

УДК 553.061.1+549.283

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС КОНЕВИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, РОССИЯ)

© 2016 г. Б. Б. Дамдинов<sup>а,\*</sup>, С. М. Жмодик<sup>б</sup>, П. А. Рошкетаяев<sup>с</sup>, Л. Б. Дамдинова<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Геологический институт СО РАН

670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а,

<sup>б</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН

630090, Новосибирск, просп. Ак. Коптюга, 3

<sup>с</sup>ООО "Рифей"

670031, Улан-Удэ, ул. Бабушкина, 185

\*E-mail: damdinov@mail.ru

Поступила в редакцию 24.03.2014 г.

Коневинское золоторудное месторождение (юго-восточная часть Восточного Саяна) отличается от большинства известных месторождений этого региона (Зун-Холбинское и др.) как по геологическому положению, так и по особенностям вещественного состава оруденения. Для выяснения причин появления такого специфического характера оруденения проведено изучение состава, условий формирования и генезиса месторождения. Оно приурочено к гранитоидному массиву ордовикского (441–445 млн лет) возраста, прорванному дайками среднего-основного состава, пространственно ассоциирующими с метаэффузивами илейской толщи девон-карбонового возраста. Выделено 4 минеральных ассоциации 1) кварц-пирит-молибденитовая; 2) кварц-золото-пиритовая; 3) золото-полисульфидная; 3) теллуридная. По ряду признаков установлено, что руды месторождения сформированы в результате наложения двух разнотипных ассоциаций, образующихся в два этапа. Первый этап соответствует возрасту около 440 млн лет и связан с интрузивным магматизмом, генерирующим плутоногенное золото-медно-молибден-порфирировое и жильное золото-полисульфидное оруденение. Второй этап связан с внедрением даек вулкано-плутонической ассоциации девон-карбонового возраста, в ходе которого в систему привносятся такие элементы, как Hg и Te, и формируется эпитермальное золото-ртутно-теллуридное парагенезис.

DOI: 10.7868/S0016777016020039

### ВВЕДЕНИЕ

В пределах юго-восточной части Восточного Саяна известно значительное количество месторождений и рудопроявлений золота, среди которых наиболее крупными являются месторождения золото-кварц-сульфидной формации, входящие в состав Урик-Китойской золоторудной зоны (Миронов, Жмодик, 1999). Руды этих месторождений характеризуются полиметаллическим составом, наличием кварцевых жил и минерализованных зон, сложных сливными сульфидными рудами. Плутоногенные месторождения и проявления развиты в меньшей степени. Они известны в пределах Тисса-Сархойского и Оспинского золоторудных узлов (Дамдинов и др., 2007; Миронов и др., 2001). Такие месторождения характеризуются широким распространением теллуридной минерализации в рудах. В недавнем прошлом выявлен еще один объект, который можно отнести к плутоногенному генетическому типу — золото-висмутовое проявление Пограничное (Гармаев и др., 2013), характеризующееся наличием минералов золото-висмутовой ассоциации, месторождения которой широко

распространены на северо-востоке России (Горячев, Гамянин, 2006). Проведенное изучение состава руд Коневинского месторождения показало, что они имеют специфическую Au–Bi-теллуридную минерализацию и по вещественному составу значительно отличаются от руд ранее известных золоторудных объектов региона. Для выяснения причин появления такого специфического характера оруденения проведено изучение состава, условий формирования и генезиса месторождения, результаты которого представлены в настоящей работе.

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Методика включала в себя традиционные методы изучения вещественного состава руд, такие как петрографическая и рудная микроскопия в комплексе с исследованиями на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430 с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy (ГИН СО РАН, аналитик С.В. Канакин). Химические составы пород опре-

делялись с помощью силикатного анализа, содержания элементов-примесей и золота – методами рентгено-флюоресцентного, атомно-абсорбционного анализов, химико-спектральным методом (ГИН СО РАН, аналитики А.А. Цыренова, Б.Ж. Жалсараев, Э.М. Татьянакина, ИГМ СО РАН). Датировки абсолютного возраста пород получены Ag-Ag-методом по слюдам в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по методике, опубликованной в работе А.В. Травина и др. (2009). Изотопный анализ сульфидной серы проводился в ДВГИ ДВО РАН, аналитик Т. А. Веливецкая.

Для исследования включений минералообразующих сред были использованы методы термо- и криометрии с помощью микротермокамеры Linkam THMSG-600 с диапазоном измерений температур в интервале от  $-196$  до  $+600^{\circ}\text{C}$  (ИГМ СО РАН). Приблизительная оценка содержания солей во включениях (экв. NaCl) и плотность рассчитывались с помощью программы FLINCOR (Brown, 1989).

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Коневинское золоторудное месторождение расположено в юго-восточной части Восточного Саяна, в пределах Окинской структурно-формационной зоны и входит в состав Хужирского рудного поля. Месторождение пространственно приурочено к массиву гранит-гранодиоритового состава, отнесенного к таннуольскому комплексу нижнего палеозоя (Сайлагский массив) (фиг. 1). Массив представляет собой интрузив округлой формы, размером  $12 \times 7$  км, окруженный карбонатными отложениями иркутской свиты и лишь в западной части контактирующий с эффузивами илейской толщи. Породы массива представлены средне- и мелкозернистыми гранодиоритами, содержащими многочисленные мафические включения. В гранитоидах широко проявлены процессы березитизации, окварцевания, калишпатизации.

Возраст гранитоидов таннуольского комплекса определяется как нижнепалеозойский по прорыванию ими пород иркутской свиты венда – нижнего палеозоя и внедрению в граниты даек огнитского комплекса щелочных пород, датированных девонем. Имеющиеся абсолютные датировки гранитоидов попадают в интервал значений  $450$ – $480$  млн лет (Федотова, Хаин, 2002). Массив прорван дайками основного и среднего состава “субвулканической фазы” Илейского вулкано-генного комплекса.

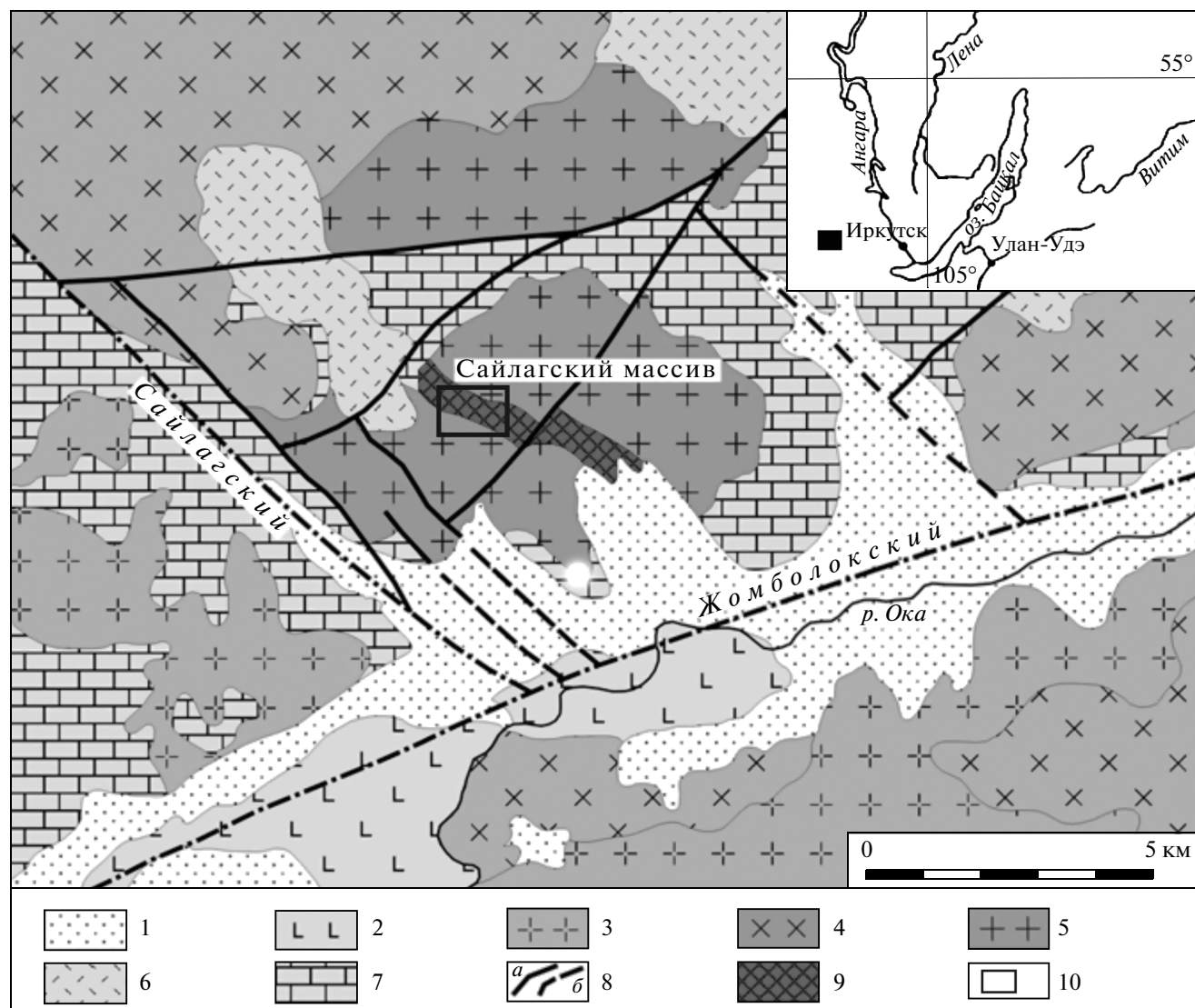
Илейская вулкано-генная толща имеет двучленное строение. В нижних частях разреза мощностью  $480$  м в туфах среднего и кислого состава наблюдаются прослои, горизонты и линзы вулкано-генно-терригенных пород – туфоконгломера-

ты, гравелиты, туфопесчаники и туфоалевролиты. Верхняя часть, мощностью не менее  $250$  м, сложена лавами субщелочных риолитов-риодацитов. Возраст илейской толщи определен по ее залеганию с угловым и стратиграфическим несогласием на породах иркутской свиты, гранитоидах урикского и гранодиоритах таннуольского интрузивных комплексов и по прорыванию ее дайками микродиоритов, комагматичных излившимся породам в составе толщи. Таким образом, нижняя возрастная граница вулкано-генной толщи, определенная по гранодиоритам таннуольского комплекса, не древнее нижнего палеозоя.

Ag-Ag-датировка, полученная по мусковиту из березитизированных гранитов, имеет значение  $445 \pm 4.5$  млн лет, по биотиту –  $441.3 \pm 4.6$  млн лет. Полученный интервал возрастов в  $441$ – $445$  млн лет подтверждает палеозойский возраст гранитоидного магматизма (верхний ордовик). Датировка, полученная по биотиту из дайки микродиоритов, показала значение возраста в  $324$  млн лет, что не совсем соответствует девонскому возрасту эффузивов илейской толщи, но, тем не менее, показывает более молодой возраст вулкано-плутонической ассоциации. Здесь следует заметить, что абсолютные датировки по вулканикам илейской толщи отсутствуют и определение их возраста основано только на геологическом положении.

Структура месторождения определяется наличием двух систем разрывных нарушений субширотного (жомболокский глубинный разлом) и северо-западного простирания (сайлагский сброс) (фиг. 2). Системы разрывных нарушений трассируются дайками среднего-основного состава, отнесенными к субвулканической фазе илейской вулкано-плутонической ассоциации. Практически все дайки являются близодновременными образованиями, поскольку локализируются в единых системах разрывных нарушений и часто пересекают друг друга. По взаимоотношениям даек и рудных зон также устанавливается синхронность. Так, участками дайки пересекаются рудо-контролирующими зонами и в этом случае изменены метасоматическими процессами либо пересекают зоны и рудные тела, оставаясь практически неизменными. Характерной особенностью даек является их разветвление как по простиранию, так и по восстанию при приближении к дневной поверхности. Мощность даек от  $10$ – $20$  см до  $3$ – $5$  метров. Контакты с вмещающими породами четкие, ровные или волнистые. В дайках местами отмечаются ксенолиты вмещающих пород – гранодиоритов и лейкократовых гранитов.

По морфологии рудные тела Коневинского месторождения относятся к жилообразным телам и имеют следующее строение: в осевой части выделяется стержневая кварцевая жила или не-

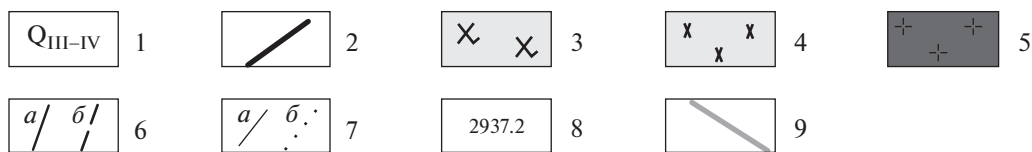
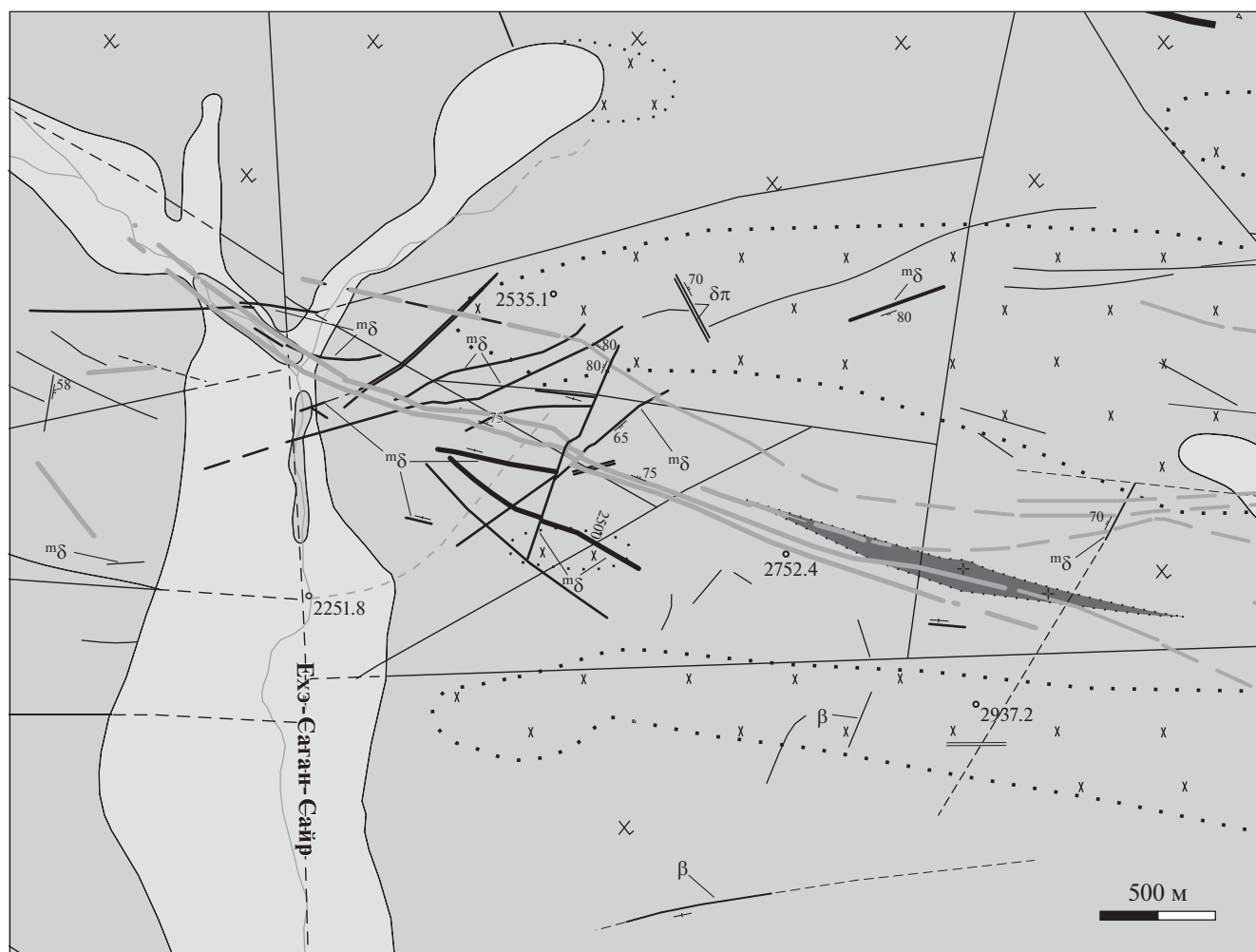


Фиг. 1. Геолого-структурная схема Ока-Сайлаг-Мунгоргинского междуречья.

1 – валунники, песчаники, пески, глины, глыбовый материал (Q); 2 – базальты (Q); 3 – таннуольский комплекс, вторая фаза – граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры ( $O_1-O_2$ ); 4 – таннуольский комплекс, первая фаза – граниты, гранодиориты, гранит-порфиры ( $O_1-O_2$ ); 5 – таннуольский комплекс – плагиограниты, граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры ( $O_1-O_2$ ); 6 – сархойская серия – конгломераты, песчаники, кислые эффузивы ( $R_1$ ); 7 – иркутская свита – мраморы, известняки, метапесчаники, карбонат-углеродистые сланцы, амфиболиты, гнейсы ( $PR_2$ ); 8 – разломы: *a* – выходящие на поверхность; *b* – трассируемые под рыхлыми отложениями; 9 – Коневинская рудная зона, 10 – Контуры Коневинского месторождения, показанного на фиг. 2.

сколько прожилков; боковые части сложены золотоносными березитами с повышенным количеством сульфидов (до 2–3%). На удалении от жил золотоносность березитов постепенно убывает. Однако местами березиты и березитизированные граниты содержат тонкие кварц-сульфидные прожилки, что приводит к повышению в них концентраций Au до 1–2 г/т и более. Общая мощность рудных тел невелика, в пределах 0.4–1.3 м, однако их протяженность достигает 472 м. Цвет жильного кварца варьирует от светло-серого до темно-серого.

В западной части рудного поля, непосредственно в дайке лиственизированных метабазитов среди карбонатных пород, локализована кварцевая жила, содержащая сливные агрегаты блеклых руд. Дайка залегает в мраморизованных известняках иркутской свиты. Мощность дайки 2.5 м, простирание северо-восточное (аз. прост.  $65^\circ-75^\circ$ ), падение вертикальное. Рудная жила мощностью 0.1–0.3 м залегает в средней части дайки и прослеживается вдоль нее на расстоянии 14 м и далее перекрывается осыпями. Содержания рудообразующих компонентов в жиле, по ре-



**Фиг. 2.** Геологическая карта Коневинского месторождения.

1 – четвертичные отложения нерасчлененные; 2 – дайки диабазов ( $\beta$ ), диабазовых и диоритовых порфиритов ( $\delta\pi$ ), габбро-диоритов, микродиоритов ( $m\delta$ ); таннуольский комплекс, 1 фаза: 3 – гранодиориты, монцогранодиориты; 4 – диориты; 2 фаза: 5 – лейкократовые граниты; 6 – разрывные нарушения:  $a$  – установленные,  $\bar{b}$  – предполагаемые; 7 – геологические границы:  $a$  – установленные,  $\bar{b}$  – с постепенными переходами; 8 – высотные отметки; 9 – рудные тела – кварцевые жилы с зонами березитизации.

зультатам анализов бороздовых проб, достигают: Au – 24.9 г/т, Ag – 528.6 г/т, Cu – 22.16 мас. %, Zn – 3.3 мас. %, Cd – 0.055 мас. %, Bi – 0.029 мас. %.

В отличие от основных руд месторождения, локализованных в гранитоидном массиве, блеклорудная минерализация формируется в дайке лиственитизированных пород, внедренной в карбонатную толщу, контактирующую с гранитоидным массивом. Здесь следует заметить, что на территории рассматриваемого региона известно

значительное количество проявлений и месторождений золото-блеклорудного минерального типа, приуроченных к зонам окварцевания карбонатных пород (месторождения Динамитное, Южное и др.) (Айриянц и др., 2007). Кроме того, в экзоконтактах Сайлагского гранитоидного массива, вмещающего Коневинское месторождение, часто присутствуют мелкие и недостаточно изученные золото-серебро-полиметаллические рудопроявления, локализованные во вмещающем субстрате (терригенно-карбонатных породах).

**Таблица 1.** Химический и микроэлементный состав гранитоидов Сайлагского массива

№ пробы	BC-75	BC-76	BC-81	BC-82	BC-83	BC-101	BC-90	BC-91	BC-80	BC-77	BC-98
SiO <sub>2</sub>	67.09	65.62	76.4	74.25	70.39	65.66	66.95	66.2	73.8	66.48	65.64
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.665	0.164	0.12	0.423	0.6	0.62	0.6	0.16	0.56	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.44	15.63	11.01	11.99	14.97	15.53	15.52	16.07	6.9	15.17	14.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.3	4.21	2.68	3.07	2.21	3.53	2.9	3.13	2.13	3.18	3.3
MnO	0.059	0.075	0.03	0.03	0.043	0.058	0.054	0.06	0.064	0.057	0.05
MgO	1.13	1.64	0.1	0.1	0.88	2.11	1.42	1.39	1.53	1.93	1.71
CaO	1.78	3.06	0.18	0.28	1.82	2.52	1.55	1.82	7.22	3.92	2.35
Na <sub>2</sub> O	4.15	4.08	2.99	3.26	3.87	4.59	4.93	3.77	2.11	3.55	5.41
K <sub>2</sub> O	3.79	3.41	5.11	5.12	3.6	3.52	3.6	3.83	0.94	3.06	3.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.159	0.03	0.03	0.088	0.148	0.136	0.144	0.039	0.139	0.14
п.п.п.	1.76	1.04	1.46	1.82	1.15	1.40	1.30	1.59	5.01	0.94	2.29
Сумма	99.20	99.59	100.01	99.91	99.45	99.666	98.98	98.604	99.893	98.986	99.45
Ba	1080	860	350	430	900	1020	890	1010	150	700	90
V	41	44	26	15	54	97	128	103	17	94	92
Cr	7	8	15	7	10	19	34	27	17	120	45
Ni	10	14	15	4	9	16	24	24	11	25	18
Cu	10	11	33	6	9	40	42	31	3	37	26
Zn	31	58	14	12	50	44	67	69	9	56	40
Ga	16	16	15	14	21	14	18	16	7	18	15
Rb	104	86	163	149	108	89	104	117	23	67	76
Sr	431	396	68	91	379	407	360	331	565	517	155
Y	17	21	3	4	13	14	14	14	9	12	11
Zr	181	225	45	46	84	180	196	145	81	153	119
Nb	20	21	16	7	11	15	16	22	4	16	17
Mo	0.69	0.92	2.2	1.45	0.47	15	2.5	5	3.15	3	4
Pb	21	21	63	47	21	2	14	10	47	14	12
Th	8.2	9	8.6	13.1	6	7	8.7	8	3.5	7.5	8.5
U	3.1	2.4	4.1	1.8	2.6	2.3	1.8	2	3.1	2.8	0.9

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, методом РФА.

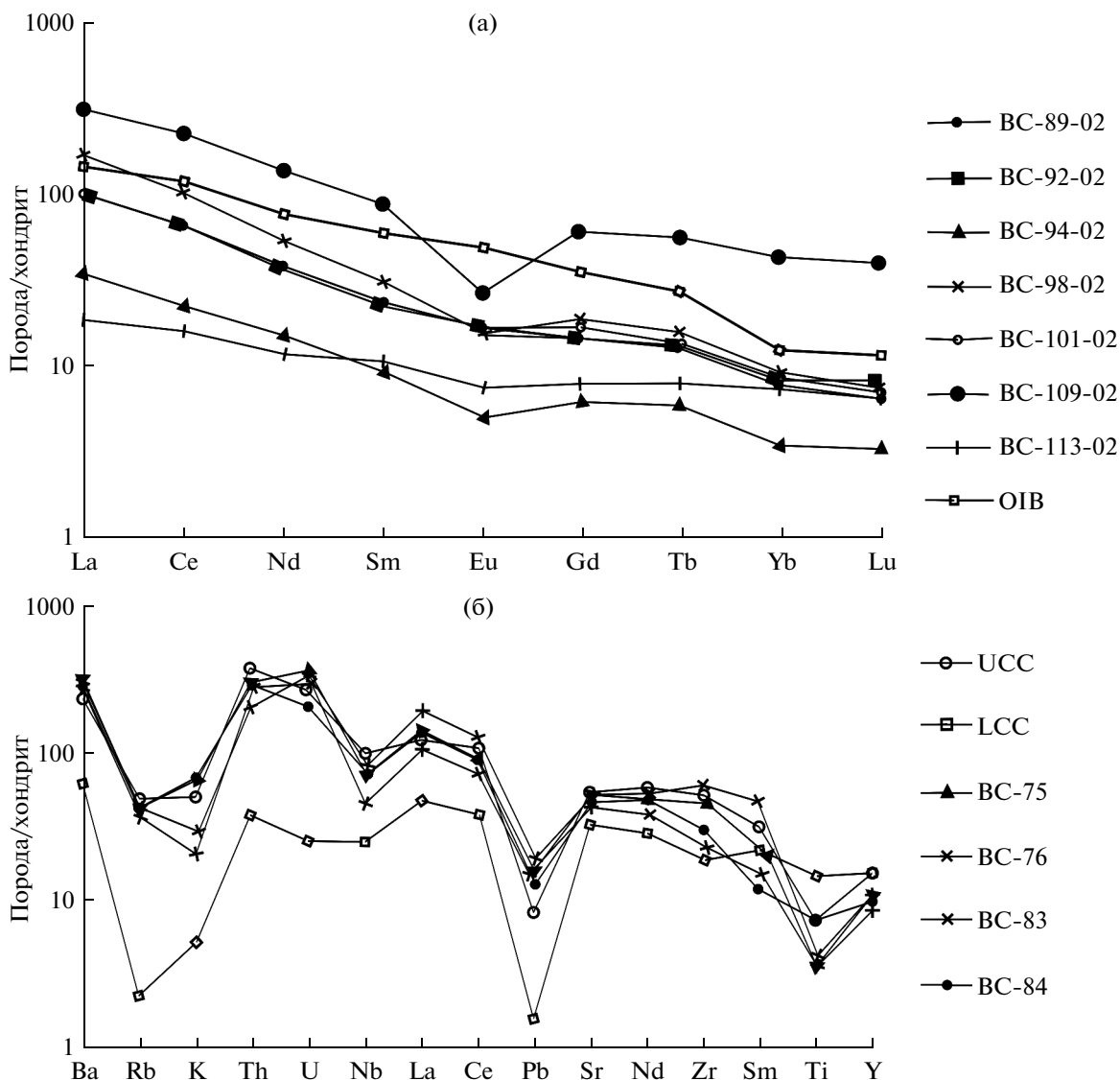
### СОСТАВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Вмещающие гранитоиды Коневинского месторождения представлены гранитами, гранодиоритами. Следует отметить, что практически все магматические породы в той или иной степени подвержены вторичным изменениям — серицитизации, калишпатизации, эпидотизации, хлоритизации.

Граниты сложены плагиоклазом, КПШ, кварцем, биотитом, присутствуют акцессорные минералы (циркон, апатит, магнетит). Полевые шпаты, как правило, серицитизированы и хлоритизированы. Гранодиориты состоят преимущественно из плагиоклаза с небольшим количеством КПШ, кварца, роговой обманки и вторичных минералов — эпидота, хлорита, отмечаются единичные зерна акцессорных минералов: апатита, циркона, сфе-

на, а также рудные минералы. Для гранитоидов характерны порфиридные структуры.

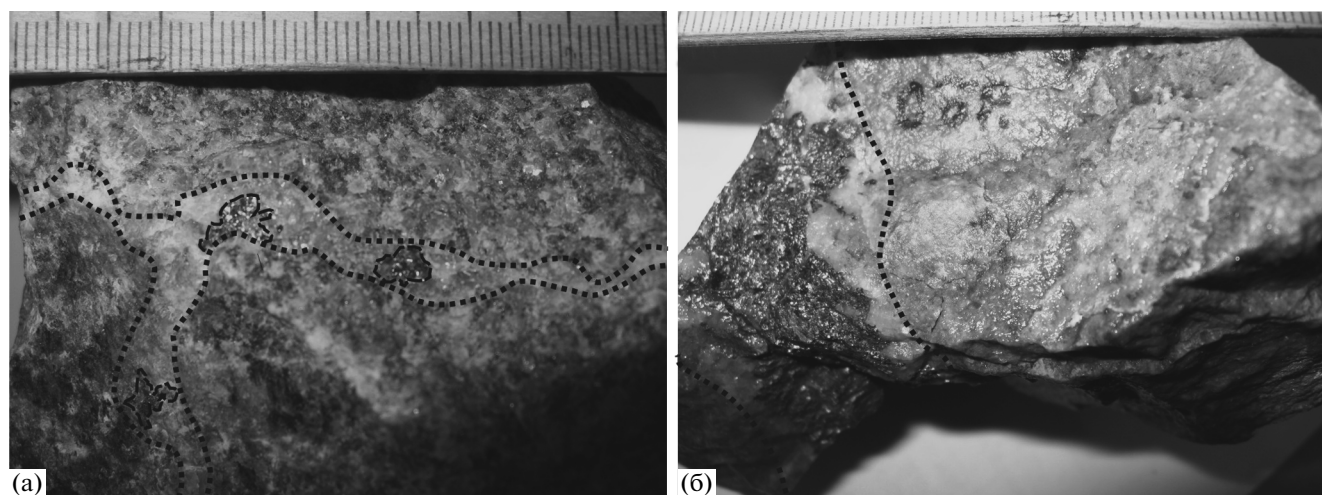
По химическому составу гранитоиды Сайлагского массива соответствуют гранодиоритам, тоналитам, гранитам калиево-натриевой серии ( $Na_2O/K_2O = 0.64-2.24$ ) и обладают относительно повышенной щелочностью —  $Na_2O$  до 5.41,  $K_2O$  до 5.12 мас. % (табл. 1). По концентрациям элементов-примесей граниты и гранодиориты Коневинского месторождения наиболее близки к гранитоидам известково-щелочного ряда по классификации Л.В. Таусона (Таусон, 1977), которые, как известно, формируются в геодинамических обстановках активных континентальных окраин. Графики распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов (РЗЭ) опубликованы



Фиг. 3. Распределение РЗЭ и спайдер-диаграмма для гранитоидов Сайлагского массива (Жмодик и др., 2006). UCC – состав верхней коры, LCC – состав нижней коры, OIB – состав базальтов океанических островов.

в работе (Жмодик и др., 2006). Диаграммы распределения РЗЭ показывают слабый отрицательный наклон, характерный для коровых пород (фиг. 3а). На спайдер-диаграмме распределения элементов-примесей график практически полностью соответствует составу верхней коры (по Kerrich, Wyman, 1997) (фиг. 3б). Следовательно, формирование гранитоидов массива происходило при преобладающем участии материала верхней коры. В то же время, такие признаки, как минимум по Nb, Ti, Pb на спайдер-диаграмме, характерны для образований островодужной обстановки. По содержаниям высокозарядных элементов (Y, Nb, Zr) составы пород соответствуют гранитам островных дуг или активных континентальных окраин (Pearce *et al.*, 1984). Такие геохимические характеристики гранитоидов свидетельствуют о

том, что их формирование происходило в обстановке активной континентальной окраины. Характерными особенностями гранитоидов Сайлагского массива являются повышенные содержания Au (0.05–0.25 г/т) и равномерная мелкая вкрапленность сульфидных минералов (пирит, халькопирит), кроме того, в слабоизмененных гранитоидах часто присутствуют тонкие прожилки кварц-пирит-молибденитового состава (фиг. 4а). Такие признаки, как повышенные концентрации золота и наличие рассеянной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в гранитоидах, наряду с развитием золото-полиметаллических рудопроявлений в экзоконтакте массива, свидетельствуют о высоком рудообразующем потенциале гранитоидов.



**Фиг. 4.** Фотографии образцов: а – гранодиорита с кварц-молибденитовым прожилком; б – березита с кварц-пиритовым прожилком, с агрегатом пирита-2; Границы прожилков выделены точечным пунктиром, выделения пирит-молибденитового состава – пунктиром.

Дайковые породы подвержены интенсивным вторичным изменениям. Макроскопически они представляют собой плотные тонкозернистые темно-серые или зеленовато-серые породы, часто расланцованные, смятые в складки, реже плотные массивные тонкозернистые порфиоровые породы. Микроскопически, породы состоят из слюдяно-хлоритового или кварц-альбит-карбонат-слюдяного агрегата. Структуры – лепидобластовые, бластомилонитовые. Из акцессорных минералов отмечаются единичные зерна апатита и циркона. Исходя из характера вторичных изменений, первичным субстратом являлись породы среднего-основного состава. По геохимическим характеристикам дайковые породы соответствуют метаэффузивам илейской толщи.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Рудные тела на месторождении представлены кварцевыми жилами и линейными жильно-прожилковыми зонами, обрамленными зонами березитизации. Рудные минералы в жилах слагают гнездовые скопления и представлены сульфидами, сульфосолями и теллуридами. Кроме того, прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация присутствует и в основной массе гранитоидов. Химические составы минералов приведены в табл. 2.

*Молибденит* слагает пластинчатые зерна и прожилковидные агрегаты, образующие скопления, достигающие 3 см в поперечнике. Встречается как в слабоизмененных гранодиоритах (в виде тонких пленок или примазок по плоскостям трещин), так и в рудных березитах и кварцевых прожилках в виде скоплений или единичных зерен (фиг. 4а). В составе рудных гнезд в кварцевых жи-

лах молибденит почти отсутствует, за исключением единичных зерен.

*Пирит* – количественно наиболее распространенный на месторождении минерал. Он присутствует в двух генерациях. Ранняя генерация (пирит-1) слагает вкрапленность и прожилковидные обособления зерен пирита (с халькопиритом) в березитах и березитизированных гранитах, а также кристаллы в кварц-молибденитовых прожилках. Вторая генерация (пирит-2) присутствует в виде агрегатов гипидиоморфной структуры в залыбандах жил и в виде в разной степени корродированных реликтов гипидиоморфных кристаллов среди агрегатов более поздних минералов – халькопирита, блеклой руды, сфалерита, галенита (фиг. 5а, в). Отдельные кварцевые прожилки содержат мономинеральные агрегаты пирита-2, размером до 3 см в поперечнике (фиг. 4б). Примесей в пирите, на уровне чувствительности анализа (0.1 мас. %), не установлено.

*Халькопирит* также встречается в двух ассоциациях: с пиритом-2 в виде кайм, обрастающих выделения пирита в березитах и березитизированных гранитах (халькопирит-1). В рудных жилах халькопирит-2 слагает аллотриоморфнозернистые агрегаты, эмульсионную вкрапленность в сфалерите, а также включения, прожилки и каймы, корродирующие зерна пирита-2. Иногда халькопирит образует оторочки вокруг зерен сфалерита, слагающих включения в блеклой руде (фиг. 5б).

*Галенит* образует ксеноморфные агрегаты неправильной формы с неровными краями в ассоциации с блеклой рудой, сфалеритом, тетрадимитом. Размер зерен варьирует от долей мм до 3.0 мм. Галенит часто образует сростания с

Таблица 2. Химические составы рудных минералов Коневинского месторождения

№ п/п	№ обр.	Fe	Cu	Zn	Au	Ag	Cd	Hg	Pb	Bi	Sb	Te	As	S	Сумма
1	181.8	46.39												53.42	99.81
2	181.8	30.63	33.91											35.50	100.04
3	143.5									58.60		35.23		4.70	98.53
4	306218									58.38		35.86		4.82	99.06
5	181.8									59.15		35.87		4.64	99.66
6	181.8								87.45					12.50	99.95
7	181.8								87.19					12.64	99.83
8	181.8		10.86						41.92	32.36				15.55	100.69
9	181.8		11.13						41.32	32.22				15.62	100.29
10	П-1	1.15		64.61										33.38	99.13
11	143.5	1.27	1.27	64.19										33.79	100.52
12	181.8	0.32		64.68			0.60							34.52	100.12
13	181.8	1.07	37.00	6.22		1.30					23.89		4.24	25.91	99.63
14	П-1	1.52	36.24	6.49		1.97					27.13		1.84	25.29	100.47
15	П-1	1.30	37.03	6.15		0.88					25.95		2.73	25.52	99.55
16	306218	2.15	37.70	5.27							27.71		1.96	25.27	100.05
17	306218					1.91			61.63			37.30			100.84
18	181.8				24.07	43.19						32.91			100.16
19	306218				24.76	42.26						33.16			100.18
20	306218				23.90	13.34						63.14			100.39
21	306218				22.61	13.99						62.87			99.46
22	181.8					62.52						36.56			99.08
23	181.8					63.49						36.57			100.06
24	306218							61.19				37.92			99.11
25	306218							61.75				38.76			100.51

Примечание. 1 – пирит, 2 – халькопирит, 3–5 – тетрадимит, 6, 7 – галенит, 8, 9 – айкинит, 10–12 – сфалерит, 12–16 – тетраэдрит, 17 – алтаит, 18, 19 – петцит, 20, 21 – сильванит, 22, 23 – гессит, 24, 25 – колорадоит. Анализы выполнены в ГИН СО РАН методом SEM-EDS (аналитик С.В. Канакин).

самородным золотом, присутствует в виде агрегатов галенит–айкинит–тетрадимит–блеклая руда и галенит–сфалерит–халькопирит–блеклая руда (фиг. 5в, е).

*Сфалерит* присутствует в виде округлых изометричных, реже вытянутых зерен и агрегатов, слагает сростания с галенитом, часто содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита (фиг. 5б, в). Отмечаются примеси Fe (до 1.27 мас. %), Cu (до 1.27 мас. %), редко Cd (до 0.60 мас. %).

*Блеклая руда* по химическому составу отвечает тетраэдриту (Moëlo *et al.*, 2008), с содержанием As в пределах 2–4 мас. %. В минерале присутствуют Ag (до 1.97 мас. %), Zn (до 6.49 мас. %) и Fe (до 2.15 мас. %). Форма зерен часто округлая, либо неправильная изометричная, размер выделений до 2 мм, цвет светло-серый в отраженном свете. Блеклые руды, как правило, находятся в ассоциа-

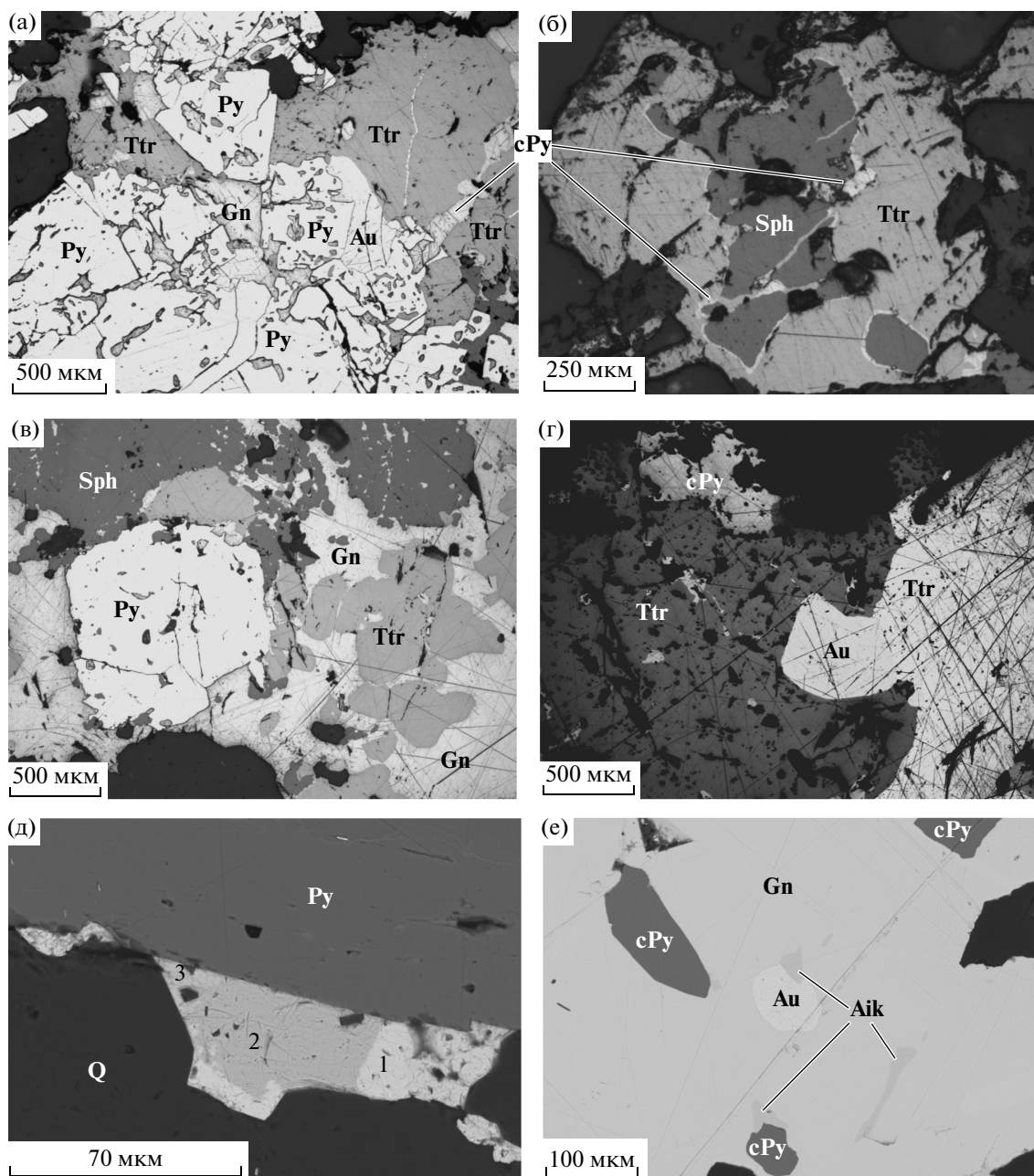
ции с агрегатами сфалерита и галенита, самородным золотом, тетрадимитом, часто содержат включения халькопирита (фиг. 5а–г).

*Тетрадимит* представлен удлиненными ксеноморфными, реже мелкими изометричными зернами размером до 3 мм, образует сростания с галенитом, самородным золотом и блеклой рудой, совместно с айкинитом ( $PbCuBiS_3$ ) выделяется в виде полосовидных кристаллов в агрегатах галенита (фиг. 5г).

Минералы теллуридной ассоциации – *петцит, сильванит, гессит, алтаит, колорадоит*, слагают совместные агрегаты, заполняющие межзерновые пространства минералов ранних ассоциаций и каймы, корродирующие более ранние минералы (фиг. 5д).

*Самородное золото* имеет разнообразную форму, но самыми распространенными являются



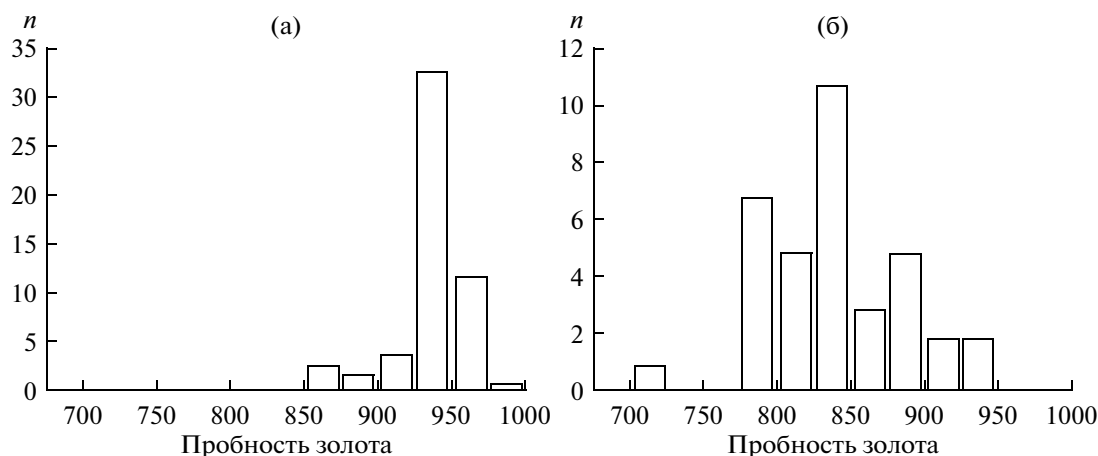


**Фиг. 5.** Морфология выделений главных рудных минералов Коневинского месторождения.

а – корродированные кристаллы пирита-2 (Py) замещаются агрегатом блеклой руды (Ttr), галенита (Gn), халькопирита (сPy), самородного золота (Au); б – кайма халькопирита вокруг зерна сфалерита (Sph) в блеклой руде; в – пирит-2 корродируется ассоциацией галенит–блеклая руда–сфалерит; г – срастание халькопирита, блеклой руды, тетрадимита (Ttd) и самородного золота; д – выделения минералов теллуридной ассоциации: алтаита  $PbTe$  (1), гессита  $Ag_2Te$  (2) и петцита  $AuAg_3Te_2$  (3), в межзерновом пространстве кварца (Q) и пирита; е – включения самородного золота, айкинита (Aik) и халькопирита в галените. А–г – изображения в отраженном свете, д–е – в обратно-рассеянных электронах.

комковидные зерна с неровными, часто зубчатыми, округлыми краями и неровными поверхностями, кроме того, часто присутствуют прожилковидные выделения и округлые зерна. Размер золотинок варьирует от 0.02 до 0.5 мм. Выделяется две генерации самородного золота. Золото-1 входит в состав золото-кварц-пиритовой ассоциации.

Оно слагает микровключения, микропрожилки и срастания с пиритом, реже выделения в кварце кварц-пиритовых прожилков. Золото этой генерации характеризуется интервалом значений пробности 856–976‰ и одномодальным распределением, при максимуме в интервале 925–950‰, а также отсутствием повышенных концен-



**Фиг. 6.** Гистограммы распределения пробности самородного золота для кварц-золото-пиритовой (а) и золото-полисульфидной (б) ассоциаций.

траций таких элементов-примесей, как Hg и Cu (фиг. 6а).

Золото-II входит в состав золото-полисульфидной ассоциации, в которой, в свою очередь, выделяются два парагенезиса: золото-галенит-сфалерит-блеклая руда и золото-галенит-айкинит-блеклая руда-тетрадимит (см. фиг. 5а, г, е). Пробность золота-II ниже — 719–943‰. Максимум значений пробности ложится в интервал 825–850‰, однако присутствуют неконтрастные пики на интервалах 775–800 и 875–900‰ (фиг. 6б). В некоторых случаях в составе золота фиксируются примеси Hg (до 6.51 мас. %) и Cu (до 0.91 мас. %). Золото-II слагает сростания с галенитом, блеклой рудой, тетрадимитом, либо присутствует в виде прожилковидных выделений в кварце.

Руды блеклорудной ассоциации, установленной в западной части рудного поля месторождения, детально рассмотрены в работе (Дамдинов и др., 2012), где приведены подробные данные о составе, поэтому здесь мы ограничиваемся их кратким описанием. Они сложены агрегатом блеклых руд, представленных тетраэдритом, серебросодержащим тетраэдритом, теннантит-тетраэдритом, хакитом ( $\text{Cu}_{7.355}\text{Ag}_{2.733}\text{Hg}_{1.812}\text{Fe}_{0.206}\text{S}_{12.06}\text{Sb}_{4.042}\text{S}_{12.87}$ , с редкими включениями пирита и халькопирита. Характерной особенностью руд этого типа является широкое распространение золото-серебро-ртутных минералов, слагающих мелкие, каплевидные, округлые или треугольные, реже дендритовидные выделения светло-желтого цвета, небольшого (до 0.05 мм) размера, в агрегате блеклых руд, реже в зернах кварца среди блеклых руд. По химическому составу изученные соединения Au-Ag-Hg соответствуют нескольким известным минеральным фазам: золотосодержащий луаньхэит ( $\text{Ag}_3\text{Hg}$ ), амальгамиды золота и серебра ( $\text{Au}$ ,  $\text{Ag}_3\text{Hg}$ ), самородное золото средней пробности,

ртутистое золото. Минералы, объединенные под общим названием “ртутистое золото”, можно подразделять на ртутисто-золотистое серебро ( $\alpha$ -( $\text{Ag}$ ,  $\text{Au}$ ,  $\text{Hg}$ )), золотисто-ртутистое серебро ( $\alpha$ -( $\text{Ag}$ ,  $\text{Hg}$ ,  $\text{Au}$ )), серебристое ртутистое золото. Содержания Hg в минералах варьируют от 3.02 до 35.57 мас. %, отмечаются также редкие округлые зерна самородного золота пробностью 816–820‰, не содержащие примесей Hg.

### МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Изучение взаимоотношений рудных минералов позволило выделить четыре минеральные ассоциации, соответствующие стадиям рудообразующего процесса: 1) кварц-пирит-молибденитовую; 2) кварц-золото-пиритовую; 3) золото-полисульфидную; 3) теллуридную.

*Кварц-пирит-молибденитовая* ассоциация наиболее распространена в тонких (мощностью до первых см) разноориентированных прожилках, широко развитых как в слабо березитизированных гранитах, так и в березитах. Вместе с молибденитом в прожилках фиксируются лишь кристаллы пирита, иногда в сростаниях с халькопиритом. Местами отмечаются тонкие «сухие» прожилки с молибденитом, а также вкрапленность пирита и халькопирита непосредственно в слабоизмененных гранитоидах. В рудных жилах молибденит встречается очень редко, в виде единичных зерен.

*Кварц-золото-пиритовая* ассоциация представлена многочисленными прожилками кварц-пиритового состава, локализованными преимущественно в березитах, либо мономинеральными пиритовыми агрегатами, развитыми в зальбандах кварцевых жил. Кроме главных минералов в составе ассоциации в небольшом количестве присутствуют халькопирит и самородное золото (золото-I).

*Золото-полисульфидная* ассоциация характеризуется относительно широким набором рудных минералов и условно подразделена на два парагенезиса: *собственно золото-полисульфидную*, представленную сростаниями галенита, сфалерита, халькопирита, блеклых руд и самородного золота, и *золото-сульфосолевую*: блеклая руда, галенит, айкинит, тетрадимит, халькопирит, самородное золото. Однако различий как в составе самородного золота, так и в составах рудных минералов, в выделенных парагенезисах не установлено.

Завершает рудообразующий процесс *теллуридная ассоциация*. Минералы этой ассоциации представлены теллуридами Hg, Au, Ag, Pb – колорадоитом, петцитом, силванитом, гесситом, алтаитом. Они слагают ксеноморфные агрегаты, заполняющие промежутки между минералами полисульфидной ассоциации, а также развиваются в виде оторочек по зернам пирита, галенита, тетрадимита. В более ранних парагенезисах ртутные минералы отсутствуют.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Вследствие неравномерного гнездово-вкрапленного распределения рудных минералов в жилах содержания рудообразующих элементов показывают значительные вариации. Но, тем не менее, элементы, слагающие основные рудные минералы, присутствуют в устойчиво повышенных концентрациях. Обогащены рудообразующими компонентами и околожилные березиты, которые часто содержат тонкие кварц-сульфидные прожилки, либо вкрапленность рудных минералов. В целом геохимический спектр руд можно охарактеризовать как Au–Ag–Cu–Pb–Zn–Sb–Mo–Bi–Te–Hg с неравномерным распределением компонентов (табл. 3). В связи с отсутствием аналитических данных, концентрации Hg в рудах неизвестны, однако, учитывая наличие ртути содержащих минералов, можно предполагать, что содержания этого элемента в рудах повышены. Здесь следует отметить, что компоненты разных минеральных ассоциаций могут присутствовать в одних и тех же образцах, что не позволяет провести разбраковку общей выборки по минеральным типам оруденения. Кроме того, некоторые пробы содержат повышенные концентрации золота, но имеют низкие содержания рудообразующих элементов. Такие образцы представляют малосульфидные золотоносные кварцевые прожилки.

Корреляционные связи рудообразующих элементов соответствуют выделенным минеральным ассоциациям. Так, элементы золото-полиметаллической ассоциации (Cu, Pb, Zn, Ag) показывают положительную корреляцию ( $r > +0.5$ , объем выборки – 38 проб) как между собой, так и с полуметаллами (Sb, Bi, Te), тогда как Mo, присутствующий в ранней ассоциации, корреляции ни с

первыми, ни со вторыми не имеет. Корреляцию элементов полиметаллической ассоциации хорошо иллюстрирует бинарная диаграмма Cu–Sb (фиг. 7а). Однако в золотоносных березитах, вмещающих наиболее раннюю рудную ассоциацию, отмечается положительная корреляция Au и Cu (фиг. 7б).

Содержания золота в проанализированных пробах достигают 33.1 г/т, серебра – 550 г/т, однако значимой корреляции Au и Ag не отмечается (фиг. 7в), что связано с присутствием Au и Ag в разных формах нахождения – в самородном виде, в составе сульфосолей (блеклых руд) и в составе теллуридов.

Определения изотопного состава серы из сульфидов немногочисленны, проанализированы лишь по одной монофракции пирита из кварц-пиритового прожилка, молибденита и блеклой руды. Получены следующие значения  $\delta^{34}\text{S}$  пирит –  $-1.2\%$ , молибденит –  $+0.2\%$  и блеклая руда (тетраэдрит) –  $+2.8\%$ . Такие значения в целом близки между собой и соответствуют магматической или мантийной сере. Попытки расчета температур по изотопному равновесию в паре пирит-молибденит не увенчались успехом, следовательно изотопное равновесие между этими минералами отсутствует, что доказывает их формирование в разные стадии рудообразующего процесса. Единичное определение изотопного состава O в рудном кварце показало значение  $\delta^{18}\text{O} = +13.3\%$ .

## ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученные флюидные включения (ФВ) содержатся в жильном кварце месторождения, вмещающем минералы золото-полисульфидной и теллуридной рудных ассоциаций. Большая часть ФВ имеют очень маленькие размеры (менее 1–3 мкм), группируются в уплощенные шлейфы (залеченные микротрещины) и, в основном, относятся к группе вторичных. К категории первичных включений отнесены весьма редкие, относительно крупные (5–8 мкм, крайне редко до 10–12 мкм) единичные ФВ, не принадлежащие ни к одному из наблюдаемых шлейфов вторичных включений. Нередко первичные включения пересекаются шлейфами мелких вторичных, либо отмечаются признаки их расшнуровки, следовательно, они не являются представительными, и такие включения нами не изучались. Ввиду крайней редкости первичных включений, пригодных для изучения, были исследованы семь ФВ. Они представлены двухфазовыми (раствор  $\geq$  газ) включениями гомотипного захвата преимущественно изометричной, реже ромбовидной (фиг. 8) формы. Эти включения обычно содержат газовый пузырь без видимой жидкой  $\text{CO}_2$  ( $\text{Ж}_y$ ) и не содержат твердых

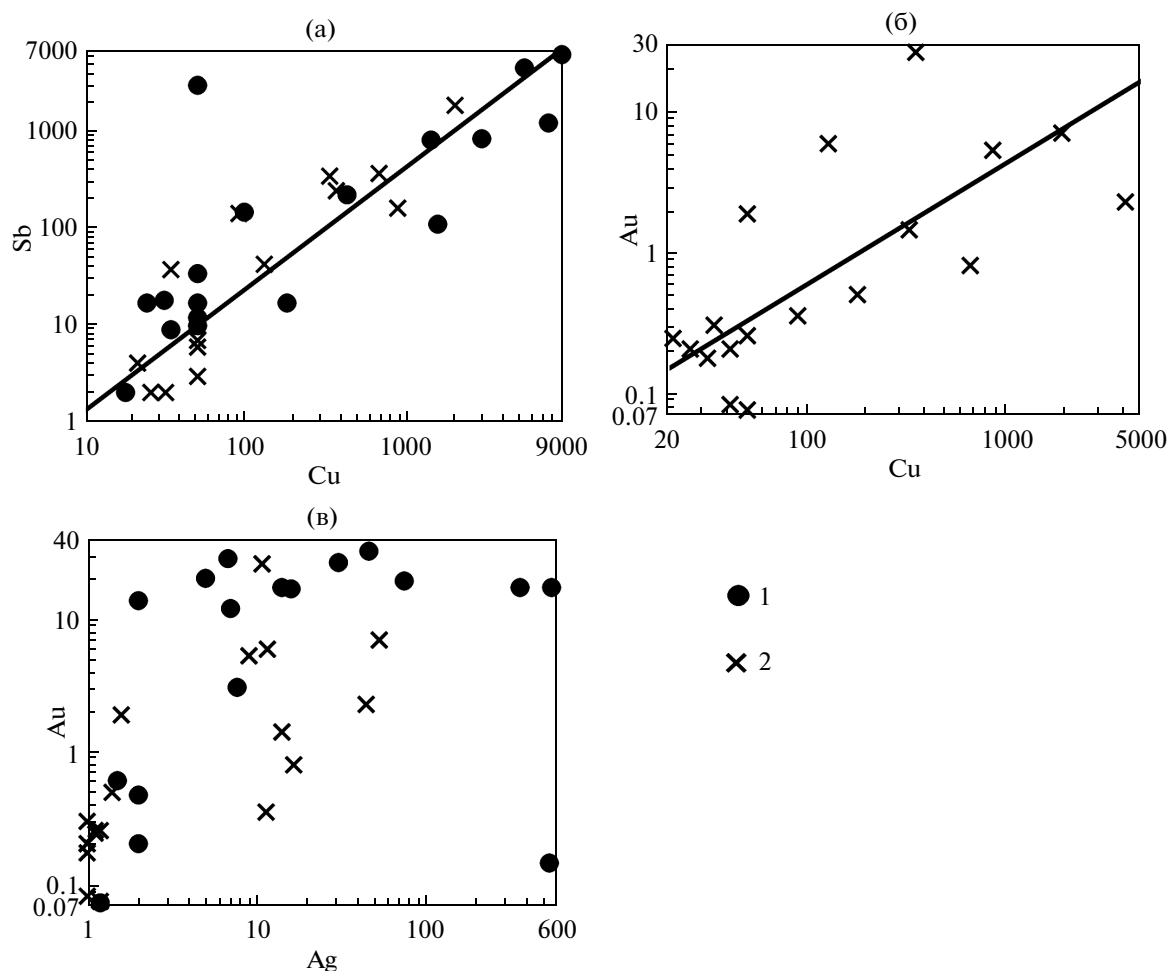
Таблица 3. Содержания элементов-примесей (г/т) в рудах Коневинского месторождения

№ п/п	№ пробы	Cu	Pb	Zn	Cd	Sn	Mo	Bi	As	Sb	Te	Ag	Au
1	КО-5	32	66	53		2	1600			2		1.0	0.18
2	КО-9	41										1.0	0.21
3	КО-17	180	8	47		2	4		28			1.4	0.51
4	КО-18	34	13	26			35			37		1.0	0.31
5	КО-23	4100	2500	4460	43		2		260			44.0	2.31
6	КО-27	130	28				1850	41		42	56	11.6	6.05
7	КО-31	50				4			17	6		1.1	0.26
8	КО-3	21		46						4		1.1	0.25
9	КО-6	41	7	26			19					1.0	0.084
10	КО-21	870	450	1080		2	6			160		9.0	5.38
12	КО-30	50		36		2				3		1.2	0.08
13	КО-33	26				2	360		10	2		1.0	0.21
14	КО-39	50		19		2	11			7		1.2	0.26
15	КО-40	330				6	4		50	340	7	14.0	1.46
16	КО-41	91	600	280	2	5	54			140		11.3	0.36
17	КО-42	50	59	20		2	6			10	4	1.6	1.92
18	КО-43	360	100	49		9	3	28	52	240	25	10.7	26.8
19	КО-44	1960	350	330		5	7		330	1830		53.0	7.17
20	КО-46	670	600	820		8	2300			370	8	16.5	0.81
21	КО-1	420	12	62			2	220		217	234	30.4	27.1
22	КО-20	1400			2		4	170	80	800	62	46.0	33.1
23	КО-11	98	12	36			1		21	146	3	6.8	28.9
24	КО-2	34	14	20			8		6	9	8	5.0	20.8
25	КО-4	7400	220	590	4		5	240	69	1230	204	74.0	19.9
26	КО-13	180	1400	550	4		6		54	17	58	14.0	17.6
27	КО-25	5300	1900	1700	15				730	4470		550	17.6
28	КО-32	9000	2480	2070	10	8	395	350	740	6100	330	360	17.5
29	КО-10	1550	62	54	1		5	21	17	110	8	16.0	17.3
30	КО-12	24		16			11	84		17		2.0	14.1
31	КО-45	50	500	36			15		24	10	17	7.0	12.3
32	КО-16	50	1300	3190			2			17	3	7.7	3.12
33	КО-29	31	9	48			4		11	18		1.5	0.63
34	КО-24	50	17	38			6		12	12		2.0	0.49
35	КО-35	50	73	87			29		80	34		2.0	0.21
36	КО-34	50	17	10	570	8	25		1970	3000	30	530	0.15
37	КО-28	18	15	34		2				2		1.2	0.076
38	КО-14	2900	153	230	1	7	9	30	78	840		12.0	

Примечание. 1–20 – березиты с кварцевыми прожилками, 21–38 – кварцевые жилы. Пустая графа – элемент не обнаружен; анализы выполнены в ГИН СО РАН, методом РФА (аналитик Б.Ж. Жалсараев), Au – химико-спектральным, Ag – атомно-абсорбционным методами (аналитики А.А. Цыренова, Э.М. Татьянакина).

фаз. Жидкая  $\text{CO}_2$  не фиксируется ни визуально, ни методом криометрии. Температуры гомогенизации ( $T_g$ ) таких включений в разных зернах кварца варьируют в интервале от +160 до +206°C

(табл. 4). В случаях, когда в единичных зернах отмечаются два первичных включения, их  $T_g$  различаются практически на 50°C. ФВ из центральной части зерна имеют  $T_g$  выше (до +206°C), чем ФВ



Фиг. 7. Парные корреляционные диаграммы Sb–Cu (а), Au–Cu (б) и Au–Ag (в) для руд Коневинского месторождения. 1 – кварцевые жилы, 2 – березиты с кварцевыми прожилками.

из краевой части (до +161°C), что, вероятнее всего, свидетельствует о том, что формирование (отложение) жильного кварца происходило с понижением температуры.

При охлаждении этих включений первое плавление выпавших при замораживании твердых фаз происходит при –21...–22°C, т.е. температуры эвтектики ( $T_{эвт}$ ) наиболее соответствуют температурам эвтектики растворов NaCl · H<sub>2</sub>O. Температура плавления льда в этих ФВ варьирует от –10 до –12°C, следовательно, концентрация солей во флюиде, рассчитанная с помощью программы

FLINCOR, варьировала от 13.94 до 15.96 мас. % экв.-NaCl.

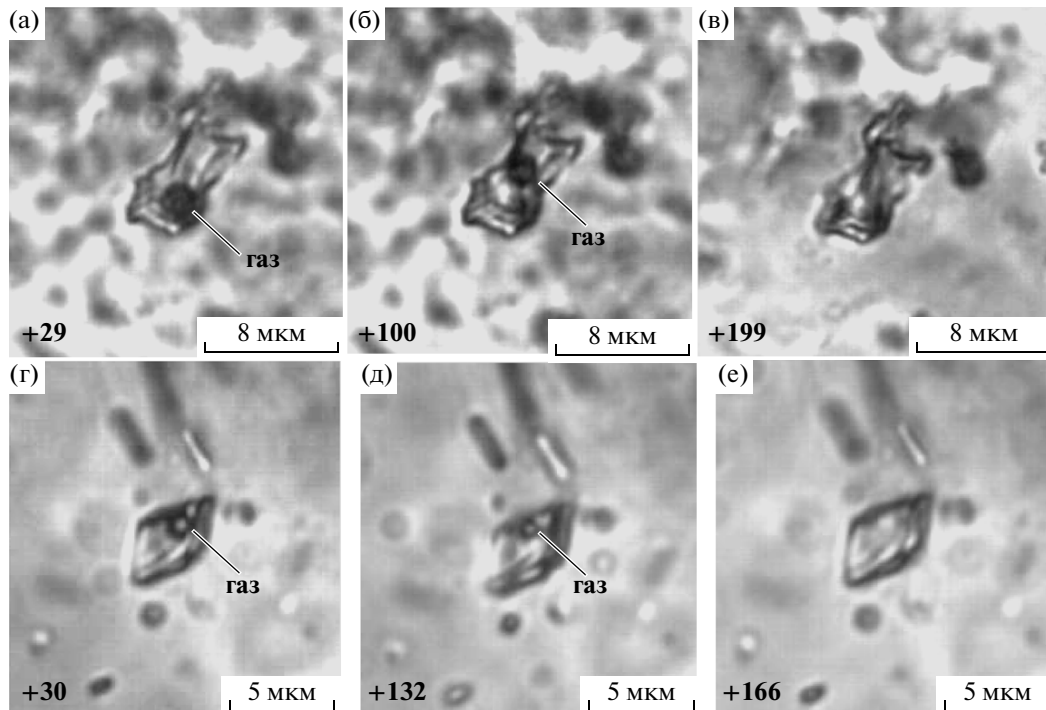
#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Поскольку основные рудные тела Коневинского золоторудного месторождения представляют собой преимущественно кварцевые жилы с оторочками березитов, месторождение ранее считалось типичным кварцевожильным объектом и относилось к золото-кварцевой формации (Золото Бурятии, 2000). Однако такие признаки, как повышенные концентрации золота, наличие про-

Таблица 4. Обобщенные результаты термометрии и криометрии 7 флюидных включений в кварце

Температура, °C			Состав ФВ, мас. %		Состав солевой системы
$T_{эвт}$	$T_{гом}$	$T_{пл. льда}$	CO <sub>2</sub>	экв. NaCl	
–21...–22	+160... +206	–10...–12	н.п.о.	13.94–15.96	NaCl · H <sub>2</sub> O

Примечание. Н.п.о. – ниже предела обнаружения методом криометрии.



**Фиг. 8.** Микрофотографии флюидных включений из кварца при разных температурах: а–в – ФВ неправильной формы при  $T = +29^{\circ}\text{C}$  (а),  $+100^{\circ}\text{C}$  (б) и  $+199^{\circ}\text{C}$  (в); г–е – ФВ ромбовидной формы при  $T = +30^{\circ}\text{C}$  (г),  $+132^{\circ}\text{C}$  (д) и  $+166^{\circ}\text{C}$  (е).

жилково-вкрапленной сульфидной халькопирит-молибденит-пиритовой минерализации непосредственно в гранитоидах и их измененных разностях, положительная корреляция золота с медью в прожилково-вкрапленных рудах, развитие Au–Ag-полиметаллических рудопроявлений в экзоконтактах массива, позволили отнести Коневинское месторождение к золото-медно-молибден-порфировому типу (Жмодик и др., 2006). Хотя для Au–Cu–Mo-порфировых систем нехарактерны повышенные концентрации таких элементов, как Bi, Te и Hg (Кривцов и др., 1986; Silitoe, 2010), которые также присутствуют в рудах.

Золото-висмутовая ассоциация типоморфна для месторождений золото-висмутового или intrusion-related типа (Гамянин и др., 2003, Горячев, Гамянин, 2006; Lang, Baker, 2001). Для этого типа золоторудных месторождений, в отличие от золотоносных порфировых, характерно преобладание арсенопирита и малые содержания сульфидов Fe, Pb, Zn. В то же время такие минералы, как висмутин и самородный висмут, встречаются в небольших количествах и в ряде порфировых объектов.

Теллур присутствует в порфировых месторождениях, однако теллуридная минерализация, как правило, является продуктом эпитермальных рудообразующих систем, которые, хоть генетически и ассоциируют с порфировыми интрузиями, но все же выделяются в качестве самостоятельного типа золотого оруденения (Lindgren, 1933; Heden-

quist *et al.*, 2000). Месторождения золото-теллуридного геохимического типа более характерны для вулканических поясов окраин континентов (Константинов, 1984; Степанов, Моисеенко, 1993). В рудах Коневинского месторождения теллуридная ассоциация наиболее поздняя, соответственно, не может быть синхронной с ранними минералами.

Минералы ртути и ртутьсодержащее золото формируются чаще всего в вулканогенных золото-серебряных и телетермальных золото-сурьмяно-ртутных месторождениях островодужных вулкано-плутонических ассоциаций, а также в месторождениях, связанных с основными-ультраосновными породами, кроме того, ртутистое золото известно в россыпных месторождениях (Борисенко и др., 2006; Дамдинов и др., 2004; Жмодик и др., 2008; Крылова и др., 1979; Миронов и др., 2004; Мурзин и др., 1981, Мурзин, Малюгин, 1987; Назьмова, Спиридонов, 1979; Покровский и др., 1977; Leistel *et al.*, 1998; Nisten, 1986; и др.). Hg-содержащие месторождения приурочены к зонам глубинных разломов. Источниками рудных компонентов таких объектов являются мантийные флюиды, что подтверждает известный факт о ртутной дегазации мантии (Озерова, 1986; Степанов, Моисеенко, 1993). Ртутная минерализация на Коневинском месторождении формируется в составе наиболее поздней теллуридной ассоциации. Следовательно, поступление Hg и Te связано с единым низкотемпературным рудообразующим

процессом. Наличие же повышенных концентраций ртути в самородном золоте объясняется высоким сродством ртути к золоту, и при появлении ртути в системе самородное золото сразу же вступает с ней в реакцию, формируя золото-серебрянотные интерметаллиды и амальгамиды.

Таким образом, Коневинское месторождение отличается необычным минеральным составом, где присутствуют минералы, типоморфные для разных типов золоторудных месторождений: золото-медно-молибден-порфирирового, золото-висмутового, золото-теллуридного и золото-ртутного.

Изотопные составы серы из минералов разных ассоциаций имеют близкие значения, соответствующие мантийной или магматической сере. Значения, характерные для магматических пород, имеет и кислород кварца. Такие значения изотопного состава серы и кислорода характерны для медно-порфирировых месторождений (Грабев, 2009).

Известно, что ранние парагенезисы порфирировых месторождений формируются при температурах 400–600°C (Silitoe, 2010). К примеру, установлено, что формирование кварц-молибденитовых прожилков Бугдаинского золото-медно-молибден-порфирирового месторождения происходило при температурах 560–300°C (Коваленкер и др., 2011). Близкие температуры предполагаются и для образования кварц-пирит-молибденитовой ассоциации Коневинского месторождения. Формирование этой ассоциации связывается с автотетасоматическими процессами при кристаллизации Сайлагского массива, что выразилось в площадной калишпатизации и березитизации пород и формировании прожилково-вкрапленного оруденения. Согласно геохронологическим данным, кристаллизация гранитоидов происходила в интервале 441–445 млн лет.

Появление кварц-золото-пиритовой и золото-полисульфидной ассоциаций связано с формированием кварцевых жил и жильных зон при заложении двух систем разрывных нарушений – субширотной и северо-западной. Однако непосредственные наблюдения, к какой из этих систем относится та или другая минеральная ассоциация, отсутствуют. Поскольку кварц-золото-пиритовая ассоциация отчетливо более ранняя, то можно предполагать, что ее формирование связано с более ранней системой нарушений, коей является субширотный Жомболокский глубинный разлом. Однако прямых доказательств или опровержений этого тезиса нет.

Температурные условия формирования указанных минеральных ассоциаций можно оценить лишь по косвенным данным, поскольку прямые определения температур гомогенизации ФВ в кварце отражают наиболее поздний этап рудообразования. Полученные ранее температуры фор-

мирования золото-пиритовой ассоциации для проявлений золото-порфирирового типа Тисса-Сархойского золоторудного узла имеют значения более 325°C (Дамдинов и др., 2007). По экспериментальным данным, гомогенный твердый раствор тетраэдрита стабилен при температурах 127.5–359°C (Мозгова, Цепин, 1983). Выше и ниже этих температур твердый раствор распадается. Поскольку в нашем случае продукты распада в аншлифах не фиксируются, следовательно, можно определить предельные температурные условия формирования блеклых руд и, соответственно, золото-полисульфидной ассоциации, куда входят блеклые руды.

Внедрение даек вулканоплутонической ассоциации происходило около 324 млн лет назад по тем же системам нарушений, которые вмещают жильные зоны, что обусловило наблюдаемые взаимоотношения даек и рудных зон. Под воздействием относительно низкотемпературных флюидов, привнесенных вулканоплутонической ассоциацией, происходило формирование эпиптермального парагенезиса с минералами Hg и теллуридами. Известно, что формирование теллуридной минерализации происходит в интервале температур 110–280°C (Бортников и др., 1988). Изучение флюидных включений из рудного кварца показало, что гомогенизация включений происходит при температурах 160–206°C. Эти значения отвечают минимальной температуре рудообразующих гидротермальных растворов и соответствуют температурам формирования эпиптермальных руд, следовательно, под действием поздних флюидов, происходила и трансформация кварца. Гидротермальные растворы изученных ФВ среднеконцентрированные (13.94–15.96 мас. % экв.-NaCl), не содержат CO<sub>2</sub>, с малоплотной газовой фазой. В солевом составе растворов включений, вероятнее всего, преобладает NaCl.

На основе полученных данных предлагается следующая генетическая схема формирования Коневинского золоторудного месторождения. Учитывая, что граниты Сайлагского массива повсеместно обогащены золотом и сопутствующими рудными компонентами, кроме того, массив окружен проявлениями Au–Ag-полиметаллического состава, можно предположить, что гранитный расплав был обогащен рудообразующими компонентами, что выразилось в кристаллизации рудных минералов (молибденит, халькопирит, пирит) и формировании золото-медно-молибден-порфирировой рудно-магматической системы в виде прожилково-вкрапленного оруденения в гранитоидах. Затем, после кристаллизации массива, в связи с формированием двух систем разрывных нарушений, произошло образование жильных кварц-золото-пиритовой и золото-полисульфидной ассоциаций. Появление Hg–Te-содержащей поздней ассоциации связано с внед-

рением даек вулcano-плутонической ассоциации, привносом в систему таких элементов, как Hg и Te, и формированием эпитеpмального оруденения. Ртуть, в силу своей высокой активности, при поступлении в систему сразу связывается с минералами, в первую очередь с золотом, либо с теллуpом и некоторыми другими соединениями (например, блеклыми рудами).

Известно, что в ряде случаев порфиpовые и эпитеpмальные месторождения представляют собой разные гипсометрические уровни единых рудно-магматических систем и выделяются в качестве комплексных порфиpово-эпитеpмальных систем, где происходит постепенная смена минеральных ассоциаций от гипабиссальных до близповерхностных (Коваленкер и др., 2006; Silitoe, 1983; и др.). Однако в данном случае мы имеем дело с разновозрастными этапами рудообразования. Первый этап соответствует возрасту около 440 млн лет и связан с магматизмом в активной континентальной окраине Тувино-Монгольского палеомикроконтинента, где формируется плутоногенное золото-медно-молибден-порфиpовое оруденение. Второй этап связан с внедрением даек вулcano-плутонической ассоциации карбонового возраста (324 млн лет), в ходе которого в систему привносятся такие элементы, как Hg и Te, и формируется эпитеpмальный золото-ртутно-теллуридный парагенезис.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 13-05-12056, № 14-05-00339, № 15-05-06950).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Миронов А.Г. и др.* Золотое оруденение в кремнисто-карбонатных породах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 5. С. 497–510.
- Борисенко А.С., Наумов Е.А., Оболенский А.А.* Типы золото-ртутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 342–354.
- Бортников Н.С., Крамер Х., Генкин А.Д. и др.* Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (Республика Куба) // Геология руд. месторождений. 1988. № 2. С. 49–61.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др.* Условия зарождения и эволюция гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003.
- Гармаев Б.Л., Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г.* Золото-висмутовое проявление Пограничное (Восточный Саян): вещественный состав и связь с магматизмом // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 6. С. 533–545.
- Горячев Н.А., Гамянин Г.Н.* Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России: Тр. 3-го Всеросс. Симп. “Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология” (Улан-Удэ, 2004 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. С. 50–62.
- Грабежьев А.И.* Sr–Nd–С–О–Н–S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфиpовых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.
- Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Миронов А.Г. и др.* Благороднометалльная минерализация в родингитах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 5. С. 277–287.
- Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г., Борисенко А.С. и др.* Состав и условия формирования оруденения золото-теллуридного типа в Тисса-Сархойской золотоносной провинции (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 8. С. 833–847.
- Дамдинов Б.Б., Рошкеттаев П.А., Жмодик С.М. и др.* Интерметаллиды системы Au–Ag–Hg в рудах Коневинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Записки РМО. 2012. № 3. С. 50–60.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Бобрик О.М. и др.* Два типа золото-порфиpовых систем Восточного Саяна // Золоторудные месторождения Востока России: Тр. 3-го Всеросс. Симп. “Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология” (Улан-Удэ, 2004 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. С. 74–87.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С.* Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2008.
- Золото Бурятии. Кн. 1. Структурно-металлогеническое районирование, геологическое строение месторождений, ресурсная оценка / Авторы Рошкеттаев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000.
- Коваленкер В.А., Борисенко А.С., Прокофьев В.Ю. и др.* Золотоносные порфиpово-эпитеpмальные рудообразующие системы: особенности минералогии руд, флюидный режим, факторы крупномасштабного концентрирования золота // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Новосибирск: Акад. изд-во “Гео”, 2006. С. 103–104.
- Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л. и др.* Минералогия и условия формирования руд золотоносного W–Mo-порфиpового Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 107–142.
- Константинов М.М.* Золотое и серебряное оруденение вулcanoгенных поясов мира. М.: Недра, 1984.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфиpовые месторождения мира. М.: Недра, 1986.
- Крылова В.В., Сандомирская С.М., Чувикина Н.Г.* Олово, свинец и интерметаллические соединения в рудах месторождений золото-серебряной формации // Минералогические исследования месторождений цветных и благородных металлов. М.: Недра, 1979. С. 22–27.
- Миронов А.Г., Жмодик С.М.* Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Во-



- сточный Саян, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.
- Мионов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч. и др.* Таинское золоторудное месторождение (Восточный Саян, Россия) – редкий тип золото-порфировой формации // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43. № 5. С. 395–413.
- Мионов А.Г., Жмодик С.М., Боровиков А.А. и др.* Золото-сульфидное месторождение Каменное (Северное Забайкалье, Россия) – представитель рифейского эпитептермального золото-теллуридно-серебряного оруденения // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 5. С. 407–426.
- Мозгова Н.Н., Цепин А.И.* Блеклые руды (особенности химического состава и свойств). М: Наука, 1983.
- Мурзин В.В., Малюгин А.А.* Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987.
- Мурзин В.В., Покровский П.В., Молошаг В.П.* Ртуть в самородном золоте Урала и ее типоморфное значение // Геология руд. месторождений. 1981. № 4. С. 86–91.
- Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М.* Ртутистое золото // Докл. АН СССР. 1979. Т. 26. № 3. С. 702–705.
- Озерова Н. А.* Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986.
- Покровский П.В., Берзон Р.О., Мурзин В.В. и др.* Ртуть-содержащее самородное золото некоторых месторождений Урала // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1976. Свердловск, 1977. С. 79–81.
- Степанов В.А., Моисеенко В.Г.* Геология золота, серебра и ртути. Ч. 1. Золото-ртутные месторождения. Владивосток: Дальнаука, 1993.
- Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
- Федотова А.А., Хаун Е.В.* Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002.
- Brown P.E.* FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // Amer. Miner. 1989. V. 74. P. 1390–1393.
- Hedenquist J. W., Arribas A. R., Eliseo G.-U.* Exploration for Epithermal Gold Deposits // SEG Reviews. 2000. V. 13. P. 245–277.
- Kerrich R., Wyman D.A.* Review of development in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration // Australian J. of Earth Sciences. 1997. V. 44. P. 465–487.
- Lang J. R., Baker T.* Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Miner. Deposita. 2001. № 36. P. 477–489.
- Leistel J.M., Marcoux E., Deschamps Y., Joubert M.* Anti-thetic behaviour of gold in the volcanogenic massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt // Miner. Deposita. 1998. Vol. 33. № 1–2. P. 82–97.
- Lindgren, W.* Mineral deposits. New York: McGraw-Hill, 1933.
- Moëlo Y., Makovicky E., Mozgova N. N. et al.* Sulfosalt systematics: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy // Eur. J. Mineral. 2008. V. 20. P. 7–46.
- Nisten P.* Gold in the volcanogenic mercury-rich sulfide deposit Langsele, Skellefte ore district, northern Sweden // Miner. Deposita. 1986. № 21. P. 116–120.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. № 4. P. 956–983.
- Sillitoe R. H.* Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper systems // Econ. Geol. 1983. V. 78. P. 348–352.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // Econ. Geol. 2010. V. 105. P. 3–41.