

## Часть 6. ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**Ю. И. Бакулин**

*Представительство НП «Горнопромышленники России» в ДВФО,  
г. Хабаровск  
gpr@mail.kht.ru*

### **Эволюция золотого рудообразования на этапах геологического развития Земли**

Неравномерная продуктивность геохронологических периодов на различные виды полезных ископаемых общеизвестна. Так, 80 % месторождений железа, ~60 % урана и 90 % хрома приурочены к образованиям позднего архея и протерозоя, ~50 % месторождений свинца – к палеозою, > 40 % олова, > 60 % меди и сурьмы, 90 % молибдена – к мезозою. Конечно, это не случайно и связано с особенностями геологических процессов, обуславливающих рудообразование. Для золота, имеющего широкий диапазон условий подвижности, строгая возрастная привязка основных металлогенических эпох менее характерна, но докембрийские и мезо-кайнозойские эпохи выделяются своей продуктивностью. Причем по суммарному рудогенезу докембрийская эпоха доминантна над фанерозойской, а мезо-кайнозойская является наиболее продуктивной в единицу времени.

В истории формирования Земли целесообразно выделять геологический и догеологический этапы развития. Догеологический этап, хотя и лишен какой-либо конкретной информации, очень важен для понимания последующего развития, поскольку связывает геологическую историю с зарождением Земли.

**Догеологический этап развития Земли.** Газово-пылевое облако, из которого согласно распространенным гипотезам произошла Земля, состояло из смеси частиц, отвечающих по составу метеоритам, и солнечного газа, состоящего на 99 % из водорода. В результате уплотнения под воздействием гравитационных сил газовая составляющая отжималась (или сжималась), и на образование Земли ушло до 15–20 об. % газа, соизмеримого с пористостью литифицированной пыли – реголита (или первичный газ сжался до этого объема). При достижении в центральной части плотности  $3 \text{ г/см}^3$  началось плавление за счет гравитационной энергии, и включился механизм магматической дифференциации. В результате этого гомогенное прежде вещество типа реголита расслоилось, образовав:

- приядерную часть – тугоплавкое вещество в пластическом (или твердом) состоянии;
- расплавленный слой, концентрирующий выплавки и обеспечивающий магматическую дифференциацию вещества, аккумуляцию тепла и напряжений, превышающих литостатическое давление – активный слой (1);
- зону закалки активного слоя – спекшегося реголита и превращенного в хондрит;
- слой слаболитифицированного реголита.

По мере уплотнения эта триада приближалась к поверхности формирующегося космического тела и около 4.6 млрд лет назад достигла ее.

**Геологический этап** предлагается разделять на 5 периодов: 1) лунный, 2) нуклеарный, 3) эпиплатформенный, 4) геосинклинальный, 5) плитный. Каждый из них имеет свои характерные особенности: *лунный* – начало магматических процессов на поверхности Земли; *нуклеарный* – формирование ядер будущих платформ (щитов); *эпиплатформенный* – формирование платформ; *геосинклинальный* – заложение классических геосинклиналей; *плитный* – формирование Мирового океана и двух типов блоков земной коры – океанической и континентальной<sup>1</sup>.

Эволюция золотого оруденения в геологической истории Земли связана с изменением (возрастанием) роли кислорода, различными (закономерными) сочетаниями процессов седиментации, эпигенеза, метаморфизма и магматизма. *Лунный период* не продуктивен в виду слабой дифференциации магматических процессов. *Нуклеарный период* (ранний докембрий) характеризуется распространением сложных по генезису седиментогенно-гидротермально-метаморфогенных месторождений с различными вариациями рудообразующих факторов, образованных в условиях резкого дефицита кислорода: на поверхности имели место термодинамические параметры, характерные для современных глубин Земли. В связи с этим накопление осадков и первичные их преобразования имели черты гидротермального процесса.

Среди магматогенных месторождений преобладают объекты, ассоциирующие с габброидами в эффузивной и субвулканической фациях. В разрезах позднего архея появляются более широко представленные углеродистые «черные» сланцы, обогащенные углистым веществом (графитом). Признанной является их повышенная металллоносность, но отождествление повышенной углеродистости с биогенным органическим веществом не всегда правомерно. Поступление углерода, водорода, азота из глубин Земли связывается нами с распадом гидридов, карбидов и нитридов в верхней мантии при формировании слоистой структуры. Для *эпиплатформенного периода* (поздний докембрий) характерно метаморфогенно-гидротермальное и гидротермально-осадочное оруденение, ассоциирующее с углеродистыми доломитовыми толщами, известное как карлинский тип. Для *геосинклинального периода* (палеозой) характерен полный набор рудных месторождений, сопровождающий известные стадии геологического развития геосинклинальных областей. *Плитный период* (мезокайнозой) характеризуется локализацией эндогенных процессов в зонах сочленения континентальных и океанических плит и развитием областей тектоно-магматической активизации консолидированных блоков. Здесь получает широкое распространение вулканогенное оруденение, продолжают развиваться плутоногенное и гидротермально-осадочные типы оруденения. Металлогения золота плитного периода характеризуется возросшей интенсивностью, что связано с вовлечением в сферу вещественных преобразований больших объемов «свежей», недифференцированной первичной коры вдоль зоны соприкосновения континентальной и океанической коры. По-видимому, результатом взаимодействия этих блоков объясняется более широкий спектр элементов, участвующих в рудообразовании и сложный состав руд.

Наряду с золотом и серебром в повышенных количествах в ряде случаев отмечаются платиноиды, теллуриды золота, медь, молибден, вольфрам, сурьма, мышьяк. Все разнообразие типов золотых месторождений этого периода получило широкое освещение в работах российских и зарубежных исследователей, и мы не будем на них останавливаться. Важно подчеркнуть, что если рассматривать островные дуги

---

<sup>1</sup>*Прим. ред.* Выделенный геосинклинальный период в трактовке автора соответствует плитному в соответствии с концепцией тектоники плит.

как ядра зарождения новой коры, то можно увидеть много общих особенностей золотого оруденения этого периода с нуклеарным (ассоциация с базальтовым магматизмом, геолого-структурные условия локализации и др.).

Продуктивность на золото рудообразующих эпох определяется сочетанием факторов мобилизации золота в ходе вещественных преобразований, миграции и рудоотложения. Седиментогенная миграция и отложение золота, получившие максимальное развитие в протерозое, проявлялись вплоть до мезозоя, пройдя через рудовмещающие ассоциации пород – железистых кварцитов, глинисто-доломитовую, углеродистых алевропелитов и известняков. Группа гранитоидных золоторудных проявлений характерна для металлогенических эпох палеозоя и раннего мезозоя.

Вулканогенное золотое оруденение формировалось в различные этапы развития Земли, но профилирующие формационные типы для периодов различны: золото-сульфидные формации характерны для докембрия и раннего палеозоя, золото-кварцевые и золото-адуляр-кварцевые – для мезо-кайнозоя (в соответствии с эволюцией режима серы и кислорода в истории Земли), для всего диапазона золотого рудогенеза характерно вулканогенно-осадочное рудообразование. Уникальная продуктивность докембрийских этапов развития связана с образованием поверхностных рудообразующих гидротерм, которые являлись средой как для седиментации, так и для гидротермальных процессов в условиях дефицита кислорода. Развитие золоторудной минерализации находится в тесной зависимости от эволюции литосферы, гидросферы и атмосферы. Оно находится под влиянием температурного режима, давления атмосферы и в земной коре, зависящего от состояния ее пластичности, и активности биологических процессов, влияющих на состав и плотность атмосферы, состав гидросферы и опосредовано, через состав осадков, на состав пород верхних частей литосферы, прежде всего осадочно-палингенно-гранитного слоя.

*Д. А. Замятина*

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*

**Типоморфизм минералов метасоматитов и руд  
Тамульерского золоторудного месторождения, Северный Урал**  
(научный руководитель В. В. Мурзин)

Тамульерское проявление золота выявлено при проведении поисковых работ в 1970 г. [Сокольская, Чекунова, 1970ф]. В сентябре 2007 г. на участок недр, включающий и рудопроявление, была выдана лицензия на геологическое изучение и добычу горно-добывающему предприятию ЗАО «Золото Северного Урала». Начиная с 2008 г. по настоящее время на рудопроявлении силами ООО «Северно-Уральское геологоразведочное предприятие» проведены поисковые работы, что позволило значительно расширить его масштабы и перевести в разряд месторождений. Комплекс поисковых работ включал методы структурной геофизики (магнито- и электроразведку), литохимические поиски по первичным ореолам рассеяния золота и его элементов-спутников, а также значительные объемы буровых работ [Егоров и др., 2008ф].

Тамуньерское месторождение изначально считалось аналогом Воронцовского. Однако исследования показали, что связь с таковым проявлена слабо и генезис месторождения пока остается неясным [Нохрина и др., 2010]. Для установления условий образования месторождения в работе исследуются типоморфные особенности минералов.

Месторождение локализуется в восточном крыле Тамуньерской брахиантиклинали, ядро которой сложено раннедевонскими вулканогенно-осадочными породами андезидацитово-толщи, а краевые ее части – породами базальтовой толщи [Сокольская, Чекунова, 1970ф]. В геолого-структурном отношении месторождение расположено в пределах Турьинской структурной зоны, слагающей восточное крыло Тагильской мегазоны и ограниченной Серовско-Маукским глубинным разломом. Площадь месторождения сложена измененными вулканогенно-осадочными породами, представленными однородными мощными телами кислых вулканитов и разнообразной по текстурно-структурным особенностям туфогенно-осадочной толщей. В зонах дробления и расщепления развиты метасоматиты березит-лиственитовой формации с вкрапленной золото-сульфидной минерализацией. По составу это преимущественно кварц-карбонат-серицитовые и кварц-карбонат-серицит-хлоритовые образования [Нохрина и др., 2010]. Рудные тела контролируются положением тел кислых вулканитов, локализуясь вдоль их контактов, реже в самих телах. Как вмещающие породы, так и метасоматиты рассеяны кварцевыми, кварц-карбонатными, карбонат-баритовыми и карбонат-целестиновыми прожилками.

Березиты-листвениты зональны: во внешней зоне темноцветные минералы вмещающих пород частично замещаются хлоритом и карбонатом, а плагиоклаз – карбонатом и/или серицитом. В промежуточной зоне плагиоклаз практически исчезает, а биотит полностью замещается хлоритом. Во внутренней зоне происходит замещение хлорита серицитом и карбонатом. Березитизация кислых вулканитов сопровождается рекристаллизацией порфиробластов кварца.

Состав минералов исследован на микронзондовом анализаторе Cameca SX 100 (ИГТ УрО РАН, аналитики В. Г. Гмыря, Д. А. Замятин). Рентгеноструктурный анализ минералов выполнен в ИГТ УрО РАН (аналитик О. Л. Галахова).

*Плагиоклаз* встречается в виде вкрапленников в дацитах, а также в виде обломков в туфогенно-осадочных породах. Зерна плагиоклаза в основном сохранены во внешней зоне колонки. Плагиоклаз соответствует альбиту, его состав стехиометричен (мас. %): 0.20–0.60 CaO; 0.05–0.50 FeO; 0.05–0.40 K<sub>2</sub>O; 0.05–0.17 TiO<sub>2</sub>.

*Карбонат* наблюдается повсеместно в больших количествах и, в основном, является новообразованным минералом. Карбонат, замещающий плагиоклаз, представлен кальцитом следующего состава (мас. %): 49.77–50.79 CaO; 0.15–1.21 FeO; 0.30–2.10 MnO; 0.05–0.32 MgO. По темноцветным минералам развиваются железомagneзиальные разности – доломит, анкерит и сидерит. Они диагностированы по химическому составу и рентгеноструктурному анализу. Для анкерита характерны содержания (мас. %): 11.10–13.80 FeO; 8.55–12.51 MgO; 0.89–2.19 MnO; 24.35–29.60 CaO.

*Хлорит* является распространенным новообразованным минералом. Он развивается по биотиту, пироксену и амфиболу. Хлорит содержится во внешней и промежуточной зонах колонки, проанализирован был только хлорит внешней зоны (табл. 1). Хлориты характеризуются железистым составом. Используя хлоритовый геотермометр [Kranidiotis, MacLean, 1987], была рассчитана температура его кристаллизации: для хлорита из дацитов – 200–235 °С, из туфопесчаников – 240–290 °С.

## Химический состав и температура кристаллизации хлорита внешней зоны

Образец	813-111.8			863-133.2			
	1	2	3	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	28.01	26.19	24.69	29.85	30.20	28.54	27.86
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.01	0.07	1.08	1.33	2.09	1.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.35	21.21	20.77	20.20	20.97	18.57	17.44
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.02	0.92	2.10	0.06	0.18	0.08	0.02
FeO	23.42	25.06	24.20	18.73	18.36	20.45	22.31
MnO	0.09	0.10	0.04	0.48	0.39	0.49	0.53
MgO	8.31	9.08	7.66	12.15	12.17	13.02	13.12
CaO	0.18	0.35	0.42	0.11	0.08	0.09	0.09
Na <sub>2</sub> O	0.46	0.44	0.56	0.06	0.06	0.05	0.05
K <sub>2</sub> O	0.52	0.32	0.13	0.85	0.89	0.52	0.23
Сумма	84.36	83.68	80.64	83.57	84.63	83.90	82.82
X(Fe)	0.61	0.61	0.64	0.46	0.46	0.47	0.49
Al(IV)	1.70	2.05	2.14	1.36	1.38	1.64	1.70
T, °C	243.5	280.7	292.0	197.0	197.8	226.9	234.1

*Слюды* представлены биотитом, мусковитом и парагонитом. Биотит присутствует в породах, как первичный минерал, и, практически везде, частично или полностью, он замещен хлоритом. Мусковит является как первичным, так и новообразованным минералом. Состав его близок к стехиометрическому, из примесей содержится (мас. %): 0.63–2.95 NaO; 0.05–0.15 CaO; 0.40–3.88 FeO, 0.35–1.72 MgO. Парагонит выявлен в туфогенно-осадочных породах в парагенезисе с мусковитом.

*Каолинит* обнаружен с помощью рентгеноструктурного анализа ориентированных препаратов в 20 пробах. Минерал встречен на глубинах до 250 м в дацитах и туфогенно-осадочных породах в ассоциации с мусковитом, карбонатом, кварцем и пиритом. Возможно, это говорит о понижении температуры процесса березитизации до образования каолинита. Также в нескольких пробах туфопесчаников обнаружен *тальк*.

Сульфиды образуют рассеянную и прожилковую вкрапленность, и реже – массивные руды. Во вкрапленных рудах основным минералом является пирит, в меньших количествах присутствуют сфалерит, галенит, халькопирит и блеклая руда. Также наблюдаются редкие частицы самородного золота. В массивных рудах сульфиды составляют до 90 %. Основным минералом здесь является сфалерит, также наблюдаются галенит, пирит, блеклая руда, халькопирит и видимое золото.

*Пирит и халькопирит* характеризуются стехиометрическим составом. Состав *сфалерита* близок к стехиометрическому, из примесей отмечаются (мас. %): 0.1–0.78 Cu; 0.12–0.87 Fe; 0.30–0.93 Cd; 0.05–0.23 Hg. Состав *блеклых руд* соответствует теннантиту (мас. %): 23.94–26.7 S; 5.04–6.17 Zn; 28.48–35.33 Cu; 1.41–1.78 Fe; 5.98–9.68 As; 0.05–0.17 Cd; 0.16–0.34 Hg; 14.88–19.18 Sb; 4.6–17.54 Ag.

Химический состав золота (мас. %)

№	№ Обр	Au	Ag	Cu	Bi	Hg	Сумма	Проба
1	833-262.2	79.14	20.45	0.04	0.62	0.09	100.33	789
2	828-074.5	71.14	28.61	0.07	0.53	0.83	101.18	703
3	827-119.4	51.04	44.3	0.07	0.37	4.75	100.53	508
4	827-117.2	45.68	47.44	0.08	0.00	6.43	99.63	458

Примечание. 1, 2 – вкрапленные руды; 3, 4 – массивные руды.

*Самородное золото* образует включения в галените, сфалерите и пирите, а также присутствует в виде сростаний со сфалеритом, халькопиритом, галенитом, теннантитом и пиритом. Золотины наблюдаются в виде удлинённых или изометричных выделений с неровными краями размером 0.05–0.1 мм. Для частиц золота массивных руд характерны повышенные содержания Hg и Ag (табл. 2, ан. 3, 4). Золото массивных руд соответствует электруму. Состав золотин вкрапленных руд имеет более высокую пробу и содержит меньше Hg (табл. 2, ан. 1, 2).

С помощью электрум-сфалеритового геотермометра были рассчитаны условия формирования руд. Для расчета температуры и фугитивности серы использовались значения железистости ( $X_{\text{FeS}}$ ) сосуществующего с самородным золотом сфалерита и атомного количества серебра в золоте ( $N_{\text{Ag}} = \text{Ag}/\text{Au} + \text{Ag}$ ) [Shikazono, 1985]. По результатам термометрии установлено, что ртутистое золото из сплошных руд отлагалось при температуре около 180 °С, а из прожилково-вкрапленных руд – 260 °С, что вписывается в интервал температур, рассчитанный по хлоритовому геотермометру для хлорита из туфопесчаников – 240–290 °С. При этом активность серы составляет  $10^{-9}$  атм. для вкрапленных руд и  $10^{-15}$  атм. для массивных руд.

Поздние прожилковые образования сложены кварцем, карбонатом (кальцитом и доломит-анкеритом), баритом, целестином.

*Кальцит* является основным минералом прожилков, он содержит примеси (мас. %) железа 0.15–1.15, магния 0.05–0.46 и марганца 0.05–1.15, при этом распределение железа в нем достаточно неоднородное. *Доломит-анкерит* представлен гипидиоморфными зёрнами, образующими сростания с зёрнами кальцита, а также встречается в виде прожилков, секущих кальцит. Минерал содержит (мас. %): Са 21.34–23.48; Mg 5.46–10.60; Fe 0.58–13.56, Mn 0.84–3.11. Для парагенетичных зёрен кальцита и доломита были определены температура и давление с помощью геотермометра А. С. Таланцева –  $T = 240\text{--}260$  °С,  $P = 0.5\text{--}0.7$  кбар.

*Барит* и *целестин* в прожилках образуют идиоморфные кристаллы. Минералы характеризуются чистым составом, однако барит содержит небольшую примесь стронция 1.60–2.42 мас. %, а целестин – бария 5.50–8.15 мас. %.

Таким образом, определенный нами диапазон температуры отложения хлорита и самородного золота составляет 240–290 °С, что соответствует нижней температурной границе березитизации-лиственитизации [Сазонов, 1998]. Невысокое давление, рассчитанное для карбонатных прожилков, соответствующее 0.5–0.7 кбар, а также наличие барита в прожилках, указывает на малоглубинные условия образования (не глубже 1.8 км). Присутствие парагонита в породах позволяет отнести метасоматиты к натриевому ряду березитизации-лиственитизации, что также характерно для малых

глубин. Метасоматиты натриевого ряда обычно связаны с андезитоидным (базальтоидным) магматизмом, и залегают в зонах тектонического дробления и расщепления [Сазонов, 1998]. Высокие содержания ртути в золоте также указывают на связь оруденения с магматизмом повышенной основности [Мурзин и др, 1981].

*Исследования выполнены при финансовой поддержке Пр. 09-Т-5-1014 и молодежного гранта УрО РАН № 10-5-НП-299.*

### Литература

*Егоров С. А., Матвейчук П. А. и др.* Поисковые и оценочные работы на рудное золото на Тамуньерском участке. Проект ГРП. Екатеринбург, 2008ф.

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

*Нохрина Д. А., Мурзин В. В., Молошаг В. П., Егоров С. А.* Вещественный состав метасоматитов и руд Тамуньерского месторождения (Северный Урал) // Ежегодник-2009. Екатеринбург: Тр. ИГГ УрО РАН, 2010. Вып. 157. С. 234–236.

*Сазонов В. Н.* Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов // Ежегодник-1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 84–89.

*Сокольская А. В., Чекунова Л. И.* Отчет о поисковых работах на рудное золото в Ивдельском районе в 1968–1970 гг. Ивдель, 1970ф.

*Kranidiotis P., MacLean W. H.* Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // Economic Geology. 1987. Vol. 82. P. 1898–1911.

*Shikazono N.* A comparison of temperatures estimated from the electrum-sphalerite pyrite-argentite assemblage and filling of temperatures of fluid inclusion from epithermal Au-Ag Vein type deposits in Japan // Economic Geology. 1985. Vol. 80. P. 1415–1424.

***Г. А. Ильцова, Н. М. Николаев***

*Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург  
giliasova@mail.ru*

### **Использование дистанционных методов для обоснования позиции рудоконтролирующих структур, сопровождающих золотое оруденение в пределах Лопсийской площади (Северный Урал) (научный руководитель А. Г. Баранников)**

Использование дистанционной основы при минерагеническом районировании, выявлении закономерностей размещения полезных ископаемых и прогнозировании потенциально перспективных объектов на современном этапе играет существенную роль. Наибольшую значимость эти методы приобретают в комплексе с геофизическими и геохимическими исследованиями. Современная дистанционная основа отличается четкостью и детальностью изображения, выполняется в разных спектральных диапазонах, что позволяет получать новую геологическую и минерагеническую информацию более высокого качества [Антипов и др., 2000]. На основании интерпретации дистанционной основы (с использованием геофизических данных) составляется схема геолого-структурного дешифрирования, тектоническая схема и схема тектонического районирования, отражающие ведущие структуры, разрывные нарушения и границы вулcano-тектонических депрессий.

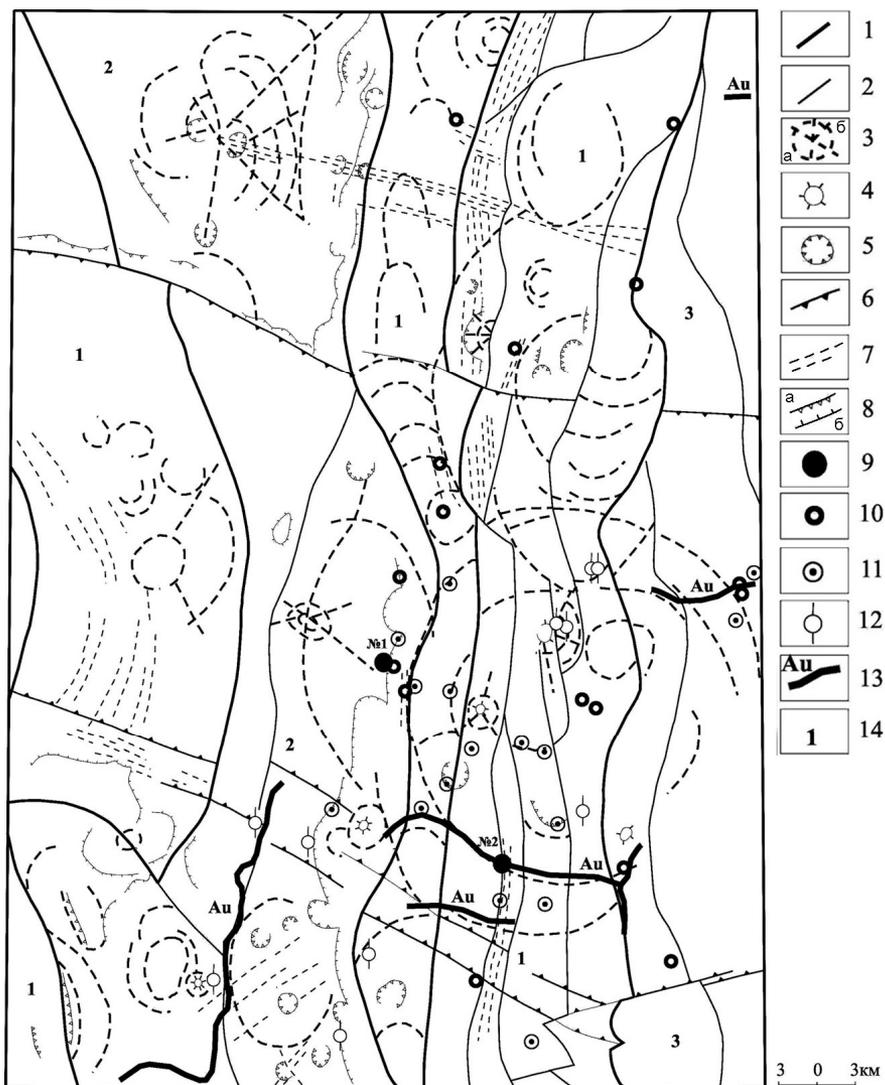


Рис. Геолого-структурная схема Лопсийской площади.

1 – важнейшие разрывные нарушения – главные рельефообразующие линейменты, проведенные по тыловым швам склонов; 2 – второстепенные разломы – протяженные линейменты, оперяющие и сопряженные с рельефообразующими элементами; 3 – элементы кольцевых морфоструктур, выделенных при анализе форм рельефа и рисунку гидросети: а – дуговые, б – радиальные; 4 – купольные холмообразные возвышения; 5 – циркообразные и блюдцеобразные впадины; 6 – глубинные флексур, выраженные различной гипсометрией высот; 7 – зона повышенной трещиноватости с тонкополосчатым рисунком; 8 – уступы: а – неотектонические, б – структурно-денудационные; 9 – коренные проявления золота, их номера; 10 – минерализованные зоны; 11 – шлиховые ореолы рассеяния золота; 12 – точечные геохимические аномалии элементов-спутников Au (As, Sb, Cu, Pb и т.д.); 13 – россыпи золота; 14 – номера тектонических структур, выделенных в пределах Лопсийской площади (1 – Западно-Уральская складчато-надвиговая мегазона, 2 – Центрально-Уральское поднятие, 3 – Тагильская складчато-надвиговая мегазона).

Лопсийская площадь находится в водораздельной части Северного Урала и включает в себя фрагменты трех тектонических структур Уральской складчатой системы [Водолазская и др., 2005]. Структуры имеют различную мощность слагающих их пород, отличаются по возрасту и геологическому строению, отражают различные геодинамические обстановки и условия формирования структурно-вещественных комплексов (рис.):

1 структура – Западно-Уральская складчато-надвиговая мегазона. В ее пределах выделяются Косью-Вишерская складчато-надвиговая зона (в западной части площади), Малопечерский аллохтон (там же) и Присалатимский аллохтон (в центральной части).

2 структура – Центрально-Уральское поднятие. Представлена фрагментом Ляпинско-Кутимского мегантиклинория, занимающего центральную часть площади. В его состав входят южная часть Маньхамбовского и северная часть Выдерьинско-Ниолсовского антиклинориев, отделенных друг от друга разломом северо-восточного направления. Им отвечают контуры Ляпинской СФЗ.

3 структура – Тагильская складчато-надвиговая мегазона. Имеет меридиональное направление (восточная часть площади). В ее составе выделяются Салатимская сутурная зона и западная часть Тагильского мегаблока (Западно-Тагильский моноклинорий и Хордьюско-Конжаковский тектонический выступ). Они принадлежат Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской СФЗ и сложены комплексами пород позднеордовикско-девонского возраста.

Характеризуемая территория по своей структурной позиции благоприятна для обнаружения объектов коренного золота, т.к. находится на сочленении салического и фемического блоков земной коры (Центрально-Уральское поднятие и Тагильская складчато-надвиговая мегазона). Здесь известны многочисленные проявления и пункты минерализации золота, россыпи и потоки рассеяния в аллювии, геохимические аномалии потенциальных спутников золота. Большая часть известных объектов относится к золото-сульфидно-кварцевой формации. Они сосредоточены, в основном, в метавулканогенных и метаосадочных образованиях кембрийско-ордовикского возраста, находятся в пределах надвиговой части восточного склона Северного Урала. Также выявлены единичные пункты золоторудной минерализации, связанные с магматическими породами и потенциально металллоносными конгломератами. С ними пространственно связаны месторождения и проявления россыпного золота (Маньинское, Большесосьвинское и др.).

Известное проявление коренного золота Высота 660.8 м (№ 1 на рис.) находится в верховьях р. Манья в приводораздельной части, на высоте 660.8 м [Севастьянов и др., 1975; Буханов и др., 2003]. Оно приурочено к зоне надвига пород саранхапнерской свиты на метаморфизованные верхнепротерозойские вулканогенные образования. Метавулканы представлены плагиоклаз-эпидот-хлорит-актинолитовыми, кварц-хлорит-эпидот-мусковитовыми сланцами с прослоями метаплагиориолитов. Породы пропилитизированы, пиритизированы, серицитизированы и окварцованы. Метасоматиты тяготеют к контактам отмеченных пород и опережающих тектонических структур. В изученных рудопоявлениях породы сильно кливажированы, милонитизированы, брекчированы и будинированы, содержат прожилки и жилы карбонат-кварцевого состава (от 20 см до 3 м) с вкрапленностью сульфидов (пирит, реже халькопирит, мартит и другие оксиды железа, вторичные медные минералы). Мощность

зоны тектонитов составляет порядка 200 м, а пород минерализованной зоны (метасоматиты хлорит-серицит-кварцевого состава с сульфидами) – около 40 м. По геохимическим данным выявлены точечные и площадные ореолы с содержаниями золота от 0.1 до 0.3, в отдельных случаях до 1.4 г/т. Южнее, в аналогичной геологической обстановке, находится рудопоявление без названия. Наиболее высокие содержания золота (до 2.5 г/т) здесь отмечаются в гидротермально измененных серицит-актинолит-альбитовых и слюдисто-хлорит-полевошпатовых сланцах.

Рудопоявление Луцоульинское (№ 2 на рис.) располагается в 8.6 км от впадения р. Луцоуля в р. Бол. Сосьва, на левом берегу и приурочено к зоне гидротермально измененных пород хомасьинской свиты ранне-среднеордовикского возраста [Севастьянов и др., 1975; Буханов и др., 2003]. В структурном плане тяготеет к разлому субмеридионального направления. Породы представлены сланцами слюдисто-хлорит-альбит-кварцевыми, серицит-полевошпат-кварцевыми, слюдисто-хлорит-карбонат-кварцевыми с прослоями песчаников того же состава, небольшими телами габбро-амфиболитов, амфиболитов в экзоконтакте которых присутствуют породы со стильпномеланом. В этой субмеридиональной зоне дробления породы дислоцированы, смяты в складки и пронизаны многочисленными прожилками и жилами кварца. Золотое оруденение приурочено к ядерным частям мелких антиклинальных складок, выполненных серицит-кварцевыми, интенсивно пиритизированными, метасоматитами, содержание золота в них – до 2.9 г/т. Проявления относятся к гидротермальному генетическому типу золото-сульфидно-кварцевой рудной формации.

На схеме геолого-структурного дешифрирования территории Лопсийской площади, созданной по материалам космической съемки, показаны ведущие геологические структуры, имеющие отражение в рельефе (см. рис.). В их числе главные рельефообразующие линеаменты, проведенные по тыловым швам склонов; протяженные линеаменты, оперяющие и сопряженные с рельефообразующими; элементы кольцевых морфоструктур, выделенные при анализе форм рельефа и по рисунку гидросети; глубинные флексуры, выраженные различной гипсометрией высот и т.д. По вынесенным на схему коренным проявлениям золота, а также минерализованным зонам, шлиховым ореолам рассеяния, точечным геохимическим аномалиям и россыпям золота можно проследить наиболее общие закономерности их размещения. Следует отметить, что в размещении золоторудных объектов достаточно отчетливо проявлен структурный контроль – все они приурочены к зоне глубинных флексур. Рудоконтролирующее значение имеют крупные надвиги и зоны разломов меридионального направления, где золоторудные объекты тяготеют к их краевым частям и сопряжены с зонами повышенной трещиноватости и рассланцевания пород. Заслуживает внимания наличие на площади многочисленных элементов дуговых и радиальных морфоструктур, а также структурно-денудационных уступов. С ними связана значительная часть объектов исследования, показанных на схеме дешифрирования.

Оценивая роль материалов аэрокосмической съемки и созданной на их основе геолого-структурной схемы дешифрирования следует отметить, что данный метод, особенно в комплексе с другими, дает возможность получать важные сведения, необходимые для обоснования позиции рудоконтролирующих структур, сопровождающих золотое оруденение. Учитывая труднодоступность исследуемого района, анализ приведенных материалов просто необходим, как на стадии проектирования, так и при проведении дальнейших полевых исследований.

## Литература

Антипов В. С. и др. Аэрокосмические методы геологических исследований. СПб., 2000. 315 с.

Буханов А. В. и др. Отчет «Поисковые работы на золото в пределах Усть-Маньинского рудно-экономического узла». Обнинск, 2003ф. 313 с.

Водолазская В. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб., 2005. 275 с.

Севастьянов Г. И. и др. Отчет по теме: «Геологическое строение бассейна рек Лепля, Бол. Сосьва и Манья». Тюмень, 1975ф. 468 с.

**И. Л. Реут**

*ФГУП «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов», г. Москва  
nms@tcnigri.ru*

### **Месторождения золото-кварц-сульфидных руд в вулканогенно-осадочных комплексах Южного Урала, критерии их прогноза и поиска (на примере Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны) (научный руководитель П. Г. Кучеревский)**

Месторождения золото-кварц-сульфидных руд традиционно для Урала рассматриваются в ассоциации с орогенными интрузивными образованиями и зонами тектогенеза [Бородаевский, 1938; Сопко, 1977; Салихов, Бердников, 1985; Знаменский, Серавкин, 2001]. Однако, в последние годы накоплены данные о приуроченности таких руд к вулканогенно-осадочным комплексам, имеющим свои геологические и геохимические особенности. Это с нашей точки зрения ставит такие комплексы в ряд важных типовых обстановок образования месторождений.

В результате анализа геологических материалов по наиболее исследованным месторождениям и рудопоявлениям золото-кварц-сульфидных руд Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны (Малый Каран, Николаевское, Орловское, Асфандьяровское, Борисовское, Кривая Жила и пр.), установлено, что наиболее значимые из них приурочены к определенным литолого-стратиграфическим уровням (рис.): низам разреза ирендыкской свиты ( $D_{2ig}$ ), сложенным разнообломочными вулканокластическими образованиями, преимущественно, базальтового состава, и низам разреза зилаирской свиты ( $D_3-C_{1zl}$ ), в составе которых преобладают мелко-

---

Рис. Металлогенограмма размещения золоторудных проявлений в структурно-вещественных комплексах.

1 – тонко- и мелкообломочные терригенные (полимиктовые) отложения; 2 – тонкообломочные вулканогенно-осадочные отложения (вулканомиктовые алевролиты и др.) базальтового и андезитового состава; 3 – переслаивание тонко- и мелкообломочных вулканомиктовых отложений базальтового и андезитового состава; 4 – грубообломочные вулканокластические отложения базальтового и андезитового состава; 5 – грубообломочные вулканокластические

Структурно-вещественные комплексы				Проявления рудного золота (среднее содержание Au)
Время формирования		Мощность	Содержание Au г/т от - до среднее (кол-во проб)	
D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> Бугодакская толща Зилаирской свиты (низы разреза)		до 1200 м	<u>0,004 - 0,010</u> 0,004(15)  <u>0,005 - 0,050</u> 0,018(30)	месторождения золото-кварц-сульфидных руд: месторождение <b>Малый Каран</b> (Au 3,1 г/т) рудопроявления: Борисовское (Au 2,5-3,0 г/т) Андреевское (Au 1,9-2,7 г/т) Кривая жила (Au 2,3-3,1 г/т) группа Балбукских проявлений (Au 2,6-5,1 г/т) Рябовские горки (Au 2,76 г/т)
Длгк мугасовская свита		до 100 м		
D <sub>2</sub> gv улугауская свита		до 600 м	<u>0,003 - 0,015</u> 0,005(30)	рудопроявления золото-сульфидных и золото-кварц-сульфидных руд: Верхние Убалы (Au 23,0-25,0 г/т), Средние Убалы (Au 5,0-6,0 г/т)
D <sub>1</sub> -D <sub>2ef</sub> ирендыкская свита (низы разреза)		до 1500 м	<u>0,007 - 0,032</u> 0,016(35)	месторождения золото-кварц- сульфидных руд: <b>Николаевское</b> (Au в среднем 5,14 г/т); Орловское (Au 2,7-4,4 г/т); Асфандьяровское (Au 3,7-4,0 г/т)
S <sub>1,2,3</sub> полжюкская свита		до 700 м	<u>0,004 - 0,005</u> 0,005(23)	рудопроявление золото-кварц-сульфидных руд: Константиновское (Au 5,5-10,0 г/т);



отложения базальтового состава; 6 – известняки; 7 – кремнистые отложения; 8 – дайки, штоки сиенито-диоритов, сиенитов, граносиенитов; 9 – послонные скопления тонко- и мелкозернистой золото-сульфидной минерализации (линзовидные, полосовидные и др. скопления, преимущественно, пирита); 10 – золото-кварц-сульфидная минерализация; 11 – положение минерализованных зон, включающих золото-сульфидные и золото-кварц-сульфидные руды, в породах вулканогенно-терригенных и интрузивных комплексов.

тонкообломочные отложения основного и смешанного составов. Так, руды месторождения Малый Каран, рудопроявлений Борисовское и Кривая жила локализованы в вулканогенно-осадочных породах бугодакской толщи зилаирской свиты, представленной продуктами разрушения вулканогенных пород преимущественно основного состава.

Изучение особенностей геохимического состава вулканогенно-осадочных пород отмеченного рудоносно-рудовмещающего комплекса вне зон околорудных метасоматических преобразований, показало, что содержание золота в них заметно повышено относительно фонового для вулканогенно-осадочных пород зилаирской свиты и составляет, в среднем, 16–18 мг/т, свидетельствуя о геохимической специализации на золото. В этих же породах, включающих рассредоточенную вкрапленность и полосовидные скопления диагенетического пирита, содержание золота возрастает до 450 мг/т, составляя, в среднем, 25–26 мг/т. Наряду с золотом положительными кларками концентрации в рассматриваемых породах характеризуются такие элементы как Cu, Zn, Pb, As, Mo, Ni, Cr, W.

В зоне околорудных альбит-серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов породы рудоносно-рудовмещающего комплекса расланцованы, смяты в изоклинальные складки и прорваны дайками кварцевых диоритов и сиенито-диоритов, аналогичных выделяемым Д. Н. Салиховым и П. Г. Бердниковым [1985] в составе Балбукского комплекса гранит-порфировой формации. Результаты геохимического изучения околорудных метасоматитов свидетельствуют о том, что в их ореоле могут быть выделены области как очень высоких, так и аномально низких (ниже кларковых) концентраций золота и других рудообразующих элементов, что с нашей точки зрения, свидетельствует о значительной роли регенерационных процессов при рудообразовании. Об этом же может говорить крайне неравномерный характер распределения содержания основных рудообразующих элементов в золото-кварц-сульфидных рудах.

На примерах Николаевского, Орловского и Асфандьяровского месторождений можно видеть, что жильно-прожилково-вкрапленные золото-кварц-сульфидные руды локализованы в вулканогенно-осадочных породах, преимущественно, продуктах разрушения пород базальтового состава, приуроченных к низам разреза ирендыкской свиты.

Изучение геохимических особенностей пород комплекса показало, что наряду с другими элементами, содержания золота варьируют в них от 7 до 140 мг/т, в среднем составляя 16 мг/т. Повышенными содержаниями золота (в среднем, 20–23 мг/т) характеризуются мелкообломочные вулканогенно-осадочные и кремнистые отложения, также как и на месторождении Малый Каран, включающие вкрапленность и послойные скопления тонко- и мелкозернистого пирита с признаками диагенетического происхождения.

К основной разновидности руд отнесены жильно-прожилково-вкрапленные золото-кварц-сульфидные, представленные крутопадающими минерализованными зонами мощностью 3–5 м. Содержание золота в рудах крайне неравномерное, от первых десятых грамма до 33.5 г/т, в среднем, около 5 г/т. Рудные тела отмеченных месторождений локализованы внутри крутопадающей линейной крупнообъемной минерализованной зоны мощностью 50–150 м и протяженностью в несколько километров, характеризующейся тектоническими и метасоматическими преобразованиями (окварцеванием, хлоритизацией, серицитизацией и рассредоточенной прожилково-вкрапленной золото-кварц-сульфидной минерализацией).

## Уточненные критерии прогноза и поиска золото-сульфидно-кварцевых руд

Тип руд	Жильно-прожилково-вкрапленные руды в секущих зонах тектонических и метасоматических преобразований вулканогенных, вулканогенно-осадочных и вулканогенно-терригенных комплексов пород
Критерии	
Литолого-стратиграфические	Низы разреза иреддыкской свиты среднего девона (D <sub>2</sub> ir), сложенные разнообломочными вулканокластическими образованиями, преимущественно базальтового состава. Низы разреза зилаирской свиты позднего девона – раннего карбона (D <sub>3</sub> –C <sub>1</sub> zl), в составе которых преобладают мелко-тонкообломочные отложения основного и смешанного составов
Структурно-тектонические	Зоны интенсивных тектонических преобразований пород – расслаивания, смятия, брекчирования. Зона контакта с интрузиями Балбукского комплекса (P <sub>1</sub> b).
Гидротермально-метасоматические	Линейные зоны контрастно проявленных окварцевания, хлоритизации, карбонатизации, альбитизации и пиритизации; прожилково-жильное окварцевание и карбонатизация, сопровождающиеся вкрапленностью сульфидов (пирит, реже халькопирит, сфалерит, галенит)
Геохимические и минералогические	Высокая фоновая золотоносность пород рудоносно-рудовмещающего комплекса (в 3–5 раз выше кларковой). Стратифицированная и рассредоточенная вкрапленность золотоносного пирита (содержание тонкодисперсного золота в концентратах пирита, в среднем, 25–35 г/т). Аномалии Au, Cu, Pb, Zn, Ag, As, W.

Геохимические особенности метасоматитов крупнообъемной минерализованной зоны близки отмеченным выше для месторождения Малый Каран. Это является отражением сходных процессов, сопровождающих рудообразование, в которых важную роль играли ремобилизация и переотложение «фоновое» золота рудоносно-рудовмещающего комплекса. Стратиграфическая позиция вулканогенно-осадочных пород потенциально рудоносных комплексов, их геохимические особенности, а также особенности тектонического и метасоматического преобразования могут рассматриваться в качестве критериев прогноза и поиска месторождений золото-кварц-сульфидных руд в геологических условиях рассматриваемого региона (табл.).

## Литература

*Бородаевский Н. И.* Золотоносные альбититы рудника Малый Каран в Учалинском районе // Тр. треста «Золоторазведка» и НИГРИЗОЛОТО. М., 1938. С. 1–16.

*Знаменский С. Е., Сервакин И. Б.* Структурные условия локализации позднеколлизионных месторождений золота Магнитогорского мегасинклинория // Руды и металлы. 2001. № 6. С. 26–36.

*Салихов Д. Н., Бердников П. Г.* Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БФАН СССР, 1985. 96 с.

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

*М. К. Колесникова*  
*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*  
*kkr@uiggm.nsc.ru*

**Сингенетичная сульфидная минерализация  
на золото-сульфидном месторождении Суздаль в Восточном Казахстане:  
текстурные признаки и минералого-геохимические особенности**  
(научный руководитель К. Р. Ковалев)

Проблема рудоносности черных сланцев, как одного из первоисточников месторождений различных металлов, и, в первую очередь, золота, освещается не одно десятилетие. Многие крупные золоторудные месторождения приурочены к поясам развития черносланцевых толщ. В плане палеогеодинамических обстановок такие регионы представляют разновозрастные внутрикратонные, окраинно-континентальные троговые или рифтогенные структуры и зачастую сопровождаются базальтоидным магматизмом и эксгальционно-осадочными сульфидно-железисто-карбонатными и кремнистыми фациями. В процессах орогенеза таких областей устанавливается пространственная и временная связь золоторудных месторождений с проявлениями гранитоидного магматизма.

Крупными золотоносными районами, приуроченными к черносланцевым разрезам разного возраста, являются штат Невада в США, окраины кратонов Китая, западная часть провинции Виктория в Австралии, Яно-Колымский золотоносный пояс, Енисейский кряж, Косманачи-Мурунтауский рудный узел в Узбекистане и другие. Многие исследователи отмечают важную роль первичного накопления золота в черносланцевых толщах при формировании крупных месторождений [Буряк, Михайлов, 2002; Сорокин и др., 2007; Wood, Large, 2007; Арифуров, 2010; Арсентьева, 2010 и др.]. Одним из крупных рудных районов является Западно-Калбинский золотоносный пояс в Восточном Казахстане, включающий десятки золоторудных месторождений и сотни рудопоявлений, среди которых наиболее известным является месторождение Бакырчик. Большинство исследователей этого месторождения уделяют большое внимание рудоподготовительному седиментационному диагенетически-эпигенетическому этапу в формировании золоторудной минерализации [Нарсеев и др., 2001; Жаутиков, Фомичев, 2003]. В последнее десятилетие на северо-западе этого пояса было открыто и в настоящее время разрабатывается крупное золото-сульфидное месторождение Суздаль, которое сформировалось в несколько этапов, включая ранний седиментогенный [Kovalev et al., 2009]. Нами были проведено изучение характера минерализации, текстурных признаков, минеральных особенностей и золотоносности сульфидов раннего седиментационного этапа. Микроморфологические особенности сульфидов, химический состав и золотоносность сингенетичного пирита изучались методами рентгеноспектральным и атомно-абсорбционным, сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и лазерной абляции (LA-ICP-MS).

Оруденение месторождения Суздаль контролируется Суздальской зоной разлома протяженностью 3.5 км, шириной 150–400 м и прослежено до глубины 900 м. В пределах зоны рудные тела представлены линзовидными залежами, которые выделяются только по данным опробования. В рудовмещающем разрезе ниже-среднекарбонového возраста присутствуют песчаники, углеродистые алевропелиты, углеродистые и органогенные известняки, седиментационные брекчии и биокластиты, про-

слои Mg-Fe-карбонатов и кремнистых пелитолитов, лавы и туфы андезибазальтовых порфириров. Рифогенные известняки и грубообломочные фации тяготеют к восточному флангу месторождения, а тонкообломочные песчаники и алевропелиты к западному флангу. Метаморфизм рудовмещающих пород отвечает начальной стадии эпигенеза. Минерализованные породы на месторождении представлены:

1. Углеродистыми песчаниками и алевропелитами флишоидного строения с тонковкрапленной пиритовой и пирит-арсенопиритовой минерализацией.

2. Брекчиями карбонатных пород с кварц-серицит-арсенопиритовой минерализацией.

3. Минерализованными тектоническими брекчиями из обломков сульфидизированных углеродистых песчаников и алевропелитов.

4. Проквцованными породами с гнездово-прожилковой золото-сульфидной штокверковой минерализацией.

5. Минерализованными дайками метадолеритов и кварцевых порфиров.

Минерализованные углеродистые алевропелиты наиболее широко представлены в западной части месторождения, а окварцованные и минерализованные известняки – в восточной части. Характерной особенностью первого типа минерализации являются седиментационные текстуры со всеми признаками диагенетически-эпигенетических преобразований. Среди этой группы выделяются слабозолотоносные разности с преимущественным развитием пирита и высокозолотоносные разности с преобладанием тонкоигольчатого арсенопирита. В пиритизированных разностях наиболее четко проявляется текстурный рисунок диагенетически-эпигенетических преобразований. В них отмечаются элементы ритмичной слоистости, градационной сортировки, размыва поверхности нижележащих слоев (рис. а–д). Отмечаются косослоистые текстуры, текстуры взмучивания, подводного волочения (коlobberные), конкреционные, сгустковых скоплений в виде овоидов (рис. в, е–з). Все эти элементы подчеркиваются тонкозернистым пиритом глобулярного, кристаллического или сложноагрегатного (гранулы) строения размером до 100 мкм. Редко в пиритовых прослоях присутствуют игольчатые порфириобласты арсенопирита. В целом, для пиритовой минерализации отмечается более четкая стратификация с вмещающими осадками. Пиритизация черносланцевой толщи проявлена весьма неравномерно. Встречаются разности ритмичного переслаивания богатых пиритовых прослоев мощностью до нескольких сантиметров и безрудных прослоев, содержащих только рассеянную вкрапленность пирита. Границы сульфидных прослоев резкие и не сопровождаются изменением вмещающих нерудных прослоев. Пирит-арсенопиритовые разности псевдослоистых руд характеризуются присутствием тонкоигольчатого высокозолотоносного арсенопирита, который как развивается по пиритизированным осадкам, так и образует дискретные обособленные концентрации в терригенных породах. Часто игольчатый арсенопирит нарастает на глобулярный и тонкокристаллический пирит с образованием звездчатых агрегатов. Его отложение сопровождается процессами гидротермальной серицитизации.

Анализ групповой пробы пиритсодержащих черносланцевых алевропелитов инструментальным нейтронно-активационным методом показал содержание золота 0.25 г/т, повышенное содержание мышьяка – 240 г/т и бария – 234 г/т. Рентгеноспектральным анализом был проанализирован химический состав сингенетичного пирита из различных текстурных разновидностей сульфидизированных углеродистых пород. Мономинеральный пирит из углеродистых алевропелитов извлекался путем растворения в кислотах HCl и HF. Средний состав глобулярного и тонкокристаллического

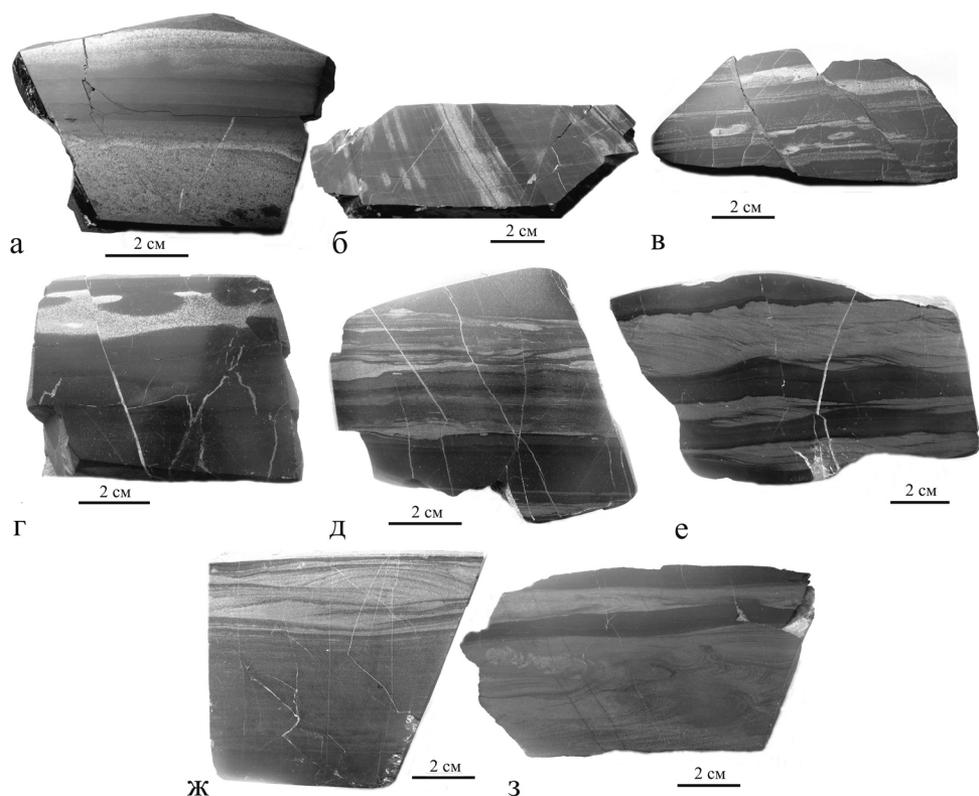


Рис. Диагенетически-эпигенетические текстуры пиритсодержащих углеродистых песчаников и алевропелитов: а) ритмичное переслаивание массивных прослоев пирита, пиритсодержащих алевропелитов и углеродистого пелита; б) ритмичное переслаивание пиритсодержащих алевропелита и углеродистого пелита; в) овоиды пирита в ритмично-слоистой сульфидсодержащей породе; г) пиритовый прослой с элементом размыва кровли в углеродистом алевропелите и трещинами кливажа, выполненных поздним пиритом; д) разлинзованные пиритовые прослои в углеродистом алевропелите; е) ритмично-слоистая сульфидизированная порода с элементами косослоистости в песчаных прослоях; ж) прослой косослоистого пиритсодержащего песчаника в углеродистом алевропелите с тонкодисперсной вкрапленностью пирита; з) текстура оползания и взмучивания, подчеркнутая тонкодисперсным пиритом.

пирита по данным 38 проб составляет (мас. %): Fe 46.03; S 52.65; Co 0.06; Ni 0.01; As 0.19; Sb 0.01; Ag 0.002. Золотоносность этих разновидностей пирита по данным атомно-абсорбционного метода представлена в таблице. Близкие значения содержаний золота были получены при анализе зерен пирита методом LA-ICP-MS. Отношение золота к серебру в сингенетичном глобулярном и тонкокристаллическом кубическом и агрегатном пирите на порядок ниже, чем в более крупнокристаллическом пирите пентагондодекаэдрического облика из руд поздней штокверковой минерализации. Изотопный состав серы 4 проб сингенетичного пирита составляет:  $-1.33$ ;  $-3.3$ ;  $-0.5$ ;  $0.0$  ‰.

Проведенные исследования показывают, что глобулярный и тонкозернистый пирит в песчаниках и углеродистых алевропелитах сформировался на стадии диагенетически-эпигенетических преобразований вмещающих пород. Морфоструктурные

## Содержание золота и серебра в сингенетичном пирите (г/т)

№	№ образца	Пирит	Au	Ag	Au/Ag
1	C3-13/1	Гранулы, кубический	0.9	0.58	1.55
2	C3-13/2	—«—	1.98	0.92	2.15
3	C3Д-2 (вал)	Глобулярный, кубический	1.2	1.8	0.67
4	Su-33	Гранулы кристаллов	1.2	1.6	0.75
5	Su-33/1	—«—	3.8	0.56	6.79
6	Su-50	Кубический	12.7	1.15	11.04
7	Su-51	—«—	2.1	1.9	1.11
8	Su-52/1	Кубический (прослой 1)	0.51	0.18	2.83
9	Su-52/2	—«— (прослой 2)	4.6	0.87	5.29
10	Su-52/2	Концентрат	0.29	0.32	0.91
11	Su-72	Глобулярный, гранулы	3.8	6.6	0.58
12	Su-94	Глобулярный, кубический, гранулы	0.2	0.91	0.22
13	Su-112	Глобулярный, гранулы	0.33	0.66	0.5

П р и м е ч а н и е . Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГиМ СО РАН. Аналитики В. Г. Цимбалист и В. Н. Ильина.

формы его выделения полностью подчиняются текстурным элементам, отражающим литификацию пород на стадиях диагенеза и раннего эпигенеза. Сингенетичный пирит содержит золото в количествах до нескольких г/т. Накопление таких металлоносных осадков происходило в локальной депрессионной структуре, ограниченной рифогенными постройками и, скорее всего, связано с процессами поствулканической гидротермальной деятельности. Можно говорить о двух фациальных обстановках – более глубоководной с турбидитовыми осадками и текстурами оползания и более мелководной с характерными текстурами прибрежного отложения осадков. На стадиях диагенетически и ранне-эпигенетических преобразований пиритовая минерализация унаследовала текстурный рисунок осадочных пород, и являлись одним из источников золота при формировании полигенного оруденения на Суздальском месторождении. Не исключено, что, как отмечалось в работе [Буряк, Михайлов, 2002], при сингенетичном рудоотложении в ассоциации с пиритом возможно присутствие и золотоносного арсенопирита. Метаосадочные породы, ассоциирующие с метавулканиками, на золото-сульфидных месторождениях содержат весьма высокие концентрации (0.5–4.3 %) мышьяка [Hees et al., 1999]. Изотопный состав серы проанализированных пиритов указывает не ее ювенильное глубинное происхождение. Текстурное разнообразие гидротермально-осадочных руд ранее рассматривалось на примере Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения в Западном Забайкалье [Дистанов, Ковалев, 1975]. Пиритсодержащие породы могли служить барьером при наложении наиболее продуктивной высокозолотоносной арсенопиритовой минерализации вдоль зоны разлома, которая и унаследует их рисунок.

## Литература

- Арифулов Ч. Х. Золотоносность черносланцевых толщ и обстановки формирования рудных тел // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 10–21.
- Арсентьева И. В. Месторождения гидротермально-осадочных золото-сульфидных руд в нижнекаменноугольных черносланцевых отложениях Восточного Оренбуржья // Руды и металлы. 2010. № 5. С. 40–53.
- Нарсеев В. А., Гостев Ю. В., Захаров А. В. и др. Бакырчик (геология, геохимия, оруденение). М.: ЦНИГРИ, 2001. 174 с.
- Буряк В. А., Михайлов Б. К. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 25–36.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения // Новосибирск: Наука, 1975. 72 с.
- Жаутиков Т. М., Фомичев В. И. Особенности формирования углеродисто-золото-сульфидных месторождений Бакырчикского рудного поля (Восточный Казахстан) // Проблемы рудных месторождений и повышение эффективности геолого-разведочных работ. Ташкент, 2003. С. 167–168.
- Сорокин А. П., Эйриш Л. В., Кузьминых В. М. Благороднометальное оруденение в углеродистых формациях (обзор материалов по Восточным районам России) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 43–54.
- Kovalev K. R., Kalinin Y. 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. 35. P. 186–205.
- Hees E. Y. P., Shelton K. L., McMenamy T. A. et al. Metasedimentary influence on metavolcanic-rock-hosted greenstone gold deposits: Geochemistry of the Giant mine, Yellowknife, Northwest Territories, Canada // Geology. 1999. Vol. 27. № 1. P. 71–74.
- Wood B. L., Large R. R. Syngenetic gold in western Victoria: occurrence, age and dimensions // Australian Journal of Earth Sciences. 2007. Vol. 54. № 5. P. 711–732.

**Е. Г. Дашкевич<sup>1</sup>, П. А. Неволько<sup>1,2</sup>, А. Л. Тимкина<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск  
dashkevichev@ngs.ru

<sup>2</sup> – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

### **Минералого-геохимические особенности руд и физико-химические условия формирования Попутнинского золоторудного месторождения (Енисейский край) (научный руководитель А. С. Борисенко)**

Работа посвящена выяснению возраста, изучению минералого-геохимических особенностей руд и физико-химических условий формирования Попутнинского золоторудного месторождения, локализованного в Рыбинской рудной зоне Южно-Енисейского района Красноярского края. На месторождении выделяется несколько типов руд: листовитоподобные золотоносные метасоматиты с пиритом, арсенопиритом и фукситом, золотоносные метасоматиты с игольчатым арсенопиритом и углистым веществом и кварц-карбонатные жилы с антимонитом.

За почти полуторавековую историю золотодобычи на Енисейском кряже детально были изучены и описаны крупные и уникальные месторождения, такие как Олимпиадинское, Советское, Эльдорадинское, Ведугинское, Удерейское, Раздольнинское и др. Попутнинское месторождение осталось без внимания. Единственным источником информации об этом объекте являются единичные фондовые отчеты, касающиеся поисков и оценки перспективности на рудное золото, проводимых в пределах Рыбинской рудной зоны.

Определение возраста оруденения и условий его образования позволит сопоставить это малоизученное месторождение с другими золоторудными объектами в регионе и определить его положение в общей последовательности формирования золотого оруденения Енисейского кряжа. Для реализации поставленной цели предусматривалось решение следующих задач: 1) выделение возрастных рубежей формирования Попутнинского месторождения на основе изотопно-геохронологических исследований; 2) оценка продолжительности формирования месторождения с учетом многостадийности развития гидротермального процесса; 3) установление минералогеохимических особенностей оруденения путем изучения минералогии руд, состава сульфидов и самородного золота; 4) определение физико-химических параметров формирования различных типов золотого оруденения (Т, Р, состав и концентрация растворов, состав газовой фазы и т.д.) и выяснение особенности эволюции их во времени на основе термобарогеохимических исследований.

Оруденение вмещают толщи тальк-карбонат-хлоритовых сланцев, представляющих собой продукты метаморфизма метапикробазальт-базальтовой ассоциации Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса. Эта ассоциация преимущественно высокомагнезиальных пород представлена лавами, туфолавами, туфами и туфобрекчиями пикробазальтового, базальтового и, изредка, пикритового состава. Среди них развиты горизонты углеродистых сланцев. Породы метаморфизованы до зеленосланцевой (редко до эпидот-амфиболитовой) фации, включают зоны расланцевания, дробления, гидротермального изменения. С высокой магнезиальностью пикробазальтов постоянно коррелируют повышенные концентрации Cr, Co и Ni [Ножкин и др., 2011]. С северо-востока к этой толще примыкает интрузивное тело диабазов Лендахского комплекса.

Золотое оруденение Попутнинского месторождения приурочено к несогласному контакту метаморфизованных вулканогенных пород с черными и серыми глинистыми сланцами. По границе пород (зоне повышенной проницаемости и трещиноватости) развиваются золотосодержащие метасоматиты, состав которых напрямую зависит от состава исходного субстрата. В результате геохимической съемки, проводимой в 1974–1979 гг. Ангарской ГРЭ на месторождении были выявлены следующие закономерности: элементами-спутниками золотого оруденения являются мышьяк и сурьма, четкую связь с метаморфизованными вулканитами основного состава и метасоматитами обнаруживают хром, никель и кобальт. Характерно, что эти элементы (а также сурьма) отсутствуют в поле преобладающего развития углеродистых терригенных сланцев и диабазов Лендахского комплекса.

Таким образом, на Попутнинском месторождении представлены руды различных геохимических типов: 1) золото-мышьяковые (в полях развития диабазов и углеродистых сланцев) и 2) золото-мышьяково-сурьмяные с хромом, никелем и кобальтом (вдоль контакта с метавулканитами основного состава).

Характерной особенностью Попутнинского месторождения (в отличие, например, от Удерейского) является широкое развитие эндогенных (первичных) ореолов рассеяния золота с содержанием 0.3–1.0 г/т.

Различие геохимической специализации рудоносных метасоматитов, образованных по различному субстрату, находит свое отражение как в минеральном составе руд, так и в химическом составе отдельных рудных минералов. Метасоматиты в поле развития диабазов Лендахского комплекса представляют собой серицит-карбонат-кварцевые образования (березиты), несущие пирит-арсенопиритовую минерализацию с тонким золотом. Сульфидизированные кварц-хлорит-серицитовые черные сланцы характеризуются присутствием пирита, арсенопирита и пирротина (углерод в сланцах создает восстановительные условия, что приводит к формированию пирротина). Фуксит-карбонат-хлоритовые метасоматиты по основным породам содержат наибольший спектр рудных минералов. Помимо пирита, арсенопирита, пирротина в рудах такого типа отмечаются халькопирит, тетраэдрит, сфалерит, герсдорфит, антимонит, бертьерит, ульманит.

Описанные различия в минеральном составе метасоматитов при одновременном их формировании являются следствием различия состава субстрата. Отсюда вытекает то, что хром, никель, кобальт и сурьма не привносились извне, а перераспределялись в пределах полей метасоматического преобразования пород. Широкое развитие эндогенных ореолов золота и постоянная устойчивая положительная корреляция золота с мышьяком свидетельствует о привносе этих элементов гидротермальными растворами. Хотя не исключается роль и частичного переотложения их в результате мобилизации из пород рамы (особенно из черных углеродистых сланцев).

Самородное золото характеризуется единым составом вне зависимости от типа метасоматитов. Состав его типичен для месторождений Енисейского кряжа – высокая пробытность (900–920 ‰), наличие примеси серебра и ртути до 8 и 2.5 мас. % соответственно [Неволько, 2009].

Для определения физико-химических параметров формирования золотоносных метасоматитов Попутнинского месторождения были проведены исследования флюидных включений в рудном и безрудном кварце. На первом этапе исследования получены данные для метасоматитов, образованных по основным породам, кварц-карбонатным жилам и прожилкам, несущим сурьмяную минерализацию, а также для поздних пострудных кварц-карбонатных жил.

При визуальном наблюдении прозрачных полированных кварцевых пластин толщиной 0.3–0.5 мм были обнаружены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения размером до 7 мкм (в основном, 3–4 мкм). Изучались группы включений (3–5 включений в каждой группе), расположенные внутри кварцевых зерен без видимой связи с залеченными трещинами.

Установлено, что в кварце из фуксит-карбонат-хлоритовых метасоматитов законсервированы существенно водные двухфазовые ( $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\Gamma$ ) включения. Температуры эвтектики водного раствора во флюидных включениях меняются от –33 до –36 °С, что указывает на присутствие в растворах хлоридов Na, K, Mg, Fe [Борисенко, 1977]. Температуры плавления последнего кристаллика льда меняются от –6.5 до –8 °С. Концентрация водного раствора составляет 10.5–12.5 мас. % NaCl-экв. Температуры гомогенизации включений – 190–150 °С.

В кварце из жил и прожилков с антимонитовой минерализацией преобладают двухфазовые ( $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\Gamma$ ) флюидные включения, гораздо реже встречаются трехфазовые ( $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{Ж}_{\text{CO}_2}+\Gamma$ ) и двухфазовые включения с углекислотой ( $\text{Ж}_{\text{CO}_2}+\Gamma$ ). Температуры

эвтектики флюидных включений, меняются от  $-32$  до  $-37$  °С, свидетельствуя о наличии в растворе хлоридов Na, K, Mg, Fe. Температуры плавления льда  $-3$  °С  $-22$  °С. Концентрация водного раствора варьирует в широких пределах от 6 до 23 мас. % NaCl-экв. Температуры гомогенизации включений составляют 220–130 °С. Наличие флюидных включений с углекислотой в кварце из жил с антимонитовой минерализацией позволило оценить плотность CO<sub>2</sub> и давление флюида, принимавшего участие при кристаллизации кварца. Температура плавления углекислоты во включениях составляет  $-57.5$  –  $-59$  °С, что свидетельствует о наличии других низкокипящих газов в газовой составляющей флюида (температура плавления чистой CO<sub>2</sub>  $-56.5$  °С). В результате КР-спектроскопического анализа флюидных включений выявлено присутствие CO<sub>2</sub>, а также небольшого количества CH<sub>4</sub> (0.3–0.5 мол. %) и N<sub>2</sub> (до 2.6 мол. %). Плотность флюида, оцененная с учетом наличия метана и азота в газовой составляющей флюида, составляет 0.77–0.87 г/см<sup>3</sup>, давление 0.62–1.3 кбар.

Кварц из поздних пострудных гидротермальных жил захватывал водные двухфазовые (Ж<sub>H<sub>2</sub>O</sub>+Г) включения. Флюид, формировавший месторождение на поздней стадии гидротермальной деятельности, отличается по физико-химическим параметрам от флюида рудной стадии. Температуры эвтектики водного раствора во флюидных включениях меняются от  $-22$  до  $-30$  °С, что указывает на присутствие хлоридов Na и K в водной фазе. Температуры плавления льда меняются от  $-1$  °С до  $-6.5$  °С. Концентрация водного раствора варьирует от 2–10.5 мас. % NaCl-экв. Температуры гомогенизации включений составляют 230–120 °С.

Результаты комплексного исследования флюидных включений показали, что минералообразование на Попутнинском месторождении происходило с участием флюидов, характеризующихся системой CO<sub>2</sub>(±CH<sub>4</sub>+N<sub>2</sub>)–H<sub>2</sub>O–NaCl–KCl (±MgCl<sub>2</sub>±FeCl<sub>2</sub>). Флюид рудной стадии захватывался при температурах 190–150 °С и характеризуется высокой соленостью (от 10.5 до 12.5 мас. % NaCl-экв.) (формирование золотоносных метасоматитов). Формирование кварцевых жил с антимонитом в рудную стадию происходило при температурах 220–130 °С и давлениях 0.62–1.3 кбар. Соленость раствора, законсервированного в антимонит-кварцевых жилах, достигает 23 мас. % NaCl-экв. В пострудный этап формирования секущих кварцевых жил и прожилков соленость раствора снижается и составляет 2–10.5 мас. % NaCl-экв. Температуры эвтектики водного раствора включений ( $-22$  –  $-30$  °С) указывают на изменение состава системы (CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–NaCl–KCl), преобладающую роль в которой теперь играют хлориды натрия и калия.

Для золото-сульфидных руд Попутнинского месторождения аргон-аргоновым методом был определен возраст формирования наиболее продуктивной ассоциации на месторождении, представляющей собой кварц-карбонат-фукситовые метасоматиты с вкрапленными сульфидами и самородным золотом. Полученный возраст отвечает  $717\pm 6$  и  $712\pm 6$  млн лет. Эти датировки хорошо согласуются со сделанными ранее выводами о периодах формирования золотого оруденения на Енисейском кряже. Выделенная эпоха 720–711 млн лет, соответствующая образованию золото-пирит-пирротин-арсенопиритовой полисульфидной ассоциации золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд, по времени совпадает с заложением и эволюцией авлакогенов и рифтовых структур (Уволжский, Индольский, Таловский грабены, Гейско-Чапский прогиб) (720–700 млн лет), проявлением внутриплитного субщелочного гранитоидного и щелочного магматизма (кутукасский, гурахтинский гранитоидные комплексы – 700–690 млн лет, захребетнинский, среднетатарский комплексы – 710–700 млн лет) [Ножкин и др., 2011].

*Исследование выполнено при поддержке НШ-65458.2010.5 и гранта ВМТК ИГМ СО РАН.*

### **Литература**

*Борисенко А. С.* Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

*Неволько П. А.* Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа. Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2009. 183 с.

*Ножкин А. Д., Борисенко А. С., Неволько П. А.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. № 1. С. 124–143.

***П. А. Неволько***

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск  
nevolko@uiggm.nsc.ru*

### **Самородное золото из россыпей рек бассейна р. Большой Ик (Салаирский кряж): типохимизм и коренные источники**

Сырьевая база россыпного золота катастрофически уменьшается, а его добыча сокращается. Альтернативой сохранения золотодобычи могут стать только рудные месторождения, открытие которых в условиях слабой геологической изученности и плохой обнаженности затруднительно. Традиционная геологическая съемка со стандартным набором поисковых методов требует много времени, а вероятность открытия месторождения мала. Более полную и оперативную информацию о коренном источнике содержит самородное золото россыпей. В гипергенных условиях оно приобретает новые типоморфные признаки, изменение которых позволяет вдоль водотока проследить весь путь, пройденный золотом от коренного источника до современного его нахождения в россыпи и оконтурить площадь потенциального рудного поля. Основные характеристики самородного золота для определения местоположения коренного источника и обоснования его формационной принадлежности рассмотрим на примере россыпей по рр. Листвянка, Большая и Малая Еловки и Большая и Малая Крахалевки, правых притоков р. Большой Ик, расположенных в Егорьевском золотоносном районе (Салаирский кряж) (рис.).

Егорьевский золотоносный район, расположенный в северо-западной части Салаирского кряжа, является одним из старейших золотопромысловых районов на территории Алтае-Саянской складчатой области. Начавшаяся здесь в 1830 г. добыча россыпного золота не прекращается до настоящего времени. За весь период эксплуатации россыпей в Егорьевском рудно-россыпном районе только по официальным учетным данным добыто более 15 т золота [Золотоносность..., 1995]. В пределах Егорьевского рудного поля установлена золоторудная минерализация в виде отдельных или несколько сближенных малосульфидных кварцевых жил. После проведения поисковых работ на Новолушниковском месторождении в 1988–1994 гг., прогнозный

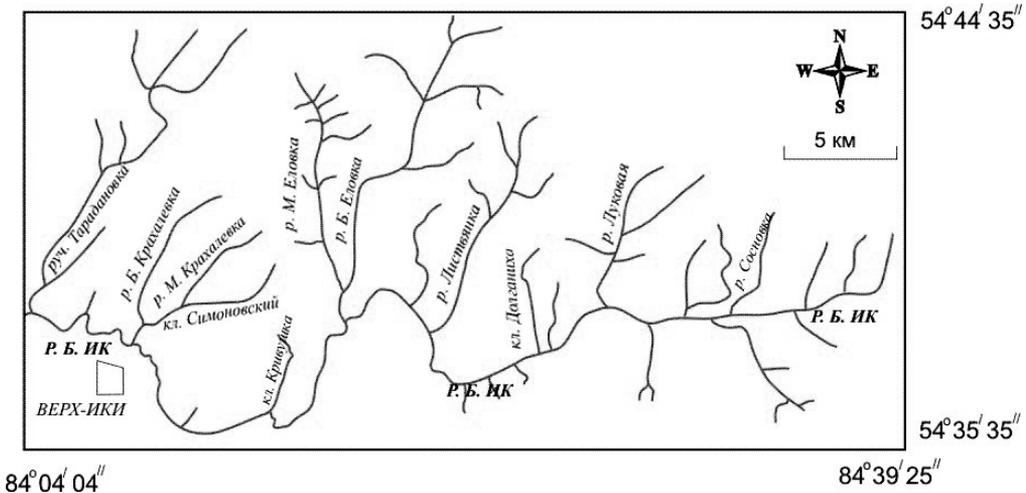


Рис. Расположение изученных россыпей.

потенциал рудного района возрос. На сегодняшний день это месторождение отнесено к прожилково-вкрапленному типу оруденения, а прогнозные ресурсы по категории  $P_2$  оценены в количестве 24 т. Изучение золота из широко и повсеместно распространенных здесь россыпей дает возможность получить новые данные, позволяющие более обосновано подойти к выбору площадей для проведения прогнозно-поисковых работ с целью выявления золотого оруденения.

В то же время в современной литературе слабо освещен вопрос, касающийся типоморфизма самого самородного золота Егорьевского золотоносного района, изучение которого, в свою очередь, дает возможность определить тип и масштабы проявления золоторудной минерализации, являющейся источником металла в россыпях. Такая возможность обуславливается способностью золота отражать в особенностях своего состава, строения, форм и размеров выделений характерные черты как образования, так и дальнейшего пребывания в гипергенных условиях. Среди типоморфных признаков часто отмечается его пробность, а также определенный комплекс элементов-примесей. Содержания и состав последних определяются формационной принадлежностью золотого оруденения [Нестеренко, 1991]. Все это определило основной метод изучения эволюции самородного золота в системе коренной источник – россыпь, заключающийся в детальном исследовании типоморфных характеристик металла, в первую очередь, его микросостава. В основу работы положен фактический материал, собранный при проведении поисковых работ силами «Запсибзолото» в период 1989–1994 гг. Материал структурирован и имеет привязку по скважинам и буровым линиям, проходящим вкрест современного русла.

В россыпях в количественном отношении абсолютно преобладают золотины двух гранулометрических классов:  $< 0.1$  мм и 0.1–0.25 мм (тонкое и мелкое золото). Зерна крупнее 0.25 мм составляют менее 10 % от общего числа золотинов. Визуально золото различных гранулометрических классов одинаково. Морфологически оно представлено кристаллическими, угловатыми или округлыми, интерстиционными, жилковидно-пластинчатыми и комковидными формами. Степень окатанности средняя, однако, отмечается незначительное количество золотинов «рудного облика», нередко – в сростании с кварцем. Цвет золотинов желтый, желтый с красноватым или

зеленоватым оттенками. Закономерностей в морфологических особенностях по всей длине водотока не выявлено.

Определение химического состава самородного золота проводилось в полированных препаратах. Замеры проводились как в центральной части золотин (для определения первичного эндогенного состава самородного золота), так и на краю зерен (для определения степени химического преобразования, выражающегося в виде образования высокопробных кайм). Пробность самородного золота данных россыпей преимущественно определяется примесью Ag. В составе присутствуют также в значительных количествах Cu и Hg. По характеру распределения значений пробности и содержания указанных элементов-примесей было выделено несколько типов самородного золота (табл. 1).

Таблица 1

**Пробность золота и содержание примесей в нем (мас. %)**

Тип золота	Пробность золота	Ag	Cu	Hg
Крайне высокопробное	995 (1000–980)	0.4 (1.5–0)	0.01 (0.06–0)	0.02 (0.1–0)
Высокопробное	900 (950–870)	9 (12–4)	0.03 (0.09–0)	1 (5–0)
Среднепробное	800 (850–770)	19 (14–22)	0.001 (0.01–0)	0.5 (1–0)
Низкопробное	680 (730–600)	31 (39–26)	0	0.3 (0.8–0)
Медистое	960 (990–910)	3.5 (6–1)	0.6 (3.25–0.15)	0.3 (1–0)

*Примечание.* Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro в АЦ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Аналитики Л. Н. Поспелова и О. С. Хмельникова. Приведены средние значения содержаний элементов в самородном золоте (в скобках указано максимальное–минимальное его содержание).

*Крайне высокопробное самородное золото* характеризуется максимальными значениями пробности, а также постоянством состава на профиле всего зерна исследуемого минерала. Крайне высокопробное самородное золото нами отнесено к максимально корродированному (химически преобразованному) типу, т.е. претерпевшему максимальное изменение, которое выразилось в полном (или почти полном) выщелачивании серебра и прочих примесей. Часть анализов такого золота могла быть вызвана неполным (непредставительным) срезом зерен при изготовлении брикетов. Исходя из этого, крайне высокопробный тип самородного золота не учитывался при расчете процентного соотношения (табл. 2).

*Высокопробное самородное золото* содержит ртуть до 5 мас. %, в среднем, 1 мас. %. Для этого золота намечается коренной источник, относящийся к золото-сульфидно-кварцевому (штокверковому?) формационному типу, для которого характерны высокопробное и ртутистое самородное золото. Вариации состава могут свидетельствовать о многостадийности формирования оруденения и о последовательной смене физико-химических параметров и минеральных парагенезисов.

*Медистое самородное золото.* Дискретность состава и постоянное присутствие примеси меди позволяет предположить для этого типа самородного золота коренной источник, отвечающий золотоносным скарнам с наложенной гидротермальной сульфидной минерализацией. В пользу данного формационного типа свидетельствует большое количество магнетита, эпидота и граната в тяжелой фракции шлиховых

Распределение самородного золота различного типа в россыпях (шт., %)

Тип золота	Б. Еловка	М. Еловка	Листвянка	Б. Крахалевка	М. Крахалевка
Крайне высокопробное	36	0	51	31	14
Высокопробное	243 (71)	38 (68)	181 (63)	23 (19)	9 (19)
Среднепробное	45 (13)	0 (0)	22 (8)	6 (5)	0 (0)
Низкопробное	24 (7)	0 (0)	34 (12)	0 (0)	0 (0)
Медистое	28 (8)	18 (32)	49 (17)	94 (76)	38 (81)
Кол-во анализов	340	56	286	123	47

проб. Примером такого типа месторождений может служить Синюхинское (Горный Алтай), самородное золото которого, в зависимости от минеральной ассоциации и генерации, содержит медь от 0.3 до 0.8 мас. % при высокой пробности (950–850 ‰) [Кононова и др., 2010].

*Среднепробное и низкопробное самородное золото* сопоставляется с таковым из Июньского золото-барит-полиметаллического месторождения (Восточный Салаир), где, по данным [Алямкин, 2010], выделяется два типа самородного золота с пробностью 600–699 и 800–899 ‰. Первый тип проявлен более широко. Верховья рассматриваемых рек размывают печеркинскую свиту среднего кембрия, а именно в ней сосредоточены все описанные на сегодняшний день проявления оруденения этого формационного типа (в т.ч. и Июньское месторождение).

С целью локализации и оконтуривания перспективных площадей на тот или иной тип оруденения были проведены оценки количественного соотношения самородного золота из различных коренных источников. Данные по процентному соотношению и общему количеству проведенных определений приведены в таблице 2.

Из проведенных исследований следует, что в россыпях по рр. Листвянка, Большая и Малая Еловки в количественном отношении преобладает *высокопробное* самородное золото – 63, 71 и 68 % соответственно. В россыпях рр. Большая и Малая Крахалевки доминирующая роль отводится *медистому* самородному золоту – 76 и 81 % соответственно.

Хорошо известно, что одним из критериев слабой эродированности и сохранности рудных объектов (источников россыпей) на глубине является преобладание в современных россыпях «ближнего сноса» слабокорродированного и слабоокатанного золота. Наличие в россыпях переотложенного сильнокорродированного, но слабоокатанного самородного золота совместно со слабокорродированным свидетельствует о продолжительном размыве коренного источника. Преобладание или преимущество сильнокорродированного золота говорит о полном или почти полном размыве коренного источника или отдельных его рудных тел. В связи с этим проводилось определение состава краевых частей окатанного золота для выяснения степени его корродирования.

Анализ соотношения составов краевых и центральных частей окатанного самородного золота показывает, что высокопробные каймы присутствуют в золоте всех выделенных выше типов. Однако у *высокопробного* и *медистого* самородного золота отмечается некоторая часть зерен без следов гипергенного химического преобразования, что может свидетельствовать о неполном разрушении их коренных источников.

В результате исследований можно сделать следующие выводы:

1) в формировании изученных россыпей принимали участие, как минимум, три формационных типа коренных источников: золото-барит-полиметаллический, скарновый с наложенной гидротермальной сульфидной минерализацией и золото-сульфидно-кварцевый;

2) для россыпей рр. Листвянка, Большая и Малая Еловки в количественном отношении преобладал золото-сульфидно-кварцевый формационный тип коренного источника (~65 % самородного золота), а для россыпей по рр. Большая и Малая Крахалевки – скарновый с наложенной гидротермальной минерализацией (~75 %);

3) степень механического и химического преобразования свидетельствует в пользу того, что основные коренные источники, питающие россыпи, эродированы не полностью.

Исходя из этого, рекомендуется проводить поисковые работы именно на золото-сульфидно-кварцевый (штокверковый?) тип оруденения в бассейнах рр. Листвянка, Большая и Малая Еловки и скарновый, с наложенной гидротермальной минерализацией, – в бассейнах рр. Большая и Малая Крахалевка.

*Исследование выполнено при поддержке НШ-65458.2010.5 и гранта Правительства Новосибирской области.*

## Литература

Алямкин А. В. Золотоносность кор выветривания Июньского месторождения (Восточный Салаир) // Мат. XIV междунар. совещ. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Новосибирск: ООО «Апельсин», 2010. С. 44–50.

Золотоносность кор выветривания Салаира / Н. А. Росляков, Г. В. Нестеренко, Ю. А. Калинин и др. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1995. 170 с.

Кононкова Н. Н., Двуреченская С. С., Кряжев С. Г. Самородное золото и его ассоциации в скарнах Синюхинского месторождения // Мат. Всерос. конф. «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 169–171.

Нестеренко Г. В. Прогноз золотого оруденения по россыпям. Новосибирск: Наука, 1991. 200 с.

**А. А. Шадрина<sup>1</sup>, Ю. О. Редин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск  
asteriasapphire@mail.ru

<sup>2</sup> – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

## **Минеральный состав руд Лугининского золото-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье)** (научный руководитель В. В. Колпаков)

Лугининское золото-полиметаллическое месторождение находится в Восточном Забайкалье на территории Газимуро-Заводского района. Особая роль в изучении полезных ископаемых и металлогении данного района принадлежит С. С. Смирнову. Он подчеркивал, что «основная масса рудных проявлений Восточного Забайкалья

относится к мезозойским стадиям металлогенеза» [Смирнов, 1944]. Лугинское месторождение открыто в 1953 г. Тайнинской геофизической партией Читинского ТГУ при проведении поисков. Поисково-разведочные работы на месторождении проведены в 1963–1965 гг. Широкинской партией ЧГУ. В настоящее время Лугинское месторождение следует считать частично оцененным и перспективным для постановки дальнейших геологоразведочных работ. Месторождение относится к промышленному типу минерализованных зон золото-сульфидной формации. В рудных зонах Лугинская 1 и 2 сосредоточены основные запасы и ресурсы месторождения (запасы руды отнесены к категории С<sub>2</sub> и составляют 4.79 млн т – балансовые и 0.14 млн т – забалансовые; среднее содержание золота составляет 1.88 г/т – в балансовых и 2.18 г/т – в забалансовых), пригодные для открытой добычи.

Целью работы являлось изучение особенностей геологического строения, структурно-текстурных взаимоотношений и минерального состава золотоносных руд месторождения. Основой работы являются материалы, полученные непосредственно авторами в течение полевого сезона 2010 г. В полевой период было отобрано 40 эталонных образцов, из которых впоследствии изготовлено 20 аншлифов, изученных и описанных под рудным микроскопом.

Лугинское месторождение расположено на восточном фланге Широкинского рудного поля. Широкинское рудное поле представляет собой грабен с блоковым внутренним строением длиной 11 км и шириной 3–4 км. В строении грабена принимают участие породы трех структурных ярусов [Кормилицын, Иванова, 1968]. Северо-западная часть грабена сложена филлитовидными сланцами и кварцитами алтачинской свиты нижнего кембрия, а юго-восточная часть – конгломератами, песчаниками и алевролитами нижней юры. Центральная часть грабена выполнена туфами андезибазальтов и андезитами верхнеюрского возраста. Золотое оруденение Широкинского рудного поля, и Восточного Забайкалья в целом, приурочено к зонам мезозойской тектоно-магматической активизации. Среднеглубинные объекты золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и малоглубинной золото-серебряной формаций представлены жильными и штокерковыми геолого-промышленными типами, а также – минерализованными зонами прожилково-вкрапленного оруденения. Как свидетельствуют материалы изучения золоторудных месторождений, чаще всего отмечаются случаи совмещения в едином объекте нескольких типов оруденения [Тупяков и др., 2001].

Изученное месторождение приурочено к сравнительно узкой полосе осадочно-вулканогенных юрских отложений шадоронской и онон-борзинской серий. В строении этих серий участвуют несколько свит, непосредственно на месторождении наблюдаются выходы государевской свиты J<sub>1gs</sub> (онон-борзинская серия), которая представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами, и кипринской свиты J<sub>2kr<sub>2</sub></sub> (шадоронская серия), сложенной дацитами, андезибазальтами, туфами, прослоями туфопесчаников и туфоконгломерато-брекчиями. Субвулканические интрузии Шадоронского комплекса (qđлJ<sub>2,3sd</sub>) развиты повсеместно на месторождении и представлены кварцевыми диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами, дайками кварцевых диоритовых порфиритов, диоритовыми порфиритами [Тычинский и др., 1972]. В рудный этап проявлена березитизация с серицит-кварц-карбонатной минеральной ассоциацией. Породы участками брекчированы с образованием гидротермальных брекчий и наложением более поздних процессов аргиллитизации. Зоны березитов сопровождаются интенсивной сульфидной минера-

лизацией. Процесс березитизации связан с внедрением даек гранодиорит-порфиров и порфириров различного состава.

Основными рудоконтролирующими структурами на месторождении являются Лугиинско-Широкинский и Урюмканский разломы, являющиеся структурами регионального масштаба и определяющие локализацию и состав руд всего Широкинского рудного поля. Минерализованные зоны приурочены к тектонически нарушенным и гидротермально измененным субвулканическим и вулканогенно-осадочным породам. Зоны вытянуты вдоль ветвей Лугиинского северо-западного разлома, который является оперяющим элементом Лугиинско-Широкинского разлома [Спиридонов и др., 1998]. На месторождении выделены рудные зоны Лугиинская – 1, 2, 3 и 4 северо-западного простирания с падением на юго-запад под углами 40–80°. Рудные тела представлены пластообразными и линзообразными телами сложной формы. Визуально границы рудных тел можно определить лишь условно по наличию зон катаклаза, брекчирования и интенсивной березитизации пород, вкрапленности и прожилков пирита, галенита, сфалерита и халькопирита. Видимого золота не обнаружено. По простиранию рудные тела протягиваются на 100–600 м, их мощность составляет 1–30 м, по падению – прослежены до глубины 320 м.

В ходе исследования выделены два типа руд: золото-сульфидный и золото-сульфидный с повышенным содержанием полиметаллов. Руды золото-сульфидного типа наиболее распространены на всем протяжении Лугиинской рудоносной зоны. Текстуры руд – вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Структуры – зернистые. Рудную минерализацию представляют галенит, сфалерит и пирит; в меньшей степени халькопирит и блеклая руда. Золота при изучении образцов не обнаружено. Галенит и сфалерит образуют совместные скопления в виде гнезд, вкрапленности и лентовидных полос. Пирит представлен гнездообразными обособлениями, рассеянной мелкой вкрапленностью, распределенной хаотично или в виде цепочек зерен прожилковидной формы, и отдельными кристаллами кубической и пентагондодекаэдрической формы в гнездах сфалерита и массе нерудных минералов. Он часто полностью или частично (по трещинкам и каемкам) замещается агрегатами гидроокислов железа. Халькопирит чаще всего образует эмульсию в периферических частях сфалеритовых скоплений с последующим образованием каемок. Он также образует мелкие гнездообразные и прожилковидные скопления, ассоциирующие со сфалеритом и галенитом. Минерал замещается ковеллином, этот процесс представлен только в образцах, отобранных в зоне интенсивной кварц-карбонатной проработки. Блеклая руда наблюдается в виде вкрапленных зерен в прожилках ранее возникших сульфидных минералов. Нерудные минералы представлены белым жильным кварцем (наиболее поздним), плагиоклазом, по которому развивается серицит, амфиболами и серым кварцем.

В результате проведенных минераграфических исследований устанавливается следующая последовательность образования рудных минералов: пирит → сфалерит → галенит → халькопирит → блеклые руды → ковеллин → гидроокислы железа.

## Литература

- Кормилицын В. С., Иванова А. А. Полиметаллические месторождения Широкинского рудного поля и некоторые вопросы металлогении Восточного Забайкалья. М.: Недра, 1968. 176 с.
- Туляков В. Е., Локотко В. В., Шадрин А. И. К изученности золотоносности даек и малых интрузий мезозойского возраста Забайкалья // Мат. межрег. научно-техн. конф., посв. 40-летию ЗабНИИ. Чита, 2001. С. 181–183.

Тычинский А. А., Перовский И. Г., Штилов Л. Д. Вопросы геохимического изучения месторождений золото-галенит-сфалеритового формационного типа (на примере Ново-Широкинского месторождения Восточного Забайкалья) // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972. С. 120–135.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.: Госгеоиздат, 1944. 90 с.

Спирidonov А. М., Зорина Л. Д. Золотое оруденение Забайкальского сектора Монголо-Охотской шовной зоны // Мат. конф. «Актуальные вопросы геологии и географии Сибири». ТГУ, 1998. Т. 3. С. 147–151.

**Е. А. Гармаева**

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ  
gea-geo@yandex.ru

**Проблема нахождения элементов платиновой группы  
в золоторудных месторождениях  
Саяно-Байкальской складчатой области  
(научный руководитель Е. В. Кислов)**

В последнее время повышенный интерес проявляется к поискам месторождений платиновых металлов. В России главным источником ЭПГ является Норильское медно-никелевое месторождение, при этом платиновые минералы добываются как сопутствующие. Принято считать, что ЭПГ образуют рудные скопления в основных и ультраосновных породах. Однако последние исследования золоторудных месторождений, локализованных в разнообразных геологических обстановках, позволило установить их повышенную платиноносность. Это стало основанием для выделения их как комплексных золото-платиноносных. Такие месторождения известны в углеродистых толщах Южного Китая, Средней Азии, Польши, Карелии, Воронежского массива, Патомского нагорья и Северо-Востока России. К ним относится и месторождение Сухой Лог, в котором главными компонентами вкрапленных сульфидных руд в листовенитах являются Au (1–8 г/т) и Pt (0.1–4.8 г/т) [Коробейников, 1999].

Для определения концентраций ЭПГ были проанализированы руды Ирокиндинского, Зун-Холбинского, Таинского, Каменного золоторудных месторождений, которые относятся к разным геологическим обстановкам. Для оценки платиноносности применялся комплекс бездеструктивных методов: нейтронно-активационный анализ в ГЕОХИ РАН (г. Москва); искровая масс-спектрометрия, рентгенофлуоресцентный анализ с использованием синхротронного излучения (РФА СИ), метод прямого атомно-эмиссионного определения (АЭС-определения) ЭПГ и золота в дуге двухструйного дугового плазматрона (ДДП), с применением регистрации МАЭС в ИНХ СО РАН (г. Новосибирск); а также атомно-абсорбционный (ААС), спектрохимический в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), пробирно-атомно-абсорбционный в Республиканском аналитическом центре (г. Улан-Удэ) [Мионов и др., 2008]. Ранее А.Ф. Коробейниковым [1999] в рудах Ирокиндинского и Зун-Холбинского месторождений были выполнены инверсионно-вольтамперометрические анализы на Pt и Pd.

В геологическом строении **Ирокиндинского месторождения** принимают участие стратифицированные и интрузивные образования. Первые представлены биоти-

товыми, гранат-биотитовыми, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами киндиканской свиты архея. Интрузивные породы представлены гнейсогранитами, габбро, габбро-диоритами архейского возраста, а также плагиогранитами, гранитогнейсами и гранитами нежнепротерозойского возраста. Зоны разрывных нарушений на месторождении являются рудовмещающими структурами и выражены зонами рассланцевания и милонитизации. Рудные тела представлены кварцевыми жилами с оторочками плотных березитизированных метасоматитов. Общее количество рудных минералов не превышает 0.5 %. Наиболее распространены пирит и галенит, реже – сфалерит, халькопирит, блеклые руды, самородное золото, пирротин, арсенопирит, шеелит. Содержания золота колеблются от «следов» до 1000 г/т и выше [Золото..., 2004]. Повышенные содержания платины (0.13–0.15 г/т) установлены в околожилных березитах. Промышленно значимые концентрации (2.5–7.3 г/т) были выявлены только в агрегатах жильного кварца с сульфидными агрегатами [Коробейников, 1999].

**Зун-Холбинское месторождение** локализовано в вулканогенно-осадочных и олистостромовых отложениях (ильчирская свита) и частично в карбонатных породах (иркутская свита). Рудные тела представляют собой кварцевые жилы и жилообразные тела, а также минерализованные зоны с литологическим контролем. Жилы и жилообразные тела развиты на месторождении, главным образом, в его верхних частях, с увеличением глубины эти рудные тела сменяются на минерализованные зоны. Рудные минералы представлены пирит-углеродистой, кварц-полиметаллической и борнит-ковеллин-халькозитовой парагенетическими ассоциациями. Самородное золото на месторождении – мелкое и тонкодисперсное, сравнительно равномерно распределено в рудах и более, чем на 90 % приурочено к сульфидным выделениям [Zhmodik et al., 1993]. Для золота характерен значительный разброс пробности от 300 до 950 ‰, содержания золота в рудах – от 169.69 до 2.65 г/т, при средних значениях – 44 г/т [Миронов и др., 1999]. Содержания платины в пробах варьируют от 0.53 г/т (в пирротиновых) до 5.85 г/т (в кварц-пиритовых рудах). Концентрации Os варьируют от 0.092 до 18.5 мл/т, Ir – от 0.15 до 17.4 мл/т и Ru – от 4.3 до 67.4 мл/т.

**Каменное золото-колчеданно-полиметаллическое месторождение** расположено в измененных эффузивных породах кислого и среднего состава, превращенных в ортосланцы, в линзах и горизонтах доломитов и metabазитов. Среди кислых пород преобладают метариолиты и метариодациты. Карбонатные породы слагают отдельные горизонты, линзы и тела неправильной формы. Пачки углеродистых сланцев протягиваются на 300–500 м среди кремнисто-карбонатных и кварц-серицитовых сланцев [Миронов и др., 2004].

Колчеданные залежи образуют серии линзовидных кулисообразно расположенных тел. По минералогическому и геохимическому составу выделяются 3 типа руд: 1 – массивные колчеданные (пиритовые); 2 – колчеданно-полиметаллические (пирит-сфалерит-халькопиритовые); 3 – прожилковые халькопирит-блеклорудные. Рудные минералы включают пирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды, галенит, арсенопирит, магнетит, алтаит, петцит, гессит, самородное золото, серебро, вторичные минералы (малахит, азурит, ковеллин, лимонит) [Миронов и др., 2004]. Содержания ЭПГ следующие (г/т): 1 тип – Pt 6.76, Os 0.04, Ir 0.05, Ru 0.525; 2 тип – Pt 3.5–34.3, Os 0.001–0.03, Ir 0.001–0.03, Ru 0.015–0.125; 3 тип – Pt 2.55–3.74, Os 0.02–0.04, Ir 0.012–0.054, Ru 0.319–0.525<sup>2</sup>.

---

<sup>2</sup> Прим. ред. Учитывая методические сложности анализа ЭПГ и многочисленные данные по содержаниям ЭПГ в колчеданных рудах других регионов (см. статью В. П. Молошага в

**Таинское месторождение** локализовано в штоке гранодиоритов и плагиогранитов, прорывающем серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты. Массив, вмещающий золотое оруденение, размером 300?700 м, имеет форму двух примыкающих друг к другу деформированных линз. Краевые части массива в той или иной степени заражены углеродистым веществом. Значительную часть массива слагают березитизированные разновидности и березиты. Наиболее своеобразными породами, распространенными в южной части массива и сопутствующими или несущими золотое оруденение, являются серые, темно-серые мелко- до крупнозернистых порфирировидные гранитоиды. Гранитоиды этого типа наиболее подвержены катаклазу вплоть до образования участками бласокатаклазитов по плагиогранитам. Вблизи массива развиты дайки кислого состава [Миронов и др., 2001].

Главными особенностями Таинского штока гранитоидов является повышенное содержание углерода в краевых фациях, преимущественное развитие пирротина в березитах и березитизированных разновидностях, интенсивная деформированность всего штока и его отдельных частей до бласокатаклазитов. На Таинском месторождении выделяется три типа руд: кварцево-жильные малосульфидные, кварц-мусковит-пирротиновые и прожилково-вкрапленные сульфидные. Рудные минералы (0.1–10 %) имеют гнездовое распределение (от 1 до 8 см в поперечнике) и представлены пиритом, пирротинном, галенитом, сфалеритом, халькопиритом. В подчиненных количествах встречаются кобальтин, кюстелит, самородное золото [Миронов и др., 2001].

Общие содержания золота колеблются от 7 до 25 г/т, количество свободно извлекаемого золота составляет 85–94 %, золото в сульфидах – 6–15 % [Миронов и др., 2001]. Содержания платины в первом типе руд составляет (г/т): Pt 8.22, Os 0.001, Ir 0.003, Ru 0.013; во втором – Pt 15.8, Os 0.001, Ir 0.001, Ru 0.013; в третьем – Pt 26.8, Os 0.004, Ir 0.005, Ru 0.028.

Таким образом, во всех выше рассмотренных золоторудных месторождениях было установлено повышенное содержание ЭПГ. Максимальные содержания характерны для Каменного месторождения – до 34.3 г/т. Основной задачей остается обнаружение минеральных форм платиновых металлов. Достоверные данные о присутствии минеральных форм в настоящее время были получены только на Зун-Холбинском золоторудном месторождении. В рудах этого месторождения были обнаружены тонкие включения самородной платины и сперрилита (0.1–10 мкм) в ассоциации с пиритом [Коробейников, 1999]. А. Г. Миронов и др. [2008] предполагают концентрацию ЭПГ в тонкодисперсном виде в сульфидных минералах и самородном золоте. Учитывая значительные трудности при переводе ЭПГ в аналитические формы, неоднородность распределения их в сульфидных минералах, высокое сродство их к координационным соединениям и экспериментальные данные, предлагается кластерная форма нахождения платины и палладия в основных минералах золото-сульфидных и серебро-полиметаллических руд месторождений Саяно-Байкальской области.

Помимо достоверного установления форм нахождения ЭПГ, необходимо усовершенствовать аналитическую базу и использовать различные методы определения, т.к. платиноиды обнаруживаются не всеми известными методами анализов. Открытым остается и вопрос о природе ЭПГ. Нельзя достоверно сказать, что источником ЭПГ являются основные и ультраосновные породы. С развитием в последнее время изуче-

---

настоящем сборнике и др. публикации по этой теме), приведенные содержания Pt в статье представляются завышенными.

ния нетрадиционных месторождений, отличающихся повышенной платиноносностью, необходимо проводить тщательные исследования в этой области.

### Литература

Золото Бурятии. Кн. 1 / П. А. Роцектаев, А. Г. Миронов, Г. И. Дорошкевич и др. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2004. 464 с.

Коробейников А. Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГТМ, 1999. 233 с.

Миронов А. Г., Жмодик С. М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.

Миронов А. Г., Жмодик С. М., Очиров Ю. Ч. и др. Таинское золоторудное месторождение (Восточный Саян, Россия) – редкий тип золото-порфировой формации // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 5. С. 395–413.

Миронов А. Г., Жмодик С. М., Боровиков А. А., Дамдинов Б. Б. Золотосульфидное месторождение Каменное (Северное Забайкалье, Россия) – представитель рифейского эпitherмально-го золото-теллуридно-серебряного оруденения // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 5. С. 407–426.

Миронов А. Г., Жмодик С. М., Колесов Г. М. и др. Элементы платиновой группы в золото-сульфидных и полиметаллических рудах Саяно-Байкальской складчатой области и возможные формы нахождения платины и палладия в сульфидах // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 47–66.

Zhmodik S. M., Dobretsov N. L., Mironov A. G. et al. Mineralogical and geochemical signatures of hydrothermal-sedimentary origin of gold ores of the Kholba deposit (Eastern Sayan, Russia) // Resource Geology Special Issue. 1993. № 13. P. 278–313.

**Ю. О. Редин, М. В. Кириллов, П. А. Неволько**  
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск  
redin.u@mail.ru

### **Минералого-геохимические особенности золота Савкинского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье)** (научный руководитель Ю. А. Калинин)

Савкинское месторождение располагается в пределах Аргунской субпровинции Монголо-Забайкальской рудной провинции в пределах Смирновско-Михайловского рудного узла. Смирновско-Михайловская группа месторождений содержит разнообразное оруденение [Смирнов, 1961]. Помимо полиметаллических месторождений (Смирновского, Михайловского и др.), в единичных случаях богатых оловом и мышьяком, здесь известен ряд более мелких рудопроявлений и месторождений с различной минерализацией (Au, Ag, Cu, Pb, Sb, Hg, W, Bi, As).

Целью работы являлось изучение минералого-геохимических особенностей золота Савкинского золоторудного месторождения. Основой работы являются материалы, полученные в ходе полевого сезона 2010 г. Рассматриваемое золото выделено из пробы kernового материала, представленной окремненным тонкослоистым из-

вестняком, путем растворения ее в плавиковой кислоте. Объем растворенного образца составил 10 см<sup>3</sup>. Всего было выделено 147 знаков самородного золота. Морфология золота описывалась по общепринятой методике Н. В. Петровской [1973], детализированной Л. А. Николаевой и С. В. Яблоковой [2007]. Электронно-микроскопические исследования выполнены методом сканирующей электронной микроскопии на приборе LEO 01430VP, снабженном энерго-дисперсионным спектрометром фирмы OXFORD, позволяющим качественно оценить состав минералов. Для выявления количественных соотношений между золотом и элементами-примесями (среди элементов-примесей определялись медь, серебро и ртуть), золото анализировалось в полированных шашках микрорентгеноспектральным методом на рентгеноспектральном микроанализаторе MS-46 Cameca.

Месторождение локализовано в юрских осадочных отложениях государственной свиты, представленной песчаниками, алевролитами, аргиллитами, тонкослоистыми известняками и приурочено к глубинному Савкинскому надвигу, имеющему северо-восточное простирание. Рудные тела находятся в брекчированных, окварцованных песчаниках, алевролитах, известняках и джаспероидах. Главные рудные минералы представлены арсенопиритом, пиритом, марказитом, халькопиритом, блеклой рудой и антимонитом. Морфология золота преимущественно интерстиционная, жилковидно-пластинчатая, присутствуют идиоморфные золотины, а также полукристаллические зерна, что свидетельствует об их росте в свободной среде (в полостях, пустотах). Об этом же свидетельствует и ступенчатая скульптура поверхности, наблюдаемая на ряде зерен. Размерность золотинок (рис. 1) не превышает 0.5 мм, при этом большинство знаков самородного золота по гранулометрии попадает в классы тонкого и мелкого: < 0.1 мм и 0.1–0.25 мм, соответственно.

Структура поверхности золотинок гладкая. В абсолютном большинстве случаев она отражает особенности роста в контакте с листовато-чешуйчатыми минералами. Помимо отпечатков листоватых агрегатов, на поверхности золотинок наблюдаются отпечатки удлинненно-призматических зерен. В некоторых случаях наряду с такими отпечатками имеют место включения аналогичной морфологии алюмосиликата (предположительно, амфибол). Анализ включений выявил также сростки с арсенопиритом и халькопиритом. Деформация золотинок либо слабая, либо чаще всего отсутствует.

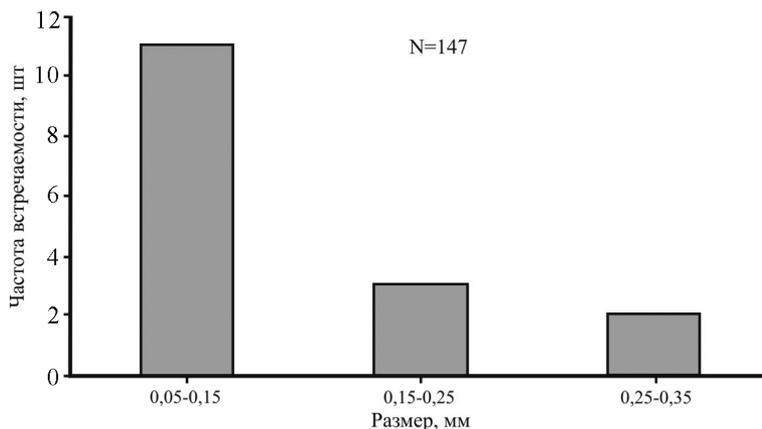


Рис. 1. Гранулометрия самородного золота Савкинского месторождения.

Состав самородного золота Савкинского месторождения (мас. %)

№ п/п	Au	Ag	Hg	Cu	№ п/п	Au	Ag	Hg	Cu
1	93.60	6.01	0.00	0.00	9	94.73	5.81	0.00	0.00
2	93.75	5.89	0.00	0.00	10	95.56	5.87	0.00	0.00
3	95.17	6.11	0.13	0.00	11	95.15	5.78	0.01	0.00
4	92.81	6.13	0.00	0.00	12	92.97	5.99	0.00	0.00
5	95.01	5.90	0.00	0.00	13	94.02	6.04	0.07	0.01
6	94.67	5.89	0.00	0.00	14	90.17	9.65	0.04	0.03
7	93.40	5.95	0.00	0.00	15	93.06	6.13	0.00	0.04
8	94.91	5.74	0.00	0.00					

Следы деформаций, улавливаемые на отдельных золотилах, представлены сколами, напоминающими зеркала скольжения, и трещинами, которые возникли, вероятно, при перегибе зерен. Все это может говорить о формировании золотого оруденения до окончания тектонической активности (последнего этапа активизации), проявившейся на месторождении.

Пробность золота определяется исключительно содержанием в нем серебра (табл.). Из остальных примесей в значимых количествах установлена ртуть (0.13 мас. %). Значения пробности (рис. 2) укладываются в интервал 900–960 ‰ с модой распределения значений в области 930–940 ‰. Замеры пробности в центральных и краевых (в пределах 10 мкм от края) частях зерен не выявили изменения значений в пределах отдельных золотинок. Все это может указывать на однократность проявления рудоотложения и отсутствие последующих процессов химического преобразования золота.

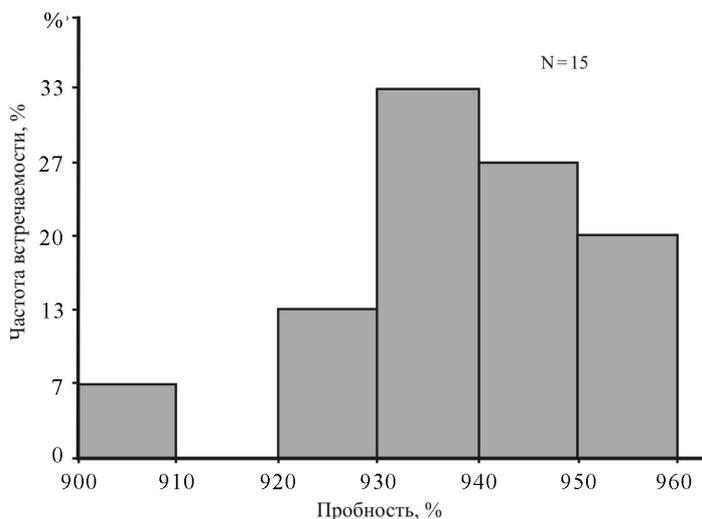


Рис. 2. Пробность самородного золота Савкинского месторождения.

На сегодняшний день активно обсуждается предположение о наличии на месторождении золото-ртутного типа оруденения, в частности, золото-сурьмяно-ртутной формации [Наумов, 2007; Борисенко и др., 2006]. Особенности морфологии и состава изученного нами самородного золота указывают на то, что оно может относиться к данному типу. Кроме того, для оруденения характерна пространственная и генетическая связь с объектами золото-сульфидного (золото-арсенопиритового) типа. Геохимическая специализация руд Савкинского месторождения (Au-Ag-As-Sb-Hg-Tl±Mo, W), их минеральный состав (тонкодисперсное золото, пирит, арсенопирит, блеклые руды, антимонит и др.), невысокое содержание Hg в золоте также характерны для объектов золото-ртутного типа.

### Литература

*Борисенко А. С., Наумов Е. А., Оболенский А. А.* Типы золото-ртутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 342–354.

*Наумов Е. А.* Типы золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской складчатой области и физико-химические условия их формирования. Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 2007. 192 с.

*Николаева Л. А., Яблокова С. В.* Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41–57.

*Петровская Н. В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.

*Смирнов С. С.* Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М.: АН СССР, 1961. 507 с.

***Е. Е. Паленова<sup>1,2</sup>, Е. В. Белогуб<sup>1,2</sup>, К. А. Новоселов<sup>1</sup>, В. А. Котляров<sup>1</sup>***

<sup>1</sup> – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс  
palenova@rambler.ru*

<sup>2</sup> – *Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс*

### **Вмещающие породы золоторудного месторождения Копыловское (Бодайбинский рудный район)**

Месторождение Копыловское принадлежит к золоторудным объектам сухоложского типа. Оно локализовано в Ленском рудном районе (Иркутская обл.) в пределах Бодайбинского синклиория. Участок сложен породами догалдынской свиты (PR), интрузивный магматизм на площади не развит, имеют место редкие маломощные дайки лампрофиров. Золотое оруденение ассоциирует с кварцевыми штокверками и жилами, а также зонами сульфидизации в черных глинистых сланцах [Бенедюк и др., 1984ф].

Цель работы сводилась к выявлению характерных петрографических и петрохимических особенностей рудовмещающей толщи Копыловского месторождения и выяснению спорных моментов ее генезиса. Основными задачами было установление степени метаморфизма отложений догалдынской свиты и источника сноса терригенного материала.

Породы догалдынской свиты представлены слабо или умеренно метаморфизованными углеродсодержащими песчаниками, алевролитами и сланцами (средний – глубокий катагенез до низов зеленосланцевой фации [Буряк, 1966]). По результатам наших исследований на месторождении Копыловское песчаники подверглись процессам перекристаллизации цемента, коррозии, замещению и частичной рекристаллизации обломков. По современной классификации [Япаскурт, 2008] такие породы называются метапесчаниками.

**Метапесчаники** рудовмещающей и перекрывающей толщ различаются по составу обломочного материала. Рудовмещающая толща представлена олигомиктовыми песчаниками аркозового ряда, в них преобладают зерна кварца, а также присутствуют альбит, ортоклаз, мусковит, встречаются единичные литокласты гранитов, алевролитов, кварцевых агрегатов различной структуры. В составе обломков метапесчаников перекрывающей толщи отмечены основные плагиоклазы и роговая обманка. Для пород характерны преимущественно мелкозернистые (размер обломков – 0.1–0.5 мм), реже среднезернистые (0.5–1 мм) и крупнозернистые (1–2 мм) структуры. Текстуры массивные или слабо рассланцованные. Обломки не окатаны, не сортированы, повсеместно замещаются веществом цемента. Вероятно, первичный цемент был представлен глинистым веществом, которое перекристаллизовалось до тонкозернистой кварцевой массы и серицита, повсеместно встречаются мелкие чешуйки мусковита. По данным рентгеноструктурного анализа, в породах постоянно присутствует мусковит-2M<sub>1</sub>, образование которого происходит в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. В цементе присутствовала также карбонатная примесь, ее преобразование привело к развитию метакристаллов карбоната. Содержание углеродистого вещества колеблется от полного отсутствия до 5 об. %. К вторичным изменениям относятся карбонатизация и хлоритизация. В породах присутствует до 4-х генераций новообразованного карбоната. По химическому составу карбонаты железистые (анкерит, сидерит, брейнерит?) и доломит. Железистые карбонаты встречаются в пределах рудоносной пачки. В составе перекрывающей толщи наблюдается кальцит, а также большое количество вторичных хлорита и эпидота.

**Алевролиты** – породы зеленовато-серого цвета тонкозернистой структуры (размер зерен 0.01 мм), массивной текстуры. Основная масса представлена кварцем (до 80 %), а также иллитом, клинохлором и альбитом. Их характерной особенностью являются метакристаллы кальцита в виде острых ромбоэдров и их двойников.

**Сланцы глинистые и углеродисто-глинистые** различаются по содержанию углеродистого вещества: в углеродисто-глинистых сланцах оно составляет 5–10 об. %, в глинистых – менее 1 об. %. Структура тонкозернистая, текстура сланцеватая, иногда плейчатая, очковая. В некоторых случаях проявлена слоистость, выраженная в неравномерном распределении углеродистого вещества. Основная ткань сланцев состоит из иллита с примесью тонкозернистого кварцевого агрегата, и, реже, клинохлора (размер – 0.01 мм). По данным рентгеноструктурного анализа, в породах постоянно присутствует мусковит-2M<sub>1</sub> и парагонит. Характерной особенностью сланцев является наличие крупных (иногда до 7 мм) метакристаллов железистых карбонатов с зональным и блочным строением, которые некоторыми авторами интерпретируются как микроконкреции [Буряк, 1966], и мелких, наиболее поздних ромбических кристаллов карбонатов. В сланцах встречаются кварцевые линзы с оторочкой из рутила, образующиеся по трещинам отслоения.

Среди акцессорных минералов установлены циркон, сине-коричневый зональный турмалин, сфен, лейкоксен, апатит, эпидот, в кварцевых зернах часты включения

рутила. Турмалин часто корродирован, однако, изредка наблюдается регенерация кристаллов, что происходит в условиях низов амфиболитовой фации.

Для углеродистых сланцев догалдынской свиты маркирующим минералом является флоренсит-(Ce) –  $(Ce, La, Nd, Sm)Al_3(PO_4)_2(OH)_6$ , который встречается в виде идеально ограненных метакристаллов размером от 0.3 до 1 мм. Цвет минерала зеленовато-желтый, иногда буроватый, ярко выражена зональность. В пределах кристалла по границам секторов роста наблюдаются поры. В минерале отмечены включения кварца и монацита. Химический состав флоренсита неоднороден (рис. 1), наблюдается зональность в распределении Ca+Fe и редких земель. Крандаллитом (Ca-минералом) и железом, как правило, обогащены внешние зоны, а редкоземельными элементами – внутренние. На флоренсит эпитаксически нарастает гоэцит  $SrAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$ .

В составе вмещающих пород Копыловского месторождения были описаны миндалекаменные метабазалты и метадациты, которые, по мнению авторов, ошибочно принимались за углеродистые песчаники и алевролиты [Ляпухов, 2008ф]. Метавулканиды описаны как единичные маломощные тела (порядка 1–2 м) среди метапесчаников без признаков вулканомиктовой составляющей. В целях выявления присутствия вулканогенной примеси в метапесчаниках и сопоставления пород рудовмещающей и перекрывающей толщ были рассчитаны петрохимические модули по [Юдович, Кетрис, 2000] (табл.) и нормативный минеральный состав метапесчаников и сланцев. За основу взяты результаты силикатного анализа (ИМин УрО РАН, аналитики Ю. Ф. Мельнова, Т. В. Семенова, М. Н. Маляренко).

Высокие содержания  $MgO$  ( $> 3\%$ ) являются первым косвенным признаком присутствия пирогенной компоненты основного состава в осадочных породах. Наряду с этим должны наблюдаться высокие значения железного (ЖМ  $\geq 0.75$ ) и титанового (ТМ  $\geq 0.07$ ) модулей. Кислые и средние туффоиды характеризуются повышенной общей ( $Na_2O+K_2O \geq 5.5\%$ ) и нормированной (НKM  $\geq 0.5$ ) щелочностью и пониженной титанистостью (ТМ  $\leq 0.025$ ) [Юдович, Кетрис, 2000]. Как видно из таблицы, только по содержанию  $MgO$  породы попадают в область потенциально вулканомиктовых. По другим петрохимическим характеристикам (ТМ = 0.30–0.35), метапесчаники попадают в область гипосиаллитов, в которой выделяются, в том числе и нормальные

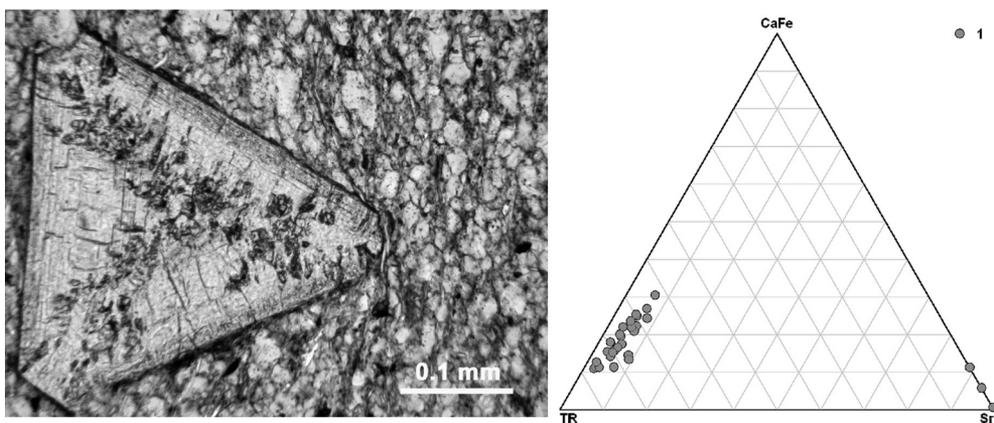


Рис. 1. Зональный метакристалл флоренсита в проходящем свете без анализатора (слева), химический состав флоренсита и гоэцита (справа): TR =  $Ce_2O_3+La_2O_3+Nd_2O_3+Pr_2O_3$  ( $Ce_2O_3 = 14\text{--}16\text{ мас. } \%$ ), CaFe =  $CaO+Fe_2O_3$ , Sr = SrO.

## Расчет петрохимических модулей для метапесчаников и глинистых сланцев

	№ пробы	Петрохимические модули								
		АМ	ФМ	НКМ	ЩМ	ТМ	ЖМ	K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	ГМ	MgO
1	3149-18	0.20	0.16	0.30	1.01	0.052	0.47	3.8	0.31	3.64
	3149-20	0.22	0.20	0.33	1.02	0.062	0.49	4.37	0.35	4.85
	499-34.8	0.21	0.16	0.36	0.92	0.044	0.44	4.62	0.31	3.86
	499-45.8	0.20	0.17	0.38	0.47	0.044	0.47	4.63	0.31	4.20
	504a-28.7	0.22	0.20	0.30	1.22	0.066	0.54	3.9	0.37	4.12
	508-71.8	0.19	0.15	0.31	0.73	0.058	0.47	3.61	0.29	3.69
	509-17.3	0.22	0.14	0.39	1.00	0.046	0.38	4.88	0.31	3.06
	514-284.1	0.20	0.15	0.32	1.13	0.048	0.45	4.07	0.31	3.54
	519-19.8	0.23	0.18	0.28	1.06	0.051	0.45	3.71	0.35	4.28
2	519-6.9	0.21	0.16	0.30	0.92	0.047	0.48	3.95	0.32	3.53
3	504a-63.1	0.34	0.20	0.31	-0.23	0.049	0.37	5.6	0.49	3.72
	504a-125.4	0.39	0.23	0.28	-0.43	0.044	0.35	5.47	0.55	4.17
	508-106.9	0.40	0.36	0.27	-0.08	0.061	0.52	4.65	0.64	6.27
	519-159.8	0.25	0.22	0.33	0.22	0.054	0.50	4.45	0.40	4.55

Примечание. 1 – метапесчаники рудовмещающей толщи; 2 – метапесчаники перекрывающей толщи; 3 – сланцы. АМ – алюмокремниевый модуль ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ), ФМ – фемический модуль ( $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO}+\text{MgO})/\text{SiO}_2$ ), НКМ – модуль нормированной щелочности ( $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ ), ЩМ – щелочной модуль ( $\lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ ), ТМ – титановый модуль ( $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ), ЖМ – железный модуль ( $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO})/(\text{TiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3)$ ), ГМ – гидролизатный модуль ( $(\text{TiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO})/\text{SiO}_2$ ).

песчаники аркозового состава, сланцы относятся к типу, переходному от сиаллитов к гидролизатам ( $\text{ГМ} = 0.49\text{--}0.55$ ). Песчаники рудовмещающей и перекрывающей толщ по петрохимическим признакам не разделяются. Непосредственные результаты силикатного анализа показывают несколько повышенное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и низкие  $\text{CO}_2$  в песчаниках перекрывающей толщи.

Пересчет результатов силикатного анализа на нормативный минеральный состав пород производился в соответствии с данными микроскопического и рентгеноструктурного анализов [Ефремова, Стафеев, 1985]. Основные результаты пересчета химических анализов на нормативный минеральный состав отображен на диаграммах (рис. 2).

Таким образом, породы догалдынской свиты представлены углеродистыми сланцами и олигомиктовыми метапесчаниками аркозового ряда. В составе обломочного материала перекрывающей толщи наблюдаются основные плагиоклазы и роговая обманка, что свидетельствует о несколько ином источнике сноса терригенного материала, чем для пород рудовмещающей толщи, которые образовались, по-видимому,

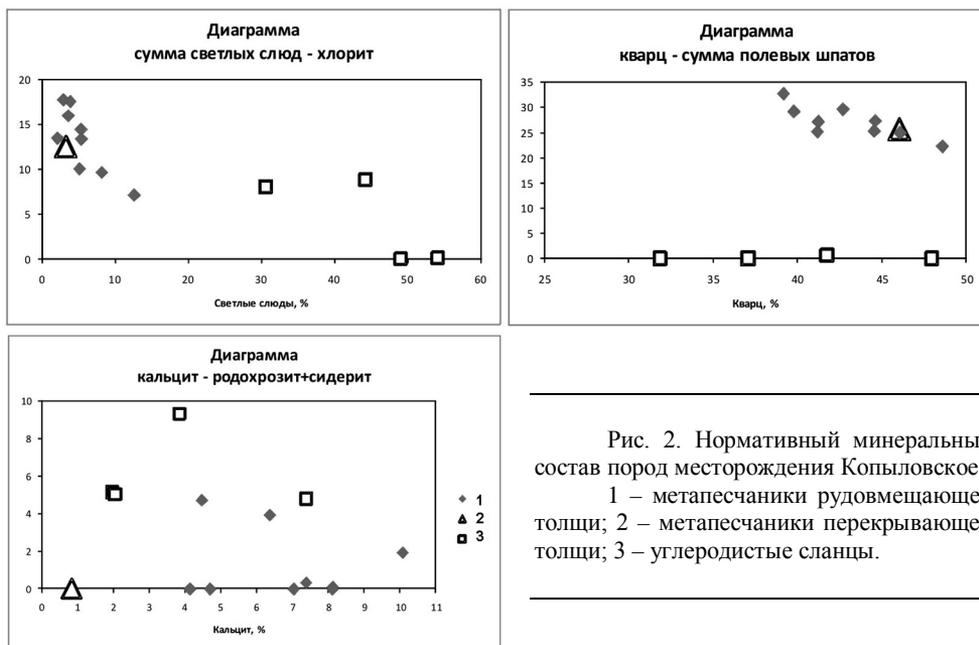


Рис. 2. Нормативный минеральный состав пород месторождения Копыловское.

1 – метапесчаники рудовмещающей толщи; 2 – метапесчаники перекрывающей толщи; 3 – углеродистые сланцы.

за счет размыва гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Песчаники и углеродистые сланцы метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой и мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Это подтверждается взаимоотношениями обломков и цемента в песчаниках, повсеместной перекристаллизацией цемента, постоянным присутствием новообразованного мусковита-2M<sub>1</sub>. В сланцах наблюдаются линзы отслоения, новообразованные мусковит-2M<sub>1</sub> и парагонит, а также метакристаллы флоренсита. Кроме того, характерно частое присутствие клинохлора в породах свиты. По-видимому, локально проявлен метаморфизм низов амфиболитовой фации, о чем свидетельствует регенерация турмалина в песчаниках рудовмещающей толщи. По результатам микроскопического анализа признаков присутствия туфогенного материала в породах не обнаружено. Повышенная магнезиальность пород может быть связана с наложенным карбонатным метасоматозом. Для Копыловского участка в целом, породы перекрывающей толщи отличаются от рудовмещающих практически полным отсутствием нормативных светлых слюды, низким содержанием карбонатов и наличием в них роговой обманки (см. рис. 2).

Авторы выражают благодарность аналитикам Института минералогии УрО РАН: Ю. Ф. Мельниковой, Т. В. Семеновой, М. Н. Маляренко, Т. М. Рябухиной, П. В. Хворову. Научно-исследовательские работы выполнены в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК П237).

## Литература

Буряк В. А. Некоторые особенности золотого оруденения сульфидного типа в Ленском районе // Геология и геофизика. 1966. № 8. С. 34–44.

*Ефремова С. В., Стафеев К. Г.* Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.

*Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

*Япаскурт О. В.* Литология: учебник для студ. высших учебных заведений. М.: Академия, 2008. 336 с.

*Бенедюк В. Ф., Жукович М. А., Суслов Н. А., Верховин А. В.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на рудное золото в пределах участка Кавказ за 1982–84 гг. Иркутск, 1984ф.

*Латухов А. С.* Отчет о результатах аналитических, минералого-геохимических и петрографических исследований по Копыловскому участку (Бодайбинский район). Этап II. Новосибирск, 2008ф.

***А. С. Романова***

*Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск  
adaptor2003@mail.ru*

### **Углерод в золоторудном месторождении Дегдекан, Верхояно-Чукотская складчатая область (научный руководитель Э. А. Развозжаева)**

Месторождение Дегдекан локализовано в пермских черносланцевых толщах Аян-Юряхского антиклинория Верхояно-Чукотской складчатой области [Литвиненко, 2009]. Исследование рассеянного углеродистого вещества (РУВ) углеродистых сланцев проводилось на технологической пробе месторождения Дегдекан (ИрГИР-Мет). Технологическая проба, исследуемая в данной работе, характеризует первичные руды, представленные углистыми сланцами с преобладанием в составе прожилков карбонатов, кварца, с массовой долей сульфидов не более 3 %. Текстура руд прожилковая и прожилково-вкрапленная.

Химический состав пород проанализирован оптическим спектральным, количественным рентгенофлуоресцентным и фазовым атомно-абсорбционным методами. Содержание драгоценных металлов определено пробирным анализом исходной пробы, а также по балансу технологических опытов. По результатам спектрального анализа, проба состоит преимущественно из литофильных элементов, среди которых преобладает кремний. Масса железа находится на уровне 4 % (табл.).

По данным силикатного химического анализа состав пробы следующий (мас. %): SiO<sub>2</sub> 67.6, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 19.1, TiO<sub>2</sub> 0.76, K<sub>2</sub>O 3.30, CaO 1.30, MnO 0.07, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.19, Fe<sub>общ</sub> 4.12, S<sub>общ</sub> 1.48. При этом количественно преобладает железо, присутствующее в оксидной форме, на долю которого приходится 71 % от общей массы металла, сера находится в сульфидной форме, содержание оксидной серы не превышает 0.15 мас. %.

Содержание золота в технологической пробе варьирует от 0.93 до 1.12 г/т. Оно находится преимущественно в самородном виде и ассоциирует с кварцем и сульфидами. Доля мелкого и тонкого золота составляет 82.3 % от общей массы золотин. Размер частиц изменяется от 3 до 25 мкм. Форма их разнообразная, но преобладают частицы неправильных очертаний.

## Результаты спектрального анализа технологической пробы

Элементы	Массовая доля, %	Элементы	Массовая доля, %
Ni	0.008	Sc	0.0005
Co	0.002	Be	0.0003
V	0.008	B	0.03
Cr	0.015	Ga	0.003
Pb	0.003	La	0.003
Cu	0.006	Y	0.004
Zn	0.02	Yb	0.0004
W	0.001	P	0.05
Mo	0.0003	Ba	0.03
Zr	0.015	Sr	0.04
As	0.15	Li	0.006
Sn	0.0008	Ge	0.0001

Валовое содержание углерода составляет 1.8–2.5 %. Углерод присутствует в карбонатной (0.67 %) и органической (1.82 %) форме. На кривой дифференциально-термического анализа для углистой пробы (ИЗК СО РАН, Иркутск) зафиксировано два максимума экзотермической реакции, соответствующие 450 и 580 °С, что указывает на неоднородность углеродистого вещества (рис. 1) и вероятность различного его генезиса. Изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) углеродистого вещества (ЦНИГРИ, Москва) составляет в среднем  $-21.5$  ‰, что указывает на его биогенное происхождение [Развозжаева и др., 2005].

Для более детального изучения органического вещества было проведено извлечение битумоида путем холодной экстракции спиртобензольной смесью в емкостях из темного стекла для исключения процесса окисления растворителя и экстракта под воздействием солнечного света в течение десяти дней при механическом перемешивании [Мартихаева и др., 2001]. Далее битумоид отделялся от растворителей и высушивался до постоянного веса, при этом его выход составил 0.0004 %.

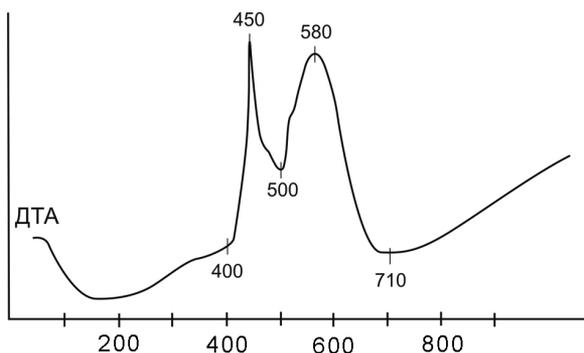


Рис. 1. Дериватограмма углистой пробы. Дериватограф Q 1500D.

По данным ИК-спектроскопии (прибор UR-1, ИЗ СО РАН, Иркутск), спиртобензольный битумоид исследуемой пробы характеризуется полосами поглощения метильных и метиленовых структур углеводородов ( $1390, 1460 \text{ см}^{-1}$ ), парафиновых цепей ( $2920, 2950\text{--}2970 \text{ см}^{-1}$ ); полосы поглощения ароматических структур, кислородных функциональных групп карбонатных кислот, альдегидов и ароматических сложных эфиров отсутствуют [Кросс, 1961].

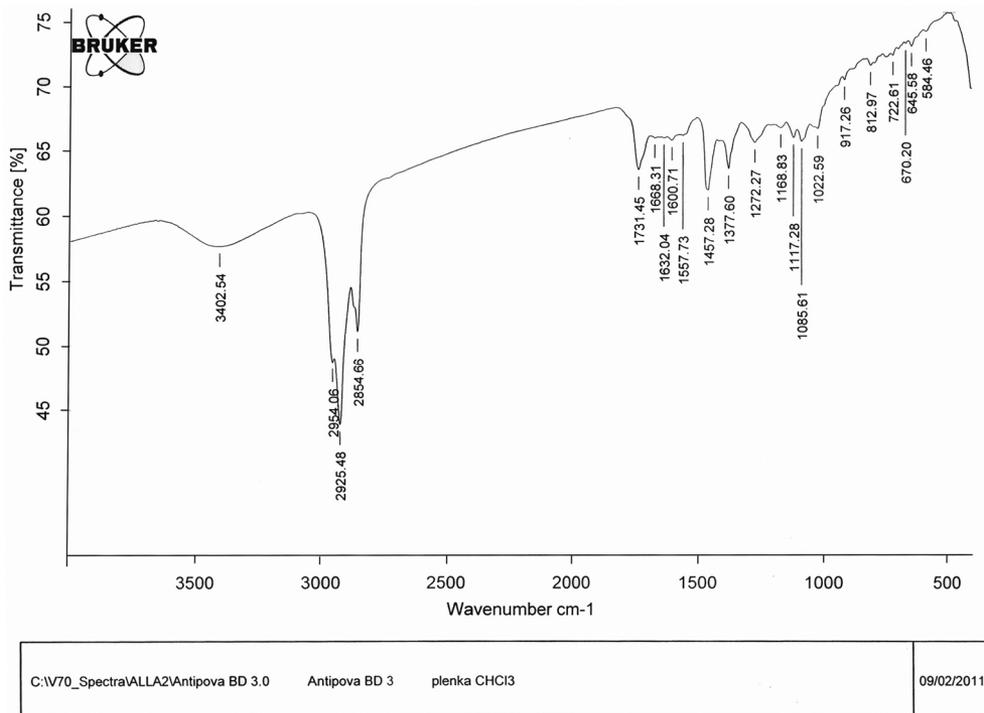


Рис. 2. ИК-спектр спиртобензольного битумоида.

Элементный анализ показал, что спиртобензольный битумоид состоит только из углерода 88.34 % и водорода 11.86 %, т.е. представлен углеродистыми фракциями (нормальные алканы и нафтеновые углеводороды). Геополимеры (смолы, асфальтеновая фракция) не зафиксированы, т.к. не обнаружены соединения с гетероэлементами (азот, кислород, сера).

На основании проведенных работ сделаны следующие выводы. Проба характеризует золотокварцевый малосульфидный тип руд, локализованных в карбонизированных углистых сланцах. Основными компонентами, входящими в ее состав, являются оксиды кремния и алюминия с резким преобладанием оксида кремния, содержание которого составляет 67.6 %. Золото находится преимущественно в самородном виде и ассоциировано с кварцем и сульфидами.

Как известно, концентраторами золота в битумоидах золоторудных месторождений, локализованных в черносланцевых толщах, являются асфальтеновые фракции [Развозжаева и др., 2010]. Растворимая компонента (битумоид) месторождения Дегдекан имеет углеводородный состав и не содержит асфальтенов. В связи с этим обнаружение золота в битумоидах, на наш взгляд, маловероятно. Тем не менее, нерастворимый углерод (кероген), представляющий одну из минеральных фаз углистых сланцев месторождения Дегдекан, мог служить средой для концентрирования металла в процессе рудогенеза.

## Литература

*Кросс А.* Введение в практическую инфракрасную спектроскопию. М.: Иностранная литература, 1961. С. 80–107.

*Литвиненко И. С.* Условия нахождения и типоморфизм самородного золота в рудах Дегдеканского (северо-восток России) месторождения в черносланцевых толщах // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 6. С. 691–697.

*Мартихаева Д. Х., Макрыгина В. А., Воронцов А. Е., Развозжаева Э. А.* Углеродистое вещество в метаморфических и гидротермальных породах. Новосибирск: ГЕО, 2001.

*Развозжаева Э. А., Спиридонов А. М., Белозерова Г. М., Мартихаева Д. Х.* Рудные элементы в битумоидах черносланцевых образований // Геология и минералогия юга Сибири. Вестник Гео ИГУ, 2005. № 4. С. 110–114.

*Развозжаева Э. А., Спиридонов А. М., Таусон В. Л., Будяк А. Е.* Высокодисперсное золото в рассеянном углеродистом веществе осадочно-метаморфических формаций юга Сибирской платформы // Мат. Всерос. конф. «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». 2010. Т. 2. С. 156–158.