

ЧАСТЬ 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

В. Н. Сазонов¹, В. А. Коротеев¹, В. Н. Огородников², Ю. А. Поленов²

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

² – Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
igg.gl@ursmu.ru

Золото: прошлое, настоящее, будущее и «золотая» проблема

Потребность в золоте все время нарастает, и тех 2.5 тыс. т, которые добываются ежегодно в мире, явно не хватает – спрос значительно выше предложений (табл.). Все страны вместе потребляют до 85 % золота на ювелирные изделия. В Японии, США и Германии золото выступает индикатором уровня освоения высоких технологий в приборостроении и электронике. Трудно переоценить роль золота в мире в качестве страхового фонда, который на сегодня составляет 31000 т. Из этого количества России принадлежит лишь 1.256 % Au, тогда как США, Германии и Франции соответственно 26.4, 11.1 и 9.1 %. Из этого следует, что России следует на порядок увеличить госрезерв золота, по которому (386.9 т) она занимает 12 место в мире (по состоянию на 2005 г.). Сейчас годовая добыча золота в нашей стране составляет 170 т, что составляет 6.7 % от мировой добычи.

Т а б л и ц а

Структура потребления золота в мире в последние годы

Годы	1994	1996	2005	2006
Добыча (т)	2209	2284	2450	2500
Использование:				
Ювелирные изделия	2604	2807	2709	2190
Зубопротезирование	52	55	62	60
Монеты, медали	75	60	37	45
Электроника	192	207	273	312
Прочие отрасли	200	348	646	663
Суммарный расход	3361	3477	3727	3270
Цена 1 г золота в \$	11.9	12.5	14.2	19.3

Итак, задача, стоящая перед золотой промышленностью РФ, вполне ясна. Чтобы ее решить, следует проанализировать зарождение и развитие ее в прошлом, оценить состояние в настоящее время и вычленив основную проблему будущего.

Прошлое. Золото в нашей стране было открыто в конце первой половины XVIII в. Первооткрывателями числятся Е. Марков (1745 г.) и Л. Пигалев (1744 г.). В период с 1745 по 1814 г. отрабатывалось золотое оруденение кварцево-жильного

типа. Золото получалось сначала при дроблении золотосодержащего кварца в толчеях, затем амальгамации золота ртутью и возгонки ртути на жаровнях.

В 1814 г. Л. И. Брусницын на Березовском рудном поле (Средний Урал) открыл россыпное золото и разработал технологию его извлечения из россыпей, которая оказалась более дешевой, по сравнению с коренным золотом. Это привело к тому, что золотая промышленность, базирующаяся на коренном золоте и развивавшаяся сначала бурными темпами (только в пределах Березовского рудного поля за 30 лет было создано 50 рудников), к 1865 г. сократилась в 10–12 раз, а концу XIX в. и вовсе захирела. В то же время велись обширные работы на россыпное золото, в связи с чем в период с 1814 по 1825 г. на Урале было открыто более 200 россыпей. Причины резкого перехода от коренного золота к россыпному: 1) россыпное золото обходится разработчику намного дешевле; 2) снижение содержания золота в кварцевых жилах с глубиной; 3) уменьшение размерности золотин в кварцевых жилах по мере углубления эксплуатационных выработок. К середине XX в. золотые россыпи современных долин были отработаны. Дальнейшие перспективы россыпной золотосодержащести оказались связанными с мезозойскими эрозионно-структурными депрессиями. Естественно, что эксплуатация россыпей в таких условиях более затратная.

С 1905 г. на Урале начался подъем коренной золотой промышленности в связи с: 1) значительным ростом цены на золото на мировом рынке; 2) притоком иностранных инвестиций из-за рубежа; 3) разработкой технологии извлечения мелкого золота из руд кварцевого типа.

В России в период 1917–22 гг. промышленность и сельское хозяйство были практически полностью разрушены. Их восстановление зависело от закупок в Западной Европе и Америке, но только за золото. В связи с этим уже в начале 20-х гг. XX в. началось восстановление старых рудников, а также проведение поисков на коренное и россыпное золото, в том числе и в ранее непоискованных районах. Под руководством Ю. А. Билибина на северо-востоке России в 1928–29 гг. работала Первая Колымская экспедиция, на базе результатов которой в 1931 г. была обоснована высокая перспективность на золото площади в 200000 км² (включая Колыму и Якутию). Прогнозные ресурсы россыпного золота оценивались в 1000 т, для коренного – предполагалось наличие гигантских рудных месторождений. Этот смелый прогноз молодого геолога-ученого подтвердился: 300 т шлихового золота было добыто уже в 1932–57 гг. В 1958–2008 гг. к этому добавилось еще 2000 т. Но уже с начала 90-х гг. XX в. добыча золота в этом регионе катастрофически снижается. Кстати, динамика разработки золотосодержащих россыпей в других регионах аналогична. Сейчас на Колыме известно несколько золоторудных месторождений-гигантов. К сожалению, их освоение из-за кризисной ситуации 90-х гг. XX в. затянулось.

До 60-х гг. XX в. золото, в основном, добывалось из россыпей и, в меньшей мере, из коренных объектов кварцево-жильного типа. Однако в 1953 г. в Западном Казахстане была найдена группа золоторудных месторождений прожилково-вкрапленного типа, среди которых был и гигант Бақырчик. В 1958 г. было открыто, разведано и начало эксплуатироваться месторождение золота Мурунтау (Западный Узбекистан), принадлежащее «черносланцевой» формации. Поиски на золото в стране стали ориентироваться на эти объекты как эталоны. Наступил современный период в развитии золотой промышленности страны.

Настоящее. На Урале поиски таких объектов в течение почти 10 лет (60–70-е гг. XX в.) положительных результатов не дали. В связи с этим финансирование на коренное золото по региону было сокращено. Освоение россыпей на всех стадиях было

положительным. Поиски на Востоке РФ привели к открытию ряда золоторудных месторождений-гигантов, среди которых числятся такие объекты, как Олимпиада (запасы+ресурсы 650 т, в 2006 г. добыто более 40 т Au) и Сухой Лог (запасы+ресурсы 1100 т). Месторождения-гиганты были найдены в структурах различных геодинамических обстановок (зоны рифтогенеза, активные континентальные окраины, наложенные краевые вулканоплутонические пояса и др.). Кроме «черных» сланцев вмещающими породами таких месторождений оказались вулканиты, гранитоиды-диориты, карбонатные и другие породы. Последнее послужило основой для возобновления в 80-х гг. XX в. поисков на Урале коренного золота, но уже под эгидой любого нетрадиционного (традиционное – кварцево-жильное), названного обобщающим термином «прожилково-вкрапленное». В результате практически за десятилетие открыт ряд довольно значительных (запасы с ресурсами составляют от 30 до 120 т) месторождений – Муртыкты, Светлинское, Воронцовское, Березняковское. Эти месторождения характеризуются полигенностью, полихронностью, длительностью формирования (до 60–80 млн лет), нередко двойным источником рудообразующего флюида и золота и др.

В настоящее время в России идет отработка ряда месторождений «черносланцевой» формации. Готовится к эксплуатации Наталкинское месторождение, запасы золота которого составляют 1500 т. Рассмотрим его в той мере, чтобы можно было составить представление о золоторудных объектах, которые явятся опорными в ближайшие годы и в перспективе для создания золотого запаса страны и обеспечения ее других потребностей.

Наталкинское месторождение было открыто в 1944 г. В следующем году параллельно с разведкой началась его эксплуатация. Долгое время месторождение обрабатывалось как кварцево-жильное. В настоящее время оно переведено в ранг крупнотоннажных. Главные отличительные черты месторождения: низкое (2.18 г/т) содержание золота в рудах и огромный объем руды. Их совместное действие обуславливает экономически выгодную отработку этого месторождения.

Месторождение расположено в 390 км к северу от г. Магадана, в пределах южной части Индигиро-Колымской региональной структуры с высокой насыщенностью массивами гранитоидов. Месторождение приурочено к сочленению субмеридионального и диагонального разломов. Оно представляет собой линейный кварцевый мегаштокверк, ориентировка которого на севере – СЗ, в центральной части субмеридиональная, а на юге – ЮВ. Выделение границ рудного тела Наталкинского месторождения проведено на основе результатов опробования на золото. Бортвое содержание Au принято по результатам экономического обседа нескольких вариантов.

Месторождение локализуется в верхнепермских отложениях, представленных песчанистыми аргиллитами, туфогенными сланцами, а также флишоидными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На месторождении отчетливо проявлены лито-геохимические ореолы Au и As, W, Sb и ряда других элементов. В рудах месторождения содержатся ЭПГ.

В штоковке месторождения развито огромное количество разноориентированных жил и прожилков кварца. Источник SiO₂ и Au в данном случае гетерогенный, включая золотоносные черные сланцы, метаморфизм и гидротермальный метасоматоз.

Будущее. С 2050 г. практически все золото в РФ будет добываться из коренных месторождений. Его незначительное количество будет браться из остатков россыпей (в основном ложковых), не вошедших в дражные полигоны. Сейчас официально в стране числятся 100 перспективных золотоносных площадей (данные Б. К. Ми-

хайлова и др., 2008). В этой работе на основе учета материалов по таким крупнотоннажным месторождениям, как Олимпиада, Сухой Лог, Наталка, Нежданинское, Купол, Майское) полагается, что на перспективных 50–70 площадях будет выявлен ряд золоторудных месторождений среднего класса. В течение ближайших (не более 15) лет планируется передать в освоение 10–15 площадей, перспективных на выявление крупнотоннажных золоторудных месторождений. Через 3–5 лет начнутся эксплуатационные работы на таких крупных золоторудных объектах, как Чертова Карета, Ожерелье в Иркутской области, Пионер, Маламыр и др. в Амурской области. Имеются реальные перспективы нарастить запасы золота на месторождениях Кючус, Нежданинское в Якутии, Майское, Купол на Чукотке, Наталка и др. в Магаданском сегменте Яно-Колымской провинции. Приведенные выше площади перспективны для открытия слепых месторождений, поиски которых – высокочатотное мероприятие, сопряженное с большим объемом буровых и горных работ.

Полученные на сегодня данные по поискам, разведке и освоению крупнотоннажных месторождений золота дают основание утверждать, что реализация перспектив на золото указанных выше площадей должна опираться на: 1) геолого-генетические модели для объектов каждой геодинамической обстановки; 2) крупные инвестиции; 3) высокий уровень квалификации геологов.

Проблема уральского золота. Приведенные ниже пункты раскрывают главные вопросы этой проблемы по состоянию на сегодня и на перспективу.

1. В рудах медноколчеданных месторождений содержание Au достигает 4 г/т. Только на Гайском месторождении его запасы составляют 500 т. Это соответствует крупному собственно золоторудному месторождению.

2. Эксплуатация Березовского и Кочкарского месторождений золота кварцевожильного типа (на глубоких горизонтах, 500 и более м, оруденение на обоих объектах прослеживается до глубин не менее 900–1000 м) производится и будет осуществляться до тех пор, пока это будет экономически оправданным действием.

3. Доработка россыпей с помощью гидромониторов. К 2050 г. практически все россыпи в РФ будут отработаны.

4. На Среднем и Южном Урале за всю историю золотой промышленности региона добыто 470 т золота. Эта величина, деленная на количество Au, «взятого» из россыпей, дает результат заметно меньший 1. Из этого следует, что потенциал региона по коренному золоту не исчерпан. Это подтверждается результатами исследований А. П. Сигова, показавшего, что эрозия срезала золоторудные объекты региона не более, чем на половину.

5. На Северном и Южном Урале отрабатываются золоторудные месторождения с нетрадиционным (не кварцево-жильным) оруденением (Воронцовское, Светлинское, Березняковское). В последние годы на Полярном Урале открыто проявление золота Новогоднее Монто и ряд точек золотой минерализации с оруденением «воронцовского» типа.

6. В месторождениях солей (Пермская область) установлены Au и МПГ, представляющие на некоторых участках практический интерес.

7. В золах Ново-Свердловской ТЭЦ и др. имеется золото. В настоящее время первостепенной задачей является разработка технологии его извлечения из них.

8. По результатам скромного подсчета в техногенных отходах на Среднем и Южном Урале «запасы» Au составляют не менее 100 т (крупное месторождение).

Из приведенных данных следует, что Урал свое значение как золотой провинции не утратил. Другое дело, что ведущей провинцией он не будет, так как «большое золото» прочно «обосновалось» на Востоке и Северо-Востоке РФ.

Заключение. На основе рассмотренных выше материалов наиболее важные вопросы «золотой» проблемы представляются нам следующими:

1. Глубокое комплексное изучение пород «черносланцевой» формации с целью подразделения ее членов на перспективные и непродуктивные по золоту и МПГ.

2. В связи с появлением нового промышленно-генетического типа золотых месторождений, представленного золотоносными корами выветривания, необходимо изучение механизма накопления золота в этих образованиях (с использованием «тонких» методов изучения минерального вещества) и эволюции его состава во времени.

3. Создание четких критериев прогнозирования коренных месторождений золота по россыпям; сравнительное изучение химического составов золотин россыпей и руд золотых месторождений с целью выявления степени их соответствия.

4. Детальное исследование продуктов коллизии (особенно гиперколлизии) с целью выяснения ее конструктивной и деконструктивной роли применительно к золоторудным объектам.

5. Исследование возможностей извлечения «тонкого» золота из россыпей (его в них, по данным Б. И. Беневольского, А. И. Кривцова, Б. С. Лунева, Б. М. Осовецкого и др., до 80 %) и других образований.

6. Для выделенных в РФ 100 площадей, с которыми связываются перспективы открытия золоторудных объектов крупных и средних масштабов, необходимо решение двух задач: а) создание карты глубинного строения для этих площадей, построение геолого-генетических моделей для золоторудных объектов различных геодинамических обстановок; б) привлечение квалифицированных кадров геологов-поисковиков (не исключена их специальная подготовка и стажировка).

Исследования выполняются при поддержке интеграционного проекта УрО-СО-ДВО РАН, 2009–2011 гг. и Программы ОНЗ РАН-2.

Е. В. Белогуб

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

bel@mineralogy.ru

Золото в сульфидных рудах: основные методы анализа

По ресурсам попутного золота в колчеданных рудах Урал как одна из крупнейших колчеданоносных провинций занимает передовые позиции в мире. На Урале из колчеданных руд попутно добывается более 40 % коренного золота. Однако при переработке из колчеданных руд извлекается от 15–25 до 50–60 % золота, а значительная его часть теряется в хвостах переработки [Викентьев и др., 2006]. Свой вклад в добычу золота вносят также коренные золото-сульфидно-кварцевые объекты и зоны окисления месторождений различных формационных типов. Добыча в этом случае ориентирована на золото, поэтому показатели извлечения лучше, но редко достигают 90 %. Совершенно очевидно, что потери золота связаны с формами его нахож-

дения в рудах, установление которых, также, как и анализ содержаний золота, связано с определенными трудностями.

Методы определения валового содержания золота и серебра в рудах. В настоящее время для этой цели чаще всего используется атомно-адсорбционная спектроскопия (ААС). Чувствительность метода при рутинном анализе составляет 0.1 г/т, анализ требует относительно большой навески (3 г для низких содержаний) и предварительной подготовки, которая может быть выполнена квалифицированным химиком-аналитиком. Более чувствительный метод – инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА) требует на порядок меньших навесок, но применяется лишь в единичных лабораториях. Наиболее точный пробирный анализ выполняется из больших навесок (десятки-сотни граммов), чрезвычайно трудоемок, поэтому неприменим для массового анализа. Низкие содержания (мг/т) определяют методом атомно-эмиссионной спектроскопии индуктивно-связанной плазмы (АЭСИСП), требующим небольших навесок, но обладающим относительно невысокой точностью из-за сложностей при приготовлении эталонных растворов. Основным источником ошибок при использовании спектроскопических методов является выбор неадекватной стратегии разложения проб и погрешности калибровки прибора, связанные с эталонами.

Помимо стационарных лабораторных методов, в настоящее время предпринимаются попытки внедрения экспрессных методик и портативных приборов, основанных на анализе вторичного рентгеновского излучения, вызванного рентгеновским или другим высокоэнергетическим излучением. Предел чувствительности рентгенофлюоресцентных приборов, работающих без вакуумирования, для золота составляет 30–50 г/т и зависит от матрицы. Специализированные приборы могут быть и более чувствительными, но не достигают параметров спектроскопических методов.

Установление минеральной формы золота. Для установления форм нахождения золота в рудах традиционно используются химические методы. Химический рациональный (фазовый) анализ основан на стадийном выщелачивании золота и потенциально-золотоносных минералов и требует окончания с использованием высокочувствительной аппаратуры, обычно применяется ААС. В ходе фазового анализа, согласно общепринятой схеме, определяется доля свободного золота, связанного с гидроксидами железа, связанного с сульфидами (иногда производится разделение на золото в сростках с сульфидами, пиритное, связанное с первичными и вторичными сульфидами меди, золото в галените и т.п.), теллуридного и связанного с силикатными минералами. Метод трудоемкий и дорогостоящий, требует больших навесок (при содержании золота, превышающих 10 г/т – 200–500 г). Как правило, фазовый анализ золота проводится в единичных специализированных лабораториях. Следует особо отметить, что химический фазовый анализ золота и серебра отражает особенности именно химического поведения этих металлов и не может заменить прямого определения содержаний в минералах при помощи локальных методов.

Данные о распределении благородных металлов в рудообразующих сульфидах в настоящее время получают тремя основными способами: 1) выделением мономинеральных фракций минералогическими методами с последующим химическим анализом; 2) микрозондовым анализом с использованием специальных методик с длительными экспозициями или ионного зонда; 3) методом масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы с лазерным пробоотборником (ЛА-ИСП-МС). Каждый из методов имеет свои ограничения.

Метод мономинеральных фракций широко использовался в 30–70-х гг. во время массовых геологоразведочных работ на колчеданное оруденение. Этот метод позволяет получить усредненную информацию по пробе зафиксированного объема. Точность количественных определений элементов-примесей зависит от используемого химического метода. Недостатки метода – трудоемкость и сложности в разделении различных генераций сульфидов. Кроме того, на результаты анализа влияют микроворстки и включения минералов-примесей, загрязнение которыми зависит от степени измельчения, размеров зерен и характера границ между ними. Тем не менее, этот метод позволял прогнозировать извлечение примесных элементов в концентраты.

Развитие аналитической аппаратуры, в частности, повышение предела чувствительности и точности микрозондового анализа, появление ионного микрозонда позволило получать информацию с «точкой» и разделять генерации минералов. Недостатки – низкая чувствительность, как правило – 0.01 %, не выше 0.005 %, в ионном микрозонде – десятки г/т, а также необходимость набора статистически значимого количества анализов. Кроме того, использование ионного микрозонда весьма ограничено.

Наиболее эффективный способ оценки состава минералов – ИСП-МС с лазерным пробоотборником – к сожалению, пока не получил распространения в России. Сущность метода состоит в том, что вещество переводится в состояние плазмы, которая направляется на детектор, а затем разделяется в магнитном поле на атомарные частицы различной массы. Детектор регистрирует количество ударов частиц определенной массы, поэтому чувствительность метода может достигать $n \times 10^{-9}$. Недостатки метода – сложность подбора эталонов, достаточно высокая себестоимость, необходимость использования статистически значимого количества анализов.

Установление характера вхождения золота в другие минералы. Непосредственное выяснение формы вхождения золота в рудообразующие минералы может быть осуществлено с привлечением ядерно-резонансных методов [Фадеев, 2003]. Метод позволяет разделить золото в виде структурной примеси в сульфидах, собственных сульфидов и теллуридов и металлическое. К сожалению, инструментальная база для таких исследований в России отсутствует. Поэтому для определения формы вхождения золота в других минералах используют косвенные методы, основанные на изучении химического поведения золота или на анализе корреляционных связей золота с другими элементами.

В сульфидных концентратах для определения доли ионной формы золота С. Ф. Винокуровым была предложена оригинальная термогидрометаллургическая методика. Концентрат обрабатывается сульфатизирующим обжигом, после этого проводится выщелачивание огарка горячей серной кислотой и анализ содержащегося в нем золота. Доля золота, выщелоченного предлагаемым способом из огарка медного концентрата, достигла 85 %. В ходе анализа использовались высокоточные методы определения концентраций золота в растворах выщелачивания. В параллельных опытах выщелачивание из огарков производилось при комнатной температуре вначале водой, затем ступенчато – серной кислотой различной концентрации, но в течение более длительного времени, чем при нагреве. В результате оказалось, что 25 % золота из огарков выщелачивается уже водой, и до 75 % – серной кислотой. Подобный путь выщелачивания позволяет перевести в раствор только ионное золото, т.е. находящееся в ненулевой степени окисления, в то время как свободное останется в твердой фазе [Винокуров, 2005].

Использование метода ЛА-ИСП-МС позволяет выявить присутствие нановключений теллуридов золота путем корреляционного анализа, но не дает возможность разделения металлического золота и сульфида золота.

Форма нахождения золота в колчеданных рудах. В настоящее время данные о распределении золота и его форме в рудообразующих сульфидах колчеданных руд ограничены и имеют различную степень достоверности.

Для золота в колчеданных рудах характерна геохимическая двойственность: оно способно концентрироваться, образуя собственные минеральные фазы, но также склонно рассеиваться в сульфидах, особенно – образующихся на ранних стадиях рудообразования. В ходе длительной истории существования колчеданных месторождений форма нахождения золота может изменяться. Наложённые гидротермальные, диагенетические и метаморфические процессы приводят к его высвобождению из сульфидов и теллуридов и переотложению в самородной форме. Прогрев руд в зонах влияния интрузивных тел или в результате тектонических процессов также вызывает перераспределение золота. Для природных процессов типично интенсивное и многократное перераспределение золота в породах и рудах с постепенным очищением состава и укрупнением размера выделений. Экспериментально показано, что путем многоступенчатого прогрева золото может быть укрупнено вплоть до видимого под микроскопом. Механизм процесса неясен, его первооткрыватель считал, что это – самоочистка кристаллической решетки пирита в результате диффузии [Burg, 1935].

Золото в колчеданных месторождениях встречается в виде собственных минералов – самородного золота, электрума, кюстелита, разнообразных теллуридов, а также в «невидимой» форме. Учитывая преобладание среди рудных минералов пирита, основные потери золота в хвостах флотации связаны именно с невидимым золотом в пирите.

Собственные минералы золота обнаруживаются и диагностируются при оптическом изучении в том случае, если их размеры превышают 3 мкм. Таков же минимальный размер фазы для выполнения количественного микроанализа. Более мелкие выделения (до 0.5 мкм) можно обнаружить, но редко удается однозначно диагностировать.

Данные о содержании «невидимого» золота в сульфидах отрывочны и получены различными методами. Это обстоятельство не позволяет корректно сопоставлять результаты, полученные для различных месторождений в различных лабораториях. Выделяется два вида «невидимого» золота: включенное в решетку сульфидов и присутствующее в виде субмикроскопических обособлений (0.001–0.1 мкм). С помощью гидротермального синтеза золотосодержащих минералов было установлено, что золото может входить в решетку пирротина, галенита и халькопирита, а также образовывать микровключения в пирите, магнетите и сфалерите [Миронов и др., 1998]. В. В. Фадеевым [2003] экспериментально показано, что соосаждение золота с гидротроилитом выше, чем с пиритом, при этом преобладают нановключения Au_2S над металлическим золотом и структурной примесью в пирите. Количественные соотношения изоморфной и (или) субмикроскопической форм нахождения Au и Ag в минералах, а также физико-химические условия их образования остаются дискуссионными.

Традиционно считается, что невидимым золотом в наибольшей степени обогащен пирит, хотя к настоящему времени накоплено достаточно много данных о золотоносности других сульфидов – халькопирита, борнита, галенита, сфалерита и блеклых руд [Викентьев и др., 2006]. Содержания золота в пирротине обычно ничтожны.

Таким образом, изучение золотоносных сульфидных руд сталкивается как с проблемами методического обеспечения, так и с недостаточными теоретическими знаниями о поведении этого металла.

Литература

- Викентьев И. В.* Условия формирования и метаморфизм колчеданных месторождений. М.: Научный мир, 2004. 344 с.
- Викентьев И. В., 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.
- Винокуров С. Ф.* Термогидрометаллургический способ комплексной переработки медного концентрата с извлечением цветных и благородных металлов. Патент на изобретение // Бюл., 2005. № 18.
- Миронов Ю. В., Ельянова Е. А., Зорина Ю. Г., Мирлин Е. Г.* Вулканизм и океанское колчеданообразование. М.: Научный мир, 1998. 173 с.
- Фадеев В. В.* Золото в процессах пиритообразования (экспериментальное исследование). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 2003. 24 с.
- Burg G. H.* Natur des in den Piriten nicht sichtbar enthaltenen Goldes // Zeitsch. Pract. Geol., 1935. J. 43. H. 2. P. 17–26.

В. В. Мурзин

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

Химический состав самородного золота как показатель условий его отложения (на примере Урала)

Более чем 30-летний опыт изучения химического состава самородного золота из золоторудных и золотосодержащих месторождений Урала выявил узкий набор изоморфных элементов-примесей, входящих в состав этого минерала в количестве более 1 мас. %. К ним относятся всего четыре элемента (в порядке частоты встречаемости) – Ag, Hg, Cu и Pd. В более низких концентрациях по данным спектрального, лазерного микроспектрального (локальность 20–40 мкм) и рентгеноспектрального микроанализа (локальность 2–5 мкм) в золоте фиксируются несколько десятков элементов, в том числе с высокой частотой встречаемости. Так, в золоте коренных уральских месторождений средняя частота встречаемости ряда петрогенных элементов (Ca, Si, Mg, Al, Fe) при чувствительности анализа 10^{-4} – 10^{-3} мас. % укладывается в диапазон 52–96 % [Мурзин, 1983; Мурзин и др., 1990]. Для микропримесей золота с меньшей средней частотой встречаемости (Pb, Sb, Ti, Cr, Zn, Co, Bi, Te, As, P, Y и др.) характерны очень широкие вариации встречаемости по отдельным месторождениям – от 0 до 100 %. Это свидетельствует о том, что большинство примесных элементов, обнаруживаемых в составе золота, не являются изоморфными. Эти элементы обязаны присутствию ультрамелких включений минералов – породы, а также сокристаллизующихся с частицами золота. Данный факт создает методическую основу для решения проблемы выявления коренных источников золота в россыпях. Наиболее

современный и чувствительный метод ее решения – LA-ICP- масс-спектроскопия или ICP-MS отдельных частиц россыпного золота.

Локальное обогащение золота примесными элементами связано также с диффузией металлов из контактирующих с ним минералов. Это очень интересное и почти не изученное явление несет информацию о кинетике остывания гидротермальной системы. Ширина диффузионных зон иногда достигает нескольких десятков микрометров, что значительно превышает возможные погрешности их фиксации за счет размеров электронного зонда и вызванной им области вторичного возбуждения вещества. Диффузионное проникновение элементов из минералов, контактирующих с золотом, фиксировалось для Cu, Fe, Bi [Покровский и др., 1977; Чеботарев, Волков, 1973].

В золоторудных и золотосодержащих месторождениях наибольшим распространением пользуются бинарные Au-Ag твердые растворы с различным соотношением компонентов и содержанием других примесей менее 1 мас. %. Наиболее характерны они для руд кварцево-жильных золото-сульфидных месторождений, связанных с магматитами пониженной основности (Березовское, Середовинское и др.), прежде всего – тоналит-гранодиоритовых комплексов, однако распространены и в месторождениях колчеданного семейства, скарновых и других.

Соотношения компонентов в Au-Ag твердых растворах контролируются рядом независимых параметров гидротермальных растворов – температурой, активностью (фугитивностью) S, Te и, вероятно, Se. В большинстве золото-сульфидных и золото-сульфидно-кварцевых месторождений реализуются условия с доминирующей ролью серы. В таких условиях изменчивость температуры и активности серы растворов определяет парагенетические ассоциации сульфидных минералов, а также контролирует состав многих минералов с широким изоморфизмом компонентов. В числе последних минералов экспериментально наиболее изучены пирротин и сфалерит (вариации мольной доли FeS), арсенопирит (вариации соотношений As и S), а также и Au-Ag твердые растворы. Серебро, обладающее большим сродством к сере по отношению к золоту, стремится сконцентрироваться в большей степени в сульфидной форме, нежели в самородной по мере увеличения активности серы для каждой из фиксированных температур. Наличие экспериментальных данных позволяет использовать химический состав указанных минералов для оценки температуры их образования (электрум-сфалеритовый, пирротин-арсенопиритовый геотермометры), а также активности серы минералообразующей среды.

Важное следствие контролирующей роли температуры и активности серы как на парагенетические соотношения сульфидов, так и пределы изоморфизма золота и серебра в гидротермальных системах с доминирующей ролью серы – закономерное изменение пробы частиц самородного золота (или содержания Ag) в процессе эволюции этих систем. При сульфидном рудообразовании сера, как правило, буферизируется реакцией пирит-пирротин. В координатах температура – активность серы линия этой реакции при понижении температуры пересекает линии равновесных содержаний Ag в электруме в направлении от низких их значений к более высоким. Указанная направленность изменения вышеназванных параметров гидротермального раствора обуславливает обычно фиксируемую закономерность понижения пробы частиц самородного золота от ранних его генераций к поздним с одной стороны и к обогащению серебром краевых частей золотин – с другой. Как правило, в ранних ассоциациях (с пиритом, арсенопиритом) присутствует высокопробное золото (920–980), в более поздних сульфидно-полиметаллических (халькопирит, сфалерит, галенит) проба золотин ниже – 880–940. В наиболее поздних ассоциациях с блеклыми

рудами и другими сульфосолями пробность частиц золота – 760–860 и еще ниже. Золото с аномально высокой пробой (980–998) характерно для парагенезисов его с мышьяковистым пиритом, сульфидами мышьяка и сурьмы (антимонит, реальгар и др.) на Арамашевском и Воронцовском месторождениях. Появление аномально высокопробного золота возможно связано с низкой концентрацией серебра в растворе. По крайней мере, руды этих месторождений характеризуются отношением $Au/Ag > 1$.

Для магматогенно-гидротермальных систем с высокой ролью S и Te содержание Ag в золоте определяется в наибольшей степени активностью Te. Такие системы связаны с магматитами габбро-гранитных комплексов повышенной основности (Быньговское, Кочкарское, Светлинское и др. месторождения). Температура и активность Te контролируют как распределение Ag между самородной и теллуридной фазами, так и появление тех или иных парагенезисов теллуридов золота, серебра и различных металлов. Пробность золота при этом хорошо согласуется с экспериментальными данными в системе Au-Ag-Te – в парагенезисах, сформированных при высокой активности теллура (с калаверитом, креннеритом) она составляет 910–970, а в парагенезисах низкой активности теллура (с петцитом, гесситом) она ниже – 800–880. Используя содержание серебра в золоте и равновесие петцит-β-гессит+золото можно рассчитать величины активности теллура и температуры образования теллуридных парагенезисов [Бортников и др., 1988].

Для многих гидротермальных месторождений, связанных с магматизмом повышенной основности, характерно золото с высокими концентрациями Hg (твердые растворы с пределом насыщения 17–18 мас. % Hg) [Мурзин и др., 1981]. В большинстве случаев содержание Hg в Au-Ag фазах, также как и Ag, контролируется температурой и активностью серы, что обуславливает прямую корреляцию содержаний этих элементов в пределах отдельных частиц золота.

Самородное золото с высоким содержанием Cu (более 2–3 мас. %) встречается редко и характерно для гидротермальных систем в базит-гипербазитовых комплексах. В метасоматически измененных гипербазахитах Урала, несущих медистое и медьсодержащее золото, оно известно в родингитах, антигоритовых серпентинитах, магнетит-хлорит-карбонатных породах. Здесь присутствует золото, представленное бинарными фазами – $AuCu_3$ (аурикуприд), AuCu (тетрааурикуприд, рожковит), Au_3Cu (купроаурид), слагающими собственные частицы или присутствующими в решетчатых агрегатах с золотом Au-Ag (иногда с Hg) состава. Решетчатые агрегаты золота являются продуктами твердофазных превращений высокотемпературного трехкомпонентного Au-Ag-Cu твердого раствора с небольшой примесью Hg [Новгородова и др., 1977; Мурзин, Суставов, 1989]. При остывании гидротермальной системы трехкомпонентный твердый раствор распадается на пластинчатые или решетчатые агрегаты бинарных фаз Au-Ag (с Hg) и Au-Cu. Этот распад носит многоступенчатый характер с образованием промежуточных твердых растворов медистого золота – пересыщенных или недосыщенных золотом соединений $AuCu_3$, AuCu и Au_3Cu (соединения Курнакова), а также обогащенного Cu и Hg серебристого золота. Распад промежуточных Au-Cu твердых растворов сопровождался упорядочением структуры фаз стехиометрического состава, особенно ярко проявленным для AuCu, в полном соответствии с этим процессом, наблюдаемом в искусственных сплавах. Высокой смесимости Au, Ag и Cu способствует, таким образом, высокая температура кристаллизации частиц золота. При снижении температуры область смесимости Au, Ag и Cu резко сужается (рис.), однако проявляется даже при 300 °C и ниже и при содержании Cu в Au-Ag твердых растворах < 1 мас. % [Мурзин, Малюгин, 1983].

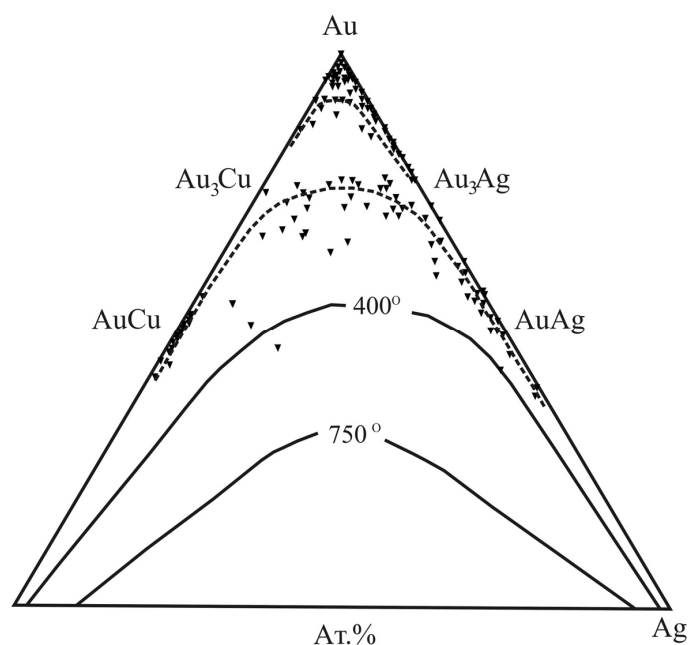


Рис. Химический состав золота из россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов. На диаграмму нанесены изотермы 400 и 750 °С устойчивости твердых растворов Au-Ag-Cu, [Дриц и др., 1979] (сплошные линии) и предполагаемые поля для более низких температур (пунктирные линии).

Другие факторы, ответственные за появление медистого золота при повышенной температуре (300–350 °С) – восстановленный режим, а при пониженной – низкая фугитивность серы рудообразующего флюида, способствующие большей степени концентрирования Cu в самородном состоянии. Повышение окислительного потенциала и фугитивности серы приводят к фиксации Cu в силикатной и сульфидной форме и образованию сначала медьсодержащего золота (2–8 мас. % Cu), а затем обычного серебристого золота (< 1 мас. % Cu). В этом отношении показательны золотоносные метасоматиты Карабашского массива, родингиты которого, сформированные при 420–470 °С и низкой степени окисленности флюида ($\text{CO}_2/\text{CO}_2+\text{CO}+\text{H}_2+\text{CH}_4 = 0.14\text{--}0.22$), несут золото с содержанием меди до 45 мас. %, а магнетит-хлорит-карбонатные метасоматиты, образованные при 380–430 °С и высокой степени окисленности флюида (0.71–0.90) – не более 3 мас. % Cu.

Исследования проведены по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2, финансируемой УрО РАН.

Литература

- Бортников Н. С., Крамер Х., Генкин А. Д. и др. Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (республика Куба) // ГРМ, 1988. № 2. С. 49–61.
Дриц М. Е., Бочвар Н. Р., Гузей Л. С. и др. Двойные и многокомпонентные системы на основе меди: справочник. М.: Наука, 1979. 248 с.

Мурзин В. В. Состав самородного золота Урала и его типоморфное значение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 57 с.

Мурзин В. В., Малюгин А. А. Новые данные о нестабильности природных твердых растворов системы Au–Ag–Cu в области температур менее 350 °C // ДАН СССР, 1983. Т. 269. № 3. С. 723–724.

Мурзин В. В., Малюгин А. А., Бегизов В. Д. и др. Золото // Минералогия Урала: Элементы. Карбиды. Сульфиды. Свердловск: УрО РАН, 1990. С. 68–88.

Мурзин В. В., Покровский П. В., Молошаг В. П. Ртуть в самородном золоте Урала и ее типоморфное значение // ГРМ, 1981. № 4. С. 86–91.

Мурзин В. В., Сустанов С. Г. Твердофазные превращения в природном медистом золоте // Известия АН СССР, серия геол., 1989. № 11. С. 94–104.

Новгородова М. И., Цепин А. И., Горшков А. И. и др. Новые данные по кристаллохимии и свойствам природных интерметаллических соединений системы Cu–Au // Записки ВМО, 1977. Ч. 106. Вып. 5. С. 540–552.

Покровский П. В., Сандлер Г. А., Чесноков Б. В. и др. Особенности распределения серебра, железа, меди и висмута в самородном золоте некоторых уральских месторождений // Тр. Института геологии и геохимии. Вып. 131. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 120–124.

Чеботарев Г. М., Волков Ю. А. Исследование состава включений золота в тонкодисперсном арсенопирите из Мурунтау (методом локального рентгеноспектрального микроанализа) // Записки Узб. Отд. ВМО. Вып. 27, 1973. С. 32–37.

К. А. Новоселов¹, Е. В. Белогуб¹, М. В. Мурдасова²

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

² – Южно-Уральский государственный университет, Миасский филиал

Золоторудные проявления Буйдинской площади, Республика Башкортостан: материалы к геологической экскурсии

Буйдинская площадь, включающая в себя Западно-Буйдинскую и Восточно-Буйдинскую (Ураган-Идрисовскую) зоны, расположена в 15 км к ЮВ от г. Учалы, 0,5–0,7 км западнее пос. Буйда (Республика Башкортостан).

Месторождения рудного золота в районе начали эксплуатироваться с 1890-х гг. Систематическое изучение геологии коренных золоторудных месторождений было начато Н. Н. Дингельштедтом (1927) и продолжено партией НИГРИЗолото под руководством Н. И. Бородаевского, которым впервые предложена их классификация и определены условия локализации руд. Поисковые работы на золото на Буйдинской площади проводились с 1930-х гг. При изучении Буйдинской группы месторождений и проявлений золота одной из партий уральского отделения Цветметразведки были составлены карты с вынесением планов дореволюционных выработок, откартированы жилы, выявлено новое рудопроявление Пик-Тау.

В начале 50-х гг. отработка коренного золота в Учалинском районе была свернута, а большинство эксплуатирующихся месторождений законсервированы (Муртыкты, Буйдинская группа, Орловское, Асфандияровское). Продолжал работать только Миндякский рудник. Поисково-ревизионные работы на золото возобновились в 60-х гг. В 1980 г. завершена работа по прогнозной оценке Учалинского района на

рудное золото (М. В. Смирнов и др., 1980). Реализация рекомендаций М. В. Смирнова на Буйдинской площади воплотилась в 1982–84 гг. Л. А. Лошковой в выявлении перспективных геохимических и геофизических аномалий.

Площадь сложена девонскими вулканогенными и терригенно-вулканогенными образованиями субмеридионального простирания (с востока на запад): поляковской, карамалыташской, улутауской свитами.

Поляковская свита ($S_{1ln2-3} pl$) (мощность от 100 до 900 м) представлена metabазальтами, реже кремнистыми сланцами. Карамалыташская свита ($D_{2ef} kr$) сложена базальтами, их туфами, плагиориодацитами, смешанными туфами, менее развиты кремнистые, углисто-кремнистые сланцы. В южной части мощность свиты значительна, к северу – уменьшается. Породы улутауской свиты ($D_{2zv} ul$) имеют крутое восточное падение. В основании залегает бугулыгирский горизонт – кремнистые сланцы в переслаивании с туфоалевролитами и туфопесчаниками, редко встречаются углисто-кремнистые сланцы. В разрезе свиты преобладают туфы смешанного и кислого состава. Мощность 250–900 м.

Интрузивный магматизм представлен четырьмя комплексами. Раннепалеозойский комплекс ультрамафитов приурочен к отложениям поляковской свиты. Тела ультрамафитов вытянуты в субмеридиональном направлении. В западной части площади преобладают серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, в восточной – клинопироксениты (в т.ч. плагиоклазовые и оливиновые), верлиты, горнблендиты. Эйфельский комплекс представлен дайками габбро, габбродиоритов близмеридионального простирания. Породы прорывают поляковскую и карамалыташскую свиты. Живетский интрузивный комплекс сформирован габбродиоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, которые образуют тела протяженностью до 700–800 м при ширине выходов 200–300 м. Также в составе комплекса выделены субвулканические андезиты. Верхнекаменноугольный комплекс представлен габброидами, микродиоритами, плагиогранитами.

Распределение золотого оруденения контролируется крупными долгоживущими разрывными нарушениями. Происхождение месторождений и рудопроявлений коренного золота, предположительно, связывалось с проявленными здесь эйфельским и живетским интрузивными комплексами. Все месторождения и рудопроявления принадлежат к золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой рудным формациям, при этом чаще наблюдаются смешанные типы. Наряду с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, распространены жилы и штокверки кварц-карбонатного (карбонат-кварцевого) и кварцевого состава с бедной или отсутствующей вкрапленностью сульфидов, содержащих золото [Сурин, 2006].

Восточно-Буйдинская зона контролируется Агыро-Буйдинским разломом. В ее состав входят Ураган-Идрисовское месторождение, Ново-Тимофеевское и Асфандияровское проявления, находящиеся на его продолжении, Ново-Жураковское рудопроявление и ряд точек минерализации [Галиуллин, 2002].

Западно-Буйдинская рудная зона, простирающаяся более, чем на 3.5 км, находится в западной части Буйдинской площади и контролируется Карагайлинским разломом. В субмеридиональном направлении через всю Западно-Буйдинскую зону протягиваются ряд проявлений – Ганеевское месторождение, Октябрьское, Северо-Октябрьское, Старо-Тимофеевское, Северо-Тимофеевское рудопроявления. Форма рудных тел как в плане, так и в разрезе, линзо- и жиллообразная мощностью от 1.5 до 2 м в зонах раздувов до 3–6.5 м. Рудовмещающими являются метасоматически измененные вулканические и осадочные породы различного состава.

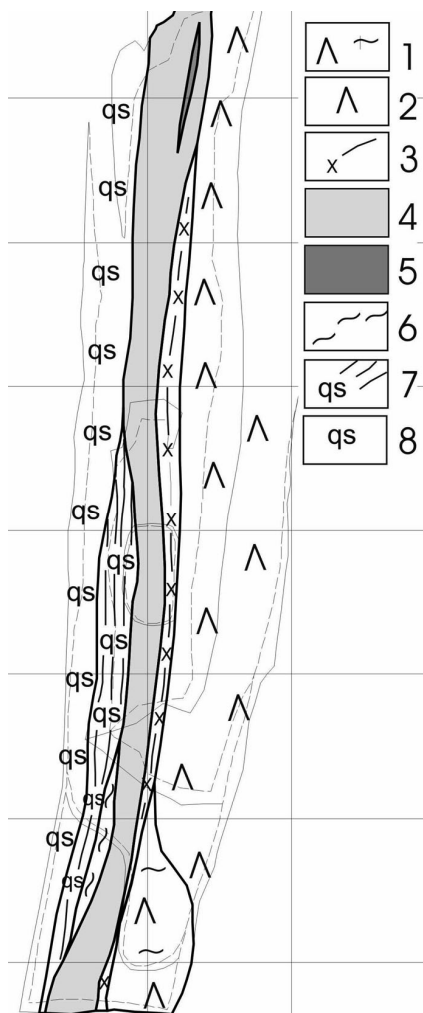


Рис. Схема геологического строения Октябрьского проявления золота (в границах карьера, составили Е. В. Белогуб и К. А. Новоселов). Сеть 50 × 50 м.

1 – кора выветривания по базальтоидам, 2 – базальтоиды с дайками габбро, 3 – хлоритовые сланцы, 4 – листвениты, 5 – кварцевые жилы, 6 – кварц-серicitовые сланцы, 7 – серицит-кварцевые сланцы плитчатые, 8 – серицит-кварцевые сланцы плотные с линзами силицитов.

Рудопоявление Октябрьское было открыто в 1936 г. Оно предоставлено рядом кварцевых жил, залегающих в рассланцованных серицитизированных и лиственитизированных породах. Простираение северное 350–355°, падение вертикальное, мощность 0.3–1.0 м [Галиуллин, 2002]. С 2006 г. участок разведывался и впоследствии был вскрыт карьером ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания». Вскрытая карьером рудная зона разделяет две контрастные толщи (рис.). Восточнее рудной зоны вмещающие породы представлены metabasaltoidной пачкой, а западнее – осадочными, измененными вулканогенно-осадочными и вулканическими породами кислого состава.

Хлоритизированные базальтоиды восточной стенки карьера представлены темно-зелеными, как правило, рассланцованными породами. Микроскопически они представлены мелкозернистым призматически-зернистым

актинолитом, интерстиции которого выполнены кварцем и альбитом. Широко распространены клиноцоизит и эпидот. По мере приближения к рудной зоне возрастает степень рассланцевания и количество хлорита, порода переходит в хлоритовый сланец. В базальтоидах встречаются дайки средне-мелкозернистых меланократовых амфиболовых габбро.

Вмещающими породами непосредственно рудной зоны являются хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы. Хлоритовые сланцы содержат линзы тальковых, тальк-хлоритовых сланцев и будинообразные тела массивных существенно хлоритовых пород. Хлоритовые сланцы рудной зоны под микроскопом представляют собой тонкочешуйчатый лепидонематобластовый агрегат клинохлора с редкими метакристаллами доломита. При дифрактометрическом изучении обнаруживается постоянная примесь кварца и доломита. Тальковые породы содержат незначительную примесь клинохлора, в них распространены прожилки карбоната, содержащие мелкие кристаллики пирита.

Серицит-кварцевые сланцы и силициты, распространенные в западной части карьера вне рудной зоны, обнаруживают под микроскопом обломочную структуру песчанистой, алевритовой размерности. В составе сланцев преобладают кварц и мусковит-2M₁, в некоторых участках силицитов кварц содержит мельчайшие глобулы гематита, иногда в таких участках наблюдается омарганцевание. Кварц-серицитовые сланцы в рудной зоне отличаются от описанных выше более преобразованными структурами – реликтовые тени обломков затушеваны развитием тонкоchешуйчатого серицита и присутствием альбита. Иногда серицитовые сланцы развиваются по плагиоклазовым дацитам и порфиоровые вкрапленники сохраняются. Серицит представлен смесью политипных модификаций 2M₁ и 1M (3T ?). В породе наблюдается неравномерная вкрапленность метакристаллов пирита, размеры которых достигают 1–3 мм. Выделение рудных тел в кварц-серицитовых сланцах производится по результатам опробования, минеральный состав руд отличается от безрудных сланцев только увеличенным количеством пирита.

Руды месторождения на стадии отработки его верхней, окисленной части, были разделены на три основных природно-технологических типа, условно названных при отработке: «лиственитовый», «березитовый» и «кварцевый». «Лиственитовые» руды представляют основной объем рудной залежи, содержания в них золота обычно составляют 1–1.5 г/т. Листвениты в различной степени рассланцованы, текстура сланцеватая, массивная, прожилково-вкрапленная за счет развития сети хаотично-ориентированных карбонатных прожилков. В окисленной части листвениты охристые, рыхлые, с глубиной становятся более крепкими. Основными минералами являются частично окисленный карбонат (преобладает железосодержащий доломит), кварц, клинохлор и фуксит. В зоне перехода лиственитов во вмещающие породы содержание хлорита увеличивается, слюдистого минерала – падает. Главный рудный минерал – пирит – в различной степени окислен, вплоть до полных псевдоморфоз лимонита. Интересно отметить, что фуксит сохраняет цвет даже в полностью окисленных рудах, в то время, как хлорит окисляется быстро, приобретая желтовато-бурый оттенок. По-видимому, подавляющее количество золота связано с пиритом. Из-за неполного окисления пирита извлечение золота гидрометаллургическими методами даже из окисленных руд составляет всего около 45 %.

«Березитовые» руды имеют кварц-альбит-серицитовый состав. Основной рудный минерал – пирит. Содержания золота в этом типе руд ниже, чем в преимущественно «карбонатных» рудах (лиственитах) и редко превышают 1 г/т. Извлечение золота низкое. Содержания золота в «кварцевом» типе составляют, в среднем, около 3 г/т. Золото распределено неравномерно. В жильной массе, помимо преобладающего кварца, также встречается кальцит; иногда в интерстициях кварца находятся агрегаты тонкого серицита. Из рудных минералов обнаружены галенит, реже – пирит. Именно в этом типе руд присутствует самородное золото. При условии тонкого дробления (до 0.2 мм) извлечение золота из этих руд достигает 80 %.

Таким образом, золоторудные проявления Буйдинской площади относятся к структурно контролируемому эпигенетическому типу золотой минерализации. Вмещающие породы метаморфизованы до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Околорудные изменения пород проявлены в формировании лиственитов и кварц-серицитовых сланцев. По стилю оруденение близко к орогенным мезотермальным месторождениям золота в зеленокаменных поясах [Dube, Gosselin, 2007].

Литература

Галиуллин Б. Г. Отчет «Результаты поисково-оценочных работ на золото на Ураган-Идрисовском участке». Уфа, 2002ф.

Сурин С. В. Проект на проведение разведочных работ на Западно-Буйдинской рудной зоне. Учалы, 2006ф.

Dube B., Gosselin P. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits / In Goodfellow W.D. ed. Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. № 5. P. 49–73.

И. Б. Галиуллин

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Геохимическая зональность Ганеевского месторождения золота на Буйдинской площади (Учалинский район, Республика Башкортостан) (Научный руководитель В. В. Бабенко)

В работе рассмотрены геологическое строение и геохимическая зональность Ганеевского месторождения коренного золота, расположенного на территории Учалинского района Республики Башкортостан в Западно-Буйдинской рудной зоне, входящей в состав Ураган-Идрисовского участка. В хронологическом порядке приведен перечень ранее проведенных исследований с краткой аннотацией результатов выполненных работ.

Ганеевское месторождение залегает в субмеридиональной полосе метасоматитов шириной от 20 до 50 м и ограничивается на севере разломом СВ простираения. В центральной части месторождения прослежен пострудный разлом сбросо-сдвигового характера, разделяющий его на южную и северную части. Азимут простираения разлома 40° с крутым (75°) углом падения на юго-восток. В южной части метасоматиты на западе контактируют с базальтами и туфами карамалыташской свиты, габбро-диоритами, габбро и серпентинитами; на востоке они ограничиваются метабазами поляковской свиты нижнего силура, габброидами и серпентинитами. Северная часть полосы метасоматитов на западе имеет извилистые резкие контакты с отложениями бугулыгирского горизонта, включающего кремнистые сланцы, туфы и кварц-гематитовые породы, которые вблизи пострудного разделяющего разлома в ряде случаев встречаются в останцах среди окружающих их метасоматитов; на востоке – контактируют с дайками габброидов и базальтами, туфами карамалыташской свиты.

Метасоматиты образуют серию ритмично переслаивающихся зон лиственитов и околорудных метасоматитов серицит-кварцевого состава. Листвениты чаще всего развиты по серпентинитам (с образованием переходных зон или без них), а березито-подобные серицит-кварцевые, карбонат-кварцевые, кварцевые метасоматиты несут в себе реликты микроплагиогранитов. Наиболее продуктивными на золоторудную минерализацию являются приконтактные части сочленения лиственитов с березито-подобными метасоматитами, т.е. контакты ультрабазитов и плагиогранитов.

Для определения корреляционных зависимостей между содержаниями химических элементов в рудах Ганеевского месторождения было выделено 4 класса руд в

зависимости от содержаний золота (г/т): 0.5–1.5, 1.5–3.0, 3.0–5.0 и > 5. Кроме руд, корреляционная зависимость между элементами рассматривалась в околорудных метасоматитах, представленных лиственитами, и во вмещающих породах, представленных корой выветривания туфов основного состава. В каждом отдельном случае рассматривались результаты спектрального анализа 40 проб. Математическая обработка результатов спектрального анализа проводилась на компьютере с помощью программ «Stat 6.0» и «Surfer».

В результате математической обработки данных получены статистические оценки параметров распределения элементов, матрицы парных коэффициентов корреляции между элементами, матрицы значений факторных нагрузок, а также построены дендрограммы по степени корреляционной связи между элементами и диаграммы факторных нагрузок признаков (элементов) на главные компоненты.

В рудах *с содержанием золота 0.5–1.5 г/т* отмечается тесная прямая связь между халькофильными элементами Ag–Pb, Ag–Bi, а также Ag–Mo, Mo–Pb, Mo–Bi, Zn–Sn, которые входят в парагенетический ряд гидротермальных золото-сульфидных и медно-молибденовых месторождений, связанных с кислыми интрузиями. Содержания этих элементов в рудах большей частью аномальные, что говорит об их гидротермальном привносе и накоплении. Золото в рудах этого класса содержаний не обнаруживает прямой корреляционной зависимости с указанными элементами, но выявляется слабо выраженная обратная зависимость с ванадием, характерным для ультраосновных пород, что позволяет предположить отсутствие связи золотого оруденения с ультраосновными породами.

В рудах *с содержанием золота 1.5–3.0 и 3.0–5.0 г/т* также не выявлена значимая прямая (и обратная) его зависимость с содержаниями рассмотренных 14 элементов, но отмечается достаточно тесная прямая взаимосвязь между содержаниями элементов ультраосновного комплекса – Cr, Co, Ni, (V, Ti), а также халькофильными элементами вышеупомянутого парагенетического ряда элементов золото-сульфидных гидротермальных месторождений – Ag, Cu, Pb, Bi, Mo. Эти факты говорят о том, что значительную долю рассматриваемых руд слагали гидротермально измененные ультраосновные породы, на которые наложена сульфидная (преимущественно пиритовая) минерализация. Преобразование пород и привнос золота, вероятно, происходили под воздействием растворов различного состава и в разное время, что подтверждается различным составом прожилков и метасоматитов – от лиственитов (березитов) до серицит-кварцевых, карбонат-кварцевых и собственно кварцевых метасоматитов. Полигенный и полихронный привнос золота обусловил отсутствие корреляционных связей с типоморфными элементами.

В рудах *с содержаниями золота > 5 г/т* проявляется тесная прямая корреляционная зависимость его содержаний с типоморфным комплексом рудогенных халькофильных элементов-индикаторов золото-сульфидного оруденения – Ag, Pb, Zn, Bi. Здесь же появляется прямая зависимость содержаний Au с Cr и Mn, причем эти элементы генетически связаны с различными процессами, что и отображается в виде отсутствия корреляционных связей их содержаний. Хром обнаруживает связь с содержаниями никеля, что характерно для ультраосновных пород, т.е. эти элементы и их поведение вероятнее всего петрогенные, связанные с первичными породами, по которым образовались руды. Марганец в богатых рудах обнаруживает значимую прямую корреляционную зависимость еще с Ag и приближающуюся к значимой – с Zn, Pb и Bi. Марганец чаще всего накапливается в жильных минералах, поведение его в геохимических ореолах неоднозначное, но он очень часто образует зоны ано-

мальных содержаний в ореолах сульфидных месторождений, т.е. косвенно участвует в процессах сульфидного рудогенеза.

Выявленная прямая корреляционная связь содержаний золота с Ag, Pb, Zn, Bi и аномальные их концентрации, характерные для центральных (рудных) частей ореолов большинства золото-сульфидных месторождений, говорит о принадлежности основного оруденения к золото-сульфидной рудной формации. По составу элементов спутников можно предполагать связь оруденения с кислыми интрузиями.

В рассматриваемых рудах обнаруживаются аномальные содержания и прямая тесная корреляционная взаимосвязь между Co, V, Ni, Sn, Cu – элементами высокотемпературной, тыловой части геохимических ореолов золото-сульфидных месторождений. Ряд из этих элементов (Co, Sn) имеют положительную связь с элементами центральной части ореола – Ag, Pb, Bi, что может говорить о переходной части зоны ореола – от тыловой к центральной.

Полученные данные по зональности ореола могут указывать на последовательное пространственное совмещение двух зон геохимических ореолов без существенного перераспределения элементов за счет того, что первый этап (или этапы) рудоотложения характеризовался более высокими значениями термодинамических показателей – давления и температуры. Отсюда можно предполагать этажное распределение зон локализации золотого оруденения в данном рудном поле. Верхний этаж оруденения на рассматриваемом участке уже срезан процессами эрозии, но на других участках рудного поля он может быть сохранившимся, что значительно увеличивает перспективы флангов данного месторождения и всего рудного поля в целом.

В *околорудных и рудовмещающих метасоматитах* отмечается неравномерное распределение содержаний и, соответственно, сложная картина корреляционных связей основных индикаторных петрогенных и рудогенных элементов, по которой очень трудно делать какие-либо выводы без дополнительной информации.

Во *вмещающих породах* наиболее тесная прямая корреляционная зависимость наблюдается между Cr и Ni ($R_0 = 0.94$), что при аномальных содержаниях Cr до 0.2 % может говорить о значительном влиянии в выборке проб ультраосновного (серпентиниты) состава, которые широко распространены на исследуемом участке. Об этом говорят также положительные корреляционные зависимости между V, Co и Ti, содержания которых находятся на уровне фоновых. Отмечается прямая корреляционная зависимость между содержаниями большинства халькофильных элементов Ag–Cu, Pb–Zn, что может указывать на незначительный их привнос, учитывая слабо повышенные относительно фоновых содержания. Но содержания халькофильного цинка не дают прямой корреляционной зависимости с большинством других халькофилов – Ag, Cu и, в то же время, коррелируют с элементами ультраосновных и кислых пород – Ti, V, Co, Sn. Это, вероятно, связано с перераспределением цинка в ходе гипергенеза и многофазного воздействия на вмещающие породы в результате полихронного внедрения интрузивных тел различного состава (Учалинский комплекс, Ургуновский комплекс, Ахуновский комплекс). Содержания золота во вмещающих породах крайне неравномерные (от фоновых, до промышленных – 2.7 г/т), но отмечается его прямая корреляционная зависимость с содержаниями Ag и Zr. Золото и серебро обнаруживают весьма тесную связь на большинстве золото-сульфидных и золото-сульфидно-кварцевых месторождений. Прямая корреляционная зависимость с Zr может указывать на генетическую связь золота как с кислыми породами Ахуновского комплекса, так и с ультраосновными породами раннепалеозойского возраста.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Образование месторождения вероятно связано с магматической активностью. В процессе рудоотложения в гидротермально-магматических системах важную роль играли магматогенные флюиды, а также метеорные воды.

2. В пределах Ганеевского месторождения можно выделить четыре генерации руд золота, что необходимо учитывать при разработке месторождения и при выборе оптимального способа извлечения золота.

В. В. Зайков, Н. Н. Анкушева, И. Ю. Мелекесцева
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
zaykov@mineralogy.ru

Условия образования сульфидных жил золото-колчеданно- полиметаллических месторождений и рудопроявлений Баймакского рудного района, Южный Урал

Исследованные золото-колчеданно-полиметаллические объекты приурочены к островодужным девонским вулканогенным толщам одноименного рудного района на Южном Урале и относятся к баймакскому типу колчеданных месторождений [Сопко и др., 1973; Зайков, 2006]. От месторождений уральского типа они отличаются полиметаллическим профилем и повышенными содержаниями Au и Ag. Месторождения представлены залежами различной сохранности и штокверковыми зонами разной степени эродированности. Минералы благородных металлов в рудах представлены самородными золотом и серебром, электрумом, гесситом, кервеллеитом, акантитом и Ag-содержащими сульфидами меди.

Для оценки физико-химических параметров гидротермальных растворов, принимавших участие в минералообразовании, были исследованы флюидные включения микротермометрическим методом с использованием аппаратуры THMSG-600 (Linkam), позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале от -196 до $+600$ °C. Микроскоп Olympus (объектив $50\times$), управляющее программное обеспечение LinkSys 32. Точность измерений ± 0.1 °C в интервале $-20 \dots +80$ °C и ± 1 °C за его пределами. Солевой состав гидротермальных растворов во включениях оценивался по температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Температуры гомогенизации фиксировались в момент исчезновения газового пузырька при нагревании препарата и приняты за минимальные температуры процесса минералообразования [Реддер, 1987]. Концентрации солей для включений без плотных газов в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз [Bodnar, Vityk, 1994]. Для термобарогеохимических исследований использовались прозрачно-полированные шлифы, проведено 40–45 измерений по каждому объекту.

Северо-Уваряжское месторождение приурочено к зоне кулисообразных тел серицит-кварцевых метасоматитов северо-восточного простирания длиной около 7 км с восточным падением [Зайков, 2006]. Формирование рудоносной зоны связано с эффузивно-экструзивными куполами риодацитов, образовавшимися на заключительной стадии среднедевонского вулканизма. Штокверковые руды (вкрапленность, прожил-

ки и жилы сульфидов с отдельными полосами сплошных метасоматических сульфидно-баритовых руд) установлены на наиболее эродированном северном фланге месторождения и приурочены к рудоподводящему каналу, осевая часть которого, вероятно, фиксируется богатыми барит-сульфидными жилами. Флюидные включения исследованы в барите из этих жил с многочисленными зернами электрума (скв. 4324, обр. 4324/48). Выше по разрезу (гл. 42, 43 и 45 м) в рудах обнаружены самородное серебро, ртутистый электрум, акантит, гессит и кервеллеит. Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда (25–30 %) неравномерно распределены в виде сгустков и рассеянной вкрапленности в баритовой матрице.

На *Утреннем рудопроявлении* сульфидные залежи приурочены к апикальной части и склонам риодацитового купола [Зайков, 2006]. Рудное тело протяженностью около 250 м залегает с пологим восточным падением (25–30 до 45°). В его кровле залегают гематит-кварцевые породы, сходные с продуктами придонного окисления сульфидных рудокластов. Ниже располагаются массивные баритсодержащие сфалерит-пиритовые и халькопирит-сфалерит-пиритовые руды мощностью до 5 м, секущиеся галенит-сфалеритовыми прожилками. В подошве сплошных руд залегают прожилково-вкрапленные халькопирит-сфалеритовые и сфалеритовые вкрапленные руды с кальцитом в брекчиевидных хлоритизированных риолитах, из которых был отобран материал для исследований (скв. 4228, обр. 4228/438.7, 439.5). Выше по разрезу (гл. 425.1–427.5 м) в барит-пиритовых апообломочных рудах найдены самородное золото и недиагностированный сульфид Cu и Ag.

На *Звездном рудопроявлении* рудовмещающими породами являются псефито-псаммитовые вулканомиктовые отложения кислого и смешанного состава [Зайков, 2006]. Позиция оруденения определяется поверхностью субвулканического тела кварцевых дацитов. Рудные тела или примыкают к этой поверхности или отделяются маломощными (до 1.7 м) интервалами метасоматитов. Халькопирит-пиритовые массивные руды слагают верхний рудный горизонт и имеют мощность около 10 м. Ниже залегают пирит-халькопирит-сфалеритовые слоистые обломочные руды, иногда с градационной слоистостью. Барит-халькопирит-сфалеритовые вкрапленные руды залегают в нижней части рудного тела и сложены агрегатами полосчатой текстуры с реликтами метасоматитов.

Для исследований использовались образцы скв. 4117 (обр. 4117/357.5), где на глубине 354.7–358.5 м серицит-кварцевые метасоматиты рассечены сульфидными прожилками мощностью до 1 см с кварцем, баритом и серицитом. Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит встречаются в зальбандах, тогда как кварц, барит и серицит приурочены к центральным частям прожилков. В этом интервале найдены гессит, вольтскит(?) и Ag-содержащий алтаит в ассоциации с галенитом, сфалеритом и халькопиритом.

В *барите Северо-Уваряжского месторождения* обнаружены двухфазные флюидные включения двух разновидностей, состоящие из газового пузырька и прозрачной светлой жидкости. Они отличаются по размеру, форме и измеренным параметрам. Включения первой разновидности размером 10–13 мкм имеют удлиненную или изометричную форму, часто с элементами огранки (типа «отрицательного кристалла»), что отвечает первичным включениям. По температурам эвтектики установлено, что барит образован водными растворами с преобладанием NaCl и, возможно, примесью Na₂SO₄ в концентрациях 3.0–5.0 мас. % NaCl-экв. (температуры плавления льда –1.8...–3.0 °C). Температура гомогенизации включений составила 160–170 °C.

Вторая разновидность включений размером 5–10 мкм имеет округлую изометричную форму. Из-за малых размеров включений температуры эвтектики не были определены, а по температурам плавления последних кристаллов предполагаемая соленость раствора равна 8.8–11.9 мас. % NaCl-экв. Температуры их гомогенизации – 210–240 °С.

В *кальците Утреннего рудопроявления* наблюдались двухфазные флюидные включения размером 10–13 мкм овальной, удлинённой морфологии, иногда с отростками. Включения располагаются в минерале неравномерно, не имеют видимой связи с трещинами, что указывает на их первичность. Температуры эвтектики (–21.0...–22.1 и –33.0...–33.8 °С) говорят о преобладании в растворах NaCl с примесью MgCl₂. Концентрации солей в растворе – 1.8–3 мас. % NaCl-экв. (температуры плавления последнего кристаллика льда – –0.7...–1.8 °С). При нагревании флюидные включения гомогенизировались при 156–170 °С.

Флюидные включения в *кварце Звездного рудопроявления* имеют размеры 10–12 мкм и округлую форму. При их охлаждении температуры эвтектики достигались при –33.0...–33.7 °С, показывая преобладание MgCl₂ в растворе. Температуры плавления последних кристалликов льда (–2.1...–4.4 °С) свидетельствуют о концентрации солей 3.7–7.7 мас. % NaCl-экв. Гомогенизация флюидных включений происходила при 145–157 °С.

Исследования показали, что барит-кварц-сульфидные жилы с благороднометальной минерализацией, относящиеся к придонной гидротермальной рудной фации (штокверковым прожилково-вкрапленным рудам) [Зайков, 2006], образовались из гидротермальных растворов с широким спектром солености от 1.8 мас. % NaCl-экв. на Утреннем рудопроявлении до 11.9 мас. % на Северо-Уваряжском месторождении (рис.). Сульфидные жилы родственных месторождений Баймакского рудного района имеют сходные значения солености растворов: 4.5–8 (кварц, Таш-Тау) и 2–8 (кварц, Вишневокское) мас. % NaCl-экв. [Зайков, Анкушева, 2008]. Температуры гомогенизации включений на месторождениях варьируют от 120 °С (кварц, Вишневокское), 240 °С (барит, Северо-Уваряжское) до 280 °С (кварц, Таш-Тау) (см. рис.).

Исследованные месторождения могут быть сопоставлены с золотосодержащими гидротермальными сульфидными полями современных островодужных систем Тихого океана. Изучение флюидных включений на этих полях показывает, что соленость флюидов составляет 3.4–5.8 [Binns et al., 1993] и 2.7–6.9 мас. % NaCl-экв. [Бортников и др., 2004] (барит, гора Франклин, бассейн Вудларк); 1.6–4.2 (опаловидный кремнезем), ~6.6 (барит) и 5.3–7.2 мас. % NaCl-экв. (ангидрит, Венский лес, бассейн Манус) [Бортников и др., 2004], ~ 5 мас. % NaCl-экв. (сфалерит, поле Ваи Лили, бассейн Лай) [Herzig et al., 1993]. Температуры гомогенизации варьируют от 128 °С в опаловидном кремнеземе (Венский лес) до 316 °С (гора Франклин) [Бортников и др., 2004].

В целом, соленость флюидов сульфидных построек редко равна солености морской воды (~3.5 мас. % NaCl), показывая, что в формировании этих систем принимают участие флюиды, отличные по составу от морской воды [Бортников, Викентьев, 2005]. Значения солености ниже и выше солености морской воды указывают на участие магматического флюида в минералообразовании и фазовую сепарацию флюида. Так, во флюиде поля Брэндон (узел Рапа Нуи, 21° ю.ш. ВТП), установлены минимальные значения солености жидкой фазы 2.2 мас. % NaCl и газовой – от 1.74 до 1.98 мас. % NaCl (прямые замеры) [Von Damm et al., 2003], тогда как на поле Логачев (14°45' с.ш. САХ) значения солености достигают 26 мас. % NaCl (данные по флюидным включениям) [Bortnikov et al., 1997]. Указания на фазовую сепарацию име-

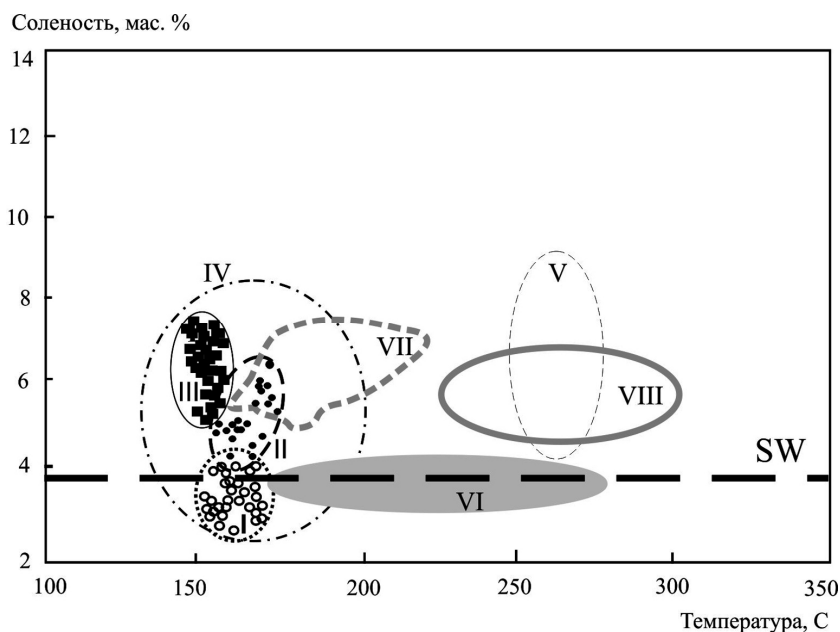


Рис. Соотношение концентраций солей в растворах флюидных включений и температур их гомогенизации.

Поля месторождений Баймакского рудного района: I – кальцит Утреннего рудопоявления (обр. 4228/438.7, 439.5), II – барит Северо-Уваряжского месторождения, III – кварц Звездного рудопоявления (обр. 4117/339.2, 357.5), IV – кварц Вишневого месторождения (обр. 3273/217, 250), V – кварц Таш-Тау (обр. В-1, 14-22) [Анкушева, Зайков, 2008]. Поля современных построек в Тихом океане: VI – барит и ангидрит, бассейн Манус, VII – барит, г. Франклин, бассейн Вудларк [Бортников и др., 2004], VIII – сфалерит и барит, поле Ваи Лили, бассейн Лай [Herzig et al., 1993].

ются не только для построек на морском дне, но и под его поверхностью: так, солёность флюидов, сформировавших ангидрит сульфидно-сульфатных брекчий под поверхностью гидротермального поля ТАГ варьирует от 1.9 до 6.2 мас. % NaCl-экв. [Petersen et al., 2000].

Таким образом, результаты изучения флюидных включений в минералах из древних колчеданных систем показывают их сходство с современными гидротермальными сульфидными полями как по температурам гомогенизации, так и по солёности законсервированных в них гидротермальных растворов (см. рис.).

Исследования выполнены при поддержке Минобрнауки (темплан ЮУрГУ, проект 1.9.08) и интеграционного проекта УрО–СО РАН (проект 09-И-5-2004).

Литература

- Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.
Бортников Н. С., Викентьев И. В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом океане // ГРМ. 2005. Т. 47. № 1. С. 16–50.

Бортников Н. С., Симонов В. А., Богданов Ю. А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // ГРМ. 2004. Т. 46. № 1. С. 74–87.

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

Зайков В. В., Анкушева Н. Н. Параметры гидротермальных растворов, формировавших золото-колчеданно-полиметаллические месторождения Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Мат. XIII Междунар. конф. по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS. М.: ИГЕМ РАН, 2008. Т. 2. С. 41–44.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с.

Сопко П. Ф., Исмагилов М. И., Серавкин И. Б., Сопко Л. Н. Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. М.: Наука, 1973. 224 с.

Binns R. A., Scott S. D., Bogdanov Y. A. et al. Hydrothermal oxide and gold-rich sulfate deposits of Franklin Seamount, Western Woodlark Basin, Papua New Guinea // *Economic Geology*, 1993. Vol. 88. № 8. P. 2122–2153.

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

Bortnikov N. S., Krylova T. L., Bogdanov Yu. A. et al. The 14°45' N hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge: fluid inclusions and sulfur isotope evidence for submarine separation // *Mineral Deposits: Research and Exploration, Where do they meet?* Rotterdam: Balkema. 1997. P. 353–356.

Herzig P. M., Hannington M. D., Fouquet Y. et al. Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau back arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the Southwest Pacific // *Economic Geology*, 1993. Vol. 88. № 8. P. 2182–2209.

Petersen S., Herzig P. M., Hannington M. D. Third dimension of a presently forming VMS deposit: TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge, 26° N // *Mineralium Deposita*, 2000. Vol. 35. № 2–3. P. 233–259.

Von Damm K. L., Lilley M. D., Shanks III W. C. et al. Extraordinary phase separation and segregation in vent fluids from the southern East Pacific Rise // *Earth and Planetary Science Letters*, 2003. Vol. 206. P. 365–378.

М. В. Мурдасова, А. М. Юминов

*Южно-Уральский государственный университет, Миасский филиал
mary_7-88@email.ru*

**Условия образования группы золоторудных месторождений Контрольное
(Учалинский район, Башкортостан)
(научный руководитель Е. В. Белогуб)**

Работа написана на основе изучения флюидных включений в кварце и барите из золотоносных сульфидных руд месторождений Контрольное III и Южно-Контрольное. Целью исследования является оценка условий минералообразования группы Контрольных месторождений. Для проведения анализа использовался метод термобарогеохимии с измерением температур гомогенизации флюидных включений. Исследования проводились на микротермостойке THMSG-600 (LINKAM), позволяющем проводить измерения температур фазовых переходов в интервале от –196 до

+600 °С, с микроскопом Olympus (объектив 50?). Управляющее программное обеспечение LinkSys V-2.39. Точность измерений ± 0.1 °С.

Группа золоторудных Контрольных месторождений располагается в Учалинском районе в 20 км от г. Учалы, они отрабатываются ЗАО НПФ БЗК с 2006 г. Месторождения приурочены к вулканогенно-осадочной толще среднедевонского возраста (D₂ef-zv kr). Район месторождений сложен чередованием потоков порфировых базальтов, андезидацитов и вулканогенно-обломочных пород основного и среднего состава невыдержанной мощности [Крылатов и др., 2006].

Рудные тела крутопадающие, имеют субмеридиональное простирание и приурочены к верхней части потоков средне-основного состава от андезибазальтов до дацитов. Основной объем руд представлен вкрапленными и прожилково-вкрапленными разновидностями. Первичные сульфидные руды состоят из пирита, галенита, сфалерита и блеклой руды (теннантита, иногда обогащенного серебром), редких выделений самородного золота, и нерудных – кварца, барита, серицита, эпидота [Белогуб и др., 2007]. В осевой части рудной зоны распространены жилы и линзы сульфидно-баритового, сульфидно-кварц-баритового состава. Во вмещающих породах (дацитах и андезитах) также отмечаются кварцевые и кварц-баритовые жилы, кварц и барит из которых послужили объектами изучения.

В кварце и барите из сульфид-содержащих и безрудных жил были выделены группы первичных и вторичных флюидных включений. Первичные включения в обоих минералах преимущественно имеют округлую или вытянутую овальную, трубчатую форму, местами с элементами внутренней огранки размером до 3–6 мкм, редко 10 мкм. Встречаются как двухфазные (водный раствор и газовый пузырек с отчетливой округлой формой светлого цвета, занимающий 10–50 % от общего объема включения), так и многофазные (водный раствор, газовый пузырек и кристаллическая фаза) включения. Они приурочены к линейным зонам и сульфидным минералам в зернах кварца или барита. Вторичные включения (1–2 мкм) в большом количестве встречаются в виде вытянутых цепочек вдоль залеченных трещин.

Пригодные для измерений температур гомогенизации первичные включения были обнаружены в 3-х из 9 изготовленных прозрачно-полированных препаратов. Результаты измерений первичных флюидных включений показали, что температуры гомогенизации включений в кварце составляют 160–320 °С (рис. 1.), в барите – 160–250 °С (рис. 2.).

Генезис золото-сульфидных руд Контрольных месторождений дискуссионен. С одной стороны, по минеральному составу и приуроченности к контакту между вулканическими потоками месторождения близки колчеданному семейству, сформировавшемуся на или вблизи морского дна палеобассейна. С другой стороны, отсутствие массивных колчеданных руд и тесная ассоциация с кварц-серицитовыми метасоматитами роднит их с гидротермальными барит-полиметаллическими жилами.

Повышенная золотоносность свойственна колчеданным месторождениям баймакского (куроко) типа. Температуры гомогенизации флюидных включений в барите месторождения Балта-Тау (тип куроко) лежат в диапазоне от 100 до 240 °С [Holland et al., 2003], что совпадает с таковыми для барита на месторождении Контрольное. Более высокие температуры образования барита 280–320 °С установлены для гидротермального узла Семенов (СХ) [Мелекесцева, Анкушева, 2009]. Температура образования кварца на колчеданных месторождениях обычно несколько выше, чем барита. Например, в кварце руд Дегтярского месторождения (Ср. Урал) и Таш-Ярского

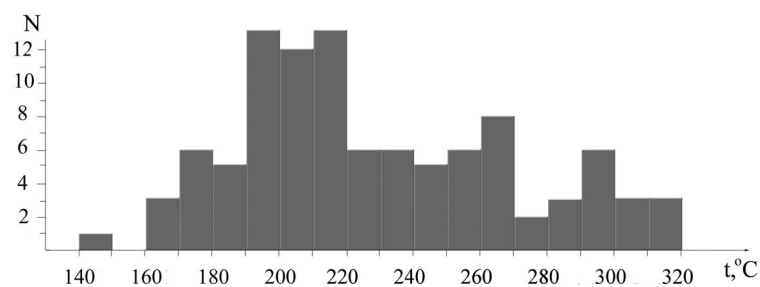


Рис. 1. Гистограмма температур гомогенизации флюидных включений в кварце.

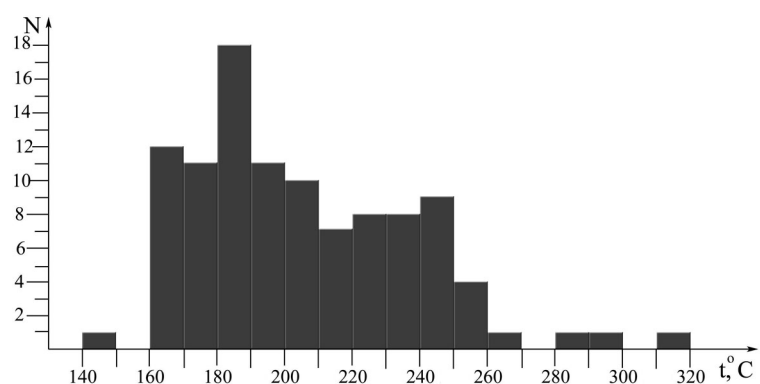


Рис. 2. Гистограмма температур гомогенизации флюидных включений в барите.

(Ю. Урал), она варьирует от 210–220 до 440–465 °С соответственно [Викентьев, 2004]. Для золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений температура гомогенизации включений в кварце составляет от 200–230 °С до 300–340 °С (Улуг-Саир в Западной Туве) [Зайков и др., 2009], на Качкарском и Березовском месторождениях – 180–400 °С [Бакшеев и др., 1998; Прокофьев, Спиридонов, 2005].

Основные различия между колчеданными и родственными месторождениями и типичными золото-сульфидно-кварцевыми заключаются в различном составе и концентрации флюидов. В колчеданных месторождениях преобладает NaCl в концентрациях, близких к морской воде, а в гидротермальных золото-кварцевых состав флюида более сложный, а соленость значительно более высокая.

Из полученных данных можно сделать следующие выводы:

- 1) кварц образовался в более высокотемпературную стадию, а барит – в более низкотемпературную;
- 2) температуры образования кварц-баритовых жил в рудах и вмещающих породах близки друг другу.

Для решения вопроса об источнике флюида и генезисе оруденения необходимо установить состав включений.

Работы поддержаны Минобрнауки (темплан ЮУрГУ, проект 1.9.08).

Литература

Бакшеев И. А., Прокофьев В. Ю., Устинов В. И. Условия формирования жильного кварца Березовского золоторудного поля, Средний Урал, по данным изучения флюидных включений и изотопным данным // Уральская летняя минералогическая школа-98. Екатеринбург: УГГА, 1998. С. 41–49.

Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Мурдасова М. В. Информационный отчет о результатах работ на месторождениях Контрольное III и Южно-Контрольное, 2007. 15 с.

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

Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А. и др. Алдан-Маадырская золоторудная зона на западном фланге Саяно-Тувинского разлома // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 123–127.

Крылатов В. А. и др. Проект работ по объекту: «Поиски месторождений рудного золота в пределах Курпалинской площади» на 2006–2009 гг., 2006ф.

Мелекесцева И. Ю., Анкушева Н. Н. Условия образования барита из кластогенных руд Северо-Восточного поля в гидротермальном узле Семенов (13°31' с.ш. СХХ) // Тез. докл. XIII Школы по морской геологии. М., 2009. С. 179–182.

Прокофьев В. Ю., Спиридонов Э. М. Состав метаморфогенных флюидов и условия преобразования руд Кочкарского золоторудного месторождения (Южный Урал) // II Всероссийское петрографическое совещание «Петрография на рубеже XXI века». Т. 3. Сыктывкар, 2005. С. 88–90.

Holland N. G., Roberts S. R., Herrington R. J., Boyce A. J. The Balta Tau VMS deposit: an ancient gold-rich white smoker? // Mineral Exploration and Sustainable Development (eds. D. Eliopoulos et al.), Rotterdam, Millpress, 2003. Vol. 1. P. 123–126.

С. И. Полуэктов

Южно-Уральский государственный университет, Миасский филиал

Poluektov_min@mail.ru

Золото месторождения Васин (Кумакский рудный район, Оренбургская обл.) (научный руководитель Е. В. Белогуб)

Работа написана по материалам, накопленным в период прохождения производственной практики в ООО «Оренбургская горная компания» на месторождении Васин. Золоторудное месторождение Васин входит в состав Кумакского золоторудного района (узла), расположенного в восточной части Оренбургской области в Ясенском районе в 10 км севернее п. Кумак. Целью работы является изучение особенностей распределения и состава золота на основе методов оптической микроскопии, микрозондового анализа и химического травления.

Кумакский золоторудный район известен с начала XX века как район старательской разработки многочисленных золоторудных проявлений и месторождений. Свидетельством былых интенсивных разработок рудного золота являются многочисленные следы старых горных выработок в виде углублений, ям, бугров. В целом, на

площади Кумакского золоторудного узла выделено более 200 старательских отводов, одним из которых является участок Васин.

Кумакская золоторудная площадь отличается высокой степенью геологической изученности. В 1936 г. Б. И. Борсуком проведена первая геологическая съемка масштаба 1 : 200000. В 1930–40-е гг. в пределах Кумакского рудного узла проводились поисково-съемочные работы, в результате чего было сделано детальное описание района. С 1961 г. в регионе широко разворачиваются геолого-съемочные, поисковые, металлогенические и тематические исследования, которые проводились вновь организованным Оренбургским геологическим управлением, а также различными научно-исследовательскими организациями на договорных основах [Проект..., 2006].

Более детальное оплоискование рудопроявления, с применением колонкового бурения, было начато в 1963 г. Киембаевской партией Буруктальской экспедиции, а впоследствии и Кумакской партией Домбаровской ГРЭ в 1993 г. В результате работ на участке Васин был проведен подсчет запасов методом геологических блоков в вертикальной проекции. По разным вариантам кондиций запасы золота составили 15.3–19.2 т. Прогнозные ресурсы золота по участку Васин оцениваются в 22.1 т [Проект..., 2006].

В 2002 г. лицензию на геологическое изучение и добычу золота на месторождении Васин получило ООО «Оренбургская горная компания». Геологические работы на участке ведутся и в настоящее время [Проект..., 2006].

В структурно-тектоническом отношении район расположен в восточной части Восточно-Уральского поднятия, в строении которого выделяются три крупных структуры: Адамовский антиклинорий, Аниховский грабен и Текельды-Таусский антиклинорий. Аниховский грабен ограничивается глубинными разломами (Западно-Аниховским на западе и Восточно-Аниховским на востоке). Грабен выполнен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами средне-верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста, смятыми в Тыкашинскую антиклинальную складку протяженностью более 30 км при ширине 6–7 км.

В структурном отношении участок Васин приурочен к району северного периклинального замыкания Тыкашинской антиклинали, имеющей здесь пологое (10–15°) погружение оси складки (шарнира) на север. Оруденение развито в средне-верхнедевонских туфогенно-осадочных образованиях (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфопелиты) и приурочено к тектонической зоне субмеридианального простирания, которая протягивается узкой полосой на 5.3 км от южной рамки участка до отвода «Цезарь» на севере.

На месторождении выделяются узкие крутопадающие на запад под углом 80–85° золотоносные зоны субмеридионального простирания, линзовидной, дайкообразной формы с раздувами и пережимами мощностью от первых метров до 30–45 м (в среднем, 15–20 м) (рис.). Золотоносные зоны сложены двумя типами метасоматитов. Первый тип – светлые кварц-карбонат-полевошпатовые метасоматиты, второй – темные кварц-хлорит-карбонат-полевошпатовые метасоматиты. Наиболее широко развиты светлые порфировидные кварц-карбонат-полевошпатовые метасоматиты (диоритоподобные), в которых нередко сохраняются реликты обломочной текстуры замещаемых вулканогенно-осадочных пород.

Зоны экзоконтакта золотоносных метасоматитов часто интенсивно изменены в хлорит-серицитовые, серицитовые крапчатые метасоматиты с вкрапленниками кварц-карбонатного, кварц-карбонат-полевошпатового состава. В некоторых случаях, при

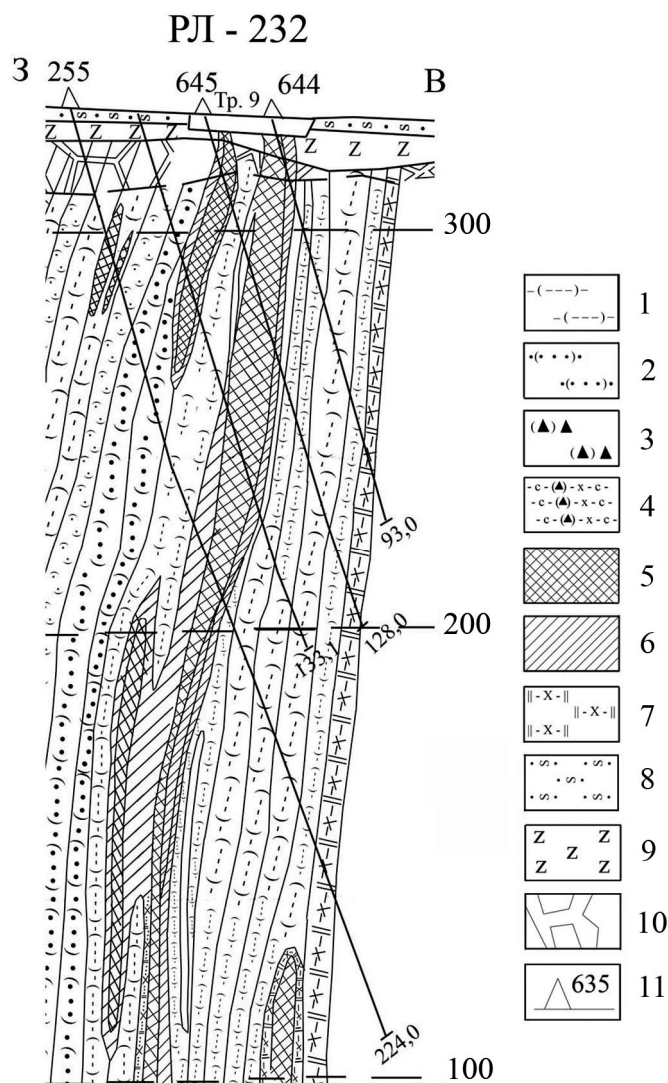


Рис. Геологический разрез месторождения Васин РЛ-232 (по материалам ООО «Оренбургская горная компания»).

1 – туфопелиты, туфоалевролиты; 2 – туфопесчаники; 3 – туфобрекчии; 4 – брекчированные хлорит-серицитовые сланцы; 5 – золотоносные (диоритоподобные) метасоматиты; 6 – кварц-серицитовые метасоматиты; 7 – кварц-хлорит-серицитовые (крапчатые) сланцы; 8 – кора выветривания по туфогенно-осадочным породам; 9 – глинистая кора выветривания; 10 – зона дробления; 11 – номера скважин.

наличия прожилкового окварцевания с сульфидной минерализацией, экзоконтактовые зоны могут нести промышленные содержания золота.

Зоны остаточных кор выветривания, также как и коренные золотоносные метасоматиты, прослеживаются с юга на север до глубины 40–45 м. В строении коры

выветривания выделяются (с запада на восток): выветрелые вмещающие сланцы по вулканогенно-осадочным породам; выветрелые крапчатые метасоматиты; выветрелые, сильно ожелезненные (охристые) золотоносные диоритоподобные метасоматиты с каолинизированными, монтмориллонитовыми горизонтами.

Наибольшее развитие золото имеет в зонах интенсивного развития кварцевых и кварц-карбонат-полевошпатовых жил и прожилков, сосредоточенных преимущественно в центральной зоне метасоматитов. Прожилки и жилы в большинстве случаев содержат тонкую вкрапленность пирита, халькопирита и магнетита. Кварц-пиритовая ассоциация с крупнокристаллическим пиритом маркирует центральные зоны метасоматитов. Для золотоносных кварц-карбонат-полевошпатовых прожилков и жил характерен крупнокристаллический пирит и его сростки в скоплениях до 5 см. В меньших количествах встречается галенит, пирротин, гематит, борнит, весьма редко – молибденит, сфалерит, шеелит. Среди жильных минералов развиты кварц, анкерит, альбит, микроклин, апатит, турмалин [Новгородова, 1977]. Распространение золота по метасоматитам крайне неравномерное и связано, преимущественно, с крупнозернистым пиритом, в котором обнаруживается в виде тонких прорастаний, размеры которых редко достигают 1 мм. Свободное золото встречается гораздо реже.

Зерна свободного золота были извлечены из тяжелого концентрата проб, отобранных из разведочных траншей, канав, а также дернового слоя. Основные минералы шлихов – пирит, псевдоморфный лимонит по пириту, гематит, ильменит. Золото характеризуется уплощенной, линзовидной, лепешковидной, реже изометричной морфологией ярко-желтого, красновато-желтого цвета с сильным металлическим блеском размером от сотых миллиметра до 1–1.5 мм, редко больше. Поверхность золота шероховатая, часто с отпечатками. Включения в изученных золотилах весьма редки. Из 11 изученных золотинов только в 2 обнаружены включения пирита. Форма включений гипидиоморфная, ксеноморфная. Травление царской водкой не выявило неоднородности в строении золотинов.

Состав золота характеризуется низкими содержаниями примесей, представленными Ag и Cu. Содержание Ag в золоте не превышает 10 мас. % (в среднем, 4–5 %), содержание Cu не превышает 1 мас. % (табл.). Зональность состава не проявлена.

Т а б л и ц а

Состав золота месторождения Васин (мас. %)

№ п.п.	№ зерен	Au	Ag	Cu	Формула
1	PS 1	94.70	5.01	0.11	$Au_{0.91}Ag_{0.09}$
2	PS 2	94.74	5.04	0.12	$Au_{0.91}Ag_{0.09}$
3	PS 3	91.13	8.75	0.09	$Au_{0.85}Ag_{0.15}$
4	PS 4	94.59	5.22	0.08	$Au_{0.91}Ag_{0.09}$
5	PS 5	96.49	3.22	0.20	$Au_{0.94}Ag_{0.05}Cu_{0.01}$
6	PS 6	94.12	4.85	1.00	$Au_{0.89}Ag_{0.08}Cu_{0.03}$
7	PS 7	97.40	2.46	0.09	$Au_{0.96}Ag_{0.04}$
8	PS 8	95.23	4.56	0.16	$Au_{0.92}Ag_{0.08}$
9	PS 9	97.18	2.48	0.21	$Au_{0.95}Ag_{0.04}Cu_{0.01}$
10	PS 10	94.21	5.56	0.19	$Au_{0.90}Ag_{0.09}Cu_{0.01}$
11	PS 11	97.52	2.22	0.19	$Au_{0.95}Ag_{0.04}Cu_{0.01}$

П р и м е ч а н и е. Анализы получены на приборе РЭММА-202М, аналитик В. А. Котляров. Приведены средние значения из 3–4 анализов в каждом зерне.

Таким образом, золотое оруденение месторождения Васин связано с тектонически-контролируемым кварц-карбонатным метасоматозом. Золото по составу довольно однородное, высокопробное. Среди ассоциирующих сульфидов абсолютно преобладает пирит.

Работа поддержана Минобрнауки (темплан ЮУрГУ, проект 1.9.08).

Литература

Новгородова М. И. Минералогическое обоснование поисков золота в Кумакском золоторудном районе, 1977ф.

Проект на доразведку золоторудного месторождения Васин на 2006–2010 гг. Оренбург, 2006ф.

Д. А. Нохрина¹, С. А. Егоров²

¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

² – ООО «СУГРП», п. Рудничный

Минеральные парагенезисы и формационная принадлежность метасоматитов Тамуньерского месторождения, Северный Урал (научный руководитель В. В. Мурзин)

Месторождение Тамуньер было открыто в 1963 г. Оно расположено в 67 км к северу от г. Ивдель. Объект является недостаточно изученным, и в настоящий момент там ведутся геологоразведочные работы. В геологическом отношении Тамуньерское месторождение локализуется в Турьинской структурной зоне, слагающей восточное крыло Тагильской мегазоны и ограниченной Серовско-Маукским глубинным разломом.

Тамуньерское месторождение приурочено к Тамуньерской брахиантиклинали, ядро которой сложено раннедевонскими вулканогенно-осадочными породами андези-дацитовой толщи, а краевые ее части – породами базальтовой толщи, которые рассматриваются в составе единого краснотурьинского базальт-андезит-трахибазальтового комплекса (S_2 – D_1). Район характеризуется сложной тектонической обстановкой, метасоматиты месторождения частично рассланцованы. Интрузивные образования в пределах описываемого района развиты весьма незначительно. Они представлены порфировидными кварцевыми диоритами, габбро-диоритами и габбро, которые, предположительно, относятся к ауэрбаховскому габбро-диорит-гранитовому комплексу среднего девона. Однако пространственная связь оруденения с породами этого комплекса отсутствует.

Вмещающие породы Тамуньерского месторождения гидротермально изменены и содержат сульфидную вкрапленность. Метасоматиты представлены кварц-серицитовыми, карбонат-серицитовыми, кварц-серицит-карбонатными и кварц-серицит-карбонат-хлоритовыми образованиями. Местами в породах наблюдаются глинистые минералы. В большинстве случаев метасоматиты наследуют структуры первичных вулканических, осадочных и вулканогенно-обломочных пород. В зависимости от структур и состава субстрата можно выделить следующие типы пород:

1. Измененные осадочные породы (алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты) массивной, обломочной или слоистой текстур представлены, преимущественно, кварц-серицит-карбонатными породами. Процентное соотношение кварца, серицита и карбоната в них варьирует в зависимости от состава субстрата.

2. Измененные вулканические породы кварц-серицит-карбонат-хлоритового и кварц-серицит-карбонатного состава. Для зон 1–2 метасоматической колонки (табл. 1) характерна порфиробластовая структура, зоны 2–3 могут иметь лепидогранобластовую структуру. На проявлении встречаются измененные дациты и, реже, измененные базальты. В менее измененных породах наблюдаются реликты вкрапленников плагиоклаза, частично или полностью замещенные серицитом и карбонатом. Порфиробласты кварца рекристаллизованы с развитием вторичного кварца. В зависимости от субстрата, в измененных породах может изменяться процентное соотношение кварца, серицита, карбоната и хлорита. Акцессорными минералами в этих породах являются апатит и, реже, рутил.

3. Измененные вулканогенно-обломочные породы кварц-карбонат-серицитового и кварц-карбонат-серицит-хлоритового состава обломочной текстуры. Среди первичных вулканогенно-обломочных пород присутствуют средне- и крупнобрекчиевые лавы, кластолавы и лавокластиты по дацитам, а также туфы и туффиты. В зависимости от состава субстрата обломков и цемента (осадочного или вулканического) изменение в породах происходит аналогично колонкам по алевролитам и дацитам. Сульфиды в этих породах распределены неравномерно, чаще всего они концентрируются в цементе, а также могут частично или полностью замещать некоторые обломки.

Для метасоматитов Тамуньерского месторождения построена метасоматическая колонка по дацитам (см. табл. 1).

В осадочных породах изменение происходит подобным образом, но, поскольку состав их более кислый, при изменении увеличивается количество кварца и серицита и исчезает хлорит. Внутренняя зона колонки содержит до 90 % сульфидов и наибольшее количество золота.

Породы Тамуньерского рудопроявления содержат 1–15 % сульфидов, представленных пиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами и халькопиритом. Также на месторождении присутствует самородное золото. Руды имеют прожилково-вкрапленную, рассеяно-вкрапленную, и реже гнездовую и сплошную текстуры. В результате исследования вещественного состава пород и руд Тамуньерского месторождения были выделены следующие парагенезисы (табл. 2).

Таблица 1

Метасоматическая колонка, возникающая при изменении дацитов

№ зоны	Исходная порода и метасоматит	Минеральный парагенезис
0	Дацит	Кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит, апатит, рутил
1	Метасоматизированный дацит	Кварц, кальцит, серицит, плагиоклаз, биотит, хлорит, апатит, рутил
2	Хлорит-серицит-карбонат- кварцевый метасоматит	Кварц, серицит, карбонат (кальцит, доломит), пирит, хлорит
3	Карбонат-серицит-кварцевый метасоматит	Кварц, серицит, железистый доломит, пирит
4	Карбонат-кварц-сульфидный метасоматит	Сульфиды, кварц, доломит-анкерит,

Таблица 2

Минеральные парагенезисы и стадийность рудообразования

Стадия	Рудно-метасоматическая			Пострудная
Минералы	Парагенезис			
	Пирит-сфалеритовый	Пиритовый	Полиметаллический	Жильный
Кварц	+++	++	++	++
Мусковит	+	++		
Кальцит	+++		++	+++
Доломит	+++			+++
Барит				++
Серицит	+++	++		
Хлорит	++	++		
Пирит I	++			
Пирит II		+		
Пирит III (замещения)		++		
Пирит IV (метапирит)		+++		
Пирит V			+++	
Сфалерит I	++			
Сфалерит II			+++	
Галенит			+++	
Халькопирит I			++	
Халькопирит II			++	
Блеклая руда			++	
Золото			+	

Примечание. Минералы: +++ – распространенные, ++ – менее распространенные, + – редкие.

Рудно-метасоматическая стадия характеризуется образованием серицит-хлорит-карбонат-кварцевых метасоматитов с сульфидами. При этом ранний парагенезис включает формирование нерудных минералов, одновременно с которыми образована тонкая рассеянная вкрапленность пирита I и сфалерита I. Кристаллы пирита I имеют кубический или пентагондодэкаэдрический габитус. Сфалерит I характеризуется выделениями неправильной формы. Размеры зерен пирита I и сфалерита I составляют 0.01–0.05 мм.

Далее происходит образование прожилково-вкрапленных пиритовых руд, где пирит составляет 75–80 % и представлен различными типами. Пирит II наблюдается в виде колломорфных и почковидных выделений с однородным или концентрически-зональным строением. Пирит III замещает минералы, обломки пород, образует прожилки и гнезда в виде сплошных руд. Пирит IV представлен метакристаллами размером до 1 см с реликтами пород. Вокруг метакристаллов образуется оторочка из кварца, серицита, хлорита или мусковита. Минералы оторочки могут образовывать хвосты или располагаться равномерно вокруг кристалла в зависимости от характера поступления вещества.

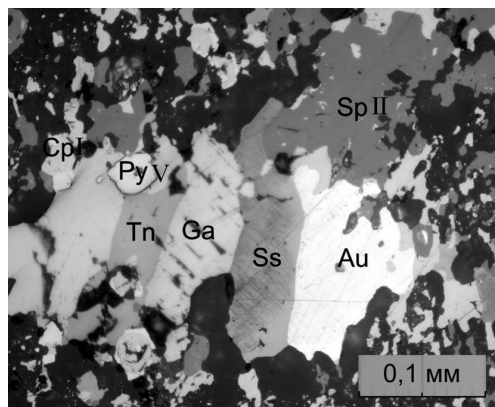


Рис. Золото-полиметаллическая минерализация (Au – золото, Sp II – сфалерит II, Ga – галенит, Tn – блеклые руды, Cr I – халькопирит I, Py V – пирит V, Ss – сульфосоли).

В состав полиметаллических прожилков среди сульфидизированных метасоматитов входит пирит V, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды и золото. Минералы полиметаллических прожилков наблюдаются в сростании друг с другом. Пирит V встречается в

виде идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов. Сфалерит II составляет 10–15 % от сульфидов, образует ксеноморфные зерна размером 0.05–10 мм. Галенит в породах содержится в количестве 5–10 % и образует выделения неправильной формы. Блеклые руды составляют в породах 1–5 % и заполняют интерстиции между зернами нерудных минералов. Халькопирит (1–5 %) представлен двумя разновидностями: выделениями неправильной формы и эмульсионными включениями в сфалерите. Золото образует удлиненные или изометричные выделения, часто находится в сростаниях с пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и сульфосолями (рис.). Размер золотин 0.05–0.1 мм.

Пострудная стадия характеризуется образованием прожилков кальцитового, кварц-кальцитового, кальцит-доломитового и кальцит-баритового состава мощностью от 2 мм до 5 см. Некоторые из них содержат сульфидную минерализацию, которая наблюдается в тонких прослоях вмещающей породы, что свидетельствует о привносе ее из породы.

Метасоматиты Тамуньерского месторождения относятся к березит-лиственитовой формации. Наличие барита в прожилках свидетельствует о приповерхностных условиях образования.

В соответствии с данными указанными в лицензионной заявке, Тамуньерское месторождение по геологической позиции, генетическому типу и минералогии обнаруживает много общих черт с Воронцовским золоторудным месторождением Красногутауринской рудной зоны. Однако принадлежность метасоматитов месторождения к березит-лиственитовой формации не позволяет отождествлять Тамуньерское месторождение с Воронцовским. Околорудные изменения вулканогенно-осадочных образований Воронцовского месторождения представлены породами кварц-серицитового [Сазонов, 2009] и калишпатового состава [Ровнушкин, 2010]. Наблюдаются также различия в составе рудных минералов. Если для Тамуньера характерна полиметаллическая ассоциация, то на Воронцовском месторождении сульфиды представлены тонкорассеянным пиритом, арсенопиритом и сульфосолями свинца, сурьмы и др. В восточной части Тагильской структурно-формационной зоны известно золото-сульфидное и золото-сульфидно-кварцевое оруденение в березитах-лиственитах, связанное с ранне-среднедевонскими Ауэрбаховским и Верхнелобвинским плутоническими комплексами [Смирнов, 1996]. При этом золотое оруденение, связанное с Верхнелобвинским комплексом пониженной щелочности обладает значительно большей масштабностью по сравнению с таковым в связи с Ауэрбаховским комплексом повышенной щелочности.

Исследования проведены по Программе № 2 фундаментальных исследований ОНЗ РАН, финансируемой УрО РАН.

Литература

Ровнушкин М. Ю. Проявление калишпатового метасоматоза в пределах Воронцовского золоторудного месторождения // Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010.

Сазонов В. Н., Коротеев В. А. Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009.

Смирнов В. Н., Мурзин В. В., Язева Р. Г. О корреляции девонского магматизма и рудных формаций восточной части Тагильской и Петрокаменско-Верхотурской зон на Среднем Урале // Ежегодник-1995. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 106–107.

Д. В. Мазеин, А. А. Смирнов

*Пермский государственный университет, г. Пермь
dmazeich@mail.ru*

Золото и платина в черносланцевых толщах Пермского края (научный руководитель В. А. Наумов)

Черносланцевые (углеродистые) формации (ЧСФ) широко распространены в пределах основных геотектонических структур территории России от докембрия до кайнозоя. В последнее десятилетие интерес к этим формациям во всех странах резко возрос в связи с открытием широкого спектра нетрадиционных типов месторождений полезных ископаемых. Черносланцевые толщи представляют собой своеобразные системы рудной концентрации благородных металлов из флюидогазовых систем. В зонах последующей пострудной переработки в пределах глубинных разломов происходит локализация и укрупнение зерен и агрегатов, обеспечивающих появление благороднометалльной минерализации. Изучение подобных толщ позволит выявить новые перспективные золото- и платиноворудные объекты.

Платинометалльные месторождения этого типа известны в Южном Китае, Финляндии, Канаде, Чехии, США, Польше, Казахстане и в Средней Азии и широко развиты в различных регионах России (Карело-Кольский и Воронежский регионы, Таймыр, Северная Земля, Прибайкалье, Камчатка, Дальний Восток). Большие работы по установлению платиноидов в золоторудных месторождениях черносланцевой формации проводятся в Башкирии и Приамурье [Мельников и др., 2005].

Форма нахождения МПГ в черносланцевых комплексах сложна и разнообразна, а подчас ее установить просто невозможно. Это связано, скорее всего, с мелкими (1–5 мкм) выделениями. В большинстве регионов России присутствие платиноидов улавливается только химико-аналитическими методами. При этом удалось наблюдать их появление в составе растворимого и нерастворимого органического вещества (ОВ). Металлоносные черные сланцы образуют две фациальные разновидности: 1) стратиформные залежи и 2) приразломные зоны смятия, включая трубки взрыва с эксплозивными брекчиями [Сидоров, Томсон, 2000].

МПП черных сланцев можно разделить на несколько классов [Коробейников, 1999]: 1) самородные металлы, 2) металлические твердые растворы и интерметаллические соединения (природные сплавы), 3) сульфиды, 4) арсениды и сульфоарсениды, 5) селениды, 6) теллуриды, 7) висмутиды, 8) антимониды. В рудах этого типа обнаружено много новых минералов МПП, в том числе их соединений с биофильными элементами – Se, P, As. В группе самородных металлов вместе с Pt и Pd встречается Au.

Важной особенностью распределения минералов МПП и их спутников является приуроченность к слоям, обогащенным ОВ, глобулярным стяжениям пирита, слоистости или сланцеватости пород. Такие особенности, по всей вероятности, указывают на осадочное происхождение первичных выделений МПП. Многообразие форм их проявления и нарастание степени концентрации платиноидов объясняется условиями их последующих преобразований (с участием процессов метаморфизма и метасоматоза).

Л. И. Гурской [2000] выделены факторы, характерные для всех типов руд: 1) повышенная углеродистость вмещающих пород; 2) насыщенность их сульфидами; 3) приуроченность МПП к определенным уровням стратиграфического разреза; 4) широкое развитие соединений металлов платиновой группы с S, Se, As и другими органофильными элементами; 5) присутствие в рудоносном горизонте биофильных элементов – P, Ba, Ca, F, B и др.; 6) распространенность МПП в виде микроскопических (микронных) зерен и мелкодисперсных (пылевидных) выделений; 7) значительная концентрация платиноидов в метаморфизованных и метасоматически проработанных породах.

Выделяют следующие геодинамико-структурно-вещественные признаки углеродистых толщ, определяющие закономерности размещения в них платиносодержащих месторождений и проявлений: 1) расположение преимущественно на шельфах пассивных рифтогенных окраин палеоконтинентов и в окраинно-континентальных морских палеобассейнах активных окраин западно-тихоокеанского типа; 2) тяготение к офиолитовым поясам и сложным дискордантным складчатым структурам, нередко совпадающим с рифтогенными впадинами и зеленокаменными поясами; 3) полицикличность и многостадийность развития таких структур с заметным преобладанием вулканогенно-осадочных отложений над терригенно-карбонатными при значительной (до 70 %) роли в их составе $C_{орг}$; 4) тяготение к зонам интенсивной складчатости, взбросово-надвиговых нарушений, межформационных несогласий; 5) преимущественно низкоградиентный тип метаморфизма в условиях зеленосланцевой и эпидиот-амфиболитовой фаций и проявление разнотипных флюидно-метасоматических и постмагматических процессов; 6) обогащение черносланцевых образований и их метасоматитов сульфидами и сульфоарсенидами, специфическая ассоциация сопутствующих оруденению элементов – Au, Ag, Cu, Ni, Co, Zn, Pb, As, Sb, Bi, Te, Se, U, Mo, V, Re, P, Th, Ta, Nb и др. [Додин и др., 2000].

Основные и ультраосновные массивы являются традиционными источниками МПП. На территории Пермского края известны только небольшие массивы данных пород, которые не могут сформировать запасы даже мелкого месторождения, тогда как ЧСФ Пермского края отвечают региональным и локальным критериям, характеризующим золоторудный Pd-Pt (Кызылкумский) рудно-формационный тип. Для него характерны рудоносные пласты березитизированных пород, залегающих в тектонически измененных углеродистых толщах. Платиноиды концентрируются в пирите и

арсенопирите рудных тел, обогащенных графитоподобным веществом. Примерами месторождений данного типа являются Мурунтау и Сухой Лог [Гурская, 2000].

Осадконакопление на территории западного склона Урала происходило в условиях пассивной континентальной окраины с доминирующими условиями растяжения. Кремнисто-терригенные комплексы внешнего шельфа и континентального склона образовывали мощные трансгрессивные толщи с большим количеством органического материала. При захоронении этого материала возникало значительное количество H_2S – основного источника серы сульфидов. Многократные региональные процессы омоложения коры (с развитием гранитизации, метаморфизма, метасоматоза) привели к регенерации руд, ранее созданных месторождений, мобилизации рудных элементов из подстилающих пород. Системы долгоживущих линеаментов определили места наиболее вероятного размещения перспективных рудных полей, узлов и месторождений [Гурская, 2000].

В Пермском крае широко развиты ЧСФ рифейского и ордовикского возраста. Среди них выделяются углеродсодержащие сланцы Центрально-Уральского поднятия. Они представлены системой крупных тектонических блоков гранитизированного складчатого основания. Платино- и золотометальное оруденение в черносланцевых комплексах вероятно установить в пределах федотовской свиты верхнего рифея и промысловской серии ордовика [Карпенко и др., 2006]. Наиболее характерные породы федотовской свиты – однообразные черные и темно-серые, нередко ленточно-полосчатые, углисто-кварцевые и слюдисто-кварцевые сланцы, иногда пиритизированные.

Целевого изучения ЧСФ на территории Пермского края практически не проводилось в силу отсутствия аккредитованных лабораторий и соответствующего оборудования. На западном склоне Урала работы по определению платиноидов в черносланцевых толщах проводились сотрудниками УГСЭ (г. Екатеринбург) на Кокуйском участке. В результате проведенных работ в зоне сульфидной золоторудной минерализации среди углеродистых сланцев федотовской (кырминской) свиты верхнего рифея обнаружено высокое содержание МПГ (Pd до 5.36 г/т, Pt до 0.37 г/т, Au до 0.5 г/т). Углеродсодержащие сланцы, вмещающие оруденение, содержат рассеянную вкрапленность кубических кристаллов пирита размером 0.5–3 см.

Отдельные исследования платино- и золотоносности пород ЧСФ проведены в 2004–2007 гг. следующими методами: пробирным химико-спектральным, атомно-спектральным из хлороформенных и спиртобензольных вытяжек нерастворимого остатка, масс-спектральным с индуктивно-связанной плазмой, электротермическим атомно-абсорбционным после автоклавного разложения и сорбционного концентрирования элементов. Разница результатов анализов достигает десятка раз. В связи с этим, средние содержания Pt 318–1350 г/т, Au 10–700 г/т.

Стратегия прогнозно-металлогенических исследований и поисков месторождений полезных ископаемых в ближайшем будущем на Урале, по нашему мнению, должна иметь новый экономический подход к прогнозированию, поискам и оценке месторождений полезных ископаемых, основанный на достижениях теоретической геологии и моделирования процессов рудообразования. Это может привести (и приводит) к открытию месторождений таких геолого-промышленных и генетических типов, которые ранее не были известны. Проведенный анализ методов изучения и перспективных территорий Пермского края показывает, что ЧСФ являются одними из наиболее перспективных и первоочередных платиноносных и золотоносных типов объектов с масштабными проявлениями промышленной рудоносности [Мазеин и др., 2010].

Литература

- Гурская Л. И. Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: ВСЕГЕИ. 2000. 208 с.
- Додин Д. А., Чернышев Н. М., Яцкевич Б. А. Платинометальные месторождения России. СПб: Наука, 2000. 755 с.
- Карпенко И. А., Мигачев И. Ф., Михайлов Б. К. и др. Современная геолого-экономическая оценка месторождения Сухой Лог // Руды и металлы, 2006. № 2. С. 22–27.
- Коробейников А. Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 237 с.
- Мазеин Д. В., Наумов В. А., Петухов С. Н. и др. Перспективы выявления месторождений золота и платины в черносланцевых толщах Пермского края // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Пермь, 2010. С. 228–233.
- Мельников А. В., Хряпченко В. Н. Платиноносность золоторудных месторождений Верхнего Приамурья // Отечественная геология, 2005. № 4. С. 17–22.
- Сидоров А. А., Томсон И. Н. Металлоносность черносланцевых толщ: Сближение альтернативных концепций // Вестник ОГТГН РАН, 2000. №1 (11). С. 77–83.

А. Ю. Альбеков, М. В. Рыборак

Воронежский государственный университет, г. Воронеж

Возрастная позиция и формационная приуроченность благороднометальной минерализации Воронежского кристаллического массива

Исследование закономерностей проявления благороднометальной минерализации проведено в рамках работ, целью которых является оценка ресурсов благородных металлов на основе изучения особенностей раннедокембрийской эволюции Воронежского кристаллического массива (ВКМ) – крупного структурно-вещественного блока Восточно-Европейского кратона. В 2009 г. была разработана тектоническая модель формирования данного сегмента литосферы в раннем докембрии.

Установлено, что благороднометальная минерализация связана со значительным количеством рудных формаций, распространение которых в пределах ВКМ весьма неравномерно. Сравнительный анализ распространенности и масштабов проявления различных благороднометальных рудных формаций показывает существование двух золото-платиноносных провинций – Курской и Воронежской [Чернышов, 2004], тогда как в пределах Лосевской шовной зоны известны лишь проявления золотоносных конгломератов зон несогласия воронежской свиты, платиноидные медно-никелевые проявления в связи с габбро-верлитами шукавского комплекса и малосульфидные платинометальные проявления в субщелочных габброидах первой фазы ольховского комплекса [Рыборак, 1999].

В пределах Хоперской провинции выявлены и исследованы палеопротерозойские месторождения и проявления благородных металлов, связанные со следующими рудными формациями [Чернышов, 2004]:

– платиносодержащая хромитовая, сульфидная платиноидно-медно-никелевая, малосульфидная платинометальная и платиносодержащая титаномагнетитовая, связанные с мамонским дунит-перидотит-пироксенит-норит-габбровым комплексом;

- сульфидная платино-золотосодержащая кобальт-медисто-никелевая, ассоциирующая с ортопироксенит-норит-диоритовым еланским комплексом;
- палладиево-золото-ртутно-серебряная (троицкий тип) и платиноидно-золоторудная (воронцовский тип) в связи с высокоуглеродистыми сланцами, эруптивными брекчиями и графитизированными гнейсами воронцовской серии;
- сульфидная платиноидно-медно-никелевая, малосульфидная платиноталлная и платиносодержащая титаномегнетитовая, ассоциированные с троктолит-габбродолеритами траппов новогольского комплекса [Альбеков, 2002; Чернышов, Альбеков, 2003].

Несмотря на значительную насыщенность Калачско-Эртильской (Воронцовской) зоны (главным образом, в пределах Калачской подзоны) Хоперской провинции ВКМ платиноносными и потенциально платиноносными интрузиями, перспективность Курской провинции Воронежского кристаллического массива наиболее высока, в связи с выходом в его пределах на поверхность докембрийского фундамента максимально широкого спектра структурно-вещественных комплексов (включая крупнообъемные залежи золото-платиносодержащих железистых кварцитов и черных сланцев), в которых нашли отражение самые разнообразные геодинамические условия эволюции КМА.

С мезоархейской минерагенической эпохой связано формирование пунктов минерализации малосульфидной платиноталлной рудной формации, ассоциирующих с бесединским перидотит-пироксенит-габбровым комплексом, являющимся вещественным наполнением зеленокаменных поясов ранней генерации.

Сформированные чуть позднее сульфидные медно-никелевые платиносодержащие рудопрооявления и пункты минерализации связаны с коматитит-базальтовой формацией и ее вероятным интрузивным комагматом – сергиевским габбро-дунит-перидотитовым комплексом, представляющим собой результат магматической активности зеленокаменных структур второй генерации. Также на территории Курского мегаблока известны рудопрооявления и пункты минерализации золото-сульфидно (пирит-арсенопирит)-кварцевой рудной формации, ассоциирующие с верхней, более поздней частью зеленокаменных поясов второй генерации, представленной риолит-дацит-базальтовой формацией. В результате орогенных процессов, проявившихся к концу мезоархея в виде формирования интрузий умеренно-щелочных гранитов атаманского комплекса, образовались рудопрооявления и пункты минерализации золото-медно-молибденовой формации.

На раннекарельском этапе развития в период заложения рифтогенных структур формировались проявления благороднометалльной минерализации, связанные с карбонатно-конгломерат-метаграувакковой формацией основания разреза рифтов (золото-платино-ураноносная рудная формация кварцевых конгломератов).

С углеродсодержащей железисто-кремнисто-сланцевой формацией (курской железорудной) и продуктами ее фанерозойских кор выветривания связаны следующие благороднометалльные рудные формации: платиноидно-золоторудная в высокоуглеродистых внутрирудных сланцах; золото-кварц-сульфидная (платиноносная); золото-платино-ураноносных конгломератов; железорудная (железисто-кремнисто-сланцевая) золото-палладиевая; золотосодержащих глиноземисто-железных руд; золотосодержащих богатых железных руд.

С углеродистой вулканогенной риолит-пикробазальт-базальтовой и карбонатно-железисто-кластогенно-сланцевой формациями, сформировавшимися в конце раннего – начале позднего карелия, выделенными в оскольскую серию, ассоциируют

различные по масштабу благороднометалльные проявления следующих типов: золото-полиметаллический (платиноносный); золото-кварц-сульфидный и золото-кварцевый (платиноносный); полигенный золото-платиноносный в черных сланцах и их метасоматитах; метаморфизованных золотоносных россыпей.

Позднекарельская минерагеническая эпоха проявилась в пределах Курского геоблока магматической активностью, приведшей к становлению ряда интрузивных комплексов различного – от ультрамафит-мафитового до щелочного состава:

- с интрузиями золотухинского перидотит-габброноритового комплекса связаны рудопроявления и пункты минерализации платиносодержащей хромитовой, сульфидной платино-золотосодержащей медно-никелевой и малосульфидной платинометальной рудных формаций;

- диорит-гранодиориты стойло-николаевского комплекса, внедрение которых знаменует коллизионный геодинамический этап, приурочены к реактивизированным рифтогенным структурам, с ними ассоциируют проявления золото-сульфидно-кварцевой формации;

- с трапповой формацией (смородинский троктолит-габбродолеритовый комплекс) связаны рудопроявления и пункты минерализации платиносодержащей титаномагнетитовой, малосульфидной платинометальной и сульфидной платиноидно-медно-никелевой рудных формаций;

- с дубравинским комплексом щелочных пироксенитов с карбонатитами связана платинометальная рудная формация в карбонатитах.

Несмотря на значительную изученность проявлений благороднометалльной минерагении, осложненную закрытостью региона, остается немало вопросов, разрешение которых стало возможно благодаря новейшим методам аналитических исследований, включая изотопно-геохимические и геохронологические характеристики. Анализ петрогеохимических характеристик структурно-вещественных комплексов различных геодинамических обстановок на уровне петрогенных, редких, редкоземельных элементов, изотопных Rb-Sr и Sm-Nd отношений, изотопной геохронологии, U-Pb в том числе, в совокупности с новейшими методами определения концентраций, характера распределения, форм нахождения и условий формирования скоплений благородных металлов, в различных рудных формациях, включая разновозрастные раннедокембрийские рудно-магматические системы, является приоритетным направлением исследований региона, что позволит создать непротиворечивую модель развития литосферы ВКМ в раннем докембрии, с четко очерченными эпохами, наиболее продуктивными на благородные металлы. Это позволит проводить прогнозные построения и послужит значительным вкладом в исследования геодинамики, тектоники раннедокембрийских структур Земли, в связи с их благороднометалльной минерагенией.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» ГК 02.740.11.0021 и ГК П171, гранта РФФИ-08-05-00158-а.

Литература

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

Рыборак М. В. Геология, петрология и металлогеническая специализация Ольховского кольцевого габбронорит-кварцмонзонит-гранитного плутона (Воронежский кристаллический массив). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 1999. 24 с.

Чернышов Н. М., Альбеков А. Ю. Петрология и перспективы платиноносности интрузий трапповой формации Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Платина России. Сб. научн. тр. М.: ООО «Геоинформмарк», 2003. Т. 5. С. 196–205.

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

В. И. Щеглов, А. В. Цыганков

*Южно-Российский государственный технический университет
(Новочеркасский политехнический институт), г. Новочеркасск*

Геохимические критерии оценки золотоносности Учкуланского рудного поля (Северный Кавказ)

В результате прогнозно-поисковых работ геологами ФГУПП «Севкавгеология» совместно с ЦНИГРИ по проекту «Локализация и оценка ресурсов рудного золота на Северном Кавказе» в 2002–2004 гг. выявлено перспективное Учкуланское золото-рудное поле с весьма значительными прогнозными ресурсами в крупнообъемных телах сульфидизированных хлорит-кварц-серицитовых метасоматитов. Главными факторами, контролирующими позицию Учкуланского рудного поля, являются выходы контрастно-дифференцированных пород даутской вулканической ассоциации и наличие Учкуланского палеовулканического центра с полями крупнообломочных околожерловых фаций, а также многочисленными субвулканическими телами (рис. 1).

Внутри риолитовой экструзивно-эксплозивной постройки по всему ее разрезу присутствуют породы основного состава, доля которых составляет около 10 %. Они представлены преимущественно непротяженными и невыдержанными по мощности (от 10 до 70 м) потоками миндалекаменных базальтов и их лавобрекчий с обломками риолитов в приконтактных частях. В верхней части риолитовой вулканокупольной постройки выделяются крупнопорфировые риолиты или их пирокластические разновидности с крупными (до 1.5 см) и частыми (до 45 % от объема породы) выделениями белого кварца, представленные секущими телами и покровами, залегающими на обычных риолитах, псаммитовых туффитах кислого состава, а также на базальтовых лавобрекчиях.

В области повышенной explosивности риолитовых вулкаников отмечается также большее присутствие базальтовых лавобрекчий и появление субвулканических тел массивных базальтов со столбчатой отдельностью. Кварцевые миндалины в лавах и кластолавах основного состава уступают место хлоритовым. Здесь же отмечены своеобразные брекчии, состоящие из угловатых и овальных обломков базальтов и метасоматитов эпидот-амфибол-хлоритового состава с кальцитом и многочисленными реликтами миндалинов хлорита, реже халцедоновидного кремнезема. Цементирующая масса сложена, в основном, чешуйками хлорита, реже зернами альбита, эпидота, карбоната, кварца и непрозрачного землистого вещества. В контактах вулканокластов основного и кислого состава часто наблюдаются брекчии с обломками риолитов и базальтов, погруженных в цементирующую эпидот-кварц-хлоритовую массу.

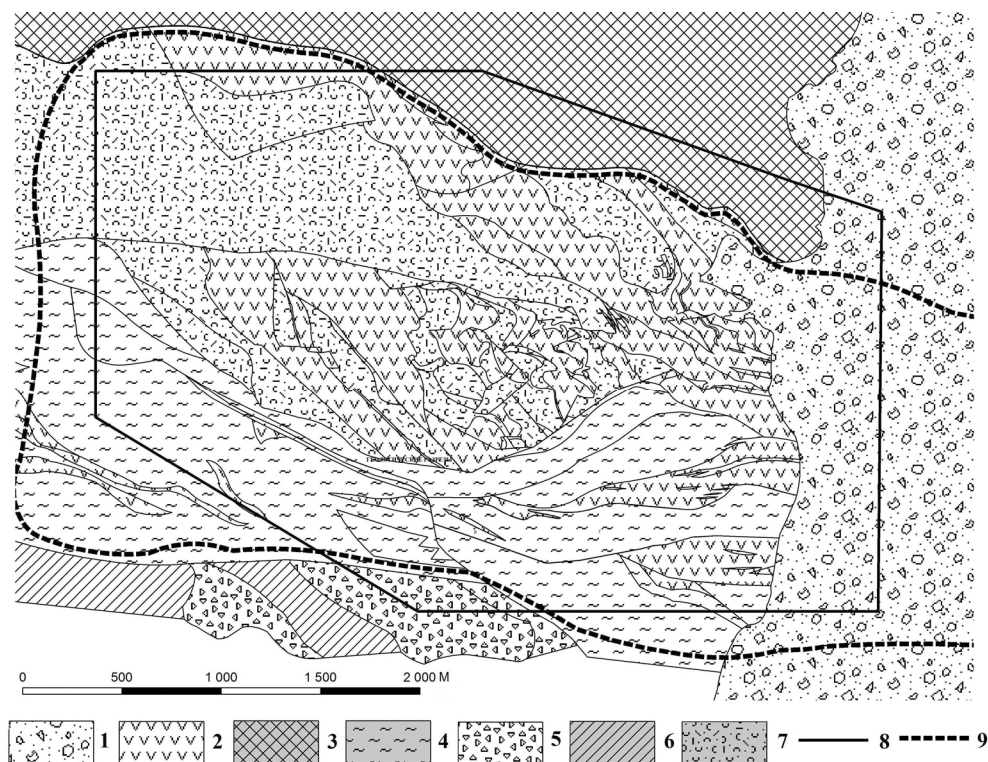


Рис. 1. Схематическая карта Учкуланского палеовулканического центра.
 1 – аллювиальные отложения; 2 – лавы; 3 – вулканомикты; 4 – кристаллические сланцы; 5 – пермские отложения, 6 – протерозойские отложения; 7 – туфы; контуры: 8 – Водораздельного участка; 9 – Учкуланского рудного поля.

Базальтовые потоки локально подстилаются и перекрываются непротяженными горизонтами или линзами кремнистых пород и пелитово-кремнистых туффов. В склоновых стратифицированных образованиях в основании лавобрекчий залегают темно-зеленые туффы с псаммитовыми обломочками продуктов размыва вулканитов основного, реже кислого состава.

К западу преобладающие жерловые и околержерловые фации сменяются кластическими породами, выполняющими ложбины на склоне палеовулкана. Среди них отмечаются участки стратифицированных образований. Маломощные горизонты лавобрекчий основного состава в этой части участка локально подстилаются и перекрываются яснослоистыми тонкоплитчатыми псаммитовыми туфами, кремнисто-пелитовыми сланцами и туфопесчаниками. В привершинной части г. Нахыт-баши и на правобережье балки Нарзанной риолитовая вулканокупольная структура перекрывается комплексом пород нахытбашинской толщи, до 60 % которой составляют однородные массивные алевро-псаммитовые зеленые туфы среднего состава, иногда с обломками пелитово-кремнистых, реже черных сланцев. Остальная часть толщи – алевро-пелитовые туффы, туфопесчаники, кремнистые породы и филлитизированные глинистые сланцы, переслаивающиеся с туфами.

Для перспективной геохимической оценки золотоносности Учкуланского рудного поля и его обрамления наиболее представительными являются результаты геохимического опробования коренных пород на участке размером 9 × 3 км, образующие выборку из 5090 равномерно расположенных проб. Вариограммный анализ пространственной изменчивости содержаний золота показал полное отсутствие автокорреляционной структуры его значений – радиус автокорреляции меньше расстояния между ближайшими пробами, т.е. при существующей сети опробования закономерная локальная изменчивость содержаний золота не может быть установлена. Таким образом, формально картируемые локальные пространственные аномалии золота нельзя рассматривать как перспективные поисковые признаки, т.к. они имеют случайный характер.

Исследование взаимосвязей золота с другими элементами показало его статистическую зависимость. На рис. 2 представлена кластерная дендрограмма 26 химических элементов в 3058 пробах коренных отложений. В качестве характеристики расстояния при группировании кластеров использовано простое линейное преобразование коэффициента корреляции Пирсона: $d = 1 - r$. Установлены статистически значимые положительные корреляционные взаимосвязи содержаний золота с группой халькофильных элементов Cu, Zn, Pb, Ag, Bi, Mo и In, образующих обособленный кластер дендрограммы.

С учетом этого сформирован аддитивный геохимический показатель $Pa = Cu + Zn + Pb + Ag + Bi + Mo + In$ (г/т). Автокорреляционная структура пространственной изменчивости его логарифмов характеризуется практически идеальной, непрерывной в среднем вариограммой с радиусом автокорреляции около 700 м и небольшим по амплитуде региональным трендом, что позволяет рассматривать Pa в качестве эффективного геохимического критерия при перспективной оценке золотоносности.

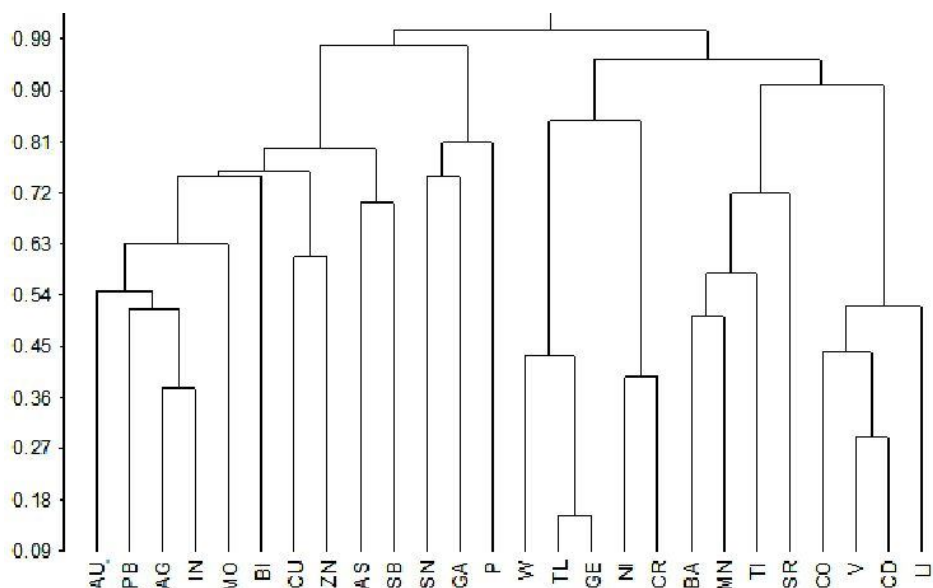


Рис. 2. Кластерная дендрограмма.

С использованием оптимизированной методом перекрестной оценки данных технологии скользящей взвешенной фильтрации получены карты распределения глобальной изменчивости аддитивного геохимического показателя Pa . При этом установлена положительная аномалия данного показателя, расположенная по левому борту р. Кубань. Аномалия имеет изометричную форму с размером около 3 км в поперечнике. Ее положение практически совпадает с участком локализованных прогнозных ресурсов золота; по-видимому, она маркирует халькофильный ореол его рассеяния.

Установленный таким образом геохимический показатель Pa формирует контрастные аномалии значительного размера и может рассматриваться как поисковый критерий оценки перспективности золоторудных проявлений жильного кварц-сульфидного типа в пределах Северо-Кавказского региона.

Для ландшафтно-геохимической характеристики и интерпретации результатов исследования геохимического опробования использован картографический интернет-ресурс Google Maps. Привязка, интеграция, обработка и представление данных дистанционного зондирования, геологических карт, схем и результатов исследования геохимического опробования осуществлялись лицензионной программой ArcGIS 9.2.

Р. Д. Прядка

*Южно-Российский государственный технический университет
(Новочеркасский политехнический институт), г. Новочеркасск*

**Минералого-структурные особенности зоны
метасоматического изменения в пределах Дальнего рудопроявления
Карданского рудного поля, Большой Кавказ
(научный руководитель Н. С. Скрипченко)**

Основанием к написанию работы послужили материалы, собранные автором в период полевых работ в Кабардино-Балкарской геологоразведочной экспедиции (КБГРЭ) (г. Нальчик) с мая по декабрь 2008 г. Цель работы – выявление минералого-структурных особенностей метасоматических изменений Карданского рудного поля с целью использования их при поисках и прогнозировании золото-серебряного оруденения.

Карданское рудное поле находится на северном склоне Большого Кавказа в пределах асимметричного рифтового бассейна [Короновский и др., 1997]. Находясь в междуречьи рек Чегем – Черек Безенгийский (Хуламский) рудное поле на востоке граничит с Безенгийским рудным полем. Оба рудных поля Н. К. Курбановым отнесены к Кардан-Куспартинскому рудному узлу (ККРУ). Поисково-оценочные работы 2006–2009 гг. в пределах ККРУ уточнили структуру и сведения о золотоносности региона. По мнению Н. К. Курбанова, В. Е. Зайцева, А. А. Доля, В. А. Сатышева, В. П. Давиденко и В. Г. Кривошеева золотая минерализация пространственно и генетически связана с образованиями Хуламского вулканогенного комплекса (базальты, андезиты, риолиты, трахиты и т.д.) в поле развития пород черносланцевой формации (аргиллиты, песчаники). С точки зрения золотоносности наиболее перспективными

являются выделенные в пределах территории эруптивные, эксплозивные и тектонические брекчии, связанные с вулканогенной и тектонической активностью в герцинскую, киммерийскую и, главным образом, альпийскую эпоху складчатости. В границах Безенгийского рудного поля с генетически разными брекчиями связано Радужное месторождение и ряд рудопроявлений (Восточное, Кишлыксу).

В пределах Карданского рудного поля выделено несколько золото-серебряных рудопроявлений, среди которых «Купольное» и выявленные в результате полевых работ сотрудниками КБГРЭ Галенитовое и Дальнее рудопроявления. Рудопроявления имеют четкую пространственную связь с образованиями Хуламского вулканогенного комплекса (J_2h). Хуламский комплекс в пределах объекта исследований представлен субвулканическими телами средне-основного (андезибазальты, базальты, андезиты) и кислого (риолиты) состава. Полевыми наблюдениями А. П. Прокуронова, В. П. Давиденко и автора была выявлена зона метасоматического изменения в пределах Дальнего рудопроявления. Зона представляет собой метасоматический столб (штокверк) сечением до 5 м, маркирующий тектонически нарушенный контакт вулканитов и вмещающих пород. Метасоматический столб работниками (КБГРЭ) был вскрыт канавами как по падению, так и по простиранию. Из бортов канав были отобраны образцы для последующего микроскопического изучения в отраженном свете.

Метасоматит представляет собой интенсивно брекчированный и сильно окварцованный аргиллит с сульфидной минерализацией. Минерализация развивается, главным образом, по кварцевым прожилкам, цементирующим обломки. Лишь в центральной части тела метасоматитов минерализация по составу схожа со сплошной полиметаллической рудой, где выделяются кристаллы галенита, сфалерита и халькопирита, редко метаморфогенного пирита. Для руды характерна ячеистая текстура выщелачивания. Ячейки внутри выполнены друзовидным кварцем и карбонатом.

Сульфидная минерализация представлена, в основном, сфалеритом (около 50 %), халькопиритом (40 %), галенитом (7–9 %) и единичными кристаллами пирита (до 1 %). Основная масса метасоматита сильно окварцована и содержит на периферии зоны тонкодисперсный пирит. Халькопирит и сфалерит образуют минеральную ассоциацию. Минералом-хозяином служит сфалерит, содержащий различные по размеру угловатые, удлинённые, реже ксеноморфные включения халькопирита. Галенит представлен угловатыми зёрнами с неровными, зазубренными краями, что свидетельствует о его более позднем образовании. Он также пространственно тяготеет к выделениям сфалерита и халькопирита. В ряде случаев галенит приурочен к секущим прожилкам в сфалерите, и, по всей вероятности, возник путем замещения [Бетехтин, 1964; Исаенко, 1983]. В периферийных зонах срастания халькопирита и сфалерита характеризуются как графические. Халькопирит образует закономерно распределённые скопления мелких зёрен, напоминающих структуру листьев папоротника. Границы выделений халькопирита имеют угловатую, вытянутую форму и четкие линейные границы.

В результате макро- и микроскопического изучения метасоматически (гидротермально) изменённых пород были выявлены состав и структура руд. По составу рудных минералов оруденение относится к полиметаллическому типу. Структура руд неоднородная. Центральная часть рудной зоны близ пересечения тектонических (рудоподводящего канала) разломов претерпела несколько этапов гидротермальной проработки. Участки закономерно расположенных минеральных зёрен халькопирита в сфалерит-халькопиритовой ассоциации свидетельствуют о первичном распаде твер-

дого раствора. В дальнейшем происходило замещение одних минералов другими, что привело к стиранию первичной структуры и образованию структур замещения. Периферийная же зона в силу удаления от рудоподводящего канала претерпела меньшие изменения, что привело к зональной структуре тела сульфидсодержащих метасоматитов.

Данные пробирного анализа исследуемой рудной зоны показали, что содержание золота в описанных рудах достигает нескольких граммов. Золото, несомненно, связано со сфалерит-халькопиритовой минеральной ассоциацией. Состав и структурные особенности описанных руд могут послужить поисковым признаком при поисках золото-серебряного оруденения.

Литература

Короновский Н. В., Ломизе М. Г., Гуцин А. И. и др. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестник МГУ. Сер. геол., 1997. № 4. С. 5–11.

Бетехтин А. Г. Текстуры и структуры руд. М.: Недра, 1958. С. 259–277.

Исаенко М. П. Определитель текстур и структур руд. М.: Недра, 1983. С. 59–61.

М. К. Колесникова¹, К. Р. Ковалев², Ю. А. Калинин², Е. А. Наумов²

¹ – Новосибирский государственный университет

² – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
kkr@uiggm.nsc.ru

Минерализация даек на Суздальском золото-сульфидном месторождении в Восточном Казахстане: петрохимические особенности и минеральные парагенезисы

Суздальское золото-сульфидное месторождение расположено на северо-западном фланге Западно-Калбинского золоторудного пояса в Восточном Казахстане. Все месторождения этого пояса залегают в углеродисто-терригенно-карбонатных толщах карбона, в пределах которого широко проявлены разновозрастные магматические образования, относимые к кунушскому комплексу плагиогранитов с возрастом 307–299 млн лет, аргимбайскому габбро-плагиосиенитовому комплексу с возрастом 293 ± 2 млн лет и максутскому пикритоидному комплексу с возрастом 280 ± 4 млн лет [Владимиров и др., 2008]. На северном фланге Суздальское месторождение граничит с Семейтауской вулкано-плутонической структурой, представленной внутриплитным магматизмом калиевой базальт-трахит-риолитовой серии. Возраст его определяется как 248.2 ± 0.5 и 248.8 ± 0.5 млн лет [Lyons et al., 2002].

Рассматриваются две основные точки зрения на генезис оруденения Суздальского месторождения: 1) связь с гранитоидами кунушского комплекса орогенного этапа и 2) связь с семейтауским комплексом тектоно-магматической активизации. Процесс рудоотложения на Суздальском месторождении имел длительный многоэтапный характер. Нами выделены ранний этап формирования сингенетичной слабо-золотоносной пиритовой минерализации в углеродистых толщах раннего карбона,

два основных продуктивных этапа, связанных с гидротермальной серицитизацией и окварцеванием, отвечающих временным интервалам 281.9 ± 3.3 и 248.3 ± 3.4 млн лет, и заключительный этап с формированием сурьмяной минерализации, отвечающий возрасту 241.9 ± 2.7 млн лет [Kovalev et al., 2009].

На Суздальском месторождении широко представлены минерализованные дайки основного и кислого состава. Их петрохимические особенности, характер оруденения и позиция в рудообразующем процессе остаются пока слабо изученными. В рудном поле встречаются и более свежие интрузивные образования в виде штоковых тел сиенит-порфиров и гранит-порфиров, не сопровождаемые значимой минерализацией. В рудных зонах дайки основного и кислого состава гидротермально изменены и содержат вкрапленную и гнездово-прожилковую золото-сульфидную минерализацию. В основных дайках проявлены процессы окварцевания, карбонатизации и хлоритизации. Кислые дайки интенсивно окварцованы, серицитизированы и каолинизированы. Содержание золота по данным атомно-абсорбционного метода в основных разностях даек составляет 0.1–3 г/т, а в кислых – десятые доли г/т (табл.). По разведочным и эксплуатационным данным опробования отмечается увеличение содержания золота в дайках из оруденелых зон до 5–10 г/т. Отмечаются случаи залегания рудных линз в дайках основного состава.

Т а б л и ц а

Содержание золота и серебра в дайках Суздальского месторождения (г/т)

№ п/п	№ образца	Описание	Au	Ag
1	Su-93	Долерит	0.034	0.06
2	Su-94	–	0.15	0.066
3	Su-95	–	0.79	0.072
4	Su-100	–	1.0	0.084
5	Su-101	–	2.5	0.12
6	Su-103	–	3.5	0.08
7	Su-104	–	0.18	0.064
8	Su-107/1	–	0.025	0.044
9	Su-107/3	–	0.053	0.032
10	Su-55	Кварцевый порфир	0.24	0.11
11	Su-56	–	0.20	0.08
12	Su-58	–	0.043	0.09
13	Su-59	–	0.32	0.10
14	Su-60	–	0.17	0.11
15	Su-60/1	–	0.17	0.07
16	Su-64	–	0.16	0.08
17	Su-74	–	0.28	0.09
18	Su-81	–	0.03	0.086
19	Su-81/1	–	0.39	0.17
20	Su-82	–	0.024	0.18
21	Su-91	–	0.016	0.19

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в ИГиМ СО РАН. Аналитик В. Н. Ильина.

Серия даек долеритов изучалась нами по скважинам на глубинах 250–630 м в рудных зонах 1–3 на востоке месторождения и рудной зоне 4 на западе. Кроме того, были изучены минерализованные образцы основных даек из штольни по зоне 4. В целом, дайки имеют северо-восточное, близкое к субширотному, простирание и юго-восточное падение. На западе месторождения они имеют крутое падение под углами 70–80°, совпадающее с простиранием рудоносной зоны, а на востоке отмечается более пологое падение и зачастую субсогласное залегание с рудовмещающими породами. Мощность даек колеблется от нескольких до десятков метров. Породы имеют плотное сложение, зеленовато-серую окраску, мелкозернистое строение, слабо раскристаллизованы и характеризуются повышенной магнитностью за счет присутствия пирротина. Под микроскопом на фоне общей карбонатизации и хлоритизации основной массы выявляется диабазовая структура. Нерудные минералы представлены плагиоклазом, реже пироксеном, кварцем, карбонатом, серицитом, хлоритом, стильпномеланом и апатитом. По данным химических анализов долериты обогащены MgO (до 8 мас. %), TiO₂ (до 4.5 мас. %) и P₂O₅ (до 1.2 мас. %). Отмечаются широкие вариации натрия, калия и кальция. По петрохимическим особенностям эта группа пород наиболее близка к породам максутского комплекса (рис. 1).

Главные рудные минералы в основных дайках распределены крайне неравномерно и представлены мелкими вкраплениями и гнездами Ni-Co-содержащего пирротина и пирита, халькопирита и тонкоиглочатого золотосодержащего арсенопирита (рис. 2а). Реже встречаются сульфоарсениды кобальта (Co 6.4–22.5 мас. %), железистый сфалерит, молибденит, антимонит и рутил.

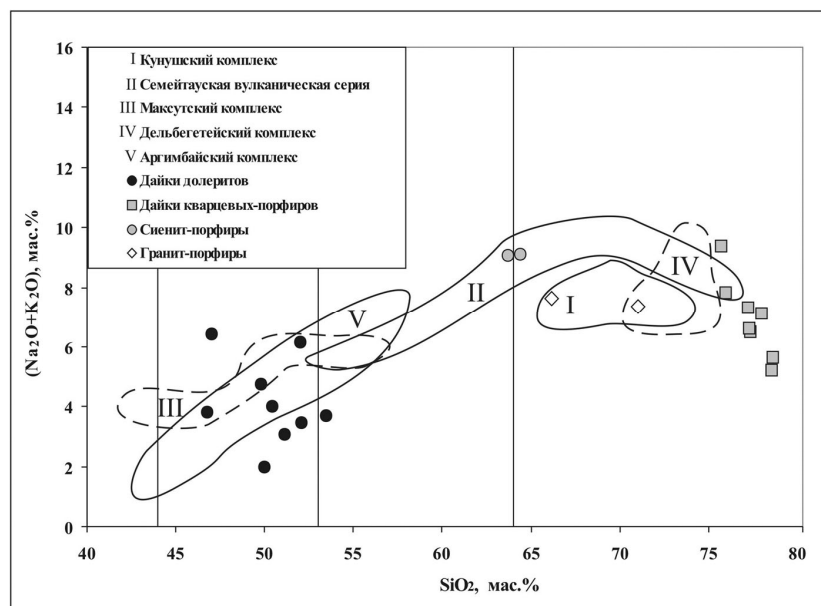


Рис. 1. Диаграмма Na₂O+K₂O–SiO₂ для магматических пород Суздальского месторождения и Западно-Калбинского золотоносного пояса.

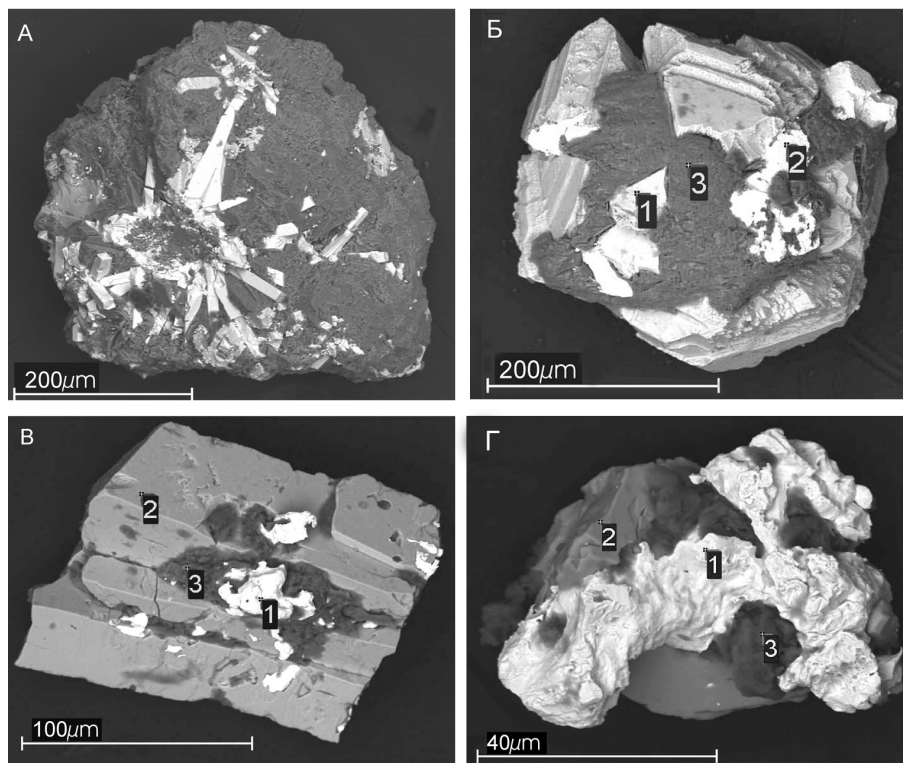


Рис. 2. Минерализация даек Суздальского месторождения: а) звездчатый агрегат игольчатого арсенопирита в дайке долерита; б) катаклазированный кристалл сфалерита (1), сцементированный кальцит-слюдисто-хлоритовым агрегатом (3) с вкраплениями галенита (2) из дайки кварцевого порфира; в) Ag-содержащее золото (1) с каолинитом (3) на таблитчатом кристалле арсенопирита (2) в дайке кварцевого порфира; г) чешуйчатое Ag-содержащее золото (1) в слюдиристо-хлоритовом агрегате (3) на кристалле арсенопирита (2) из дайки гранит-порфира. СЭМ-фото.

Дайковое тело кислого состава, относимое к кварцевым порфирам или к риолитовым порфирам, изучалось в штреке, расположенном на глубине 89 м от поверхности и пройденном по рудному телу 2–1, а также в скважине 517 на интервале глубин 93–112 м. Мощность дайки варьирует от 5 до 30 м. Взаимоотношения ее с рудными телами и вмещающими породами сложные. Контактные зоны прослеживаются с трудом, зачастую сорваны, тектонически осложнены зонами взаимного брекчирования. Каких-либо четких эндо- и экзоконтактных изменений не выявляется. Порода имеет светло-серую или белую окраску и порфировое строение за счет вкрапленников серого кварца размером 2–3 мм и округлых сфероидальных порфировых выделений размером 5–7 мм гранофирового строения, которые сложены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и вторичными минералами. В порфировых вкрапленниках встречаются также ортоклаз и плагиоклаз. Структура породы порфировая и гломеропорфировая, основная масса фельзитовая или аллотриоморфная. Другие нерудные и аксессуарные минералы представлены биотитом, хлоритом, серицитом, каолинитом, смектитом, Fe-Mg-карбонатами, сфеном, анатазом, Nb-W-содержащими рутилом,

ильменорутилом, ильменитом, цирконом, апатитом и флюоритом. Породы пересыщены кремнеземом (SiO_2 71.9–77.4 %), калием и натрием ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ до 7.6 %). На петрохимической диаграмме проанализированные породы несколько обособлены от ареалов пород кунушского комплекса и кислых пород семейтауской серии (см. рис. 1).

Сульфидная минерализация в дайках кислого состава также проявлена крайне неравномерно и представлена вкраплениями, тонкими прожилками и сгустковыми скоплениями пиритового состава, напоминающими обломки сульфидных руд. Основными рудными минералами являются пирит и таблитчатый слабозолотоносный Sb-содержащий арсенопирит, реже встречаются марказит, сфалерит, галенит, халькопирит и антимонит. В контактовых участках с рудными телами встречаются зерна самородного золота размером 30–60 мкм, содержащими серебро до 5–7 мас. %. Золото в виде чешуйчатых микроагрегатов часто отлагается на катаклазированных и корродированных зернах сфалерита и арсенопирита, в более позднем микропарагенезисе с галенитом и каолинит-слюдистым агрегатом (рис. 1 б–г).

Особенностью минерализации кислых даек является присутствие Ce-La-содержащих флюорита и апатита, а также микровыделений редкоземельных минералов (монацита, флюоцерита?, бастнезита?) в виде включений в цирконе, апатите и арсенопирите. Акцессорные циркон, галенит, флюорит, сфен отмечались для порфировидных гранитов семейтауской серии [Ермолов, Изох, 1977], как и редкоземельная минерализация [Щерба и др., 1976; Большой..., 2000]. Это позволяет говорить с некоторой степенью условности о геохимическом родстве рассматриваемых кислых даек с семейтауским комплексом. Вместе с тем возраст дайки, определенный по цирконам U-Pb методом на приборе SHRIMP, по нашим данным более древний и составляет 257.8 ± 2.1 млн лет.

Таким образом, рассмотренные дайки основного и кислого состава являются внутрирудными разновозрастными образованиями, фиксирующими длительный многоэтапный процесс рудоотложения на Суздальском месторождении. Более ранние дайки основного состава содержат минерализацию раннего этапа рудоотложения с невидимым золотом в арсенопирите и несут Cu-Co-Ni минерализацию. Дайки кислого состава содержат минеральные парагенезисы, близкие к парагенезисам второго продуктивного этапа со свободным золотом, и имеют редкоземельную геохимическую специализацию.

Работа поддержана РФФИ (проект 10-05-00677).

Литература

- Владимиров А. Г., Крук Н. Н., Хромых С. В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 7. С. 621–636.
- Большой Алтай (геология и металлогения). Кн.2. Металлогения / Щерба Г. Н., Беспяев Х. А., Дьячков Б. А. и др. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. 400 с.
- Ермолов П. В., Изох А. Э. Петрология магматических пород семейтауской вулканической серии // Геология и геофизика, 1977. № 6. С. 52–61.
- Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П. Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата: Наука, 1976. 200 с.
- Kovalev K. R., Kalinin Yu. A., Naumov E. A. et al. A mineralogical study of the Suzdal sediment-hosted gold deposit, Eastern Kazakhstan: Implication for ore genesis // Ore Geology Reviews, 2009. Vol. 36. P. 186–205.

Е. М. Табакаева
Бийский педагогический государственный университет, г. Бийск
tabakaeva16@mail.ru

**Петрологические и геохимические показатели редкометальной
рудноности интрузий белокурихинского комплекса, Горный Алтай**
(научный руководитель А. И. Гусев)

В настоящее время вопросы редкометального рудогенеза не имеют однозначной интерпретации. Между тем, понимание природы редкометального оруденения является особенно значимым на начальной стадии геолого-поисковых работ. В статье предпринята попытка рассмотреть проблему связи редкометального оруденения и магматизма с позиций мантийно-корового взаимодействия с целью выявления петрологических и геохимических показателей рудноности магматических образований белокурихинского комплекса Горного Алтая.

Исследование выполнено на основе материалов полевых и камеральных работ, проведенных автором в период с 2004 по 2009 гг. как в ходе личных выездов, так и в процессе производственных практик. Изучение состава и фазовых взаимоотношений пород комплекса проведено в петротипическом Белокурихинском плутоне, Сrostинском и Бабырганском массивах. Оруденение в грейзенах изучено на Курановском кварцево-грейзеновом бериллиевом месторождении, в пегматитах – на проявлениях бериллия руч. Крутенького и тантало-ниобатов руч. Слепого, кварцево-жильное оруденение – на вольфрамовом Осиновском месторождении и проявлении бериллия Красный Городок. Собранный каменный материал отражает фазовые взаимоотношения породных типов белокурихинского комплекса и рудную минерализацию. В камеральных условиях выполнен отбор мономинеральных фракций и проведено изучение шлифов.

Лабораторные исследования включали: определение состава биотита в прозрачно-полированных шлифах на приборе CamScan MV2300 с системой анализа Link ISIS-300; силикатный анализ пород на главные компоненты рентгеноспектральным флуоресцентным методом; Co, Ni, Zn, Pb, Li, Sc, Cu – методом ISP-AES; остальные элементы, в том числе РЗЭ – методом ISP-MS, а также полуколичественный спектральный анализ. При обработке результатов анализов построены графики распределения элементов, петрохимические классификационные диаграммы и диаграмма $\epsilon_{\text{Sr(t)}}-\epsilon_{\text{Nd(t)}}$, рассчитаны значения редкометального индекса – $F(\text{Li+Rb})/(\text{Sr+Ba})$ [Таусон, 1977], тетрадного эффекта [Irber, 1999].

Помощь при выполнении исследования была оказана Горно-Алтайской поисково-съемочной экспедицией по дополнению каменного материала образцами из Атуркольского, Тархатинского, Теранджикского массивов и изготовлению шлифов. В исследовании также использованы картографический материал [Федак и др., 2002] и материалы НИР и производственных отчетов [Владимиров и др., 2002; Кривчиков и др., 2000].

Ранние исследования белокурихинского комплекса (50-е гг. XX века) проводились в ходе геолого-съемочных работ масштаба 1 : 50000 и завершились выделением ряда самостоятельных комплексов. При проведении корреляций магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области на основе поэтап-

ных геодинамических интерпретаций развития региона предложено в составе единого белокурихинского комплекса (P_2-T_1) рассматривать Белокурихинский и Айский массивы [Обновленные..., 2007]. Кроме указанных интрузивов, в составе единого комплекса логично рассматривать массивы Карагу, Атуркольский, Теранджикский, Тархатинский, имеющие близкие возрастные, петрографические и петро-геохимические параметры [Гусев и др., 2008].

Оруденение габбро-гранитного белокурихинского комплекса сконцентрировано в Чарышском, Белокурихинском, Талицком и Ануйско-Песчанском рудных районах. Большинство месторождений были открыты в середине 50-х годов XX века и отрабатывались только на W и Mo. Наибольший интерес по прогнозным оценкам [Кривчиков и др., 2000] представляет Белокурихинский рудный район. Однако в настоящее время опоскованность и изученность массивов в силу слабой обнаженности остается низкой [Гусев и др., 2008].

Результаты исследования. Редкометальное оруденение в пределах Белокурихинского рудного узла приурочено к породным типам заключительных фаз и постмагматических процессов: лейкогранитам, пегматитам, скарнам, грейzenам. Во всех типах пород коэффициенты концентрации малых элементов (Mo, Li, Sr, To, Hf, U, Sn) превышают кларки. При этом накопление Mo и W происходит в значительных количествах в заключительных фазах. Концентрации Eu от ранних фаз к поздним закономерно снижаются – от 1.98 в габброидах до 0.13 в лейкогранитах с флюоритом. Для пород белокурихинского эталона установлен W-тип тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ, что интерпретируется нами как показатель высокой флюидонасыщенности при образовании лейкогранитов. Фтор играет важнейшую роль в трансформации соотношений легких и тяжелых РЗЭ в расплавах. Для пород белокурихинского эталона действительно установлено преобладание легких РЗЭ.

От монцогаббро к лейкогранитам с флюоритом происходит заметное увеличение концентраций фтора (от 0.02 до 0.85 % соответственно) и редкометального индекса. По величине последнего (6178.3) и петрогеохимическим параметрам умеренно-щелочные лейкограниты близки к плюмазитовым редкометальным лейкогранитам (редкометальный индекс 6800). Аналогичные параметры для лейкогранитов с флюоритом приближаются к литий-фтористым гранитам. Сходная тенденция поведения фтора отмечена и в составе биотита (табл.).

Первичные отношения изотопов Sr в гранитах главной фазы петротипического Белокурихинского массива составляют $(Sr^{87}/Sr^{86}) = 0.70646 \pm 29$ [Владимиров и др., 2002], что исключает участие зрелых коровых субстратов в магмогенерации. Анализ изотопов Sr и Nd в породах Айского массива показывает, что все породы комплекса образуют единый ряд дифференциатов от монцогаббро до лейкогранитов и сиенитов. На диаграмме $\epsilon Sr(t) - \epsilon Nd(t)$ соотношения указанных изотопов от монцогаббро до лейкогранитов образуют линейный тренд и локализируются вблизи обогащенного мантийного источника типа EM II (рис.).

Обсуждение и выводы. Данные анализов изотопов Sr и Nd, в совокупности со сходными и закономерными изменениями петрогеохимических характеристик всего набора пород свидетельствуют о едином источнике базитовых, монцонитоидных, сиенитовых и гранитовых разностей белокурихинского комплекса, произошедших в результате дифференциации единой щелочной мантийной базальтовой магмы в глубинном очаге. Формирование заключительных фаз (лейкогранитов и лейкогранитов с флюоритом) происходило в условиях подтока трансмагматических флюидов, в составе

которых ведущую роль играл фтор. В них проявлена аномалия Eu, W-тип тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ, увеличены концентрации F в породах заключительных

Т а б л и ц а

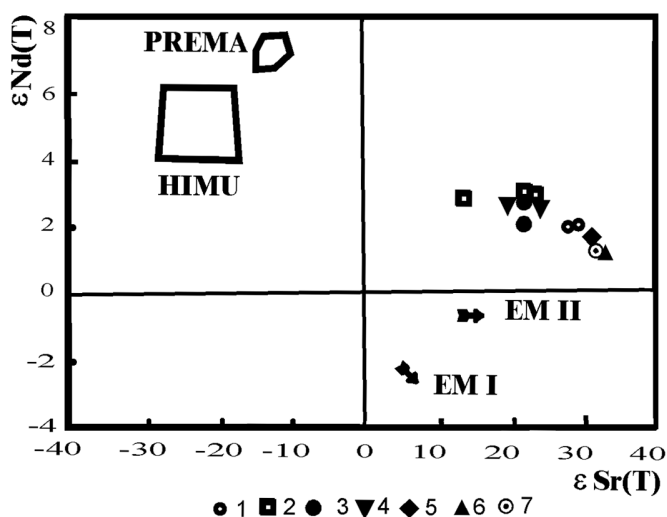
Средний состав биотитов породных типов белокурихинского комплекса (мас. %)

Компо- ненты	Белокурихинский массив				Айский массив					
	1 (3)	2 (3)	3 (1)	4 (5)	5 (2)	6 (4)	7 (2)	8 (2)	9 (1)	10 (4)
SiO ₂	36.98	35.88	36.91	35.51	36.22	39.50	37.10	38.41	37.54	39.04
TiO ₂	2.25	2.83	2.16	2.91	2.90	1.90	3.93	2.07	2.22	1.63
Al ₂ O ₃	13.81	15.46	17.12	15.14	12.20	12.33	12.81	14.33	17.15	13.72
Fe ₂ O ₃	5.41	5.76	6.95	6.08	5.17	5.08	12.08	8.08	9.20	6.88
FeO	13.04	11.47	14.23	12.62	13.61	10.51	13.10	11.40	10.28	9.40
MnO	0.69	0.75	0.9	0.72	0.24	0.47	0.46	0.72	0.64	2.63
MgO	11.46	8.36	6.24	8.23	12.42	14.79	8.26	10.17	10.0	9.64
CaO	0.04	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02
Na ₂ O	0.13	0.13	0.14	0.14	0.21	0.18	0.22	0.14	0.25	0.29
K ₂ O	9.13	9.28	9.41	9.45	9.38	9.69	9.13	9.56	9.39	9.76
F	1.76	1.62	2.0	2.07	2.20	2.55	1.52	1.54	2.16	4.28
Cl	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.05	0.18	0.09	0.16	0.02

П р и м е ч а н и е . Белокурихинский массив: 1 – гранодиорит, 2 – гранит, 3 – гранит умеренно-щелочной, 4 – лейкогранит; Айский массив: 5 – монцогаббро, 6 – граносиенит, 7 – гранит, 8 – гранит умеренно-щелочной, 9 – лейкогранит умеренно-щелочной, 10 – лейкогранит умеренно-щелочной с флюоритом. В скобках приведено количество проб в выборке. Определение состава проведено в лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Рис. Диаграмма $\epsilon\text{Sr}(t)$ – $\epsilon\text{Nd}(t)$ для пород Айского массива.

Типы мантии [Zindler, Hart, 1986]: EM I и EM II – обогащенная мантия типов I и II; PREMA – примитивная мантия; HIMU – мантия с высоким изотопным уран-свинцовым отношением. Интрузивные породы Айского массива: 1 – сиениты; 2 – граносиениты; 3 – умеренно-щелочные граниты; 4 – лейкограниты 4 фазы с флюоритом; 5 – меланосиенит; 6 – монцогаббро; 7 – монцит. Данные по сиенитам, граносие-



нитам, умеренно-щелочным гранитам, лейкогранитам заимствованы из работы [Крук и др., 2003]. Остальные анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ РАН (г. Москва). фаз и особенно в биотите. При этом отмечено, что высокопродуктивные лейкограниты заключительной фазы, с которыми парагенетически связано редкометальное оруденение, характеризовались открытой системой формирования в условиях привноса F глубинными мантийными потоками [Гусев, 2005].

Таким образом, показателями редкометальной рудоносности интрузий Белокурихинского комплекса являются: 1) формирование интрузий в процессе дифференциации глубинного очага; 2) участие в формировании магматитов флюидов, богатых F, который играл важнейшую роль в экстракции и переносе Sn, Ta, Nb, Rb, Li, W, Be, Mo и др.; 3) редкометальное оруденение пространственно и парагенетически связано с заключительными фазами становления интрузивных массивов – лейкогранитами и лейкогранитами с флюоритом, образующими штоки и рои даек, локализующихся в апикальных осложняющих поднятиях; 4) оруденение локализуется вблизи крупных региональных разломов, служащих проводниками заключительных фаз внедрения и глубинных флюидопотоков.

Полученные данные о закономерностях редкометального рудогенеза интрузивов Белокурихинского комплекса могут служить основой для дальнейшего металлогенического анализа и разработки прогнозно-поискового комплекса редких металлов в пределах Белокурихинского плутона и сходных с ним интрузивных массивов.

Литература

- Владимиров А. Г., Крук Н. Н. и др. Сводный отчет: «Изотопное датирование рудоносных магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области для ГОСГЕОЛКАРТЫ-1000 (по результатам работ за период с 1.01.1999 г. по 31.12.2001 г.). Кн. I. «Салаир, Рудный Алтай, Горный Алтай и зона его сочленения с Западным Саяном». Новосибирск, 2002.
- Гусев А. И., Гусев Н. И., Табакаева Е. М. Петрология и рудоносность Белокурихинского комплекса Алтая. Бийск: БПГУ, 2008. 195 с.
- Гусев А. И. Петрология редкометальных магмо-рудно-метасоматических систем Горного Алтая // Изв. ТПУ. Томск, 2005. Т. 308. № 4. С. 43–47.
- Кривчиков В. А., Селин П. Ф., Русанов Г. Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Алтайская серия. Лист М-45-І. СПб, 2000. 236 с.
- Крук Н. Н., Руднев С. Н., Сенников Н. В. и др. Отчет по теме Г-211-02. Участие в составлении геологической карты масштаба 1 : 1000000 листа М-45 за 2002–2003 гг. ФГУ КузТФГИ, 2003.
- Обновленные схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 280 с.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Федак С. И., Туркин Ю. А., Гусев А. И., Кривчиков В. А. ГИС-атлас. Алтайский край и Республика Алтай. Пакет оперативной геологической информации. Санкт-Петербург: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2002. 20 с.
- Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. Vol. 63. № ? . P. 489–508.
- Zindler A. Chemical geodynamics / A. Zindler, S.R. Hart // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. Vol. 14. P. 493–571.

И. Ю. Мелекесцева¹, В. А. Котляров¹, Р. В. Кужугет², А. А. Монгуш²

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

² – Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
г. Кызыл

Золото месторождения Арыскан и рудопроявления Дуушкунныг, Алдан-Маадырская золоторудная зона (Западная Тува)

В статье представлены результаты работ, которые являются продолжением изучения золоторудных объектов в Алдан-Маадырской зоне, которая располагается на левом берегу р. Хечмик в области сочленения Западного Саяна с Тувинским прогибом и имеет вид полосы шириной 5–6 км, вытянутой в ВСВ направлении на 20 км [Зайкова, Зайков, 1969]. Этот район сложен силурийскими и ордовикскими осадочными породами, смятыми в линейные изоклинальные складки ВСВ простираения. В ядре горст-антиклиналей находятся клинья кембрийских отложений и гипербазитов. Оруденение представлено Au-кварцевыми жилами с сульфидами и турмалином в конгломератах и алевролитах (м-е Улуг-Саир), в лиственитах (м-е Хаак-Саир), в березитах (Арысканское м-е) и кварцевых порфирах (рудопроявление Дуушкунныг).

Арысканское месторождение расположено на левобережье р. Хемчик южнее г. Арыскан. Оно открыто в 1964 г. при проведении съемочного маршрута Е. В. Онуфриевой (Зайковой) [Зайков и др., 1966ф]. Поисковые работы были проведены на объекте в 1965 г. Е. В. Онуфриевой, В. В. Зайковым, С. С. Куликовым. В результате работ было установлено, что месторождение приурочено к ядерной части Улугсайрской антиклинальной структуры, сложенной рассланцованными алевролитами верхнеадырташской подсвиты. На рудном поле выявлено два субширотных разлома, которые смещаются на 50–100 м разломом СВ простираения. Оруденение локализуется в березитах и, реже, в кварцевых жилах, секущих вмещающие породы и березиты. В процессе поисковых работ было обнаружено 5 зон березитизированных пород субширотного простираения: предположительно, зоны 1–4 развиваются за счет осадочных пород, 5 – по дайке кислого состава. Суммарная мощность березитизированных пород в поперечных сечениях изменяется от 0.5 до 10 м, мощность отдельных тел колеблется, в среднем, от 0.1–1.5 до 2–3 м. Наибольшие содержания Au (до 31.6 г/т, в среднем, 1–3 г/т) характерны для зоны 1 в южной части месторождения вблизи оси антиклинали.

В 2009 г. авторами были проведены рекогносцировочные работы в центральной части Арысканского месторождения, сложенной сильно рассланцованными и плитчатыми осадочными породами (сланцами), местами перетертыми до глины. Простираение пород субширотное, угол падения 80° (местами падение субвертикальное). Породы разбиты кварцевыми жилами мощностью от 1 до 20 см. Жилы сильно подроблены, местами до образования сыпучки, и ожелезнены. Тела березитов наблюдаются ближе к вершинам хребтиков, залегая согласно с вмещающими породами.

В центральной части месторождения видимое золото было найдено в кварц-гематитовой жиле СВ простираения, которая прорывает березитовое тело мощностью около 25 см. Мощность жилы меняется от 5–10 (в ЮЗ части) до 45 см (в СВ части), видимая длина составляет около 3.5 м. Кварц слагает зальбанды, а гематит – цен-

тральную часть жилы (иногда участками распространен в кварце). Большая часть жилы (особенно ее гематитовая часть) задернована.

Золото приурочено к гематиту и представлено многочисленными зернами округлой или вытянутой формы размером от долей до 1 мм. Вмещающая матрица представлена гетит-гематитовыми псевдоморфозами по кристаллическому пириту и, реже, халькопириту. Редкие реликты сульфидов размером первые десятки мкм фиксируются в гематите. Золото чаще всего встречается в оксидных фазах и редко – в кварце. Оно представлено крупными ксеноморфными агрегатами, мелкими (первые десятки мкм) гипидиоморфными зернами и их сростками или тонкими (несколько мкм толщиной) просечками (рис. а, б, в). В результате травления было установлено, что крупные золотины состоят из отдельных зерен, скрепленных в полигональные агрегаты (см. рис. а).

В составе золота присутствуют Ag (6.59–15.66 мас. %) и Cu (до 0.40 мас. %). Анализ отдельных золотинок показывает, что они слабо зональны по содержаниям Au и Ag (табл. 1). При этом повышенные содержания Au и пониженные Ag характерны для центральных частей зерен и, наоборот, – для краевых. Медь ведет себя двояко: в большинстве случаев ее содержания ниже в центре и выше на краях, но есть зерна, где наблюдается обратная картина или содержания стабильны.

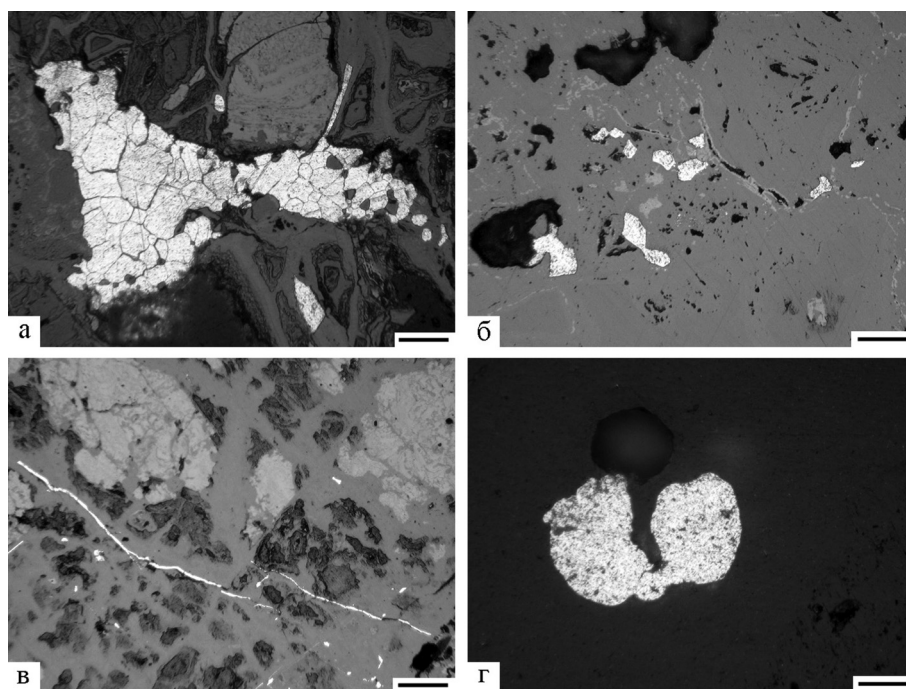


Рис. Морфология зерен золота Арысканского месторождения (а–в) и Дуушкунныгского рудопоявления (г): а) ксеноморфный агрегат золота, состоящий из полигональных гипидиоморфных зерен, протравлено царской водкой; б) субизометричные угловатые зерна золота и их сростки; в) просечки золота; г) сросток зерен золота.

Матрица на снимках: а–в – гетит-гематитовые агрегаты, г – эпоксидная смола. Масштабная линейка 0.05 мм.

Таблица 1

Химический состав зональных золотин Арысканского месторождения (мас. %)

№ зерна	№ анализов	Au	Ag	Cu	Сумма
1	17107-ц (3) точки b, c, d	<u>92.19–92.48</u> 92.36	<u>7.11–7.28</u> 7.22	<u>0.22–0.30</u> 0.26	<u>99.52–100.00</u> 99.84
	17107-к (4) точки a, e, f, g	<u>90.29–92.54</u> 91.16	<u>7.31–8.91</u> 8.28	<u>0.00–0.40</u> 0.24	<u>99.58–99.85</u> 99.67
2	17107-ц (2) точки i, j	<u>92.19–92.87</u> 92.53	<u>6.91–7.52</u> 7.22	<u>0.25–0.25</u> 0.25	<u>99.96–100.03</u> 100.00
	17107-к (4) точки h, k, l, m	<u>90.66–92.30</u> 91.35	<u>7.36–8.92</u> 8.27	<u>0.16–0.37</u> 0.27	<u>99.77–100.03</u> 99.89
3	17107-ц (2) точки p, q	<u>92.07–92.31</u> 92.19	<u>7.38–7.44</u> 7.41	<u>0.17–0.23</u> 0.20	<u>99.68–99.92</u> 99.80
	17107-к (5) точки n, o, r, s, t	<u>89.51–91.79</u> 91.05	<u>7.64–10.06</u> 8.41	<u>0.12–0.31</u> 0.24	<u>99.58–99.83</u> 99.70
4	17106-ц (4) точки h, l, j, k	<u>91.84–93.12</u> 92.51	<u>6.59–7.53</u> 7.06	<u>0.23–0.25</u> 0.24	<u>99.62–99.95</u> 99.81
	17106-к (6) точки d, e, f, g, l, m	<u>90.16–92.18</u> 91.43	<u>7.47–9.13</u> 8.10	<u>0.17–0.32</u> 0.25	<u>99.51–99.90</u> 99.78
5	17109-ц (2) точки b, c	<u>91.05–91.18</u> 91.12	<u>8.46–8.46</u> 8.46	<u>0.31–0.31</u> 0.31	<u>99.82–99.95</u> 99.89
	17109-к (4) точки a, d, e, f	<u>90.70–91.09</u> 90.89	<u>8.25–8.81</u> 8.61	<u>0.28–0.39</u> 0.33	<u>99.69–99.91</u> 99.83
6	17110-ц (1), точка b	91.87	7.92	0.19	99.98
	17110-к (3) точки a, c, d	<u>91.18–91.72</u> 91.41	<u>8.04–8.45</u> 8.18	<u>0.17–0.21</u> 0.19	<u>99.42–100.00</u> 99.78
7	17110-ц (2) точки f, g	<u>91.04–91.68</u> 91.36	<u>7.80–8.72</u> 8.26	<u>0.17–0.25</u> 0.21	<u>99.65–100.01</u> 99.83
	17110-к (2) точки h, e	<u>90.22–92.44</u> 91.33	<u>7.21–9.28</u> 8.25	<u>0.18–0.40</u> 0.29	<u>99.68–100.05</u> 99.87

Примечание. Здесь и далее анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества на РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой, аналитик В. А. Котляров (Институт минералогии УрО РАН). Ц – центр зерна, к – край зерна, в скобках – количество анализов. В числителе указан разброс содержаний, в знаменателе – среднее. Зерна 17107 – обр. АРР, 17109 – обр. АРР-1, 17106 – обр. Ар-8-1, 17110 – обр. Ар-8-2.

Дуушкунныгское рудопроявление расположено на левобережье р. Хемчик в низовьях лога Дуушкунныг-Саир. Рудопроявление приурочено к южному крылу Акдагской антиклинальной структуры, сложенной серицит-глинистыми сланцами нижнечергажской подсвиты [Зайков и др., 1966ф]. Оруденение приурочено к дайке окварцованных, альбитизированных, пиритизированных и серицитизированных кварцевых порфиров с лимонитизированными кристаллами пирита. Дайка разбита многочисленными кварцевыми жилами. Длина дайки – 4750 м, средняя мощность – 1.1 м. Пробирным анализом установлено содержание золота от 1.7 до 3 г/т.

В 2008 г. авторами были отобраны протолочные пробы ДШ-21 весом 3 кг 856 г из зоны контакта дайки с крупными псевдоморфозами лимонита по кубическим и

пентагон-додекаэдрическим кристаллам пирита (до 3 мм) и жильным кварцем, ДШ-22 весом 3 кг 460 г непосредственно из дайки с псевдоморфозами лимонита по пириту и шлиховая проба ДШ-23 (об. 5 л) из рыхлых почвенных отложений в подошве дайки. Количество пирита в пробах составляет около 1 %, лимонита по пириту – 2–3 %. В пробе ДШ-21 обнаружено 5 знаков золота, ДШ-22 – более 35, ДШ-23 – 20 знаков с общим весом 0.110 мг. Золото приурочено к замещенным кристаллам пирита и характеризуется удлинённой, реже – изометричной, формой и ямчато-бугорчатой, часто – уплощённой, поверхностью. Большая часть золотинок относится к классу крупности <0.1 мм и весьма мелкому – 0.25–0.1 мм, редко встречаются зерна класса 0.25–0.50 мм. Под микроскопом золото представлено зернами и их сростками (рис. г), в основном, удлинённой, изогнутой, крючковидной морфологии, редко – дендритовидной или с кристаллическими ограничениями. В одном зерне было обнаружено включение хлорита размером около 10 мкм.

Состав золота Душкунныгского рудопоявления сходен с составом золота Арысканского месторождения. Содержания Ag варьируют от 7.48 до 16.02 мас. %, Cu – от следов до 0.40 мас. %. Слабая зональность, выраженная в повышении содержаний Au и уменьшении содержаний Cu (в одном случае – увеличения) от центра к краю также выявлена в зернах золота (табл. 2). Содержания Ag в зернах изменяются незначительно.

Таблица 2

Химический состав зональных золотинок Душкунныгского рудопоявления (мас. %)

№ зерна	№ анализов	Au	Ag	Cu	Сумма
1	1728-ц (1), точка с	88.68	10.75	0.40	99.83
	1728-к (2), точки b, d	<u>89.04–89.44</u> 89.24	<u>10.28–10.72</u> 10.50	<u>0.20–0.25</u> 0.23	<u>99.92–100.01</u> 99.97
2	1728-ц (1), точка f	89.07	10.46	0.35	99.88
	1728-к (2), точки e, g	<u>89.42–89.80</u> 89.61	<u>10.22–10.41</u> 10.32	0.00	<u>99.83–100.02</u> 99.93
3	1729-ц (1), точка b	91.91	7.77	0.25	99.93
	1729-к (2), точки a, c	<u>91.85–92.55</u> 92.20	<u>7.48–7.92</u> 7.70	<u>0.00–0.22</u> 0.11	<u>99.99–100.03</u> 100.01
4	1730-ц (1), точка b	90.63	8.05	0.18	98.86
	1730-к (5), точки a, c, d, e, f	<u>91.15–91.95</u> 91.63	<u>7.59–8.61</u> 8.09	<u>0.16–0.29</u> 0.23	<u>99.83–100.00</u> 99.95
5	1731-ц (1), точка b	88.48	11.34	0.18	100.00
	1731-к (2), точки a, c	<u>88.66–88.67</u> 88.67	<u>11.09–11.13</u> 11.11	<u>0.18–0.23</u> 0.21	<u>99.98–99.98</u> 99.98
6	1733-ц (1), точка b	90.42	9.42	0.21	100.05
	1733-к (2), точки a, c	<u>90.50–90.69</u> 90.60	<u>8.93–9.33</u> 9.13	<u>0.20–0.30</u> 0.25	<u>99.92–100.03</u> 99.98

Примечание. Зерна 1728, 1729, 1730 – обр. ДШ-23, 1731, 1733 – обр. ДШ-22.

Локализация золота Арысканского месторождения и Дуушкунныгского рудопроявления в замещивших сульфиды гетит-гематитовых агрегатах и лимоните по пириту сходна с золотом из турмалин-сульфидно-кварцевых жил Улуг-Саирского месторождения [Зайков и др., 2009]. Близкие составы характерны для золота первой генерации на Улуг-Саирском и Хаак-Саирском месторождениях. Более позднее золото этих месторождений характеризуется повышением роли Ag (до электрума и кюстелита), а также появлением Hg (до 16.50 мас. %). На Улуг-Саирском месторождении в золоте также отмечается слабая зональность, выраженная в более пониженных содержаниях Ag в центральной части золотин, чем в краевых, что наблюдается и в золоте Арысканского месторождения.

Таким образом, золото Арысканского месторождения и Дуушкунныгского рудопроявления является «первичным», характерным для других объектов Алдан-Маадырской зоны, но без признаков последующих изменений. В его образовании могли принимать участие гидротермальные растворы, сходные по физико-химическим параметрам с таковыми, которые сформировали «низко-» и «среднесеребристое» золото месторождения Улуг-Саир (соли – NaCl и $MgCl_2$; концентрации солей – 6–10 мас. % NaCl-экв.; $T_{\text{гом.}}$ – 300–340 °C) [Анкушева, Зайков, 2009].

Авторы благодарны В. В. Зайкову и Е. В. Белогуб за консультации в ходе работ.

Литература

Анкушева Н. Н., Зайков В. В. Физико-химические условия образования золото-кварцевых жил Улуг-Саирского месторождения (Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 127–131.

Зайков В. В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ак-Суг-Хемчик в пределах листов М-46-14-В-в,г; М-46-49-Г-в,г; М-46-26-Б. Окончательный отчет Нижне-Алашской партии по работам 1963–1965 гг. Кызыл, 1966ф.

Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А., Монгуш А. А., Кужугет Р. В. Алдан-Маадырская золоторудная зона на западном фланге Саяно-Тувинского разлома // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 123–127.

Зайкова Е. В., Зайков В. В. О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: 1969. С. 72–76.

Б. Б. Дамдинов¹, С. М. Жмодик², А. Г. Миронов¹

¹ – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
damdinov@gin.bscnet.ru

² – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
zhmodik@uiggm.nsc.ru

Типы платиноидного оруденения в офиолитах Восточного Саяна

В пространственной и, вероятно, генетической связи с породами офиолитовых комплексов мира известно множество месторождений и рудопроявлений золота и элементов платиновой группы (ЭПГ). Большинство проявлений и месторождений

платиноидной минерализации в офиолитах представляют собой, в первую очередь, россыпные месторождения в водотоках, омывающих породы офиолитовой ассоциации [Cabri et al., 1996 и др.]. Коренные проявления чаще всего связаны с хромитовыми рудами, содержащими твердые растворы Ru-Ir-Os. В этом плане Восточно-Саянский офиолитовый пояс не является исключением. Так, например, известна приуроченность массы золоторудных месторождений и проявлений к выходам пород офиолитового комплекса, кроме того, с начала XX в. отмечаются находки платиновых минералов в россыпях [Высоцкий, 1933]. Проведенные исследования с частичным использованием материалов из отчетов производственных организаций позволили выявить потенциально платиноносные породы (и руды) среди образований офиолитового комплекса. Целью работы является типизация выявленных потенциально платиноносных образований в породах офиолитового комплекса Восточного Саяна и рассмотрение некоторых вопросов генезиса ЭПГ.

Выходы офиолитов в юго-восточной части Восточного Саяна образуют две прерывистых ветви (Ильчирскую и Боксон-Харанурскую), обрамляющие с трех сторон образования Гарганской глыбы. На пересечении Ильчирского и Боксон-Харанурского поясов расположен Оспинско-Китойский гипербазитовый массив, представляющий собой участок офиолитового покрова, расчлененный на несколько пластин, подстилаемых зонами серпентинитового меланжа. Кроме указанных ветвей, в северной части некоторыми исследователями выделяется Бельско-Дугдинский офиолитовый пояс [Секерин и др., 2002] (рис. 1).

Россыпные (шлиховые) проявления ЭПГ распространены, по нашему мнению, практически во всех водотоках, пересекающих выходы базит-гипербазитов офиолитовой ассоциации. Нами платиновые минералы были установлены в следующих реках – Китой, Саган-Сайр, Арлык-Гол, Хончен, Ехэ-Шигна. По химическому составу подавляющее большинство обнаруженных минералов отвечает гексагональным твердым растворам Ru-Ir-Os – преимущественно рутению, осмию, иридию, редко рутениридосмину с включениями и оторочками изоферроплатины, туламинита, ирарсита, эрликманита. Минералы Pt-Pd состава в россыпях не обнаружены. Составы россыпных минералов ЭПГ очень близки к минералам, выделенным из хромититов, что позволяет считать хромитовые руды основным источником платиновых минералов в россыпях. Кроме того, в хромититах установлены самородное золото и минералы Ni – аварунит, шендит, орселит, хизлевудит и др.

Кроме хромититов, платиноидная минерализация установлена также в апогипербазитовых метасоматитах. Прежде всего, следует отметить, что углеродистые метасоматиты по гипербазитам распространены в пределах Оспинско-Китойского массива. Они представляют собой жильно-прожилковые зоны и зоны рассеянной вкрапленности углеродистого вещества (УВ) среди гипербазитов, серпентинитов, базитов, вплоть до средне-кислых разностей и их метасоматитов. Размеры этих зон довольно значительные: так, штокверкоподобная (прожилковая) углеродизация формирует целые поля углеродистых метасоматитов размером до 800 м, а отдельные жильные тела прослеживаются на расстояние более 1 км. Платиноидная минерализация в углеродистых метасоматитах представлена большей частью соединениями Pt и Pd с различными соотношениями этих элементов: от самородного Pd ($PdPt_{0.1}$) до палладистой платины ($PtPd_{1.1}$) с примесями Sn, Pb, Bi. Содержания Pt достигают – 1.6 г/т, Au – 2.4 г/т. Повышенная концентрация ЭПГ связана с УВ, где повышены содержания Pt (до 11.5 г/т) и Ru (до 0.13 г/т), а также Au (1.4 г/т) и Ag (до 89 г/т).

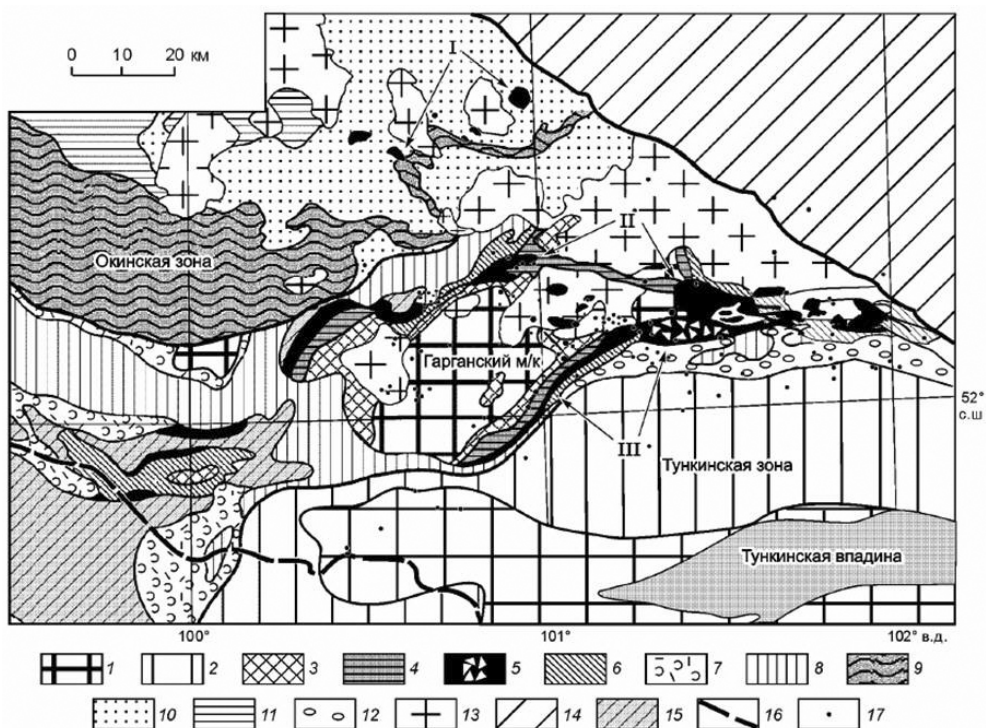


Рис. 1. Главные литотектонические единицы юго-восточной части Восточного Саяна.

Крупная клетка – метаморфический комплекс основания Хамардабанского микроконтинента.

I – Бельско-Дугдинский офиолитовый пояс; II – Ильчирский офиолитовый пояс; III – Боксон-Харанурский офиолитовый пояс.

1 – метаморфический комплекс основания (Гарганский микроконтинент); 2 – метаосадки и метавулканиды осадочного чехла Хамардабанского микроконтинента; 3 – карбонатные отложения осадочного чехла (параавтохтон); 4–7 – нижний аллохтон: 4 – сланцы и олистостромы, метавулканиды, 5 – офиолиты с меланжем (белые треугольники), 6 – флиш и вулканиды основного состава, 7 – островодужные вулканиды сархойской серии; 8 – средний аллохтон: известняки и доломиты боксонской серии (V–C₂); 9–11 – верхний аллохтон: 9 – глаукофан-зеленосланцевые образования окинской серии, 10 – метаосадки окинской серии, 11 – известняки и доломиты боксонской серии (V–C₂); 12 – неавтохтон: конгломераты сагансайрской свиты (D₃–C) (?); 13 – граниты; 14 – комплекс основания Сибирского кратона; 15 – терригенные отложения дибинской свиты; 16 – Российско-Монгольская граница; 17 – месторождения и рудопроявления золота.

Еще одним типом с достоверно установленной платиноидной минерализацией является оруденение, локализованное в родингитах и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитах Хурай-Жалгинского гипербазит-базитового массива. Минерализованные родингиты слагают линзовидные тела мощностью до 3 м. Пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты представляют собой протяженные (до 900 м) зоны пирит-магнетитовой минерализации в глаукофансодержащих ортоамфиболитах. Содержание ЭПГ в рудах достигают 0.65 г/т с отчетливой Pt-Pd геохимической специализации.

ей, золота – до 1.5 г/т и Ag – до 60 г/т. Минеральные фазы благородных металлов представлены медистым, ртутистым и оловосодержащим золотом разной пробы и сперрилитом.

Наряду с породами с платиновыми минералами, установлены также образования с повышенными концентрациями ЭПГ, что позволяет считать их потенциально платиноносными. В первую очередь, это участки обогащения платиноидами лиственитов и серпентинитов. *Серпентинитовый* тип оруденения представляет собой зоны сульфидной Ni-минерализации в антигоритовых серпентинитах, где сульфидные минералы представлены пиритом, миллеритом, Со-пентландитом, зигенитом, халькопиритом, редко – галенитом. Из ЭПГ в серпентинитах преобладает платина, содержание которой достигает 0.34 г/т. Концентрации благородных металлов в *лиственитах* достигают: Au – 0.4 г/т, Ag – 172 г/т и Pt – 0.09 г/т. Повышенные концентрации Pt и Pd известны в *сульфидизированных метабазитах*. Такие участки пространственно совмещены с проявлениями Ni-Co минерализации в породах кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации, в частности, в метасоматически измененных и сульфидизированных габброидах и габбро-пироксенитах (Pt до 0.011 г/т и Pd до 0.078 г/т). Есть сведения о повышенных концентрациях ЭПГ в приконтактных частях гранитоидных массивов.

Образования вулканогенно-осадочного комплекса офиолитовой ассоциации Восточного Саяна представлены отложениями преимущественно зеленосланцевого и черносланцевого состава и отнесены к ильчирской толще. Повышенная платиноносность установлена в сульфидизированных черных сланцах, местами переходящих в сплошные сульфидные руды. Содержания благородных металлов достигают: Pt – 1.2 г/т (до 150 г/т), Au – 0.5 г/т. Концентрация ЭПГ происходит как в сульфидах, так и непосредственно в УВ.

Недоизученным типом минерализации ЭПГ являются многочисленные золоторудные месторождения и проявления, связанные с выходами пород офиолитовой ассоциации. В некоторых из них (Зун-Холбинское, Таинское, Каменное месторождения) установлены аномально высокие концентрации ЭПГ (до первых г/т), хотя минеральных фаз платиноидов не обнаружено.

Согласно модели Н. С. Рудашевского [1987], дифференциация ЭПГ в гипербазитах происходит в зависимости от степени частичного плавления мантийных перидотитов и от флюидного режима формирования ультрабазитов. При плавлении перидотитов в рестите остаются наиболее тугоплавкие и менее подвижные ЭПГ – Ru, Ir и Os, которые накапливаются в хромитовых рудах. Относительно легкоплавкие ЭПГ (Pt, Pd) выносятся как в составе базальтового расплава, так и уходят во флюидную фазу. Этим объясняется Pt-Pd геохимическая специализация типов платиноидного оруденения, связанных с метасоматитами по базитам и гипербазитам. Однако следует иметь в виду, что на процесс формирования платиновой минерализации оказывали непосредственное влияние восстановленные мантийные флюиды, выносящие легкие ЭПГ из мантии по зонам глубинных разломов или зонам субдукции. Расчеты А. Ф. Коробейникова, на примере офиолитов Северо-Восточного Казахстана показали, что перераспределение благородных металлов в первичных базит-гипербазитах формирует около 20–25 % всего объема рудных материалов [Коробейников, Масленников, 1998], следовательно, остальная часть рудных компонентов обязана своим происхождением поступлению мантийного вещества. Углеродистые метасоматиты по гипербазитам характеризуются именно Pt-Pd геохимической специализацией, что связано с поступлением ЭПГ в составе углеродизирующего флюида. Формирование свободно-

го углерода происходит, в частности, по реакции Будуара, где при 900 °C происходит разложение двуокиси углерода и образование свободного углерода и углекислоты. Такая картина наблюдается в углеродизированных гипербазитах, когда графитовые парагенезисы сменяются карбонатными. Кроме того, известно, что при давлении около 100 атм. и температурах 200–250 °C Ru, Os, в меньшей степени – Ir и Rh образуют летучие карбонильные соединения под действием CO, преобладающего в составе мантийных флюидов. Pt и Pd летучих карбониллов не образуют и, соответственно, накапливаются в углеродистых метасоматитах. С поступлением мантийного вещества в верхние слои океанической коры связано появление платиноидной минерализации в черных сланцах и связанных с ними сульфидных рудах. Идеализованная схема дифференциации ЭПГ в коре океанического типа представлена на рис. 2.

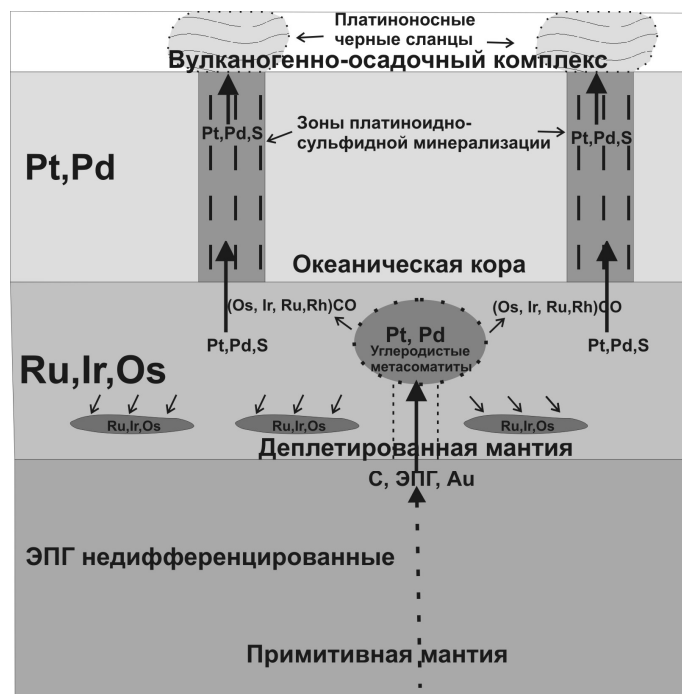


Рис. 2. Идеализованная схема дифференциации ЭПГ в земной коре океанического типа (по [Рудашевский, 1987] с дополнениями авторов). Пояснения в тексте.

Повышение концентраций ЭПГ в серпентинитах, лиственитах и метабазах происходит при перераспределении вещества во время метасоматических процессов и приводит к накоплению Pt и Pd в сульфидных минералах. Механизмы формирования платиноидов в гидротермально-метасоматических породах окончательно не выявлены. Нерешенной проблемой является происхождение платиноидной минерализации в золоторудных объектах. Поскольку платиноносные золоторудные объекты, как правило, так или иначе связаны с выходами офиолитов, скорее всего, источниками платиноидов являлись породы офиолитовой ассоциации.

Таким образом, проявления платинометальной минерализации в офиолитах приурочены не только к ультраосновным породам реститового комплекса, но могут быть обнаружены практически во всех членах офиолитовой ассоциации. Появление повышенных концентраций ЭПГ в офиолитовых ультрабазитах связано с процессами дегазации и частичного плавления мантии, а в других членах офиолитовой ассоциации – с гидротермально-метасоматическими преобразованиями первичных пород. Источниками ЭПГ являются как мантийные флюиды, так и непосредственно породы офиолитового комплекса.

Литература

- Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. М., 1933.
- Коробейников А. Ф., Масленников В. В. Закономерности формирования и размещения месторождений благородных металлов Северо-восточного Казахстана. Томск: ТГУ, 1994. 337 с.
- Рудашевский Н. С. Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций // ЗВМО. 1987. Ч. 116. Вып. 2. С. 222–237.
- Секерин А. П., Меньшагин Ю. В., Егоров К. Н. Ехэшигнинский гипербазитовый массив Бельско-Дугдинского офиолитового пояса Восточного Саяна // Отечественная геология, 2002. № 1. С. 45–51.
- Cabri L. J., Harris D. C., Weiser T. W. Mineralogy and distribution of Platinum-group Mineral (PGM) Placer Deposits of the world // Explor. Mining Geol., 1996. Vol. 5. № 2. P. 73–176.

Е. Н. Сычкина, О. Ю. Утробина, А. В. Мащенко
Пермский государственный университет, г. Пермь

Золото из техногенных отвалов и россыпей (Научный руководитель В. А. Наумов)

Геологами Естественно-научного института Пермского университета (ЕНИ ПГУ) в 2006–2008 гг. выполнялись исследования на территории Клондайкского золотоносного поля (Канада) (руководитель В. А. Наумов). Позиция этого крупнейшего золотоносного района, расположенного на Территории Юкон (Канада), определяется его положением в области сочленения террейнов Канадского сегмента Северо-Американских Кордильер со структурами Северо-Американского кратона. Границей между ними служит Тинтина Тренч – крупный правосторонний сдвиг северо-западного направления протяженностью более 450 км. Основные золотоносные площади локализованы в пределах самых древних террейнов Юкон-Танана и Кассиор, которые входят в так называемое метаморфическое ядро Кордильер [Патык-Кара, 2008].

Разработку россыпей в бассейне р. Индиан (правый приток р. Юкон) проводят бульдозерно- и экскаваторно-гидравлическим способом. При разработке формируются намывные фации техногенных отвалов, которые представляют собой хвостохранилища.

На одном из таких участков пятилетней давности было проведено опробование зоны боя потока наклонного прямооточного шлюза. Помимо механической дифференциации техногенных отвалов (распределения обломков по гидравлической

крупности), в отвалах произошло химическое преобразование осадков (техногенез по О. К. Иванову). Находящиеся в отвалах сульфиды и железный скерб были окислены и цементированы гидроксидами железа. В головной части зоны боя отвалов сформировался литифицированный агрегат, который был предоставлен нам для исследований. Золото проанализировано под биноклем, сделаны фотографии.

Внешне агрегат мало отличим от природного конгломерата с железистым цементом. При осмотре образцов обнаружено свободное золото в виде сростка с кварцем. Проведен анализ вещества конгломерата, выделено два типа золотых частиц: 1) сростки золота с кварцем и золотая пыль из кварцевой матрицы; 2) золото с призмками гидрооксидов железа.

Первый тип представлен золотиной желтого цвета неправильной формы в сростке с кварцем. Поверхность неровная, пористая, ажурная, присутствуют следы от наростов кварца. Блеск золота сильный металлический. Поверхность золотины частично находилась в конгломерате и только в верхней части интенсивно подвергалась механическим гипергенным воздействиям.

Золотая пыль была высвобождена из кварцевой матрицы при растворении в плавиковой кислоте. Золото желтого цвета, присутствуют осколки кварца белого цвета, агрегаты неправильной формы, поверхность неровная, ажурная, блеск сильный металлический.

В предоставленных для исследований в лаборатории техногенных осадках и золоте из намывной техногенной фации участка разработки современных россыпей Болдер-майнер долины р. Индиан обнаружена другая разновидность техногенного золота. Это частицы грязно-желтого цвета неправильной формы с неровной поверхностью, следами гидрооксидов железа и налетом глинистых минералов. Блеск частиц слабый металлический, на поверхности возможны наросты тонкого золота.

Другой геологический объект, на котором проводились исследования геологами ЕНИ ПГУ – группа россыпных месторождений в Пермском крае Заблудящая – Верхний Велс.

Верхне-Велсовское месторождение россыпного золота расположено в бассейне верхнего течения р. Велс на западном склоне Северного Урала, вблизи главного Уральского хребта в пределах Верхнепечорско-Кутимского антиклинория. Продуктивные залежи золота представлены аллювиальными и делювиально-пролювиальными отложениями долин рек Велса, Талой и нескольких малых водотоков [Минерально-сырьевые..., 2006].

Нами рассмотрены осадки техногенных образований Верхне-Велсовского месторождения, которые представлены намывными и отвальными техногенными фациями [Наумов, 1994]. Выявленное золото очень разнообразно по размерам, морфологии, окраске, характеру поверхности и другим особенностям. Выделено несколько типов золота:

1. Преобладают уплощенные хорошо окатанные частицы чешуйчатой формы с красновато-бурым оттенком, образовавшимся за счет налетов на поверхности зерен гидрооксидов железа. Часть зерен образует неправильные сростки с минералами железа (гематит, магнетит). Поверхность золотины неровная, окраска желтовато-бурая, блеск металлоидный.

2. Толстопластинчатые хорошо окатанные изометричные зерна с сохранившимися на поверхности следами ртути, из-за которых оттенок золота оловянно-белый (светло-серый). Поверхность золотины шероховатая, блеск тускло-металлический.

3. Неокатанные золотины уплощенной и вытянутой формы. Поверхность зерен шероховатая, шагреневая, микробугристая. Окраска грязно-желтая, блеск металлический.

4. Полуокатанные зерна удлиненного облика гантелеобразной формы с заливообразными очертаниями. Поверхность частиц грубошероховатая за счет бугорков. Цвет желтовато-коричневый, блеск металлический.

5. Массивное агрегатное золото неправильной формы с грубошероховатой поверхностью за счет гребневидных наростов. Окраска коричневато-желтая, блеск металлический.

На основании проведенных работ и сопоставления золота двух территорий можно выделить морфологические признаки техногенно измененного золота. Золото из техногенных образований преимущественно характеризуется пластинчатой и уплощенной формой, имеет шероховатую, ямчато-бугорчатую поверхность, иногда ажурную, пористую. Частицы характеризуются тусклым желтовато-коричневым оттенком и, в большинстве случаев, металловидным блеском. Большая часть техногенных золотин сохраняет на своей поверхности следы и пленки ртути, соединения железа. Это связано с процессами техногенного преобразования на уровне химической дифференциации осадков [Наумов, 1994]. В техногенных россыпях изменяется химический состав среды, на осадки россыпей воздействуют подземные и поверхностные воды, а также продукты гипергенного преобразования других минералов. Эти изменения отражаются на вещественном составе осадков и морфологии золота.

В результате исследования морфологии золота сделан вывод, что процессы разработки месторождений (техногенеза) влияют на технологические свойства золота. При гравитационном обогащении в отвалы поступает труднообогатимое золото, гидравлическая крупность которого существенно ниже извлекаемого (пластинчатое и мелкое золото, золото в сростках с другими минералами, золото в «рубашках»). При техногенезе (геологических процессах преобразования золота в техногенных условиях) происходят гипергенные изменения: новообразования на поверхности зерен, выщелачивание поверхности, образование налетов гидрооксидов железа, пленок ртути, глинистых минералов и другие процессы, связанные с изменением среды нахождения частиц золота. Техногенез проявляется на уровне процессов механической и химической дифференциации вещества. Изменение технологических свойств золота необходимо учитывать при последующих технологиях извлечения золота.

Литература

Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. Энциклопедия / Гл. ред. А. И. Кудряшов. Пермь: Книжная площадь, 2006. 464 с.

Наумов В. А. Процессы формирования и распределения концентраций благородных металлов в техногенных россыпях и отвалах Урала // Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1994. № 8. С. 39–50.

Патык-Кара Н. Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 528 с.