

УДК 549+550.4:553.411(470.5)

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД И МЕТАСОМАТИТОВ ТАМУНЬЕРСКОГО ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ

©2014 г. Д. А. Замятина*, В. В. Мурзин*, В. П. Молошаг*, Д. А. Варламов**, Д. А. Замятин*,
Л. П. Ким***, А. А. Горева ****, И. В. Викентьев ****

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7

E-mails: d.zamyatina@gmail.com, murzin@igg.uran.ru, moloshag@igg.uran.ru, dzamyatin86@gmail.com

**Институт экспериментальной минералогии РАН
142432, г. Черноголовка, Московская обл., ул. Акад. Осипьяна, 4
E-mail: dima@iem.ac.ru

***ЗАО “Золото Северного Урала”
624460, Свердловская обл., г. Краснотурьинск, ул. Карпинского, 4
E-mail: kimlp@zsu.polymetal.ru

****Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35
E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 03.06.2014 г.

Тамуньерское золоторудное месторождение приурочено к брахиантиклинальной структуре, сложенной вулканогенно-осадочными породами верхнего силура–нижнего девона. Руды представлены прожилково-вкрапленной и гнездовой золото-сульфидной минерализацией, локализованной в метасоматитах, в основном на контактах субвулканического тела дацит-порфиоров. Выделены дорудные – пропилитовые и синрудные – березит-лиственитовые метасоматиты. На основании геохимии инертных компонентов Ti, Nb, Y, Zr, Hf, Но установлены породы субстрата метасоматитов (в основном дациты и андезит-базальты). С привлечением комплекса минералого-геохимических методов выяснено, что формирование руд происходило в кислой среде, при $pH < 5$, в интервале температур $120–370^{\circ}C$, при летучести серы f_{S_2} от 10^{-20} до 10^{-9} бар и летучести кислорода f_{O_2} от 10^{-42} до 10^{-35} бар.

Ключевые слова: золоторудные месторождения, березиты-листвениты, редкоземельные элементы, минералы-геотермобарометры, условия рудообразования, стадийность, ртутистое золото.

ВВЕДЕНИЕ

Проявление золота Тамуньер выявлено Л.Н. Князевой в 1962 г. в ходе проведения государственной геологической съемки масштаба 1 : 50 000. С 2008 г. по настоящее время силами горно-добывающего предприятия ЗАО “Золото Северного Урала” (дочерняя компания ОАО “Полиметалл”) здесь проводятся поисково-оценочные работы, которые включают методы структурной геофизики (магнито- и электроразведку), литохимические поиски по первичным ореолам рассеяния золота и его элементов-спутников, а также значительные объемы буровых работ. Это позволило существенно увеличить его ресурсный потенциал. В предлагаемой статье обобщены результаты минералого-геохимического изучения руд и метасоматитов, на основе которых установлена формационная принадлежность околорудных метасоматитов, стадийность и физико-химические условия формирования руд.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Район месторождения¹ расположен на восточном склоне Северного Урала и в региональном плане входит в состав Турьинской структурной зоны, слагающей восточное крыло Тагильской мегазоны, которая ограничена с востока Серовско-Маукским глубинным разломом. Для Турьинской зоны характерно чередование брахисинклинальных и брахиантиклинальных структур, к одной из которых – Тамуньерской (Бурмантовской) брахиантиклинали – и приурочено месторождение.

В геологическом строении района доминируют нижнедевонские вулканогенно-осадочные образования андезит-дацитовой (нижней) подтолщи тамуньерской толщи, слагающие ядро Тамуньерской бра-

¹ Геологическая характеристика района дана по материалам А.В. Сокольской (1970 г.)

хиантиклинали, которые представлены ритмично-слоистыми и неравномерно рассланцованными туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями известняков, туфогравелитами, туфоконгломератами (известковистые флишоиды), андезито-дацитами, андезитами и их туфами и туффитами, субвулканическими телами дацитов, риолитов и риодацитов (“лиственный комплекс”) (рис. 1, 2).

Крылья брахиантиклинали сложены вулканитами верхней базальтовой подтолщи тамуньерской толщи – базальтами, их туфами, лавобрекчиями, туфоконглобрекчиями. В подчиненном количестве встречаются туфопесчаники, туфогравелиты и рифогенные известняки. Базальты имеют порфировую структуру и сложены пироксеном, плагиоклазом, небольшим количеством оливина и стекла, а также аксессуарным магнетитом. По петрохимическому составу породы тамуньерской толщи принадлежат к нормальному и умеренно-щелочному ряду. Они отнесены к краснотурьинской свите верхнего силура – нижнего девона и рассматриваются в составе единого краснотурьинского базальт-андезит-трахибазальтового комплекса.

Интрузивные образования в пределах описываемого района развиты слабо. Они представлены порфировидными кварцевыми диоритами, которые, предположительно, относятся к ауэрбаховскому габбро-диорит-гранитовому комплексу среднего девона. Пространственная связь оруденения с породами этого комплекса отсутствует.

Тамуньерское месторождение охватывает северный сегмент брахиантиклинали и приурочено к полю метасоматитов по туфогенно-осадочным породам и вулканитам андезит-дацитовый подтолщи тамуньерской толщи. Туфогенно-осадочные породы, представленные слоистой пачкой туфопесчаников, туфогравелитов, туфоконгломератов, туфоалевролитов и груборитмичных туффитов андезит-дацитового состава, в рудом поле породы полого (15–20°) падают на восток, местами залегают субгоризонтально. Текстуры пород массивные, слоистые, обломочные, сланцеватые и очковидные. Обломочный материал в этих породах представлен кварцем, плагиоклазом, вулканитами среднего и кислого состава, песчаниками и алевролитами.

Субвулканические породы имеют дацитовый, реже риолитовый, риодацитовый и андезитовый состав. В них хорошо проявлена первичная порфировая структура. В некоторых дацитах сохраняются темноцветные минералы и плагиоклаз, в том числе образующие гломеропорфировые сростки, маркируя, таким образом, субвулканический уровень становления тел дацитов. Вкрапленники плагиоклаза частично или полностью замещены кальцитом и/или серицитом. Биотит замещается хлоритом, а затем карбонатом и серицитом. Вкрапленники кварца часто подвергнуты рекристаллизации. Обычным аксессуарным минералом является апатит. Породы рассланцованы вплоть до образования сланцев с крутым (75–80°) за-

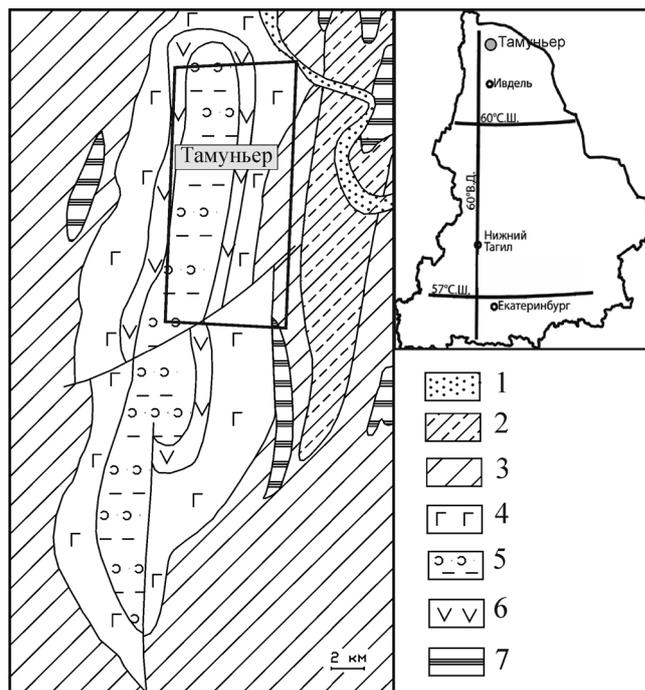


Рис. 1. Схема геологического строения Тамуньерского месторождения (по материалам ПГО “Уралгеология”).

1 – четвертичные отложения: пески, глины; 2, 3 – среднедевонские известняки; 4–6 – вулканогенные породы верхнесилурийского и нижнедевонского возраста: 4 – порфириты базальтовые и их туфы, 5 – туфы базальтового и андезитового состава, песчаники, известково-глинистые сланцы, туффиты, 6 – порфириты андезито-дацитовые и их туфы; 7 – верхнедевонские диабазы.

Fig. 1. A scheme of the Tamunyer deposit geological structure (on the materials of PGO “Uralgeologiya”).

1 – quaternary deposits: sands, clays; 2–3 – Middle Devonian limestones; 4–6 – volcanogenic rocks Upper Silurian and Lower Devonian age: 4 – basalt porphyrites and their tuffs, 5 – the tuffs of basalt and andesite content, sandstones, calcareous-clayey schists, tuffites, 6 – andesite-dacite porphyrites and their tuffs; 7 – Upper Devonian diabases.

падным падением рассланцевания. На контактах дацитов с туфогенно-осадочными породами залегают лавовые брекчии. Текстуры этих пород от мелко- до крупнобрекчиевых. Обломки и цемент обычно имеют состав, промежуточный между средним и кислым. Нередко в дацитах, в лавовом цементе, наблюдаются ксенолиты туфогенно-осадочных пород.

Золото-сульфидная минерализация в измененных породах носит прожилковый, гнездовый и рассеянно-вкрапленный характер, иногда исполняя роль цемента брекчий (рис. 3). В основном она приурочена к согласным с рассланцеванием вмещающих пород субмеридиональным крутопа-

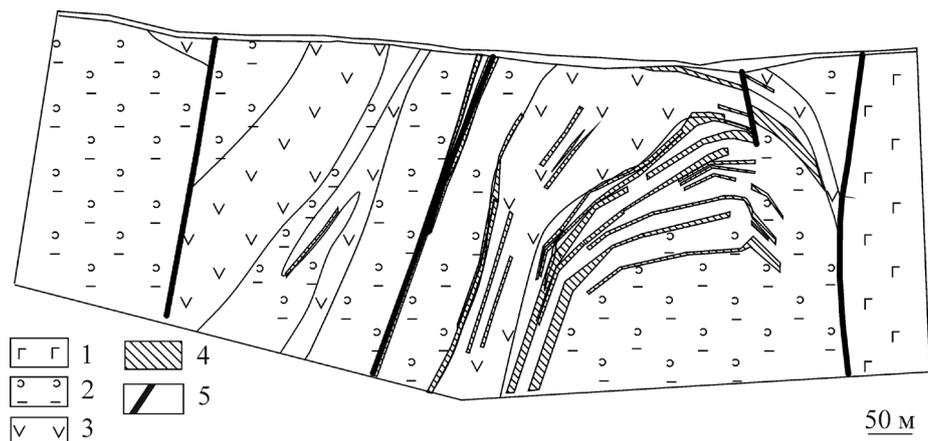


Рис. 2. Схематический разрез Тамуньерского месторождения (по материалам ЗАО “Золото Северного Урала”).

1 – породы верхней подтолщи тамуньерской свиты (D_1t_2): лавы, лавобрекчии базальтов; 2, 3 – породы нижней подтолщи тамуньерской свиты (D_1t_1): 2 – вулканогенно-осадочная пачка с флишoidalным строением, представленная туфами, туфогенно-осадочными и осадочными породами, 3 – субвулканические дацит-порфиры; 4 – зоны рудной минерализации; 5 – тектонические нарушения.

Fig. 2. The Tamunyer deposit schematic profile (on the materials of ZAO “The Gold of Northern Ural”).

1 – rocks of Tamunyer suite upper subsequence (D_1t_2): lavas, basalt lava-breccias; 2, 3 – rocks of the Tamunyer suite lower sequence (D_1t_1): 2 – volcanogenic sedimentary pack with flyschoid structure, presented by tuffs, tufogenic-sedimentary and sedimentary rocks, 3 – subvolcanic dacite porphyries; 4 – ore mineralization zones; 5 – faults.

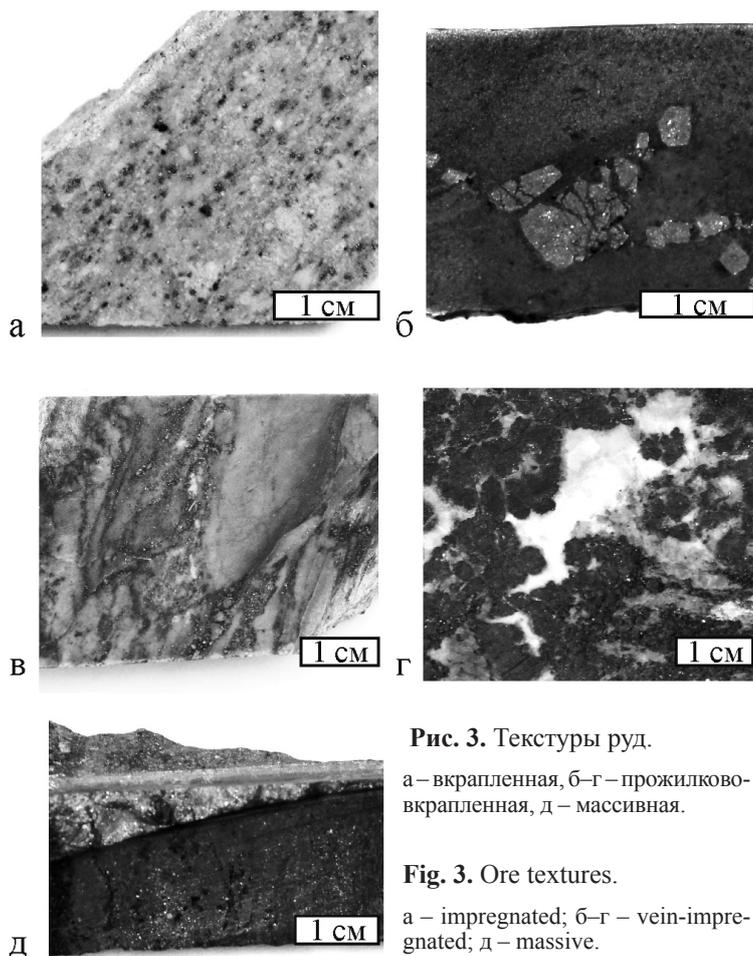


Рис. 3. Текстуры руд.

а – вкрапленная, б–г – прожилково-вкрапленная, д – массивная.

Fig. 3. Ore textures.

а – impregnated; б–г – vein-impregnated; д – massive.

дающим зонам метасоматических изменений, прослеженным на 3 км по простиранию и до 350–400 м на глубину. Метасоматические изменения интенсивно проявлены в кровле и подошве сложно построенного субвулканического тела дацит-порфиров, являющегося не только литолого-структурным экраном, но и, по-видимому, локальным источником рудного вещества. Как вмещающие породы, так и метасоматиты рассеяны кварцевыми, кварц-карбонатными, карбонат-баритовыми и карбонат-целестиновыми прожилками.

МИНЕРАЛЫ МЕТАСОМАТИТОВ

Гидротермальные изменения вмещающих руды вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород принадлежат пропилитовой и березит-лиственитовой метасоматическим формациям.

Пропилитизация носит площадной характер, охватывая вулканы основного состава флангов месторождения. В базальтах темные минералы и стекло частично замещены хлоритом и эпидотом, а плагиоклаз карбонатизирован. Рудные минералы представлены пиритом и магнетитом.

Березитизация-лиственитизация имеет наибольшее распространение

ние в центральной части месторождения. Изменениям подвержены вулканы кислого состава и туфогенно-осадочные породы. По составу это кварц-карбонат-серицитовые и кварц-карбонат-серицит-хлоритовые породы. Березиты-листвениты зональны: во внешней зоне темноцветные минералы вмещающих пород частично замещаются хлоритом и карбонатом, а плагиоклаз – карбонатом и/или серицитом (табл. 1). В промежуточной зоне плагиоклаз практически исчезает, а биотит полностью замещается хлоритом. Во внутренней зоне происходит почти полное замещение хлорита серицитом и карбонатом. Березитизация кислых вулкаников сопровождается рекристаллизацией фенокристаллов кварца. В промежуточной и внутренней зонах развита прожилково-вкрапленная золоторудная минерализация. В некоторых случаях в промежуточной и центральной зонах колонки появляются минералы аргиллизитов (гидрослюда и каолинит) при сохранении минералов, типичных для березитов-лиственитов.

Главные новообразованные минералы, слагающие березиты-листвениты, представлены хлоритом, слюдами, карбонатом и кварцем. Второстепенными новообразованными минералами являются каолинит, пиррофиллит и гидрослюда. Реликтовые минералы – плагиоклаз и эпидот.

Ниже приводится краткая характеристика основных минералов, слагающих метасоматиты. Состав минералов определен в ИГГ УрО РАН на микрозондовом анализаторе Cameca SX 100 аналитиками В.Г. Гмырой, Д.А. Замятиным (табл. 2–4, 6–8, 10), в ИЭМ РАН на цифровом сканирующем микроскопе Tescan VEGA II XMU Д.А. Варламовым (табл. 3, 6–8, 10), а также в ИГЕМ РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA 8200 Е.В. Ковальчук (табл. 6, 9) и электронном микроскопе JSM-5300 с энергодисперсионной приставкой Н.В. Трубкиным (табл. 6). Рентгеноструктурный анализ проводился в ИГГ УрО РАН на дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu), аналитик О.Л. Галахова и в ИГЕМ РАН – на дифрактометре Rigaku D/Max-2200, аналитик В.В. Крупская

Хлорит является распространенным новообразованным минералом. Во внешней и промежуточной зонах колонки лиственитов-березитов он развивается по биотиту, пироксену и амфиболу. В центральной зоне колонки хлорит образует оторочки вокруг зерен пирита. По химическому составу изученный хлорит принадлежит диабантину [8] (табл. 2). Дифрактометрией также установлено развитие клинохлора 1МPb. Количество железа в клинохлоре варьирует, и в зависимости от этого меняются его оптические свойства: низкожелезистый и безжелезистый Al-клинохлор коричневатозеленого, оливкового, болотного цвета (разновидности 1МPb, реже 1Ma и Pb-2), а железистый ферроклинохлор (1МPb, развит во внешней части промежуточной зоны) голубовато-зеленого цвета и в скрещенных николях его интерференционная окраска аномально синяя.

Слюды представлены преимущественно тонкочешуйчатым серицитом, отвечающим по химическому составу мусковиту, реже мусковит-парагониту (табл. 3), и подчиненным флогопитом 2M1 (установлен дифрактометрически). По данным дифрактометрии, мусковит представлен 2M1-разновидностью, единичный анализ показал наличие 2M2-разновидности. Менее развиты мелко- и среднечешуйчатые агрегаты серицита, которые образуют оторочки вокруг кристаллов пирита. В измененных вулканических породах можно встретить реликтовый биотит, частично или полностью замещенный хлоритом.

Каолиновый минерал, пиррофиллит и гидрослюда выявлены рентгеноструктурным анализом ориентированных препаратов. Гидрослюда является гидромусковитом, состав каолинового минерала (каолинит или его полиморфные модификации) измерен на микрозондовом анализаторе (см. табл. 3). Каолиновый минерал находится в парагенезисе с магнетит-сидеритом, образуя оторочки вокруг пирита и других сульфидов и заполняя в них трещины. Каолинит-1А установлен и дифрактометрией. Пиррофиллит-2M развит в близкой ассоциации кварц-мусковит-сидерит-каолинит.

Карбонаты березитов-лиственитов представ-

Таблица 1. Метасоматическая колонка, сформированная при березитизации дацитов

Table 1. Metasomatic column formed with dacite beresitization

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

Таблица 2. Химический состав и температура кристаллизации хлорита из различных зон березитов-лиственитов**Table 2.** The chlorite chemical composition and temperature of crystallization from different zones of beresites-listvenites

№ скв.-гл.	863-133.2	813-111.8	832-189.7	821-152.3	834-249.9	834-249.9
№ зерна	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	29.11	27.10	22.69	25.46	24.76	24.66
FeO*	19.96	24.24	31.60	25.13	26.69	21.24
Al ₂ O ₃	19.30	21.78	23.67	22.22	22.67	25.6
MnO	0.47	0.10	0.22	0.26	0.24	0.29
MgO	12.62	8.70	7.05	12.01	10.73	13.12
Сумма	81.46	81.91	85.22	85.09	85.09	84.91
Al ^{IV}	1.52	1.88	2.83	2.41	2.51	2.61
X(Fe)	0.47	0.61	0.72	0.54	0.58	0.52
Al ^{IV} cor	1.85	2.30	3.33	2.79	2.92	2.97
T, °C	214	262	371	314	328	333

Примечание. Зоны березитов-лиственитов: внешняя (1), промежуточная (2–4) и центральная (5,6). Анализ 6 – оторочки вокруг пирита. * – рассчитано по общему содержанию Fe. Al^{IV} – алюминий в позиции Si, X(Fe) = Fe/(Fe + Mg), рассчитаны по формульным коэффициентам на 20 ф.е. Расчет температуры проведен по формуле $T^{\circ}\text{C} = \text{Al}^{\text{IV}}\text{cor} + 18$, где $\text{Al}^{\text{IV}}\text{cor} = \text{Al}^{\text{IV}} + 0.7 \cdot X(\text{Fe})$ [9].

Note. Beresite-listvenites zones: outer (1), intermediate (2–4) and central (5, 6). Analysis 6 – rims around the pyrite. * Calculated on Fe total composition. Al^{IV} – aluminum in position Si, X(Fe) = Fe/(Fe + Mg) calculated on formula coefficients on 20 f. u. Temperature calculation is made on the formula $T^{\circ}\text{C} = \text{Al}^{\text{IV}}\text{cor} + 18$, where $\text{Al}^{\text{IV}}\text{cor} = \text{Al}^{\text{IV}} + 0.7 \cdot X(\text{Fe})$ [4].

лены кальцитом, магнезит-сидеритом и доломит-анкеритом. Кальцит обычно развивается по плагиоклазу, а доломит-анкерит и магнезит-сидерит – по темноцветным минералам. Эти же карбонаты распространены и в наиболее поздних кварц-карбонатных прожилках (табл. 4).

Барит и целестин в поздних прожилках присутствуют в кальцитовой массе в виде идиоморфных кристаллов. Барит содержит до 5.0 мас. % SrSO₄, а целестин – до 14.0 мас. % BaSO₄.

Плагиоклаз и эпидот являются реликтовыми минералами. Плагиоклаз встречен в виде вкрапленников в дацитах, а также в виде обломков в туфогенно-осадочных породах. Зерна плагиоклаза сохранены во внешней зоне колонки. Эпидот встречен в виде реликтовых (пропилитового этапа?) включений в пирите.

МИНЕРАЛОГИЯ, СТАДИЙНОСТЬ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД

На Тамуньерском месторождении выделены три стадии рудообразования березитов-лиственитов (табл. 5).

В I рудную стадию образуются повсеместно распространенные в метасоматитах кубические кристаллы пирита (рис. 4а) и единичные зерна арсенопирита. В метасоматитах при этом часто сохраняется фрамбоидальный пирит вмещающих вулканогенно-осадочных пород (рис. 4б). Химический состав арсенопирита приведен в табл. 6.

Во II стадию формируются сульфидные руды – гнезда и прожилки (рис. 4в, 5), сложенные пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, тен-

Таблица 3. Химический состав зерен мусковита (серицита) и каолинита**Table 3.** Muscovite (sericite) and kaolinite grain chemical composition

Минерал	Ms			Ms-Prg		Kln		
	868-50.1	864-61.8	828-90.3	868-50.1		863-133.2	828-90.3	
№ зер.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46.38	48.91	47.62	46.68	48.67	45.16	46.75	47.41
FeO	0.96	1.06	1.36	0.98	0.42	3.27	0.22	0.38
K ₂ O	9.12	7.65	8.5	4.41	2.63	4.82	–	–
Na ₂ O	0.87	0.63	0.95	3.74	5.35	2.95	–	–
Al ₂ O ₃	35.46	32.99	35.5	37.29	39.4	34.45	36.96	38.05
MgO	0.34	0.59	0.39	0.32	0.15	1.56	–	–
Сумма	93.33	92.57	94.63	93.7	96.72	92.58	85.13	86.59

Примечание. Ms – мусковит, Prg – парагонит, Kln – каолинит.

Note. Ms – muscovite, Prg – paragonite, Kln – kaolinite.

Таблица 4. Химический состав и температура кристаллизации карбонатов в березитах-лиственитах и кварц-карбонатных прожилках**Table 4.** The carbonate chemical composition and crystallization temperature in beresites-listvenites and quartz-carbonate veins

Минерал № скв.-гл.	Метасоматиты			Прожилки			
	<i>Mgs-Sd</i>	<i>Cal</i>	<i>Dl-Ank</i>	<i>Cal</i>	<i>Dl-Ank</i>	<i>Cal</i>	<i>Dl-Ank</i>
	831-181.2	832-189.7	834-261.9	833-168.0		833-265.4	
CaCO ₃	0.57	97.69	50.45	92.96	50.68	96.83	52.25
MgCO ₃	29.70	0.07	22.86	1.05	18.70	0.36	28.36
FeCO ₃	67.37	0.08	22.49	3.82	26.83	0.23	10.13
MnCO ₃	0.28	1.15	1.67	1.36	1.85	0.86	7.37
Сумма	97.91	99.00	97.47	99.19	98.06	98.27	98.11
<i>T</i> , °С	–	–	–	347	347	192	192
<i>P</i> , кбар	–	–	–	1.10	1.10	0.10	0.10

Примечание. *Mgs-Sd* – магнетит-сидерит, *Cal* – кальцит, *Dl-Ank* – доломит-анкерит. Расчет *P-T* параметров образования карбонатов проведен по доломит-кальцитовому геотермобарометру А.С. Таланцева [6].

Note. *Mgs-Sd* – magnesite-syderite, *Cal*-calcite, *Dl-Ank* – dolomite-ankerite. *P-T* parameters calculation of carbonate formation has been made by A.S. Talantsev dolomite-calcite geotermobarometer [6].

нантитом, энаргитом и фаматинитом. Встречены единичные зерна Си-пирсеита и гессита. В эту стадию отлагаются также частицы самородного золота, обычно заключенного в пирите, изредка – в галените (рис. 6). Отдельные зоны роста пирита обогащены мышьяком до 8.13 мас. % и кобальтом до 0.47 мас. %, реже – никелем до 0.09 мас. % (см. табл. 6, рис. 5а). Блеклая руда представлена Zn- и Fe-теннантитом (табл. 7). Химический состав сфалерита второй стадии характеризуется присутствием обычных для этого минерала примесей кадмия и железа, в количествах менее 1 мас. % (табл. 8). В галените встречаются примеси висмута до 0.35 мас. %, незначительные – сурьмы (до 0.08 мас. %) и серебра (до 0.06 мас. %) (табл. 9). Частицы самородного золота подстадии Па обычно нарастают на пирит или залечивают вместе с другими сульфидами микротрещины в этом минерале, реже включены в состав рассеянных в метасоматите кварц-сульфидных гнезд – с галенитом, сфалеритом и гесситом (см. рис. 6а). Пробность его меняется от 695 до 876 (табл. 10).

Завершают вторую стадию сульфат-карбонатные прожилки подстадии Пб мощностью до 5 см, сложенные кальцитом, в подчиненном количестве – баритом, целестином, доломитом, кварцем. В некоторых из них присутствует вкрапленность пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, блеклой руды, а также самородного золота. Частицы золота зафиксированы в составе кальцит-доломитовых прожилков в парагенезисе со сфалеритом (рис. 4г), пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом (рис. 6б, в).

Поздняя стадия III проявлена локально. Массивные руды этой стадии пространственно сопряжены с разломной зоной и, благодаря повышенным содержаниям золота (на фоне высоких концентраций цветных металлов), условно могут быть выделены как “рудные столбы”. Они сложены преимущественно маложелезистым сфалеритом (табл. 8). В меньших количествах в рудах присутствуют пирит,

галенит (рис. 4д), халькопирит, Ag-Zn-теннантит-тетраэдрит (табл. 7), самородное золото (рис. 4е). Частицы самородного золота ассоциируют со сфалеритом и имеют наиболее низкую пробность на месторождении – 463–501, отвечая ртутьсодержащему (до 5 мас. % Hg) электруму (табл. 10). В конце третьей стадии (Шб) появляются кварцевые, реже кварц-кальцитовые жилы мощностью от 0.5 до 50 см.

Физико-химические условия формирования минеральных парагенезисов I, II и III стадий рудообразования оценивались на основании исследования флюидных включений (аналитик В.Ю. Прокофьев, ИГЕМ РАН), с применением хлоритового и электрум-сфалеритового геотермометров, а также доломит-кальцитового геотермобарометра [6, 9, 14]. Оценка температурного диапазона отложения парагенезисов I рудной стадии составила 210–370°C, а давления – 0.44 кбар (см. табл. 2 и 4). II рудная стадия характеризуется условиями: $T = 190–350^\circ\text{C}$, $P = 0.10–1.10$ кбар. Двухфазовые газово-жидкие включения в барите гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 242–126°C и содержат водный раствор с концентрацией солей от 8.6 до 0.5 мас. % экв. NaCl с преобладанием хлоридов натрия и магния (температуры эвтектики от –34 до –24°C), плотность флюида составляет 0.86–1.10 г/см³. Фугитивности серы ($f_{\text{S}_2} = 10^{-18}–10^{-20}$ бар для подстадии Па и 10^{-9} бар для подстадии Пб) определены с использованием составов сосуществующих золота ($N_{\text{Ag}} = \text{Ag}/\text{Au} + \text{Ag}$) и сфалерита (X_{FeS}) [14]. Фугитивность серы f_2 раствора в начале собственно рудного процесса (подстадия Па), по-видимому, была невысокой ($10^{-18}–10^{-20}$ бар при 230–250°C), затем возросла до порядка 10^{-12} бар (на что указывает появление энаргита). Условия образования поздней рудной стадии (подстадия Ша), оцененные с помощью электрум-сфалеритового геотермометра – $T = 120–180^\circ\text{C}$, фугитивность серы $f_{\text{S}_2} = 10^{-15}$ бар. В заключительную подстадию Шб, по данным ис-

Таблица 5. Стадийность и физико-химические условия рудообразования в березитах-лиственитах**Table 5.** Stageness and physical-chemical conditions of ore-formation in beresites-listvenites

Стадия	I	II		III	
		IIa	IIб	IIIa	IIIб
Подстадия					
Кварц	+++	+++	+++	+	+++
Кальцит	+++	++	+++	+	+
Доломит	+++	+	+++	+	+
Анкерит	++				
Сидерит	++				
Мусковит	+++	+	++		
Парагонит	+				
Хлорит	++	++			
Барит			+++		
Целестин			+++		
Пирит	++	+++	++	++	
Арсенопирит	+				
Сфалерит		++	++	+++	
Галенит		++	+	++	
Гессит		+			
Халькопирит		+	+	++	
Zn-теннантит		+	+		
Zn-теннантит-тетраэдрит				++	
Энардит		++			
Фаматинит		+			
Си-пирсеит		+			
Самородное золото		+	+	+	
T, °C	370–210		350–190	180–120	120–97
P, кбар	0.44		1.10–0.10		
fS ₂ , бар		10 ⁻²⁰ –10 ⁻¹²	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁵	

Примечание. Развитие минералов в стадиях: +++ – преобладающее, ++ – среднее, + – редкое.

Note. The mineral development in stages: +++ – dominant, ++ – middle, + – rare.

Таблица 6. Химический состав (мас. %) пирита и арсенопирита различных стадий рудообразования**Table 6.** The pyrite and arsenopyrite chemical composition (wt %) of different stages ore-formation

Минерал	Пирит						Арсенопирит				
	IIa			IIб			I				
№ скв.-гл.	831-119	832-132.5		831-181.2			831-200.8		834-44.6		
№ зер.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
S	48.65	52.77	50.35	52.12	49.28	47.54	53.72	54.76	20.33	20.95	19.86
Fe	41.52	46.69	45.90	46.50	43.91	43.25	46.64	46.38	35.1	35.44	35.78
As	8.13	0.00	1.52	0.00	5.61	7.00	0.00	0.07	42.55	41.41	45.04
Сумма	100	99.46	97.77	98.62	98.80	97.79	100.68	101.73	97.98	97.80	100.68

Примечание. Анализ 1 – зона в пирите, обогащенная As и Cu (1.7 мас. %). В зернах 7 и 8 установлены Co – 0.23 и 0.47 мас. %, Ni – 0.09 и 0.05 мас. % соответственно.

Note. Analysis 1 – zone in a pyrite, enriched with As and Cu (1.7 wt %). In grains 7 and 8 are determined: Co 0.23 and 0.47 wt %, Ni-0.09 and 0.05 wt %.

следования флюидных включений, температуры образования кварц-карбонатных прожилков составляли 97–120°C. Двухфазовые газовой-жидкие включения в кварце и кальците содержат водный раствор с концентрацией солей 14.9⁻¹ мас. % экв. NaCl. В растворе этих включений преобладает хлорид натрия (температуры эвтектики – от –28 до –22°C). Плотность флюида составляет 0.95–1.29 г/см³.

ГЕОХИМИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Химизм процесса березитизации-лиственитизации изучен для наиболее распространенных измененных пород – дацитов и туфопесчаников. Аналитические исследования выполнены в ИГГ УрО РАН. Основные компоненты определены рентгеноспектральным флуоресцентным методом на

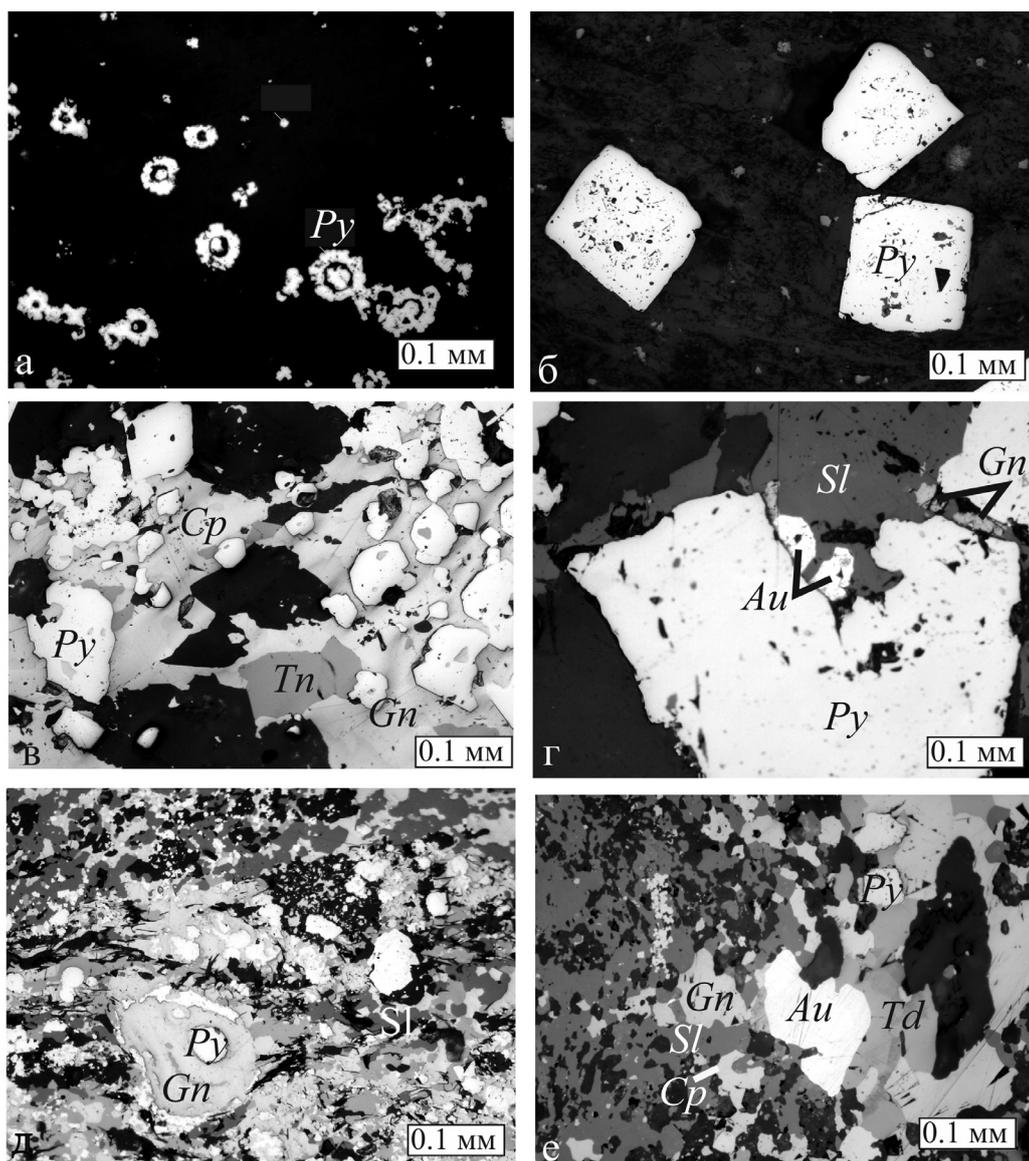


Рис. 4. Взаимоотношения минералов различных стадий в рудах Тамуньерского месторождения.

I стадия (а, б): а – фрамбоидальный пирит, б – метапирит; II стадия (в, г): в – метасоматическая подстадия: галенит, совместно с теннантитом и халькопиритом, заполняет пространство между кристаллами пирита, г – прожилковая подстадия: самородное золото и галенит нарастают на кристалл пирита; III поздняя рудная стадия (д, е): д – фрамбоидальный пирит обрастается галенитом; е – самородное золото в сростании с теннантит-тетраэдритом и сфалеритом. Фото в отраженном свете. Обозначения: *Au* – самородное золото, *Gn* – галенит, *Py* – пирит, *Sl* – сфалерит, *Tn* – теннантит, *Td* – теннантит-тетраэдрит, *Cp* – халькопирит.

Fig. 4. Mineral interrelations of the Tamunyar deposit different stages.

I stage (a, б): а – frambooidal pyrite, б – metapyrite; II stage (в, г): в – metasomatic substage: galenite combined with tennantite and chalcopyrite fill the space between the pyrite crystals, г – veinlet substage: native gold and galenite growing-up a pyrite crystal; III the late ore stage (д, е): д – frambooidal pyrite is grown-up by galenite; е – native gold intergrowth with tennantite-tetrahedrite and sphalerite. The photo in the reflected light. Designations: *Au* – native gold, *Gn* – galenite, *Py* – pyrite, *Sl* – sphalerite, *Tn* – tennantite, *Td* – tennantite-tetrahedrite, *Cp* – chalcopyrite.

СРМ-18 и EDX-900HS (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, В.П. Власов и Г.М. Ятлук), а микроэлементы – на масс-спектрометре Elan-9000 (аналитики Д.В. Киселева, Н.Н. Адамович).

Установлено, что в процессе березитизации-лиственитизации дацитов концентрация К и Si уменьшается от внутренней зоны к внешней, концентрация Fe, Mg, Mn, Na, Ca и Ti увеличивается.

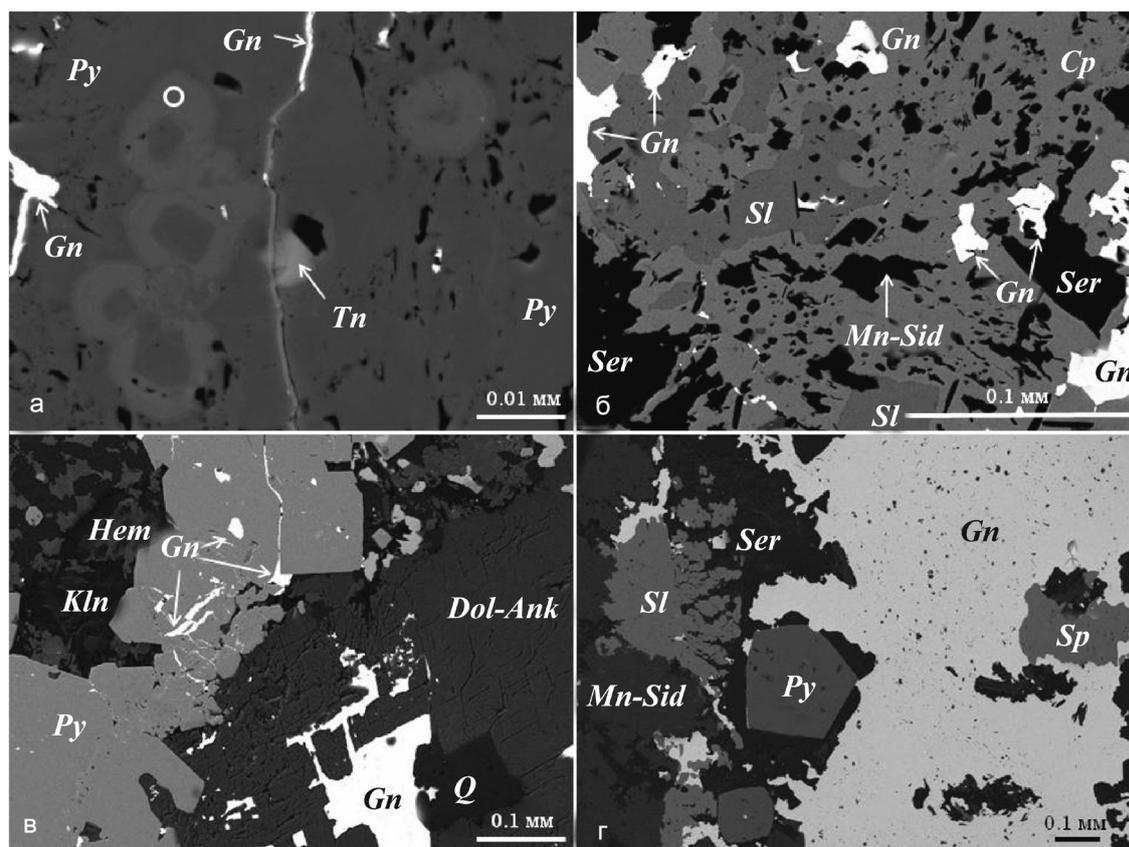


Рис. 5. Характер развития рудной минерализации в обогащенных сульфидами крупнообломочных (а-в) и мелкообломочных (г) туффитах, окварцованных и карбонатизированных.

а – зоны роста в пирите, обогащенные мышьяком и медью (кружком показано место анализа 1 в табл. 6); б – гнездо с последовательно выделившимися халькопиритом, сфалеритом и галенитом; в – галенит выполняет трещины и межзерновые пространства в пирите и доломите-анкерите; г – гнездо с последовательно выделившимися пиритом, сфалеритом и галенитом. Фото в обратнорассеянных электронах. Обозначения: *Gn* – галенит, *Py* – пирит, *Sl* – сфалерит, *Tn* – теннантит, *Cp* – халькопирит, *Hem* – гематит, *Ser* – серицит, *Kln* – каолинит, *Mn-Sid* – Mn-сидерит, *Dol-Ank* – доломит-анкерит, *Q* – кварц.

Fig. 5. The character of development of ore mineralization in the sulfide enriched coarse-detrital (а-в)- and fine-detrital (г) tuffites quartzed and carbonatized.

а –enriched by arsenic and copper growth zones in pyrite (circle points a place of analysis 1 in table 6); б – the nest with successively separated chalcopyrite, sphalerite and galenite; в – galenite fills cracks and inter-grain space in pyrite and dolomite-ankerite; г – the nest with successively sparated pyrite, sphalerite and galenite. Photo in reverse-scattered electrons. Designations: *Gn* – galenite, *Py* – pyrite, *Sl* – sphalerite, *Tn* – tennantite, *Cp* – chalcopyrite, *Hem* – gematite, *Ser* – sericite, *Kln* – kaolinite, *Mn-Sid* – Mn-syderite, *Dol-Ank* – dolomite-ankerite, *Q* – quartz.

ся в том же направлении, а *Al* – вначале увеличивается, а затем уменьшается (табл. 11). Спайдер-диаграммы редких и редкоземельных элементов в метасоматитах приведены на рис. 7. Метасоматические породы обогащены *U* и обеднены *Th*, *Nb*, *Ta*, *Ti*, *Y*. Величина торий-уранового отношения в метасоматитах в среднем составляет 1.6. Такое поведение урана и тория характерно для листовенитов-березитов [1]. Распределение *Cs* и *Rb* в породах неоднородно. Так, для измененных вулканогенно-осадочных пород характерны более высокие содержания *Cs* и *Rb*, чем для дацитов. Повышенные содержания *Sm* и *Nd* наблюдаются также в первой группе пород. Значительные

вариации имеет распределение *Sr* и *Ba*. Для измененных дацитов характерна положительная аномалия *Sr*, тогда как для измененных вулканогенно-осадочных пород – отрицательная. Содержания бария более высокие в вулканогенно-осадочных породах. При изменении пород стронций и барий выносятся и затем отлагаются в поздних карбонатных прожилках, образуя собственные минералы – целестин и барит.

Диагностика исходных пород, подвергнутых на месторождении интенсивным гидротермальным изменениям, традиционными оптическими методами затруднена. Для диагностики эдуктов в этих случаях привлечены данные по содержанию

ям наиболее инертных в метасоматическом процессе редких и редкоземельных элементов. В качестве таковых в отечественной и зарубежной литературе наиболее часто используются титан, ниобий, иттрий и цирконий. На основе содержания этих элементов в неизмененных породах предложены дискриминантные диаграммы, где в качестве координат применяются $Zr/TiO_2-Nb/Y$ [16]. Они позволяют реконструировать первичный со-

став гидротермально-измененных вулканических и интрузивных пород на колчеданных, золото-рудных и других месторождениях (см., например, [11]). Составы исходных пород Тамуньерского месторождения на диаграмме (рис. 8) занимают достаточно широкую область, отвечающую предположительно непрерывно дифференцированной серии пород от андезитов-базальтов до риодацитов.

На хондрит-нормализованных трендах распределения РЗЭ березитов-лиственитов (рис. 9) отмечается близкое к прямолинейному уменьшение содержаний от La до Nd, а затем пологое дугообразное распределение средних и тяжелых лантаноидов. Для всех групп пород характерна слабо выраженная аномалия Nd. Распределение редких земель в метасоматических породах характеризуется: 1) повышенным содержанием легких РЗЭ относительно тяжелых; 2) более низкими в целом содержаниями РЗЭ в породах внутренней зоны колонки по сравнению с внешней, что особенно отчетливо проявлено в измененных осадочных породах (см. рис. 9в). Такие показатели в лиственитах-березитах отмечались ранее для других магматогенно-гидротермальных месторождений [4].

В зависимости от степени основности пород субстрата выделяются три группы метасоматитов с различными типами кривых распределения РЗЭ. К первой группе пород относятся метасоматиты по дацитам и брекчиевидным лавам дацитового состава. Для них характерно резкое уменьшение содержаний от La до Nd, при этом наиболее легкие элементы имеют достаточно высокие содержания (см. рис. 9а). Вторая группа пород отвечает измененным андезитов-базальтам, а также метасоматически измененным вулканогенно-осадочным породам среднего-основного состава. На этих кривых наблюдается пологое распределение содержаний от

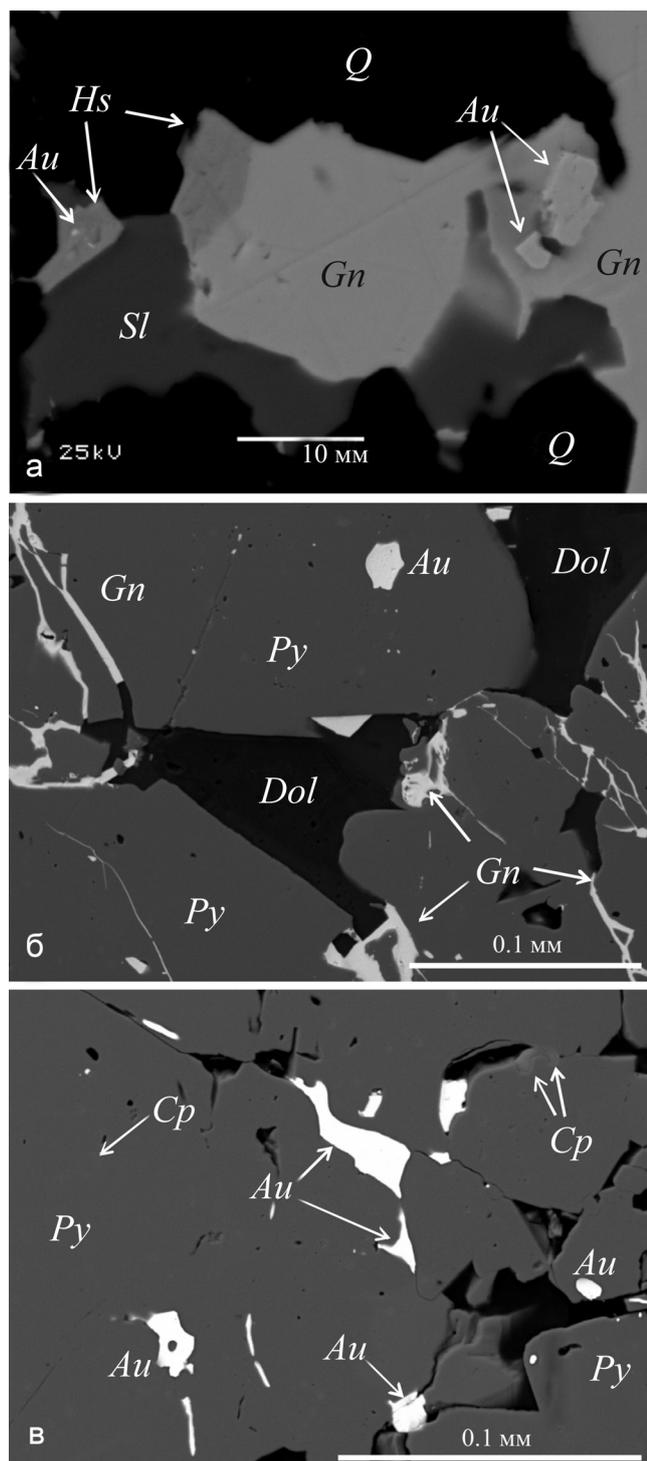


Рис. 6. Самородное золото (*Au*) и гессит (*Hs*) в ассоциациях II стадии.

а – включения самородного золота в галените (*Gn*) и гессите (*Hs*) из сфалерит-галенит-кварцевых гнезд, образующих рассеяную и послойную вкрапленность в массивных сильно измененных туфопесчаниках; б, в – самородное золото образует изометричные включения в пирите, а также выполняет в нем трещины и межзерновые пространства (в) в субогласных кварц-карбонатных прожилках с сульфидами)

Fig. 6. Native gold (*Au*) and hessite (*Hs*) in associations of the II stage.
а – native gold inclusions in galenite (*Gn*) and hessite (*Hs*) from sphalerite-galenite-quartz nests, forming scatter and layer-by-layer impregnation in massive strongly changed tuffstones; б, в – native gold form isometric inclusions in pyrite as well as fulfills the cracks and inter-grain spaces (в) in sub-conformable quartz-carbonate veins with sulfides. The photo in reverse-scattered electrons.

Таблица 7. Химический состав (мас. %) Zn-теннантита, Ag-Zn-теннантит-тетраэдрита, энаргита и фаматинита различных стадий рудообразования**Table 7.** Chemical composition (wt %) of Zn-tennantite, Ag-Zn-tennantite-tetrahedrite, enargite and famatinite of ore-formation different stages

Минерал	Zn-и Fe-теннантит				Ag-Zn-теннантит-тетраэдрит			Энаргит		Фаматинит
Стадия	IIa				IIIa			IIa		IIa
№ скв.-гл.	832-132.5		831-181.2		827-117.2			831-181.2		834-45.7
№ зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S	27.52	26.73	27.33	27.71	25.52	25.62	25.03	31.76	30.92	26.16
Fe	3.60	1.59	1.05	7.35	1.68	1.58	1.65	0.74	2.11	2.24
Cu	40.22	42.57	41.48	41.27	35.03	34.3	32.78	48.09	47.29	37.91
Zn	6.15	7.12	8.29	0.53	5.82	5.79	5.51	0.00	0.04	6.92
As	17.40	19.51	20.03	20.63	8.48	8.38	5.52	19.15	19.04	4.14
Ag	0.81	0.05	0.14	1.13	5.49	5.38	8.74	0.26	0.00	–
Sb	3.24	2.06	0.12	0.00	17.22	17.71	19.91	0.10	0.00	22.19
Hg	–	–	–	–	0.22	0.34	0.29	–	–	–
Сумма	98.94	99.63	98.44	98.62	99.46	99.10	99.73	100.10	99.40	99.76

Таблица 8. Химический состав (мас. %) сфалерита различных стадий рудообразования**Table 8.** Sphalerite chemical composition (wt %) of ore-formation different stages

Стадия	IIa		IIб		IIIa		IIIa	
№ скв.-гл.	834-45.7		833-262.2		827-119.4		827-117.2	
№ зерна	1-ц	1-к	2	3	4	5	6	7
S	32.99	32.45	32.9	32.6	33.4	33.5	32.95	32.94
Fe	0.66	0.34	0.13	0.04	0.37	0.87	0.18	0.13
Cu	0.00	0.00	0.02	0.01	0.10	0.78	0.05	0.33
Zn	66.3	65.15	65.9	66.7	66.5	64.1	66.35	65.64
Cd	1.03	0.93	0.90	0.90	0.40	0.36	0.43	0.51
Сумма	101.0	99.1	99.9	100.0	101.0	99.7	100.1	99.74

Таблица 9. Химический состав (мас. %) галенита различных стадий рудообразования**Table 9.** Galenite chemical composition (wt %) of ore-formation different stages

Стадия	IIa				IIб			
№ скв.-гл.	831-119		831-200.6		831-200.8		833-236.1	
№ зерна	1	2	3	4	5	6	7	8
S	13.44	13.22	9.80	13.21	13.44	13.68	13.39	13.64
Pb	88.90	88.15	88.27	88.83	88.63	83.24	86.60	86.28
Bi	0.35	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.20
Sb	0.02	0.00	0.08	0.00	0.02	0.06	0.00	0.02
Ag	0.04	0.00	0.04	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00
Сумма	102.75	101.60	98.19	102.10	102.15	96.98	100.28	100.14

Таблица 10. Химический состав (мас. %) самородного золота различных стадий рудообразования**Table 10.** Native gold chemical composition (wt %) of ore-formation different stages

Стадия	IIa				IIб		IIIa	
№ скв.-гл.	833-235.1	834-45.7	828-74.5	832-132.5	831-220.7	833-262.2	827-117.2	827-119.4
№ зерна	1	2	3	4	5	6	7	8
Cu	0.05	0.02	0.15	0.01	0.03	0.07	0.06	0.08
Bi	0.49	0.62	0.6	0.00	0.69	0.53	0.35	0.45
Ag	29.53	14.82	20.15	12.3	11.74	28.61	47.77	44.73
Au	68.61	82.8	77.88	87.25	88.21	71.14	46.17	49.83
Hg	0.04	0.37	0.05	0.00	0.16	0.83	5.4	4.31
Сумма	98.72	98.63	98.83	99.56	100.83	101.18	99.75	99.4
Пробность	695	840	788	876	875	703	463	501

Таблица 11. Химический состав (масс. %) типовых проб пород, слагающих различные зоны колонки березитов-лиственинов, развитых по дацитам и туфпесчаникам.

Table 11. Chemical composition of the samples typical rocks composing different zones of the beresites-listvenit column, developed on dacites and tuff-sandstones (wt %)

Породы Компонент	Дациты			Туфпесчаники		
	1	2	3	1	2	3
Na ₂ O	0.7	0.7	5.3	0.8	0.75	0.5
MgO	0.95	0.72	1.51	2.82	2.44	1.71
Al ₂ O ₃	19.17	21.89	14.74	14.03	15.75	14.82
SiO ₂	58.82	61.10	51.91	46.06	48.83	61.97
P ₂ O ₅	0.20	0.21	0.28	0.10	0.14	0.16
K ₂ O	4.52	5.01	1.87	1.79	2.35	2.70
CaO	3.83	0.69	9.63	7.30	6.80	6.36
TiO ₂	0.332	0.388	0.458	0.775	0.996	0.740
MnO	0.098	0.040	0.148	0.366	0.269	0.165
Fe ₂ O ₃ общ.	3.60	3.10	5.26	10.60	9.62	6.67
S	2.12	1.72	0.30	1.16	0.36	0.56
Ппп	6.1	4.9	8.7	14.8	12.15	4.05
Сумма	100.43	100.48	100.10	100.60	100.46	100.42

Примечание. Зоны метасоматической колонки: 1 – внутренняя, 2 – промежуточная, 3 – внешняя. Ппп – потери при прокаливании. Анализы химического состава пород выполнены в ИГГ УрО РАН рентгеноспектральным флуоресцентным методом на СРМ-18 и EDX-900HS. Аналитики: Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, В.П. Власов, Г.М. Ятлук.

Note. Metasomatic column zones: 1 – inner, 2 – intermediate, 3 – outer. ппп – loss on ignition. The rock chemical compositions have been made in IGG UB of RAS in 2011 with X-ray- spectral fluorescent method at SRM-18 and EDX-900HS. Analysts: N.P. Gorbunova, L.A. Tatarinova, V.P. Vlasov, G.M. Yatluk

La до Nd (см. рис. 9б). К третьей группе отнесены измененные осадочные и вулканогенно-осадочные породы. В них, как и в породах предыдущей груп-

пы, происходят незначительные изменения величины хондрит-нормализованных содержаний от La до Nd. При этом отмечается ярко выраженная отрицательная европиевая аномалия и слабая положительная аномалия Gd (см. рис. 9в).

На диаграмме Y/Но (трехвалентные элементы)–Zr/Hf (четырёхвалентные элементы) по [7] (рис. 10) практически все точки анализов метасома-

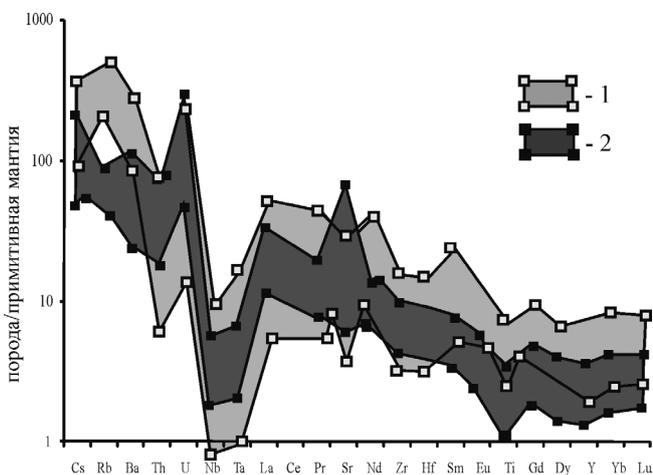


Рис. 7. Спайдер-диаграмма, нормированная по составу примитивной мантии [15].

1 – березитизированные вулканогенно-осадочные породы, 2 – березитизированные дациты.

Fig. 7. Spider-diagram normalized on primitive mantle composition [15].

1 – beresitized volcanogenic-sedimentary rocks, 2 – beresitized dacites.

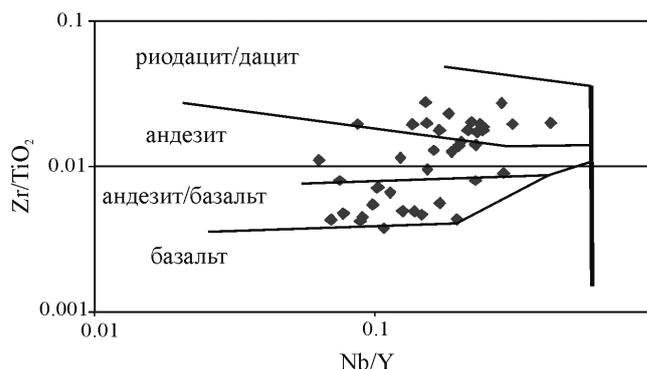


Рис. 8. Фигуративные точки состава метасоматически измененных вулканических и вулканогенно-осадочных пород Тамуньерского месторождения на диаграмме Zr/TiO₂–Nb/Y [16].

Fig. 8. Figurative points of compositions of metasomatically alternated volcanic and volcanogenic-sedimentary rocks of the Tamunyer deposit at the diagram Zr/TiO₂–Nb/Y [16].

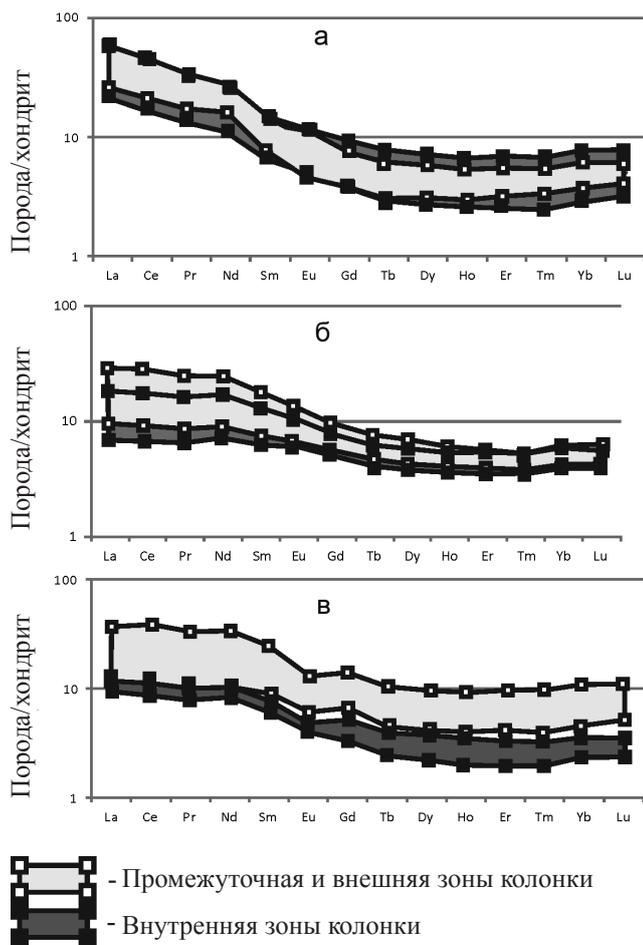


Рис. 9. Распределение РЗЭ в метасоматитах, нормированное по хондриту [10].

а – по дацитам, б – по средним и основным вулканическим и вулканогенно-осадочным породам, в – по осадочным и вулканогенно-осадочным породам.

Fig. 9. REE distribution in metasediments, normalized on the chondrite composition [10].

а – on dacites, б – on middle and basic volcanic and volcano-sedimentary rocks, в – on sedimentary and volcanogenic-sedimentary rocks.

тически измененных пород находятся в области распределения элементов в минералах в соответствии их с ионным радиусом и зарядом – в поле CHARAC (Charge-and-Radius-Controlled). Напротив, точки анализов поздних карбонатных прожилков лежат вне этого поля (non-CHARAC распределение).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было показано выше, на изученном месторождении присутствуют непродуктивные метасоматиты пропилитовой формации, имеющие площадное распространение, а также имеющие локальное развитие золотоносные березиты-листвениты.

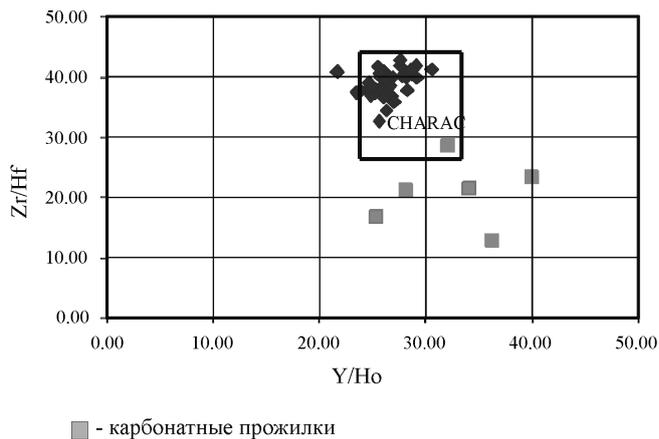


Рис. 10. CHARAC-распределение в метасоматитах и карбонатных прожилках.

Fig. 10. CHARAC distribution in metasomatites and carbonate veinlets.

В березитах-лиственитах спорадически появляются минеральные парагенезисы, характерные для аргиллизитов (с гидрослюдами, каолинитом, пирофиллитом, хлоритом, карбонатом и др.), которые вероятно кристаллизовались на фоне понижения температуры при затухании процесса березитизации-лиственитизации. Тела березитов-лиственитов имеют характерное для метасоматитов этой формации зональное строение, а минеральный состав формирующихся зон определяется химическим составом пород замещаемого субстрата, обнаруживая характерные для процесса березитизации в условиях средних-малых глубин тренды (увеличение от внутренней зоны к внешней Fe, Mg, Mn, Na, Ca и Ti, уменьшение K и Si).

Анализ поведения химических элементов при березитизации-лиственитизации (Ti, Nb, Y, Zr, Hf, Ho) обнаружил их инертное поведение и высокую индикаторную роль при выявлении типа пород субстрата. CHARAC распределение Y, Zr, Hf, Ho в метасоматических породах также наследует их распределение в замещаемых породах. Non-CHARAC распределение в поздних существенно карбонатных прожилках связано с совмещением в них различных минералов-концентраторов редких и редкоземельных элементов (карбонат, целестин, барит), отражающих различные формы их переноса в гидротермальных растворах в соединениях с карбонатными и сульфатными лигандами [13].

На месторождении выделены три стадии рудообразования – ранняя рудная (210–370°C), основная рудная (190–350°C) и поздняя рудная (120–180°C). В первую стадию образуется пирит и арсенипирит, для второй и третьей стадий характерно наличие пирита, сфалерита, галенита, бле-

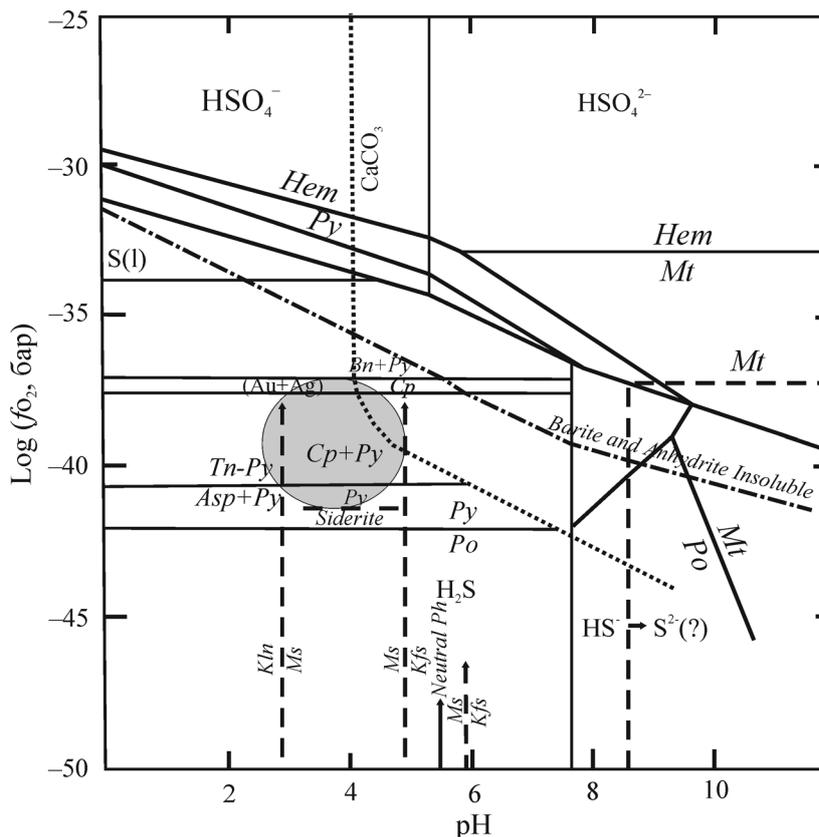


Рис. 11. Положение границ стабильности минералов сульфидных руд и гидротермального раствора на диаграмме $\log fO_2$ -pH при 250°C (по [2] с дополнениями и упрощениями).

Обозначения: *Hem* – гематит, *Py* – пирит, *Po* – пирротин, *Asp* – арсенопирит, *Mt* – магнетит, *Bn* – борнит, *Cp* – халькопирит, *Tn* – теннантит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Ms* – мусковит (серцит), *Kln* – каолинит.

Fig. 11. The position of boundaries stability of sulfide ores mineral and hydrothermal solution at the diagram $\log fO_2$ – pH at $T = 250^\circ\text{C}$ (on [2], 1992) with the additions and simplifications.

Designations: *Hem*–hematite, *Py*–pyrite, *Po*–pyrrhotine, *Asp*–arsenopyrite, *Mt*–magnetite, *Bn*–bornite, *Cr*–chalcopyrite, *Tn*–tennantite, *Kfs*–kali feldspar, *Ms*–muscovite(sericite), *Kln*–kaolinite.

клой руды, халькопирита и энаргита, при этом во второй стадии преобладающим минералом является пирит, а в третьей – сфалерит. Состав блеклой руды изменяется от Zn-теннантита к Ag-Zn-теннантит-тетраэдриту. Наличие в пирите зон, обогащенных мышьяком, может указывать на присутствие в сульфидах руд изоморфной формы золота [12], однако этот вопрос требует более детальных исследований. Невысокое давление, рассчитанное для карбонатных прожилков, соответствующее 0.10–1.10 кбар, а также наличие барита в прожилках указывают 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 тектониче-

ского дробления и расланцевания [4]. Высокие содержания ртути в золоте второй стадии также могут указывать на связь оруденения с магматизмом повышенной основности [3].

Полученные нами данные о минеральных парагенезисах руд и метасоматитов позволяют оценить окислительно-восстановительный режим их формирования, а также уровень кислотности гидротермального рудообразующего раствора. Для этой цели использованы экспериментальные данные устойчивости минеральных парагенезисов при 250°C, заданной в соответствии с приведенными выше оценками (рис. 11). Граничными условиями для определения положения области рудоотложения на диаграмме фугитивность кислорода-pH явились: 1) отсутствие в составе рудных парагенезисов борнита и пирротина; 2) отсутствие среди минералов метасоматитов калиевого полевого шпата ($\text{pH} < 5$) и 3) появление на затухании гидротермального процесса каолини-

та ($\text{pH} > 3$). Рудообразование, таким образом, происходило из кислого раствора при $\text{pH} < 5$ и фугитивности кислорода 10^{-37} до 10^{-42} бар, соответствующей промежуточным показателям окислительно-восстановительных условий гидротермального сульфидного рудообразования [2].

ВЫВОДЫ

1. Тамуньерское месторождение относится к малоглубинным золото-сульфидным месторождениям, связанным с магматизмом повышенной основности.

2. Гидротермальные изменения вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород на месторождении принадлежат дорудной пропилитовой и рудной березит-лиственитовой метасоматическим формациям. На фоне завершения процесса березитизации-лиственитизации проявлена аргиллизация.

3. Анализ поведения ряда элементов при березитизации-лиственитизации (Ti, Nb, Y, Zr, Hf, Ho) выявил их инертное поведение и высокую индикаторную роль при выявлении типа пород субстрата.

4. Золото-сульфидное оруденение сформировано при $120\text{--}370^\circ\text{C}$ и давлении $0.10\text{--}1.10$ кбар. Фугитивность серы $f\text{S}_2$ раствора в начале собственно золоторудного процесса (подстадия Па), по видимому, была невысокой ($10^{-18}\text{--}10^{-20}$ бар при $230\text{--}250^\circ\text{C}$), затем возросла до порядка 10^{-12} бар и даже более ($f\text{S}_2 = 10^{-9}$ бар, при 260°C , подстадия Пб) и в дальнейшем понижалась при остывании раствора (до 10^{-15} бар, при $120\text{--}180^\circ\text{C}$). Рудообразование происходило из кислого раствора ($\text{pH} < 5$) и фугитивности кислорода 10^{-37} до 10^{-42} бар, соответствующей промежуточным показателям окислительно-восстановительных условий гидротермального сульфидного рудообразования.

Мы благодарим ведущего геолога ЗАО “Золото Северного Урала” С.А. Егорова за предоставление образцов и содействие в работе.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта РФФИ 13-05-96036, УрО РАН 12-П-5-2015, молодежного гранта УрО РАН 14-5-НП-257 и частично проекта РНФ 14-17-00693.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арбузов С.И., Рихванов Л.П. Геохимия радиоактивных элементов. Томск: ТПУ, 2009. 315 с.
2. Бримхолл Дж.Х., Крерар Д.А. Рудные флюиды от магматических до гипергенных // Термодинамическое моделирование в геологии: минералы, флюиды и расплавы. М.: Мир, 1992. С. 247–353.
3. 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.
4. Сазонов В.Н. Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов. Екатеринбург: УГГА, 1998. 181 с.
5. Сазонов В.Н., Викентьева О.В., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. РЗЭ в колонках пропилитизации, альбитизации, эйситизации и березитизации-лиственитизации пород различной кремнекислотности: эволюция распределения, причины и практическое значение // Литосфера. 2006. № 3. С. 108–124.
6. Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1989. 200 с.
7. Bau M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323–333.
8. Hey M.H. A new review of the chlorites // Mineral. Mag. 1954. V. 30. P. 277–292.
9. Kranidiotis P., MacLean W.H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // Econ. Geol. 1987. V. 82. P. 1898–1911.
10. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
11. Shikazono N. A comparison of temperatures estimated from the electrum-sfalerite pyrite-argentite assemblage and filling of temperatures of fluid inclusion from epithermal Au-Ag vein type deposits in Japan // Econ. Geol. 1985. V. 80. P. 1415–1424.
12. Sun S.-S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 79–192.
13. Paulick H., Hermann W., Gemmel J.B. Alteration of felsic volcanics hosting the Thalanga massive sulfide deposit (Northern Queensland, Australia) and geochemical proximity indicators to ore // Econ. Geol. 2001. V. 96. P. 1175–1200.
14. Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenic C.S., Chrystoulis S.L., Ewing R.C. Solubility of gold in arsenian pyrite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 2781–2796.
15. Rolland Y., Cox S., Boullier A.-M. et al. Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps) // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 214. P. 203–219.
16. Winchester J.R., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 20. P. 325–343.

Рецензент А. В. Волков

**Mineralogy, geochemistry and physical-chemical conditions
of ore formation and metasomatites
Tamunier gold-sulphide deposit, Northern Ural**

D. A. Zamyatina*, V. V. Murzin*, V. P. Moloshag*, D. A. Varlamov, D. A. Zamyatin*,
L. P. Kim***, A. A. Goreva ****, I. V. Vikentyev ******

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

***Institute of Experimental Mineralogy of RAS*

****Gold of Northern Urals*

*****Institute of Geology Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of RAS*

The Tamunier gold-sulphide deposit is related to the brachyanticline structure, composed of Upper Silurian–Middle Devonian volcanogenic-sedimentary rocks. The ores are presented by vein-impregnated nest gold-sulphide mineralization, which localized in metasomatites, developed at the contacts of the dacite-porphyrific subvolcanic body. The pre-ore – propilite and syn-ore – beresite-listvinite metasomatites are distinguished. The metasomatite protoliths have been determined using methods of geochemistry of the inert components Ti, Nb, Y, Zr, Hf, Ho. On the base of mineralogical research methods and with the attraction of thermobarometry methods it was established that the ore formation occurred in acid medium at $\text{pH} < 5$, temperature interval of 120–370°C, sulfur volatility $f\text{S}_2$ from 10^{-20} to 10^{-9} bar and oxygen volatility $f\text{O}_2$ from 10^{-42} to 10^{-35} bar.

Key words: gold deposits, beresite-listvenites, rare earth elements, mineralogical thermo-barometry, conditions of ore formation, ore deposition stages, mercury-bearing gold.