужной природы, но по геодинамической сути это инициальные образования островных дуг, в недрах которых закладывался габбровый батолит будущего Платиноносного пояса, т. е. возможно их включение в единую модель гидротермально-магматической системы, последовательно перегружавшейся железом, медью, полиметаллами, терявшей основность магматитов. По мере развития магматизма - накопления дифференцированных вулканитов происходило прикровленое, купольное наращивание габбрового батолита их интрузивными габбро-гранитоидными комагматами. Гидротермально-магматическая система приобретала черты принадлежности к зрелой островной дуге. В ней более четко начинала проявляться рудогенерирующая многоствольная колонна с различными структурными формами колчеданного оруденения, примером которого может служить Валенторское м-ние.

Все колчеданные месторождения запада Тагила, многие из которых включают системы разобщенных рудных тел, с генетических позиций слабо изучены структурно. Фактически нигде не реставрировано единое рудоносное пространства и направленность развития процесса рудонакопления, независимо от принимаемого генетического тезиса: гидротермально-осадочное оно или гидротермально-метасоматическое. Отсутствие исследований, где преследуется цель выявления вероятных корней и надежных флангов рудонакопления, ограничивает возможности оконтуривания его первичных объемов и форм. Особенно это касается развертывания по разрезу продуктов рудного гидротермально-метасоматического процесса, среди которых могут быть скрыты богатые руды подводящих каналов.

Литература

1. Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Доклады РАН, 1996. Т.347.№5. С. 649-652.
2. Лисицын А.П., Малахов О.Р., Богданов Ю.А. и др. Гидротермальные образования северной части бассейна Лау (Тихий океан) // Известия АН, сер. геол., 1992. № 4. С. 5-24.
3. Нечкин Г.С. Замыкание рудно-магматических систем со скарново-магнетитовым оруденением на габброиды Платиноносного пояса (Урал, Россия) // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Материалы Всероссийской научной конференции. Институт геологии геохимии УрО РАН, Екатеринбург, 2011. С. 184-187.
4. Овчинников Л.Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала. Геоинформмарк. Москва, 1998, 413 с.
5. Отани Э., Дапэн Чжао. Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация стагнирующих субдукционных плит и её значение для «большого мантийного клина» // Геология и геофизика, 2009. Том 50. № 12. С. 1385-1392.
6. Пучков В.Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника, 2009. №1. С.3-22.
7. Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // Литосфера, 2003. № 2. С. 40-56.
8. Ферштатер Г.Б. Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геология и геофизика, 2003. Том 44. № 12. С. 1349-1364.
9. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Урала – ключ к пониманию природы орогена // Литосфера, 2012. № 1. С. 3-13.

АНАЛИЗ ВАКАНТНЫХ ПОЗИЦИЙ В СТРУКТУРЕ ЖЕЛЕЗНОГО КОЛЧЕДАНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Онуфриенок В.В., Терехова А.В.

Сибирский Федеральный университет, Красноярск, vonufriynok@sfu-kras.ru

Геологическими исследованиями многочисленных золоторудных месторождений установлены ассоциирующие с золотом минералы, одним из которых и является железный колчедан (пирит). На минералогическом признаке проведена типизация колчеданных месторождений, однако качественная и количественная корреляция содержания золота в рудах с типоморфными свойствами минералов, а в том числе железного колчедана, исследована пока не достаточно. В золоторудных месторождениях золото часто связано с железным колчеданом, как пространственно, так и в виде микроскопических включений в нём. Косвенная связь концентрации золота в горных породах и рудах с физико-химическими свойствами сопутствующих золоту минералов, является объектом пристального внимания при количественном прогнозировании. Точечные дефекты часто являются доминирующими в природе физико-химических свойств минералов [1,2]. Интерес представляет количественное сопоставление плотности вакантных позиций в структуре железного колчедана с процентным содержанием золота в руде. Эти вопросы в настоящее время приобретают особую актуальность в связи с расширением золотодобычи в стране, что требует переоценки известных месторождений, поиском и прогнозированием новых золотоносных объектов.

В структуре пирита (железного колчедана) атомы железа образуют ГЦК – подрешетку, а атомы серы располагаются парами таким образом, что центры тяжести этих пар занимают середины ребер элементарной ячейки и ее центр. Структуру пирита можно рассматривать как структуру типа NaCl, в которой атомы Na замещены атомами Fe, а атомы Cl - парами атомов S. Особенностью пирита является то, что, не смотря на вдвое превосходящее (по сравнению с ионами железа) количество ионов серы, в стехиометрическом пирите все они находятся в двухвалентном состоянии. Оси “гантелей” S_2 располагаются под углом к направлению (100) вдоль четырех тройных непересекающихся осей структуры. Параметр идеальной (не искаженной) элементарной ячейки пирита $a = 5,41 \text{ \AA}$. Таким образом, пирит обладает кубической структурой, в которой анионы сформированы в двухвалентные гантели, состоящие из двух атомов серы. Заметим, что катионные и анионные вакансии, а также примесные атомы в структуре пирита могут искажать кубическую структуру основной кристаллической матрицы иногда до триклинной симметрии [3]. Их влияние на свойства минералов исследовано фрагментарно.

Пирит обычно представляется формулой FeS_2 и обладает полупроводниковыми свойствами, однако на основе анализа результатов микрозондового анализа природного пирита, его состав практически всегда является нестехиометрическим, поэтому состав природного пирита лучше представлять химической формулой $(Fe^{+2})_{\alpha}((S_2)^{-2})_{\beta}$, поскольку в образцах варьируется соотношение (S)/Fe даже в пределах одного месторождения (табл.1).

В табл. 1 представлены результаты микрозондового анализа природного пирита рудника «Михайловский» золоторудного месторождения «Панимба».

Результаты микрозондового анализа выражаются в массовых процентах, поэтому не очень подходят для анализа кристаллической структуры образцов. Атомный вес зависит от порядкового номера элемента, следовательно, результаты микрозондового анализа определяются двумя параметрами – плотностью примесных атомов в образце и их порядковым номером в таблице Менделеева, а для анализа структуры необходимо знать только среднее значение примесных атомов на узле, т.е. плотность примесных атомов. Выше изложенное обосновывает необходимость математической обработки результатов микрозондового анализа и расчет плотности примесных атомов.

Алгоритм требуемых вычислений основан на принципиальных моментах, изложенных в работе Онуфриенка В.В. [2] с учетом поправок на симметрию элементарной ячейки. Действительно, расчет в работе [2] плотности примесных атомов производился по формулам, приемлемым только для структур с ячейкой гексагональной симметрии. Пирит относится к группе

Таблица 1. Результаты микрозондового анализа (EPMA) и результаты расчетов плотности вакантных позиций в структуре железного колчедана.

S/Fe (эксп.)	S/Fe (расч)	Плотность вакансий	Fe ⁺² α	(S ₂) ⁻² β	Fe ⁺² мас.%	(S ₂) ⁻² мас.%	Au, г/т (в руде)
2,05	2,051	0,01703	0,9829	1,0085	45,79	53,95	0,3
1,93	1,930	-0,02370	1,0237	0,9881	47,57	52,73	0,3
2,01	2,012	0,00412	0,9958	1,0020	46,24	53,43	0,3
2,01	2,008	0,00283	0,9971	1,0014	46,13	53,20	0,3
1,99	1,987	-0,00432	1,0043	0,9978	46,19	52,70	0,3
2,00	1,997	-0,00099	1,0009	0,9995	46,44	53,25	0,3
2,00	1,995	-0,00157	1,0015	0,9992	46,14	52,86	1
2,07	2,065	0,02142	0,9785	1,0107	45,52	53,99	1
1,97	1,969	-0,01012	1,0101	0,9949	46,53	52,63	1
1,99	1,986	-0,00446	1,0044	0,9977	46,20	52,70	1
2,02	2,019	0,00637	0,9936	1,0031	45,98	53,31	1
1,98	1,979	-0,00699	1,0069	0,9965	46,63	52,99	1
1,95	1,953	-0,01579	1,0157	0,9921	47,30	53,05	0,9
2,01	2,005	0,00173	0,9982	1,0008	46,38	53,40	0,9
1,99	1,992	-0,00234	1,0023	0,9988	46,49	53,20	0,9
2,03	2,028	0,00954	0,9904	1,0047	45,83	53,39	0,9
1,99	1,990	-0,00325	1,0032	0,9983	46,44	53,07	0,9
2,03	2,029	0,00987	0,9901	1,0049	45,97	53,58	1
2,01	2,014	0,00486	0,9951	1,0024	45,48	52,61	1
1,99	1,986	-0,00438	1,0043	0,9978	45,94	52,41	1
1,98	1,981	-0,00608	1,0060	0,9969	45,96	52,30	1
2,00	2,001	0,00035	0,9996	1,0001	46,92	53,91	0,1
1,98	1,976	-0,00785	1,0078	0,9960	47,06	53,41	0,1
1,98	1,982	-0,00579	1,0057	0,9971	46,45	52,88	0,1
1,98	1,982	-0,00588	1,0058	0,9970	47,15	53,67	0,1
1,95	1,947	-0,01794	1,0179	0,9910	47,21	52,78	0,1
1,95	1,954	-0,01524	1,0152	0,9923	47,35	53,15	0,1
1,97	1,968	-0,01065	1,0106	0,9946	47,16	53,30	0,1
1,95	1,951	-0,01642	1,0164	0,9917	47,13	52,81	0,1
2,04	2,040	0,01338	0,9866	1,0066	45,19	52,95	0,5

минералов с элементарной ячейкой кубической симметрии, поэтому осуществлена коррекция расчетных формул, представленных в работе [2].

Отметим, что «гантель» из двух ионов серы удобнее представлять одной формульной единицей, поэтому и плотность анионных вакантных позиций – это не что иное, как плотность вакансий таких «гантелей». В таблице 1 представлены значения α и β, вычисленные на основе процентного содержания железа и серы в пирите, определенных на основе микрозондового анализа.

Если α и β равны 1 (стехиометрический состав FeS₂), то, как показывает расчет, кол-во железа в образце должно составлять 46,5472 мас.%, а серы - 53,4528 мас.%. Отличие результатов микрозондового анализа образца от этих расчетных значений железа и серы указывает на наличие катионных или анионных вакантных позиций в структуре пирита. Важно отметить, что, как следует из табл.1, даже если для образца выполняется соотношение S/Fe=2,00, в структуре пирита и в этом случае возможны вакантные позиции. Таким образом, соотношение S/Fe=2,00 не является критерием стехиометричности пирита. Отношение S/Fe в таком случае можно с большей точностью определять из отношения $2\beta/\alpha$, поскольку каждую позицию гантели занимают два атома серы, а плотность вакантных позиций (n) будет определяться уравнением: $(1 - \alpha) = (2\beta - 2) = n$. Отрицательное значение соответствует плотности анионных вакансий (в данном случае – гантелей из двух атомов серы), а положительное значение – плотности катионных вакансий (плотности вакантных позиций в узлах кристаллической решетки). Таким образом, параметры α и β являются линейно зависимыми, поскольку в структуре не может одновременно быть де-

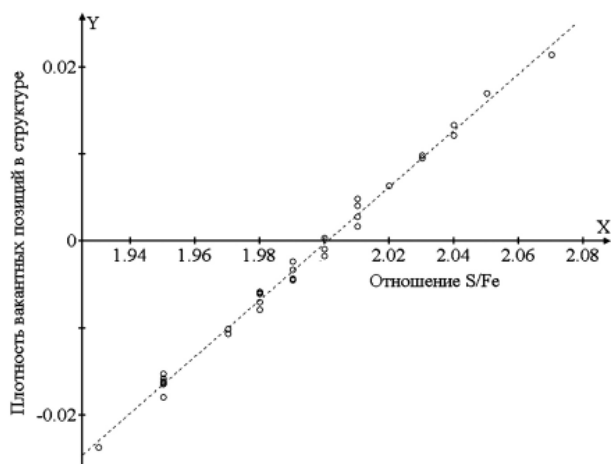


Рис. 1. Плотность вакантных позиций в структуре пирита с различным соотношением S/Fe

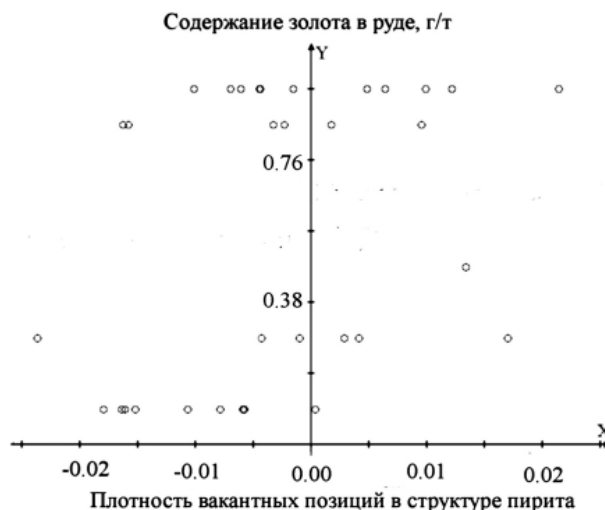


Рис. 2. Содержание золота в руде в зависимости от плотности вакантных позиций в структуре пирита

фицит серы и железа. В противном случае такая структура находилась бы в метастабильном состоянии и через определенное время (время релаксации), в результате процессов рекомбинации вакансий железа и серы, реализовалась бы структура, в которой остались бы только вакансии железа или серы, в зависимости от того, плотность каких вакансий преобладала в структуре до процессов рекомбинации.

Интерес представляет сопоставление плотности вакантных позиций с соотношением S/Fe в образцах. На рис. 1 это показано в виде графика, который достаточно хорошо описывается формулой: $Y = 0.325x - 0.65$, при стандартном отклонении $\delta_n = 78,71 \cdot 10^{-4}$. Из представленного на рис. 1 графика (а также, из табл. 1) видно, что образцы с одинаковым значением S/Fe могут иметь различную плотность вакансий в структуре. В частности, пирит стехиометрического состава может иметь вакансии, а может не иметь. Более важным, в этом смысле, оказывается не отношение S/Fe, а процентное содержание серы и железа в образцах, этим и объясняется, что образцы с одинаковым отношением S/Fe имеют различную плотность вакансий.

Поскольку пирит исследовался из золоторудного месторождения, интерес представляет сопоставление плотности вакантных позиций с содержанием золота в руде. На рис. 2 представлено содержание золота в руде в зависимости от плотности вакантных позиций в структуре пирита. Положительные значения X выражают значения плотности катионных вакантных позиций, а отрицательные значения – плотности анионных вакантных позиций.

На основе анализа табл. 1 и рис. 2 можно отметить условное деление пирита на два химических типа минерала – обогащенного и обедненного серой. На рис. 2 видно, что золота больше в такой породе, в которой пирит содержит в структуре вакантные анионные позиции, т. е. дефицит «гантелей» из ионов серы.

На примере пирита месторождения «Панимба» доказано, что пирит практически всегда не обладает стехиометрическим составом, а, следовательно, имеет катионные и анионные вакантные позиции в структуре. Разработан алгоритм расчета плотности катионных и анионных вакантных позиций в кубических структурах типа пирита. Минералы группы пирита можно представить в виде AX_2 , где А могут обозначать такие химические элементы, как Au, Co, Cu, Fe, Mn, Ni, Os, Pd, Pt, Ru. Под символом X в предложенной формуле могут быть As, Bi, S, Sb, Se, Te. Атомы «А» занимают узлы гранцентрированной кубической решетки и окружены связанными в «гантель» «Х» атомами. Изоструктурная группа пирита в общем случае представляется пространственной группой Pa3. Таким образом, предложенный метод анализа можно применять ко всем минералам группы пирита.

На основе результатов микрозондового анализа минерального состава (EPMA - electron-probe micro-analysis) рассчитаны плотности катионных и анионных вакансий в структуре железного колчедана золоторудного месторождения «Панимба». Предложено деление этого

минерала на два химических типа – обогащенного и обедненного серой. Установлено, что содержание золота преобладает в такой породе, в которой пирит имеет дефицит «гантелей» из ионов серы в структуре.

Показано, что отношение $S/Fe=2,00$ в пирите не является необходимым и достаточным условием отсутствия вакантных позиций в структуре. Таким образом, анализировать структуру и свойства пирита на основе этого критерия, как это, например, представлено в статье [4], можно более детально после проведения дополнительных расчетов, методика которых изложена в представленной работе. Доказано, что у пирита стехиометрического состава ($S/Fe=2,00$) плотность вакантных позиций в структуре может быть отлична от нуля, т.о. в структуре могут существовать вакантные позиции.

Литература

1. Вотяков С.Л., Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Галахова О.Л. Точечные дефекты структуры парагенных кальциевых минералов бериллиевых месторождений: типоморфизм и сопряженность спектроскопических свойств // Записки Российского минералогического общества, 2003. Т. 132. № 4. С. 78-95.
2. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Кривоуцкая Л.М., Свердлова В.Г., Леонтьев С.И. Структурная и химическая неоднородность пирита Саралинского месторождения (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика, 1992. № 8. С. 82-95.
3. Onufrienok V.V., Sazonov A.M., Terehova A.V. Influence of the phase composition of pyrrhotites on gold content in rocks. // Proceedings of the 10th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM). Springer, 2012. P. 487-495.
4. Bayliss P. Crystal structure refinement of a weakly anisotropic pyrite // American Mineralogist, 1977. V. 62. P. 1168-1172.

ПЛАТИНОИДЫ В КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ОРЕНБУРГСКОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО УРАЛА

Пономарёва Г.А.

ФГБОУ ВПО «Оренбургский госуниверситет», г. Оренбург, galy.ponomareva@mail.ru

В Оренбургской области почти все месторождения меди колчеданного типа располагаются в бортах Магнитогорского прогиба и локализуются в различных рудных, металлогенических районах. Большой вклад в изучение колчеданных месторождений Южного Урала внесли: М.Б. Бородаевская, Н.С. Бортников, И.А. Бурикова, И.В. Викентьев, Ю.А. Волченко, В.С. Дубинин, В.В. Зайков, К.К. Золоев, А.И. Кривцов, Е.С. Контарь, В.А. Коротеев, Л.Е. Либарова, П.В. Лядский, И.А. Малахов, В.В. Масленников, И.Ю. Мелекесцева, В.П. Молошаг, В.А. Прокин, В.Н. Пучков, Г.Н. Пшеничный, И.Б. Серавкин, И.А. Смирнова, П.Ф. Сопко, Т.И. Фролова, В.Л. Черкасов, Т.Н. Шадлун, М.А. Юдовская и др.

Колчеданные руды залегают в среднедевонских вулканогенных породах островодужной базальт-риолитовой ассоциации, в которых широкое распространение получила зеленокаменная ступень метаморфизма [2, 3]. Руды медноколчеданных месторождений – комплексные, содержат в себе целый ряд попутных компонентов [2, 3, 7]. В последнее время обращается внимание на присутствие в колчеданных рудах Оренбургского Урала платины и палладия. К.К. Золоев с соавторами выделили в 1992 г. новый тип платиносодержащих рудных формаций – Гайский.

В связи с этим автором были проанализированы систематически подобранные образцы руд колчеданных месторождений методом атомно-абсорбционной спектрометрии в лаборатории физических методов исследования кафедры геологии Оренбургского государственного университета. Одной из главных задач настоящего исследования являлось установление особенностей распределения платиноидов (Pt, Pd) в различных типах колчеданных месторождений Оренбургской области и это послужило основой выбора плана пробоотбора. Список месторождений приведен ниже (62 выборки, 248 элементопределений):

1. Гайское медно-цинковое колчеданное месторождение
2. Яман-Касинское медно-цинковое колчеданное месторождение
3. Джусинское меднополиметаллическое месторождение
4. Весеннее меднополиметаллическое месторождение
5. Барсучий Лог меднополиметаллическое месторождение
6. Светлинское медноколчеданно месторождение
7. Ишкининское кобальт-медноколчеданное месторождение.

Следует отметить, что методом рентгеноструктурного анализа в образцах руд приведенного выше списка месторождений установлено присутствие графита, который может являться конечным продуктом преобразования органических компонентов. Не исключено наличие и других форм углеродистого вещества.

При изучении колчеданных руд пристальное внимание обращается на особенности парагенезисов благородных металлов (БМ). Поэтому помимо платины и палладия в этих же образцах было выполнено определение золота и серебра. Изучение условий, приводящих к концентрированию металлов и возникновению их ассоциаций, имеет важное значение при рассмотрении вопросов генезиса рудных месторождений, что позволяет решать важные вопросы геохимии, как теоретические, так и практические. В том числе: причины концентрирования элементов БМ, их миграции, поведения в разнообразных геологических обстановках, моделирование процессов, происходящих в глубоких недрах Земли, и вопросов, связанных с генезисом различных месторождений полезных ископаемых.

Одной из самых актуальных задач диагностики платины, палладия, золота и особенно серебра в геохимических пробах является их определение за один аналитический прием. Это не только экономит время, но и позволяет избежать многих погрешностей, связанных с механическим повторением операций, необходимых для подготовки вещества к анализу.

Особо сложной задачей анализа по-прежнему остается и экспрессное определение платины, палладия, золота и серебра в различных геологических образцах в случаях присутствия углеродистого вещества. Поэтому методы одновременного определения БМ в углеродистых породах в полной мере не отработаны, из-за чего эти металлы не всегда обнаруживают, или результаты межлабораторных испытаний недопустимо расходятся [1], что часто приводит к ошибочным выводам и прогнозам. Трудность анализа углеродистых пород связана со своеобразием форм существования металлов – как в минеральной, так и в углеродистой матрице породы (Н.К. Бельский и др., 1999).

Наибольшую сложность здесь представляет поиск способа разложения углеродистой части породы. В литературе приведено много примеров окисления углеродистой основы (Бельский и др., 1997; 1999; Митькин и др., 2003; Шварцман и др., 1975, 1984; Бажов и др., 1977; Курский и др., 1984; Варшал и др., 1994; Кубракова и др., 1990; Coveneu, 1992 и другие). Все они обладают определенными достоинствами, но, к сожалению, не лишены недостатков. Кроме того, во всех известных методиках не предусмотрено определение серебра совместно с золотом, платиной и палладием, возможно из-за его летучести [5, 6].

Многолетние исследования теории анализа БМ в углеродсодержащих средах позволили автору создать универсальную схему разложения углеродистой части породы в сочетании с известными методиками количественного химического анализа. В отличие от большинства известных способов разработанный подход окисления углеродистой основы не препятствует определению Ag совместно с Au, Pt, Pd. Согласно этой схеме, совместное определение благородных металлов в образцах достигается за счёт применения дополнительной операции предварительного окисления углеродистого вещества с последующим традиционным окислением металлов. Эта операция минимизирует потери металлов при пробоподготовке, повышает точность определения и чувствительность метода (Патент № 2409810) [6].

Применение авторского способа подготовки геохимических проб при одновременном определении БМ в углеродистых породах, позволило определить Pt, Pd, Au, Ag во всех образцах указанных колчеданных месторождений методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермическим атомизатором. Полученный в результате массив аналитических элементоопределений послужил основой планомерного изучения геохимии платиноидов и выяв-

Таблица 1. Благороднометалльная специализация колчеданных месторождений Оренбургской части Южного Урала

Положение в Магнитогорском прогибе	Месторождение	Тип	БМ специализация	Pt/Pd
1. Западный борт	Гайское	Уральский	Ag>Au>Pd>Pt	0,4
2. Западный борт	Яман-Касы	Уральский	Au>Ag>Pd>Pt	0,61
3. Западный борт	Ишкининское	Домбаровский	Ag>Pd>Pt>Au	<<1
4. Восточный борт	Джусинское	Баймакский	Ag>Au>Pt>Pd	4,3
5. Восточный борт	Барсучий Лог	Баймакский	Ag>Au>Pt>Pd	>>1
6. Восточный борт	Весеннее	Домбаровский	Ag>Au>Pt>Pd	8
7.	Светлинское	Баймакский	Au>Ag>Pt>Pd	>>1

ления закономерностей их пространственного распределения в колчеданных месторождениях Оренбургского Урала.

В результате проведенных работ установлено, что по количественным соотношениям БМ и платиноидной специализации все изученные колчеданные месторождения можно подразделить на два основных типа: платино-палладиевые при $Pt/Pd < 1$ (Гайское, Яман-Касинское, Ишкининское) и палладиево-платиновые, $Pt/Pd > 1$ (Весеннее, Джусинское, Барсучий Лог, Светлинское) (табл. 1). Они расположены, как правило, соответственно в западном и восточном бортах Магнитогорского прогиба, что отражает широтную металлогеническую зональность распределения платины и палладия.

По результатам выполненных исследований распределение БМ в месторождениях Уральского типа (Гайское и Яман-Касы), отличается, как правило, от распределения БМ в месторождениях Домбаровского типа (Весеннее, Светлинское) и Баймакского (Джусинское и Барсучий Лог) по соотношению Pt/Pd . В рудах Уральского типа $Pt/Pd < 1$, в рудах Домбаровского и Баймакского типов $Pt/Pd > 1$. Таким образом, в колчеданных месторождениях с запада на восток возрастает содержание платины в рудах и одновременно уменьшается содержание палладия.

Изучение распределения платиноидов в минералах показало, что наиболее обогащен платиной и палладием халькопирит (Гайское, Яман-Касы, Весеннее, Барсучий Лог). Халькопирит является концентратором не только платины и палладия, но также золота и серебра в изученных колчеданных месторождениях. Повышенные содержания БМ по сравнению с рудами наблюдаются и в борните. В то же время, при сравнительно низком содержании платины и палладия в пирите, с учетом количественных соотношений минералов, основная масса минералов платиновой группы (МПП), как и золота, и серебра, приурочена именно к этому преобладающему минералу. В этой связи пирит, широко развитый в рудопроявлениях, необходимо рассматривать как возможный источник МПП наряду с другими минералами сульфидов.

По корреляции Pt с Au, Pd, Ag колчеданные месторождения Уральского типа: Гайское – $Au_{0,83}, Ag_{0,79}, Pd_{0,73}$ и Яман-Касы – $Pd_{0,89}, Au_{0,83}, Ag_{0,60}$ сходны между собой; платина проявляет значимые связи со всеми благородными металлами [4]. В целом, полученные результаты, с применением нового способа к одновременному определению золота, платины, палладия и серебра в углеродистых средах, позволяют расширить перспективы изученных территорий Оренбургской области на платиноиды.

Литература

1. Аналитическая химия металлов платиновой группы: Сборник обзорных статей / Сост. и ред. Ю.А. Золотов, Г.М. Варшал, В.М. Иванов. М.: Едиториал УРСС, 2003. 592 с.
2. Гайский ГОК; геология Гайского и Подольского медно-цинковых колчеданных месторождений на Урале. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 148 с.
3. Викентьев В.И., Молошаг В.П., Юдовская М.А. Формы нахождения и условия концентрирования благородных металлов в колчеданных рудах Урала // Геология рудных месторождений, 2006. Т. 48. № 2. С. 91-125.

4. Пономарева Г.А., Панкратьев П.В. К вопросу о содержании платиноидов в колчеданных рудах гайского месторождения // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Матер. VIII Всероссийской НПК. Уфа, ИПК ГОУ БГУ, 2010. С. 124-127.

5. Пономарева Г.А. Патент № 2409810 РФ МПК⁵¹ G01N 31/00 Способ разложения проб при определении благородных металлов в углеродистых породах / Г.А.Пономарева, П.В.Панкратьев; заявитель и патентообладатель Оренбургский государственный университет. – № 201018930/15; заявл. 10.03.2010; опубл. 20.01.2011. Бюл. № 2. 7 с.

6. Пономарева Г.А. Новые подходы к одновременному определению благородных металлов в углеродистых породах // Минералы: строение, свойства, методы исследования: сб. статей VI Всероссийской научной конференции. Екатеринбург, 2012. С. 210-212.

7. Пшеничный Г.Н. Гайское медноколчеданное месторождение Южного Урала. М.: Наука, 1975.187 с.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ РУДНИЧНЫХ ВОД КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

Притчин М.Е., Кисин А.Ю.

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

В качестве потенциальных источников сингенетических с рудообразующими растворами вод могут рассматриваться мантийные («ювенильные»), глубинные (захороненные), воды дегидратации водо- и гидроксилсодержащих минералов, а также поверхностные (инфильтрационные) воды метеорного происхождения. При определении генезиса вод современных гидротермальных систем наиболее достоверным показателем источника является изотопный состав их кислорода и водорода.

Измерение изотопного состава водорода и кислорода производилось на аналитическом комплексе, включающем в себя высокотемпературный элементный анализатор ТС/ЕА, соединенный через газовый коммутатор Conflo IV с масс-спектрометром Delta V Advantage (все оборудование фирмы Thermo Fisher Scientific). Для калибровки результатов использовались международные стандарты воды – SLAP 2 и SMOW. Ошибка определения δD составляет $\pm 3\%$, а $\delta^{18}O$ – $\pm 0.5\%$. Исследования проведены в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик И.В. Смолева).

Таблица 1. Изотопный состав водорода и кислорода в подземных водах колчеданных месторождений

Проба воды	δD , ‰ SMOW	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW
1	-96.0	-17.5
2	-108.3	-18.1
3	-105.1	-15.8
4	-99.7	-16.7
50	-101.4	-17.8
51	-96.0	-15.0
53	-108.8	-19.0
56	-103.7	-15.7
150	-113.3	-16.3
155	-89.8	-14.8
155A	-86.3	-15.7
165	-109.4	-18.3
166	-107.9	-16.5
167	-107.8	-17.7
169	-105.1	-16.3
170	-105.7	-16.9
171	-105.6	-18.6

Примечание: 1-56 – подземные воды карьера Сафьяновского месторождения; 150 – купоросный источник г. Гай; 155-155А – подземные воды карьера Сибайского месторождения; 165-169 – подземные воды карьера Западно-Озерного месторождения; 170-171 – подземные воды карьера Молодежного месторождения.

Изотопный состав поверхностных (метеорных) вод лежит в диапазоне $\delta D \approx 0$ ч -420 и $\delta^{18}O \approx 0$ ч -55 ‰ (SMOW). Между δD и $\delta^{18}O$ для атмосферных осадков и метеогенных вод на континентах устанавливается линейная зависимость, которая описывается уравнением $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$ ‰ (SMOW) [2], получившая в литературе название линии метеорных вод = Meteoric Water Line = MWL или «прямой Крейга». При этом, в соответствии с климатической зональностью, установлен широтный характер распределения величин δD и $\delta^{18}O$. Большинство исследователей для мантийной воды принимаются значения $\delta^{18}O = +6$ ‰ и $\delta D = -75$ ‰ (SMOW) [1]. Очевидно, что, в случае существования ювенильной воды, ее гомогенного состава и значительного её участия в деятельности современных геотермальных систем, изотопные характеристики воды последних должны тяготеть к этой области.

Для определения изотопного состава были отобраны пробы воды, истекающие из наиболее глубоких горизонтов карьеров разрабатываемых медноколчеданных месторождений без видимой связи с поверхностными водами и источников купоросных вод (табл. 1). Изучение воды современных гидротермальных систем колчеданных месторождений показало, что изотопный состав этих вод имеет значения, характерные для метеогенных вод и, более того, указывает на участие талых снеговых сильно обедненных тяжелыми изотопами. Таким образом, в современных гидротермальных системах ювенильной составляющей для воды установить не удается, из чего можно заключить, что источником этих вод является в основном инфильтрационная вода атмосферных осадков данных районов.

Работа выполнена в рамках Интеграционного проекта УрО РАН № 12-И-5-2060 «Современные низкотемпературные рудоносные гидросистемы колчеданных месторождений Урала, их роль в балансе запасов руды и использование в прогнозно-поисковых целях».

Литература

1. Ферронский В. И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы. М.: Наука, 1983 г. 187 с.
2. Harmon Craig. Isotopic variations in meteoric waters // Science 133 (3465), 1961. P. 1702–1703.

АНКАРАМИТЫ ИРЕНДЫКСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА: ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС

Пушкарев Е.В.¹, Готтман И.А.¹, Косарев А.М.²

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

² Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа

Ирендыкская непрерывно дифференцированная базальт-андезиобазальтовая свита в строении Магнитогорской вулканогенной зоны занимает промежуточное стратиграфическое положение между контрастно дифференцированными баймак-бурибайской и карамалыташской свитами, которые вмещают большинство колчеданных месторождений Южного Урала. Информацию об ирендыкской свите, ее стратиграфии и петрографических особенностях пород, можно найти в многочисленных статьях и монографиях [4, 6 и др.]. Одним из главных типов пород, слагающих свиту, являются пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые порфириды, представленные преимущественно в туфовой, реже в лавовой и дайковой фациях. По составу преобладают базальты и андезибазальты, хотя отмечаются как кислые породы, так и породы, интерпретируемые как пикриты [5, 6]. Современные систематические исследования состава пород и вкрапленников ирендыкской свиты, которые позволяют дать обоснованную интерпретацию генезиса вулканитов, состава их первичных расплавов и субстратов за редким исключением [3, 12, 13] не проводились.

Результаты наших исследований показывают широкое развитие в эффузивах ирендыкской свиты парагенезиса вкрапленников, состоящего из высокомагнезильного хромдиопсида, высокохромистого хромшпинелида±оливина и ортопироксена, типичной ассоциации ультраосновных пород [1]. Такие вкрапленники установлены в породах Кунакайского (Карсаклытауского) и Гадельшинского стратовулканов и в дайках вулканогенно-осадочного комплекса горы

Круглой в окрестностях Миасса. Согласно нашим рекогносцировочным работам, эффузивные породы с аналогичным парагенезисом вкрапленников, а также вулканогенно-осадочные породы (туфоалевролиты и туфопесчаники) с кластами этих минералов встречаются и в других местах ирендыкской свиты на всем ее протяжении. Вариации составов вкрапленников хромшпинелида и клинопироксена (ряда магнезиальный хромдиопсид-авгит) от ранних к поздним стадиям кристаллизации отражают закономерности, характерные для дифференциации островодужных анкармитов [1, 7-12], которая контролируется оливин-клинопироксеновым фракционированием. Обилие вкрапленников клинопироксена, достигающее в отдельных породах ирендыкской свиты 30-40% и более, тренды их эволюции, высокомагнезиальный состав пород, а также высокое $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношение эффузивов, превышающее 1.0, позволяет нам классифицировать эти породы как анкармиты. Геохимические особенности пород и вкрапленников клинопироксена подкрепляют это заключение.

Выплавление анкармитовых расплавов возможно из мантийного источника с высоким $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношением, превышающим это отношение в лерцолитовой (пиролитовой) мантии. Такому составу отвечают верлиты. Образование метасоматизированной верлитовой мантии может происходить либо в результате реакции перидотитов с мантийными карбонатитовыми расплавами, либо в процессе взаимодействия перидотитов мантийного клина с флюидными компонентами субдуцируемого слэба. Возможно также выплавление высокоизвестковистых ультраосновных расплавов при высоком давлении и формировании гранатсодержащего рестита. Предельно низкоглиноземистый состав (<1% Al_2O_3) магнезиального клинопироксена из вкрапленников в анкармитах ирендыкской свиты может косвенно указывать на присутствие граната в мантийном субстрате или в рестите. Развитые в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале позднесилурийские гранатовые перидотиты [2], обладающие высоким $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношением, можно рассматривать как породы комплементарные (субстрат или рестит) к анкармитам ирендыкской свиты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ № 13-05-00597, 13-05-96031 p_урал_a (РФФИ-Урал - Правительство Свердловской области), Совместных проектов УрО-СО-ДВО РАН № 12-С-5-1004.

Литература

1. Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Прибавкин С.В., Косарев А.М. Эффузивные и субвулканические анкармиты девонских островодужных свит Урала: вещественная характеристика, генезис и геологические следствия // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 219-223.
2. Пушкарев Е. В., Рязанцев А. В., Третьяков А. А., Белова А. А., Готтман И. А. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера, 2010. № 5. С. 101-133.
3. Сазонова Л.В., Носова А.А., Наркисова В.В., Горожанина Е.Н., Косарев А.М. Особенности зональности клинопироксенов из вулканитов (на примере Девонских базальтоидов Магнитогорского прогиба, Южный Урал) // Записки ВМО, 2001. СХХХ. № 6. С. 80-95
4. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
5. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Знаменский С.Е., Салихов Д.Н и др. Путеводитель Южноуральской геологической экскурсии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. 70 с.
6. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: МГУ, 1977. 279 с.
7. Mossman D.J. High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills complex, Southland, New Zeland // The Canadian Mineralogist, 2000. V. 38. P. 191-216.
8. Medard E., Schmidt M.W., Schiano P., Ottolini L. Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // Journal of Petrology, 2007. V. 47. № 3. P. 481-504.
9. Della-Pasqua F. N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt-inclusion approach // The Canadian Mineralogist, 1997. V. 35. P. 291-312.
10. Barsdell M., Berry, R. F. Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu // Journal of Petrology, 1990. V. 31. P. 747-777.

11. Schiano P., Eiler J. M., Hutcheon I. D., Stolper E. M. Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2000. № 1, 1999GC0000032.

12. Spadea P., Antonio M.D., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-Continent collision in the Southern Urals: petrogenetic aspects of the forearc-arc complexes. // *Mountain building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical monograph* 132, 2002. P. 101-134.

13. Spadea P., Kabanova L.Ya., Scarrow J.H. Petrology, Geochemistry and Geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribay area (Magnitogorsk zone, Southern Urals). // *Ofioliti*, 1998, 23, № 1. P. 17-36.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ КЛИНОПИРОКСЕНИТЫ В МЕЛАНЖЕ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

Пушкарев Е.В.¹, Рязанцев А.В.², Готтман И.А.¹

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

² *Геологический институт РАН, Москва*

Клинопироксениты традиционно относятся в учебной литературе к семейству ультраосновных магматических пород. Однако представления о магматической природе клинопироксенитов базируются, в основном, на их геологическом положении и ассоциации с другими магматическими породами. Они встречаются в платформенных расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузиях, в «коровых» полосчатых разрезах офиолитов, в виде включений в базальтах различной генетической природы, в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урало-Аляскинского типа. Петрологических свидетельств существования клинопироксенитовых расплавов немного [8, 9, 11 и др.]. Поэтому природа клинопироксенитов до сих пор продолжает оставаться обсуждаемой петрологической проблемой. Наибольшее значение этот вопрос имеет для габбро-гипербазитовых комплексов Урало-Аляскинского типа, где клинопироксениты развиты широко, являются одним из главных типов пород и вмещают промышленные месторождения титаномагнетитовых руд.

Среди западных ученых, благодаря работам Н. Ирвина и других исследователей [14, 15 и др.], доминирует гипотеза кумулятивной природы клинопироксенитов в интрузиях Аляскинского-типа. Сходную модель развивает В.С. Попов [6]. После исследований А.Н. Заварицкого [3], А.А. Ефимова [2, 3], О.К. Иванова [5] и других исследователей в России стали популярны представления о реакционно-метасоматическом происхождении кальциевых ультрабазитов. Идеи о магматическом генезисе клинопироксенитов [1 и др.], основанные исключительно на геологических наблюдениях, лишь сравнительно недавно получили петрологическое обоснование [8, 9, 11]. Главным аргументом критиков магматического генезиса клинопироксенитов и, связанных с ними тылаитов, является отсутствие у них эффузивных аналогов либо зон закалки в жильных телах ультрабазитов. Это утверждение не является абсолютно верным. Во-первых, эффузивными аналогами тылаитов по составу являются анкарамиты – порфиновые высокомагнезиальные породы с обильными вкрапленниками оливина и клинопироксена и $CaO/Al_2O_3 > 1.0$ [16-20], которые встречаются в молодых и современных островных дугах и относятся к типу примитивных островодужных магм. Породы сходные по большинству петрологических критериев с анкарамитами были установлены нами и среди островодужных вулканогенных свит Урала [7, 10, тезисы в этом сборнике]. Во-вторых, при изучении пироксеновых порфиритов и анкарамитов Западно-Магнитогорской зоны на Южном Урале, среди серпентинитов, слагающих цемент меланжа между хребтами Ирндык на востоке и Аратау на западе, были обнаружены блоки порфировых субвулканических пород, по составу, соответствующие клинопироксенитам. Первые результаты изучения этих уникальных пород мы приводим в данном сообщении.

Клинопироксениты представлены крупнопорфировыми породами серовато-зеленого цвета, образующими вытянутые дайкоподобные тела, мощностью до 2 м и протяженностью до 25-30 метров, залегающие среди серпентинитов в 500 метрах северо-западнее деревни Абзакова, Уча-

линского района, республики Башкортостан (N=54°35.4; E=59°33.1). Контакт пироксенитов с серпентинитами «холодный», тектонический. Можно предположить, что эти породы представляют собой фрагменты даек пироксенитов, вовлеченные в серпентинитовый меланж. Предположение подтверждается сохранившимся зональным строением пироксенитовых тел, эндоконтакты которых выполнены криптокристаллическим серым агрегатом с игольчатыми микрофенокристами темноцветных минералов и мелкими призмами плагиоклаза. Этот материал постепенно, без видимой границы переходит в тонкозернистую основную массу порфировых пород, которыми сложены центральные части тел. Возможно, что такое строение тел порфировых пироксенитов отражает проявление дифференциации течения в момент внедрения пород, что требует дополнительного изучения. Порфировые клинопироксениты прорываются мелкозернистыми темно-серыми афировыми андезитами, образующими крупные дайки, мощностью до 3-5 м и протяженностью до 40 м. Согласно нашим наблюдениям, андезиты имеют интрузивный контакт с серпентинитами, подвергая их термальному воздействию и «приваривая» их к контактам, что может свидетельствовать о временном разрыве между субвулкническими клинопироксенитами и андезитами.

Порфировые вкрапленники в клинопироксенитах представлены ярким, яблочно-зеленым хромдиопсидом и черным идиоморфным хромшпинелидом. Отмечаются также редкие вкрапленники призматического минерала, полностью замещенного вторичными минералами с реликтами включений хромшпинелидов. По морфологии и характеру замещения это мог быть оливин или ортопироксен. Размер идиоморфных хромдиопсидовых вкрапленников варьирует от первых миллиметров до 5-6 см. Обычный размер 8-10 мм. В крупных вкрапленниках зональность макроскопически не заметна. В более мелких зернах, центр представлен ярко-зеленым хромдиопсидом, а края кристаллов сложены пироксеном темно-зеленого цвета. Отмечаются микрофенокристы темно-зеленого клинопироксена, размером 0.5-2 мм. Количество вкрапленников хромдиопсида составляет в среднем 20-25%. Встречаются породы, обогащенные вкрапленниками до 50-60%. В этом случае породы напоминают ярко-зеленые крупнозернистые пироксениты. Хромшпинелид образует идиоморфные октаэдрические вкрапленники размером до 2-3 мм, при преобладающем размере 0.3-0.5 мм. В основной массе изредка отмечаются микрофенокристы разложенного плагиоклаза, который кристаллизовался позже клинопироксена и хромшпинелида.

Основная масса пород сложена мелкими (десятые и сотые доли миллиметра) короткопризматическими зернами клинопироксена, сцементированными криптокристаллической массой, напоминающей раскристаллизованное стекло. На уровне увеличений оптического микроскопа диагностировать минералы в ней практически невозможно.

Состав хромдиопсида из вкрапленников характеризуется крайне низкой железистостью $f=0.06-0.15$ и повышенными содержаниями окиси хрома 04-0.6%. Содержание глинозема в нем составляет от 0.5-0.6 до 1 мас.%, а двуокиси титана не превышает в среднем 0.1 мас.%. С ростом железистости от 0.15 до 0.27, характерное для краев кристаллов, микрофенокристов второго этапа и пироксенов основной массы, содержание хрома в минерале падает до нуля, а глинозем растет до 3 мас.%. Подобный тренд эволюции клинопироксенов характерен для расплавов, кристаллизация которых контролируется фракционированием оливина или оливин-клинопироксеновой котектики [11]. Эволюционные тренды клинопироксена в изученных породах совпадают с трендами пироксенов из порфиритов и анкарамитов ирендыкской свиты Южного Урала, изученных нами ранее [10].

Состав хромшпинелидов из вкрапленников также характеризуется весьма необычным, предельно хромистым (Cr_2O_3 до 64 мас.%, $Cr/(Cr+Al)=0.88-0.9$) и магнезиальным $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})=0.4$ составом. Содержание Al_2O_3 не превышает в хромшпинелиде 5 мас. %, а TiO_2 не более 0.2 мас. %. По сравнению с изученными ранее хромшпинелидами из порфиритов и анкарамитов ирендыкской свиты [10], он характеризуется более высокими содержаниями хрома и $Cr/(Cr+Al)$ отношением. По составу он попадает в поле хромшпинелидов из сростков и включений в алмазах. Хромшпинелиды содержат включения, морфология и внутреннее строение которых свидетельствует о их расплавной природе.

Валовой состав пород характеризуется высокими содержаниями MgO и CaO до 15-17 и 14-16% соответственно (таблица 1). Железистость пород варьирует от 0.15 до 0.24. Содержание глинозема в породах слабо варьирует в интервале от 4 до 7 мас.%, что соответствует как кли-

Таблица 1. Представительные составы субвулканических клинопироксенитов Западно-Магнитогорской зоны

Компонент	Пе1465	Пе1466	Пе1469	Z665/1	Z665/2
SiO ₂	50.48	50.1	50.54	47.58	48.51
TiO ₂	0.15	0.16	0.16	0.18	0.13
Al ₂ O ₃	6.41	6.93	8.57	6.34	4.26
Fe ₂ O ₃	0.77	0.75	1.27	2.87	3.08
FeO	5.3	5.3	5.3	5.59	5.84
MnO	0.14	0.14	0.16	0.19	0.22
MgO	18.17	17.36	17.73	16.1	17.71
CaO	14.85	15.22	11.68	15.99	15.65
Na ₂ O	0.07	0.06	0.2	0.13	0.17
K ₂ O	0.04	0.01	0.88	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.07	0.05	0.04
ппп	2.9	3.1	3	4.2	4.26
Сумма	99.34	99.20	99.56	99.26	99.91
Fe/(Fe+Mg)	0.15	0.16	0.17	0.22	0.21
CaO/Al ₂ O ₃	2.3	2.2	1.4	2.5	3.7

нопироксенитам, так и наиболее магниальным анкарамитам. CaO/Al₂O₃ отношение, которое является одним из важнейших петрохимических индикаторов принадлежности магматических пород к анкарамитовой и клинопироксенитовой сериям, изменяется от 1.4, типичное для анкарамитов, до 3.7 – более характерное для клинопироксенитов. Распределение РЗЭ в породах, нормированное на стандартный углистый хондрит, характеризуется слабым отрицательным наклоном кривых с отношением La_N/Yb_N=3-4. Сходное распределение РЗЭ было отмечено нами ранее для анкарамитов Гадельшинского палеовулкана ирендыкской свиты [10].

Изученные ультраосновные породы обладают всеми структурно-минералогическими признаками эффузивов или гипабиссальных субвулканических пород: порфировая структура с вкрапленниками высокомагниального хромдиопсида и предельно высокохромистого хромшпинелида, крипстокристаллическая, плохо раскристаллизованная структура основной массы, неравновесные парагенезисы. По химическому составу (высокие содержания магния и низкие глинозема, низкая железистость и др.) породы соответствуют клинопироксенитам и имеют явные признаки генетического родства с анкарамитами, в том числе с анкарамитами и пироксеновыми порфиритами ирендыкской островодужной свиты Магнитогорской зоны на Южном Урале. Можно утверждать, что обнаруженные и изученные породы - это первый пример субвулканических клинопироксенитов и прямое доказательство образования в природе клинопироксенитовых расплавов, способных к подъему на гипабиссальный уровень и внедрению в виде даек порфировых пород. Этот пример еще раз позволяет поставить вопрос о составе палеозойской мантии Урала, которая в отличие от примитивной мантии или мантии кратонных областей должна быть в значительной степени обогащена кальцием, чтобы продуцировать высокоизвестковистые анкарамитовые и клинопироксенитовые расплавы. Именно с верлитовой мантией, как мы считаем, связано формирование крупнейшего в мире пояса дунит-клинопироксенит-габбровых массивов (Платиноносный пояс Урала) и, вероятно, вулканогенных пород ирендыкской, медведевской и некоторых других островодужных свит на Урале.

Работа выполнена при поддержке РФФИ № 13-05-00597, 13-05-96031 р_урал_а (РФФИ-Урал - Правительство Свердловской области), Совместных проектов УрО-СО-ДВО РАН № 12-С-5-1004.

Литература

1. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала // Труды ИГЕМ АН СССР. № 65. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 319 с.
2. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
3. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив // Матер. по геологии и полезн. ископ. Урала. Вып. 13. М.: Недра, 1967. 336 с.
4. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.
5. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского Университета, 1997. 327 с.
6. Попов В.С., Никифорова Н.Ф. Происхождение ультрамафитов и габброидов Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, 2001. № 3. С. 47-61.
7. Пушкарев Е. В. Акарамиты – родоначальные магмы дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа: минералогические и геохимические доказательства // Современное состояние наук о Земле. Материалы Международной конференции. М.: МГУ, 2011. С. 2294-2297.
8. Пушкарев Е.В. Оливин-клинопироксеновый парагенезис вкрапленников в клинопироксенитах Южного Урала // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 4. С. 958-961.
9. Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
10. Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Прибавкин С.В., Косарев А.М. Эффузивные и субвулканические анкарамиты девонских островодужных свит Урала: вещественная характеристика, генезис и геологические следствия // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 219-223.
11. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987. № 3. С. 13-23.
12. Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В. Петрология и рудогенезис Качканарского массива. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1987. 179 с.
13. Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А. Пироксениты Качканара // Свердловск: УФАН СССР, 1967. 84с.
14. Himmelberg G.R., Loney R.A. Characteristics and petrogenesis of alaskan-type ultramafic intrusions, Southeastern Alaska. Reston: United States Geological Survey (USGS), Professional Paper. 1995. 47 p.
15. Irvine T.N. Petrology of the Duke Island ultramafic complex Southeastern Alaska. The Geological Society of America. Memoir 138, Ontario. 1974. 176 p.
16. Mossman D.J. High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills complex, Southland, New Zeland // The Canadian Mineralogist, 2000. V. 38. P. 191-216.
17. Medard E., Schmidt M.W., Schiano P., Ottolini L. Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // Journal of Petrology, 2007. V. 47. № 3. P. 481–504.
18. Della-Pasqua F. N., Varne R.. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt-inclusion approach // The Canadian Mineralogist, 1997. V. 35. P. 291-312.
19. Barsdell M., Berry, R. F. Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu. // Journal of Petrology, 1990. V. 31. P. 747–777.
20. Schiano P., Eiler J. M., Hutcheon I. D., Stolper E. M. Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2000. № 1. 1999GC0000032.

ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТЕЙ ИЗОТОПНОГО РАЗБАВЛЕНИЯ МЕТОДОМ МОНТЕ-КАРЛО (НА ПРИМЕРЕ SM-ND СИСТЕМЫ)

Ронкин Ю.Л.

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, y-ronkin@mail.ru

В настоящее время методы изотопной геологии активно используются исследователями для установления возрастных и генетических аспектов формирования различного типа месторождений, и в частности - колчеданных. Успешная реализация методов изотопной геологии в этом направлении во многом, при прочих равных условиях, зависит от валидности аналитических работ, поскольку существует совершенно четкая корреляция между возможностями методов и характером решаемых с их помощью геологических проблем. Совершенствование методов изотопной геологии целиком определяют новые возможности в плане детализации, к примеру, хронологии событий рудообразования и магматизма, диагностирования наложенных процессов и более поздних преобразований рудного вещества. Фокусируясь на аналитических аспектах методов изотопной геологии, следует отметить, что основным инструментарием для высокоточного измерения концентраций тех или иных элементов и их изотопного состава является масс-спектрометрический метод (TIMS MS и/или FS MC ICP-MS) изотопного разбавления (ID), суть которого, в соответствии с теорией изотопного разбавления [6] можно выразить соотношениями:

$$\frac{X_T - X_M}{X_M - X_N} = \frac{Y_T - Y_M}{Y_M - Y_N} = \frac{Z_T - Z_M}{Z_M - Z_N} = \frac{d_N c_N l_N}{d_T c_T l_T}, \quad (1)$$

где: применительно к Sm-Nd изотопной системе $X = {}^{150}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$, $Z = {}^{148}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$, $Y = {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$, индексы «Т», «N» и «M» относятся к индикатору (трассеру, спайку), природному Nd и к их смесям, соответственно, d – навеска препарата (образца, раствора индикатора), c_T – молярная концентрация раствора индикатора, c_N – концентрация Nd в образце (моль/Г) и l – атомная доля изотопа ${}^{144}\text{Nd}$. В геохимических исследованиях считаются известными и постоянными в природе изотопные отношения $X_N = 0.241578$ и $Z_N = 0.236418$, поэтому изотопные отношения X_M и Z_M всех возможных смесей природного неодима с одним и тем же индикаторным Nd удовлетворяют уравнению:

$$Z_M = AX_M + B, \quad (2)$$

где,
$$A = \frac{Z_T - Z_N}{X_T - X_N} \quad \text{и} \quad B = \frac{X_N Z_T - X_T Z_N}{X_T - X_N}. \quad (3)$$

Когда известны изотопные отношения в индикаторе, его концентрация и изотопное отношение X_N , по результатам изотопного анализа его смеси с образцом можно вычислить и изотопное отношение Y_N в образце:

$$Y_N = Y_M - \frac{(X_M - X_N)(Y_T - Y_M)}{(X_T - X_M)} \quad (4)$$

и число молей неодима во взятой навеске образца

$$n = \frac{d_T c_T l_T}{l_N} \cdot \frac{X_T - X_M}{X_M - X_N} \quad (5)$$

Согласно экспоненциальной модели дискриминации масс [Wasserburg et al., 1981]:

$$X_M = X_M^* e^{-gP_X}, \quad Y_M = Y_M^* e^{-gP_Y}, \quad Z_M = Z_M^* e^{-gP_Z}. \quad (6)$$

где (*) помечены измеренные изотопные отношения, g – фактор фракционирования и

$$P_X = \ln(150/144), \quad P_Y = \ln(143/144), \quad P_Z = \ln(148/144).$$

Из уравнений (6) следует:

$$Z_M = Z_M^* \cdot \exp\left(\frac{P_Z}{P_X} \cdot \ln \frac{X_M}{X_M^*}\right) \quad (7)$$

Истинные (изотопные отношения X_M и Z_M в смеси находятся совместным решением уравнений (2) и (7) численными методами, после чего вычисляется величина g и исправленное на масс-дискриминацию отношение Y_M . Аналогичным образом по изотопным отношениям $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ и $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ проводятся вычисления для самария.

Одним из важных параметров определяющих погрешность определения концентраций и изотопного состава Sm и Nd, при прочих равных условиях, считается конкретное соотношение количеств индикатора и образца в смеси [6]. Об этом свидетельствуют многократно мигрирующие из публикации в публикацию графики (полученные в результате использования закона накопления погрешностей, к примеру [2], рис. 1) демонстрирующие наличие так называемой области “оптимального смещения” (error-minimizing на рис. 1) образца и индикатора в соответствующих координатах.

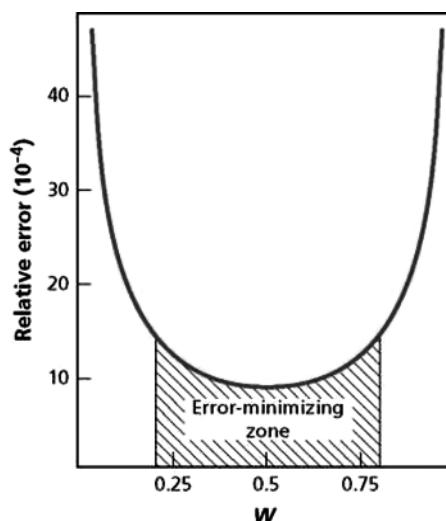


Рис. 1. Относительная погрешность (relative error) изотопного разбавления смеси образца и индикатора как функция отношения их количеств W

С другой стороны, современная оснащенность исследований вычислительной техникой позволяет предложить для решения этой задачи и выявления ее деталей метод Монте Карло [3; 4; 1], состоящий в многократной реализации возможных значений вовлеченных в расчет переменных (получаемых с помощью подходящего генератора случайных чисел) и соответствующем подсчете статистик получаемых результатов.

В частности, для $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$ индикатора используемого в ИГГ УрО РАН (рис. 2), интересующая область изотопных отношений X_M (W на рис. 1) разбивалась на 99 интервалов. Для каждого из 100 получаемых значений X_M с помощью соотношений (1) вычислялся изотопный состав Nd в смеси и необходимая доля индикатора. Для каждой из смесей генерировалось 5000 масс-спектрометрических «сессий» с дальнейшим подсчетом их статистические характеристики (как для Nd, так и для Sm). Количества природного Nd и отношение Sm/Nd задавались “априори”.

Некоторые результаты настоящей работы представлены на рис. 2. Из приведенных графиков видно, что вычисляемая методом изотопного разбавления концентрация неодима (C_{Nd}) действительно имеет минимум, однако дальнейшее монотонное возрастание функции от величины $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_M$ все еще характеризуется относительно низкой погрешностью в достаточно широком диапазоне, учитывая, что типичная погрешность (выявленная путем анализа параллельных измерений соответствующих стандартов, к примеру BCR2) определения этой величины составляет 0.5 ± 1.0 %. Гораздо меньшее влияние отношения $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_M$ на величину $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{NORM}}$ (рис. 2, график слева). И наконец, изменение измеряемого отношения $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}_M$ более, чем на два порядка, практически не влияет на погрешность определения концентрации самария, поскольку, как и для неодима (см. выше), обычное значение $V(C_{\text{Sm}})$ также определяется интервалом 0.5 ± 1.0 %.

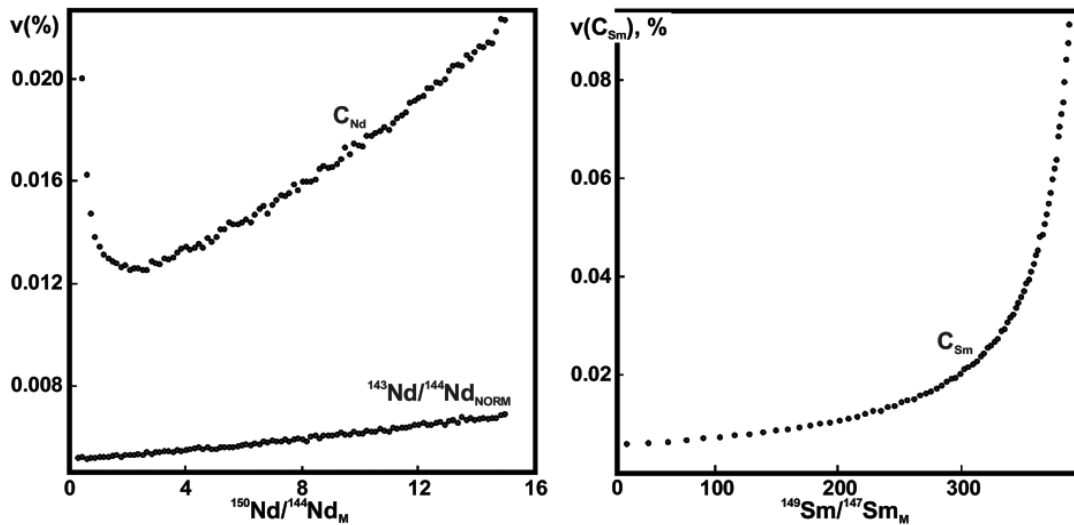


Рис. 2. Зависимость погрешностей определения концентраций Nd, Sm и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{NORM}}$ от соответствующих изотопных отношений в смесях

Таким образом, в повседневной практике проведения аналитических работ нет необходимости точно придерживаться значения оптимального разбавления, поскольку, величина отношений в приготовляемых смесях индикатора и образца могут изменяться достаточно широко без заметного увеличения погрешностей определения Sm, Nd, и еще в меньшей степени, отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{NORM}}$. По видимому, не менее важным фактором является эффект масс-дискриминации, что представляется объектом отдельного изучения.

Рассматриваемый подход справедлив и для иных радиогенных изотопных систем (Rb-Sr, Lu-Hf, Re-Os и т.д), позволяя получить наглядное представление о характере зависимостей параметров масс-спектрометрического метода изотопного разбавления в зависимости от конкретного изотопного состава применяемого индикатора, что в свою очередь, дает возможность учесть соответствующие погрешности при определении концентраций исследуемых элементов и изотопных распространенностей их изотопов.

Автор признателен Н.Н. Мельникову за помощь в производстве вычислений.

Литература

1. Мельников Н.Н. // Геохимия, 2010. № 8. С. 876-886.
2. Allegre A. Isotope Geology. Cambridge University Press, 2008. 512 p.
3. Anderson G.M. // Geochim. Cosmochim. Acta, 1976. V. 40. № 12. P. 1533–1538.
4. Briquet L., de la Boisse H. // Chem. Geol., 1990. V. 88. № 1/2. P. 69–83.
5. Wasserburg G.J. et. al. // Geochim. Cosmochim. Acta, 1981. V. 45. P. 2311–2323.
6. Webster R.K. Mass spectrometric isotope dilution analysis. 1960. P. 202-246.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О U-РЬ ВОЗРАСТЕ ЦИРКОНА РИОЛИТОВ ХРЕБТА АТЕРТУМП И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

Ронкин Ю.Л.¹, Петров Г.А.², Гердес А.³, Тристан Н.И.², Ильясова Г.А.², Синдерн С.⁴, Маслов А.В.¹

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, y-ronkin@mail.ru,

² ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция, Екатеринбург, ³ Институт геонаук, петрологии и геохимии, Университет им. Иоганна Вольфганга Гете, Франкфурт-на-Майне, Германия, ⁴ Институт минералогии и экономической геологии Рейнско-Вестфальского технического университета, Ахен, Германия

Проблемы структурных взаимоотношений уралид и доуралид, возраст и особенности состава раннепалеозойских формаций Уральского складчатого пояса давно привлекают внимание исследователей, и в том числе в связи с поиском месторождений полезных ископаемых. На севере Урала наиболее ранними формациями, знаменующими начало формирования раннепалеозойской

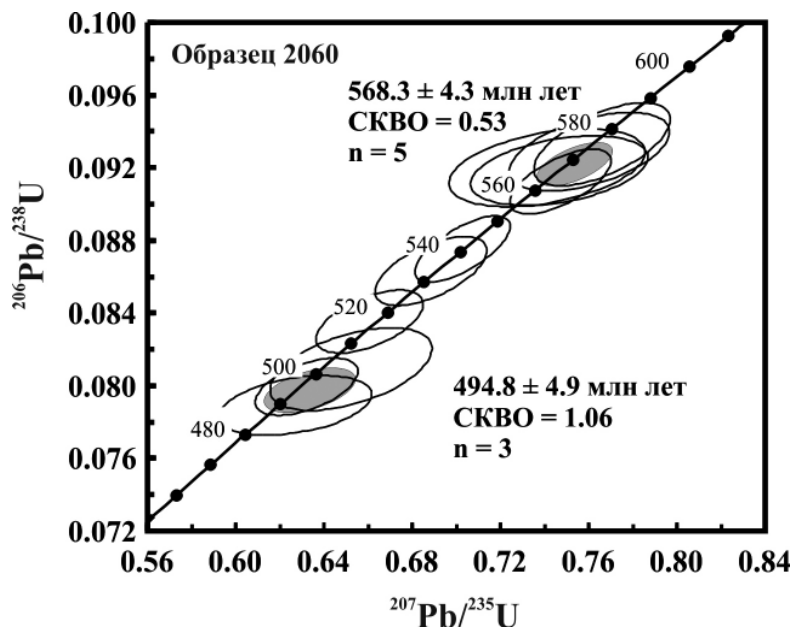


Рис. 1. График с конкордией для кристаллов циркона из риолитов атертумпской толщи.
Размеры эллипсов соответствуют аналитическим погрешностям $\pm 1\sigma$

системы континентальных рифтов, считаются позднекембрийско-раннеордовикская алькесвожская толща и раннеордовикская тельпоская (обеизская) свита. В настоящем изложении приводятся новые данные о составе пород и U-Pb возрасте вулканогенной толщи, распространенной в юго-восточной части Ляпинского антиклинория и относившейся ранее к саблегорской свите позднего рифея-венда. Установлено, что вулканиты принадлежат контрастной риолит-базальтовой формации (предлагается выделить ее в атертумпскую толщу), сходной с продуктами вулканизма современных континентальных рифтов, и имеют позднекембрийский возраст. Массивы позднепротерозойско-раннекембрийских гранитов и габбро образуют на юге Ляпинского антиклинория кулисообразно расположенные цепочки северо-западного простирания, соответствующие осям сложнопостроенных антиклинальных структур, в ядрах которых выходят на дневную поверхность метапесчаники хобеинской свиты позднего рифея. Вулканиты атертумпской толщи слагают узкие протяженные структуры, приуроченные к субмеридиональным разломам. Они, вероятнее всего, врезаны в апоалевролитовые сланцы позднего рифея и представляют грабены или синдвиговые дуплексы растяжения. Их оси вытянуты субмеридионально, под углами 20–30° к более ранним северо-западным структурным элементам тиманид, и, вероятно, фиксируют заложение нового, уральского структурного плана. Находка позднекембрийских рифтогенных вулканитов на Северном Урале подтверждает гипотезу о начале процесса континентального рифтогенеза в позднем кембрии на Полярном Урале с постепенным продвижением разрывов континентальной коры с севера на юг с приблизительной скоростью 10 см/год.

По петрохимическим параметрам изученные нами риолиты относятся к нормальному натриево-калиевому ряду. Для них характерно переменное содержание калия и натрия (от существенно калиевых до натриевых пород), заметно варьирующие (50–180 г/т) концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ), высокие содержания Zr (300–450 г/т), Nb (73–75 г/т) и Ta (4–5 г/т). На дискриминационной диаграмме Y–Nb точки составов риолитов попадают в поле внутриплитных образований. На графике нормированных на хондрит содержаний РЗЭ заметна умеренная обогащенность легкими редкими землями (La_N/Yb_N от 3 до 10), резкий европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0.32–0.61$). Базальты принадлежат толеитовому ряду, это высоко- и среднетитанистые железистые породы с низкими содержаниями MgO (3–4%). Графики нормированного на хондрит содержания РЗЭ в базальтах (см. рис. 26) имеют почти прямолинейную ($Eu/Eu^* = 1.0–1.1$) наклонную форму, $La_N/Yb_N = 5.5–6.0$. По отношению к океаническим базальтам, вулканиты горы Атертумп обогащены литофильными и крупноионными элементами (Sr, K, Rb, Ba, Th, Ta, Nb, Ce) и обеднены Zr, Hf, Y, Yb. Указанные геохимические особенности сближают атертумпские вулканиты с магматическими образованиями континентальных рифтов [5].

Выделение цирконов из риолитов горы Нейлентумп (обр. 2060) было произведено по традиционной схеме: тяжелые минералы были извлечены после дробления исходного образца путем разделения на разноразмерные фракции, использования концентрационного стола, магнитного сепаратора и тяжелых жидкостей. Окончательная выборка кристаллов осуществлялась вручную, под биноклем. U-Pb LA ICP-MS датирование циркона, минералогические особенности которого предварительно были изучены с помощью оптических и микронзондовых исследований, проведено в Johann Wolfgang Goethe University (Франкфурт-на-Майне, ФРГ), с использованием секторного (SF) высокоразрешающего (HR) масс-спектрометра ICP-MS Element2, интегрированного с лазером New Wave UP213 UV по методике, детально описанной в [7]. U-Pb LA ICP-MS систематика изученных кристаллов циркона представлена на рис. 1. На графике с конкордией фигуративные эллипсы U-Pb данных циркона из риолитов горы Нейлентумп образуют довольно протяженный ряд вдоль линии согласованных значений, в котором можно выделить два конечных кластера – 568.3 ± 4.3 млн лет (СКВО = 0.53, $n = 5$) и 494.8 ± 4.9 млн лет (СКВО = 1.06, $n = 3$). Первый (вендский) кластер, на основании минералогических особенностей кристаллов (CL, BSE), соответствует ксеногенному циркону (вариации Th/U $0.37 \div 1.19$), захваченному риолитовой магмой из вмещающих пород в процессе миграции, а позднекембрийский циркон, характеризующийся более высокими отношениями Th/U (до 3.79) фиксирует, время кристаллизации расплава (поскольку процессы регионального метаморфизма этого возраста на Севере Урала неизвестны [1]). Три фигуративных эллипса (кристаллы с Th/U $0.48 \div 1.87$) отвечают суперпозиции двух обозначенных выше генераций циркона.

Позднекембрийские и раннеордовикские риолиты отмечены в сходной структурной позиции и севернее исследованного района. Так, в южной части Полярного Урала U-Pb методом по циркону датированы риолиты пожемского комплекса, интервал их возрастов составляет 505–475 млн лет [6]. В верховьях р. Тыкотлова на Приполярном Урале также U-Pb методом определен возраст циркона из риолитов погурейской свиты позднего кембрия-раннего ордовика, составивший 484 ± 3.1 млн лет [4]. Время формирования песчаников погурейской свиты определяется по находкам брахиопод *Tritoechia lemontovae* Less., *Altorthis* sp. тремадокского возраста и трилобитов кембрийского облика [2].

Полученные данные по U-Pb возрасту риолитов, распространенных в восточной части Ляпинского антиклинория, позволяет по-новому оценить перспективы прогнозирования месторождений золота на Северном Урале. Поскольку, по нашим данным, возраст кислых вулканитов, ранее относившихся к саблегорской свите позднего рифея – венда, является раннепалеозойским (позднекембрийским), мы можем, вероятно, считать атертумпские риолиты латеральными аналогами вулканитов пожемского комплекса, распространенного в Лемвинской зоне Приполярного Урала. С породами пожемского комплекса связаны рудопроявления золото-сульфидной формации – Дальнее, Дайковое, Подкова, входящие в Пожемависский цинково-свинцово-золоторудный узел [3], а также Тыкотловское (Верхнелемвинский золоторудный узел потенциальный).

Таким образом, по нашему мнению, в процессе региональных геологосъемочных и поисковых работ, проводимых на Северном Урале, следует обратить внимание на раннепалеозойские риолиты, как на один из важных поисковых критериев прогнозирования золоторудных месторождений.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта 12-И-5-2022.

Литература

1. Андреичев В.Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999. 48 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.
3. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / ред. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, А.Н. Мельгунов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.
4. Соболева А.А. и др. Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 27–51.

5. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.

6. Черкашин А.В. и др. Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 272–277.

7. Gerdes A., Zeh A. Chem. Geol., 2009. V. 261. P. 230–243.

ДЕВОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КОЛЧЕДАНОСНЫХ СТРУКТУР ДОМБАРОВСКОГО РАЙОНА ЮЖНОГО УРАЛА, КОРРЕЛЯЦИЯ С МУГОДЖАРАМИ

Рязанцев А.В., Артемова О.А., Голионко Б.Г., Разумовский А.А.

Геологический институт РАН, Москва

Колчеданные месторождения на востоке Магнитогорской мегазоны, в Домбаровском районе, связаны с верхней частью разреза киембайской свиты (D_{1e_2}) [1; 13]. Свита в нижней части представлена преимущественно подушечными афировыми базальтами, выше появляются плагиоклаз-порфиновые разности, а в верхней толще наравне с базальтами присутствуют тонкообломочные туфы базальтов, туффиты, кремнистые породы. В верхней толще локализованы колчеданные залежи. В некоторых структурах в верхней части разреза свиты появляются вулканиты кислого состава, которые переслаиваются с базальтами. Вулканиты этого уровня выделяются как акжарский вулканический комплекс [6]. Выше залегает аул-кумакская толща, в разрезе которой, наряду с базальтами, присутствуют породы кислого состава, в том числе субщелочные, и туфогенно-осадочные породы. В районе слияния рек Камсак и Киембай (рис. 1Б) вулканогенные толщи слагают пологое крыло и периклиналь антиформы. В ядре антиформы находится плутонический комплекс, представленный габбро и секущими их долеритовыми дайками.

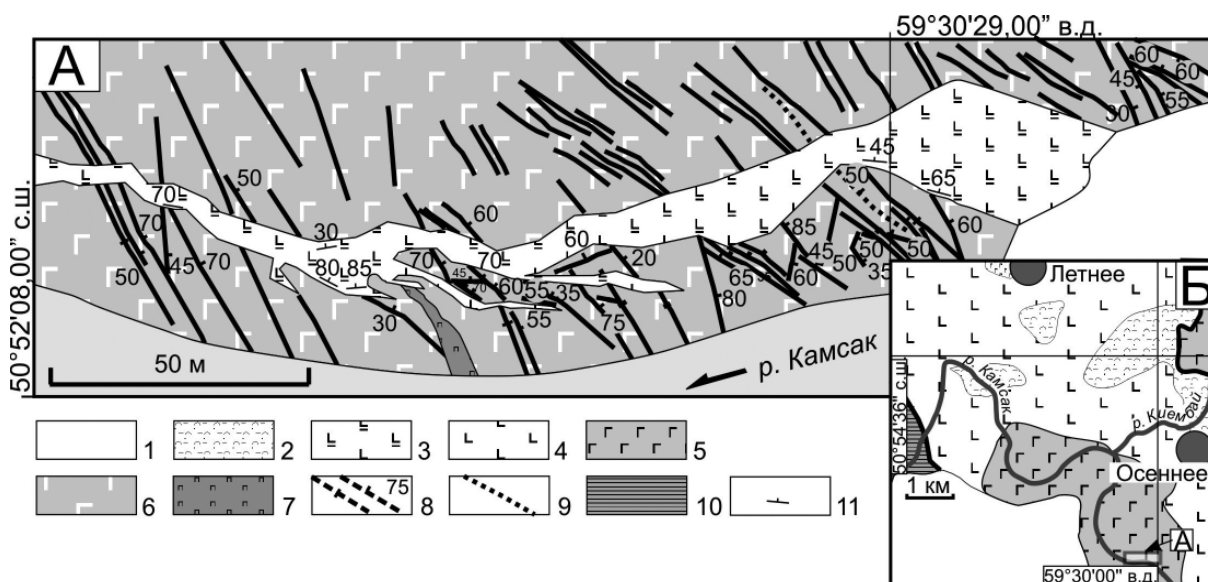


Рис. 1. Схема структурного положения раннедевонского дайкового комплекса в Домбаровском рудном районе: А – детали строения комплекса на правом берегу р. Камсак, Б – положение детального участка (А) на обзорной схеме (схема Б составлена с использованием карты масштаба 1:200000 (Тищенко и др., 1991, с изменениями). Условные обозначения: 1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2-3 – аул-кумакская толща (комплекс) (D_2ef); 2 – вулканические и вулканогенно-осадочные породы кислого и основного состава, 3 – базальты субвулканических тел; 4 – киембайская свита (комплекс) (D_{1e_2}) подушечные базальты, туфы и туффиты; 5-9 – дайково-габбровый комплекс: 5 – нерасчлененный, 6 – такситовые габбро, 7 – габбро-пироксениты, 8 – дайки афировых долеритов вертикальные (а), наклонные (б) с указанием угла падения; 9 – дайки плагиоклаз-порфиновых долеритов; 10 – метаморфические ортопороды (тюлькубайский комплекс); 11 – падение контактов субвулканических тел базальтов. Кружками обозначены колчеданные месторождения

Перечисленные комплексы, по-видимому, с тектоническим контактом подстилаются метаморфизованными толщами с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. В р-не Летнего колчеданного месторождения это джаилганский комплекс [5, 6], который вскрыт разведочными скважинами под вулканитами киембайской свиты. Комплекс относится к кремнисто-трахибазальтовой формации. Разрез его представлен эпидот-плагиоклаз-амфиболовыми и слюдисто-полевошпатовыми ортосланцами. Эти сланцы образовались по базальтам, долерито-базальтам и вулканомиктовым гравийно-псаммитовым отложениям с прослоями кремнистых пород.

На поверхности метаморфизованные магматические породы выходят по берегам р. Камсак в районе пос. Алимбай. Здесь обнажаются метаморфизованные в актинолитовой фации (местами с гранатом) подушечные базальты, габбро-долеритовые и долеритовые дайки, трахириолито-дациты, слагающие секущие жилы, туффиты. Породы интенсивно дислоцированы, смяты в изоклинальные складки с крутыми осевыми поверхностями. Толеитовые базальты имеют нормальный тип щелочности. Характер распределения РЗЭ в них соответствует нормальным базальтам СОХ, а их содержания типичны для обогащенных базальтов СОХ.

На последних картах региона метаморфические породы выделяются как тюлькубайский комплекс, возраст которого условно определяется как девонский [9]. Протолитом для метаморфических пород послужили, вероятно, девонские породы, распространенные восточнее.

Соотношения габброво-дайкового комплекса и киембайской свиты в обнажениях не устанавливаются. Породы этих комплексов обнаруживают сходство химических составов и могут рассматриваться как верхний элемент разреза офиолитовой ассоциации.

Габбро представлены такситовыми разностями, в которых сочетаются гнезда и шпиро-видные обособления, имеющие разную структуру, изменяющуюся от мелкозернистой до гигантозернистой. Разности не имеют закальных контактов. Отмечаются линзы меланократовых габбро-пироксенитов. В обрывах ниже слияния рр. Камсак и Киембай отмечаются метасоматически измененные габбро, по которым развиваются пропилиты и хлоритовые агрегаты. Габбро содержат рои долеритовых даек, представленные мелкозернистыми и афанитовыми разностями. Преобладают дайки северо-западного простирания с падениями на северо-восток $45-80^\circ$, а также вертикальные. Единичные дайки имеют субмеридиональные и субширотные на восток падения ($45-70^\circ$). Мощность даек варьирует от 0,1 до 1,0 м. Габбро и дайки интродуцируются субширотным телом, которое сложено афировыми базальтами с признаками флюидальности, в которых присутствуют гнезда и шпиро-видные мелкозернистые габбро. Контакты тела имеют субмеридиональные падения ($30-85^\circ$). Южный контакт имеет многочисленные апофизы. Севернее аналогичные породы слагают так же субширотные тела, интродуцирующие помимо габбро и долери-

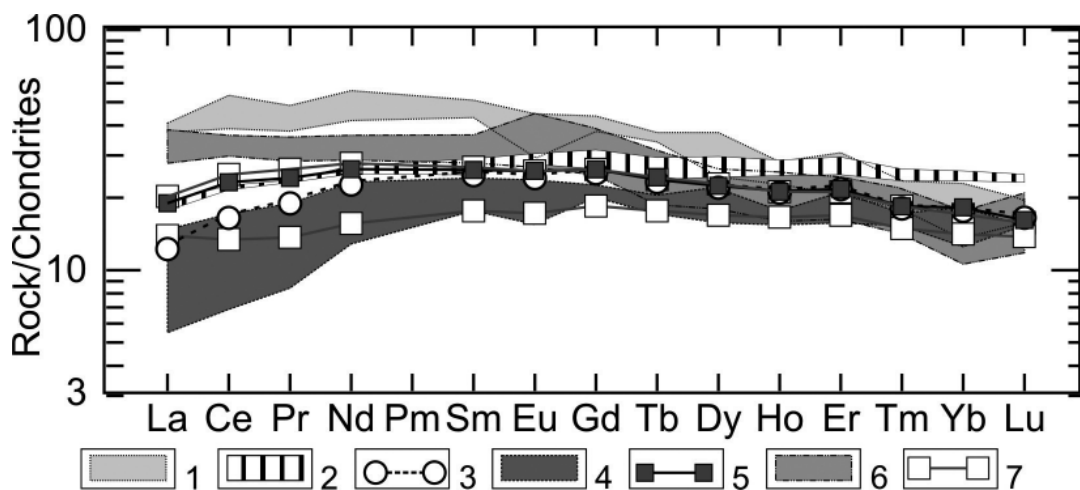


Рис. 2. График распределения РЗЭ (по Sun & McDon, 1989) в магматических породах Домбаровского района: 1-2 – метаморфические комплексы нижнего структурного уровня: 1 – джаилганский комплекс $D_1^?$, тефритовые базальты по [6]; 2 – базальты дайково-базальтового комплекса (2 анализа) ($D_1^?$); 3 – долериты даек габброво-дайкового комплекса; 4-5 – базальты киембайского комплекса (D_1e_2): 4 – по [6] (2 анализа), 5 – по данным авторов; 6 – базальты акжарского комплекса (D_1e_2) по [6]; 7 – базальты субвулканических тел аул-кумакского вулканического комплекса (D_2ef_1)

тов подушечные базальты киембайской свиты. Субвулканические тела относятся, по-видимому, к аул-кумакскому комплексу (D_2ef_1). Тела секутся редкими дайками афировых долеритов.

Породы основного состава габброво-дайкового, киембайского и аулкумакского комплексов принадлежат толеитовой серии. Содержания TiO_2 в них составляют в основном 1,5-2,1%. Они имеют умеренную и высокую глиноземистость ($al^*=0,7-1,2$). Вулканиды кислого состава аул-кумакского комплекса принадлежат известково-щелочной серии, al^* в них 2,6-4,1. Породы основного состава принадлежат в основном к натровому типу щелочности. Однако во всех комплексах отдельные разности принадлежат к калий-натровому типу. Наиболее поздние дайки, секущие субвулканические базальтоиды аул-кумакского комплекса, имеют калиевый тип щелочности с $K_2O=2,63\%$. Во всех комплексах в отдельных пробах присутствует нормативный нефелин ($\leq 6\%$). Характер распределения РЗЭ базальтов киембайской свиты и долеритов даек типичен для нормальных базальтов СОХ (рис. 2). На мультиэлементных графиках присутствует слабовыраженный минимум Nb по отношению к U и K. Базальты акжарского комплекса имеют более плоское распределение ЛРЗЭ [6] за счет увеличения концентраций ЛРЗЭ. Этим же отличаются базальтоиды аул-кумакского комплекса, слагающие субвулканические тела. Все магматические породы на дискриминационных диаграммах попадают в поля нормальных базальтов СОХ.

Последовательность и состав магматических комплексов Домбаровской зоны хорошо коррелируются с комплексами Западно-Мугоджарской зоны. Локальным распространением в Западно-Мугоджарской зоне пользуется полосчатый комплекс и такситовые габбро. Толща подушечных базальтов и дайки объединяются в мугоджарский или актогайский комплекс. Дайковый комплекс образует пакеты «дайка в дайке» [2, 3, 8]. Скрины сложены преимущественно подушечными базальтами. Выше согласно залегает куркудукский вулканический комплекс, состоящий из красных кремней и яшм, андезитовых и дацитовых порфиритов, подушечных базальтов, андезитов. Большой объем в комплексе занимают базальтовые силлы [4]. В прослоях яшм мугоджарской свиты найдены конодонты середины эмса и середины эйфеля [11, 12]. Таким образом, мугоджарский дайково-эффузивный комплекс частично является более молодым, чем дайково-эффузивный комплекс Домбаровской зоны.

Породы дайкового комплекса и ассоциирующие с ним вулканиды Мугоджар принадлежат к толеитовой дифференцированной базальт-андезибазальтовой серии. Содержание $K_2O=0,04-0,3\%$, $Na_2O=1,3-5,3\%$, отмечается повышенное содержание TiO_2 (до 2,2%). Породы низко и умеренноглиноземистые $al^*=(0,35-0,68)$. Альбитизированные разности имеют повышенную глиноземистость al^* до 1,9. Графики распределения содержаний элементов примесей в вулканидах и породах дайкового комплекса повторяют друг друга, различаясь только большей степенью обогащенности по всему спектру у даек, что свидетельствует об их генетической общности. Восходящий наклон графиков характерен для базальтов СОХ, $(La/Yb)_n = (0,4-0,9)$. Мультиэлементные спектры, нормированные на состав примитивной мантии, имеют небольшие максимумы по K и U и минимумы по Ti, P, Zr и Nb. Состав вулканидов перекрывающей куркудукской свиты типичен для островодужных комплексов.

В западных зонах Южного Урала стратиграфическими аналогами киембайской свиты и низов мугоджарской свиты является островодужный верхнетаналыкский комплекс (D_1e_2) [1, 7]. Верхняя часть мугоджарского комплекса по возрасту сопоставляется с ирендыкским островодужным комплексом, возраст которого определяется, как раннеэйфельский [10]. Учитывая вещественные характеристики даек и вулканидов, согласный контакт с перекрывающими островодужными вулканидами, а так же корреляцию с другими зонами, позволяющими восстановить палеоряд структур, мы предполагаем, что дайково-эффузивные комплексы Домбаровской и Западно-Мугоджарской зон сформированы в спрединговых центрах и отражают эволюцию задугового бассейна.

Особенности состава метаморфических пород в Домбаровском районе позволяют предполагать, что они образованы за счет метаморфизма девонских пород, в частности, киембайского и аул-кумакского комплексов. В современной структуре метаморфические и неметаморфические породы сближены в системе тектонических покровов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН "Строение и формирование основных типов структур складчатых поясов и платформ" и РФФИ, проект 11-05-00011.

Литература

1. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
2. Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М.: Институт океанологии АН СССР, 1984. С. 6-56.
3. Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянкина Г.П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале // ДАН СССР, 1973. Т. 221. № 4. С. 939-942.
4. Кориневский В.Г. Геологический очерк Южных Мугоджар // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 57-59.
5. Косарев А.М. Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции // Литосфера, 2007. № 6. С. 54-70.
6. Косарев А.М. Вулканизм позднеэмского возраста Домбаровской зоны задугового спрединга: петролого-геохимические и геодинамические аспекты // Геологический сборник № 8. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 112-119
7. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2005. № 4. С. 22-41.
8. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. Тр. ГИН РАН; Вып. 490. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
9. Лисов А.С., Лядский П.В., Кондратенко В.С. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000, изд. 2-е, листы М-40-ХII и М-40-ХVIII. 2002 г.
10. Маслов В.А., Артющкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 199 с.
11. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
12. Рязанцев А.В., Белова А.А., Разумовский А.А. и др. Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов из офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар // Геотектоника, 2012. № 2. С. 65-96.
13. Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. 284 с.

СТРУКТУРА БАЙМАК-БУРИБАЙСКОГО ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО УРАЛА И СИЛУРИЙСКИЙ ВОЗРАСТ АССОЦИИРУЮЩИХ ПЛАГИОГРАНИТОВ

Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Разумовский А.А.

Геологический институт РАН, Москва

На западе Магнитогорской синформы (мегазоны) на Южном Урале, в полосе между городами Баймак и Бурибай в Актау-Таналыкской зоне девонские вулканогенные островодужные толщи подстилаются дайковым комплексом, который рассматривается как верхняя часть разреза офиолитов. В строении комплекса принимают участие рои и пакеты даек, состав которых варьирует от пикритов до плагиориолитов. Здесь выделяется группа пород, которые по составу отвечают бонинитам [1, 3, 4, 6, 9]. С дайковым комплексом ассоциирует толща эффузивов контрастной серии (баймак-бурибайская свита), с которой связаны колчеданные месторождения Юбилейное и Бурибайское. Вулканиты контрастной серии и дайки объединяются в дайково-эффузивный баймак-бурибайский комплекс [4]. Баймак-бурибайская свита перекрывается верхнетаналыкской толщей с вулканитами дифференцированной серии [1, 3]. В верхней части разреза верхнетаналыкской толщи известны конодонты верхнего эмса [5]. Севернее, в Абзелиловском районе стратиграфический и фациальный аналог толщи в нижней части разреза содержит нижнеэмские брахиоподы [2]. Для дайково-эффузивного баймак-бурибайского комплекса нет прямых данных, доказывающих его возраст. В существующих схемах он условно принимается, как позднеэмский [3].

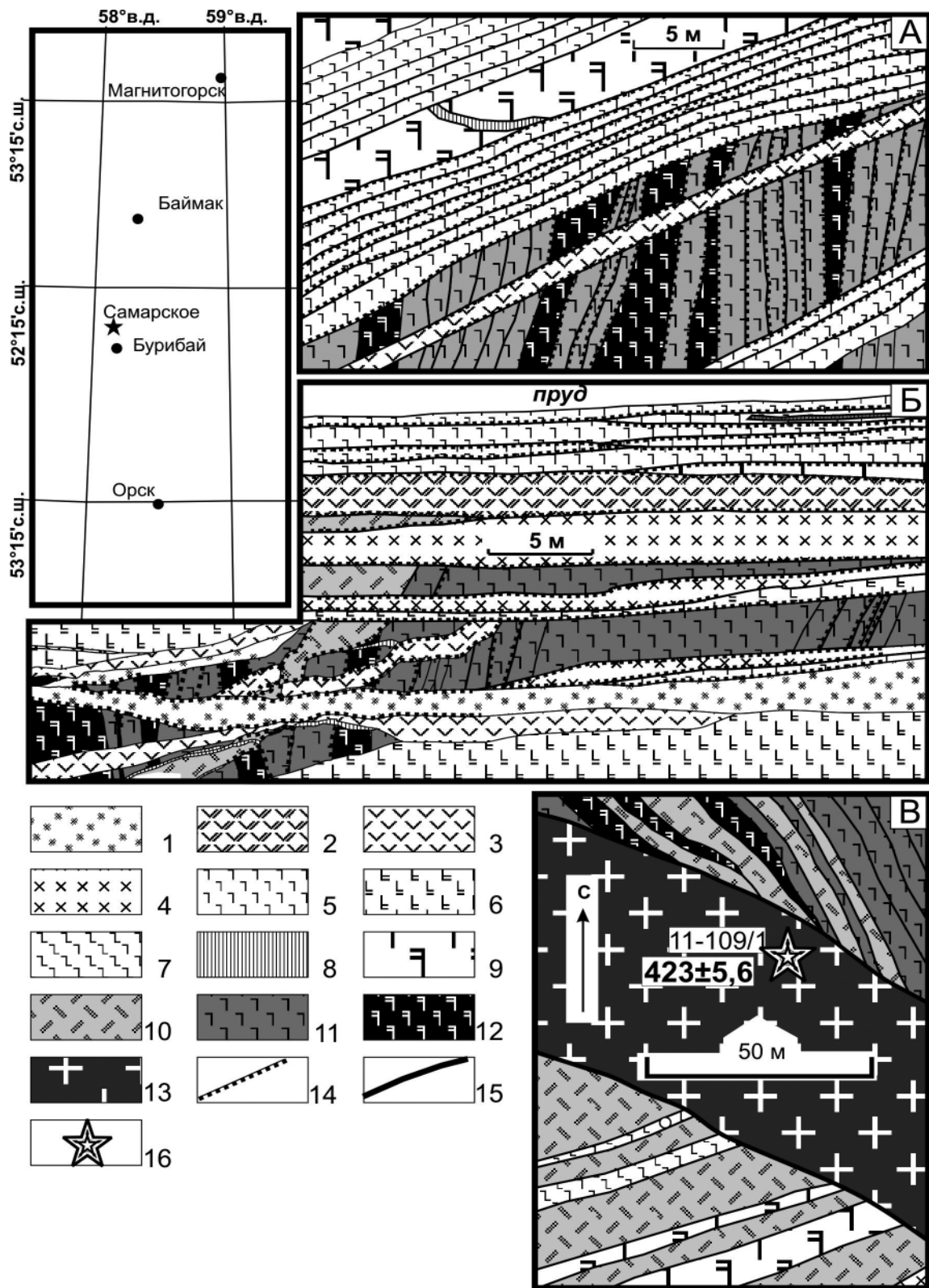


Рис. 1. Дайковые комплексы в районе села Самарское. А – 2,6 км к востоку от северной окраины, Б – 1,1 км к юго-востоку от северной окраины, В – 0,6 км к востоку от центральной части. На врезке положение села Самарское. Условные обозначения: 1 – габбро-долериты мелко-среднезернистые с шаровой отдельностью; 2 – дациты пироксен-плагиоклаз-порфиоровые; 3 – долериты пироксен-плагиоклаз-порфиоровые; 4 – диориты плагиоклаз-порфиоровые; 5 – долериты мелкозернистые афировые в пакетах “дайка в дайке” 2-й генерации; 6 – те же долериты в пакетах с неясными закальными контактами; 7 – пикриты; 8 – микрогаббро афанитовые; 9 – габбро пироксен-порфиоровые; 10 – дациты флюидальные плагиоклаз-порфиоровые; 11 – долериты мелкозернистые афировые в пакетах “дайка в дайке” 1-й генерации; 12 – габбро биотит-пироксен-амфиболовые; 13 – плагиограниты гранофиоровые; 14 – закальные контакты; 15 – тектонические контакты; 16 – точка отбора пробы на цирконы и значение возраста

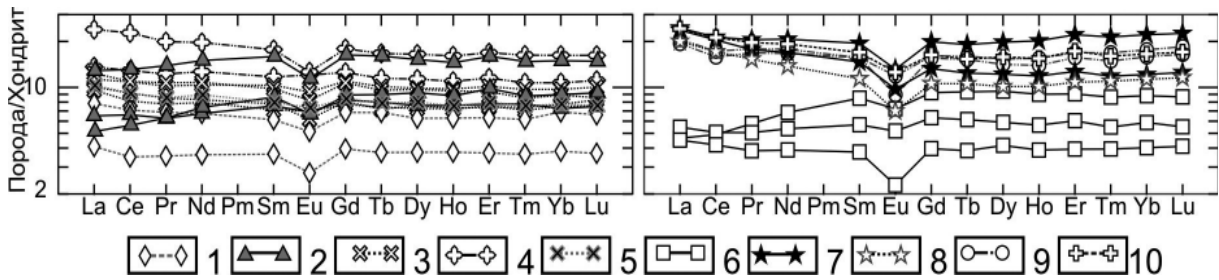


Рис. 2. Графики распределения редкоземельных элементов (Sun McDon, 1989) в магматических породах баймак-бурибайского комплекса: 1 – вариолитовые базальты; 2-3 – дайки афировых долеритов: 2 – 1-й генерации, 3 – 2-й генерации; 4 – дайки пироксен-порфировых долеритов; 5 – дайки афировых долеритов поздней генерации; 6 – габбро скринов даек ранней генерации; 7-8 – гранитоиды ранних малых тел: 7 – плагиогранофировые граниты и тоналиты, 8 – плагиогранит-порфиры; 9 – плагиориолиты и плагиодациты жерловых тел и потоков; 10 – плагиогранофиры поздних жил

Дайково-эффузивный комплекс обнажен в полосе протяженностью более 50 км при ширине до 5 км. В структуре представлены дайки разных генераций, в том числе генерации, образующие пакеты “дайка в дайке”. В скринах находятся плагиограниты, габбро и подушечные базальты. Установить структуру дайкового комплекса и соотношения даек разных генераций, вследствие недостаточной обнаженности, удается лишь в единичных обнажениях, которые обнаружены на левом берегу р. Таналык к востоку от села Самарское (рис. 1).

Породы комплекса “дайка в дайке” представлены афировыми долеритами, микрогаббро, микродиоритами и сессартитами. Ранняя (первая) генерация представлена дайками, которые образуют пакеты по 4-10 полудаек с двухзакальными дайками в центре пакета. Простираения даек этой генерации изменяются от меридиональных до запад-северо-западных. Дайки имеют закалки на контакте со среднезернистыми биотит-амфиболовыми габбро, слагающими скрины. К субстрату, в который внедрялись дайки, вероятно, относятся плагиограниты, слагающие тело северо-западного простираения, мощностью до 50 м. На обнаженных участках устанавливается лишь тектонический контакт гранитов с породами дайкового комплекса. Более молодые образования представлены экструзивными телами флюидалных и массивных риодацитов и риолитов. Эти породы прорываются дайками поздних генераций, имеющих субширотные и восток-северо-восточные простираения. К югу от с. Самарское в скринах даек поздних генераций находятся подушечные базальты. Последовательность формирования даек в поздних генерациях представляется в следующем порядке: 1 – габбро среднекристаллические, образующие мощные, до 5 м, тела; 2 – долериты, микрогаббро, микродиориты, сессартиты афировые, образующие пакеты из 5-7 даек, каждая мощностью до 0,5 м; 3 – гранодиориты плагиоклаз-порфировые; 4 – порфиры пироксен-плагиоклазовые, состав которых варьирует от магнезиальных дацитов до магнезиальных базальтов; 5 – габбро пироксеновые мелкозернистые с шаровой отдельностью. Среди поздних генераций отмечаются дайки пикритов.

Все магматические породы, распространенные в данном районе, принадлежат дифференцированной известково-щелочной серии нормальной щелочности. Единичные пробы габбро принадлежат высококалийевой известково-щелочной или шошонитовой серии. Породы основного состава даек и подушечных базальтов низкотитанистые и часто высокомагнезиальные. Породы в различной степени обогащены РЗЭ, однако демонстрируют близкие слабодифференцированные спектры распределения с незначительной отрицательной Eu-аномалией (рис. 2). Более дифференцированный спектр РЗЭ габбро из скрин и долеритов 1-ой генерации определяет их близость с нормальными базальтами СОХ. На мультиэлементных графиках наблюдаются пониженные концентрации Nb и Ta относительно U и K. Исключение составляют флюидалные риолиты и риодациты, истощенные в отношении K и долериты 1-й генерации, в которых по Ta, в основном, не обозначены минимумы. На дискриминационной диаграмме Th-Zr/117-Nb/16 все точки расположены в поле островодужных пород, а на диаграмме V-Ti/1000 – в поле островодужных толеитов.

В точке 11-109/1 из гранофировых гранитов выделены цирконы. Кристаллы цирконов имеют длиннопризматическую форму. На CL фотографиях в них не наблюдается зональность. По 10 замерам на установке SHRIMP II (ВСЕГЕИ) получено значение возраста $423 \pm 5,6$ млн. лет (поздний силур).

Характер особенностей состава магматических пород района и их структурные соотношения позволяют предположить их генетическую близость, а также близкий возраст формирования. Граниты и габброиды, которые находятся в скринах даек ранней генерации по-видимому сформированы в островодужной обстановке. Более поздние дайки образованы в обстановке внутридугового растяжения, имеющего признаки рассеянного спрединга.

В обстановке внутридугового растяжения сформирована также толща вулканитов контрастной серии (баймак-бурибайская свита). Полученные данные позволяют ставить вопрос о ее позднесилурийском возрасте. Установление позднесилурийского возраста плутонического комплекса является основанием для корреляции сходных по составу, возрасту и геодинамической позиции комплексов Южного и Среднего Урала. На Среднем Урале имеются силурийские значения возраста для габбро-плагиогранитных комплексов, связанных с офиолитами, которые отражают эволюцию островной дуги [7, 8].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН "Строение и формирование основных типов структур складчатых поясов и платформ" и РФФИ, проект 11-05-00011.

Литература

1. Вулканизм Южного Урала / И. Б. Серавкин, А. М. Косарев, Д. Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
2. Иванов К.С., Бикбаев А.З., Мизенс Л.И. и др. Первые находки брахиопод в вулканогенно-осадочных породах ирендыкской свиты на Южном Урале // Ежегодник-1996. ИГиГ УрО АН СССР. Екатеринбург, 1997. С. 13-15
3. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2005. № 4. С. 22-41.
4. Кузьмин М.И., Кабанова Л.Я. Бонинитовые серии Южного Урала: гелогическое и петрографическое описание, особенности состава и проблемы происхождения // Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. Новосибирск: Наука. СО РАН, 1991. С. 156-173.
5. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 199 с.
6. Рязанцев А.В., Белова А.А., Разумовский А.А. и др. Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов из офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар // Геотектоника, 2012. № 2. С. 65-96.
7. Смирнов В.Н., Иванов К.С. Первая силурийская U-Pb-датировка (SHRIMP-II) офиолитов на Урале // ДАН, 2010. Т. 430. № 2. С. 218-221.
8. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Лобова Е.В. Результаты U-Pb-датирования (SHRIMP-II) рефтинского габбро-тоналитового комплекса (Восточная зона Среднего Урала) // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН, 2010. Вып. 157. С. 292-296.
9. Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the forearc-arc Complex // Mountain building in the Uralides: Pangea to the present. AGU Geophysical monograph series, 2002. V. 132. P. 101-134.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБЛОМОЧНЫХ РУД ШЕМУРСКОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Сафина Н.П.^{1,2}, Масленникова С.П.¹

¹ Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс,

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

Шемурское медноколчеданное месторождение находится на Северном Урале и приурочено к северному замыканию Тагильской мегазоны. Рудовмещающими породами являются кислые вулканы нижнешемурской толщи, прорванные разновозрастными дайками основного и кислого составов [5]. Месторождение представлено двумя крупными сложнопостроенными рудными телами и рядом мелких линз. Основное рудное тело отрабатывается в настоящее время карьером. Установлено, что отложения кластогенных фаций локализованы в кровле рудного тела. В их составе выделяются сульфидные брекчии – проксимальные рудные турбидиты; сульфидные песчаники и алевро-песчаники – дистальные турбидиты; госсаниты – продукты полного окисления рудокластитов. Широко распространены дистальные турбидиты, представленные пиритовыми, магнетит-халькопирит-сфалерит-пиритовыми и кварц-пиритовыми рудами с неясно-полосчатыми текстурами и признаками наложения различных структурных разновидностей пирита. Присутствие преобразованных мелкообломочных кластогенных руд свидетельствует о том, сульфидная залежь Шемурского месторождения представляет собой сильно разрушенный холм «черного курильщика».

Ранее с целью выявления минералогических особенностей руд проведено их детальное микроскопическое изучение и сопоставление с преобразованными в результате постседиментационных процессов обломочными рудами других колчеданных месторождений [3]. Установлено, что в брекчиях месторождения обломки массивных и колломорфных серноколчеданных руд окаймлены диагенетическим пиритом. В мелкообломочном цементе брекчий и алевро-песчаных рудах обломки пирита иногда сохраняются в виде реликтов в новообразованных кристаллах пирита. Также здесь концентрируются фрамбоиды, конкреции и эвгедральные кристаллы пирита, замещенные халькопиритом, сфалеритом, магнетитом и кварцем. Установленные тенденции придонного преобразования сходны с таковыми для сульфидно-углеродистых обломочных отложений Сафьяновского колчеданного месторождения [3].

В настоящем сообщении приводятся новые данные о минералогических и геохимических особенностях обломочных руд Шемурского месторождения. Минеральный состав изучался оптическим методом на микроскопах Axiolab (Carl Zeiss) и Olympus BX-51. Химический состав пирита и сфалерита определен плазменным масс-спектрометрическим анализом с индуктивно-связанной плазмой и лазерным микропробоотборником (LA ICP MS) в Тасманийском университете (г. Хобарт, Австралия, аналитики В.В. Масленников, С.П. Масленникова).

По данным микроскопических наблюдений в цементе брекчиевых и алевро-песчаных руд доминирует кварц, менее распространены халцедон и гранат. Кварц присутствует в виде трех разновидностей. Псевдоморфный кварц-1 в брекчиях замещает халькопирит, цементирующий кристаллический пирит с реликтами зон роста. В алевро-песчаных рудах кварц-1, наряду со сфалеритом и пиритом, заполняет полости в конкрециях и эвгедральных кристаллах пирита, изначально выполненных фрамбоидами или рудокластами пирита. Кристаллы кварца-2 характеризуются изометричной или угловатой формой и окружены каймой, насыщенной микровключениями пирита и, возможно, рассеянного органического вещества. В целом границы между зернами кварца регенерационные с пилообразными очертаниями (сутурные контакты по [6]). Внутреннее строение кристаллов кварца-2 характеризуются зональностью. Наложенный пирит образует цепочки кристаллов (до 50 мкм), располагается по зонам роста или контурам зерен кварца. Новообразованный пирит также образует и более крупные скелетные кристаллы (до 200 мкм) с зонами роста. Цементационный кварц-3 наиболее широко распространен в брекчиях, где отмечаются признаки брекчирования пиритовых обломков с заполнением межзернового пространства халькопиритом или кварцем. В алевро-песчаных рудах кварц-3 заполняет трещины в кварц-сульфидной массе.

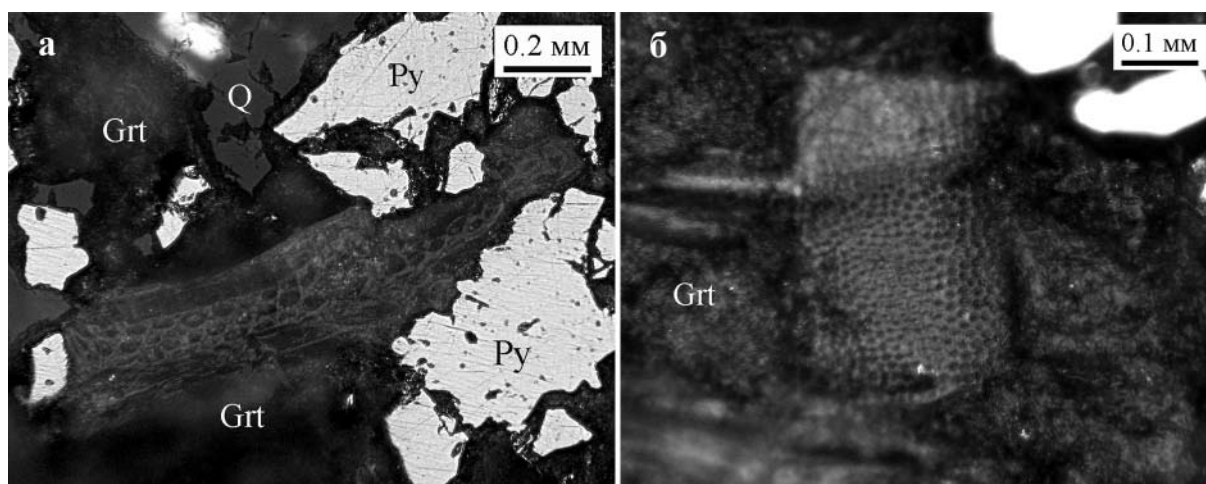


Рис. 1. Биоморфные структуры в преобразованных алевро-песчаных рудах Шемурского колчеданного месторождения. Grt – гранат, Q – кварц, Py – пирит. Отраженный свет

Халцедон образует каймы исключительно вокруг кристаллов эвгедрального пирита. Кристаллы халцедона отличаются крупными размерами (до 500 мкм) и имеют удлинённый облик с изогнутыми контурами, что является результатом наложенных деформаций. В пользу более позднего формирования халцедона относительно кварца свидетельствует отсутствие приуроченной к нему наложенной пиритовой минерализации. Каймы халцедона вокруг кристаллов пирита распространены с одной или двух сторон, тогда как в углеродсодержащих алевропелитах Сафьяновского колчеданного месторождения диагенетические конкреции пирита окружены каймой кварца по всему контуру. Вероятно, халцедон заполняет полости, возникающие при собирательной рекристаллизации пирита в более литифицированном осадке.

В цементирующей халцедон-кварцевой матрице преобразованных алевро-песчаных руд отмечаются сростки кристаллических агрегатов гранатов. Цвет минерала в исследованных шлифах бурый. Поверхность зерен ячеистая, со ступенчатым рельефом. Рентгеноспектральным анализом в составе граната установлено присутствие C, Al, Ca, Si, Fe, Ti, O, Cl, S, что позволяет отнести его к группе гроссуляра-андрадата (РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой, аналитик Ю.Д. Крайнев).

Участки, сложенные гранатом, неравномерно распределены в образцах и приурочены преимущественно к сульфидам. Гранат цементирует кристаллы пирита. Характер границ между гранатом и окружающим кварцем свидетельствует о более раннем формировании первого. Среди гранатовой массы выявлены биоморфные структуры, представленные микротрубками длиной до 1 мм (рис. 1а). При больших увеличениях видно, что они состоят из цепочек вытянутых колец. Изредка трубки изогнуты. В ассоциации с трубками встречаются участки из колоний трубчатых организмов сотовой структуры (рис. 1б). Ранее трубчатые организмы были найдены в продуктах субмаринного окисления кластогенных руд месторождения – госсанитах [4]. Замещение карбонатных и кремнистых биоморфных остатков гранатом в метаморфических палеозойских породах ранее было отмечено Н.П. Малаховой [1].

По результатам LA ICP MS анализов в диагенетическом пирите из брекчий и алевро-песчаных руд выявлены повышенные содержания Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Te, Au, Bi и Pb. Для перечисленных элементов, за исключением Se, Co и Ni, установлены значительные вариации содержаний, что свидетельствует о включениях окружающих сульфидов (халькопирит и сфалерит). Максимальные концентрации Co (до 278.94 г/т) характерны для кристаллов новообразованного пирита и кристаллических оторочек вокруг более ранних форм пирита. Конкреции пирита накапливают Ni (2.95-5.70 г/т) и Se (17.50-61.25 г/т).

В химическом составе новообразованного сфалерита, замещающего конкреции и кристаллы пирита, помимо основных типоморфных примесей Fe, Mn, Ag, Cd и In, концентрируются Cu (105.36-491.57 г/т), Se (28.05-40.13 г/т), Pb (8.46-24.12 г/т) и Ga (13.33-39.18 г/т). Содержания олова в изучаемом сфалерите минимальны и составляют 0.2-0.4 г/т. Сравнение химического состава сфалеритов из преобразованных мелкообломочных руд Шемурского и Сафьяновского колчедан-

ных месторождений показывает, что они сопоставимы по концентрациям большинства элементов-примесей (Se, Mo, Ag, Cd, Te, Hg, Tl, Pb, Bi). Однако в сфалерите изучаемого месторождения выше содержания Fe (1.3-3.5 мас.%) и Mn (41.89-64.80 г/т), а в сфалерите Сафьяновского месторождения накапливаются Cu (до 0.3 мас.%), Sn (до 210.4 г/т), Sb (до 30 г/т), As (до 18 г/т).

В сфалерите Шемурского месторождения часть железа, индия и серебра, а также свинец, связаны с микровключениями халькопирита и, вероятно, галенита. Значимые корреляционные зависимости между содержаниями Cu и Se ($r=0.75$) и, наоборот, отсутствие зависимости между медью с кадмием и железом отражают присутствие в сфалерите микровключений халькопирита с примесью селена. Свинец, в свою очередь, коррелирует с железом ($r=0.83$), серебром ($r=0.94$) и оловом ($r=0.76$).

Характерной чертой Fe- и Mn-содержащего сфалерита Шемурского месторождения является накопление галлия. Положительные корреляционные зависимости между Ga-Mn ($r=0.92$), Ga-Fe ($r=0.53$) и отрицательные – Ga-Cu ($r=-0.78$), отражают изоморфное вхождение галлия в структуру сфалерита. С увеличением содержания галлия в сфалерите уменьшается содержание селена, что подтверждает разные формы вхождения этих элементов в структуру сфалерита.

Результаты исследований состава сфалеритов с помощью LA ICP MS из различных генетических типов месторождений Южного Китая [7] показывают, что концентрирование галлия (11.0-91.7 г/т), наряду с индием, оловом и при полном отсутствии селена, является характерной чертой стратиформных свинцово-цинковых месторождений (SEDEX-тип). В сфалерите палеогидротермальных труб «черных курильщиков» из колчеданных месторождений Урала наблюдается ассоциация галлия с марганцем, кадмием, сурьмой, оловом и индием [2]. При этом концентрации галлия в таком сфалерите варьируют от 5.6 до 484.6 г/т, в среднем – 75.1 г/т. В сфалерите преобразованных мелкообломочных руд Шемурского колчеданного месторождения отмечается ассоциация галлия с марганцем, железом и ртутью.

Обращает на себя внимание концентрирование в составе новообразованного пирита и сфалерита Шемурского месторождения золота, серебра, висмута, свинца и теллура. Поступление в раствор этих элементов чаще всего связано с растворением аксессуарных минералов, присутствующих в виде микровключений в обломках гидротермального халькопирита или сфалерита. Этот факт может косвенно свидетельствовать о присутствии в составе исходных обломочных руд Шемурского месторождения аксессуарных минералов.

Текстурно-структурные особенности, минеральный и геохимический состав изученных руд, а также сопоставление их с другими колчеданными месторождениями позволяют говорить о постседиментационном преобразовании брекчий и алевро-песчаных руд в условиях диагенеза и глубинного катагенеза. Очевидно, что на начальном этапе диагенеза минералообразование происходило в более восстановительных условиях в присутствии органического вещества (образование фрамбоидов, конкреций и эвгедральных кристаллов пирита), на более позднем этапе – в более окислительных условиях (появление халькопирита и сфалерита). Признаки катагенеза проявлены в образовании микроструктур растворения и регенерации в результате гравитационного уплотнения осадка, а также в появлении граната – минерала, характерного для метаморфических пород [6]. Возникновение микротрещин в руде с последующим их заполнением кварцем-3 также происходило в результате уплотнения осадка в условиях катагенеза. Главным признаком наступления стадии метакатагенеза в осадочных породах по [6] являются рекристаллизационно-бластические микроструктуры минералов, отсутствующие в изученных рудах.

На основании сопоставления химического состава минералов преобразованных обломочных руд Шемурского и других колчеданных месторождений установлено обеднение новообразованных сульфидов большинством элементов-примесей в результате истощения растворов в закрытой системе при диагенезе и катагенезе.

Авторы благодарят В.В. Масленникова, Р. Ларжа, Л. Данюшевского, Ю.Д. Крайнева за помощь при выполнении анализов, Л.Я. Кабанову за продуктивные консультации.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Президиума РАН № 23 (№ 12-П-5-1003), Интеграционного проекта УрО-СО РАН (№12-С-5-1010), проекта ОФИ-2013 (№ 13-5-012-недра), ГК № 14.740.11.1048.

Литература

1. Малахова Н.П. Фауна в метаморфических породах Урала. Свердловск: Институт геологии и геохимии УрО АН СССР, 1967. 144 с.
2. Масленникова С.П., Прожерова И.А. Геохимические ассоциации в палеогидротермальных трубах черных курильщиков Александринского и Яман-Касинского медно-цинково-колчеданных месторождений Южного Урала // Металлогения древних и современных океанов-2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 109-117.
3. Сафина Н.П., Масленников В.В. Последовательность минералообразования в кластогенных рудах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Записки РМО, 2008. Ч. СXXXVII. № 4. С. 89-103.
4. Сафина Н.П., Аюпова Н.Р., Жуков И.Г. и др. Текстурно-структурная и минералогическая характеристика кластогенных руд Шемурского месторождения // Уральская минералогическая школа – 2010. Екатеринбург: УГГУ, 2010. С. 154-158.
5. Трякина Н.П. Некоторые особенности геологического строения и зональности руд Шемурского месторождения // Вопросы генезиса эндогенной зональности колчеданных месторождений. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 148. М., 1979. С. 62-65.
6. Япаскурт О.В. Стадиальный анализ садочного процесса // Литосфера, 2008. № 4. С. 364-377.
7. Ye L., Cook N.J., Ciobanu C.L., Yuping L., Qian Z., Tiegeng L., Wei G., Yulong Y., Danyu-shevskiy L. Trace and minor elements in sphalerite from base metal deposits in South China: A LA-ICPMS study // Ore Geology Reviews, 2011. № 39. P. 188–217.

ПИРОФИЛЛИТОВОЕ СЫРЬЕ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПОЛЕЙ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Синяковская И.В.¹, Зайков В.В.²

¹ Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе, sin@mineralogy.ru,

² Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Пирофиллитовое сырье колчеданосных полей представляет собой особый тип пород, которые содержат пирофиллит – $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$ – в количестве от 20 до 60 % и, кроме того, кварц, каолинит, диаспор, серицит и некоторые другие минералы. По существующей типизации, составленной с использованием современной геодинамической основы [1, 4], они представлены гидротермально измененными породами в кислых и средних вулканогенных толщах островных дуг и окраинных морей палеозойского и мезозойского возраста, вмещающих колчеданное оруденение [2]. Минералого-технологическими исследованиями установлено, что данные породы могут использоваться в качестве нерудного полезного ископаемого [3]. Пирофиллитовые месторождения разрабатываются в ряде зарубежных стран для производства керамических и огнеупорных изделий, наполнителей инсектицидов, бумаги, резины, пластмасс.

На территории России этот тип сырья наиболее распространен в пределах Уральской *палеозойской островодужной складчатой системы*, где зоны пирофиллит-содержащих метасоматитов являются составной частью серицит-кварцевой метасоматической формации, сопутствующей колчеданному оруденению. Рудовмещающей является бимодальная вулканогенная серия.

Месторождения Чистогоровское, Куль-Юрт-Тау и Гай оценены как потенциальные источники пирофиллитового сырья. Другие объекты – Подольское, Балта-Тау, Бакр-Тау, Мазарское, Узельга, Пышминское, Красногвардейское, Кабанское – содержат пирофиллитовую 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 натриевой риолит-базальтовой формации 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, пирофиллит, иногда серицит, хлорит. Судя по характерному минераль-

ному составу и реликтовым структурам пород, пирофиллитсодержащие метасоматиты образовались по риодацитовым порфиритам.

Аналогично, на других объектах залежи пирофиллитового сырья приурочены к апикальным и периферийным частям экструзивно-эффузивных куполов. Исходные покровы (потоки) лав риодацитов 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 пирофиллитсодержащие метасоматиты.

Наиболее детально изучены месторождения Куль-Юрт-Тау (Башкортостан) и Гай (Оренбургская область), установлена связь процессов пирофиллитизации и синрудного гидротермального метасоматоза исходных риодацитов вулcano-купольных сооружений в интервале температур 300–420 °С. Текстурно-структурные особенности пирофиллитсодержащих метасоматитов определяются позднепалеозойскими динамометаморфическими преобразованиями. Морфология залежей пирофиллитового сырья и их мощности унаследованы от исходных вулканических потоков. Обычно это линзы длиной 0.6–1.5 км и шириной 100–140 м, в пределах которых сырье в соответствии с особенностями минерального и химического состава, представлено четырьмя типами: пирофиллит-кварцевое низкощелочное ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 0.2–0.4 %); серицит-пирофиллит-кварцевое щелочное ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 1.9–2.5 %); диаспор-серицит-пирофиллитовое высокоглиноземистое (Al_2O_3 38.0–45.6 %); пирофиллитовое глиноземистое (Al_2O_3 26.7–28.6 %).

Известно наличие пирофиллита аналогичного генезиса в Майкаинской и Чингизской зонах Казахстана. Их отличительной особенностью является отсутствие сланцеватых текстур пирофиллитовых пород в связи с тем, что динамометаморфическая стадия их преобразования на этих объектах не проявлена.

В мезозойских структурах Тихоокеанского складчатого пояса пирофиллитовая минерализация проявлена в провинции «зеленых туфов» Японии и в Корее. Примером пирофиллитизации в пределах формации «зеленых туфов», сопровождающей сульфидные залежи гидротермального происхождения, является рудник Ашио в центральной части острова Хонсю. По данным Т. Кусанаги, формированию серии медных жил предшествовала пирофиллитизация вмещающих кварцевых порфиров. Пирофиллит распространен в трубоподобных телах протяженностью до нескольких сотен метров. Аналогичная ситуация отмечена на месторождении Эзури (район Хокуроку, префектура Акита), где, по данным Ю. Ишикава и др., пирофиллитовая минерализация связана с жильными телами, образовавшимися после отложения главной массы сульфидов. Район сложен преимущественно молодыми (до среднего миоцена) субмаринными кислыми вулканитами и их пирокластами. Формирование месторождения происходило в две стадии: 1) отложение руд типа куроко; 2) образование жильных рудных тел, тяготеющих к зоне экзоконтакта штоков кварц-порфира. Рудные залежи типа куроко сопровождаются зонами изменения, в которых последовательно выделяются подзоны: серицит-калишпатовая, серицит-хлоритовая, плагиоклаз-серицит-хлоритовая, плагиоклаз-серицит-хлорит-монтмориллонитовая. В зальбандах рудных жил зональность иная: выделяются пирофиллит-каолинит-серицит-хлоритовая, серицит-калишпатовая, серицит-хлоритовая, плагиоклаз-серицит-хлоритовая, плагиоклаз-серицит-хлорит-монтмориллонитовая подзоны, отмечается вкрапленность пирита.

Месторождения в восточной части бассейна Тикума представлены небольшими телами трубообразной формы, расположенными в пределах или вблизи миоценовых субвулканических интрузий среднего состава. Т. Фуджи и Д. Хидео установлено зональное расположение измененных вмещающих пород от пирофиллитовой зоны через промежуточные к слабо измененным. Обычные минералы – пирофиллит, зунит, диаспор, корунд, накрит, диккит.

Кроме того, известны месторождения в лавах и пирокластике миоценового возраста, локализованные в западной части бассейна Тикума. Проявлена силификация пород, причем зоны с пирофиллитом занимают промежуточное положение между зонами интенсивной силификации и слабого изменения. Главные минералы в залежах пирофиллит, кварц, диаспор, серицит, алунит.

К Средиземноморскому поясу относятся метасоматические месторождения пирофиллита в Марокко, Турции, Словакии, Болгарии, Закавказье. По геологическим особенностям они сходны с японскими, но уступают по качеству руд. В Кавказской провинции, охватывающей

мезозойские вулканические зоны Малого Кавказа, пиррофиллитовые месторождения известны в Азербайджане (Кырвакарское) и Грузии (Бектакарское, Шарукарское).

На Кырвакарском месторождении пиррофиллитовые породы залегают в толще туфов средней юры, вмещающие породы гидротермально изменены до алуни-пиррофиллит-каолинового агрегата. Бектакарское месторождение расположено среди вулканогенно-осадочных отложений верхнего мела, прорванных кислыми субвулканическими интрузиями. Метасоматиты имеют кварц-полевошпат-серицитовый состав с пиррофиллитом и каолинитом и оценены как фарфоровые камни.

Геодинамическая обстановка определяет условия формирования пиррофиллитовых метасоматитов. В период вулканизма она обуславливает состав магм, уровень магматических очагов, характер вулканических сооружений, положение их относительно континентальной и океанической коры и морских бассейнов. В свою очередь, все эти обстоятельства влияют на состав гидротермальных растворов, их динамику, характер метасоматических реакций. После завершения вулканизма геодинамическая обстановка определяет характер последующих тектонических дислокаций и, соответственно, условия залегания ранее сформированных и новообразованных при региональном или динамическом метаморфизме залежей пиррофиллитового сырья.

Изотопные данные. Получены первые данные по изотопному составу кислорода в кварце из жил, встреченных в пиррофиллитовых породах Уральского региона. Анализы выполнены в центре геологии и окружающей среды университета г. Акита (Япония). Полученные значения для $\delta^{18}\text{O} = +8.5\%$ подтверждают установленную связь между процессом формирования пород, сложенных пиррофиллитом, диаспором и кварцем, и синрудным гидротермальным метасоматозом [3]. Следует отметить, что кислород в кварце из пиррофиллит-кварцевой жилы золоторудного Березовского месторождения имеет более тяжелый изотопный состав (+12.15%). Возможно, после более детального изучения этой закономерности, ее можно будет использовать для разбраковки зон, несущих колчеданную и золоторудную минерализацию.

Работа по теме финансируется Министерством образования и науки РФ (ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России», проект 14.740.11.1048 «Геохимия металлоносных отложений палеозойского (Урал) и мезозойского (Тетис) океанов»).

Литература

1. Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 259 с.
2. Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. 284 с.
3. Сияковская И.В., Зайков В.В. Пиррофиллитовое сырье месторождения Куль-Юрт-Тау (Башкортостан). Екатеринбург: Наука, 2010. 154 с.
4. Sinyakovskaya I.V., Zaykov V.V., Kitagawa R. Types of pyrophyllite deposits in foldbelts // Resource Geology, 2005. V. 5. № 4. P. 405-418.

ИННОВАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПОДЗЕМНОЙ РАЗРАБОТКИ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Соколов И.В., Смирнов А.А., Антипин Ю.Г., Никитин И.В., Барановский К.В., Соломенн Ю.М.

Институт горного дела Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург

Горную науку можно определить как систему теоретических и методологических знаний об условиях, способах и средствах освоения и сохранения недр Земли и окружающей среды. Практическая цель горной науки заключается в создании безопасных, эффективных, автоматизированных, ресурсосберегающих и экологически чистых геотехнологий. Тогда теснота связи между теорией и практикой горного дела обуславливается внедрением в производство инновационных технологий.

Анализ источников позволил под *технологической инновацией* понимать получение нового или эффективного производства имеющегося продукта, а также новые или усовершен-

тованные технологические процессы, внедрение которых в производство обеспечивает фиксированное получение дополнительной ценности (прибыль, опережение, лидерство, приоритет, коренное улучшение, качественное превосходство, креативность, прогресс). При этом необходим процесс: инвестиции → разработка → процесс внедрения → получение качественного улучшения или дополнительной ценности. Особенность *инновации* в том, что с одной стороны, она основывается на результатах научных исследований, с другой, не является таковой, пока успешно не внедрена и не начала приносить пользу. Геотехнологии, соответствующие вышеприведенным признакам, следует считать инновационными.

Следует отметить, что применение высокопроизводительной самоходной техники (СО) само по себе уже не является инновацией, даже при условии использования автоматизированных машин с дистанционным управлением. (Хотя, по мнению некоторых авторов, инновацией может считаться освоение технологии, которой до сих пор не было в отрасли экономики, но которая успешно внедрена в отраслях-конкурентах других стран. Такую инновацию называют «трансфертом технологий»). Полагаем, существует некий временной лаг, в течение которого внедренная технология обладает инновационностью, за пределами которого она переходит в разряд традиционных (тиражируемых). С другой стороны, эффективное применение СО невозможно без соответствующей модернизации как отдельных технологических процессов, так и вариантов (способов и схем) вскрытия и систем разработки в целом, где открывается широкое поле для инноваций. Основными направлениями изыскания инновационных технологий следует считать:

- в области вскрытия и подготовки месторождений:
 - вскрытие штольнями и автоуклонами с увеличением области применения автомобильного транспорта. Особенно эффективно это решение при комбинированной разработке с использованием пространства карьера для сокращения длины уклонов и подъема руды на поверхность карьерными автосамосвалами. Перспективно создание новых видов универсальных (в том числе шахтных) транспортных средств;
 - при отработке наклонных рудных залежей целесообразен переход от погоризонтной схемы подготовки запасов к пространственно-объемной.
- в области систем разработки:
 - конструирование комбинированных геотехнологий разработки переходных зон с применением рудных и искусственных изолирующих массивов для изоляции подземных очистных выработок от карьерного пространства и использованием карьерного пространства и оборудования;
 - применение восходящего порядка отработки этажа или всего месторождения с заменой твердеющей закладки на сухую или гидравлическую, в том числе с использованием хвостов обогащения и пород от проходки выработок;
 - увеличение размеров выемочных единиц с сокращением количества буровых подэтажей путем применения более мощных буровых и погрузо-доставочных машин (ПДМ);
 - создание простых конструкций блоков, обеспечивающих безопасность отбойки, выпуска и эффективные показатели извлечения, особенно при системах с массовым обрушением и площадным выпуском руды;
 - привнесение в камерные системы разработки с закладкой конструктивных элементов, присущих другим классам, например, формирование рудных предохранительных целиков с целью снижения разубоживания;
 - переход на системы с обрушением (что особенно актуально в посткризисный период) там, где использование систем с закладкой не вызывается необходимостью выполнения требований экологической и промышленной безопасности. Так, предварительные технико-экономические расчеты показали, что для условий Полярного Урала экономически целесообразно применение систем разработки с обрушением руды и вмещающих пород;
 - при выборе систем разработки применение СО как на основных процессах добычи руды (проходка выработок, бурение скважин, погрузка и доставка руды), так и на вспомогательных (крепление, доставка материалов и т. д.) должно являться принципиальным положением. Однако, следует отметить, что переход на СО обеспечивает необходимый эффект только при одновременном повышении производительности труда на всех процессах очистной выемки.

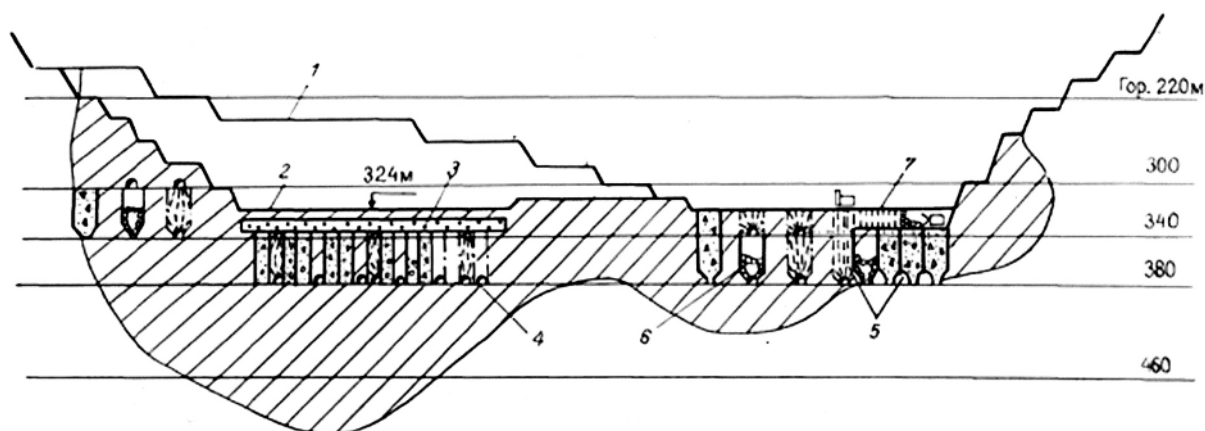


Рис. 1. Технологическая схема отработки Учалинского месторождения:

1 – контур карьера на начало подземных работ; 2 – предельный контур карьера; 3 – искусственная потолочина; 4 – камерная выемка под искусственной потолочинной; 5 – камерная выемка под временной рудной потолочинной; 6 – камерная выемка под временной рудной потолочинной с использованием карьерного оборудования

Ниже приведены некоторые примеры инновационных технологий, разработанных и внедренных с участием авторов в практику и проектирование подземного освоения уральских медноколчеданных месторождений.

Для отработки переходной зоны северного фланга Учалинского месторождения впервые внедрена широкомасштабная технология камерной выемки с твердеющей закладкой под искусственной потолочинной, созданной путем отработки подкарьерных запасов камерно-целиковой системой с твердеющей закладкой. В результате отработки переходной зоны камерами с твердеющей закладкой образуется искусственный массив-потолочина толщиной 9 м и прочностью 4-6 МПа, под которым вынимаются камеры шириной 10-15 м (рис. 1).

Данная технология создана на основе новой систематизации и методики выбора эффективных способов отработки переходных зон, учитывающей принцип изолированности подземных очистных выработок от карьерного пространства и влияние специфических факторов [1], таких как:

- потенциальная возможность использования выработок и оборудования ОГР для целей вскрытия и подземной разработки;
- повышенное горное давление, действующее в конструктивных элементах системы разработки и сопряженных с карьером барьерных целиках;
- высокая вероятность образования активных аэродинамических и гидравлических связей между подземными выработками и открытым пространством карьера.

Внедрение технологии позволило существенно повысить безопасность и эффективность комбинированной разработки Учалинского месторождения за счет ввода в эксплуатацию этажа 324/380 м на 3-4 года раньше планового срока с производительностью 300 тыс. т руды в год. Таким образом, технология создана на основе результатов научных исследований, обладает технической новизной, внедрена в производство с существенным эффектом, следовательно, является инновационной.

Одной из первоочередных задач является объективный выбор оптимальной технологии с использованием комплексов СО. Создана экономико-математическая модель (ЭММ) и программа выбора оптимальной системы разработки медноколчеданных месторождений Урала. Так, для Гайского месторождения, разрабатываемого этажно-камерной системой с твердеющей закладкой с производственной мощностью 5,6 млн. т руды/год, в результате ЭММ установлена экономически эффективная величина производительности СО: 80 м/смену для Solo-1006; 550 т/смену - TORO-400; 1000 т/смену – TORO-501.

При освоении нижних горизонтов месторождения планируется увеличить мощность рудника до 7 млн. т/год за счет применения ярусного способа вскрытия и разработки. Отработка ярусов производится независимо за счет оставления временного междуярусного целика (МЯЦ) в этаже 830/910 м [2]. Для его отработки обоснован наиболее рациональный вариант поэтажно-камерной системы разработки двумя подэтажами разной высоты (рис. 2). В первую очередь

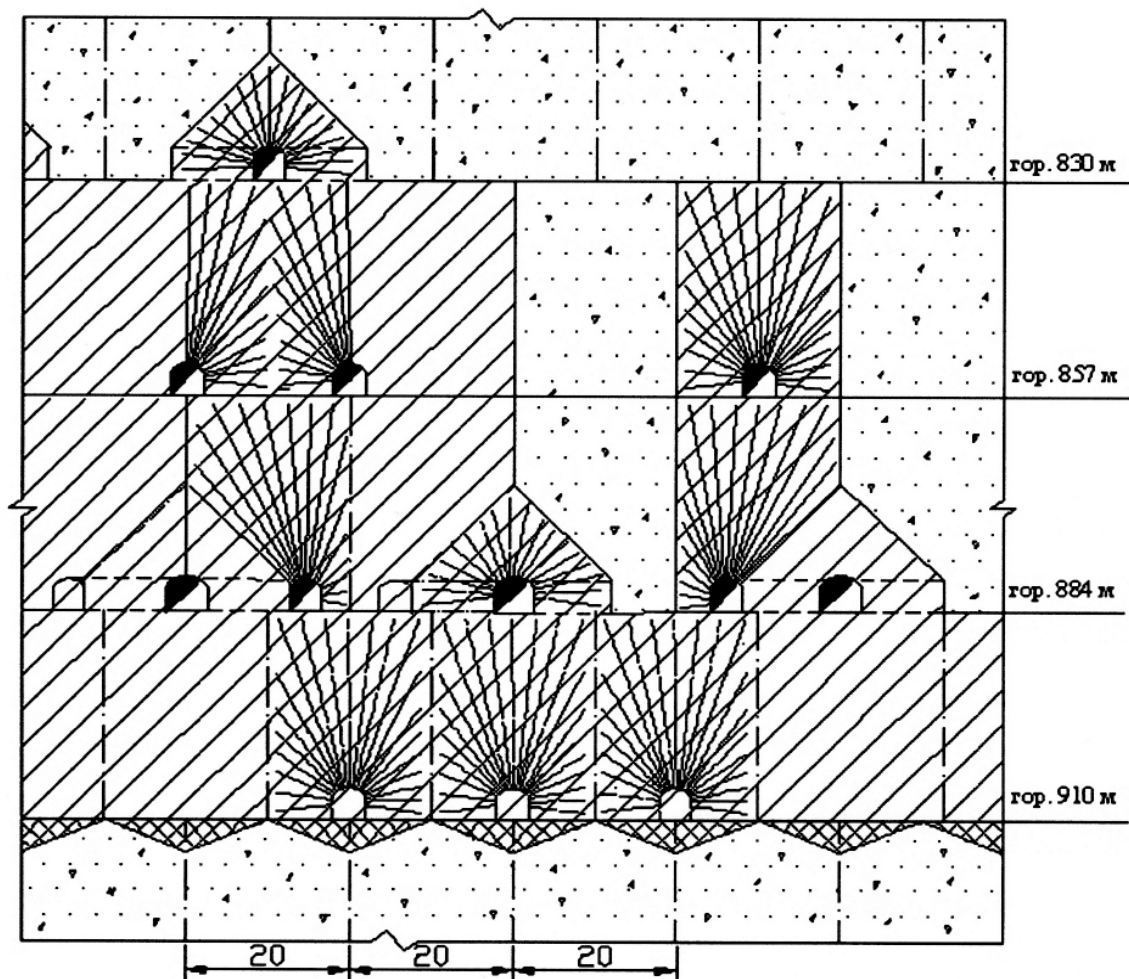


Рис. 2. Подэтажно-камерная система разработки МЯЦ Гайского месторождения

вынимается верхний подэтаж 830/884 м высотой 54 м, а затем нижний – 884/910 м высотой 26 м. При этом верхний подэтаж отрабатывается по традиционной технологии с траншейным днищем и площадным выпуском. Нижний, находящийся в более сложных геомеханических условиях, вынимается сплошным порядком камерами с плоским днищем и торцовым выпуском руды, что позволяет интенсифицировать его отработку путем использования мощных ПДМ типа *SAT R2900G* грузоподъемностью 17,2 т. Условием успешного применения данной технологии является заблаговременное и целенаправленное создание днищ камер в этаже 830/910 м под использование СО путем формирования кровли отрабатываемых камер нижележащего этажа 910/990 м. В настоящее время ведется подготовка камер к очистной выемке МЯЦ на южном фланге.

Молодежное медноколчеданное месторождение к 2004 году было отрабатано карьером до предельной глубины 260 м. ИГД УрО РАН выполнено ТЭО (проект) доработки запасов подземным способом, в котором обоснованы вариант вскрытия и технология разработки месторождения. Вариант вскрытия определен на основе созданной систематизации и ЭММ вскрытия подземных запасов при комбинированной разработке медноколчеданных месторождений [3]. В основу разделения на классы положен признак характеризующий способ вскрытия – тип главных вскрывающих выработок (вертикальный, наклонный ствол, автотранспортный уклон, штольня); на группы – главная особенность схемы вскрытия – место заложения главных вскрывающих выработок (земная поверхность или карьер); на варианты – тип и место заложения вспомогательных вскрывающих выработок. Данная систематизация учитывает многие аспекты разработки месторождения: горно-геологические, горнотехнические и экономические условия, его масштабность, технологию подземной добычи, из специфических условий – глубину карьера и распространения запасов, схему комбинированной разработки месторождения (последовательная, параллельная). Это позволило изыскать и сконструировать новый перспективный вариант вскрытия автоуклонами с использованием карьерного пространства и оборудования.

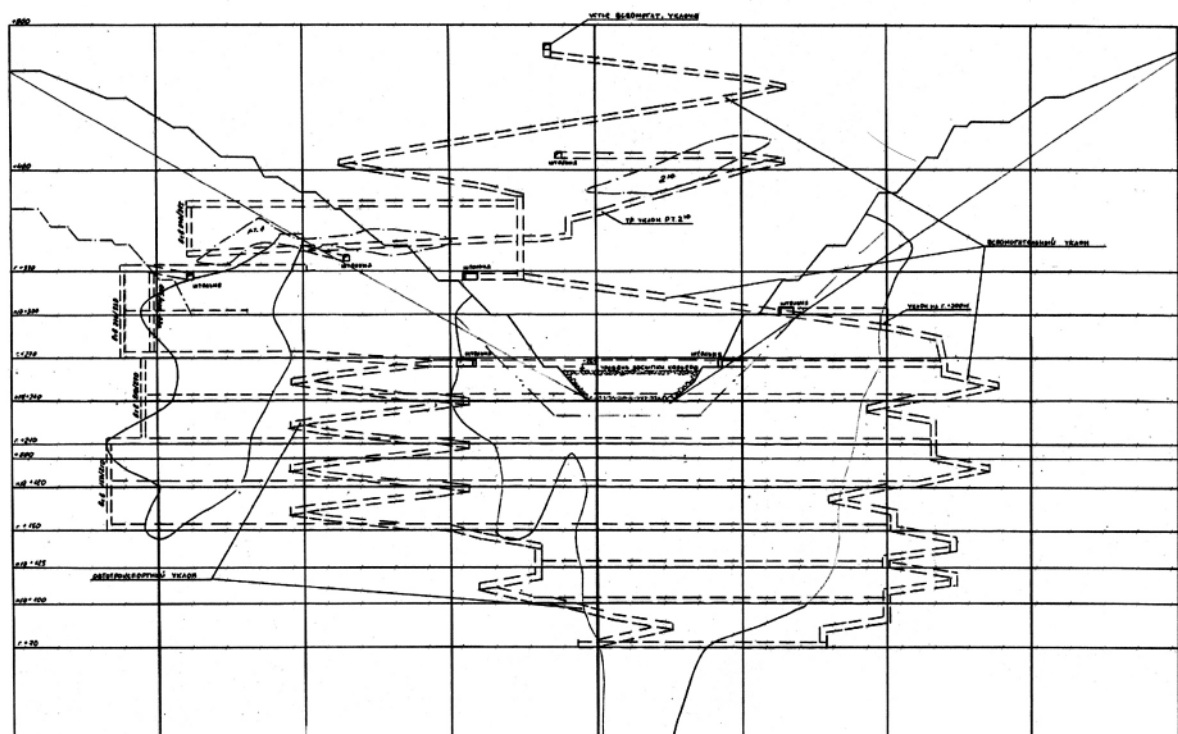


Рис. 3. Схема вскрытия Молодежного месторождения

ЭММ вариантов вскрытия показало, что вскрытие автотранспортным уклоном, пройденным из карьера под углом 7° , и вспомогательным уклоном с поверхности под углом $7^\circ-9^\circ$ и штольнями является предпочтительным в сравнении с традиционным вскрытием вертикальными стволами (рис. 3). Транспортирование руды в карьер осуществляется шахтными автосамосвалами *TORO-35*, *MT-50* и *EJC-20*. Перегрузочный пункт из шахтного в карьерный транспорт оборудован в карьере вблизи устья автоуклона, используется экскаватор ЭЖГ-4,6. На поверхность руда вывозится самосвалами БелАЗ-7540. Рудное тело №1 отрабатывается поэтажно-камерной системой с твердеющей закладкой с применением буровых станков *SOLO-1007* и ПДМ типа *TORO-400*. Эффективность разработки Молодежного месторождения увеличена за счет снижения стоимости ГКР, срока строительства и ввода рудника на 2 года и поэтапного (поэтажного) вовлечения запасов в эксплуатацию. Кроме того, внедрение данной технологии позволило нарастить производственную мощность рудника с 400 до 650 тыс. т руды в год без дополнительных инвестиций.

Таким образом, рассмотренные геотехнологии освоения уральских медноколчеданных месторождений, созданные на основе сформулированных направлений совершенствования подземной разработки и новых классификаций, внедренные в производство со значительным экономическим эффектом, соответствуют всем признакам инноваций.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 27 в рамках конкурсного проекта 12-П-5-109 УрО РАН «Разработка инновационных технологий добычи и рудоподготовки стратегического минерального сырья на основе геолого-технологической оценки месторождений и техногенных объектов Уральского региона».

Литература

1. Волков Ю.В., Соколов И.В. Оптимизация подземной геотехнологии в стратегии освоения рудных месторождений комбинированным способом // Горный журнал, 2011. № 11. С. 41–44.
2. Волков Ю.В., Соколов И.В., Антипин Ю.Г. Обоснование технологии отработки междурусного целика при освоении Гайского медноколчеданного месторождения // Изв. вузов. Горный журнал, 2010. № 3. С. 4-10.
3. Соколов И.В., Антипин Ю.Г. Систематизация и экономико-математическое моделирование вариантов вскрытия подземных запасов при комбинированной разработке месторождений // Горный журнал, 2012. № 1. С. 67–71.

ВЫСОКОГЛИНОЗЁМИСТЫЕ ПОРОДЫ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Сорока Е.И.

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

Высокоглинозёмистые породы с диаспором, пирофиллитом и др. минералами свободного глинозёма часто встречаются в рудовмещающих толщах колчеданных месторождений Урала. Месторождения Чистогорское, Куль-Юрт-Тау, Гайское оценены как потенциальные источники пирофиллитового сырья [11]. Предполагается, что вулканогенные породы кислого состава были превращены в пирофиллитовые метасоматиты в процессе синрудного метасоматоза, сопровождавшегося выносом оснований и щелочей и привнесом глинозёма при инертном поведении титана и кремнезёма [11]. Но присутствие в породах диаспора указывает на инертное поведение алюминия при повышенной миграционной способности кремния [5]. В таком случае образование свободного глинозёма могло быть связано с процессами гидролиза полевых шпатов и замещения их кварцем и серицитом (рис. 1 б) под воздействием серноокислых растворов.

Подобный процесс, вероятно, происходил в приконтактной зоне рудных тел на медно-колчеданном месторождении Сафьяновское (Средний Урал). Здесь в осветленных породах на контакте с массивными пирит-халькопиритовыми рудами развита глинозёмистая ассоциация кварц-алунит-серицит-каолинит-пирит, которая на протяжении первых десятков сантиметров от контакта сменяется ассоциацией кварц-серицит (иллит)-каолинит (накрит)-хлорит (карбонат). Содержание Al_2O_3 в алунит-каолинит-кварцевых разностях околорудных метасоматитов достигает 28 мас. % [13]. В гидротермально изменённых породах рудовмещающей толщи, представленных изменёнными вулканитами кислого-среднего состава и углеродисто-кремнистыми образованиями (эйфель-живет) определены также диаспор и пирофиллит, которые выделяются в скрытокристаллической форме и подтверждаются данными рентгенофазового и термического анализов [13].

На колчеданном месторождении Куль-Юрт-Тау (Баймакский рудный р-н, Южный Урал) встречаются достаточно мощные толщи пирофиллитовых пород и диаспоритов [11]. Рудовмещающие породы месторождения представлены вулканитами дацитового, риолитового и андезитово-базальтового состава баймак-бурибайского комплекса эйфельского возраста. Глинозёмистые породы приурочены к зоне расланцевания гидротермально изменённых вулканитов и образуют полосы и линзы различной мощности. Диаспоровые породы образуют гнезда и линзы мощностью 0,5-2 м. Агрегаты диаспора (размер отдельных зёрен 1.0-1.5 мм) образуют обособления типа желваков от 1.5 до 6 см (рис. 1 в). В пирофиллит-диаспоровых обособлениях находятся пятна зеленовато-белого пирофиллита (рис. 1 г) и жилки более позднего шестовато-волокнистого пирофиллита (1,5-15 мм), ориентированного поперек прожилкования, в подчинённых количествах присутствуют серицит и каолинит. Содержание Al_2O_3 в диаспоросодержащих разностях достигает 47 мас. % [11].

Высокоглинозёмистые породы Гайского медноколчеданного месторождения (Оренбургская область, Южный Урал) приурочены к его северной части. Рудовмещающие отложения относятся к риолит-базальтовой формации эйфельского возраста. Диаспоровые породы представлены линзовидными телами серого цвета среди кварц-серицит-пирофиллитовых сланцев [14]. Диаспор выделяется в виде призматических зёрен (размер 0,02-0,1 мм) и скрытокристаллических обособлений сложной формы (от 1 до 10 мм) (рис. 1 д). Диаспоровые сланцеватые разности обычно содержат участки и будины массивных серицитовых и пирофиллитовых кварцитов, которые характеризуются низкими содержаниями Si и повышенными содержаниями Al и Ti [16]. Суммарное содержание $(FeO+Fe_2O_3)$ около 1 мас. %. В диаспоровых массивных разностях содержание Al_2O_3 достигает 45 мас. % [14].

Для высокоглинозёмистых пород колчеданных месторождений Куль-Юрт-Тау и Гайское характерно отсутствие вкрапленности пирита, что может свидетельствовать и об отсутствии в растворах диссоциированной H_2S , а также высокой температуре процесса. Пример таких образований – диаспоровые разности вторичных кварцитов в Срединном камчатском хребте,

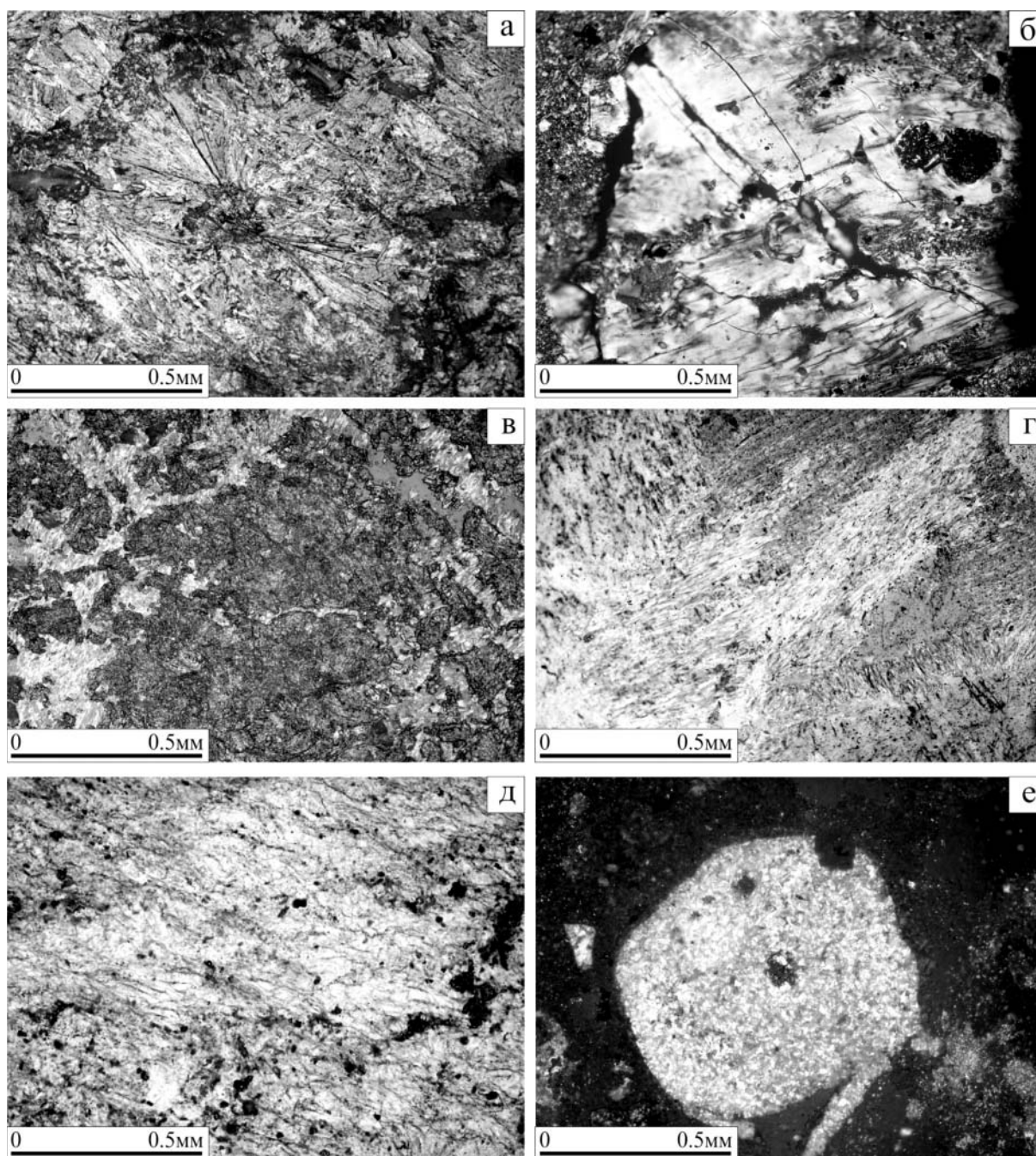


Рис. 1. Микротографии шлифов высокоглинозёмистых пород рудных месторождений Урала: а – радиально-лучистые агрегаты кристаллов диаспора в диаспорите, обр. 6767, Приполярный Урал, николи скрещены; б – замещение полевых шпатов слюдистыми минералами, колчеданное м-ние Сафьяновское, Ср. Урал, николи скрещены; в – скрытокристаллический диаспор (темные обособления сложной формы) и светлые мелкочешуйчатые образования пирофиллита в диаспор-пирофиллит-кварцевой породе, обр. 2064-2, колчеданное м-ние Куль-Юрт-Тау, Юж Урал, николи скрещены (коллекция И.В. Синяковской); г – мелкочешуйчатый струйчатый пирофиллит, обр. К-9-1, м-ние Куль-Юрт-Тау, николи скрещены (коллекция И.В. Синяковской); д – пирофиллит (диаспор)-кварцевая порода, темное – выделения гематита и рутила, медноколчеданное м-ние Гайское, Юж. Урал, николи параллельны (коллекция В.Н. Удачина); е – бобовина с выделениями бёмита (диаспора), красный бобовый немаркий боксит, м-ние Красная Шапочка, СУБР

которые формируются в процессе высокотемпературного метасоматоза под воздействием галлоидных кислот [4]. Но, по экспериментальным данным [5], Al обнаруживает слабый вынос в хлоридных растворах – от 2.6×10^{-5} до 10^{-4} м. Такая растворимость практически не способна обеспечить его реальный транспорт, и только в растворах HF с концентрацией 10^{-2} - 10^1 м растворимость алюминия поднимается до 10^{-3} - 10^{-2} м.

На колчеданных месторождениях Кабанской группы (Средний Урал) [8] метаморфизованные глиноземистые породы («алюмосилицилаты») включают разности с андалузитом, корундом, диаспором, пирофиллитом и галоидсодержащими минералами – топазом, зуннитом, апатитом, флюоритом, которые распространены среди околорудных осветленных пород, что свидетельствует о достаточной активности фтора в гидротермальном процессе. Содержание Al_2O_3 в некоторых из этих глиноземистых образований достигает 67,43 мас. % [8].

Нужно отметить, что высокоглиноземистые минеральные ассоциации с диаспором характерны для девонских бокситов Урала. Бокситовые руды диаспор-бёмитового состава залегают в карбонатных породах и относятся к «карстовым бокситам» [1]. Диаспор присутствует в бокситах, как в основной массе, так и в бобовинах (рис. 1 е) часто в скрытокристаллической форме, также в виде агрегатов мелкочешуйчатых и столбчатых кристаллов. Иногда диаспор встречается и в виде радиально-лучистых и линзовидных кристаллов, размером до 1,0-1,5 мм, как в некоторых метаморфизованных глиноземистых породах Северного и Приполярного Урала (рис. 1 а). Предполагается [3], что образование диаспора в бокситах могло происходить в щелочной среде при наличии окиси кальция. Пирофиллит в уральских бокситах не встречается, но известен в бокситах Малого Кавказа (Джалаирская залежь), Боксонского и Гунсянского месторождений (Китай) [1]. По данным [1], в одном типе карстовых бокситов в разных количественных соотношениях могут встречаться следующие парагенезисы минералов глинозема: гиббситовый, гиббсит-бемитовый, бёмитовый, бёмит-диаспоровый, диаспоровый. Силикатные минералы образуют парагенезисы: каолинитовый, каолинит-септохлоритовый, каолинит-галлуазитовый, каолинит-иллитовый, каолинит-хлоритовый, септохлоритовый, хлоритовый, каолинит-пирофиллитовый, пирофиллитовый, галлуазитовый.

Рентгеноструктурные исследования бёмит-диаспоровых уральских бокситов и глиноземистых пород колчеданных месторождений Гайское и Куль-Юрт-Тау показали наличие бёмита и диаспора во всех изученных образцах (анализы были выполнены на рентгеновском дифрактометре XRD-7000 Shimadzu в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН, оператор Т.Я. Гуляева) [12]. Присутствие бёмита в образцах глиноземистых пород колчеданных месторождений позволяет выделить в них осадочную бёмит-диаспоровую ассоциацию.

Таблица 1. Параметры спектров ЭПР образцов высокоглиноземистых пород Урала

Место отбора № обр.	Минеральный состав	Температура нагрева		
		До отжига	После отжига 350° С g (ΔH, Гц)	После отжига 600° С g (ΔH, Гц)
Гай Sgay1b	Пирофиллит, диаспор, бёмит	-	2,0027±0,0003 (5,4)	2,0027±0,0001 (5,4)
Гай Sgay1w	Пирофиллит, диаспор, бёмит, слюда	-	+	2,0027±0,0001 (5,2)
Куль-Юрт-Тау Sk-9-1	Пирофиллит, кварц, диаспор, бемит, пш	-	-	2,0027±0,0001 (5,8)
Куль-Юрт-Тау S393243	Пирофиллит, кварц, као- линит, бемит, диаспор	-	-	2,0027±0,0001 (4,5)
Куль-Юрт-Тау S2064	Пирофиллит, диаспор, каолинит, бёмит	-	-	2,0027±0,0001 (4,5)
Сафьян. м-ние Саф1346	Кварц, серицит. хл, пш, каол., сульфиды	2,0031 (5,4)	2,0031 (5,4)	2,0027 (3,5)
боксит. Серпиев. обр.1	Хлорит, бемит	2,0034 (5,0)	2,0039 (6,1)	-
боксит. Серпиев. обр.2	Хлорит, бемит	2,0034 (4,8)	2,0038 (5,9)	-

Примечание: g-фактор определяет положение линии радикала Сорг в спектре ЭПР; ΔH – ширина линии спектра; прочерк – сигнал углеродного радикала не выражен; «+» – сигнал выражен слабо. Запись производилась при комнатной температуре в автоматическом режиме на портативном спектрометре DX-70 с рабочей частотой 9,272 ГГц и спектрометре ESR 70-03 DX/2 в лаборатории физико-химических методов Казанского Федерального университета Галеевым А.А. и в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН Щаповой Ю.В. Образцы с Гайского месторождения предоставлены Удачным В.Н., с м-ния Куль-Юрт-Тау – Синяковской И.В. (ИМин УрО РАН, г. Миасс).

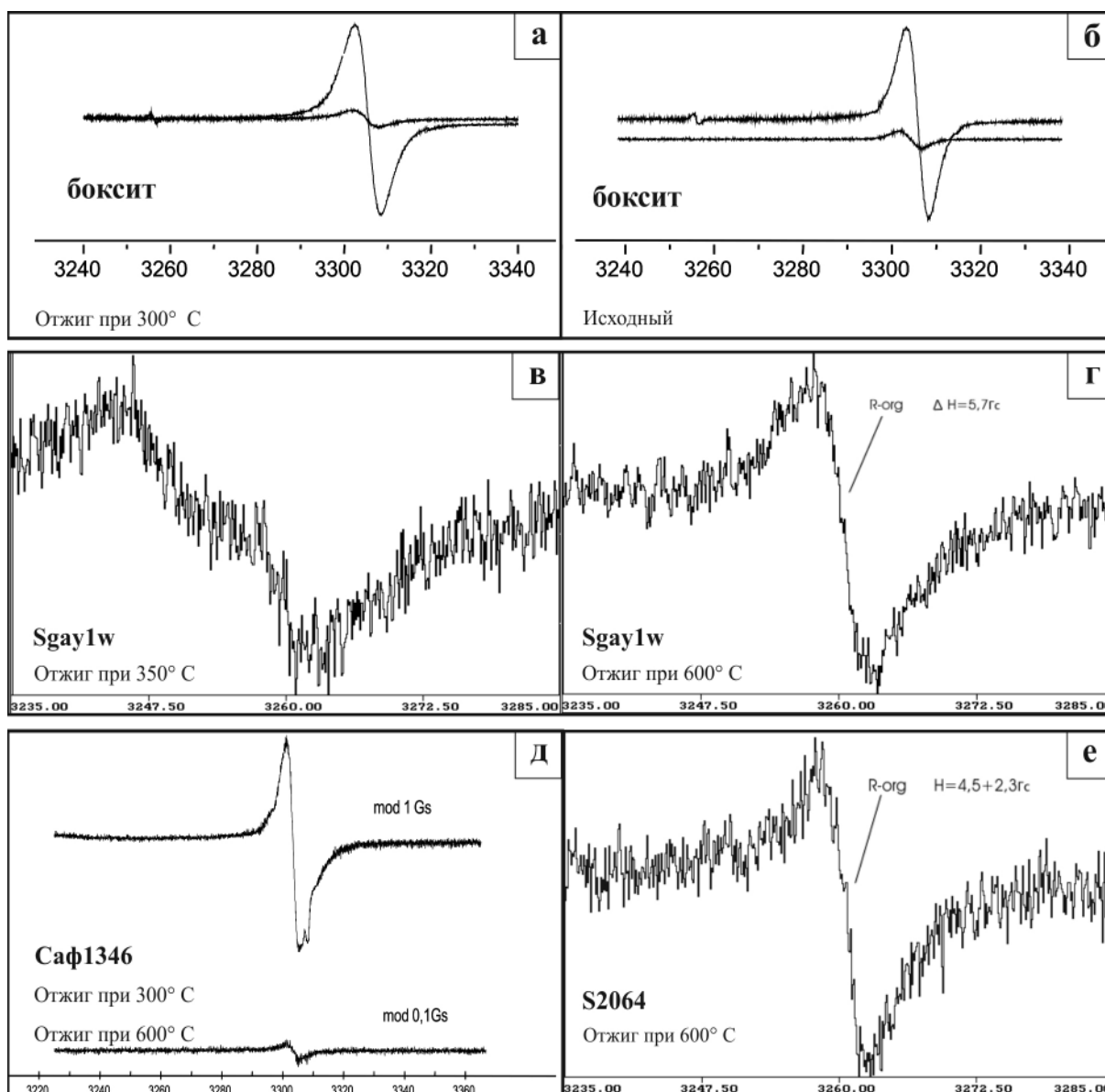


Рис. 2. Сигналы углеродного радикала ($Rc\text{-org}$), видимые на спектрах ЭПР в образцах глиноземистых пород колчеданных м-ний Урала и бокситового проявления Серпиевское, Юж. Урал: а – обр. 1, отжиг до 300°C , Серпиевское проявление; б – обр. 1, без отжига, Серпиевское проявление; в – обр. 1 (Sgay1w), отжиг 350°C , м-ние Гайское; г – обр. 1 (Sgay1w), отжиг 600°C , м-ние Гайское; д – обр. 1346, отжиг 300 и 600°C , Сафьяновское м-ние; е – обр. S2064, отжиг 600°C , м-ние Куль-Юрт-Тау

В осадочных породах содержится, как известно, органическое вещество (ОВ), захороненное в процессе образования морских осадков. Впервые ОВ в колчеданных рудах и породах колчеданных месторождений Урала было обнаружено С.Н. Ивановым (1961) [6]. Из руд были выделены битумы, и, по мнению [6], их структурная характеристика говорит о генетической связи месторождений с осадочными толщами. По данным [2], выделенные из отходов меднорудного производства (Гайское м-ние) битумоиды имеют кристаллическую структуру и представлены О- и S-содержащими соединениями, а также алифатическими углеводородами.

Для обнаружения следов ОВ часто применяется метод ЭПР (электронный парамагнитный резонанс). Этим методом были изучены высокоглинозёмистые породы месторождений Гайское и Куль-Юрт-Тау [12], а также южноуральские бёмитовые бокситы. В процессе исследований записывались спектры исходных образцов (без предварительного отжига) и прогретых при температурах 350°C и 600°C в течение 30 мин. В результате были установлены сигналы углеродных радикалов (Corg) практически во всех образцах изучаемых пород (табл. 1). Анализ характеристик Corg показал, что в образцах глинозёмистых пород колчеданных месторожде-

ний встречается два типа сигналов. Сигналы с широкой линией спектра, после отжига образца до 350° С (рис. 2в), типичны для ископаемых растительных остатков, метаморфизованных не выше 300° С [15]. Для фосфатных остатков зубов, костей, копролитов, а также для фосфоритов и фосфоритизированных фоссилий, включая бактериальные желваки, типичны сигналы с асимметричными широкими линиями спектра после отжига до 600° С (рис. 2 г, е) [7]. Можно предположить, что ОВ глинозёмистых пород колчеданных месторождений Гайское и Куль-Юрт-Тау метаморфизовано на уровне < 300° С.

В образцах бокситов (табл. 1) отмечен сигнал Сорг (рис. 2 б) при съёмке без предварительного отжига, причём параметры не отожжённых образцов отличаются от таковых после отжига до 350° С (табл. 1, рис. 2 а). По данным [15], это свидетельствует о том, что в минеральных матрицах бокситов были захоронены не только остатки ископаемых растительных веществ низкой степени метаморфизма, но и углефицированного (метаморфизованного) ОВ. ОВ подобного типа обнаружено и в углеродисто-кремнистых породах (обр. 1346) рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения (табл. 1, рис. 2 д). Таким образом, ОВ углеродисто-кремнистых пород Сафьяновского м-ния и бёмитовых бокситов отличается от ОВ глинозёмистых пород колчеданных месторождений Гай и Куль-Юрт-Тау более высокой степенью метаморфизации.

Геохимическое изучение ОВ углеродисто-кремнистых пород Сафьяновского медноколчеданного месторождения показало, что оно относится к сапропелевому типу и подтвердило достаточно высокую степень его преобразования (МК1) [16]. По данным [10], геохимическое изучение ОВ североуральских бокситов показало, что оно относится к гумусово-сапропелевому типу, и, судя по наличию в трещинах бокситов органических веществ - конденсированной ароматики, не исключено гидротермальное воздействие на породы с температурами 350-400° С в стадии литогенеза.

Таким образом, можно предположить, что высокоглинозёмистые породы колчеданных месторождений Гайского, Куль-Юрт-Тау изначально содержали глинистую составляющую. Накопление вещества, вероятно, происходило в прибрежно-морских, лагунно-морских обстановках, т.к. наилучшие условия для накопления и консервации ОВ создаются в застойных участках и понижениях донного рельефа [9]. Наиболее ранними, возникшими ещё на стадии литогенеза, глинозёмистыми ассоциациями были, скорее всего, бёмит-диаспоровая и диаспоровая. В результате последующих, преобразований появились пирофиллитовая и каолинит-пирофиллитовая ассоциации. Синрудной является, скорее всего, пирофиллитовая ассоциация. Кроме того, на пострудной стадии возможно образование пирофиллит-каолинитовой и алунитовой ассоциации. Алунитовая ассоциация Сафьяновского медноколчеданного месторождения, вероятно, является пострудной, либо образованной на заключительной стадии рудогенеза. В результате проведённых исследований можно сделать вывод, что высокоглинозёмистые породы колчеданных месторождений Урала имеют сложный многостадийный генезис.

Литература

1. Бардоши Д. Карстовые бокситы. М: МИР, 1981. 450 с.
2. Бачурин Б.А., Одинцова Т.А. Органические поллютанты в отходах горнопромышленного производства // Сергеевские чтения. Инженерно-геологические и геоэкологические проблемы утилизации и захоронения отходов. Вып. 7. М: ГЕОС, 2005. С. 76-81.
3. Бенеславский С.И. Минералогия осадочных бокситов // Бокситы и их минералогия и генезис. Москва: Изд. АН СССР, 1958. С. 7-52.
4. Власов Г.М., Василевский М.М. Высокоглинозёмистые фации вторичных кварцитов в Срединном камчатском хребте // Геохимия, 1961. № 7. С. 630-633.
5. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. Москва: Наука, 1989. 341 с.
6. Иванов С.Н., Курицина Г.А., Глебовская Е.А. Битумы в колчеданных рудах и рудовмещающих горных породах Урала // Геохимия, 1961. № 3. С. 268-273.
7. Леонова Л.В., Галеев А.А., Королев Э.А. и др. Парамагнитные свойства фосфатных органогенных остатков // Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. Матер. Межд.науч.конф. Казань: изд-во «Плутон», 2005. С. 134-136.

8. Логинов В.П. Алюмосилицилаты Кабанского колчеданного месторождения // Тр. Ин-та геол. наук, 1951. Вып. 134. (№ 15). С. 1-126.
9. Михайлов Б.М. Классификация глиноземных пород // Бокситы и другие руды алюминевой промышленности. Москва: Наука, 1988. С. 14-24.
10. Одинцова Т.А., Бачурин Б.А. Органическое вещество бокситоносных формаций Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. ст. Пермь: Перм. Ун-т, 2007. С. 349-356.
11. Синяковская И.В., Зайков В.В. Пирофиллитовое сырье месторождения Куль-Юрт-Тау. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 154 с.
12. Сорока Е.И., Леонова Л.В., Галеев А.А. и др. Эпр-свойства органической составляющей некоторых высокоглиноземистых пород Урала // Литосфера, 2007. № 4. С. 127-129.
13. Сорока Е.И., Молошаг В.П., Леонова Л.В. и др. Новые данные по гидротермально-измененным породам Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал) // Ученые записки Казанского гос.университета, 2009. Т. 151. Кн. 1. С. 235-246.
14. Удачин В.Н. Пирофиллитсодержащие метасоматиты Гайского медно-колчеданного месторождения (геология, минералогия, технология). Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 59 с.
15. Хасанов Р.Р., Галеев А.А. Минералообразующая роль захороненных растительных остатков в процессе гидрогенного медного рудогенеза // Изв. вузов. Геология и разведка, 2004. № 1. С. 18-22.
16. Ярославцева Н.С., Масленников В.В., Сафина Н.П. и др. Углеродсодержащие алевропелиты Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) // Литосфера, 2012. № 2. С. 106-123.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ ЛАЗЕРНОГО ИСПАРИТЕЛЯ NWR-213 ПРИ АНАЛИЗЕ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ НА NEPTUNE PLUS

Стрелецкая М.В., Киселева Д.В., Зайцева М.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Исследования изотопного состава являются одними из самых востребованных в геологии и геохимии. Соотношение различных изотопов в породе или минерале дает важную информацию об источнике вещества (или о смешении нескольких), о его возрасте, эволюции.

Традиционно для измерения изотопных отношений используют масс-спектрометры с термоионизационными источниками ионов, как наиболее стабильные и обеспечивающие минимальную погрешность определения изотопных отношений. Однако в последние десятилетия широкое распространение мультиколлекторных приборов с аргонной индуктивно связанной плазмой открыло новые возможности избежать недостатков, присущих термоионизационным масс-спектрометрам (табл. 1).

Таблица 1. Сравнительная характеристика термоионизационных масс-спектрометров и масс-спектрометров с индуктивно связанной плазмой [1]

<ul style="list-style-type: none"> - Термоионизационный источник обладает наибольшей стабильностью - Отсутствие эффекта памяти - Сильное фракционирование масс - Трудоемкость, сложность и длительность проведения анализа - TIMS малоэффективен для элементов, имеющих высокий первый потенциал ионизации атомов или не имеющих термически устойчивых форм (Zr, Mo, Ru, Sn, Te, Hf, W, Ir, Pt) - Погрешность измерения изотопных отношений 0,0001-0,0002% 	<ul style="list-style-type: none"> - Менее сложная пробоподготовка, быстрый прямой ввод пробы при атмосферном давлении - Фракционирование масс почти отсутствует и учитывается измерением стандартного образца - Дискриминация по массе - Большие расходы аргона - Возможность определения изотопов практически всех элементов - Погрешность измерения изотопных отношений (мультиколлектор с двойной фокусировкой) 0,0005-0,002%
--	---

Необходимость проведения прямого анализа веществ в твердом состоянии с целью избежать длительной и трудоемкой стадии химического разложения, а также исследования отдельных зерен минералов и их локальных характеристик привело к развитию лазерных систем высокой мощности для испарения (абляции) вещества с поверхности твердой пробы и переноса аэрозоля потоком газа в масс-спектрометр для дальнейшего анализа.

Наиболее распространенными сейчас являются системы, основанные на технологии Nd:YAG-лазеров с первичной длиной волны 1064 нм, но с оптическими компонентами для удваивания (532 нм) и учетверения (266 нм) рабочей частоты. Эти усовершенствованные УФ-лазеры стали пригодны для гораздо большего диапазона образцов; вдобавок использование более совершенной оптики позволило получить более однородный профиль лазерного пучка для оптимальной плотности энергии при взаимодействии с матрицей пробы. Это привело к уменьшению размеров аналитического пятна и контролируемому процессу абляции независимо от материала пробы, что являлось критичным при анализе поверхностных дефектов, пятен и микровключений.

Сегодня лазерная абляция считается надежным методом ввода пробы для ICP-MS, который позволяет получать данные высочайшего качества при прямом анализе твердых или порошкообразных проб. Некоторые из многих преимуществ данного метода включают:

- Прямой анализ веществ в твердом состоянии без растворения;
- Способность анализировать практически любой вид твердых веществ, включая горные породы, минералы, металлы, керамики, полимеры, растительный материал и биологические образцы;
- Чувствительность порядка единиц ppb – ppt непосредственно в твердом веществе;
- Минимизация загрязнений вследствие отсутствия стадий разложения/растворения;
- Снижение полиатомных спектральных наложений по сравнению с распылением растворов;
- Исследование малых пятен, включений, дефектов на поверхности пробы;
- Элементное картирование по поверхности образца;
- Глубинное профилирование для изучения тонких пленок, покрытий и напылений.

В лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН установлена и запущена в эксплуатацию установка для лазерной абляции третьего поколения NWR-213 (New Wave Research, США). Эта установка с УФ - Nd:YAG - лазером с рабочей длиной волны 213 нм. Такой лазер обеспечивает постоянные значения плотностей энергии при изменении размеров пятна; за счет более тонкого распределения частиц увеличивается эффективность переноса аэрозоля в плазму, что способствует повышению чувствительности и уменьшению отложений в плазменном интерфейсе.

Приставка оборудована микроскопом, видеокамерой, поляризаторами, проходящим светом, что является незаменимым при работе с тонкими шлифами для выбора области анализа. Абляционная ячейка продувается инертным газом – гелием. Регулируемая ширина лазерного пучка позволяет получать на анализируемой поверхности кратеры различного диаметра – от 3 до 110 мкм. Реализованы различные способы абляции – абляция в точке, сканирование вдоль линии, растр по линии, произвольная ломаная кривая, сканирование площади по линии, растр по площади.

NWR-213 состыкована с мультиколлекторным масс-спектрометром с индуктивно связанной плазмой Neptune Plus (Thermo, Германия) с двойной фокусировкой и секторным магнитным полем.

Нами была проведена предварительная оценка возможностей изотопного масс-спектрального анализа с использованием лазерной абляции. Для анализа использовался международный стандартный образец стекла NIST SRM 612 (NIST, США). Благодаря гомогенности, многократным исследованиям элементного и изотопного состава, широкой доступности он является универсальным для калибровки, тестирования и оптимизации систем лазерного испарения [3]. Хотя NIST 612 не аттестован по величинам изотопных отношений, в базе данных GeoReM (Институт Макса Планка, Майнц, Германия, <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de>) размещена информация о значениях изотопных отношений, определенных рядом исследователей из различных организаций, которые можно считать опорными.

С целью выбора оптимальных условий лазерного испарения были опробованы различные режимы работы лазера (частота, мощность, абляция в точке/по линии и т.д.). В итоге использовали диаметр апертуры лазерного пучка 50 мкм, частоту 20 Гц и энергию 100%.

В таблице 2 приведены операционные условия масс-спектрометра Neptune Plus при анализе изотопных отношений свинца в NIST SRM 612.

Таблица 2. Операционные условия работы масс-спектрометра Neptune Plus

Система ввода образца	
Охлаждающий газ [л/мин]	15,00
Вспомогательный газ [л/мин]	0,968
Плазмообразующий газ [л/мин]	1,0
Мощность радиочастотного генератора [Вт]	910

Расстановка коллекторов Фарадея проводилась в соответствии с [2]:

L3-F	L2-F	L1-F	C-F	H1-F	H2-F	H3-F
^{202}Hg	^{203}Tl	^{204}Pb	^{205}Tl	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb

Измерение состояло из 20 интеграций длительностью 8,389 секунд каждая. Время успокоения магнита 0,5 с. Таким образом время измерения составляло порядка 3 минут. Коррекция интерференций применялась к изотопным отношениям свинца по отношению $\text{Hg}^{202/204}=4,35037$. Для коррекции дискриминации масс применялась нормализация по отношению $\text{Tl}^{205/203} = 0,418922$ по экспоненциальному закону.

Полученные результаты в сопоставлении с опорными величинами изотопных отношений приведены в таблице 3.

Таблица 3. Сопоставление полученных результатов с данными GeoReM

Отношение	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Результат единичного измерения	17.131	15.380	37.141	0.059
	17.207	15.424	36.991	0.059
	17.257	15.657	36.990	0.058
	17.193	15.597	37.202	0.058
	17.160	15.564	37.125	0.058
	17.151	15.559	37.109	0.058
	17.083	15.493	36.949	0.058
	17.143	15.551	37.089	0.058
	17.125	15.532	37.044	0.059
	17.078	15.483	36.926	0.059
	17.115	15.524	37.026	0.059
	17.079	15.487	36.928	0.059
Среднее	17.143	15.521	37.043	0.059
GeoReM	17.094 - 17.160	15.5085 - 15.57	36.86 - 37.112	0.059

Как видно из таблицы, результаты определения изотопных отношений свинца в стандартном образце удовлетворительно согласуются с величинами, приведенными в базе данных GeoReM.

Таким образом, полученные предварительные результаты позволяют надеяться на успешное внедрение метода лазерного испарения для анализа изотопных отношений; дальнейшей задачей видится расширение круга определяемых изотопов и объектов (в первую очередь, минералов-геохронометров).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 12-05-31225 мол_а и 13-05-96036, а также УрО РАН, проекты № 13-05-022-УМА и 13-5-ИП-430.

Литература

1. Пупышев А.А., Сермягин Б.А. Дискриминация ионов по массе при изотопном анализе методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Екатеринбург: ГОУ ВПО УГТУ-УПИ, 2006. 133 с.
2. Collerson, K. D., Kamber, B. S., Schoenberg, R. Applications of accurate, high-precision Pb isotope ratio measurement by multi-collector ICP-MS // *Chemical Geology*, 2002. V. 188. P. 65–83.
3. Jochum K. P., Weis U., Stoll B., Kuzmin D., Yang Q., Raczek I., Jacob D.E., Stracke A., Birbaum K., Frick D.A., Gonthier D., Enzweiler J. Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines // *Geostandards and Geoanalytical Research*, 2011. V. 35. Issue 4. P. 397–429.

ИЗВЛЕЧЕНИЕ МЕТАЛЛОВ ИЗ ОСАДКА МОРСКОЙ ВОДОЙ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ: ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Третьяков Г.А.

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

Взаимодействие осадка и горячей морской воды рассмотрено как в экспериментальных, так и теоретических работах, при этом особое внимание уделено различным вопросам, связанным с наличием органического вещества в осадках. Интерес к подобным исследованиям резко возрос в связи с открытием горячих источников, локализованных на осадочных толщах в бассейне Гуаймас, трогах Эсканаба и Окинава, Мидл Вэлли хр. Хуан де Фука [4, 7 и др.]. Это связано, главным образом, с тем, что в гидротермальной системе Гуаймас были обнаружены дистилляты нефти, а в рудах, отлагающихся из таких гидротермальных источников, характерен обильный пирротин. Однако в ранних работах содержатся противоречивые сведения об экстрактивной способности раствора и об источнике металлов для сульфидных построек над осадочными отложениями. Так, многие считают, что источником металлов служили осадочные породы [3, 8, 9 и др.], в то же время существует мнение, что они извлекались из нижележащих базальтов [2, 5].

Нами предпринята попытка оценить, могут ли осадочные илы являться источником вещества для гидротермальных руд на дне океана? Для этого с помощью программного комплекса «Селектор» по ранее отлаженной мультисистеме [1] выполнены физико-химические расчеты взаимодействия нагретой морской воды, донных диатомовых осадков бассейна Гуаймас Калифорнийского залива и среднего состава океанических габброидов из базы данных PetDB (<http://www.petdb.org>) (табл. 1). Исходный состав морской воды по [6].

Предварительно в составе осадка содержания Ba, Sr и Сг пересчитали на окислы, Fe₂O₃ перевели в FeO, т.к. осадок восстановленный, пересчитали органический углерод и часть H₂O на фульвокислоту (C₁₃₅H₁₈₂O₉₅N₅S₂), в соответствии с формулой добавили в состав O, N, S и привели содержания всех элементов к 1 кг. Вначале по программе «Селектор» провели модели-

Таблица 1. Исходный состав пород для моделирования

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O
	%										
1.	64.39	8.01	1.21	0.02	1.81	1.68	0.72	1.48	0.2	0.08	9.94
2.	49.51	17.74	6.4	0.11	9.95	12.56	2.3	0.03	0.04	0.04	0.66
	C _{орг}	H ₂ O _{орг}	N _{орг}	S _{орг}							
	%										
1.	3.99	4.03	0.17	0.16							
2.	–	–	–	–							
	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Sr	Zn			
	г/т										
1.	519	5	49	29	35	34	145	75			

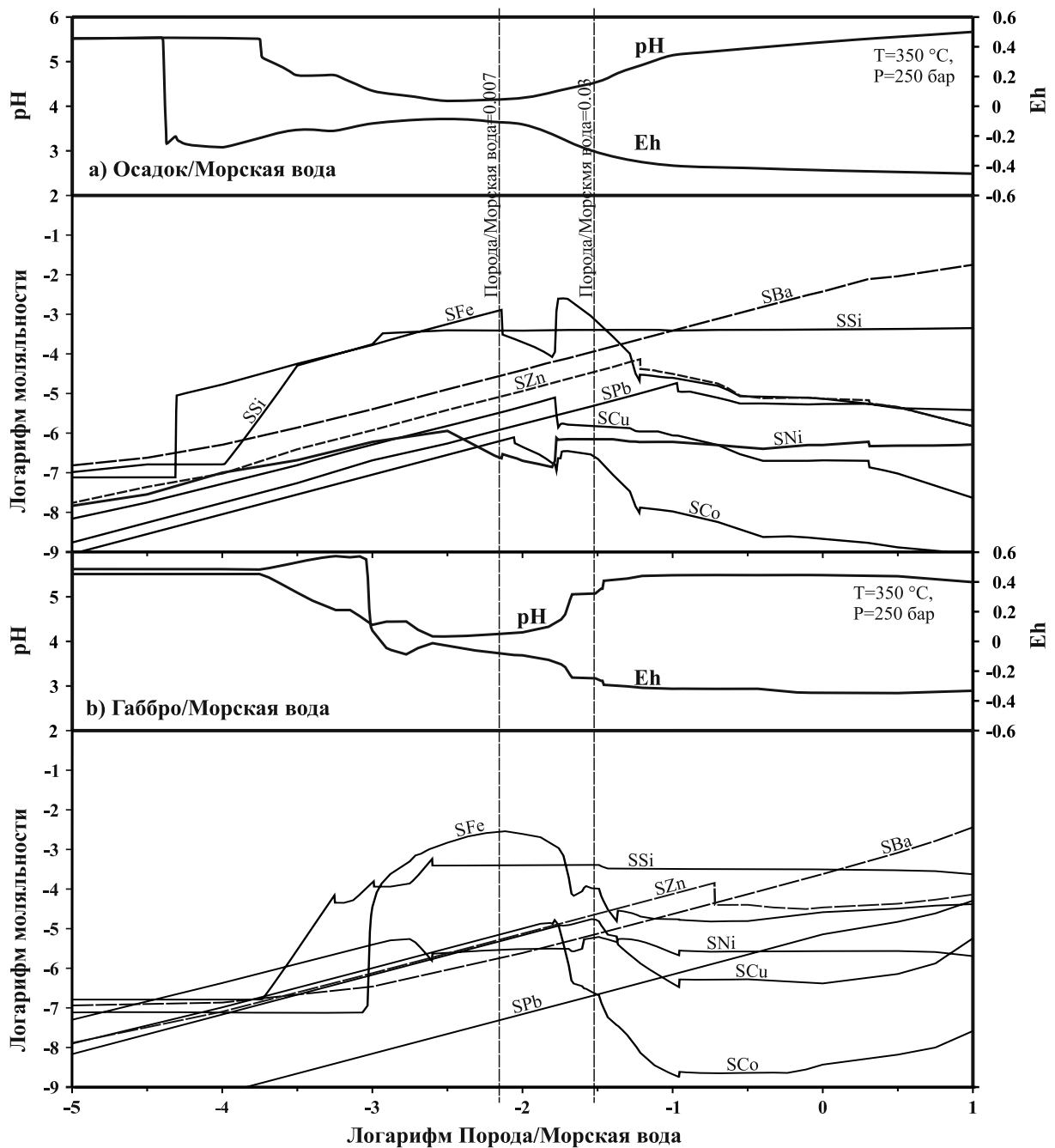


Рис. 1. Графики Eh, pH и суммарных содержаний металлов, экстрагируемых из осадка (а) и габбро (б) нагретой морской водой, при различных соотношениях порода–вода. Для отношения порода/морская вода = 0.007 и 0.03 (вертикальные пунктирные линии) выполнены расчеты минеральных ассоциаций, отлагающихся из раствора при понижении температуры (рис. 2)

рование взаимодействия морской воды и габбро для различных соотношений порода/морская вода (R/SW) с целью выявления максимумов извлечения таких элементов, как Ba, Co, Cu, Fe, Ni, Pb, Si, Zn (рис. 1). Далее по методу проточного реактора для фиксированных соотношений порода/морская вода 0.007 и 0.03 моделировалось осаждение минералов из полученного раствора при понижении температуры (рис. 2). Параметры температуры и давления в расчетах выбирались исходя из РТ-условий гидротермальных систем бассейна Гуаймас и САХ. Морская вода реагировала с габбро или осадком (350° С, 250 бар), затем с шагом 20° С при понижении температуры рассчитывались равновесия. Раствор отделялся от твердых фаз на каждом шаге и переходил в следующий резервуар, тем самым моделировалось кондуктивное охлаждение флюида и отложение минералов, что отвечает, по нашему мнению, процессу роста постройки курильщика на дне океана.

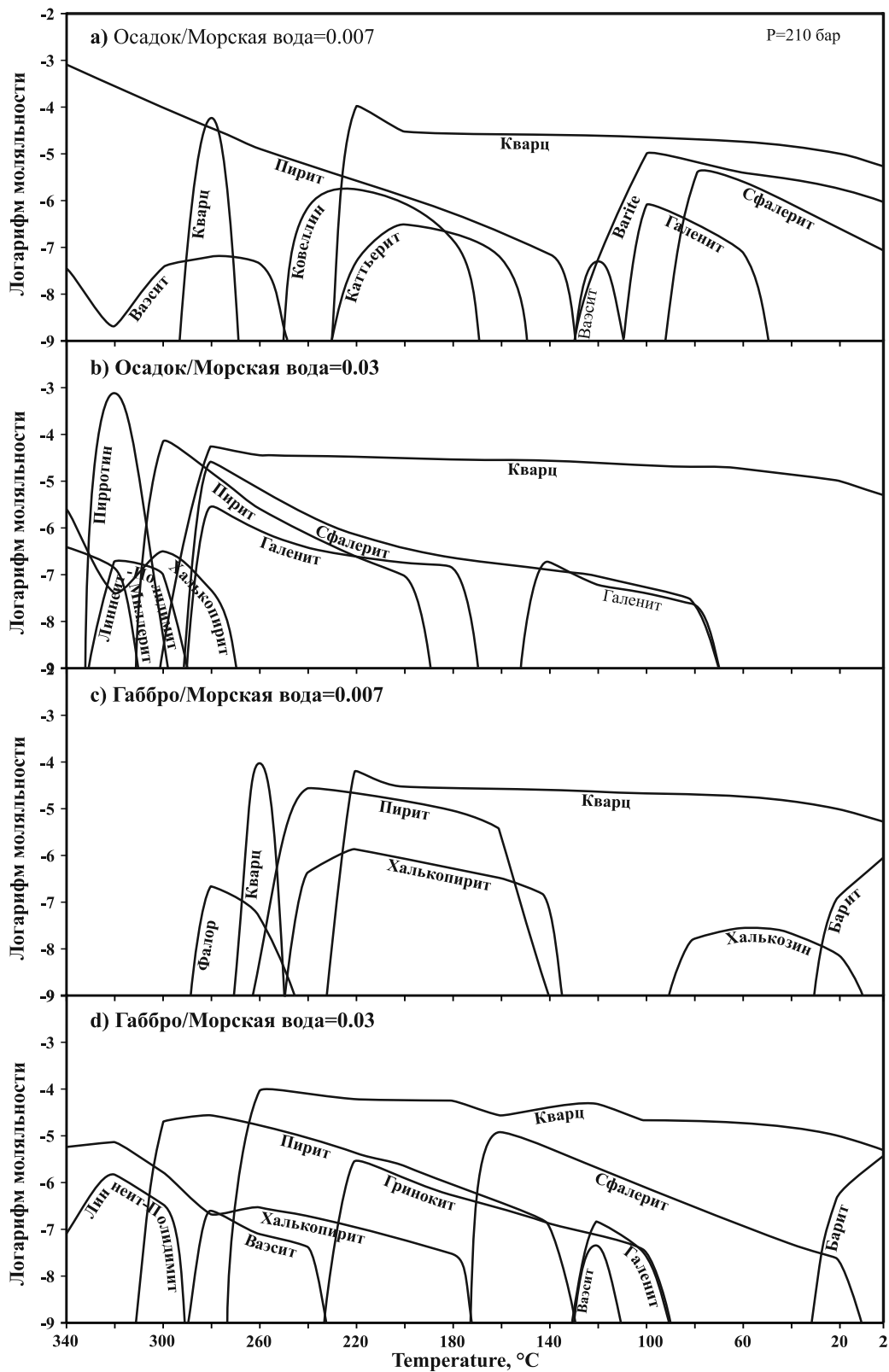


Рис. 2. Минеральные ассоциации, отлагающиеся из раствора при его охлаждении от 350 до 2° C для соотношений порода/морская вода = 0.007 и 0.03. Данные соотношения были выбраны вследствие максимальной экстракции железа (0.007), меди и никеля (0.03) при взаимодействии морской воды и габбро (см. рис. 1)

Моделирование показало, что при взаимодействии морской воды и осадка при 350° C и 250 бар появляются минеральные ассоциации, которые по набору компонентов отвечают природным гидротермально измененным осадочным породам. Так, в области низких соотношений осадок/морская вода ($R/SW \leq 0.0001$) в окислительных условиях твердые фазы представле-

ны гематитом, ангидритом, хлоритом, хризотилом, бруситом, в восстановительной области и $R/SW > 0.0001$ появляются кварц, тальк, монтмориллонит, селадонит, амезит, пирротин, кубанит, миллерит, пирит, джайпурит. При $R/SW \geq 0.06$ дополнительно образуются клиноамфибол, актинолит, альбит, иллит, сфалерит, галенит — те минералы, которые фиксируются в измененных осадках на современных гидротермальных полях.

Также установлено, что при охлаждении полученных растворов, формируются рудные минеральные ассоциации. Так, для соотношения габбро/морская вода = 0.007 (максимум извлечения Fe из габбро) в высокотемпературной области ($>250^\circ\text{C}$, рис. 2с) минералы не осаждаются, ниже 250°C наблюдается ассоциация кварц+пирит+халькопирит±фалор, ниже 100°C — халькозин и барит. Для осадка при этом соотношении (рис. 2а) выше 250°C отлагается пирит и немного ваэсита, ниже к ним добавляется кварц, ковеллин, каттерит, еще ниже — барит, галенит, сфалерит. Для соотношения $R/SW = 0.03$ наблюдается большее разнообразие минералов. Так, в высокотемпературной области для взаимодействующего габбро (рис. 2d) характерен халькопирит и незначительное количество линнеита-полидимита, с понижением температуры основными отлагающимися минералами становятся кварц и пирит с примесью гринокита, ваэсита, халькопирита. При низких температурах появляются сфалерит, галенит, барит. В осадке (рис. 2b), в высокотемпературной области, основным минералом является пирротин с второстепенными линнеитом-полидимитом, халькопиритом и миллеритом, ниже пирротин сменяется пиритом, исчезают минералы никеля. В интервале $270\text{--}150^\circ\text{C}$ преобладает кварц с второстепенными пиритом, сфалеритом и галенитом.

Моделирование показало, что максимальное количество железа извлекается при минимальном pH (см. рис. 1), что полностью соответствует химической направленности процесса взаимодействия вода–порода. Полученные оценки соотношений порода–морская вода для экстрактивной способности раствора несколько ниже, чем отношения R/SW , полученные по экспериментальным данным, которые выполнены для отношения осадок–морская вода ($S/SW = 0.25$ [8] и $S/SW = 0.625\text{--}0.1$ [3]), что может быть связано с не достижением равновесного состояния в эксперименте.

В целом, наши расчеты подтверждают предположение о том, что осадочные илы, на которых залегают рудные постройки на дне океана, могли служить источником металлов для их формирования. Состав руд в максимальной степени зависит от соотношения порода/морская вода в зоне взаимодействия, наличия или отсутствия органического вещества, а также от характера разгрузки гидротермального раствора на морском дне.

Исследования выполнены по программе Президиума РАН № 23, проект 12-П-5-1003.

Литература

1. Третьяков Г.А., Мелекесцева И.Ю. Серпентинизация ультрамафитов и источник металлов для кобальт-медноколчеданных месторождений // Металлогения древних и современных океанов—2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 26–30.
2. Butterfield D.A., McDuff R.E., Franklin J., Wheat C.G. Geochemistry of hydrothermal vent fluids from Middle Valley, Juan de Fuca Ridge // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Eds. Mottl M.J., Davis E.E., Fisher A.T., Slack J.E., 1994. V. 139. P. 395–410.
3. Cruse A.M., Seewald J.S. Metal mobility in sediment-covered ridge-crest hydrothermal systems: Experimental and theoretical constraints // Geoch. et Cosmoch. Acta, 2001. V. 65. P. 3233–3247.
4. Gieskes J.M., Simoneit B.R.T., Brown T., Shaw T., Wang Y.-C Magenheim A. Hydrothermal fluids and petroleum in surface sediments of Guaymas Basin. Gulf of California: a case study // Can. Min., 1988. V. 26. P. 589–602.
5. Goodfellow W.D., Franklin J.M. Geology, mineralogy, and chemistry of sediment-hosted clastic massive sulfides in shallow cores, Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge // Econ. Geol., 1993. V. 88. P. 2037–2068.
6. Encyclopedia of ocean sciences (second edition). Appendix 7. Estimated mean oceanic concentration of the elements // Editors: Steele J.H., Turekian K.K., Thorpe S.A., 2008. P. 386–388.

7. Koski R.A., Shanks W.C., III, Bohrsen W.N., Oscarson R.L. The composition of massive sulfide deposits from the sediment-covered floor of Escanaba Trough, Gorda Ridge: implication for depositional processes // *Can. Min.*, 1988. V. 26. P. 655–673.

8. Seewald J.S., Seyfried W.E., Thornton E.C. Organic-rich sediment alteration: an theoretical study at elevated temperatures and pressures // *Appl. Geoch.*, 1990. V. 5. P. 193–209.

9. Thornton E.C., Seyfried W.E. Reactivity of organic-rich sediment in seawater at 350°C, 500 bars: Experimental and theoretical constraints and implications for the Guaymas Basin hydrothermal system // *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1987. V. 51. P. 1997–2010.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ЗОНЫ И ОКОЛОРУДНЫЕ ОРЕОЛЫ ТОНКОЙ СУЛЬФИДИЗАЦИИ КОЛЧЕДАННОГО ТИПА В ДОКЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩАХ СЕВЕРА УРАЛА (ХРЕБТЫ МАНИТАНЫРД, ЕНГАНЕПЭ)

Устюгова К.С.², Майорова Т.П.^{1,2}, Колесник П.А.²

¹*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, mayorova@komisc.ru,*

²*Сыктывкарский государственный университет*

Енганепэйско-Манитаньрдский золоторудный район расположен в Западно-Уральской складчато-надвиговой области Полярного Урала и подразделяется на Манитаньрдский и Енганепэйский золоторудные узлы, соответствующие одноименным антиклинорным структурам – хребтам Манитаньрд и Енганепэ. Ядерные части этих структур сложены докембрийскими вулканогенно-осадочными комплексами бедамельской серии и енганепэйской свиты. Основные золоторудные объекты золото-сульфидно-кварцевой формации (Верхненияюское 1, 2; Нияхойское 1, 2 и др.) сконцентрированы в Нияюско-Нияхойском рудном узле на хребте Манитаньрд. В Енганепэйском золотороссыпном районе проявления коренного золота до последнего времени обнаружены не были.

В 2007-2009 гг. в результате поисковых и разведочных работ ЗАО «Голд Минералс» в южной части хребта Енганепэ было выявлено несколько литохимических аномалий золота с сопутствующими рудными элементами. При заверке траншеями наиболее перспективной из них на участке Изъявож в вулканогенных (бедамельская серия R_3bd) и вулканогенно-осадочных породах (енганепэйская свита V_2-C_1en) установлено широкое развитие вкрапленной пиритовой минерализации, пирит-серицит-кварцевых метасоматитов, вторичных кварцитов и немногочисленных кварцевых жил небольшой мощности. Область развития сульфидизации шириной более 215 м, протяженность около 1.5 км трассирует зону субмеридионального разлома, в которой породы бедамельской серии катаклазированы и милонитизированы, и представляют собой переслаивание туфов андезитового, дацитового и риодацитового состава, апориолитовых сланцев и метабазальтов, чередующихся с пропластками ярко-рыжей глинки трения. Еще одна зона вкрапленной пиритовой минерализации расположена на участке Правый Изъявож в русле одноименного ручья в 10 км выше по течению от его слияния с руч. Левый Изъявож (точка получила название «Водопад»). Здесь ранее была выявлена двухэлементная литохимическая аномалия (Au-Ag). Зона пиритизации шириной около 20 м локализуется в вулканогенно-осадочных породах енганепэйской свиты (V_2-C_1en), которые по данным микроскопического изучения пород и их химического состава определены как метариодациты.

На хребте Манитаньрд известны месторождения и рудопроявления золото-сульфидно-кварцевой формации – Верхненияюское 1, 2; Нияхойское 1, 2 и др. [5], сопровождающиеся широким ореолом вкрапленной сульфидной минерализации.

В этом районе объектом изучения являлась вкрапленная и прожилково-вкрапленная минерализация околорудного ореола на месторождении Верхненияюское 2 (обнажение над штольней № 1, правый борт руч. Безымянный, в 1 км выше по течению от его слияния с руч. Голубой). Вмещающие породы енганепэйской свиты представлены преимущественно милонитизированными дацитами с отдельными маломощными пластами андезибазальтов. Для полноты характеристики изученных к настоящему времени зон и ореолов вкрапленной сульфидной минера-

лизации использованы данные [7], характеризующие указанный тип минерализации в разрезе докембрийских пород енганепэйской свиты, вскрытых в правом борту руч. Голубого (правого притока р. Ния-ю), представленного габброидами, базальтоидами, основными туффоидами и кварцево-жильными образованиями. Имеющиеся на настоящий момент результаты исследований позволяют охарактеризовать минералогические особенности зон пиритизации участков Изъявож, Правый Изъявож, руч. Голубого и околорудный ореол Верхненнияюского 2 месторождения. Основным рудным минералом зон сульфидизации является пирит. Размеры его выделений в соответствующих зонах колеблются от 0.2 мкм до 0.5 мм, 0.01 до 2 мм и 0.08-0.13 мм. Крупные зерна пирита представлены кубическими кристаллами, Часто встречаются сростки кристаллов. Более мелкие зерна пирита имеют неправильную, изометричную форму.

Зона пиритизации участка Изъявож.

Текстуры руд убого- и густо-вкрапленные, прожилково-вкрапленные и гнездовидные. На отдельных участках сульфидные прожилки имеют секущий характер и приурочены к разнонаправленным трещинам. Основным рудным минералом в зонах сульфидизации является пирит. Размеры его выделений колеблются от 0.01 до 2 мм. Пирит образует кристаллы кубической формы и их сростки, реже октаэдрической и кубооктаэдрической форм, что особенно характерно для микронных выделений. Состав пирита соответствует теоретической формуле. При детальном электронно-микроскопическом исследовании среди основной рудной массы вкрапленной минерализации было обнаружено небольшое число зерен пирита (~ 1 %), содержащих многочисленные субмикронные сингенетические включения других сульфидов – сфалерита, халькопирита, пирротина, блеклых руд (смешанный теннантит-тетраэдрит-Zn), твердые растворы сфалерит+халькопирит и пирротин+халькопирит. Размеры включений от 1 до 15 мкм. Частота встречаемости микровключений сульфидов в пирите (%): сфалерит – 41, пирротин – 20, халькопирит – 15, смешанный теннантит-тетраэдрит-Zn и твердые растворы сфалерит-халькопирит – по 11, пирротин+халькопирит – 2. Во вмещающих породах сфалерит встречен в виде индивидуального зерна изометричной формы размером 5×5 мкм в сростке с пиритом и халькопиритом. Кроме сульфидов в пирите установлены микровключения нерудных минералов – апатита, монацита, бадделеита, рутила, хлорита, серицита и кварца. Аналогичная акцессорная микроминерализация характерна и для вмещающих пород. В них обнаружены монацит, ксенотим, циркон, апатит, рутил, редко барит. Часто наблюдаются сростки пирита с монацитом и ксенотимом. Их размеры также составляют от микрона до первых десятков микрон. Акцессорная минерализация находится в тесной ассоциации с хлоритом, кварцем, альбитом, реже с серицитом.

Из дезинтегрированных пород минерализованных зон (милонитов в толще априолитовых сланцев и псаммитовых туфов) было выделено несколько десятков знаков самородного золота. По размерности изученное золото относится к классу мелкого, размер золотинок лежит в пределах 0.1-0.3 мм. Среди морфологических типов преобладают ксеноморфные золотины (стержневидные, пластинчатые, комковатые), в подчиненном количестве присутствуют кристалломорфные (рис. 9). Химический состав минерала определялся по поверхности зерен, но поскольку золото имеет рудный облик, т.е. практически не затронуто процессами гипергенного преобразования, то он отвечает составу всей золотины. Проанализированное золото относится к классу умеренно высокопробного (72 %), в подчиненном количестве встречается весьма высокопробное (21 %) и высокопробное (7 %). Основными элементами-примесями являются (мас.%): Ag (0.92-19.53), Hg (0.71-1.48) и Cu (0.65-3.74). Таким образом, для золота из зоны пиритизации участка Изъявож характерна умеренная пробность и типоморфные примеси – ртуть и медь.

Зона пиритизации участка Правый Изъявож.

Основным рудным минералом в зоне сульфидизации является пирит. Текстуры особенности пиритовой минерализации указывают на два этапа ее становления: первый этап метасоматический – формирование вкрапленных руд с вкрапленной и пятнистой текстурами; второй этап более поздний – формирование кварц-пиритовых прожилков и соответственно прожилковой текстуры. При электронно-микроскопическом исследовании среди основной рудной массы вкрапленной минерализации обнаружено большое количество зерен пирита (около 35 %), содержащих многочисленные микронные включения сульфидов, таких как галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин. Кроме сульфидов в пирите установлены микровключения алланита,

рутила, серицита. Акцессорная микроминерализация вмещающих метариодацитов представлена галенитом, сфалеритом, халькопиритом, аргентитом, золотом, алланитом, баритом, монацитом, рутилом, цирконом. Аргентит (акантит) обнаружен в виде одного обособленного выделения неправильной формы, с четкими границами, размером около 1 мкм, приуроченного к зерну кварца размером около 2 мкм. При микронных размерах зерна сульфида серебра в результатах микрозондового анализа присутствуют элементы вмещающей силикатной матрицы (Si, Al, Mg, K, Fe). Эмпирическая формула, рассчитанная по соотношению весовых количеств серебра и серы – $\text{Ag}_{2,00}\text{S}_{0,99}$.

Золото установлено в виде самостоятельного выделения неправильной формы во вмещающей породе рядом с пиритом. Границы зерна четкие, размер около 3.5 мкм. Как и в случае с аргентитом в результатах микрозондового анализа присутствуют элементы вмещающей матрицы (Si, Ca, Fe, S). После пересчета микрозондовых анализов, с учетом только весовых содержаний золота, меди и серебра, получена следующая формула – $\text{Ag}_{0,06}\text{Au}_{0,31}\text{Cu}_{0,61}$ [1], соответствующая медистому золоту. Было обнаружено зерно мышьяковистого пирита зонального строения. В светлых зонах содержание As около 3 мас. %, в более темных – около 1.5 мас. %. Во вмещающих породах халькопирит образует крупные выделения неправильной формы. В одном из таких выделений халькопирита наблюдаются структуры распада твердого раствора. Светлая фаза представлена пентландитом $(\text{Fe}_{4,78}\text{Ni}_{4,00})\text{S}_{7,99}$.

Зона пиритизации руч. Голубого.

В разрезе докембрийских пород енганепэйской свиты, вскрытых в правом борту руч. Голубого (правого притока р. Ния-ю), представленного в том числе габброидами, базальтоидами, основными туффоидами и кварцево-жильными образованиями, насыщенными сульфидной (пиритовой) минерализацией, правда с интенсивным гипергенным обохриванием [7]. Пирит – хорошо образованные кристаллы размером 0.08-0.13 мм. Включения в пирите – пирротин (в пирите из ортосланца и туфосланца), халькопирит, арсенопирит (1 включение в пирите из туфосланца), сульфосоли (тетраэдрит), сульфаты и арсенаты – вторичные минералы (ярозит, скородит), фосфато-арсенаты – экзотическая фаза As-монацит (раньше только в каре Грубепендиты), сульфато-арсенаты (бёддантит – водный сульфато-арсенат свинца), карбонаты (кальцит, анкерит, сидерит), фосфаты – апатит, монацит, силикаты – альбит, эпидот, хлорит и слюда, титанит, минералы эпидотовой группы – эпидот переменного состава, цоизит, цериевый эпидот, хлорит (в целом отвечает клинохлору, магнезиально-железистому), пироксен (авгит), слюда (фенгит), сульфиды (качественно) – сфалерит, халькопирит, пирротин, галенит, арсенопирит, «червячок» халькопирит+сфалерит. (Очевидно, что здесь зафиксирована какая-то очень ранняя стадия гидротермального рудообразования, предшествовавшая кристаллизации хорошо оформленных собственных сульфидов меди и цинка).

Околорудный ореол Верхненияюского 2 месторождения.

Среди рудных минералов в протолочках были обнаружены пирит и арсенопирит, их содержание неравномерно распределено по разрезу. Во вмещающих породах содержание рудных компонентов не значительно и не превышает 0,01 г/т, и только пробах из сильно рассланцованных пород их содержание достигает 6,4 г/т.

Для изучения состава рудной минерализации было выбрано 2 аншлифа – один из зоны контакта кварцевой жилы с вмещающими породами, а второй из сульфидного прожилка в сильно рассланцованных милонитах по дацитам. Среди породообразующих и жильных минералов в аншлифах были диагностированы хлорит, эпидот и кварц. Среди рудных минералов присутствуют пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит и золото. Хлорит имеет чешуйчатую структуру, а иногда встречается в виде отдельных пластин, зерна эпидота имеют неправильные очертания. Их размеры не превышают 100 микрон. Кварц преимущественно зернистый и только в трещинках в пирите он иногда имеет одну или две грани кристалла. Наименьший размер зерна кварца в трещинке 10 мкм. Пирит представлен образованиями различной размерности: от микронов до 1-2 мм. Состав пирита чистый, отношение S/Fe = 1,92. В трещинках в пирите присутствуют различные минералы: хлорит, кварц, галенит, золото, сфалерит, халькопирит. Галенит заполняет трещинки вытянутой формы, а также образует выделения с кристаллографическими очертаниями. Размер выделений галенита не превышает в длину 30 мкм. Образования халькопирита

размером от 1 до 30 мкм принимают форму заполняемых трещинок, преимущественно сильно вытянутую, или изометричную. Кроме того, включения халькопирита встречаются и в кварце. В пирите диагностированы единичные зёрна сфалерита, одно из которых, размером 10x20 мкм, имеет неправильную форму, а другое представляет собой изометричное включение в халькопирите. В пирите обнаружено единичное зерно граната, размером 10 мкм, а также минерала, заполняющего трещинки шириной 1 мкм, длиной 10-20 мкм, предположительно тетраэдрита. Золото представлено зерном неправильной формы, заполняющим в сростании со сфалеритом полость в пирите. Размеры зерна – 20x25 мкм. Вокруг него микронные трещинки также заполнены этим минералом. Основными примесями в золоте являются серебро, содержание которого достигает 37 мас. %, и ртуть, с содержанием около 1 мас.%. Пробность более крупного зерна золота колеблется в пределах 609-627 ‰, в то время как микронные его выделения скорее являются серебром с примесью золота. Зёрна арсенопирита имеют неправильную форму, их размер от 1 до 500 мкм. По трещинкам он замещён минералом состава As-Fe-Pb-O, в котором отмечаются неоднородности, внешне фиксируемые полосчатой текстурой, а по составу – фазами с повышенным содержанием меди или свинца. Минерал по составу ближе всего к тетраэдриту. В арсенопирите в виде включений, заполняющих трещинки и полости, присутствуют сфалерит, галенит и золото. Выделения сфалерита имеют изометричную форму, их размер составляет около 5 мкм. Включения галенита представлены как изометричными образованиями, так и сильно удлинёнными формами. Их размер не превышает 5 мкм. Таким образом, содержание рудной минерализации в породах данного разреза распределено неравномерно, рудные минералы практически отсутствуют в массивных породах, а в сильно расланцованных образуют прожилки. Рудная минерализация представлена пиритом и арсенопиритом, имеющими примерно одинаковый набор рудных включений: сфалерит, галенит и золото, за исключением халькопирита, который присутствует только в пирите.

Проведённые исследования показывают, что зоны пиритизации в докембрийских вулканогенно-осадочных породах южной части хребта Енганепэ характеризуются разнообразной полисульфидной, редкоземельной и благороднометалльной микроминерализацией [6]. Наиболее широкой микроассоциацией сульфидов характеризуется пирит из прослоев туфов и метадацитов. В пирите метабазальтов обнаружен только сфалерит, кварцевой жилы – только пирротин. В пирите из вторичных кварцитов микровключений других сульфидов не установлено. Аналогичная полисульфидная микроминерализация в пирите, образующем рассеянную вкрапленность в вулканогенно-осадочных породах енганепейской свиты в районе золото-сульфидного месторождения Верхнеиякуское 2, была установлена на поднятии Манитанырд [7]. Минеральная ассоциация включений сульфидов в пирите на микроуровне аналогична минеральным ассоциациям колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений, не известных в Енганепэйско-Манитанырдском районе, но развитых севернее на Полярном Урале [3, 9], что позволяет предполагать близкие условия их образования.

Текстурные особенности пиритовой минерализации участка Изъявож указывают на наличие двух этапов ее формирования – гидротермально-метасоматическом (вкрапленные и гнездовые текстуры) и более позднем эпигенетическом (секущие прожилки и выполнение трещин). Пирит с микровключениями сульфидов вероятно является реликтовым, высокотемпературным первично гидротермально-метасоматическим с высоким содержанием рудогенных элементов-примесей, в котором при понижении температуры произошло их обособление в самостоятельные минеральные фазы [2]. Источником железа, серы и других рудных элементов служил позднерифейско-ранневендский вулканизм и связанные с ним субмаринные гидротермально-метасоматические и гидротермально-осадочные (эксталяционные) процессы, в том числе возможно связанные с деятельностью «черных курильщиков». По петрохимическим особенностям вулканогенные породы бедамельской серии и вулканогенно-осадочные отложения енганепэйской свиты относятся к островодужным образованиям. Согласно [4,8] процессы субмаринного рудогенеза могут приводить к возникновению массивных руд лишь в тех случаях, когда потоки гидротермальных растворов не подавляются поступлением литогенного материала, а при других обстановках имеет место обогащение рудным веществом накапливающихся толщ пород и возникновением прожилково-вкрапленных руд. Минералого-геохимический облик пиритовой минерализации южной части хребта Енганепэ включает черты как колчеданного Cu-Zn оруде-

нения, так и «запрещенные», не свойственные ему геохимические характеристики (наличие Sn, Sb, Hg; Mo и W в литохимических аномалиях) оруденения других минеральных типов, в том числе эпitherмального, но проявившегося лишь на уровне самой ранней «зачаточной» стадии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 13-05-98820-р_север_а.

Литература

1. Аминев В.Б., Гранович И.Б., Набровенков О. С. Основные типы коренных источников россыпей в одном из районов Приполярного Урала // *Континентальные россыпи востока СССР*. Благовещенск, 1982. Ч. I. С. 34-35.

2. Волков А.В., Сидоров А.А., Алексеев В.А. О металлогеническом значении зон тонкой сульфидизации и наноминералогии // *Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогения: Труды XXXI Междунар. науч. конф., посвященной 100-летию со дня рождения акад. В.И. Смирнова*. Москва: МГУ, 2010. Т. 2. С. 344-357.

3. Душин В.А., Малюгин А.А., Шиятый И.Н. Металлогения и золотоносность Приполярного Урала // *Полярный Урал – стратегия освоения: Тр. II Полярно-Уральской науч.-практ. конф. Тюмень-Салехард, 2004*. С. 203-210.

4. Кривцов А. И. Рудообразующие процессы и системы – развитие идей В. И. Смирнова // *Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогения: Труды XXXI Междунар. науч. конф., посвященной 100-летию со дня рождения акад. В. И. Смирнова*. Москва: МГУ, 2010. Т. 1. С. 14-29.

5. Майорова Т.П., Кузнецов С.К., Тарбаев М.Б. Месторождения золота севера Урала: геология, минералогия, металлогения // *Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции, посвященной 80-летию Кольского научного центра. Апатиты: Изд-во К&М, 2010*. С. 97-106.

6. Майорова Т.П., Устюгова К.С., Филиппов В.Н. Микроминерализация в зонах пиритизации докембрийских пород Енганепэйско-Манитаньрдского золоторудного района и условия ее формирования (Полярный Урал) // *Минералогические перспективы: Мат-лы Междур. минер. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011*. С. 230-231.

7. Микрозондовое исследование гидротермальных пиритов из разреза Верхне-Ниянского рудопоявления (хр. Манитаньрд, Полярный Урал) / М.П. Кетрис, Я.Э. Юдович, В. Н. Филиппов и др. // *Минералогическая интервенция в микро- и наномир: Мат-лы Междур. минер. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009*. С. 177-179.

8. Сидоров А.А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан, 1998. 246 с.

9. Силаев В.И., Тихомирова В.Д., Яковлева О.А., Герасимов А.Ю. Блеклые руды гидротермальных месторождений севера Уральско-Новоземельской провинции // *ЗВМО, 1986*. Ч. 115. Вып. 2. С. 177-191.

РОЛЬ КИСЛЫХ МАГМ В ФОРМИРОВАНИИ МЕДНО-КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ АПАТИТА)

Холоднов В.В.¹, Косарев А.М.²

¹ *Институт геологии и геохимии УРО РАН, Екатеринбург, holodnov@igg.uran.ru,*

² *Институт геологии Уфимского НЦ РАН, Уфа*

Изучение расплавных и флюидных включений, содержащихся в кварце кислых пород колчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района на Южном Урале [2], показало высокую насыщенность рудными металлами первичного магматического флюида и кислого магматического расплава. Магматический флюид содержит повышенные концентрации (г/т): Cu 300-3700, Zn 80-3400, Pb 14-1000, Sn 4-1600, В 40-2000, Ва 20-2200, Au 4-8, Ag 4-11. Стекло расплавных включений также содержит высокие концентрации рудных металлов (г/т): Cu 1100, Zn 1400. Эти данные подтверждают высокую рудогенерирующую роль кислых магм. Предпо-

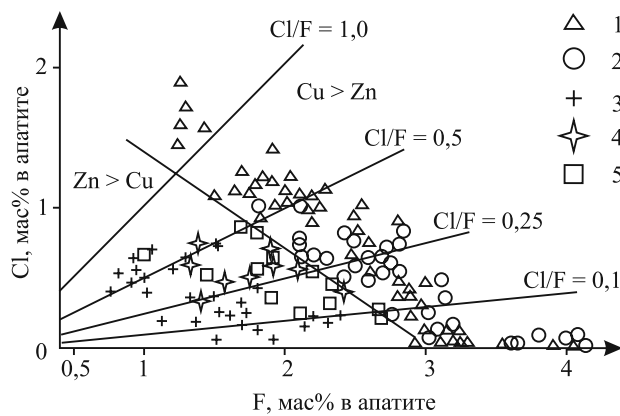


Рис. 1. Соотношение содержаний Cl и F в апатитах субвулканических кислых и умеренно-кислых пород Подольского Cu > Zn колчеданного месторождения Южного Урала: 1 – андезито-базальтовые порфириды, 2 – андезитовые порфириды, 3 – андезито-дацитовые и дацитовые порфириды, 4 – кварцевые порфиры. Стрелки – направления эволюции в составах апатита (от ранних его генераций к поздним): 5 – на более ранней и 6 – более поздней стадиях формирования непрерывно дифференцированной рудовмещающей андезит-дацит-риолитовой серии вулканогенных пород этого месторождения

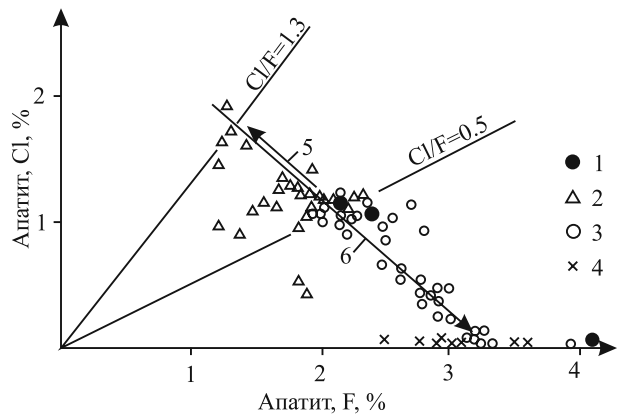


Рис. 2. Соотношение содержаний Cl и F в апатитах рудовмещающих толщ кислого и умереннокислого (андезиты, дациты и др.) состава как отражение флюидно-металлогенической специализации (Cu > Zn или Zn > Cu), геодинамической позиции и масштабов колчеданных месторождений Магнитогорской островодужной мегазоны. 1 и 2 – крупные и суперкрупные месторождения (Cu > Zn) фронтальных частей островных дуг (1 – Подольское и 2 – Гайское); 3-5 – месторождения с Zn > Cu спецификой, развитые в тыловодужных частях островных дуг и в переходных зонах (3 – Молодежное, 4 – Талганское, Чебачье, 5 – другие мест. Узельгинского рудного поля)

лагается, что отделение обогащенного рудными элементами флюида могло происходить в промежуточных очагах или магматических камерах, в которых, по-видимому, и начиналась кристаллизация фенокристов кварца.

Высокую рудогенерирующую роль кислых магм подтверждает и их обогащенность хлором, с которым такие рудные металлы как Fe, Cu и Zn имеют высокое химическое сродство [7]. Об уровне хлоронности кислых магм свидетельствует состав различных генераций апатита, образующих многочисленные микровключения как в составе ранних вкрапленников (в кварце, плагиоклазе), так и в основной массе кислых (риолиты) и умеренно-кислых (андезиты и дациты) рудовмещающих вулканитов Магнитогорской островодужной мегазоны [13 и др.]. В апатитах этих пород максимальные содержания Cl составляют **0,5 -1,6 мас.%** при концентрациях F 1,0-1,5 мас.%. В то же время, в апатитах подрудных и надрудных базальтов различных медноколчеданных месторождений как Южного (Гайское, мест. Узельгинского рудного поля), так и Среднего Урала (Ново-Шемурское) концентрации Cl крайне незначительны: в южноуральских мест. **0-0,08 мас.%** при содержании F=2,38-3,0 мас.%, в Ново-Шемурском мест. Cl **0,01-0,04 мас.%, F=1,4-2,1 мас.%. Такое резкое различие в содержаниях Cl между апатитами основных (базальты) и кислых магм – важное свидетельство различий не только состава магм, но и их магматических источников и условий магмогенерации.**

Линейность в соотношениях концентраций Cl и F в апатитах из субвулканических пород андезит-дацит-риолитового состава (рис. 1) на Подольском месторождении свидетельствует о комагматичности кислых и умереннокислых вулканитов этого месторождения, о непрерывном и гомодромном характере дифференциации (андезит-дацит-риолит) при их образовании. Обнаруженная линейность проявляется на фоне обратно пропорционального друг другу снижения в апатитах содержаний Cl и роста F, в заметной преемственности в составах последовательных генераций апатита в породах от андезитового к андезит-дацитовому и дацитовому порфиридам и далее к кварцевому порфиру (рис. 1, стрелка 6).

Апатиты кварц-плагиоклазовых и кварцевых порфиров (дацитов и риолитов) Гайского месторождения закономерно вписываются в данный линейный тренд дифференцированной серии пород андезит-дацит-риолитового состава (рис. 2). Апатиты в базальтах этого месторожде-

ния с содержаниями $Cl=0,05-0,08$ мас. %, при содержании $F=2,6-3,0$ мас. %, на этот линейный тренд не попадают. Подобная линейность в эволюции состава апатитов (от ранних более богатых Cl генераций к поздним, обогащенных F) характерна и для кислых пород Молодежного месторождения и других месторождений Узельгинского рудного поля (рис. 2).

Установлено также, что в процессе формирования продуктивных дифференцированных серий пород кислого и умеренно-кислого состава в режиме галогенов могут быть выделены два последовательных этапа [13]. На раннем этапе, в условиях более закрытой флюидно-магматической системы, процесс фракционной кристаллизации исходной обогащенной хлором умеренно-кислой магмы сопровождался дополнительным накоплением хлора (рис. 1, стрелка 5), с формированием более флюидонасыщенных расплавов андезитового или андезит-дацитового состава. На позднем этапе, в условиях раскрытия рудообразующей флюидно-магматической системы, процесс фракционной кристаллизации такого флюидонасыщенного расплава характеризовался уже выносом хлора (рис. 1, стрелка 6), при накоплении фтора в остаточных более кремнекислых расплавах. С этим этапом могло быть связано формирование магматогенных хлороносных рудообразующих флюидов, чем и может объясняться хорошо известная пространственная связь многих медноколчеданных, особенно небольших по масштабам месторождений, с кислыми породами преимущественно дацитового состава. Кроме того, что более вероятно, породы дифференцированных кремнекислых серий могли быть эффективными флюидопроводниками более глубоко залегающих рудно-магматических систем (промежуточных магматических очагов или камер).

Данные рис. 2 кроме того свидетельствуют, что содержание Cl в апатитах рудовмещающих толщ кислого и умереннокислого состава (в андезитах, андезито-базальтах, дацитах, риолитах) отражают геодинамическую позицию, масштаб и минерально-геохимический тип оруденения колчеданных месторождений Магнитогорской островодужной мегазоны. Наиболее крупные по запасам месторождения фронтальных частей островных дуг, в которых $Cu > Zn$ (Подольское и Гайское) характеризуются апатитами с наиболее высокими содержаниями $Cl > 1,0$ мас. % и максимальными значениями Cl/F отношений 0,7-1,5. В то же время, в более мелких по масштабам месторождениях с ($Zn > Cu$) спецификой, развитых в тыловодужных частях островных дуг и в промежуточных зонах (мест. Узельгинского рудного поля и др.) имеют апатиты с резко пониженным содержанием $Cl=0,4-0,7$ мас.% и более низким Cl/F отношением около 0,5 и менее.

Наряду с хлором в составе апатитов кислых рудовмещающих вулканитов Узельгинского рудного поля наблюдается наличие повышенных содержаний сульфатной серы, изоморфной с фосфорным анионом в его составе. Содержание SO_3 в апатите липарито-дацитов составляет здесь 0,05-0,075 мас. %. В апатитах из серицит-хлорит кварцевых метасоматитов по дацитам на Чебачьем месторождении содержание SO_3 возрастает до 0,125-1,0 мас. %, коррелируясь с ростом в апатитах содержаний F от 1,88 до 2,67 мас. % и снижением содержаний Cl от 0,50 до 0,20 мас.% и менее. Как известно, в поздних месторождениях тыловодужных зон (месторождения Джусинское, Барсучий Лог, Александринское, Восточно-Подольское, баймакский тип и др.) в составе месторождений присутствуют значительные по объему залежи барита. В целом, появление сульфатной серы в составе апатитов указывает на хлоридно-сульфат-гидросульфидный состав рудообразующих флюидов в месторождениях этой геодинамической обстановки (позиции).

В порядке обсуждения полученных ранее и некоторых новых результатов, изложенных выше, могут быть высказаны некоторые предварительные соображения и выводы о природе и условиях генерации кислых магм и, в целом, о роли кислых вулканитов в генезисе медноколчеданных месторождений Ю. Урала, о важной роли уровня хлоридной специализации рудообразующих магм и флюидов при образовании наиболее крупных колчеданных месторождений Южного Урала, их преимущественной минерально-геохимической специализации на медь или цинк.

Первое, подтверждается дискретный характер магматизма. В исследованных рудовмещающих комплексах базальты не образуют единые непрерывно дифференцированные серии с кислыми породами андезит-дацит-риолитового состава. Резкое различие в содержаниях Cl между апатитами основных (базальты) и кислых дифференцированных магм можно трактовать как одно из свидетельств различий магматических источников и условий магмогенерации для базальтов и кислых дифференцированных магм. Считается, что базальтовые магмы колчеданноносных комплексов выплавлялись из деплетированной части мантийного клина [1, 5 и др.]

при высокой степени частичного плавления мантийного субстрата. Возможно, что генерация кислых магм происходила в иных, по-видимому, вторичных очагах, возможно и в зоне перехода верхняя мантия - нижняя кора, под интенсивным воздействием субдукционных флюидов, обогащенных H_2O , Cl и S.

Анализ опубликованных данных по стронциевой изотопной систематике вулканитов южноуральских контрастных риолит-базальтовых формаций [10], показал, что образование кислых магм происходило без заметного участия сиалического материала, особенно древнего. Начальное отношение Sr^{87}/Sr^{86} для кислых вулканитов баймак-бурибайской свиты находится в пределах 0,7030-0,7045, а карамалыташской 0,7040-0,7047, что соответствует наиболее распространенным отношениям изотопов стронция в породах современных энсиматических островных дуг. При этом начальные отношения изотопов стронция в базальтах тех же свит находятся на том же самом уровне (0,7030-0,7045).

На мантийный сильно деплетированный субстрат в зонах генерации кислых колчеданосных магм Среднего и Южного Урала указывают и единичные (к сожалению) Sm-Nd изотопные данные. Их совместный анализ с данными по изотопным системам островодужных медно-порфировых месторождений Южного Урала показал [14], что направленная эволюция палеозойского магматизма Урала [12 и др.] находит свое отражение и в изотопно-геохимической эволюции процессов островодужного магматизма и оруденения. В возрастном диапазоне от 430 до 365 млн. лет формирование островодужного медно-колчеданного и медно-порфирового оруденения происходит при резком снижении значений первичного изотопного отношения неодама. ϵNd снижается от максимально высоких значений: +7,7 адамеллиты Левихинского колчеданного месторождения в Тагильской мегазоне [9] и от +6 для раннеостроводужного Салаватского (380 млн. лет) медно-порфирового месторождения Магнитогорской мегазоны до +1,5 для позднеостроводужного Верхнеуральского (365 млн. лет) медно-молибден-порфирового [3]. Такой тип изотопно-геохимической эволюции отражает начальный процесс формирования новообразованной ювенильной коры Магнитогорской мегазоны в зонах палеосубдукции, преимущественно за счет трансформации первично деплетированного мантийного океанического субстрата.

Второе, полученные данные отражают наличие парагенетической связи между базальтовым и кислым магматизмом, а затем и рудоотложением. В целом это производные надсубдукционных зон магмообразования и промежуточных интрузивных камер, включая и субвулканические интрузии. Взаимоотношения основных и кислых магм фиксируются на Подольском рудном поле с образованием гибридных кварцевых андезитов, возникших в результате смешения базальтовых магм с частично раскристаллизованными кислыми расплавами [4]. Общий структурный контроль процессов магматизма и рудообразования очевиден. Кислые магмы – это главные флюидопроводники. Во многих случаях крупные тела кислых пород - это и местный источник богатых хлором и сульфидной серой рудообразующих растворов. Такой источник вполне вероятен при формировании относительно мелких месторождений и отдельных рудных тел. На это указывает частая локализация рудных залежей в породах кислого состава.

Третье, подтверждается важнейшее значение роли палеогеодинамического фактора при формировании различных по масштабам и минерально-геохимическому составу колчеданных месторождений Южного Урала. Геохимическая и металлогеническая зональность островодужных систем, как это следует из работ [5, 6, 8, 11 и др.], имеет однонаправленную полярность и связана с градиентной системой зоны субдукции, при погружении которой с запада на восток происходит возрастание P и T, изменение состава субдукционных флюидов и магм, условий выплавления магм в мантийном клине и в зоне перехода мантия – нижние части новообразованной коры, возможности экстракции и концентрации рудогенных элементов в магмах и флюидах разного состава. Именно геодинамическая позиция определяет особенности мантийного магматизма, флюидного режима и колчеданного рудогенеза во фронтальных и тыловых зонах островных дуг, а также в зонах внутридугового и задугового спрединга.

Это отражают и данные рис. 2, которые свидетельствуют, что содержание Cl в апатитах рудовмещающих толщ кислого и умереннокислого состава отражают геодинамическую позицию, масштаб и тип оруденения колчеданных месторождений Магнитогорской островодужной мегазоны. Наиболее крупные по запасам месторождения фронтальных частей островных дуг, в

которых (Cu>Zn) (Подольское и Гайское), характеризуются апатитами с наиболее высокими содержаниями Cl >1,0 мас.% и максимальными значениями Cl/F отношений 0,7-1,5. В то же время, в более мелких по масштабам месторождениях с (Zn>Cu) спецификой, развитых в тыловодужных частях островных дуг и в промежуточных зонах (мест.Узельгинского рудного поля) имеют апатиты с резко пониженным содержанием Cl 0,4-0,7 мас.% и более низким Cl/F отношением.

В последнем случае более глубинная позиция областей магмообразования тыловодужных зон определяла более длительную эволюцию рудно-магматических систем и влияла на состав рудовмещающих комплексов. Это сопровождалось большими объемами кислых пород в дифференцированных сериях вулканитов, усилением их известково-щелочного уклона, с переходом к субщелочному шошонитовому магматизму и как следствие этого более интенсивным накоплением Zn (иногда вместе с Au и Pb) относительно Cu в рудообразующих флюидах.

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

Литература

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология, 2006. Т. 14. № 3. С. 248-265
2. Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпухина В.С. и др. Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия) // ДАН, 2012. Т. 443. № 3. С. 347-351.
3. Грабежев А.И. Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера, 2009. № 6. С. 66-89.
4. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2005. № 4. С. 22-42.
5. Косарев А.М. Геохимические особенности вулканогенных формаций Южного Урала и их продуктивность на колчеданное оруденение // Литосфера, 2010. № 3. С. 177-184.
6. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин А.М. Колчеданосность Южного Урала: корреляция запасов Cu и Zn с геохимическими характеристиками базальтов рудных районов // ДАН, 2010. Т. 434. № 6. С. 658-662.
7. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 263 с.
8. Масленников В.В. Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режимов вулканизма // Литосфера, 2012. № 5. С. 96-113.
9. Попов В.С., Богатов В.И., Журавлев Д.З. Источники гранитных магм и формирование земной коры Среднего и Южного Урала: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Петрология, 2002. Т. 10. № 4. С. 389-410.
10. Рихтер Я.А. Палеозойский вулканизм и геодинамика Южного Урала. Изд-во Саратов. ун-та, 2008. 128 с.
11. Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. 284 с.
12. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 89-120.
13. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 394 с.
14. Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Изотопно-геохимическая (Sm-Nd, Rb-Sr) и металлогеническая эволюция Уральской складчатой системы // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Том II. Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2009. С. 235-238.

БИОМОРФНЫЕ СТРУКТУРЫ В КОЛЧЕДАНЫХ РУДАХ ЮБИЛЕЙНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Целуйко А.С.¹, Масленников В.В.^{2,1}, Аюпова Н.Р.^{2,1}

¹Южно-Уральский университет, г. Миасс, ²Институт минералогии УрО РАН, *celyukoa@rambler.ru*

Юбилейное месторождение расположено в Бурибайском рудном районе Южного Урала в пределах Западно-Магнитогорской палеовулканической зоны [4]. Геологический разрез месторождения представлен вулканогенными породами Баймак-Бурибаевской и Ирндыкской свит, вулканогенно-осадочными образованиями Улутауской свиты и флишоидными отложениями Зилаирской свиты. Вмещающие породы связаны с базальт-бонинитовым основанием бимодальной мафической Баймак-Бурибаевской свиты [8]. Месторождение относится к уральскому типу [6].

На месторождении установлено шесть рудных тел, во втором и четвертом из которых были обнаружены пиритизированные окаменелости, определенные как кораллы, табуляты и тентакулиты [1]. По своим морфологическим особенностям они напоминают реликты сульфидизированных трубчатых червей [2]. В зоне гипергенеза над второй и третьей рудными залежами были обнаружены замещенные сидеритом кораллы [3].

Нами были изучены колчеданные руды второго рудного тела, которые в настоящее время разрабатываются карьерным способом. В ходе исследований в массивных пиритовых рудах установлены сульфидизированные остатки фауны, а в рудах, содержащих фрагменты труб «черных курильщиков», выделения керогена.

Микроскопические исследования проводились с использованием микроскопа Olympus VX-51 с камерой для фотографирования. Показатели отражения углеродистого вещества получены на микроскопе-спектрофотометре МСФП-2Р (эталон металлический кремний), его химический состав изучен на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М (аналитик В.А. Котляров). Спектры комбинационного рассеяния исследуемого вещества получены на рамановском спектрометре Horiba Jobin Yvon HR 320 (аналитик С.М. Лебедева) в результате сложения 10 промежуточных спектров со временем накопления 20 секунд в диапазоне 100–3000 см⁻¹.

Фоссилизированная фауна трубчатой формы обнаружена в массивных рудах халькопирит-карбонат-пиритового состава. Фаунистические остатки хорошей сохранности, в основном, приурочены к участкам развития колломорфного, фрамбоидального пирита и часто сгруппированы на небольшой площади (до 19 остатков на 2 см²). В поперечном сечении биоморфные структуры представляют собой округлые и овальные выделения диаметром до 3 мм, стенки которых выполнены фрамбоидальным пиритом с инкрустацией и крустификацией кристаллическим пиритом. Центральная часть этих образований заполнена карбонатным материалом или халькопиритом (рис. 1а). Иногда внутренняя часть псевдоморфоз заполняется кристаллическим пиритом, растущим от стенок. Длина таких образований достигает 10 мм. Обнаруженные выделения, вероятно, являются сульфидизированными червями – полихетами. Наряду с фаунистическими остатками установлены палочковидные формы размером до 200 мкм, состоящие из тонкозернистого пирита, вероятно бактериальной природы.

Во фрагментах труб «черных курильщиков» колчеданных руд, обнаруженных на месторождении [7], были установлены скорлуповидные, пластинчатые и изометричные образования темно-коричневого цвета размером до 100 мкм (рис. 1б; табл. 1, ан. 1). Эти образования локализованы в хлорит-сульфид-карбонатной матрице руд, цементирующей фрагменты труб. Пластинчатой формы выделения под микроскопом характеризуются сильной анизотропией, в косом освещении имеют черный цвет, просматривается волокнистое строение вещества и наблюдается тесная ассоциация со сфеном. Для них обычны тонкие пластинки рудного минерала серого цвета, представленного сульфидом цинка (табл. 1, ан. 2-3) и тонкая вкрапленность халькопирита. В краевых частях некоторых выделений развита густая тонкая вкрапленность сульфида цинка и хлорита. Остатков сульфидизированной фауны в руде не обнаружено, и поэтому установить принадлежность выделенного вещества к фауне не удалось. Описанные образования по всем признакам соответствуют выделениям органического вещества аллотигенного происхождения.

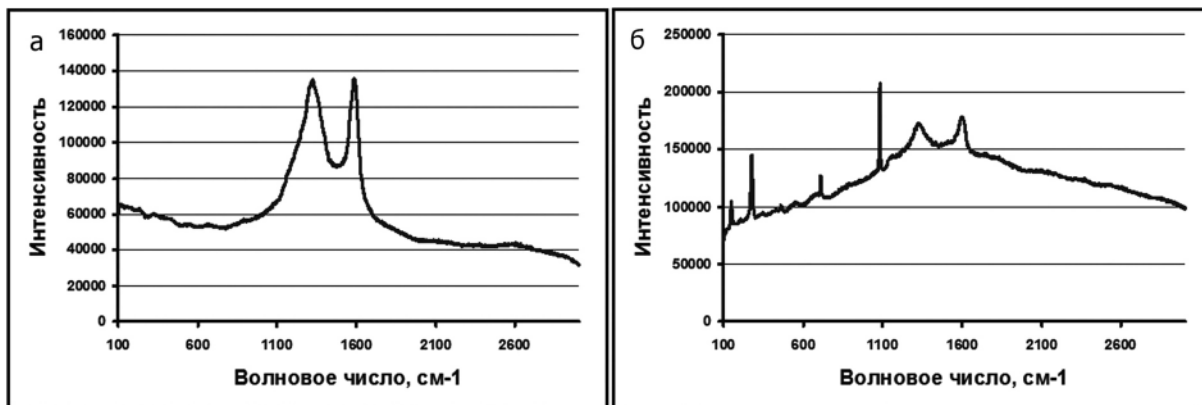


Рис. 1. Биоморфные структуры в рудах Юбилейного месторождения: а – поперечные сечения пиритовых псевдоморфоз по остаткам полихет; б – пластинки керогена в ассоциации с сульфидами. Отраженный свет

Полученные спектры отражения показали, что коэффициент отражения исследуемого вещества варьирует в диапазоне от 5 до 11.5 % достигая максимальных значений на длине волны 690 нм и по характеру и коэффициенту отражения незначительно отличаются от спектров отражения углистого вещества и графита.

Спектры комбинационного рассеяния также подтвердили органическую природу исследуемого вещества. Спектр углеродистого вещества содержит 2 широких пика: 1332–1348 см^{-1} и 1588–1593 см^{-1} (рис. 2а). Полученный спектр сходен со спектром рентгеноаморфного графита с линиями 1360 и 1582 см^{-1} . Под воздействием лазера кероген выгорал с образованием ямки. Также определено, что вещество люминесцирует.

Для сравнения полученных спектров был изучен спектр отражения карбонатного материала руд. В спектре карбоната цемента обломков помимо тонких пиков кальцита наблюдаются 2 широких пика с интенсивностью 1342 и 1609 см^{-1} , очень близких к линиям органического вещества (рис. 2б). Для карбоната характерно появление люминесценции. Напротив, спектр карбонатного материала осевой части обломка трубы не содержит пиков характерных для органического вещества, а тонкие пики спектра полностью соответствуют линиям кальцита баз данных.

Таким образом, в рудах Юбилейного месторождения установлены биоморфные структуры двух типов: сульфидизированные остатки полихет в серноколчеданной руде и выделения органического вещества в брекчиевидных рудах в тесной ассоциации с обломками труб «черных курильщиков». В первом случае биоморфные структуры образованы сульфидизированными тканями фауны. Во втором случае органические остатки не были замещены пиритом и, вероятно, были переотложены. Пригидротермальная сульфидизированная фауна, представленная вестиментиферами, полихетами и др. изучена на многих колчеданных месторождениях Урала. Кероген редко обнаруживается в колчеданных рудах. На месторождении Яман-Касы выделения органического вещества приурочены к оболочкам сульфидизированных вестиментифер [2], а в сульфидных гравелитах присутствуют графитизированные створки ракушек [5]. Слой керитов мощность 5–15 см залегает в основании слоистой рудокластической пачки на выклинке Яман-Касинской залежи [2]. На Юбилейном месторождении подобные выделения керогена

Таблица 1. Химический состав органического вещества (мас. %)

№ п/п	C	O	Mg	Al	Si	S	Fe	Zn	Sr	Ca
1	56.8	28.7	2.9	1.34	2.38	5.76	0.47	0.84	0.80	0.00
2	38.0	10.7	1.8	0.96	1.89	18.0	0.75	26.7	0.88	0.23
3	5.16	2.2	0.00	0.00	0.36	33.8	0.78	56.4	1.34	0.00

Примечание: анализы выполнены на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой (аналитик В.А. Котляров). Точка b – кероген без видимых включений; e – включение сульфида цинка в керогене; f – кайма краевая часть пластинки керогена, с множеством включений сульфида цинка. Напыление оловом. Эталон на углерод – кальцит. Анализы b, e, f рассчитаны на 100%.

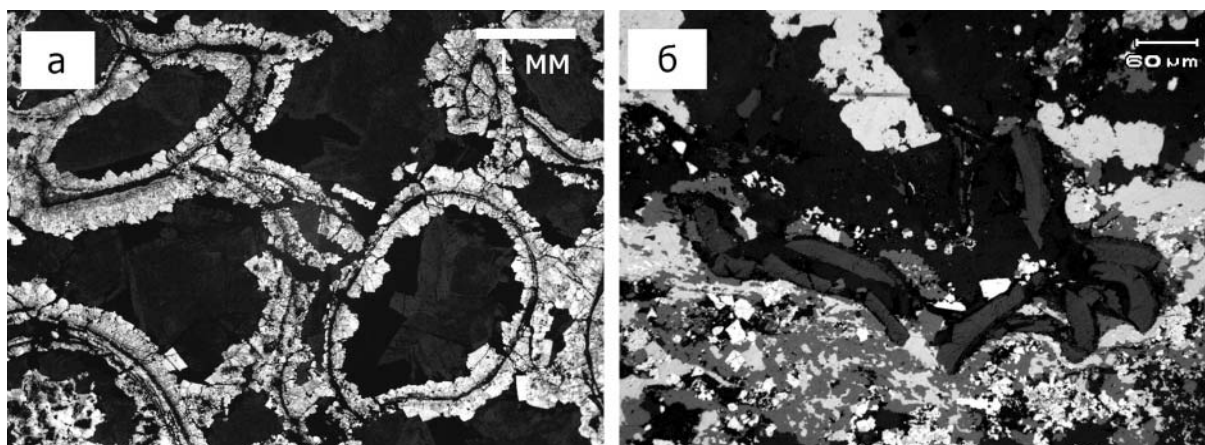


Рис. 2. Характерный спектр углеродистого вещества, пики 1333 и 1592 см^{-1} (а) и темно-серого карбоната цементирующей массы сульфидной брекчии с пиками 1342 и 1609 см^{-1} (б). Спектры получены на рамановском спектрометре Horiba Jobin Yvon HR 320 (аналитик Лебедева С.М.) в результате сложения 10 промежуточных спектров со временем накопления 20 секунд в диапазоне $100\text{--}3000$ см^{-1}

обнаружены впервые. Нахождение углеродистого вещества в рудах и возможное органогенное происхождение некоторой части карбонатов в рудах могут свидетельствовать о взаимодействиях фауны и колчеданообразующей гидротермальной деятельности.

Работы поддержаны программой УрО-СО РАН (№ 12-С-5-1010) и Федеральной целевой программой «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы (ГК № П237).

Литература

1. Малахов А.А., Денисов Е.А. Изотопный состав серы пиритизированных окаменелостей из медноколчеданных месторождений Южного Урала // ДАН СССР, 1974. Т. 218. № 4. С. 934–937.
2. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
3. Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Садыков С.А. Золотоносная зона гипергенеза Юбилейного месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2005. Формирование месторождений разновозрастных океанических окраин. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 198–202.
4. Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.
5. Сафина Н.П., Масленников В.В. Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал). Миасс: УрО РАН, 2008. 260 с.
6. Серавкин И.Б., Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. 284 с.
7. Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., et al. Mineral and chemical peculiarities of vent chimneys from the Yubileynoye VMS deposit at the Early Devonian basalt-boninite basement of West Magnitogorsk arc, the Southern Ural, Russia. SGA. Uppsala.
8. Spadea P, Kabanova L.Ya, Scharrow J. Petrology, geochemistry, and geodynamic significance of Mid-Devonian Boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals). Ofiolit, 1998. V. 23 (1). P. 17–36.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОВЕДЕНИЯ ГАЛОГЕНОВ (Cl и F) В РАЗЛИЧНЫХ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Чевычелов В.Ю.

Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, chev@iem.ac.ru

Одним из обязательных условий образования рудных месторождений, связанных с магматизмом, является обогащение магматических пород летучими компонентами, среди которых наиболее важными часто являются вода, фтор и хлор [1]. Роль флюидно-магматического взаимодействия чрезвычайно высока. Кристаллизация сухих алюмосиликатных расплавов и магм, насыщенных флюидными компонентами, происходит в различных режимах. Присутствие летучих компонентов может не только сильно понижать вязкость расплава и температуру кристаллизации, но и принципиально влияет на фазовые соотношения в расплавных системах, существенно смещая положение котектических линий и составы эвтектик на фазовых диаграммах.

Зависимость эффективной растворимости хлора в магматическом расплаве от состава расплава и P - T условий.

1. В докладе представлены результаты детального экспериментального изучения растворимости хлоридов металлов (эффективной растворимости Cl) в **модельных** магматических расплавах в широком диапазоне составов (условно моделирующих дациты, сиениты, щелочные базальты и др.) при изменении давления от 10 до 300 МПа и при температуре 1250° С. По отдельности рассмотрено влияние содержания каждого из таких распространенных петрогенных элементов, как Na, K, Ca, Mg, Sr и Ba, на содержание Cl в магматическом расплаве. Показано, что содержание хлора в исследованных расплавах изменяется в очень широком диапазоне от 0.2 до 4.7 мас.%.

Установлено сильное влияние состава магматического расплава на эффективную растворимость в нем хлора. Так при одинаковых P - T условиях содержание Cl в расплаве модельного безжелезистого Са-базальта в 10-15 раз превышает его содержание в расплаве ортоклазового состава (рис. 1а). А с изменением давления от 10 до 300 МПа в расплавах одного состава содержание Cl изменяется гораздо меньше, максимум в 1.5-2 раза. В исследованном интервале давления для обогащенных Са составов установлен максимум растворимости хлора при ~100 МПа, а для Na-обогащенных составов этот максимум сдвигается к ~200 МПа.

Показано, что увеличение содержания двухвалентных щелочноземельных элементов (особенно Са) способствует более высокой эффективной растворимости Cl в расплаве по сравнению с одновалентными щелочными элементами (рис. 1б). При обогащении расплава каждым последующим щелочноземельным элементом в рядах Ba–Sr–Ca и Mg–Ca содержание Cl в расплаве возрастает. В алюмосиликатном расплаве, обогащенном Na, содержание хлора - выше, чем в обогащенном K составе.

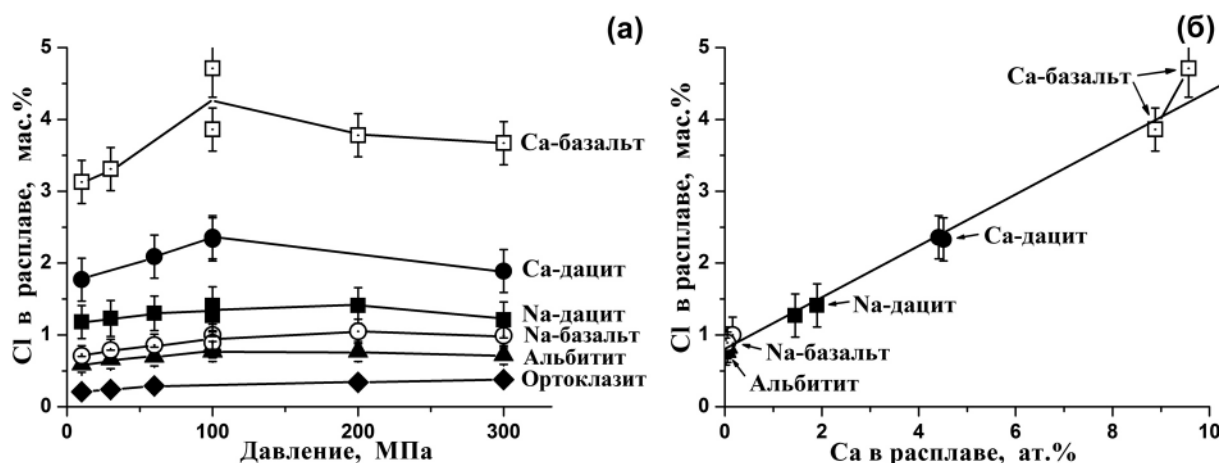


Рис. 1. (а) Зависимость содержания хлора в расплаве от химического состава расплава и от величины давления в экспериментах; (б) Увеличение содержания хлора с ростом содержания Са в составе расплава при $P=100$ МПа

2. Получены новые экспериментальные данные по эффективной растворимости хлора в **модельных** расплавах гранодиоритового, гранитного и лейкогранитного состава при $T=800-1000^{\circ}\text{C}$, $P=100$ и 500 МПа и ~ 1.1 *n* хлоридном подкисленном составе флюида. Содержание Cl в расплаве значительно возрастает с увеличением температуры, уменьшением давления и уменьшением содержания SiO_2 в составе расплава. Одной из причин сильной отрицательной барической зависимости, вероятно, является двухфазность водно-хлоридного флюида при $P=100$ МПа с образованием солевой и существенно водной фаз при относительно небольшой суммарной валовой концентрации хлора во флюиде, в то время как при $P=500$ МПа флюид оставался гомогенным [3]. В присутствии солевой фазы содержание Cl в магматическом расплаве будет существенно выше, чем в равновесии с гомогенным водно-хлоридным флюидом такой же валовой концентрации.

В гранодиоритовом расплаве при $P=100$ МПа и $T=1000^{\circ}\text{C}$ содержится необычно высокое содержание хлора $\sim 0.8-0.9$ мас.%, которое в 2-3 раза выше обычно приводимых экспериментальных данных для кислых расплавов. Такая повышенная эффективная растворимость Cl, помимо возможного присутствия солевой флюидной фазы связана, главным образом, с изменением химического состава расплава, в частности, с его обеднением Si и обогащением Ca.

Используя полученные данные о содержаниях Cl в гранитоидных расплавах, а также литературные данные для базальтового, андезитового и фонолитового расплавов, нами оценена значимость корреляционных связей между содержанием Cl и концентрациями, а также мольными отношениями породообразующих компонентов в расплавах. Показано, что между содержаниями Cl и CaO, а также Cl и SiO_2 существуют значимые корреляционные зависимости ($r=0.99-0.96$, $n=6(5)$), в первом случае - положительная и отрицательная – во втором. Установлены значимые положительные корреляции между содержаниями Cl и мольными отношениями CaO/SiO_2 , $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и некоторыми другими. Коэффициент агпаитности мол. $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ является универсальным параметром, контролирующим эффективную растворимость Cl как в безкальциевых, так и в Ca-содержащих расплавах. Содержание Cl возрастает для щелочных составов с увеличением коэффициента агпаитности, а для составов субщелочного и нормального ряда с уменьшением этого коэффициента. Установлено увеличение эффективной растворимости Cl при уменьшении концентрации SiO_2 в составе расплава в диапазоне от лейкогранитного до, по крайней мере, толеитового состава.

3. При $P=100$ МПа и $T=1000^{\circ}\text{C}$ экспериментально изучены совместная растворимость Cl и H_2O в **модельном** гранодиоритовом расплаве при его взаимодействии с водно-солевым флюидом, в широком диапазоне валовой концентрации флюида от 0 до ~ 98 мас.% хлоридов. При данных P - T параметрах флюид в широком диапазоне составов от $\sim 1-4$ до $\sim 80-95$ мас.% MeCl, вероятно, распадался на 2 фазы: существенно водную и солевую [2, 4]. В стеклах после опыта методами FTIR-спектроскопии в ближней области определены общее содержание и содержания отдельных форм воды ($\text{H}_2\text{O}_{\text{мол.}}$, OH $^-$). Содержание Cl в гранодиоритовом расплаве составляет $\sim 0.5-0.7$ мас.% при валовой солевой нагрузке флюида более ~ 15 мас.% хлоридов. Общее содержание воды в гранодиоритовом расплаве равно $\sim 4.2-4.6$ мас.%. По данным изучения ИК спектров закаленных стекол охарактеризована структура гранодиоритового расплава.

При валовой солевой нагрузке двухфазного флюида $\sim 7-11$ мас.% MeCl установлена область «аномально» повышенной эффективной растворимости хлора (до 0.9-1 мас.%). Мы полагаем, что она связана с различиями в составе расплава (обогащением $\sum(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$), при этом коэффициент глиноземистости мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ уменьшается от 0.90-1.09 до 0.76-0.80, а коэффициент ат. $(\text{Al}+\text{Na}+\text{Ca})/\text{Si}$ увеличивается от 0.41-0.48 до 0.47-0.54, соответственно. Эти различия в составе расплава оказывают более заметное влияние на растворимость хлора, чем на растворимость воды. Содержание Cl и H_2O в расплаве при содержании хлора менее ~ 0.7 мас.% практически не зависят друг от друга. А при «аномально» повышенном содержании хлора, концентрации Cl и H_2O становятся обратно пропорциональными друг другу. Можно предположить, что при этом хлор начинает конкурировать с водой за одинаковые структурные позиции в расплаве.

Сравнение эффективной растворимости хлора и фтора в магматических расплавах различного состава.

1. Экспериментально исследована растворимость Cl-F-содержащих флюидов различной концентрации в синтетическом аналоге **природного** K-фонолитового расплава вулкана Везу-

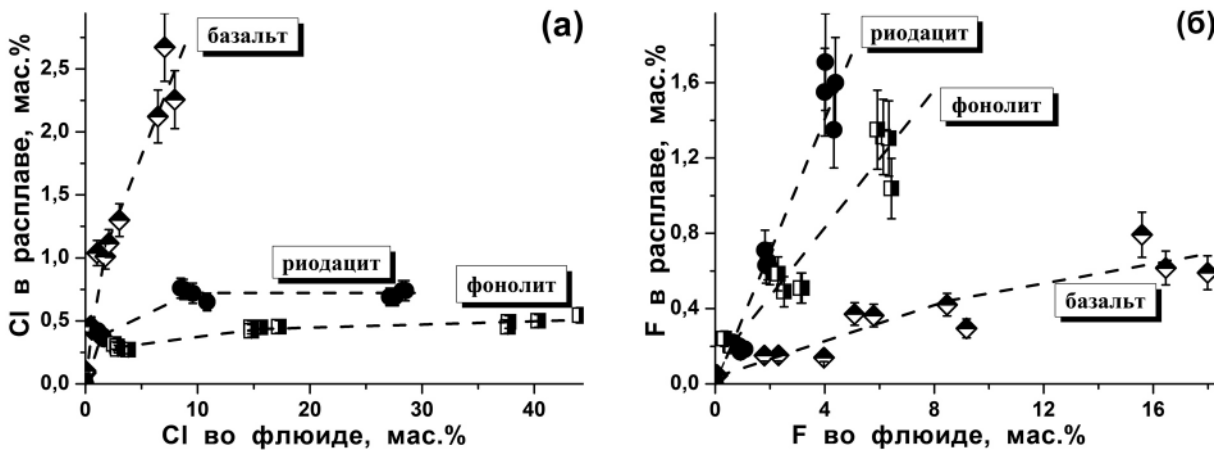


Рис. 2. Зависимости содержаний Cl (а) и F (б) в риодацитовом, базальтовом и фonoлитовом расплавах от концентрации H_2O -Cl-F-содержащего флюида, растворяемого в расплаве при $T=1000(1200)^{\circ}\text{C}$ и $P=200$ МПа

вий при $T \sim 850$ и 1000°C и $P=200$ МПа. При $\sim 850^{\circ}\text{C}$ эффективная растворимость Cl в расплаве ($\max {}^m\text{C}_{\text{Cl}}$), сосуществующем с богатым хлором (${}^f\text{C}_{\text{Cl}} \sim 35.5$ мас.%) и бедным фтором флюидом, составляет ~ 0.5 мас.%. Добавление F в систему увеличивает эффективную растворимость Cl в расплаве до ~ 0.7 мас.% при ~ 39 мас.% Cl и ~ 13 мас.% F во флюиде. Непрямолинейная с изгибом форма линий зависимости на графике ${}^m\text{C}_{\text{Cl}} - {}^f\text{C}_{\text{Cl}}$ указывает на сильную неидеальность системы и возможную двухфазность флюида с образованием в условиях эксперимента существенно водной и солевой флюидных фаз [3]. Степень неидеальности флюида уменьшается при добавлении F. Увеличение температуры от ~ 850 до 1000°C не оказывает заметного влияния на содержание Cl в расплаве. Эффективная растворимость F в фonoлитовом расплаве, сосуществующем с богатым фтором флюидом, достигает 0.9 мас.% при $\sim 850^{\circ}\text{C}$ и 1.3 мас.% при 1000°C . Коэффициенты распределения F между флюидом и расплавом выше 1. С падением давления от 400 до 50 МПа содержания Cl и F в фonoлитовом расплаве увеличиваются, но для F заметно слабее по сравнению с Cl.

Установлено относительное постоянство (в диапазоне 0.9-1.5) весового Cl/F отношения в фonoлитовом расплаве, сосуществующем с обогащенным Cl и F флюидом; при этом весовое Cl/F отношение во флюиде изменяется значительно (от 0.8 до 8.0). Полученные экспериментальные данные позволяют предположить, что обогащенные Cl, F, P_2O_5 , S и др. фonoлитовые магмы вулкана Везувий во время поздних извержений между 79 и 1944 г. н.э. в близповерхностных магматических резервуарах (при $P \sim 100-200$ МПа) могли сосуществовать с обогащенными Cl и F флюидными фазами. Эти флюиды выделялись из расплава при его кристаллизации.

2. Экспериментально исследована растворимость Cl-F-содержащих флюидов в расплаве **природного** субщелочного базальта из вулкана Этна при $T=1200^{\circ}\text{C}$, $P=200$ МПа и $f_{\text{O}_2} = \text{NNO}$. Эффективная растворимость Cl в базальтовом расплаве составила ~ 2.7 мас.%, а растворимость F ~ 0.8 мас.%. Содержание F в расплаве исследованных базальтов значительно ниже, чем во флюиде. Установлен «аномальный» характер поведения Cl и F в исследованной системе, в результате которого Cl/F отношения в субщелочном базальтовом расплаве приблизительно на целый порядок величины выше, чем во флюиде. Экспериментально исследована растворимость Cl-F-содержащих флюидов в синтетическом аналоге **природного** риодацитового расплава вулкана Унзен при $T=1000^{\circ}\text{C}$, $P=200$ МПа, $\log f_{\text{O}_2} \sim \text{NNO}+3.5$. Эффективная растворимость Cl в риодацитовом расплаве составляет $\sim 0.7-0.8$ мас.%, а растворимость F ~ 1.7 мас.%.

Сравнение данных по эффективной растворимости Cl и F в трех различных по составу расплавах: риодацитовом, фonoлитовом ($T=1000^{\circ}\text{C}$) и базальтовом ($T=1200^{\circ}\text{C}$) показывает, что максимальная эффективная растворимость Cl (до ~ 2.7 мас.%) получена в субщелочном базальтовом расплаве, а максимальная эффективная растворимость F (до ~ 1.7 мас.%) - в риодацитовом расплаве (рис. 2 а, б). В базальтовом расплаве эффективная растворимость Cl существенно выше растворимости F, а в расплавах фonoлитового и риодацитового составов, напротив, эффективная растворимость F намного выше, чем Cl.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 11-05-00991-а.

Литература

1. Чевычелов В.Ю. Распределение летучих, порообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Москва, 2013. 64 с.
2. Bodnar R.J., Burnham C.W., Sterner S.M. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system H₂O-NaCl to 1000° C and 1500 bars // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985. V. 49. № 9. P. 1861-1873.
3. Shinohara H., Iiyama J.T., Matsuo S. Partition of chlorine compounds between silicate melt and hydrothermal solutions: I. Partition of NaCl–KCl // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989. V. 53. № 10. P. 2617-2630.
4. Shmulovich K.I., Tkachenko S.I., Plyasunova N.V. Phase equilibria in fluid systems at high pressures and temperatures. In: Shmulovich K.I., Yardley B.W.D. (Eds.), *Fluid in the crust: equilibrium and transport properties*, 1995. London: Chapman & Hall, P. 193-214.

МЕСТО И РОЛЬ ДВУПИРОКСЕНОВЫХ ГАББРОИДОВ В ЭВОЛЮЦИИ МЕДВЕДЕВСКОГО И КУСИНСКОГО ТИТАНОМАГNETИТ-ИЛЬМЕНИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Шагалов Е.С., Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

В литературе на условия формирования ритмично-расслоенных серий имеются и различные точки зрения и гипотезы: с многократным внедрением магм в камеру кристаллизации; смешением первичных и фракционированных расплавов, их дифференциации, перемещением части дифференциатов в виде остаточных флюидонасыщенных расплавов во вмещающие породы и другие [10 и др.]. Однако, до сих пор, наибольшей популярностью среди них пользуется гипотеза Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970), в основе которой лежит кумулятивный механизм.

Так, В.Г. Фоминых с соавторами (1968), описывают Медведевский массив, как типичное стратифицированное тело, сложенное субпараллельными слоями габброидов разного состава, с выдержанным залеганием ориентированных текстур: трахитоидности и полосчатости. Стратификация, по их мнению, является результатом магматической кристаллизационно-гравитационной дифференциации, продуктами которой в лежащем боку массива являются пироксениты, оливиновые габбро-нориты и другие меланократовые породы, а в его висячем боку – лейкократовые разности габбро и анортозиты, а также Губенские граниты. С запада на восток в составе Медведевского и других массивов кусинско-копанского комплекса прослеживается общая тенденция к увеличению количества плагиоклаза и уменьшению количества темноцветных минералов, при закономерном изменении их состава, от лежащего бока массивов к висячему, как проявление их скрытой расслоенности.

Как показано в работе Г.Б. Ферштатера с соавторами (2001), массивы кусинско-копанского комплекса образовались из обогащенного титаном и железом базитового расплава в условиях резко меняющегося флюидного давления и состава флюида. На специфику каждого отдельного массива и месторождения наложился гипсометрический уровень (фашия глубинности) становления. Геофизическими методами установлено наличие крупного базит-гипербазитового тела под всеми массивами комплекса [1]. Геохимические особенности пород указывают на многоактивность внедрения рудоносных магм в конечные камеры из этого тела, где происходила первичная кумулятивная кристаллизация вещества. В породах и рудах массивов крайне мало сульфидных минералов, в основном это пирит, халькопирит и пирротин. Часто они имеют первично-магматические морфологические характеристики: капельную форму выделений, срастания с ильменитом и титаномagnetитом. Малое количество сульфидов, а в этой связи и платиноидов, можно объяснить высокой активностью кислорода [6] и возможной их кумулятивной отсадкой в промежуточной камере.

Ранее было показано [8], что кумуляция рудных минералов (ильменита и титаномагнетита), как и первичного пироксена, в процессе кристаллизационной дифференциации внедрённого *in situ* расплава, имела место и на самом раннем этапе формирования ритмично-расслоенного разреза Медведевского месторождения. Об этом свидетельствует наличие кумулятивных структур во всех габброидах и анортозитах, и существенный рост содержания рудных (Fe, Ti, V) элементов в нижних меланократовых частях макро – и микроритмов, а также особый состав и морфология наиболее ранних выделений ильменита и титаномагнетита.

Новые данные, полученные по условиям и последовательности формирования минерального состава более поздних пироксеновых габброидов исследованных массивов (Кусинского и Медведевского) существенно дополняют данные по изучению раннего рудоносного ритмично-расслоенного габбро-анортозитового разреза Медведевского месторождения и закономерно вписываются в ранее выявленную стратификацию и зональность Медведевского и других массивов с их месторождениями.

Предлагается следующий механизм образования Медведевского массива и месторождения:

1 этап. Начало кристаллизации происходит в промежуточной камере из сухого расплава, при этом образуется отвечающая двупироксеновым габбро и габбро-норитам смесь кристаллов и расплава: $CPx \pm OPx \pm Ol + Pl + Ilm I (\pm TiMt I) + Ap (Cl, F) + \text{расплав}$. Температура кристаллизации по пироксеновым геотермометрам [11, 14] достигает 1100-1200° С.

На Кусинском месторождении такие породы слагают большую толщу в придонной части [1] и отдельные шлиры и линзы. На Медведевском они формировались на раннем этапе образования ранней габбро-анортозитовой рудоносной серии и внедрялись в виде отдельных силлоподобных послонных тел неизменённых двупироксеновых габбро.

2 этап. Внедрение расплава и его гидратация за счёт вмещающих осадочных толщ. На этом этапе происходит флюидно-магматическое взаимодействие с участием внедряющегося расплава, глубинного флюида богатого хлором, хромом и никелем, так и флюида образовавшийся, при дегидратации вмещающих карбонатных (доломиты, магнезиты, известняки) толщ, глинистых сланцев и др. Состав последнего флюида водный со значительным содержанием хлора [2 и др.].

В габброидах раннего габброанортозитового комплекса, при внедрении во вмещающие толщи, происходит амфиболизация ранних пироксенов с образованием псевдоморфоз уралита. В остаточном флюидонасыщенном расплаве эти ранние кристаллы являются центрами кристаллизации для более поздней высокожелезистой и высокоглинозёмистой роговой обманки. Её последующая кумулятивная отсадка совместно с плагиоклазом и рудными минералами формирует разнообразие амфиболовых габбро расслоенной серии:



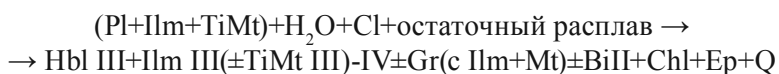
В результате резкого роста флюидного давления в некоторых частях массива происходит кристаллизация пегматоидных амфиболовых габбро (отдельные округлые шлиры в расслоенной серии и крупные блоки пород [8]. Формируется основное тело массива со всеми вариациями пород от горнблендитов и рудного амфиболового габбро до анортозитов. Можно предположить, что расслоение больших ритмов на малые и с последующим более дробным делением тех и других на лейкократовую и меланократовую части, связаны с термогравитационной конвекцией во всем объеме массива габброидов. [5, 13].

Детали формирования ритмично-расслоенных зон Медведевского месторождения рассмотрены в [8]. По данным геобарометров [12, 17] кристаллизация ферроэдениита и ферропаргасита в краевых зонах происходила при давлении 6-9 кбар. В максимально железистых и глинозёмистых амфиболах такого состава установлены и максимальные содержания хлора (0,20 - 0,70 %), которые резко снижаются. Температура кристаллизации [15] на этом этапе снижается с 980 до 880(600)°С.

В данные расслоенные серии происходит внедрение силлов двупироксеновых габбро отвечающих кумулятивным породам первого этапа. Эти породы содержат хорошо сохранившиеся реликты клино- и ортопироксенов, раннюю высокотитанистую бурую роговую обманку. На позднее магматическом этапе с участием остаточного богатого хлором флюида здесь также

кристаллизуется высокожелезистый и высокоглинозёмистый амфибол, имеющий пониженную железистость относительно амфиболов расслоенной серии. Породы имеют пониженные содержания PЗЭ, Sr, Rb и др. элементов, при этом существенно обогащены хромом, магнием относительно габброидов расслоенной серии. В двупироксеновых габброидах, поскольку они имели пироксен-плагиоклазовый каркас, происходит амфиболитизация кристаллитов пироксена с образованием уралита и доростание бурой роговой обманкой. Апатиты этих пород существенно обогащены хлором (0,5-0,8 масс %) на фоне остальных амфиболовых габброидов (0,06-0,18 мас. %), этим они схожи с апатитами из габбро-норитов Кусинского массива. Это также может указывать на их кумулятивную природу. Содержание фтора колеблется в пределах 0,8-2,2 мас. %, что соответствует всему разнообразию вхождения фтора в апатит на данном месторождении.

3 этап. Пневматолитовый или автометаморфический. Для габбро-норитов Кусинского массива ранее [6], было установлено, что неравновесность остаточного расплава и хлор-водного флюида, по отношению к ранее выделившимся породообразующим и рудным минералам в породах и рудах, выражалась в повышенной активности в субсолидусном расплаве и флюиде таких “остаточных” компонентов, как SiO₂, Na₂O, Al₂O₃, CaO, H₂O, т.е. тех компонентов, которые накапливались в ходе фракционной кристаллизации. Соответственно, были рассмотрены разные типы реакций, ведущие к образованию поздних кайм вокруг ранних минералов, в том числе, и к образованию околорудных метасоматических ореолов вокруг крупных пластообразных рудных тел Кусинского месторождения [Холоднов и др., 2004]. Однако не только остаточный расплав был источником данных элементов, происходила резорбция плагиоклаза и рудных минералов. При этом образуются следующие ассоциации (гранат характерен для Кусинского массива):



В пироксеновых габбро этот этап проявился в образовании реакционных кайм. Мощность кайм порядка 100-300 мкм. В амфиболовых габбро каймы существенно тоньше (~10 мкм) либо отсутствуют, как в анортозитах, где межзерновое пространство выполнено хлоритом и эпидотом.

Амфибол в каймах как на Медведевском так и на Кусинском месторождениях меняется от ферропаргасита до магнезиогастингсита и магнезиосаданагаита (включение в гранате) с увеличением глинозема от 14,9 до 19,4%, что даётся приростом давления с ~ 8 кБар до 12 кБар [12, 17], в закрытом и уменьшающемся, вследствие кристаллизации, объеме происходит увеличение температуры (по разным расчётам) от 20-30 [15] до 150-200° С [16] (на позднем самом высокобарическом этапе происходит снижение температуры), что приводит к существенному изменению состава граната. Всё это происходит на фоне крайне высокой активности кислорода -27 до -35-40 на заключительном этапе. О скорости такой реакции можно судить по некоторым экспериментальным работам [3, 4], она практически моментальная в геологических масштабах времени. Для образования 100 мкм реакционной каймы достаточно 1-5 месяцев в зависимости от состава флюида.

Таким образом, массивы и месторождения Кусинско-Копанской группы результат не только проявления магматической стратификации *in situ*, но и неоднократных внедрений рудноносных дифференциатов и кумулятов, производных более глубокой магматической камеры. Важное влияние на состав двупироксеновых габброидов оказывает также реакционное воздействие остаточного расплава и богатого водой и хлором флюида на ранее выделившиеся породообразующие и рудные минералы. При формировании амфиболовых габброидов более ранних расслоенных габбро-анортозитовых серий предполагается влияние флюидно-магматического взаимодействия как с участием глубинного флюида богатого хлором, хромом и никелем, так и флюида образовавшегося при дегидратации вмещающих карбонатных толщ. Вполне возможно, что образование пегматоидного амфиболового габбро происходило за счет дополнительного влияния флюидов из вмещающих пород

Наличие массивных руд связано с первичной тектонической нарушенностью пород массивов, что хорошо видно на примере сильно тектонизированного Кусинского массива (много крупных тел массивных руд) и слабо нарушенного Медведевского массива, где массивные рудные тела слабо развиты и имеют малую мощность.

Исследования проведены при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 27 (проект 12-П-5-2015) и совместной программы УрО, ДВО и СО РАН (проект 12-С-5-1022).

Литература

1. Алексеев А.А., Алексеева В.Г., Ковалев С.Г. Кусинско-Копанский расслоенный интрузивный комплекс: новые данные, представления и перспективы: Припринт доклада Президиума Башкирского научного центра УрО РАН. Уфа, 1992. 20 с.
2. Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Состав и источники флюидов в скарнах минеральных копей кусинско-копанского интрузивного комплекса (Южный Урал) // Литосфера, 2011. № 5. С. 124-130.
3. Медведев В.Я., Иванова Л.А., Егоров К.Н. Экспериментальное моделирование преобразования барофильных минералов кимберлита в трубочных условиях // Вестник ОНЗ РАН, 4. NZ 9001, 2012. doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG.
4. Плечов П.Ю., Цай А.Е., Щербаков В.Д. Реакционные каймы в роговых обманках из андезитов вулкана Безымянный (Камчатка) // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН», 2006. № 1 (24). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2006/informbul-1_2006/term-25.pdf
5. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
6. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородин Н.С. Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала // Геология рудных месторождений, 2001. Т. 43. № 2. С. 112-128.
7. Фоминых В.Г. Титаномагнетиты пород Кусинской габбро-диабазовой интрузии // Минералы месторождений полезных ископаемых Урала. Свердловск, 1968. С. 24-27.
8. Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С. Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд среднерифейского стратифицированного Медведевского массива (кусинско-копанский комплекс Южного Урала) // Литосфера, 2012. № 5. С. 145-165.
9. Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б., Бочарникова Т.Д. Симметричная зональность контактового ореола массивных ильменит-магнетитовых руд в Кусинском месторождении // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Материалы международной научной конференции «Х чтения А.Н. Заварицкого». Ин-т геол. и геох. УрО РАН, 2004. С. 298-302.
10. Ярошевский А.А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород // Геохимия, 1970. № 5. С. 562-574.
11. Brey G.P., Köhler T. Geothermometry in four-phase Iherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol., 1990. V. 31. P. 1353-1378.
12. Hammarstrom J. M., Zen E.-An. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Miner., 1986. V. 71. № 11/12. P. 1297-1313.
13. Layered intrusions / series «Developments in petrology - 15». Ed. R.G. Cawthorn. Elsevier: Amsterdam., 1996. 531 p.
14. Nimis P, Taylor W.R. Single-clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral Petrol., 2000. V. 139. P. 541-554.
15. Otten M. T. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites // Contrib. Mineral. Petrol., 1984. V. 86. P. 189-99.
16. Ravna, E.K. Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer // Lithos, 2000. V. 53. P. 265-277
17. Schmidt M.W. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 C, 3.5-13.0 kbar // Terra abstracts, 1991. V. 3. № 1. P. 30.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ СЕВЕРОСОСЬВИНСКОГО БАССЕЙНА НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Шатров В.П.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

На Приполярном Урале в Северососьвинском бассейне с 60-х годов прошлого века известно несколько (всего пять) небольших колчеданных рудопроявлений, которые, наш взгляд, генетически близки месторождениям Тарньер-Шемурского рудного узла на Северном Урале (Ивдельский район). Проявления медных руд были выявлены при геологической съемке масштаба 1:50 000 Сосьвинской экспедицией Объединения “Главтюменьгеология”, но рудопроявления были не разведаны и не изучены из-за недостаточного финансирования и отсутствия квалифицированных специалистов. Другая и главная причина – не изучен палеозойский вулканизм не только участков рудопроявлений, но и всей территории восточного склона Приполярного Урала. Отсутствие данных по геологии вулканогенных образований, в том числе стратиграфических, препятствует ведению целенаправленных исследований не только колчеданов, но и других видов минерального сырья. Поисково-разведочные работы в небольшом объеме с бурением скважин были проведены только на Малососьвинском рудопроявлении, расположенном на пересечении р. Малая Северная Сосьва с 60 меридианом.

Ниже рассматривается положение в силуро-девонском разрезе Малососьвинского и Лопсийского рудопроявлений, расположенных непосредственно к северу (вдоль меридиана 60°) от месторождений Тарньер – Шемурского рудного узла Ивдельского района.

МАЛОСОСЬВИНСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ

Рудопроявления колчеданов с халькопирит-сфалерит-пиритовой минерализацией были выявлены в 60-70-х годах геологосъемочными работами и относятся к двум рудным формациям – к медно-цинковоколчеданной и колчеданно-полиметаллической, которые продолжают уральскую медную полосу к северу от месторождений Карпинского и Ивдельского районов. Из этих рудопроявлений относительно изученным является Малососьвинское, которое по составу руд почти полностью повторяет минерализацию Нового Шемура: пирит, халькопирит, сфалерит. Вмещающие вулканиты представлены последовательным рядом от андезито-базальтовых до липарит-дацитовых разностей верхнеордовикско - нижнесилурийского возраста [4]. На рудопроявлении скважинами выявлено несколько линзовидных рудных тел зонального строения.

Нашими исследованиями [10, 11] уверенно доказан нижнесилурийский возраст базальтоидов, вмещающий полосу проявлений колчеданов всего этого района, аналогичный возрасту месторождений Шемура. В береговых обнажениях р. Лопсии, в перекрывающих силурийские кайнотипные базальты глыбовых брекчиях, найдена (в обломках и глыбах известняков) богатая брахиоподовая фауна венлокского яруса нижнего силура (Н.М. Брейвель). В разрезе обломочной толщи наблюдаются пачки рифогенных известняков мощностью от 20 до 120 м. Находки силурийской фауны позволили установить верхний возрастной рубеж силурийской потенциально колчеданоносной формации и доказать, что ее верхняя граница не выходит за пределы венлокского яруса. Таким образом, благодаря находкам обильной фауны (сборы автора) в вулканогенном-осадочном преимущественно разрезе, впервые в этой части Урала довольно точно определена верхняя граница силурийской андезито-базальтовой формации. Нижняя граница формации, как и в большинстве разрезов Тагильского прогиба, определяется в возрастном интервале от верхнего ордовика до лландовери-венлока.

Для сравнения: контрастная базальт-липаритовая формация, вмещающая медноколчеданное месторождение Шемура, относится к нижнему силуру. В.А. Наседкина выделяет на месторождениях Шемура два возрастных уровня оруденения – позднеордовикский и раннесилурийский. На Валенторском месторождении ею же найдена фауна брахиопод и криноидей, позволяющая датировать вмещающие отложения в интервале верхний лландовери – нижний венлок силура [6].

ЛОПСИЙСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ

Другой тип колчеданного оруденения обнаружен восточнее полосы развития силурийской вулканогенной формации, но уже среди терригенных образований среднего-верхнего девона. Лопсийское рудопроявление расположено на р. Лопсия, в 5 км выше устья р. Нахор среди ритмично переслаивающихся полимиктовых песчаников, гравелитов, алевролитов, сланцев, конгломератов с обломками известняка, прорванных силами и дайками диабазов [13]. Участок минерализации, расположенный в районе большой излучины русла реки, не оконтурен, его протяженность составляет 4 км и состоит из трех зон минерализации. Опробывание штучных проб участка минерализации при детальном изучении широтного разреза девонских образований в береговых обнажениях показало содержание меди 1.48 – 4,5%, свинца – 0.5%, молибдена – до 0.096%. Основные минералы: пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, ярозит. Зоны сульфидной минерализации протягиваются обычно вдоль силлов диабазов.

Возраст рудопроявления уверенно датируется найденными нами во вмещающих породах ископаемыми органическими остатками, характерными для переходных средне-верхнедевонских (франский ярус) отложений. Разрез терригенной вулканогенно-осадочной толщи рудопроявления вскрыт тремя поисковыми скважинами на левом берегу р. Лопсии. Автором в керне скважин были найдены фораминиферы, радиолярии, спикулы губок, позволившие установить возраст рудопроявления. В скважине 2429 (глубина 59.5-102.0 м) среди переслаивающихся глинисто-кремнисто-известковистых сланцев, известняков, вулканомиктовых песчаников, алевролитов с карбонатным цементом, мелкообломочных туфов и туфобрекчий с обломками известняков были найдены органические остатки, характерные для верхнего живета – нижнего франа [12].

Зоны сульфидной минерализации, располагаясь в терригенной толще на разных стратиграфических уровнях (в вертикальном разрезе толщи), приурочены чаще всего к алевропесчаникам, мелкозернистым кремнистым и кремнисто-глинистым сланцам, реже – к конгломератам, что характерно для стратифицированных месторождений типа медистых песчаников и сланцев. Рудная вкрапленность часто образует тонкие прослойки, тяготея к плоскостям напластования и подчеркивает слоистость пород. Об осадочной природе зон вкрапленности свидетельствует и окатанность зерен пирита и халькопирита. Рудопроявление локализовано непосредственно восточнее полосы нижнесилурийских колчеданосных толщ, которые и являются, скорее всего, областью сноса (материнскими?) рудных компонентов рудопроявления.

Вполне вероятно, что в отличие от других залежей колчеданов вулканогенного семейства, Лопсийское рудопроявление, локализованное среди девонской терригенной толщи и представляющее собой обширную минерализованную зону, окажется в случае опробования очень перспективным и новым (для этого района) ГЕНЕТИЧЕСКИМ ТИПОМ. Рудные минералы здесь сингенетичны вмещающим девонским осадкам, которые широко распространены и почти не изучены.

Девонские образования восточного склона Урала богаты медными рудами. Ученые ЦНИГРИ (В.М. Бородаевская, А.И. Кривцов и др.) вполне справедливо указывали на высокую колчеданную продуктивность девонского периода. На территории Северососьвинского бассейна прослеживается вытянутая вдоль Урала полоса медных месторождений (“продуктивная Тарньер-Кабанская полоса” по ЦНИГРИ) медноколчеданных месторождений двух стратиграфических уровней, из которых назовем некоторые на севере Урала: Валенторское, Тарньер-Шемурский узел, а на их северном продолжении – Малососьвинское, Лопсийское. Еще севернее, на границе с Полярным Уралом, перспективная полоса продолжается меднопорфировыми рудопроявлениями Войкарского плутона, где среди андезито-дацитов нижнего-среднего девона известно рудопроявление Маннику-Ю, аналогичное меднопорфировым месторождениям Южного Урала (Биргильдинское, Салаватское). Рядом расположено медно-молибденовое Янослорское месторождение [14]. Полагаем, что полоса меднопорфирового оруденения протягивается с юга вдоль Приполярного Урала восточнее полосы колчеданов силура, но уже среди вулканитов девона. Здесь намечается два стратиграфических уровня золото-медно-скарновой минерализации. Среди андезитовых вулканитов Войкарской зоны ранние уровни минерализации относятся к нижнему девону, а более поздние датируются средним – верхним девоном [2], который сопоставим с возрастом минерализации Лопсийского рудопроявления.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАЛА

Перспективы поисков и освоения медноколчеданных объектов в северной части восточного склона Урала заложены в настоятельной необходимости изучения палеозойского вулканизма, его вещественного состава, формационной принадлежности, фациальных условий накопления. Стратиграфические данные довольно убедительно показывают, что колчеданообразование происходило не только в позднем ордовике – раннем силуре, но и на последующих этапах в верхнем силуре – нижнем девоне, среднем – верхнем девоне. Убежден, что приоритетное значение при изучении колчеданоносных участков принадлежит стратиграфическим (палеонтологическим) исследованиям.

Примером служит история открытия (1931 г.) и освоения девонских бокситов СУБР: первоочередные исследования уральских стратиграфов и палеонтологов доказали нижнедевонский возраст бокситовой залежи, который подтвержден и последующими поколениями стратиграфов и палеонтологов – учеников одного из первооткрывателей месторождений СУБР А.Н. Ходалевича. После этого на многие десятилетия растянулись дискуссии о природе рудного вещества бокситов, породив много гипотез (латеритная, вулканогенная, гидротермальная и др.). Пожалуй, в последнюю очередь добрались и до анализа тектонических обстановок девонского бокситообразования на северном Урале (А.В. Пейве, А.К. Гладковский, Н.И. Архангельский и др.). Были выполнены комплексные геофизические исследования, проверенные бурением скважин. Иными словами, была какая-то последовательность и очередность проведения геологических исследований бокситового бассейна.

А вот как открывались, разведывались и осваивались месторождения и рудопроявления некоторых уральских колчеданов. Самый яркий пример – история открытия и разведки Сафьяновского месторождения в 1985 г. Это пора “расцвета” гипотезы тектоники плит (ТП). Естественно, первоочередными стали вопросы геодинамики Режевской зоны. Но, оказалось, что вообще (не только в этом случае) актуалистическая модель не привела к новым открытиям при изучении закономерностей и прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Передвижения плит, субдукционные процессы и прочие атрибуты ТП не могли выработать механизма рудообразования, не говоря уже о конкретной минерализации. Например, применительно к месторождениям колчеданов Урала утверждается приуроченность залежей к внутриаккреционным зонам сучивания и фронтальным частям глубинных надвигов в условиях океанических рифтов и островных дуг [5].

При этом, согласно еще одной гипотезе, Сафьяновское, Валенторское и другие медноколчеданные месторождения образовались за счет сульфидных холмов “черных курильщиков” мифического Уральского палеоокеана. Так или иначе, формирование колчеданов объяснялось проявлением различных этапов ТП. К различным геодинамическим обстановкам (субдукционным, коллизионным) привязываются не только типы месторождений колчеданов, но и отдельные месторождения [3, 7].

На самом деле Сафьяновское месторождение было открыто полевыми геологами как “результат четкой формулировки поисковой части геологического задания на проведение геологосъемочных работ, высокого профессионализма ответственных исполнителей” [1]. Проводя свои исследования, А.В. Коровко и его команда не задумывались, какой концепции им придерживаться – геосинклинальной или ТП, они просто честно и профессионально работали. До появления новой парадигмы геологи вообще обходились без планетарной модели тектогенеза. Все ясно представляли, что каждый участок или блок земной коры развивается по своим геологическим законам, а термины “глобальный”, “планетарный” вообще не воспринимались, и все понимали ненужность глобальных закономерностей для практической геологии. Спросите у первооткрывателей Сафьяновки - как им “помогла” плитовая тектоника: не случайно бытует мнение, что на базе ТП не было открыто ни одного месторождения полезных ископаемых. Практическая геология всегда обходилась и будет обходиться без глобальных моделей тектогенеза – здесь самое главное ПРОФЕССИОНАЛИЗМ исполнителей.

Сафьяновское месторождение давно разрабатывается, но до сих пор о его геологической природе нет достаточно обоснованной точки зрения, и вместо разработки генетической модели

месторождения, идут мало вразумительные рассуждения о количестве и возрасте тектонических пластин. Да и есть ли они (пластины), ведь стратиграфия месторождения изучена крайне слабо. Выделение тектонических пластин, шарьяжей, надвигов и других элементов надвиговой тектоники производится исключительно на основании стратиграфических данных, а не по петролого-геохимическим особенностям. Территория Сафьяновского месторождения вместе с прилегающим блоком земной коры вошла в геологическую литературу как “аллохтонные комплексы Режевской зоны на востоке Среднего Урала” [3]. Да, структура месторождения участками довольно сильно дислоцирована, но достоверных крупных нарушений стратиграфической последовательности рудовмещающих толщ пока не установлено. Изучение месторождения почему то началось с анализа геодинамических обстановок формирования обширного Режевского блока (шарьяжа?), количества и взаиморасположения тектонических пластин, рассуждений о роли ‘черных курильщиков’ как источников рудного вещества колчеданов. Публикации о редких находках ископаемой фауны и предполагаемом возрасте месторождения ситуации не изменили. Целенаправленных квалифицированных стратиграфических исследований образований, вмещающих рудную залежь, не проводилось. Только в самое последнее время, благодаря систематическим литолого-стратиграфическим исследованиям (в том числе полевым!) группы ученых Института геологии и геохимии (Лаборатории стратиграфии и палеонтологии и Лаборатории геохимии и рудообразующих процессов), появились новые интересные данные, позволяющие достаточно уверенно говорить о нормальной стратиграфической последовательности вмещающих рудную залежь девонских отложений Сафьяновского месторождения [8, 9].

Исследования поддержаны проектом УрО РАН № 12-С-5-1032.

Литература

1. Алешин Б.М., Долматов Г.К., Кусмауль Э.Г. и др. Выбор рационального комплекса работ в хорошо изученных районах // Разведка и охрана недр, 1990. № 5. С. 12-16.
2. Бочкарев В.В., Карстен Л.А. О двух типах субщелочных вулканических серий на восточном склоне севера Урала и палеотектоническом режиме их формирования // Геология и геофизика, 1990. № 7. С. 27-33.
3. Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалинско-Александринской и Режевской зон Урала. Препринт. Екатеринбург: “Наука”, 1993. 79 с.
4. Нефедов В.А. Нижнесилурийские вулканогенные формации Северососьвинского района. Минералогия, петрография и литология пород Урало-Сибирской складчатой зоны. // Межвузовский тематический сборник. Выпуск 51. Тюмень. 1976. С. 22-30.
5. Нечухин В.М. Плитотектоника и металлогения Уральской аккреционно-складчатой системы // Тезисы докладов III Всеуральского металлогенического Совещания. Екатеринбург, 2000. С. 65-67.
6. Петров Г.А., Масленников В.В., Наседкина А.А. Первые данные о возрасте оруденения Валенторского медно-цинково-колчеданного месторождения // Ежегодник – 2006. Информ. сборник научных трудов. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 196-2000.
7. Прокин В.А., Петров Г.В. О перспективах открытия новых медноколчеданных залежей на Среднем Урале. Ежегодник – 1998. Информ. сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 219-221.
8. Чувашов Б.И., Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Ярославцева Н.С. О возрасте рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения (Средний Урал) на основе фораминифер // ДАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 648-650.
9. Чувашов Б.И., Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Ярославцева Н.С. Девонские фораминиферы с некорбанатной раковинной в рудовмещающей толще Сафьяновского месторождения (Средний Урал) // Литосфера, 2012. № 5. С. 114-125.
10. Шатров В.П. Новые данные по стратиграфии силурийских образований Северососьвинского бассейна на Приполярном Урале // Ежегодник – 1990. Информ. сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1991. С. 7-8.
11. Шатров В.П. Стратиграфическое положение андезито-базальтовой ассоциации Северососьвинского бассейна на Приполярном Урале // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала Средней Азии. Информ. материалы. Екатеринбург: Наука, 1992. С. 36-42.

12. Шатров В.П. Разрез пограничных отложений среднего-верхнего девона Северососьвинского бассейна на Приполярном Урале // Матер. по стратиграфии и палеонтологии Урала. Сб. научных трудов. Вып. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 76-83.

13. Шатров В.П. Медноколчеданные рудопроявления на восточном склоне Приполярного Урала: стратиграфический контроль и перспективы освоения (к проблеме Транспортного коридора “Урал Промышленный – Урал Полярный”) // Горные ведомости, 2009. № 1 (56). С. 42-56.

14. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 159 с.

ПЕРСПЕКТИВНАЯ КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОТЕХНОЛОГИЯ ПОДЗЕМНОЙ РАЗРАБОТКИ МЕДНОКОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Яковлев В.Л., Соколов И.В., Борисков Ф.Ф., Антипин Ю.Г.

Институт горного дела Уральского отделения РАН, Екатеринбург

Современная экологическая ситуация в районах освоения медноколчеданных месторождений характеризуется накоплением огромного количества отходов, размещаемых на поверхности земли и загрязняющих окружающую природную среду. Создание экологоориентированной, безопасной и эффективной геотехнологии, основанной на размещении отходов горно-обогажительного производства в подземном выработанном пространстве и извлечении из них полезных компонентов, является одним из приоритетных направлений решения экологических проблем и повышения эффективности предприятий.

Изучение особенностей и анализ горно-геологических и горнотехнических условий подземной разработки медноколчеданных месторождений Урала показал, что применяемая в настоящее время этажно-камерная система с закладкой выработанного пространства отвечает многим требованиям экологической безопасности. Ежегодный объем выработанного пространства, подлежащий заполнению закладочным материалом, на медноколчеданных месторождениях составляет 2,2 млн. м³. Рассматривая данный объем как потенциальный георесурс для складирования отходов горно-обогажительного производства, ежегодно можно утилизировать до 4,0 млн. т. сульфидсодержащих хвостов обогащения, в которых содержится около 12 тыс. т меди (при содержании 0,3 %). Это равно годовой производственной мощности 1,0 млн. т крупного подземного рудника (при содержании меди в добытой руде 1,2 %) (табл. 1).

В настоящее время подземная физико-техническая технология камерной выемки с закладкой выработанного пространства предусматривает нисходящий стадийный порядок выемки запасов. При этом в состав закладочной смеси кроме инертного заполнителя (дробленой породы, хвостов обогащения) входят активно вяжущие составляющие – цемент и гранулированный шлак сталеплавильного производства. Присутствие связующих компонентов настолько затрудняет физико-химическую технологию извлечения ценных компонентов из хвостов обогащения, что делает практически неприемлемой эксплуатацию их в качестве объектов выщелачивания. Применение в качестве закладочного материала исключительно хвостов обогащения (без

Таблица 1. Годовая производственная мощность, объем закладываемых пустот и количество меди в хвостах обогащения на медноколчеданных месторождениях

№ п/п	Рудник	Производственная мощность, млн т	Годовой объем закладки, млн м ³ / т	Количество меди в хвостах обогащения, т
1	Гайский	4,5	1,2 /2,1	6300
2	Узельгинский	2,4	0,6 /1,1	3060
3	Учалинский	1,4	0,3 /0,7	1800
4	Молодежный	0,4	0,1 /0,2	600
5	Бурибайский	0,1	0,025 /0,05	150
	Итого	8,8	2,2 /4,15	11910

вяжущих) позволяет значительно (до 1,5 раз) сократить затраты на закладочные работы, однако, требует создания принципиально новых технологий добычи.

Известно, что наиболее существенными факторами, влияющими на процесс извлечения металлов из хвостов обогащения в раствор, являются: концентрация и расход растворителя, температура окружающей среды и фильтрационные свойства выщелачиваемого массива. Процесс добычи медноколчеданных руд сопровождается образованием большого количества шахтной воды, имеющей кислую среду ($\text{pH}=2,6$) и сравнительно высокое содержание меди (до 250 мг/л) и цинка (до 200 мг/л). Это в 4-5 раз превышает промышленную концентрацию металлов в растворах, пригодных для гидрометаллургической переработки. Использование шахтной воды одновременно как в качестве техногенного ресурса физико-химической геотехнологии, так и выщелачивающего раствора позволит существенно снизить расход серной кислоты и повысить извлечение полезного компонента из продуктивного раствора.

Подземное выщелачивание меди из хвостов обогащения, размещаемых в выработанном пространстве камер, позволяет производить работы круглогодично при положительной температуре окружающей (шахтной) среды, в отличие от кучного выщелачивания отвальных хвостов обогащения на поверхности, которому присущ сезонный характер. Дополнительными источниками повышения температуры являются большая глубина подземной разработки (увеличение температуры в соответствии с геотермическим градиентом) и свойство медноколчеданных руд выделять значительное количество тепла при окислении.

Условиями необходимой интенсивности выщелачивания полезных компонентов из техногенного сырья в раствор являются полнота и равномерность смачивания массива, а также скорость просачивания рабочего раствора, зависящие от фильтрационной способности выщелачиваемого массива, обусловленной размерами зерен и расстоянием между ними, что особенно важно при выщелачивании тонкодисперсной фракции хвостов обогащения медноколчеданных руд. Присутствие частиц тоньше 1 мм ухудшает просачивание раствора через массив хвостов (перколяцию), увеличивает время выщелачивания и снижает степень извлечения. Так, текущие хвосты на 83 % представлены классом крупности $-0,071 + 0,044$ мм, что не гарантирует доступ растворителя к минеральным зернам и выщелачивание.

Положительным фактором для реализации физико-химической технологии подземного выщелачивания является возможность использования существующего комплекса подготавлительно-нарезных выработок и системы инженерных коммуникаций (электро- и водоснабжения, закладочного и компрессорного хозяйств), созданного для физико-технической технологии добычи руды. При этом необходимо учитывать некоторые особенности производства работ в подземных условиях:

- необходимость изоляции выщелачиваемых блоков и герметичности закладочного массива для предотвращения прорыва и растекания выщелачивающего раствора в подземные выработки (в первую очередь, выпускные и транспортные). Основным требованием здесь является обеспечение устойчивости горного массива в районе производства очистных работ рудника. Ожидать существенной деформации отработанных камер (при соблюдении сроков их закладки) и искусственного массива (после усадки закладочного материала) не приходится, но геомеханический прогноз и мониторинг являются неизменным условием;

- сернокислая шахтная вода и активные реагенты (серная кислота, хлорное железо и хлорид натрия), применяемые для извлечения меди, являются агрессивными. Вследствие этого их доставка должна осуществляться в специальных сосудах, в подводящих выработках необходимо оборудовать пункт приготовления выщелачивающих растворов, а сами выработки приспособить для транспорта материалов, реагентов и передвижения людей. Оптимальным является перехват шахтной воды в районе производства выщелачивания, но, учитывая осушение массива при добыче руды, более надежным выглядит подача шахтной воды из водосборников;

- выделение сероводорода в замкнутом подземном пространстве требует установления «газового режима» для выщелачиваемых участков или шахты в целом с разработкой специальных мероприятий по ведению горных работ (усиление проветривания, контроль состояния рудничной атмосферы и др.);

- для подготовки горизонта выпуска (сбора) и транспортирования продуктивного раствора используются существующие горные выработки с относительно большим сроком эксплуатации, которые требуют ремонта и частичного восстановления.

- система подготовительных и нарезных выработок должна обеспечивать: подвод выщелачивающих растворов к массиву; доступ людей и технических средств к массиву для бурения подводящих, контрольных и отводящих скважин (а при необходимости и взрывных); прием и транспортирование продуктивных растворов к месту сбора, их первичную переработку; вентиляцию участка с независимым отводом загрязненного (загазованного) воздуха. Для подвода растворов следует использовать закладочные выработки и выработки буровых горизонтов, из них бурятся и необходимые скважины. Не исключается проведение выработок в самом закладочном массиве. Для приема продуктивных растворов технически приемлемо использовать выработки горизонтов доставки и транспортирования руды. При необходимости из этих выработок пробуриваются скважины для сбора растворов. Пункт сбора растворов должен обслуживать максимальную площадь, причем здесь же целесообразно проводить и первоначальную переработку растворов с получением жидких или твердых концентратов, что позволит снизить экологическую нагрузку на поверхности и осуществлять замкнутый цикл водопотребления.

Разработаны основные положения создания новой комплексной геотехнологии, сочетающей физико-техническую технологию камерной выемки с закладкой выработанного пространства сульфидсодержащими отходами обогащения и физико-химическую технологию их выщелачивания с извлечением полезных компонентов:

1. Необходимо осуществлять надежную изоляцию выщелачиваемого блока и герметичность закладочного массива от действующих добычных блоков и выработок путем их удаленности.
2. Наиболее рационален восходящий порядок отработки месторождения, при котором работы по выщелачиванию могут быть сосредоточены на нижележащем отработанном этаже (горизонте). Однако не исключается применение традиционной нисходящей выемки – на вышележащих этажах в отработанных участках (флангах или обособленных рудных телах) месторождения.
3. В период производства очистных работ следует обеспечивать минимальное нарушение массива вмещающих пород, конструктивных элементов камерной системы разработки и подготовительно-нарезных выработок.
4. Проекты выщелачивания закладочного массива необходимо разрабатывать совместно с проектированием добычных работ, что позволит максимально использовать существующий комплекс выработок и коммуникаций, устанавливать срок отработки камер с учетом дополнительного процесса выщелачивания, в итоге, минимизировать затраты.
5. Параметры очистных камер и порядок их отработки должны соответствовать оптимальным параметрам технологии выщелачивания.
6. Разрабатывать мероприятия по увеличению концентрации растворителя, температуры окружающей среды и фильтрационной способности выщелачиваемого массива.
7. Использовать шахтную воду для повышения качества продуктивного раствора.
8. Обеспечивать рациональность (простоту и надежность) конструкции системы разработки и реализации основных технологических процессов очистной выемки и выщелачивания.

На основе установленных положений и выявленных особенностей освоения медноколчеданных месторождений разработаны оригинальные технические решения.

Отсутствие связующих материалов в составе закладки не обеспечивает необходимой устойчивости искусственного массива при традиционной технологии добычи. В связи с этим разработан восходящий способ отработки запасов месторождения камерами ромбовидной формы с закладкой хвостами обогащения, смешанными с пустой породой, и укреплением откосов закладочного массива цементным раствором (рис. 1). Данный способ позволяет улучшить перколяцию рабочего раствора в выщелачиваемый массив за счет повышения его фильтрационной способности.

Использование шахтной воды одновременно в качестве выщелачивающего раствора и объекта извлечения полезных компонентов явилось основной идеей технического решения,

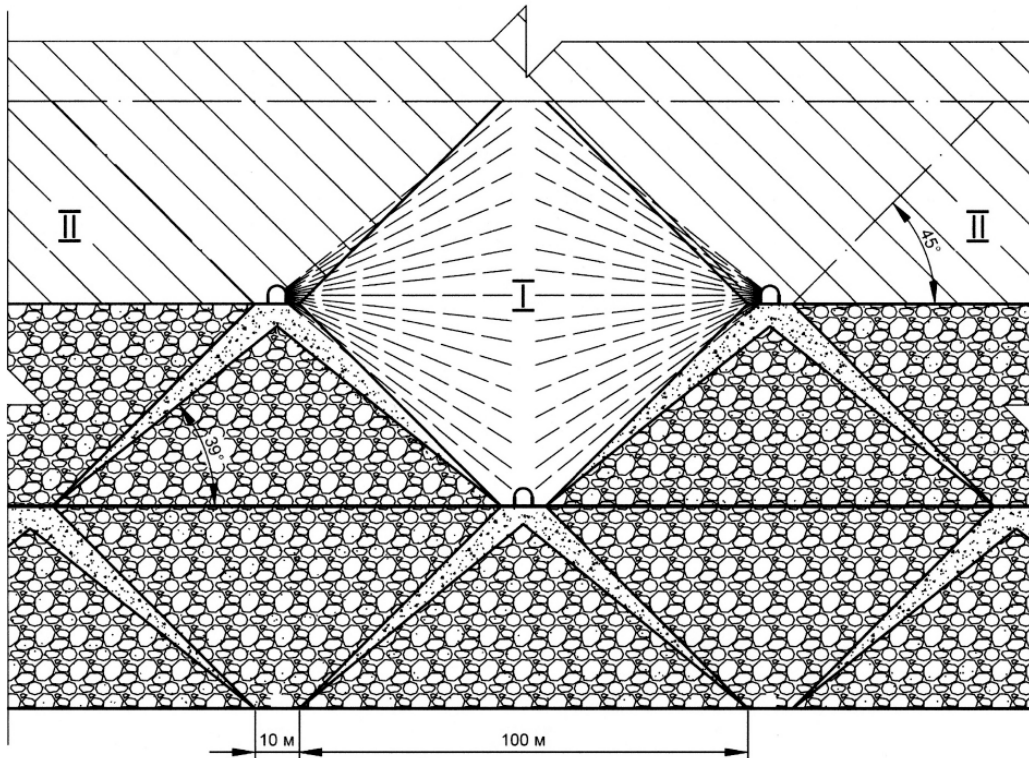


Рис. 1. Восходящий способ обработки камерами ромбовидной формы с закладкой хвостами обогащения:
I, II – очередность обработки камер

защищенного патентом на способ приготовления раствора для выщелачивания сырья [1]. Это позволяет существенно снизить расход серной кислоты, повысить извлечение полезных компонентов и качество продуктивного раствора.

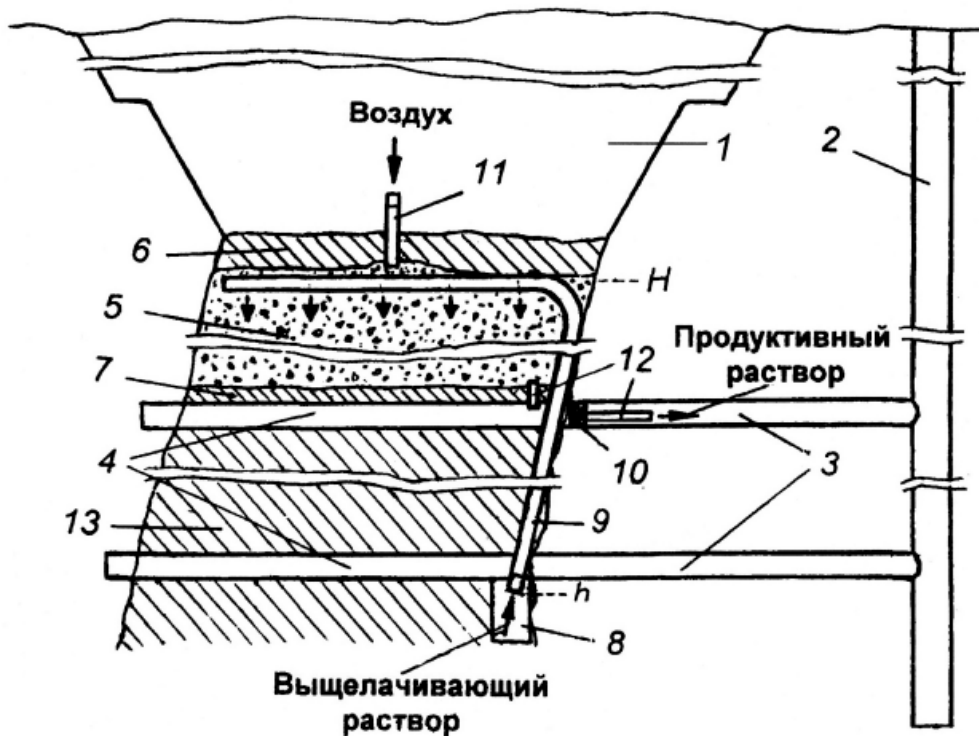


Рис. 2. Подземное выщелачивание хвостов с использованием тепла недр Земли: 1 – карьер, 2 – ствол шахты, 3 – квершлаг, 4 – приемный горизонт, 5 – камера выщелачивания, 6, 7 – соответственно, потолок и днище камеры, 8 – емкость сбора шахтной воды, 9 – трубопровод подачи выщелачивающего раствора, 10 – герметичная перемычка, 11 – патрубок подачи воздуха в камеру, 12 – патрубок вывода продуктивного раствора, 13 – добычный блок

Техническое решение, отраженное в патенте на изобретение [2], направлено на подземное выщелачивание в условиях постоянных положительных температур независимо от времени года (рис. 2). Способ отличается тем, что перед орошением сульфидсодержащих отходов проводят их закладку в подземные камеры и выщелачиваемый раствор нагревают теплом недр в емкости, построенной ниже подземных пустот отработанных горных выработок. Ускорение химических реакций сульфидов и увеличение выхода ценных компонентов в продуктивный раствор можно достичь повышением давления при нагреве. Для этого предлагается создать автоклав, представляющий собой герметизированное выработанное пространство заполненное под давлением нагретой смесью хвостов обогащения с шахтной водой.

Таким образом, эффективное и экологически безопасное освоение медноколчеданных месторождений Урала можно достичь за счет комплексной физико-технической геотехнологии камерной выемки с закладкой выработанного пространства сульфидсодержащими отходами обогащения и физико-химической технологии их выщелачивания с извлечением полезных компонентов.

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ РАН № 3 «Фундаментальные проблемы и перспективы использования потенциала комплексного освоения недр на основе развития ресурсосберегающих и ресурсовоспроизводящих технологий» (12-Т-5-1021).

Литература

1. Борисков Ф.Ф., Борисков Д.Ф., Макаранец Л.О. Патент на изобретение № 2215138 Способ приготовления раствора для выщелачивания сырья. БИПМ № 30, 2003. П ч. С. 424.
2. Волков Ю.В., Борисков Ф.Ф., Соколов И.В. и др. Патент на изобретение № 22385956 Способ подземного выщелачивания сульфидсодержащих материалов. БИПМ № 10, 2010. П ч. С. 547.

U-Pb (ЦИРКОН) И Sm-Nd (МИНЕРАЛЫ И ПОРОДА В ЦЕЛОМ) СИСТЕМАТИКА ВОЗНЕСЕНСКОГО (Au, Mo)-Сп-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ронкин Ю.Л.¹, Косарев А.М.², Холоднов В.В.¹, Грабежев А.И.¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург,

²Институт геологии Уфимского научного Центра РАН, г. Уфа

Изучение возраста медно-порфировых месторождений Урала методами изотопной геологии представляет значительный интерес не только в связи с промышленными интересами и необходимостью разработки критериев прогнозирования новых объектов. Анализ особенностей эволюции рудоносного, существенно кварц-диоритового, слабо дифференцированного магматизма, может быть весьма полезным для дальнейшего совершенствования представлений о геодинамическом развитии Урала. В этом аспекте следует отметить тот факт, что рудоносные гранитоиды наблюдаются во всех вулканогенных мегазонах Урала, характеризуясь в соответствии с имеющимися представлениями относительно широким возрастным интервалом формирования (от S₂ до C₂) при практически однородном диоритоидном составе островодужного геохимического типа.

Вознесенское месторождение (ВМ) локализованное в пределах Тагило-Магнитогорской вулканогенной мегазоны (севернее г. Магнитогорска), приурочено к Вознесенско-Присакмарской структуре древнего заложения (вблизи Главного Уральского глубинного разлома) Магнитогорской зоны. Месторождение находится в северо-восточной части одноименного массива [Грабежев и др., 2008; и др.]. В районе месторождения массив сложен преимущественно порфировидными мелко-среднезернистыми диоритами и кварцевыми диоритами, которые пересекаются дорудными-внутрирудными жилами и прожилками диоритовых порфиритов, плагиогранитов, плагио-лейкогранитов. Гранитоиды повсеместно заметно серицитизированы, хлоритизированы и пренитизированы.

Проба для выделения циркона (с целью его дальнейшего U-Pb “in situ” датирования) была взята из скважины № 1 (интервал 141-150 м). Представлена измененным кварцевым диоритом, содержащим редкие прожилки плагиогранита. Для двух образцов габбро-диорита 7-12/1 (коор-

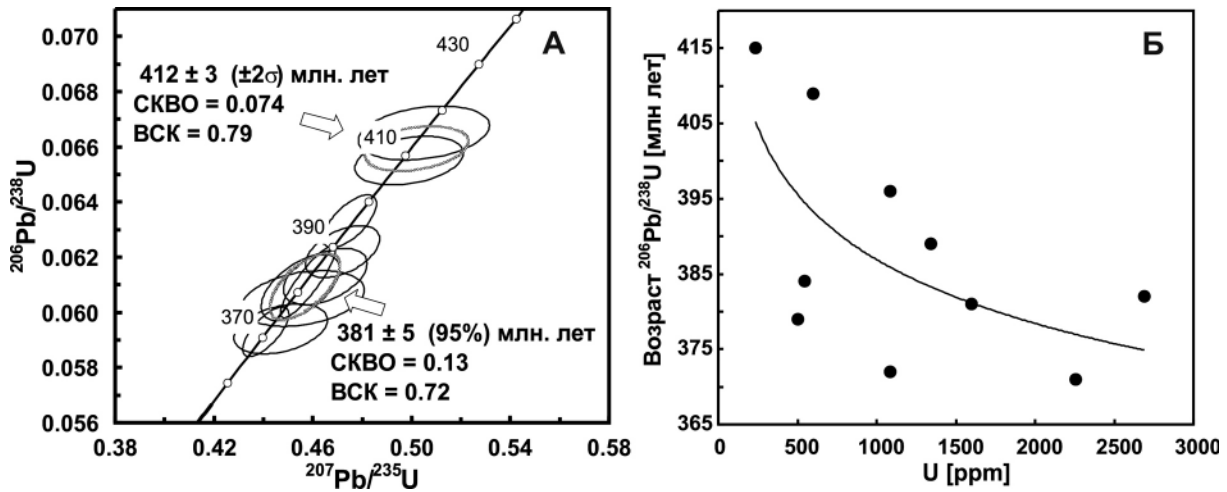


Рис. 1. U-Pb SHRIMP-II данные для циркона из кварцевого диорита Вознесенского рудопроявления

динаты отбора N 54°40.317' E 059°36.909') и гранодиорита 8-12/4 (N 54°38.594' E 059°35.397') изучалась Sm-Nd систематика как для образцов пород в целом, так и выделенных из них минералов (плагиоклазов, амфиболов). U-Pb датирование было выполнено с помощью вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II производства фирмы ASI (Австралия) во ВСЕ-ГЕИ, г. Санкт-Петербург. Определение концентраций и изотопного состава Sm-Nd осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID TIMS). Вычисление U-Pb и Sm-Nd возрастов, а также соответствующих параметрических величин производилось с помощью программы Isoplot/Ex ver. 3.6.

Результаты U-Pb и датирования циркона, валовых составов и выделенных из них минералов представлены на рис. 1-2.

На графике с конкордией U-Pb SHRIMP-II данные по 10 кратерам локализуются вдоль линии согласованных значений в интервале 368 ÷ 418 млн лет, что предполагает формальное выделение как минимум двух возрастных кластеров (рис. 1А). Наиболее представительный (N = 8) определяется конкордантным (вероятность соответствия конкордантности BSK = 0.72) возрастом 381 ± 5 (95 % дов. уровень) млн. лет (СКВО = 0.13). Второй кластер находящийся несколько выше по конкордии, представлен U-Pb фактурой для 2-х кратеров, соответствует конкордантному возрасту 412 ± 3 млн. лет (СКВО = 0.074, BSK = 0.79), что отвечает пограничной

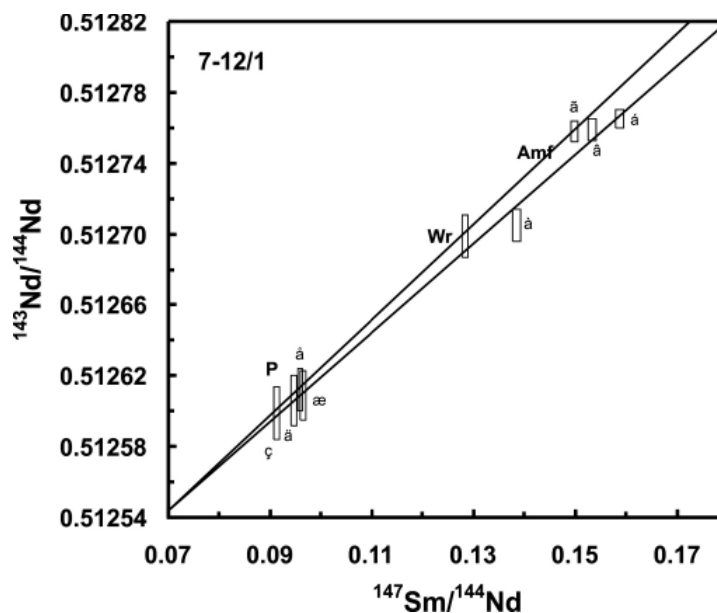


Рис. 2. Sm-Nd эволюционная диаграмма для габбро-диорита (Wr) и выделенных из него плагиоклазов (P: д, е, ж, з), а также амфиболов (Amf: а, б, в, г) Вознесенского месторождения

Таблица 1. Параметры Sm-Nd системы в зависимости от включаемых в расчеты минеральных фракций

п	Образцы	Возраст (млн лет)	СКВО	BC	ϵ_{Nd}
9	Все	390±36	3.6	0.001	+4.5
6	1+2+3+4+5+6	357±37	1.4	0.22	+4.1
6	1+2+3+4+5+7	418±25	0.066	0.992	+4.9
6	1+2+3+4+5+8	396±24	0.18	0.95	+4.6
6	1+2+3+4+5+9	376±20	0.53	0.72	+4.4

Примечание: п – количество фигуративных точек. BC – вероятность соответствия. 1–4 плагиоклазы. 7 – порода в целом. 6–9 амфиболы.

зоне между поздним силуром и ранним девонем. Однако рассмотрение эмпирической зависимости в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст ч содержание U (рис. 1Б), позволяет выявить четкую отрицательную корреляционную связь между рассматриваемыми параметрами, что позволяет сделать предположение о связи “омоложения” U-Pb системы циркона с процессами обогащения последнего ураном, что согласуется с ранее высказанными аргументами о характере рудообразования [Грабежев и др., 2008; и др.].

Sm-Nd данные для девяти фигуративных точек габбро-диорита 7-12/1 и выделенных из него фракций плагиоклазов и амфиболов, также демонстрируют неоднозначную картину. Формальная аппроксимация всех аналитических точек выявляет эрохрону (СКВО=3.6) определяющую возраст 390 ± 36 млн лет. Однако микроскопическое изучение шлифов амфиболов, позволило выявить их изменения, что санкционирует проведение соответствующих вычислений приведенных в табл. 1.

Комбинация фигуративных точек соответствующая плагиоклазам, породе в целом и трем амфиболам, определяет возраст 418 ± 25 млн лет. Рассматриваемый возраст представляется наиболее предпочтительным (BC=0.992), что согласуется с U-Pb SHRIMP-II данными приведенными выше.

Сопоставление полученных результатов с опубликованными ранее возрастными данными по медно-порфировым месторождениям Урала [Грабежев, Ронкин, 2011] позволяют сделать следующие выводы. Полученные методами изотопной геологии возрасты кварцевых диоритов уменьшается с запада на восток от (S_2)- $D_{1,2}$ в Магнитогорской мегазоне (418 млн. лет, Вознесенское и 390 млн. лет – Гумешевское месторождения) и в западной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны ($430... 420$ млн. лет, Томинско-Березняковский рудный узел в Увельской зоне) до D_3^2 - C_1^1 в восточной части Восточно-Уральской мегазоны (356 млн. лет – Михеевское и 362 млн. лет – Тарутинское месторождение) и до C_2 в самой восточной части Урала – Валерьяновской мегазоне ($306\div 318$ млн. лет). В результате наблюдается смещение однотипного рудоносного диорит-порфирового магматизма островодужного геохимического типа с запада на восток в достаточно большом временном интервале.

Работа поддержана грантом 12-С-5-1022.

Литература

1. Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ларионов А.Н. Рудно-магматическая система Вознесенского медно-порфирового месторождения // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 253-259.

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

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ Sm И Nd: СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ПО ДАННЫМ ID TIMS И ID MC ICP MS

Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В., Сергеева Е.П.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, *isotop-igg@mail.ru*

В настоящее время в качестве метода изотопных исследований активно соперничают термическая ионизация (TIMS) и ионизация в индуктивно связанной плазме (ICP MS). Каждый метод обладает как достоинствами, так и недостатками. TIMS обладает высокой точностью анализа, но при этом подготовка образцов достаточно трудоемка и занимает много времени, тогда как ICP MS отличается экспрессностью, но с некоторым снижением точности.

В данной работе было проведено определение изотопных отношений Sm и Nd в стандартном образце BHVO-2 по 6 параллельным навескам (0,1 г) методом двойного изотопного разбавления с последующим измерением на TIMS Triton Plus и MC ICP MS Neptune Plus.

Процедура химической подготовки образцов к измерению концентраций и изотопного состава самария и неодима состояла из ряда последовательных операций: разложение образцов; выделение суммы редких земель; разделение самария и неодима. Разложение образцов проводилось смесью HF и HNO₃ в соотношении 5:1 в PFA посуде Savillex. При этом перед разложением к навеске добавлялось определенное количество трасера Sm¹⁴⁹-Nd¹⁵⁰, исходя из условий оптимального смешения и минимизации погрешностей. Спустя 1,5 суток раствор выпаривался, сухой остаток солей обрабатывался 10н HCl, смесь при t=190°C выпаривалась досуха. Далее сухой остаток растворялся в 2,3н HCl и центрифугировался. Полученный раствор вносился в первую хроматографическую колонку с катионитом Bio-Rad AG 50x8, 200-400 меш. В этой колонке осуществлялось отделение суммы редких земель от матрицы пробы путем ступенчатого элюирования 2,3н и 3,9н HCl. Далее фракция элюата, содержащая сумму редких земель, выпаривалась и растворялась в 0,05н HNO₃. Выделение самария и неодима из суммы редких земель проводилось на второй хроматографической колонке, заполненной смолой LN7A (d=4 мм, h=8 см) градиентным элюированием 0,3н и 0,7н HCl [2].

Таблица 1. Операционные параметры Triton Plus и Neptune Plus

				Nd		Sm		
Triton Plus								
Ускоряющее напряжение, кВ				10		10		
Ток ионизатора, мА				4600-4800		4600-4800		
Ток испарителя, мА				1800-2000		1500-1700		
Материал лент				рений				
Способ нанесения				с активатором 0,1М Н ₃ Р ₄				
Расстановка коллекторов								
L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
142Nd	143Nd	144Nd	145Nd	146Nd	147Sm	150Nd		
146Nd	147Sm	148Sm	149Sm	150Sm	151Eu	152Sm	154Sm	156(CeO ⁺)
Neptune Plus								
Мощность RF-генератора, Вт				917		908		
Cool gas, л/мин				15		15		
Aux. gas, л/мин				1		1		
Sample gas, л/мин				1		1		
Расстановка коллекторов								
L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
142Nd	143Nd	144Nd	145Nd	146Nd	147Sm	150Nd	151Eu	153Eu
	147Sm	148Sm	149Sm	150Sm	151Eu	152Sm	153Eu	154Sm

Таблица 2. Результаты измерений изотопных отношений самария и неодима BHVO-2 на масс-спектрометрах Triton Plus и Neptune Plus

	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
Аттест. величины	6.07	24.5	0.1498	0.06%	0.512980	0.000012
Triton 1	5,35	21,2	0,1502	0,01%	0.512981	0.000013
Triton 2	5,34	21,5	0,1499	0,02%	0.512982	0.000015
Triton 3	5,37	21,5	0,1501	0,01%	0.512979	0.000014
Triton 4	5.32	21.4	0.1499	0.01%	0.512981	0.000008
Triton 5	6.02	24.2	0.1503	0.02%	0.512971	0.000020
Triton 6	5.31	21.4	0.1502	0.02%	0.512983	0.000028
Neptune 1	5.35	21.2	0.1502	0.01%	0.512911	0.000008
Neptune 2	5.35	21.5	0.1503	0.01%	0.512909	0.000014
Neptune 3	5.34	21.5	0.1502	0.01%	0.512931	0.000016
Neptune 4	5.27	21.2	0.1502	0.02%	0.512907	0.000034
Neptune 5	6.09	24.5	0.1504	0.01%	0.512916	0.000019
Neptune 6	5.34	21.2	0.1514	0.01%	0.512913	0.000018

Перед внесением в колонку для выделения суммы РЗЭ раствор делился на две части. Таким образом, получалось два образца из одной навески, один из которых измерялся на Neptune Plus, а другой на Triton Plus. В таблице 1 приведены операционные параметры приборов и расстановки коллекторов.

Коррекцию масс дискриминации на Neptune Plus проводили с использованием внутреннего стандарта европия. Раствор европия добавляли к исследуемым образцам непосредственно перед измерением. Отношение европия для коррекции получено путем многократного измерения стандарта неодима (Neptune test solution) с добавлением раствора европия.

Окончательный расчет результатов метода двойного изотопного разбавления проводили в соответствии с [1]. Полученные данные приведены в таблице 2.

Как видно из результатов, расчетные концентрации как самария, так и неодима занижены относительно аттестованных во всех образцах, кроме пятого. Скорее всего, причина кроется математической части обработки данных методом двойного изотопного разбавления, в частности, в корректности используемых при расчетах коэффициентов.

Результирующие погрешности самарий-неодимовых отношений, так же, как и неодим-неодимовых одного порядка для всех измерений как на Triton Plus, так и на Neptune Plus. Соответственно, с точки зрения точности измерения при использовании метода двойного изотопного разбавления нет принципиальной разницы в типе ионизации образца. Однако значения отношений неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для индуктивно связанной плазмы в среднем на 0,013% ниже аналогичных для термической ионизации, при условии хорошей воспроизводимости результатов в пределах серии измерений на одном приборе, скорее всего может быть вызвана индивидуальными особенностями прибора, особенностями коррекции масс дискриминации с помощью внутреннего стандарта на Neptune Plus. Как бы то ни было, для присвоения ошибке статуса «систематическая» и возможности введения поправки, безусловно, необходимо собрать больше статистических данных.

Литература

1. Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А. и др. // Геохимия. 1987. № 8. С. 1115-1129.
2. Pin C., Zuluégu J.F.S. // Analytica Chimica Acta, 1997, V. 339. P. 79-89.

ХИМИЧЕСКАЯ ПРОБОПОДГОТОВКА ОБРАЗЦОВ ДЛЯ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА САМАРИЯ И НЕОДИМА

Стрелецкая М.В., Сергеева Е.П.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, *isotop-igg@mail.ru*

Определение изотопных отношений самария и неодима даже при возможностях современного аналитического оборудования не представляется возможным без предварительной подготовки образцов, а именно – выделение в чистом виде анализируемых элементов для исключения полиатомных интерференций. Поэтому проблема химической пробоподготовки образцов для изотопного анализа остается актуальной.

В данной работе представлены результаты применения методики хроматографического выделения самария и неодима из двух геологических стандартных образцов – гранита ИСГ-1 и базальта ВНВО-2.

Процедура химической подготовки образцов к измерению концентраций и изотопного состава самария и неодима состояла из ряда последовательных операций: разложение образцов; выделение суммы редких земель; разделение самария и неодима. При этом перед разложением к навеске добавлялось определенное количество трасера $\text{Sm}^{149}\text{-Nd}^{150}$, исходя из условий оптимального смешения и минимизации погрешностей. Разложение образцов проводилось смесью HF и HNO_3 в соотношении 5:1 в PFA посуде Saville. Спустя 1,5 суток раствор выпаривался, сухой остаток солей обрабатывался 10н HCl , смесь при $t=190^\circ\text{C}$ выпаривалась досуха. Далее сухой остаток растворялся в 2,3н HCl и центрифугировался. Полученный раствор вносился в первую хроматографическую колонку с катионитом Bio-Rad AG 50x8, 200-400 меш. В этой колонке осуществлялось отделение суммы редких земель от матрицы пробы путем ступенчатого элюирования 2,3н и 3,9н HCl . Далее фракция элюата, содержащая сумму редких земель, выпаривалась и растворялась в 0,05н HNO_3 . Выделение самария и неодима из суммы редких земель проводилось на второй хроматографической колонке, заполненной смолой LN7A ($d=4$ мм, $h=8$ см) градиентным элюированием 0,3н и 0,7н HCl .

Все химические операции выполнялись в чистом помещении с принудительной подачей фильтрованного атмосферного воздуха НЕРА-фильтрами и использованием тефлоновой, PFA и кварцевой посуды и специально очищенных реагентов. Уровень лабораторного фона не превышал 0,6 пг для Sm, Nd.

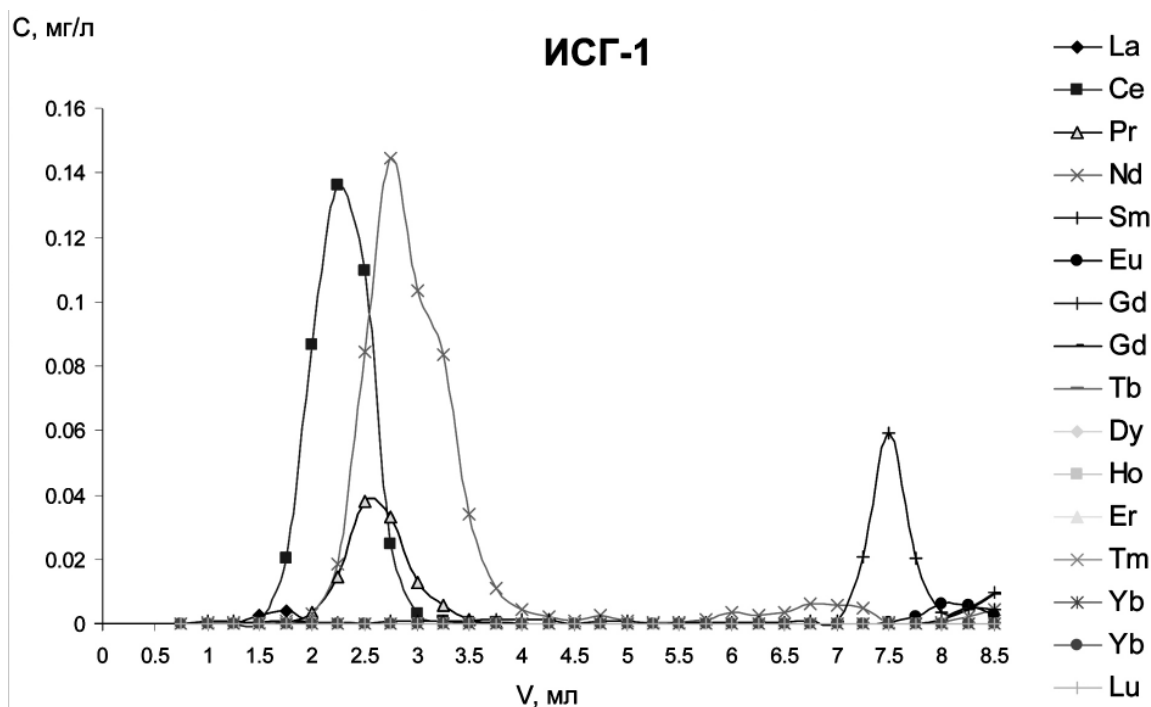


Рис. 1. Выходная кривая элюирования стандартного образца ИСГ-1

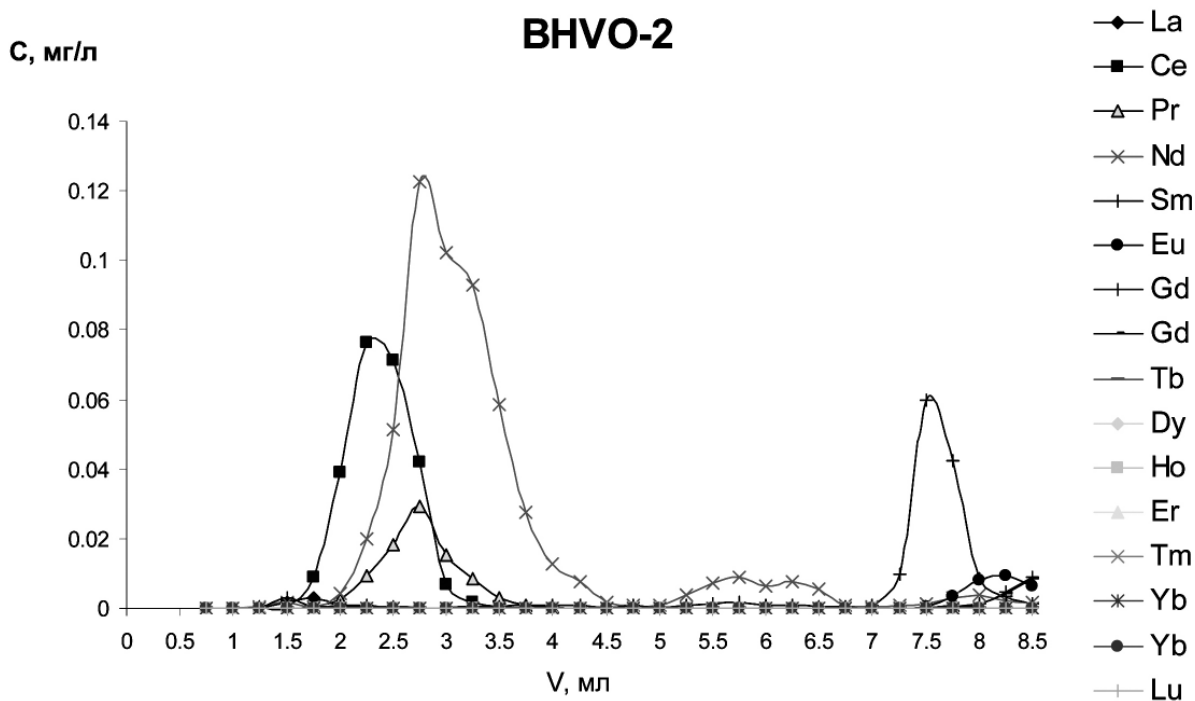


Рис. 2. Выходная кривая элюирования стандартного образца BHVO-2

Элюат собирался порциями объемом 0,25 мл и выпаривался досуха. Полученный сухой остаток растворяли в 1 % HNO_3 и анализировали на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000. Выходные кривые элюирования приведены на рисунках 1, 2.

Для метода изотопного разбавления имеют значение интерференции на массах 144, 150, 152. Соответственно, основная задача заключается в получении фракции неодима, полностью свободной от самария. Из рисунков видно, что фракция неодима содержит церий и празеодим, но, что важно, не содержит самария. Церий и празеодим, присутствующий во фракции неодима не дают изобарных интерференций. Кроме того, при измерении неодима методом термической ионизации, токи на ленте таковы, что церий «выгорает» еще до начала измерения неодима. Наличие европия и следов гадолиния во фракции самария также не сказывается на проведении анализа.

Параллельно проводилась качественная реакция с Арсеназо III (0,01 % водный раствор). В качестве исходного материала для хроматографии использовали растворы чистых солей самария и неодима. В ходе хроматографического выделения собирали порции элюата объемом 0,5 мл, выпаривали досуха. Определение проводили по изменению окраски (из розовой в голубую) раствора, содержащего выпаренный элюат, 1 мл буферного раствора (pH=3) и 0,2 мл раствора Арсеназо III. Полученные данные полностью согласуются с ИСП-данными.

Таким образом, в ходе данной работы было экспериментально доказано, что методика хроматографического разделения самария и неодима является пригодной для реальных геологических образцов. Также было установлено, что использование стандартных растворов солей самария и неодима оправдано для проведения процедуры калибровки колонок.

U-PB AND LU-HF DATING OF ZIRCON FROM ORE DEPOSITS BY LA ICP-MS

A. Gerdes¹, A. Zeh², Yu.L. Ronkin³

¹Institut für Geowissenschaften, Mineralogie, Frankfurt am Main, Germany, (axel.gerdes@em.uni-frankfurt.de), ²Mineralogisches Institut, Am Hubland, Würzburg, Germany, ³Institute Geology and Geochemistry of the Urals branch of the Russian Academy Sciences, Russia

Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA ICP-MS) emerged in 1985 and rapidly became an important analytical tool for trace element determinations in geological samples (Jackson et al. 1992; Zircon, 2003). The pioneering work of Feng et al. (1993), Fryer et al. (1993), Hirata and Nesbitt (1995) and Jackson et al. (1996) illustrated the potential usefulness of laser sampling for “*in situ*” dating by ICP-MS particularly well. At the present time, the number of published articles on the U-Pb LA ICP-MS zircon dating is growing rapidly, and including to the sulfide deposits, but in Russia these works are limited so far. This paper discusses the features of U-Pb and Lu-Hf FS LA ICP-MS dating of zircon as example for the ore deposits.

U-Th-Pb isotopes were analyzed using a Thermo-Scientific Element 2 sector field (SF) ICP-MS coupled to a New Wave Research UP-213 ultraviolet laser system at Johann Wolfgang Goethe-University Frankfurt (JWG) [more details in Gerdes and Zeh, 2006]. Data were acquired in time resolved - peak jumping - pulse counting mode over 810 mass scans, with a 19 s background measurement followed by 30 s sample ablation. Laser spot-sizes varied from 20 to 30 μm with a typical penetration depth of $\sim 15\text{-}20 \mu\text{m}$. Signal was tuned for maximum sensitivity for Pb and U while keeping oxide production, monitored as $^{254}\text{U}/^{238}\text{U}$, well below 1%. A teardrop-shaped, low volume ($<2.5 \text{ cm}^3$) laser cell was used [Horstwood et al., 2003; Janousek et al., 2006]. This cell enables detection and sequential sampling of heterogeneous grains (e.g., growth zones) during time resolved data acquisition, due to its response time of $< 1\text{ s}$ (time until maximum signal strength was achieved) and washout ($<99\%$ of previous signal) time of $< 5 \text{ s}$. With a depth penetration of $\sim 0.6 \mu\text{m s}^{-1}$ and a 0.9 s integration time (= 15 mass scans = 1 ratio) any significant variation of the Pb/Pb and U/Pb in the μm scale is detectable. Raw data were corrected offline for background signal, common Pb, laser induced elemental fractionation, instrumental mass discrimination, and time-dependent elemental fractionation of Pb/U using an in-house MS Excel© spreadsheet program [Gerdes and Zeh, 2006]. A common-Pb correction based on the interference- and background-corrected ^{204}Pb signal and a model Pb composition (Stacey and Kramers, 1975) was carried out, where necessary. The necessity of the correction was judged on whether the corrected $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ lay out with the internal errors of the measured ratios. This was the case for less than 30% of the analyses. The interference of ^{204}Hg (mean= 109 ± 15 cps; counts per second) on mass 204 was estimated using a $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ ratio of 0.2299 and measured ^{202}Hg . The corrected $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio ranges from about 1200 to 233000 with less than 30% of the analyses having a $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio below 8000. Laser- induced elemental fractionation and instrumental mass discrimination were corrected by normalization to the reference zircon GJ-1 (Jackson et al., 2004) for each analytical session. Prior to this normalization, the drift in inter-elemental fractionation (Pb/U) during 30 s of sample ablation was corrected for the individual analysis. The correction was done by applying a linear regression through all measured ratios, excluding the outliers (± 2 standard deviation; 2 SD), and using the intercept with the y-axis as the initial ratio. The total offset of the measured drift-corrected $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio from the “true” ID-TIMS value (0.0986 ± 0.0004 ; ID-TIMS JWG value) of the analyzed GJ-1 grain was typically around 3-9%. Reported uncertainties ($\pm 2\sigma$) of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio were propagated by quadratic addition of the external reproducibility (2 SD %) obtained from the standard zircon GJ-1 ($n = 12$; 2 SD $\sim 1.3\%$) during the analytical session and the within-run precision of each analysis (2 SE %; standard error). Reproducibility of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio depends strongly on counting statistic, e.g., the signal intensity of the ^{207}Pb peak (Horstwood et al., 2003).

Therefore, the Neoproterozoic GJ-1 is inappropriate for estimating the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ reproducibility of Proterozoic to Archean zircon grains. The correlation between the relative $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ within-run precision (2 SE %) and the respective ^{207}Pb signal of about 1000 representative analyses (with ^{207}Pb from 200 to 300000 cps) suggests an inverse power law relationship (with $R^2 = 0.84$) between both (Fig. 1D). The function is $Y = 53.17X^{-0.389}$, where Y represent the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ within-run precision and X the ^{207}Pb signal intensity. To account for the uncertainty due to counting statistics we propagate the signal

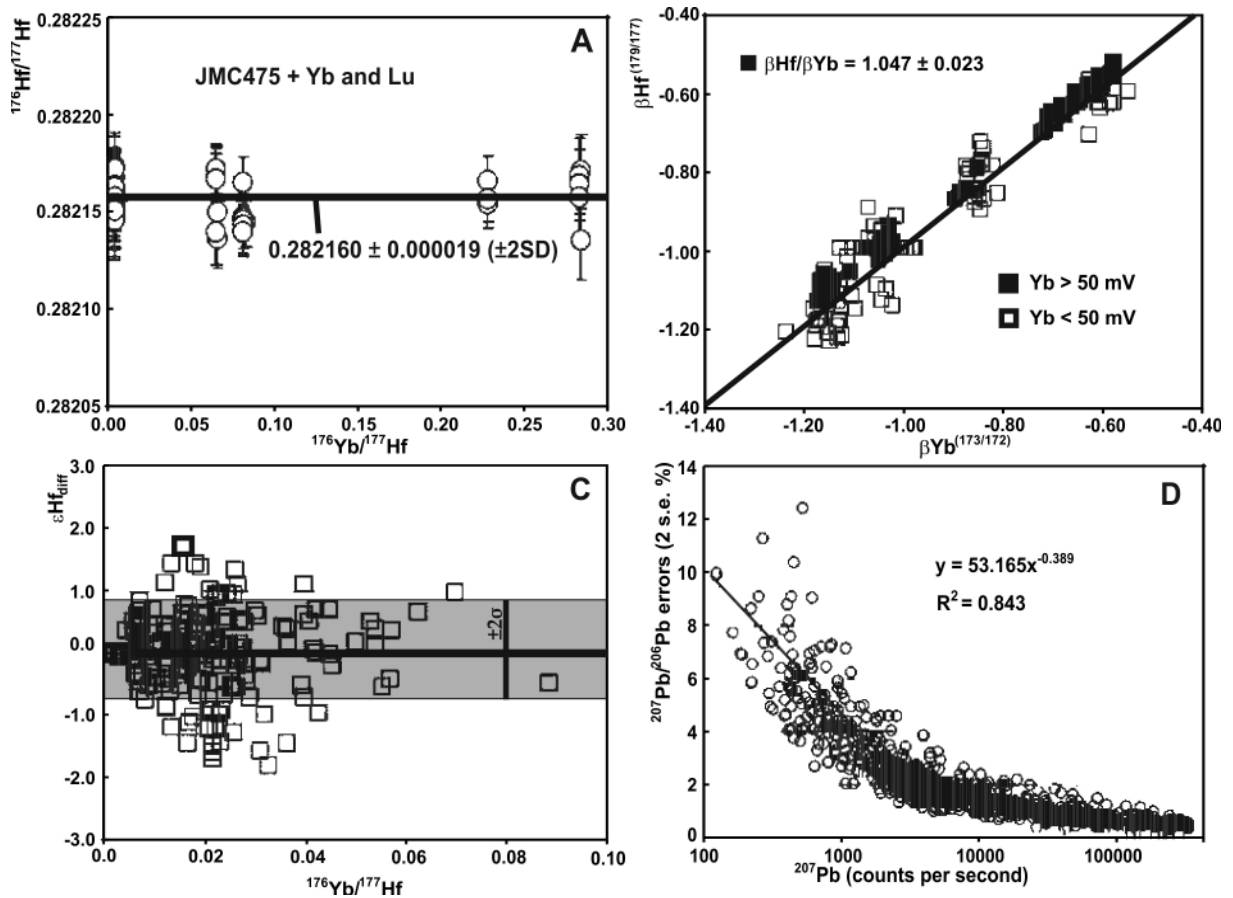


Fig. 1. Initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ diagram for analyses of JMC475 solution (50 ppb) doped with variable amounts of natural Lu and Yb (A). (B) Mass bias correlation between βHf and βYb for LA-MC-ICP-MS analyses of zircon from sample unknown samples, of the reference zircon (GJ-1, Plesovice, 91500), and of JMC 475 solution. The data shows a perfect correlation between analyses with ^{173}Yb signal of > 50 mV. (C) $\varepsilon\text{Hf}_{\text{diff}}$ versus $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ diagram, where $\varepsilon\text{Hf}_{\text{diff}}$ is the difference (in ε -units) between the εHf calculated using the mean Yb mass bias for ^{176}Yb and ^{176}Lu interference correction and the εHf using the βHf of each integration step divided by the daily offset factor of the $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$ (B). Note that the largest difference is shown by analyses with lower Yb signal intensity and thus low to moderate $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$. Grey field shows typical analytical uncertainty ($\pm 2\sigma$). See text for more details. (D) Relationship between the within-run precision of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio and the signal sensitivity of the ^{207}Pb peak; data base: ~ 1000 representative LA-ICP-MS analyses at JWG

dependent Y of each analysis by quadratic addition with the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ within-run precision (2 SE%). The $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratio is derived from the normalized and error propagated $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios assuming a $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ natural abundance ratio of 137.88 and the uncertainty derived by quadratic addition of the propagated uncertainties of both ratios.

Lu-Hf. As is known the Hf isotopic composition of zircon can be utilized as a geochemical tracer of a host rock's origin in exactly the same way whole-rock Nd isotopes are used [Zircon, 2003]. But the Hf is in fact a more sensitive tracer than Nd, as Lu/Hf in the depleted mantle has increased at approximately double the rate of Sm/Nd with respect to unfractionated material. Furthermore, the well-known resilience of zircon to surficial weathering, transportation, and sedimentation processes means that the same isotopic tracing techniques can be applied to elucidate the origins of detrital zircon grains in sedimentary and meta-sedimentary rocks [Zircon, 2003]. The earliest Hf isotopic studies of zircon were undertaken by conventional thermal ionization mass spectrometry of microgram quantities of purified Lu and Hf extracted from acid-digested samples via a series of cation-exchange columns. However, the poor ionization efficiency of Hf by thermal ionization requires a significant amount of zircon. Using multi-collector (MC) sector field (SF) ICP-MS is much more efficient, and the emergence of laser ablation provides the ability to measure the isotopic composition of Hf in zircon.

Hf isotope measurements were performed by Thermo-Scientific Neptune MC SF ICP-MS at JWG coupled to the New Wave Research UP-213 laser system with a teardrop-shaped (see below), low volume

laser cell. The MC FS ICP-MS was equipped with 9 Faraday detectors and amplifiers with $10^{11} \Omega$ resistors. Data were collected in static mode (^{172}Yb , ^{173}Yb , ^{175}Lu , ^{176}Hf -Yb-Lu, ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf , ^{180}Hf) during 58 s of laser ablation. The “Lu-Hf laser spot” was 40 μm diameter. Nitrogen (~ 0.005 l/min) was introduced via a Cetac Aridus into the Ar sample carrier gas to enhance sensitivity (~ 10 -20%) and to reduce oxide formation. The use of the Aridus system allowed bracketing of laser ablation analyses with solution mode analyses. Analytical protocols were the same for laser ablation and solution mode analyses. Solution mode data were acquired with 60 integration cycles over a period of 2 min, followed by 8 min of washout with a mixture of 2% HNO_3 -0.5 N HF. Data were corrected and normalized following the procedure of the laser ablation analyses. The isotopes ^{172}Yb , ^{173}Yb and ^{175}Lu were simultaneously monitored during each analysis step to allow for correction of isobaric interferences of Lu and Yb isotopes on mass 176. The ^{176}Lu and ^{176}Yb were calculated using $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ of 0.02658 and $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ of 0.795015 (both JWG in-house values). The latter is identical to the mean of the values given by Chu et al. (2002) and Segal et al. (2003). The correction for instrumental mass bias used an exponential law and a $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ value of 0.7325 [Patchett et al., 1981] for correction of Hf isotopic ratios. The mass bias of Yb isotopes generally differs from that of the Hf isotopes with a typical offset of $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$ of around 1.04 to 1.08 when using $^{172}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ of 1.35351 (mean of [Chu et al., 2002 and Segal et al., 2003]). This offset is determined for each analytical session by averaging the $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$ of multiple analyses of JMC 475 solution doped with variable Yb amounts (Fig. 1A) and all laser ablation analyses of zircon with a ^{173}Yb signal strength of >50 mV (Fig. 1B). The mass bias behavior of Lu was assumed to follow that of Yb. For analyses with a ^{173}Yb signal of > 130 mV the $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$ offset factor was calculated using the mean βYb of the individual analysis. For analyses with a ^{173}Yb signal of < 130 mV the Yb and Lu isotopic ratios were corrected using the respective βM of the individual integration steps ($n = 55$) divided by the average $\beta\text{M}/\beta\text{Yb}$ offset factor of the complete analytical session (Fig. 1B). It has been noted before that the Yb interference correction is crucial for precise and accurate $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ obtained by laser ablation analysis [e.g., Woodhead et al., 2004; Kemp et al., 2006]. A range of Yb isotope ratios are reported in the literature [e.g., Chu et al., 2002; Segal et al., 2003; Vervoort et al., 2004; Amelin and Davis, 2005]. At moderate Yb/Hf ratios of 0.06 these different Yb isotope compositions propagate into shifts in $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ similar to the analytical uncertainty [Kemp et al., 2009]. However, for higher Yb/Hf the different compositions can result in considerable over- or undercorrection [Kemp et al., 2009]. The most appropriate composition for interference correction might vary for different instrumentations. At JWG an Yb composition similar to the mean of Chu et al. (2002) and Segal et al. (2003) has yielded the most consistent $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios for a range of variably doped JMC 475 solutions (Fig. 1A).

Recent studies have shown that the within-run precision of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ can be considerably improved (up to 2-3 times) when the Hf mass bias [e.g., Slama et al., 2008] or the mean Yb mass bias of each analysis [Gerdes and Zeh, 2006; Wu et al., 2006] is used for estimating the $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ of each individual ratio. However, using the Hf mass bias can yield inaccurate results. For example at a $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$ of 1.05 it causes an overcorrection of 0.80, 1.3 and 1.8 epsilon units for a $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ of 0.02, 0.04 and 0.06, respectively. Also the use of the mean Yb mass bias can yield inaccurate results due to the difficulty in precisely determining the Yb mass bias for analysis with low Yb signals. In general analyses with ^{173}Yb signal of < 50 mV display a larger scatter in $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$ compared to data obtained with higher signal strengths (Fig. 1B). This can result in a difference of up to 2 epsilon units compared to the data corrected by means of a uniform daily $\beta\text{Hf}/\beta\text{Yb}$ offset factor. The use of this offset factor also improves the external reproducibility by about 40-70% (Fig. 1C). The external reproducibility (2 SD; $n>50$) over more than 6 months of analysis of reference zircon 91500, GJ-1, and Plesovice ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282298 \pm 0.000026$, 0.282003 ± 0.000018 and 0.282482 ± 0.000015 , respectively) at JWG is about 0.005-0.009% (< 1 epsilon unit). The same holds true for zircon of unknown samples (e.g., the Urals samples) that have larger variation of $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ compared to the reference zircons. Multiple analyses of Lu- and Yb-doped JMC 475 solutions show that results with a similar precision and accuracy can be achieved also if Yb/Hf and Lu/Hf is 5-10 times higher than in most magmatic zircons (Fig. 1A). Note that any under- or overcorrection for Yb and Lu interference on mass 176 would result in a correlation of the $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ ratios. All data were adjusted relative to a JMC 475 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio of 0.282160 and quoted uncertainties are quadratic additions of the within-run precision and the reproducibility of the 40-ppb JMC 475 solution (2SD = 0.003%, $n = 10$ per day). These uncertainties are similar or slightly worse than the daily values and also the long-term reproducibility of the reference zircons GJ-1 and Plesovice [Gerdes & Zeh, 2009].

Reference

1. Amelin Y., Davis W.J. (2005) // *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 465–473.
2. Chu N.C., et al. (2002) // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 17 (12), 1567–1574.
3. Gerdes A., Zeh A. (2006) // *Earth and Planetary Sciences Letters* 249, 47–61.
4. Gerdes A., Zeh A. (2009) // *Chemical Geology* 261, 230–243.
5. Kemp A.I.S., et al. (2009) // *Chemical Geology*, 261, 242–258.
6. Kemp A.I.S., et al. (2006) // *Nature* 439 (7076), 580–583.
7. Patchett, P.J., et al. (1981) // *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78, 279–297.
8. Segal I. et al. (2003) // *JAAS* 18, 1217–1223.
9. Slama J. et al. (2008) // *Chemical Geology* 249 (1–2), 1–35.
10. Vervoort J.D., et al. (2004) // *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5.
11. Woodhead H.J., et al. (2004) // *Chemical Geology* 209, 121–135.
12. Wu F.Y., et al. (2006) // *Chemical Geology* 234 (1–2), 105–126.
13. Zircon. (2003). *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, vol. 53. 327–341.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Лещёв Н.В.</i> Новые данные по фораминиферам из известняков на Сафьяновском медноколчеданном месторождении (Средний урал).....	3
<i>Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Целуйко А.С.</i> Акцессорные минералы в продуктах субмаринного окисления колчеданных руд.....	5
<i>Белогуб Е.В., Масленников В.В., Цигалов А.М.</i> Поведение золота при обогащении руд Октябрьского медно-цинково-колчеданного месторождения (Башкортостан)	8
<i>Бобровников Н.В.</i> К выбору участков, перспективных на поиски колчеданных месторождений	12
<i>Богущ И.А., Рябов Г.В.</i> Систематика колчеданных месторождений Северного Кавказа	14
<i>Борисков Ф.Ф.</i> Автогенные геотехнологии переработки сульфидных руд	18
<i>Викентьев И.В.</i> Условия образования и метаморфизм колчеданных месторождений Урала	21
<i>Виноградов А.М.</i> Факторы и критерии геолого-геофизического обеспечения поисков крупных колчеданных месторождений на Урале	25
<i>Волчек Е.Н., Нечеухин В.М.</i> Вулканогенные комплексы восточного сегмента Среднего Урала с колчеданным оруденением и рассеянной сульфидной минерализацией	27
<i>Вотьяков С.Л., Замятин Д.А., Щапова Ю.В., Поротников А.В., Краснобаев А.А.</i> Особенности метамиктного состояния цирконов на основе JPD-анализа BSE-, CL-изображений и данных электронно-зондового микроанализа	30
<i>Гаськов И.В.</i> Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала	34
<i>Гладков А.Г.</i> Типоморфизм сульфидов Озерного месторождения (Южный Урал).....	39
<i>Грабежьев А.И.</i> Восточный склон Урала – новая российская провинция промышленного Си–порфирирового оруденения.....	40
<i>Душин В.А.</i> Некоторые аспекты металлогении колчеданного оруденения Уральского севера	45
<i>Зайков В.В.</i> Колчеданные месторождения Урала – источник цветных и благородных металлов в древности и раннем средневековье	49
<i>Зайков В.В., Зайкова Е.В.</i> Самородное золото в колчеданных месторождениях Южного Урала	54
<i>Золоев К.К., Коротеев В.А., Кривко Т.Н., Юриш В.В.</i> Колчеданные и другие сульфидные соединения подвижных офиолитовых поясов: геология и генезис месторождений.....	57
<i>Зубков А.В.</i> Горнотехнические условия отработки колчеданных месторождений	60

<i>Ибламинов Р.Г.</i>	Вулканогенно-осадочное рудообразование на западном склоне Северного Урала	63
<i>Ибламинов Р.Г., Казымов К.П., Меньшикова Е.А., Осовецкий Б.М.</i>	Исследование вещественного состава пород Учалинского медноколчеданного месторождения с целью оценки взрывоопасности сульфидной пыли	65
<i>Кекелия С.А., Кекелия М.А., Асатиани Г.Л.</i>	Колчеданные месторождения центрального (Черноморско-Каспийского) сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса и их генетические особенности	68
<i>Кисин А.Ю., Притчин М.Е.</i>	Особенности разрывной тектоники в Сафьяновском карьере (Средний Урал)	72
<i>Контарь Е.С.</i>	Урал в мировом балансе колчеданных руд	76
<i>Косарев А.М.</i>	Колчеданоносные вулканические пояса Магнитогорской мегазоны на Южном Урале	80
<i>Кузин А.В.</i>	Идеи и этапы поисков колчеданов на Урале	84
<i>Кузин А.В.</i>	Методологические проблемы опознания Красноуральско-Дегтярско-Карабашской колчеданоносной гряды	86
<i>Леонова Л.В., Потапов С.С., Репина С.А., Потапов Д.С., Паршина Н.В., Главатских С.П., Галахова О.Л., Галеев А.А.</i>	Натурный эксперимент по минерализации органических остатков в отвале гранулированного шлака Карабашского медеплавильного комбината	89
<i>Мальшев А.И.</i>	Термодинамический и молекулярно-химический подходы в геохимии колчеданного рудообразования	94
<i>Масленников В.В., Симонов В.А., Масленникова С.П., Каныгин А.В.</i>	Минералогия, геохимия и условия формирования палеогидротермальных экосистем кочеданных месторождений	97
<i>Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Масленникова С.П.</i>	Элементы-примеси в сульфидах Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения, Южный Урал: данные LA ISP MS анализа	100
<i>Молошаг В.П.</i>	Особенности распределения теллуридов и сульфосолей в рудах колчеданных месторождений Урала	104
<i>Нечухин В.М., Волчек Е.Н.</i>	Тектоно-геодинамические факторы размещения колчеданного оруденения как составная часть плитотектонической металлогении: результаты и проблемы	107
<i>Нечкин Г.С.</i>	Надсубдукционная позиция колчеданного оруденения Тагильской мегазоны (Средний и Северный Урал)	109
<i>Онуфриенок В.В., Терехова А.В.</i>	Анализ вакантных позиций в структуре железного колчедана Енисейского кряжа	111
<i>Пономарёва Г.А.</i>	Платиноиды в колчеданных месторождениях Оренбургской части Южного Урала	114

<i>Притчин М.Е., Кисин А.Ю.</i> Изотопный состав рудничных вод колчеданных месторождений Среднего и Южного Урала.....	117
<i>Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Косарев А.М.</i> Анкарамиты ирендыкской свиты Южного Урала: петрология и генезис	118
<i>Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А.</i> Субвулканические клинопироксениты в меланже Западно-Магнитогорской зоны на Южном Урале: первые данные	120
<i>Ронкин Ю.Л.</i> Оценка погрешностей изотопного разбавления методом Монте-Карло (на примере Sm-Nd системы)	124
<i>Ронкин Ю.Л., Петров Г.А., Гердес А., Тристан Н.И., Ильясова Г.А., Синдерн С., Маслов А.В.</i> Новые данные о U-Pb возрасте циркона риолитов хребта Атертумп и перспективы прогнозирования золото-сульфидного оруденения на Северном Урале	126
<i>Рязанцев А.В., Артемова О.А., Голионко Б.Г., Разумовский А.А.</i> Девонские магматические комплексы колчеданосных структур Домбаровского района Южного Урала, корреляция с Мугоджарами	129
<i>Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Разумовский А.А.</i> Структура баймак-бурибайского дайкового комплекса Южного Урала и силурийский возраст ассоциирующих плагиогранитов	132
<i>Сафина Н.П., Масленникова С.П.</i> Минералого-геохимические особенности обломочных руд Шемурского колчеданного месторождения (Северный Урал).....	136
<i>Синяковская И.В., Зайков В.В.</i> Пирофиллитовое сырье колчеданосных полей складчатых поясов.....	139
<i>Соколов И.В., Смирнов А.А., Антипин Ю.Г., Никитин И.В., Барановский К.В., Соломеин Ю.М.</i> Инновационные технологии подземной разработки медноколчеданных месторождений Урала	141
<i>Сорока Е.И.</i> Высокоглинозёмистые породы колчеданных месторождений Урала.....	146
<i>Стрелецкая М.В., Киселева Д.В., Зайцева М.В.</i> Оценка возможностей лазерного испарителя NWR-213 при анализе изотопных отношений на Neptune Plus	151
<i>Третьяков Г.А.</i> Извлечение металлов из осадка морской водой в гидротермальных условиях: физико-химическое моделирование	154
<i>Устюгова К.С., Майорова Т.П., Колесник П.А.</i> Золотоносные зоны и околорудные ореолы тонкой сульфидизации колчеданного типа в докембрийских вулканогенных толщах Севера Урала (хребты Манитанырд, Енганепэ)	158
<i>Холоднов В.В., Косарев А.М.</i> Роль кислых магм в формировании медно-колчеданных месторождений Южного Урала (по данным изучения состава микровключений апатита).....	162
<i>Целуйко А.С., Масленников В.В., Аюпова Н.Р.</i> Биоморфные структуры в колчеданных рудах Юбилейного месторождения (Южный Урал).....	167

<i>Чевычелов В.Ю.</i>	
Экспериментальные исследования поведения галогенов (Cl и F) в различных флюидно-магматических системах	170
<i>Шагалов Е.С., Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д.</i>	
Место и роль двупироксеновых габброидов в эволюции Медведевского и Кусинского титаномагнетит-ильменитовых месторождений на Южном Урале	173
<i>Шатров В.П.</i>	
Стратиграфическое положение медноколчеданных рудопроявлений Северососьвинского бассейна на восточном склоне Приполярного Урала	177
<i>Яковлев В.Л., Соколов И.В., Борисков Ф.Ф., Антипин Ю.Г.</i>	
Перспективная комплексная геотехнология подземной разработки медноколчеданных месторождений Урала	181
<i>Ронкин Ю.Л., Косарев А.М., Холоднов В.В., Грабежнев А.И.</i>	
U-Pb (циркон) и Sm-Nd (минералы и порода в целом) систематика Вознесенского (Au, Mo)-Си-порфирового месторождения.....	185
<i>Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В., Сергеева Е.П.</i>	
Определение изотопных отношений Sm и Nd: сопоставление результатов по данным ID TIMS и ID MC ICP MS	188
<i>Стрелецкая М.В., Сергеева Е.П.</i>	
Химическая пробоподготовка образцов для изотопного анализа самария и неодима	190
<i>A. Gerdes, A. Zeh, Yu.L. Ronkin</i>	
U-Pb and Lu-Hf dating of zircon from ore deposits by LA ICP-MS	192
<i>Содержание</i>	196

V УРАЛЬСКИЙ ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫЙ ФОРУМ

**КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ –
ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ, ДОБЫЧА
И ПЕРЕРАБОТКА РУД**

МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

V Чтения памяти С.Н. Иванова

Сборник научных трудов

Номер НИСО 39 (13)

Ответственный за выпуск академик РАН *С.Л. Вотяков*

Редактор *Е.И. Сорока*

Техническое редактирование и макет *А.Ю. Одинцова*