

УДК 553.411

ЗУН-ОСПИНСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, СОСТАВ РУД И ГЕНЕЗИС

© 2018 г. Б. Б. Дамдинов*, Л. Б. Дамдинова

Геологический институт СО РАН
670047 Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а
*E-mail: damdinov@mail.ru

Поступила в редакцию 27.10.2015 г.

В статье рассмотрены особенности геологического строения и вещественного состава руд Зун-Оспинского золоторудного месторождения, расположенного вблизи Оспинского офиолитового покрова в юго-восточной части Восточного Саяна. Месторождение приурочено к зоне тектонического меланжа и имеет отчетливый структурный контроль оруденения. Минералогическими исследованиями установлены три последовательных минеральных ассоциации: золото-кварц-пиритовая, золото-кварц-полисульфидная и серебро-сульфосольная, формирование которых происходило, в интервале температур 380–170 °С. Руды отлагались из низкоконцентрированных (5.2–14.2 мас.% экв. NaCl) растворов, не содержащих CO₂, в солевом составе которых преобладали хлориды Mg и Fe, с небольшой примесью хлоридов Na и K. Главные минералы руд – пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, в качестве второстепенных диагностированы пирротин, пентландит, хизлевудит, блеклые руды (теннантит, фрейбергит), сульфосоли Ni и Ag (ульманнит, миаргирит, полибазит, стефанит), сульфиды Ag (маккинстриит, аргентит), минералы золота, представленные электрумом, кюстелитом и средне-низкопробным золотом. Геологические, минералого-геохимические и изотопные характеристики руд свидетельствуют о метаморфогенно-гидротермальном генезисе оруденения, связанном с формированием зоны меланжа, слагающей дуплексную сдвиговую структуру. Источниками рудообразующих компонентов являются вмещающие литокомплексы, подверженные тектоническим деформациям, среди которых преобладали породы офиолитовой ассоциации, содержащие фрагменты первичных гидротермально-осадочных руд, с примесью гранитоидов и терригенно-карбонатных отложений. Позднепалеозойский (352 млн лет) возраст оруденения отражает этап постколлизийных сдвиговых деформаций, развитых в пределах всего Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Ключевые слова: Юго-восточная часть Восточного Саяна, Зун-Оспинское золоторудное месторождение, меланж, минералогия, геохимия, метаморфогенно-гидротермальный генезис.

DOI: 10.7868/S0016777018030048

ВВЕДЕНИЕ

Среди золоторудных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна известны объекты различных типов, отличающиеся как условиями формирования, так и вещественным составом руд. Однако вопрос о генезисе разных типов оруденения до сих пор окончательно не решен. В ряде случаев более или менее достоверно фиксируется их генетическая или парагенетическая связь с гранитоидными телами (Коневиновское, Таинское месторождения и др.), некоторые месторождения отнесены к полигенным (Зун-Холбинское месторождение), некоторые связываются с формированием близповерхностных гидротермальных систем (Южное, Зеленое, Динамитное месторождения и др.) (Айриянц и др., 2007; Гордиенко и др., 2016;

Дамдинов и др., 2016; Миронов и др., 2001; Миронов, Жмодик, 1999). Однако существует ряд месторождений с неясной генетической природой, одним из которых является Зун-Оспинское, открытое в 1961 г. геологом В.В. Левицким. С тех пор на нем проводились поисково-разведочные работы в 60-х и 90-х гг. XX в., которые с перерывами продолжаются и в настоящее время. Особенности состава и генезиса месторождения в литературе не освещены, за исключением отдельных упоминаний в некоторых публикациях (Золото Бурятии, 2000; Миронов, Жмодик, 1999; Гордиенко и др., 2016). Зун-Оспинское золоторудное месторождение по сумме запасов относится к средним, однако оно недоизучено на глубину и фланги. В металлогенном отношении месторождение приурочено

к Оспинскому рудному узлу, являющемуся восточным продолжением Урик-Китойской золоторудной зоны (Миронов, Жмодик, 1999).

Целью данного исследования является установление особенностей геологического положения и вещественного состава руд Зун-Оспинского золоторудного месторождения для выяснения его генетической природы. Для этого были решены следующие задачи: изучено геолого-структурное положение месторождения; выявлены минералого-геохимические особенности руд; проведены изотопно-геохимические исследования; определены температурные условия формирования оруденения и солевой состав рудообразующих растворов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе полевых работ на месторождении проводились геологические наблюдения взаимоотношений руд и вмещающего субстрата, сопровождавшиеся отбором образцов и штучных проб.

Химический состав, содержания элементов-примесей, а также Au и Ag в породах и рудах определялись силикатным анализом, атомно-абсорбционным, рентгено-флюоресцентным и химико-спектральными методами в ГИН СО РАН, аналитики Б.Ж. Жалсараев, А.А. Цыренова и др. Изотопный состав серы и кислорода определялся в ДВГИ ДВО РАН (аналитик Т.А. Веливецкая) и ГИН СО РАН (аналитик В.Ф. Посохов).

Изучение петрографических шлифов и аншлифов проводилось на поляризационных микроскопах Olimpus VX51 и Полам Р-312. Химический состав рудных минералов исследовался в ГИН СО РАН на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430 с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy, аналитики С.В. Канакин, Е.А. Хромова, часть анализов заимствована из результатов работ производственных организаций (Поселенов и др., 2012ф).

Геохронологические исследования проведены в ГИН СО РАН (U-Pb датирование циркона, аналитики В.Б. Хубанов, М.Д. Буянтуев) и ИГМ СО РАН (Ar-Ar датирование по мусковиту, аналитики А.В. Травин, Д.С. Юдин). Применяемые аналитические методики описаны в работах (Травин и др., 2009; Хубанов и др., 2016).

Для термобарогеохимических исследований флюидных включений (ФВ) минералообразующих сред были использованы традиционные методы термо- и криометрии с помощью микротермокамеры Linkam THMSG-600 с диапазоном измерений температур в интервале от -196 до $+600$ °С, с программным обеспечением LinkSys-32 (ГИН СО РАН). Общая соленость растворов

(экв. NaCl) определялась на основе данных криометрии, согласно работе (Vodnar, Vityk, 1994).

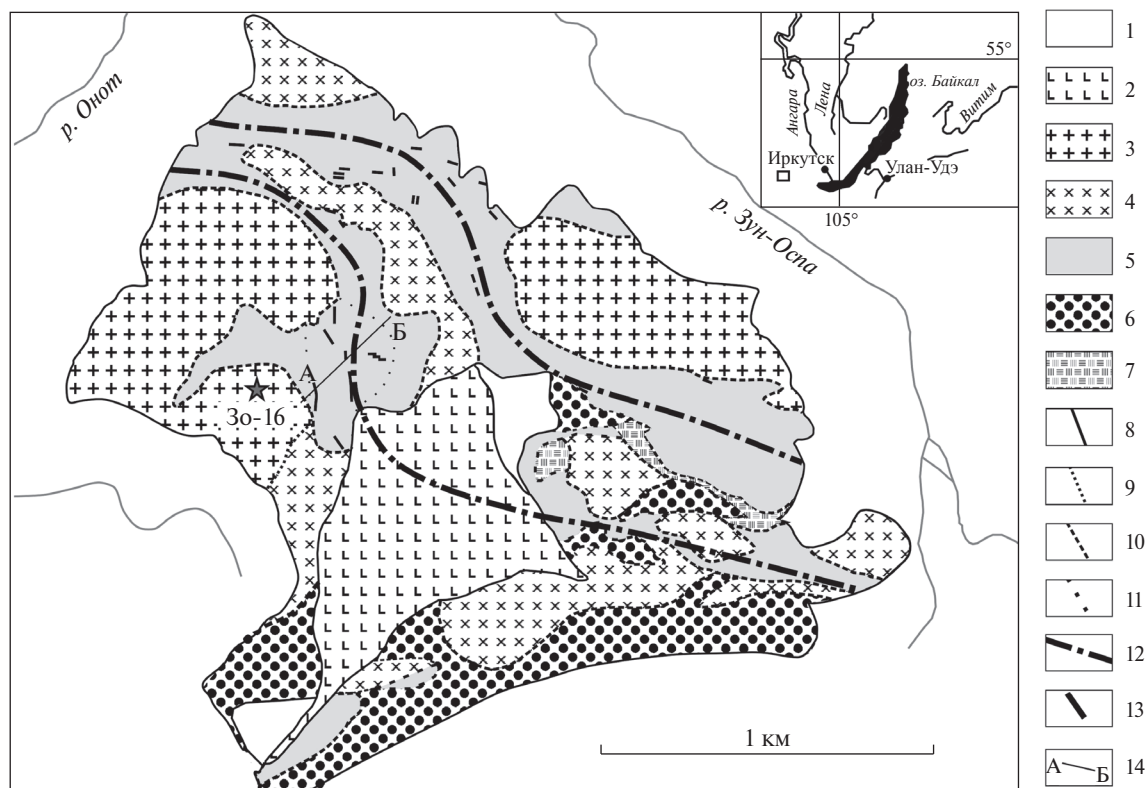
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основными макроструктурными единицами юго-восточной части Восточного Саяна, в ближайшем окружении Зун-Оспинского золоторудного месторождения, являются Гарганская “глыба” – выступ кристаллического фундамента Тувино-Монгольского палеомикроконтинента архейского возраста, с сохранившимся на ней неопротерозойским платформенным карбонатным чехлом (иркутская свита), обдуцированные на эту структуру офиолиты и неоавтохтонные терригенные породы (Геология и рудоносность..., 1989; Гордиенко и др., 2016). Возраст офиолитов оценивается в интервале более 1000–800 млн лет (Кузьмичев, Ларионов, 2013; Khain *et al.*, 2002). Все эти комплексы прорываются интрузивными породами (преимущественно гранитоидами) различного возраста и генезиса.

Месторождение расположено в приконтактовой части гранитоидного массива, вблизи западной оконечности Оспинского офиолитового покрова (Оспинско-Китойского ультрабазитового массива), среди покровно-меланжевых образований, в которые вовлечены отложения ильчирской толщи, оспинской свиты, базит-ультрабазиты офиолитового комплекса и гранитоиды, отнесенные к сумсунурскому интрузивному комплексу (фиг. 1). Центральная часть месторождения перекрыта покровом неогеновых оливиновых базальтов.

Ильчирская толща сложена преимущественно черными углеродисто-слюдисто-кремнистыми, углеродисто-глинисто-карбонатными, углеродисто-карбонатно-кремнистыми, кварц-амфибол-слюдистыми с отдельными прослоями углеродистых известняков, мергелей, серо-зеленых метазэфузивов и кварцсодержащих мелкозернистых песчаников. В подчиненном количестве присутствуют зеленовато-серые слюдисто-хлорит-карбонатные, хлорит-актинолитовые, кварц-хлоритовые сланцы. В верхней части толщи присутствуют меланжево-олистоостромовые горизонты с олистолитами пород иркутской свиты (известняки, доломиты) и офиолитовой ассоциации (в различной степени серпентинизированные гипербазиты). Контакты с нижележащей иркутской свитой повсеместно тектонические (Скопинцев и др., 2013ф).

Оспинская свита представляет собой терригенно-вулканогенный компонент офиолитовой ассоциации. В состав свиты входят метагаббро, метабазиты и тефроиды, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации регионального



Фиг. 1. Схема геологического строения центральной части Зун-Оспинского золоторудного месторождения (составлена по материалам Ю.И. Куликова, 1999ф). 1 – современные отложения нерасчлененные; 2 – неогеновые базальты; 3 – плагиограниты, гранодиориты; 4 – диориты, габбродиориты; 5 – тектониты зон меланжа нерасчлененные; 6 – серпентинитовый меланж (подошва офиолитового покрова); 7 – тальк-карбонатные породы; 8 – границы между разновозрастными образованиями; 9 – границы фациальных переходов; 10 – границы тектонических зон; 11 – контуры рудной зоны № 1; 12 – общее простирание осевой части зоны меланжа; 13 – жилы кварцевого и кварц-сульфидного состава (вне масштаба); 14 – линия геологического разреза, показанного на фиг. 3; звездочкой показано место отбора пробы гранитов для U-Pb датирования (проба 30-16).

метаморфизма; верхнюю толщу слагают известняково-черносланцевые отложения с горизонтами основных вулканитов и олигомиктовых песчаников (Куликов и др., 1999ф).

Ультрабазиты на площади месторождения изменены до серпентинитов, лиственитов и тальк-карбонатных пород, первичные породы отсутствуют. Серпентиниты входят в состав Оспинско-Китойского ультрабазитового массива (покрова), который ограничивает с юго-востока рудное поле месторождения, тогда как в зонах тектонитов ультрабазиты превращены в листвениты, слагающие будины, и тальк-карбонатные породы, образующие матрикс меланжа. Основные породы изменены вторичными и метаморфическими процессами и превращены в пропилиты и милониты кварц-серицит-эпидот-хлоритового состава, хлоритолиды. Неизменные разности базитов практически не отмечаются.

Гранитоиды отнесены к *сумсунурскому комплексу*, являющемуся типичным представителем

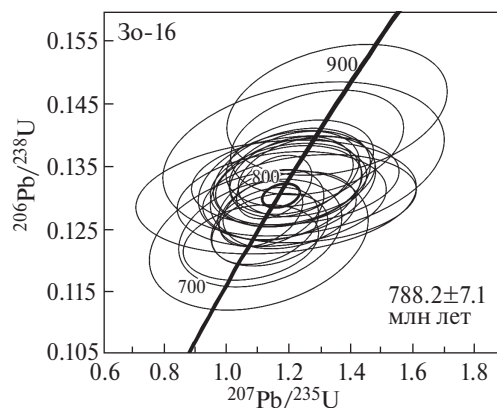
тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии, возраст которого оценивается в 790 млн лет (Кузьмичев, 2004). Наиболее распространены зеленовато-серые среднезернистые гранитоиды. Породы сложены преимущественно плагиоклазом (40–60%), в разной степени серицитизированным, кварцем (10–25%), образующим выделения неправильной изометричной формы и темноцветными минералами (10–15%) – роговой обманкой, биотитом, причем последний обычно резко преобладает. Калиевый полевой шпат представлен единичными зернами решетчатого микроклина. Темноцветы интенсивно замещаются хлоритом, тремолитом, эпидотом. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, циркон, ортит, реже – сфен, ксенотим. Содержания SiO_2 в породах составляют от 59.1 до 65.80 мас.%, что соответствует составу кварцевых диоритов и гранодиоритов (табл. 1). Породы имеют натриевую специализацию, Na/K отношения варьируют в пределах 1.22–2.96, причем минимальные значения характерны для интенсивно милонитизированных гранитоидов, обогащенных

Таблица 1. Химический состав гранитоидов

Образец	zo-229	zo-240	zo-244	zo-260	zo-261	zo-28	zo-37
SiO ₂	62.30	64.10	64.00	65.80	59.10	64.00	63.50
TiO ₂	0.56	0.49	0.47	0.41	0.50	0.46	0.49
Al ₂ O ₃	15.70	15.90	15.80	16.50	15.60	15.70	15.10
Fe ₂ O ₃	2.34	0.95	0.88	1.67	0.97	1.20	2.04
FeO	3.88	3.38	3.56	2.32	4.60	3.27	2.97
MnO	0.10	0.07	0.07	0.06	0.10	0.05	0.09
MgO	2.33	1.60	1.80	1.52	2.25	1.80	1.83
CaO	5.19	2.85	2.75	4.19	4.95	2.80	3.64
Na ₂ O	3.82	3.92	3.69	3.19	2.87	4.21	3.80
K ₂ O	1.29	2.65	2.55	1.84	2.36	1.91	2.59
P ₂ O ₅	0.18	0.16	0.18	0.14	0.18	0.13	0.12
ппп	2.21	4.25	4.50	2.14	6.50	4.12	3.35
Сумма	99.90	100.32	100.25	99.78	99.98	99.65	99.52
Ba	410	1150	850	770	860	810	880
Rb	24	48	44	29	40	26	55
Sr	430	200	204	390	325	190	340
Nb	5	4	4	5	3	6	5
Zr	120	124	94	81	69	74	137
Y	14	9	9	9	14	15	16
Cr	173	63	150	530	133	88	111
Ni	34	15	18	17	20	16	19
Co	17	12	12	10	17	10	14
V	118	74	73	59	112	75	95
Cu	76	26	12		20	0	18
Pb	32	19	36	10	130	7	17
Zn	38	43	215	32	52	55	43
Sn	2						
Mo	5						2
La	16	25	31	26	24	22	24
Ce	34	41	45	42	42	30	41
Na/K	2.96	1.48	1.45	1.73	1.22	2.2	1.47

серицитом. Породы характеризуются относительно низкими содержаниями некогерентных элементов. Возраст, определенный нами путем U-Pb датирования цирконов, показал значение 788.2 ± 7.1 млн лет и согласуется с ранее определенным возрастом гранитоидов сумсунурского интрузивного комплекса (фиг. 2, табл. 2). Кроме того, на площади месторождения в небольшом количестве присутствуют измененные габбро-диориты первой фазы сумсунурского комплекса.

Большая часть изверженных пород подвержена милонитизации и катаклазу, что выражается в развитии ориентированных секущих прожилковидных тонкозернистых агрегатов кварц-эпидот-цоизит-серицитового состава, появлении ориентировки



Фиг. 2. Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитоидов.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопного датирования гранитов (проба Зо-16) из рудного поля Зун-Оспинского месторождения по цирконам методом LA-ICP-MS

№	Pb^{207}/U^{235}	1σ	Pb^{206}/U^{238}	1σ	Rho	Возраст по Pb^{207}/U^{235}	1σ	Возраст по Pb^{206}/U^{238}	1σ	D
1	1.214	0.0809	0.133	0.0026	0.298	807	37.08	804.9	15.05	0.2609
2	1.3599	0.1447	0.1437	0.0043	0.28	871.8	62.24	865.7	24.14	0.7046
3	1.2256	0.1367	0.1325	0.0029	0.1956	812.4	62.35	802	16.46	1.2968
4	1.1957	0.0994	0.131	0.0033	0.3049	798.6	45.98	793.3	18.9	0.6681
5	1.1135	0.1071	0.124	0.0035	0.2961	759.9	51.43	753.7	20.22	0.8226
6	1.2057	0.0964	0.1317	0.0026	0.247	803.2	44.36	797.7	14.82	0.6895
7	1.2221	0.0858	0.1336	0.0027	0.2887	810.7	39.22	808.6	15.39	0.2597
8	1.296	0.114	0.1385	0.0034	0.2816	844	50.39	836.3	19.43	0.9207
9	1.1639	0.1839	0.1298	0.0037	0.1814	783.8	86.31	786.6	21.23	-0.356
10	1.2395	0.0971	0.1352	0.0028	0.2682	818.6	44.02	817.2	16.1	0.1713
11	1.1574	0.0493	0.1314	0.0021	0.3682	780.7	23.2	795.9	11.72	-1.91
12	1.1998	0.1167	0.1317	0.0036	0.2794	800.5	53.87	797.6	20.41	0.3636
13	1.2145	0.1035	0.1329	0.0032	0.2854	807.2	47.44	804.1	18.4	0.3855
14	1.2526	0.1848	0.1359	0.005	0.2515	824.6	83.29	821.3	28.58	0.4018
15	1.0829	0.0886	0.1226	0.0025	0.2474	745.1	43.17	745.3	14.26	-0.027
16	1.108	0.1439	0.1229	0.0046	0.2869	757.2	69.34	747.2	26.28	1.3383
17	1.1816	0.1377	0.1295	0.0031	0.2048	792	64.07	784.9	17.65	0.9046
18	1.1274	0.0703	0.1252	0.0025	0.3229	766.5	33.55	760.4	14.43	0.8022
19	1.1427	0.0763	0.1245	0.0024	0.285	773.8	36.16	756.6	13.59	2.2733
20	1.1474	0.0695	0.128	0.0025	0.3249	776	32.87	776.5	14.4	-0.064
21	1.2717	0.1406	0.1295	0.0029	0.2004	833.1	62.85	785.2	16.4	6.1004
22	1.2072	0.0875	0.1277	0.0025	0.2722	803.9	40.26	774.8	14.38	3.7558
23	1.1146	0.0548	0.1272	0.0022	0.3456	760.4	26.31	771.6	12.38	-1.452
24	1.203	0.1029	0.1318	0.0027	0.2404	802	47.43	798	15.43	0.5013
25	1.2615	0.09	0.1331	0.0026	0.2738	828.6	40.42	805.3	14.81	2.8933

Примечание. 1σ – стандартное отклонение; Rho – коэффициент корреляции стандартных отклонений; D – дискордантность, отн.%.

выделений кварца, плагиоклаза и темноцветных минералов, увеличении доли серицита, хлорита и кварца в составе породы, вплоть до образования карбонат-хлорит-кварц-серицитовых, карбонат-кварц-серицитовых, кварц-хлоритовых, тремолит-хлорит-кварц-серицитовых бластомилонитов, иногда содержащих редкие реликты плагиоклаза.

Основу структурно-геологического положения месторождения составляет массив гранитоидов, расколотый на блоки, ограниченные зонами меланжа, имеющими преимущественно северо-западное простирание (см. фиг. 1). Центральный блок представляет интрузивный купол, в котором присутствуют апикальная и глубинная фации гранитоидов. Максимальная концентрация рудных жил и зон приурочена к участкам перегиба меланжевой структуры – сдвиговым дуплексам.

Меланж, разделяющий блоки гранитоидов, автокластический, выполнен тектонитами по породам перечисленных выше литокомплексов. Выделяются 4 разновидности меланжа.

Основу меланжа 1 составляют березитоподобные и пропилютоподобные тектониты, вмещающие блоки карбонатных пород, сланцев и апосерпентинитовых тектонитов (лиственитов). Блоки мелкие, количество их в объеме меланжа незначительное (1–2%).

Меланж 2 имеет тот же породный состав, отличаясь размерами блоков (до 40 м в поперечнике) и их количеством в объеме меланжа (до 10–20%). Присутствуют блоки из нескольких петрографических разновидностей.

Меланж 3 полимиктовый, в блоках присутствуют измененные гранитоиды, серпентиниты, листвениты, известняки, кварциты, базиты и др. Матрикс тектонитов пленочный, ленточный, занимает 10–20% объема меланжа.

Матрикс меланжа 4 сложен тальк-карбонатными и гематит-тальк-карбонатными породами, в блоках преобладают измененные гранитоиды.

Фактически, все выделенные разновидности тектонитов представляют собой тектоно-метасоматиты, имеющие близкий породный состав и отличающиеся только по соотношениям пород, слагающих блоки (будины) и вмещающий матрикс тектонитов.

Среди тектоно-метасоматитов выделяются три наиболее распространенные разновидности: 1) апоультрабазитовые листвениты и тальк-карбонатные породы, сложенные кварцем, магниезиальными карбонатами, тальком, с примесью хлорита, фуксита, серицита, пирита, часто окварцованные; 2) березитоподобные тектониты по гранитоидам, представляющие собой кварц-серицитовые,

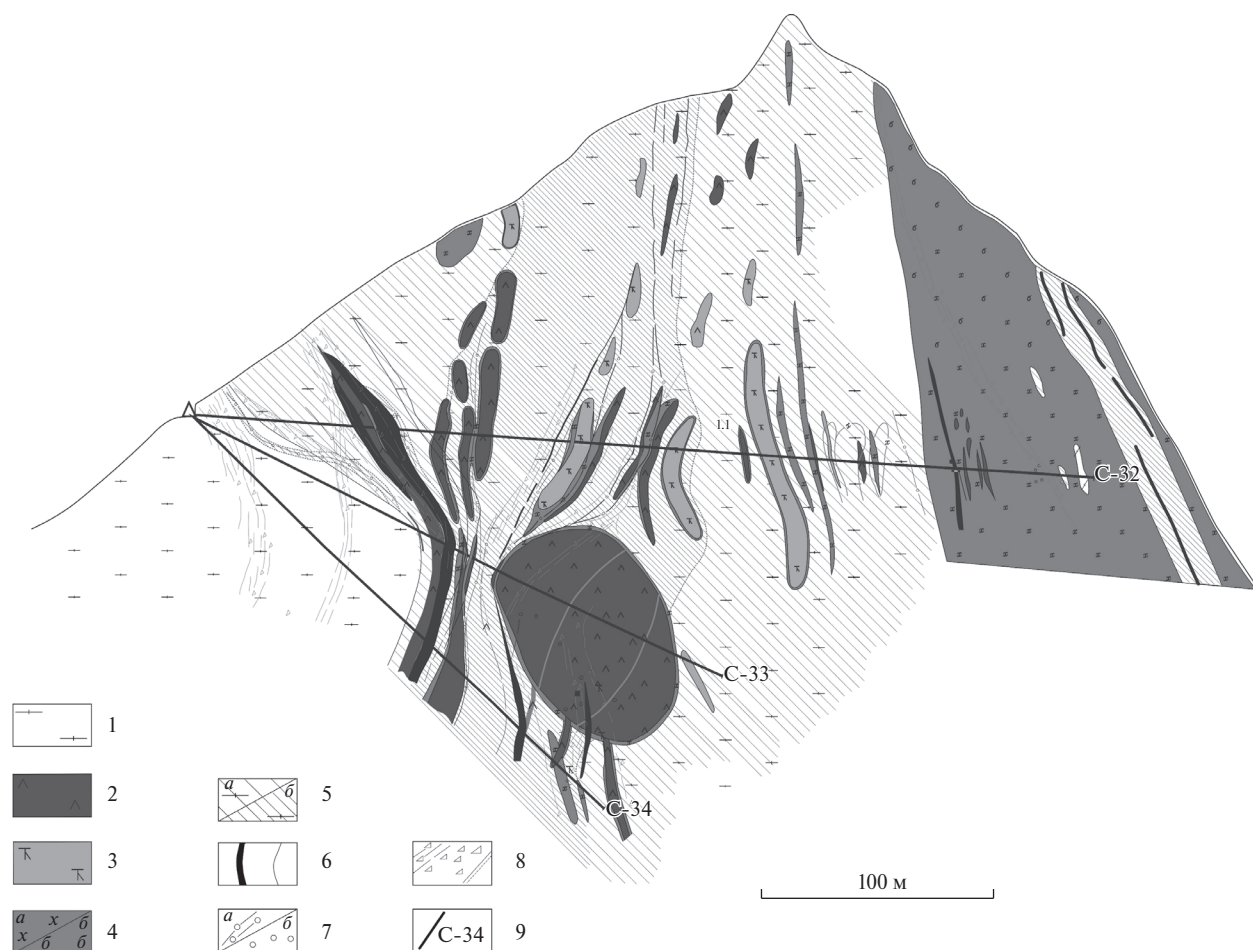
карбонат-кварц-серицитовые, часто окварцованные породы с разными соотношениями кварца и серицита, имеющие ориентированные текстуры; 3) пропилютоподобные тектониты по основным породам, характеризующиеся зеленой окраской вследствие присутствия таких минералов, как хлорит и эпидот, хотя в породах также присутствуют кварц и серицит, также характерны ориентированные текстуры. По химическому составу эти породы соответствуют своим первичным аналогам, отличаться лишь повышенной калиевостью.

С юга месторождение ограничивается зоной серпентинитового меланжа, обрамляющего (подстилающего) покров ультрабазитов Оспинско-Китойского массива. Гипсометрически верхняя часть месторождения перекрыта покровом неоген-четвертичных оливиновых базальтов, в подошве которого развита древняя кора выветривания. Покров базальтов перекрывает центральную часть рудного поля. Следует отметить отсутствие дайковых пород в пределах рудного поля.

Рудовмещающие структуры представляют собой зоны минерализованных тектоно-метасоматитов (см. фиг. 1). Выделены три таких структуры – рудные зоны Главная, Северная и Южная, прослеживающиеся за пределы площади месторождения, образующие в совокупности структуру типа “конский хвост”. Общая протяженность рудных зон – 9 км, промышленные концентрации обнаружены в интервале высот 2000–2600 м. Наиболее перспективная из зон – Главная.

Структура Главной рудной зоны в общем виде такова: на всем ее протяжении трассируется относительно простая слабоветвящаяся зона минерализованных тектонитов или пучок из двух-трех переплетающихся зон. В центральной части рудной зоны структура усложняется – кроме основного рудного тела № 1, появляется серия более мелких минерализованных зон. Видимая мощность тектонических зон колеблется от 200 до 600 метров. Простирание рудной зоны субмеридиональное, обусловленное перегибом субширотной сдвиговой структуры.

Рудные тела представлены сульфидно-кварцевыми жилами с оторочками окварцевания и линзовидными будинообразными телами кварц-сульфидного состава, где содержания кварца и сульфидов варьируют от массивных сульфидных руд до кварц-сульфидных агрегатов с равными количествами кварца и рудных минералов, и малосульфидных кварцевых жил, содержащих отдельные рудные гнезда. Жильные зоны контролируются тектоническими зонами и не выходят за их пределы (фиг. 3). Падение и простирание жил – субсогласно с залеганием тектонитов. Верхние горизонты месторождения представляют собой окисленные



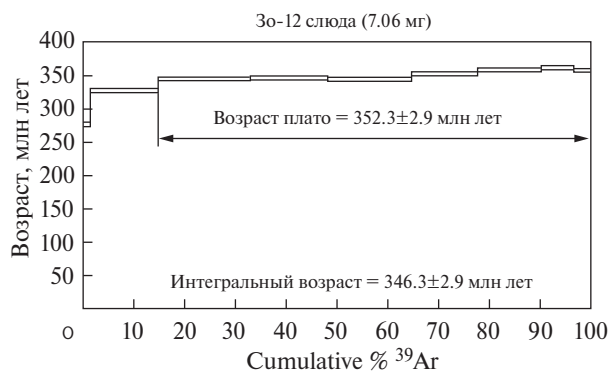
Фиг. 3. Геологический разрез по линии А-Б (составлен по материалам ООО “С/А Китой”, Поселенов и др., 2012ф). 1 – измененные катаклазированные гранитоиды; 2 – листвениты кварц-карбонатные и карбонат-кварцевые; 3 – тальк-карбонатные и карбонат-тальковые породы, талькиты; 4 – тектоно-метасоматиты пропилитоподобные: кварц-карбонат-хлоритовые (а), кварц-карбонат-биотитовые (б); 5 – тектоно-метасоматиты березитоподобные: а – карбонат-серицит-хлорит-кварцевые, б – хлорит-серицит-кварцевые и серицит-кварцевые; 6 – кварцевые жилы и прожилки; 7 – окварцевание: а – прожилковое, б – линзовидно-гнездовое; 8 – зоны дробления, брекчирования, тектонические швы с глиной трения; 9 – проекции скважин и их номера.

руды, сложенные преимущественно агрегатами кварц-лимонитового и кварц-гематит-лимонитового состава с малахитом и азурином. В окисленных рудах на месторождении концентрируются самородное золото, кюстелит и минералы серебра (самородное серебро, аргентит и др.), однако зона окисления в рамках настоящей работы не рассматривается.

Нами была изучена наиболее крупная и богатая рудная зона № 1 (Ананинская), представляющая собой кварц-сульфидное тело с кварцевожилковой зоной в центральной части месторождения, вблизи покрова неогеновых базальтов. Кварц-сульфидное тело состоит из серии будин, прослеженных на расстояние до 50 м, мощность тела достигает 8 м в поперечнике. Кварцевые жилы имеют мощность до 0,8 м и прослеживаются на расстояние до 10–15 м. Жильный кварц образует

мелко-среднезернистый агрегат мозаичной структуры с редкими выделениями хлорита, серицита и карбонатов. Жилы обрамляются оторочками окварцованных пород, сложенных разномозаичной кварцем с аллотриоморфнозернистой микроструктурой, хотя часть жил отчетливых околожилковых оторочек не имеет, а заключена непосредственно среди тектонитов по породам различного состава, в которых отмечаются лишь тонкие (менее 1 см) оперяющие и послойные прожилки сульфидно-кварцевого состава. Нередко жилы группируются в прожилково-жилковые зоны общей мощностью до первых метров.

Возраст руд определялся путем Ag-Ag-датирования Sr-мусковита (фуксита) из околожилковых тектонизированных лиственитов. Полученное значение возраста соответствует раннему карбону – 352,3 млн лет (фиг. 4). Как видим, возраст руд намного отличается



Фиг. 4. Ag-Ag возрастное плато для слюды из около-жильного тектонизированного лиственита.

от возраста гранитоидов сумсунурского комплекса, присутствующих в рудном поле.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

На Зун-Оспинском месторождении можно выделить два главных морфологических типа золотого оруденения: 1 — малосульфидные кварцевые жилы с оторочками окварцевания; 2 — кварц-полисульфидные минерализованные зоны (будинированные тела кварц-полисульфидных руд). В составе кварц-полисульфидных тел различаются участки, сложенные преимущественно пиритом и участки, сложенные полисульфидной (халькопирит-пирит-сфалерит-галенитовой) ассоциацией. Слабо золотоносными являются также зоны сульфидной вкрапленности и кварцевого прожилкования в тектонитах и метасоматитах.

Рудный кварц макроскопически мелкозернистый, имеет серый, светло-серый, реже молочно-белый цвет. При микроскопических наблюдениях отмечаются две разновидности кварца. Крупнозернистый кварц слагает кварцевые жилы с относительно малым количеством рудных минералов. Крупные (до 5–7 мм) зерна кварца имеют изометричную форму и сглаженные очертания, с ровными краями зерен, с отчетливо выраженным волнистым угасанием, подчеркивающим катаклическую микроструктуру. Крупные выделения кварца, как правило, интенсивно трещиноваты, а трещины залечены агрегатом тонкозернистого кварца (размерность зерен — 10–30 мкм). Другая разновидность кварца — мелкозернистый (около 0.1–0.2 мм) агрегат с редкими выделениями относительно крупных зерен. Зерна имеют изометричную форму с зазубренными извилистыми краями, также характеризуются волнистым погасанием. Таким кварцем сложены кварц-полисульфидные минерализованные зоны.

Руды характеризуются относительно простым минеральным составом, где преобладают

минералы золото-полисульфидной ассоциации — пирит, халькопирит, галенит, сфалерит. В качестве второстепенных минералов диагностированы пирротин, пентландит, хизлеудит, блеклые руды (теннантит, фрейбергит), сульфосоли Ni и Ag (ульманнит, миаргирит), сульфиды Ag (полибазит, маккинстриит, стефанит, аргентит), самородное золото, кюстелит, самородное серебро. Представительные химические составы рудных минералов приведены в таблице 3.

Наиболее распространенным минералом в рудах является *пирит*, слагающий идиоморфные или гипидиоморфные кристаллы, агрегаты неправильных изометричных зерен (фиг. 5а). Пиритовые руды слагают минерализованные зоны окварцевания с прожилково-вкрапленным характером распределения рудных минералов, либо кварц-пиритовые жилы и прожилки с гнездами мономинерального пиритового агрегата. Структурное травление пиритовых агрегатов свидетельствует о наличии двух генераций пирита. Пирит-1 встречается в виде реликтов округлой, либо неправильной формы в зернах пирита-2, в составе мономинеральных кварц-пиритовых жил и прожилков и не содержит микровключений сульфидных минералов (фиг. 5б). В полисульфидных рудах пирит-2 часто корродируется агрегатами галенита, сфалерита, халькопирита, вплоть до образования скелетных зерен, либо содержит многочисленные включения вышеперечисленных сульфидов (фиг. 5в, г). Данные по химическому составу, из-за высокого предела обнаружения анализа, не позволяют найти отличия между пиритами разных генераций.

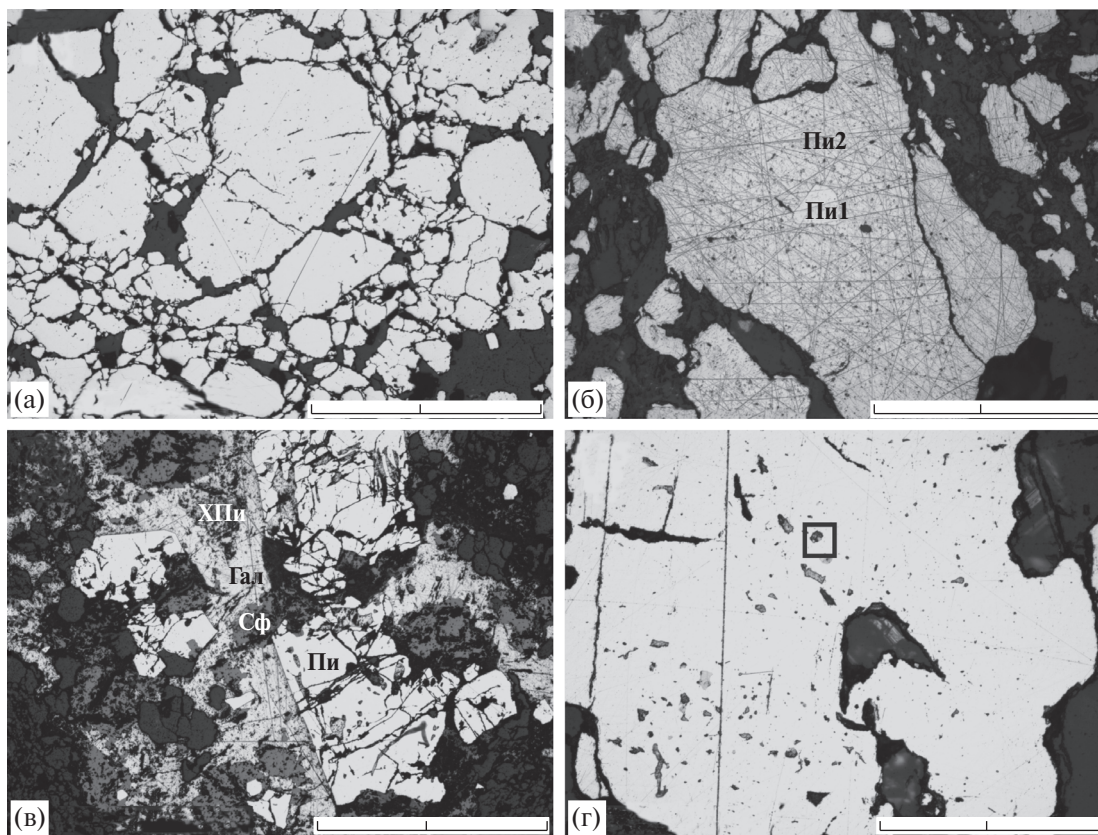
Галенит и *сфалерит* слагают совместные агрегаты, с разными соотношениями этих минералов. Зерна сфалерита имеют округлую изометричную форму и всегда более идиоморфны, чем зерна галенита. Последние слагают аллотриоморфные агрегаты, либо заполняют промежутки между выделениями сфалерита (фиг. 6а). Однако такие признаки, как ровные границы, отсутствие следов коррозии или замещения сфалерита, позволяют сделать вывод о синхронной кристаллизации этих минералов. Большой, относительно галенита, идиоморфизм сфалерита объясняется его относительно высокой кристаллизационной способностью. Галенит характеризуется своим стехиометрическим составом, примесей на уровне чувствительности анализа (первые десятые доли %) не обнаружено. Сфалерит — железистый (до 6.45 мас.% Fe), кроме того, содержит примесь Cd (до 1.45 мас.%), характерно наличие эмульсионной вкрапленности и прожилковидных обособлений халькопирита.

Халькопирит присутствует в двух генерациях: халькопирит-1 — слагает совместные агрегаты с галенитом и сфалеритом, прожилковидные выделения, оторочки и включения в пирите-2, а также

Таблица 3. Представительные химические составы рудных минералов Зун-Оспинского месторождения

№ пробы	Минерал	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ag	Cd	Pb	Sb	As	S	Total
30_225	Халькопирит	31.02			34.02							35.44	100.48
30_225	Халькопирит	31.27			33.89							34.90	100.06
30_210	Халькопирит	31.44			33.16							35.51	100.11
30_225	Галенит								88.61			12.52	101.13
30_225	Пирит	47.44										53.40	100.84
30_210	Пирит	47.50										52.59	100.08
30_210	Теннантит	6.20			37.89	3.81	3.31			5.57	15.26	27.85	99.89
30_210	Теннантит	6.28			38.5	3.68	3.03			6.01	15.67	27.81	100.98
30_225	Фрейбергит	9.19			15.47	0.85	29.52			23.28		22.37	100.68
30_225	Ульманнит	3.50		24.06	3.58					50.67		17.87	99.68
30_225	Ульманнит	0.62	0.48	26.29						58.73		15.33	101.45
30_225	Сфалерит	6.24				58.75		1.45				33.71	100.15
30_225	Сфалерит	6.45				58.88		0.80				33.51	99.64
1*	Стефанит						70.83			15.80		13.37	100
2*	Полибазит				2.95		73.67			10.92		12.46	100
3*	Аргентит (акантит)						83.67					16.33	100
4*	Маккинстриит				11.24		70.31		3.55			14.90	100
5*	Хизлеудит	2.07		72.43								25.50	100
6*	Пентландит	18.66		45.69								35.65	100

Примечание. * – химические составы минералов согласно (Поселенов и др., 2012ф). Анализы выполнены в ГИН СО РАН на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430 с энергодисперсионной приставкой Insa-Energy, аналитики С.В. Канакин, Е.А. Хромова.



Фиг. 5. Микрофотографии выделений пирита: а – микроструктура пиритовой руды; б – реликты пирита-1 в зернах пирита-2; в – скелетные кристаллы пирита-2, замещаемого халькопирит-сфалерит-галенитовым агрегатом, г – зерно пирита-2 с многочисленными включениями минералов полисульфидной ассоциации, рамкой показано полиминеральное микровключение состава золото-галенит-сфалерит-халькопирит. Пи – пирит, ХПи – халькопирит, Гал – галенит. Длина масштабной линейки 500 мкм.

присутствует в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите (фиг. 6б). Халькопирит-2 слагает самостоятельные агрегаты с реликтами галенита и сфалерита, либо корродирует галенит-сфалеритовые сростания в виде оторочек (фиг. 6в).

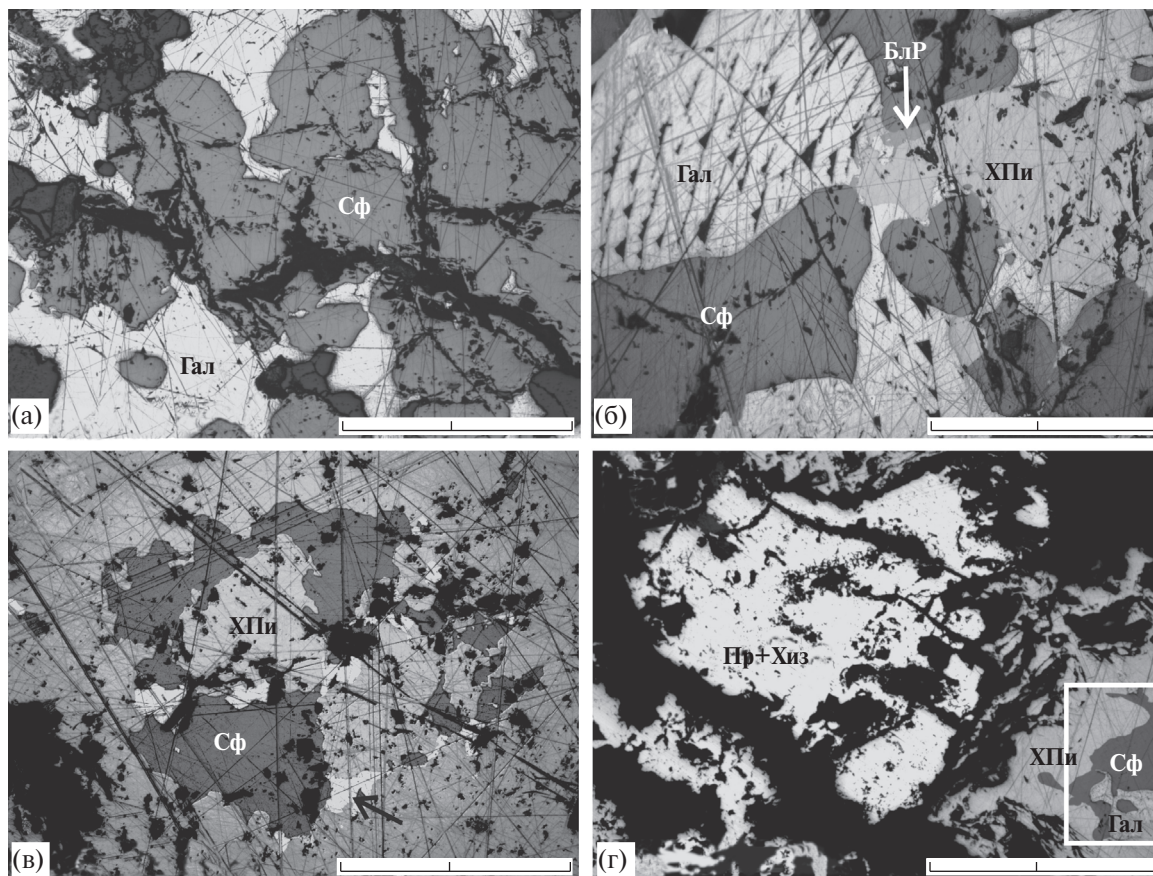
Пирротин совместно с *пентландитом* и *хизлевудитом* встречаются редко и образуют округлые сростания внутри агрегатов халькопирита-2, причем отдельно от халькопирита-2 эти минералы не установлены (фиг. 5г).

Блеклые руды представлены теннантитом (As до 15.67 мас.%, Ag – до 3.31 мас.%) и фрейбергитом (Sb до 23.28 мас.%, Ag до 29.52 мас.%). Они слагают мелкие кристаллические включения в зернах пирита и халькопирита, а также присутствуют в межзерновых пространствах минералов полисульфидной ассоциации – галенита, сфалерита, халькопирита, пирита (см. фиг. 5б).

По данным предшественников (Куликов и др., 1999ф.; Поселенов и др., 2012ф), в рудах присутствуют *сульфоантимониды* и *сульфиды серебра* – полибазит $[Ag_9CuS_4][(Ag,Cu)_6(Sb,As)_2S_7]$, мак-

кинстриит $(Ag,Cu)_2S$, стефанит Ag_5SbS_4 , аргентит (акантит) Ag_2S , слагающие сложные агрегаты, развизающиеся в виде кайм и оторочек по галениту и халькопириту. Часть из перечисленных минералов явно формируется в зоне окисления, поскольку такие минералы, как полибазит, акантит и маккинстриит, встречаются в виде оторочек, сложенных, в том числе, вторичными минералами Pb, Zn и Cu (англезит, церуссит, ковеллин). Однако часть сульфосольных Ag-содержащих минералов присутствует в виде включений и сростаний с первичными сульфидами, что свидетельствует об их гипогенном происхождении (фиг. 7а). Выделения сульфосольных и серебряных минералов, как правило, тонкие, размеры их не превышают 10–20 мкм. Они приурочены преимущественно к интерстициям главных рудных минералов, либо встречаются в виде тонких включений в последних.

Сульфоантимониды Ni и Ag (ульманнит и миаргирит) обнаружены в виде мirmekитоподобных сростаний в межзерновых пространствах галенита и халькопирита (фиг. 7б), кроме того, в виде неправильного вытянутого включения в пирите,



Фиг. 6. Выделения минералов полисульфидной ассоциации: а – галенит-сфалеритовый агрегат; б – халькопирит-галенит-сфалеритовый агрегат, в межзерновых пространствах минералов отмечаются мелкие выделения блеклых руд; в – реликты галенит-сфалеритового агрегата в халькопирите-2; г – агрегат пирротина и хизлевудита в сростании с халькопиритом-2, в халькопирите-2 – реликт галенит-сфалеритового агрегата (выделен рамкой). Пи – пирит, ХПи – халькопирит, Гал – галенит, БлР – блеклая руда, Пр+Хиз – агрегат пирротина и хизлевудита. Длина масштабной линейки 500 мкм.

идентифицирована минеральная фаза, пересчитывающаяся на формулу $Fe_2(Cu,Ag)_2S_4$ (фиг. 7в, г).

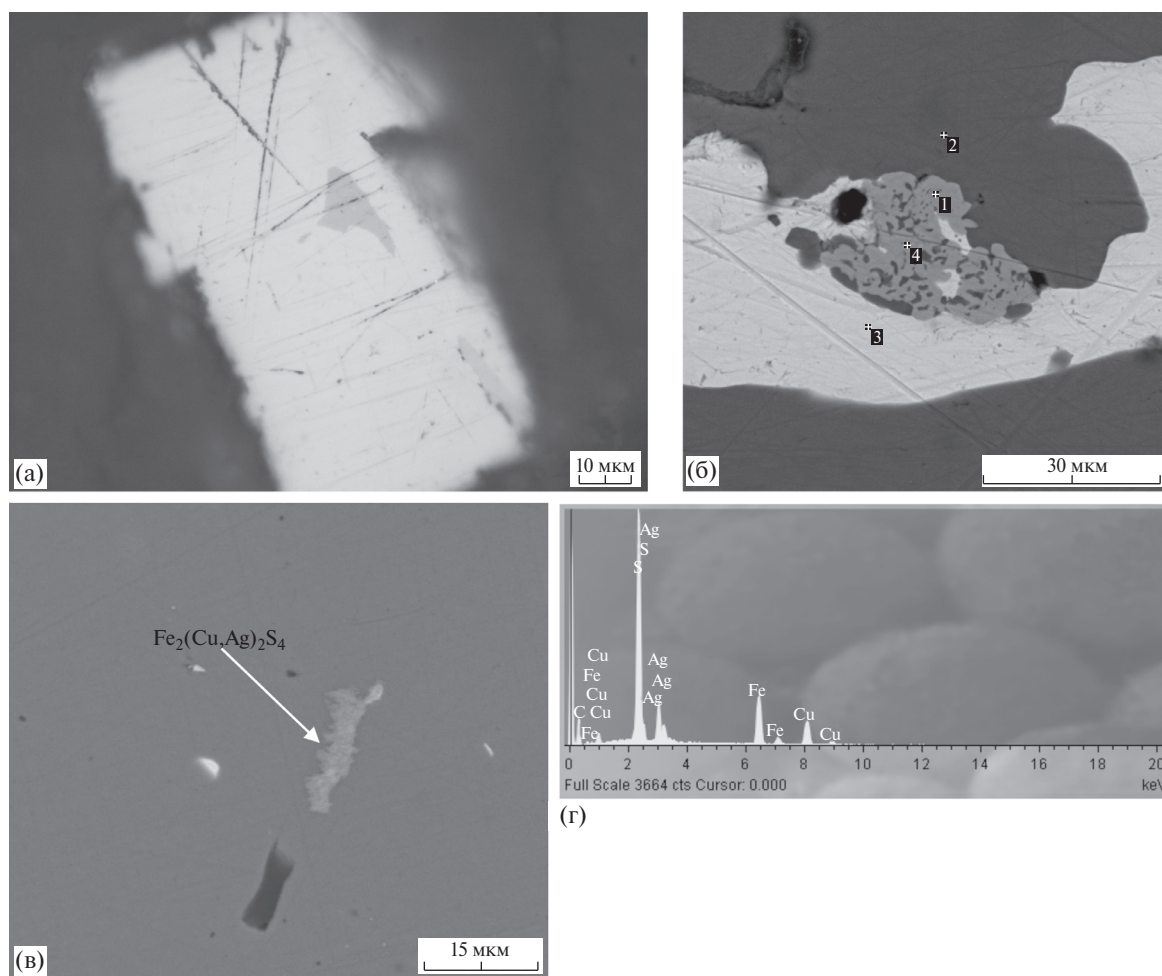
Таким образом, в рудах Зун-Оспинского месторождения установлены три последовательных минеральных ассоциации (фиг. 7): **кварц-пиритовая** (кварц, пирит-1); **кварц-полисульфидная** (пирит-2, галенит, сфалерит, халькопирит-1, халькопирит-2, пирротин, пентландит, хизлевудит); **Ag-сульфосольная** (блеклые руды, сульфоантимониды Ni и Ag, сульфиды Ag, самородное серебро). Минералы Ag-сульфосольной ассоциации в первичных рудах присутствуют в малых количествах, причем часть из них формируется и при гипергенных преобразованиях руд, тем не менее, большая часть минералов Ag-сульфосольной ассоциации присутствует в первичных рудах.

Минералы золота

При гравитационном выделении зерен самородного золота из протолок наиболее богатыми

оказались окисленные кварц-гематитовые руды, кроме того, золотины были выделены из малосульфидных кварцевых жил и кварц-полисульфидных руд. По granulometricкому составу золото мелкое, размером от менее 0.1 до 0.9 мм.

Формы выделения минералов золота – изометричные гипидиоморфные кристаллы, вытянутые либо округлые изометричные зерна со сглаженными краями. Обособления самородного золота чаще всего приурочены к минералам кварц-пиритовой и кварц-полисульфидной ассоциации. Округлые включения минералов золота присутствуют непосредственно в пирите (фиг. 9а). Хотя чаще выделения золота приурочены к агрегатам галенита либо входят в состав полиминеральных включений в пирите-2, сложенных агрегатами золота, галенита, сфалерита и халькопирита-1, кроме того, золотины присутствуют и непосредственно в кварце (фиг. 9б, г).



Фиг. 7. Минералы Ag-сульфосольной ассоциации: а – включение стефанита в галените; б – скелетное срастание ульманнита (1) и миаргирита (4) в межзерновом пространстве халькопирита (2) и галенита (3); в – морфология выделения фазы $\text{Fe}_2(\text{Cu},\text{Ag})_2\text{S}_4$, вмещающий минерал – пирит, мелкие выделения белого цвета – галенит; г – энергодисперсионный спектр фазы $\text{Fe}_2(\text{Cu},\text{Ag})_2\text{S}_4$.

Наблюдаемые взаимоотношения минералов золота с рудными и жильными минералами показывают, что кюстелит и электрум входят в состав кварц-пиритовой и кварц-полисульфидной ассоциаций, тогда как более высокопробное золото явно позднее, ассоциирует с минералами Ag-сульфосольной ассоциации, а также слагает каймы, прожилки и включения в зернах кюстелита и электрума (фиг. 9в).

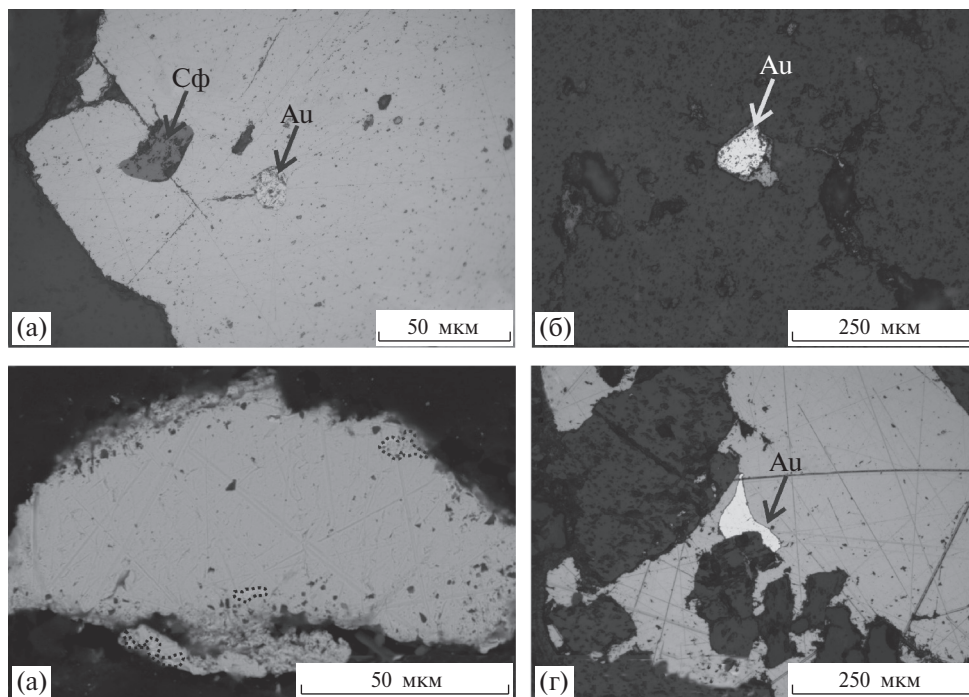
Химические составы самородного золота показаны в таблице 4, гистограмма распределения пробности приведена на фиг. 10. Общий разброс значений пробности самородного золота составляет 194–854‰, то есть от золотосодержащего серебра (кюстелита) до среднепробного самородного золота.

Самыми низкими значениями пробности золота характеризуются кварц-полисульфидные руды – 194–443‰, где преобладают значения в интервале

350–450‰. Среднее значение пробности составляет 357‰, при достаточно большом разбросе (стандартное отклонение 94) и асимметрии в сторону меньших значений – коэффициент асимметрии равен –0.84. В малосульфидных кварцевых жилах золото отличается в целом относительно повышенными значениями пробности – от 444 до 852‰, максимум определений приходится на интервал 450–500‰ (электрум), среднее значение 531‰, при стандартном отклонении 151, с асимметрией в сторону больших значений (коэффициент асимметрии равен 1.38). Близкими к кварцевым жилам статистическими параметрами распределения пробности золота характеризуются окисленные руды. Общий разброс пробности составляет 444–854‰, при среднем значении 585‰, стандартное отклонение – 142, асимметрия в большую сторону, коэффициент равен 0.88.

Минералы	Рудные минеральные ассоциации		
	Кварц-пиритовая	Полисульфидная	Ag-сульфосольная
Кварц	[Горизонтальная полоса]		
Пирит1	[Горизонтальная полоса]		
Пирит2	[Горизонтальная полоса]		
Галенит		[Горизонтальная полоса]	
Сфалерит		[Горизонтальная полоса]	
Халькопирит1		[Горизонтальная полоса]	
Халькопирит2		[Горизонтальная полоса]	
Пирротин		[Горизонтальная полоса]	
Пентландит		[Горизонтальная полоса]	
Хизлевудит		[Горизонтальная полоса]	
Теннантит			[Горизонтальная полоса]
Фрейбергит			[Горизонтальная полоса]
Самородное золото			[Горизонтальная полоса]
Электрум	[Горизонтальная полоса]		
Электрум	[Горизонтальная полоса]		
Ульманнит			[Горизонтальная полоса]
Миаргирит			[Горизонтальная полоса]
Аргентит (акантит)			[Горизонтальная полоса]
Полибазит			[Горизонтальная полоса]
Стефанит			[Горизонтальная полоса]
Маккинстриит			[Горизонтальная полоса]

Фиг. 8. Последовательность образования минералов в рудах.



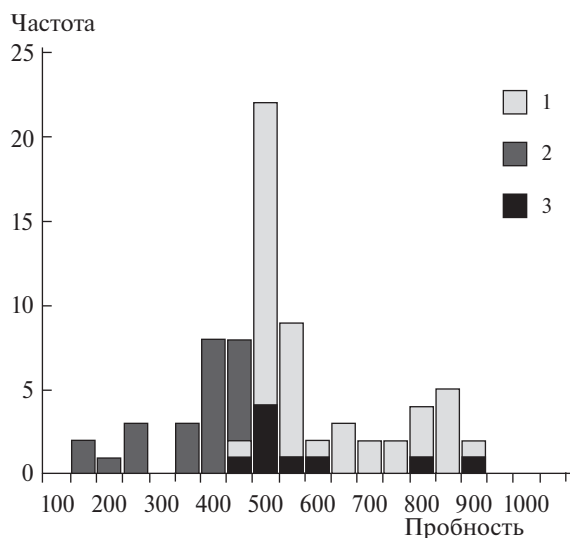
Фиг. 9. Морфология выделений самородного золота: а – включения электрума (Au) и сфалерита (Сф) в пирите-1; б – зерно самородного золота в кварце; в – зерно электрума с прожилковидными выделениями самородного золота (изображение в обратно-рассеянных электронах); г – зерно кюстелита (Au) в галените.

Таблица 4. Химические составы минералов золота

№ п/п	№ обр.	Au	Ag	Сумма	Пробность, ‰
Окисленная руда (кварц с гипергенными минералами)					
1	30_206-1	85.35	14.55	99.90	854
2	30_206-2	85.27	15.07	100.35	850
3	30_206-3	85.10	15.18	100.28	849
4	30_206-4	84.28	15.16	99.45	848
5	30_206-5	84.90	15.54	100.45	845
6	30_206-6	83.96	15.65	99.61	843
7	30_206-7	77.90	22.56	100.47	775
8	30_206-8	76.09	23.69	99.78	763
9	30_206-9	76.67	23.88	100.55	763
10	30_206-10	73.42	26.09	99.51	738
11	30_206-11	72.38	28.26	100.64	719
12	30_206-12	69.62	30.19	99.81	698
13	30_206-13	65.50	34.30	99.80	656
14	30_206-14	63.89	36.95	100.85	634
15	30_206-15	62.38	37.66	100.04	624
16	30_206-16	61.90	38.93	100.82	614
17	30_206-17	58.53	41.57	100.09	585
18	30_206-18	54.01	46.94	100.95	535
19	30_206-19	52.59	46.90	99.51	529
20	30_206-20	53.10	47.62	100.72	527
21	30_206-21	51.62	48.37	99.99	516
22	30_206-22	50.35	48.63	98.98	509
23	30_206-23	50.66	49.19	99.86	507
24	30_206-24	50.82	49.95	100.78	504
25	30_206-25	49.94	49.57	99.51	502
26	30_206-26	49.39	50.14	99.54	496
27	30_206-27	49.20	50.16	99.36	495
28	30_206-28	49.33	51.09	100.42	491
29	30_206-29	49.01	51.26	100.28	489
30	30_206-30	47.94	51.44	99.38	482
31	30_206-31	47.75	52.36	100.11	477
32	30_206-32	47.09	52.12	99.23	475
33	30_206-33	47.73	52.88	100.60	474
34	30_206-34	47.39	52.90	100.29	473
35	30_206-35	47.20	52.94	100.13	471
36	30_206-36	47.22	53.00	100.23	471
37	30_206-37	47.04	52.80	99.83	471
38	30_206-38	46.81	53.26	100.08	468
39	30_206-39	47.09	53.67	100.77	467
40	30_206-40	45.89	54.41	100.30	458
41	30_206-41	45.65	54.51	100.16	456
42	30_206-42	45.23	54.95	100.18	451

Таблица 4. Окончание

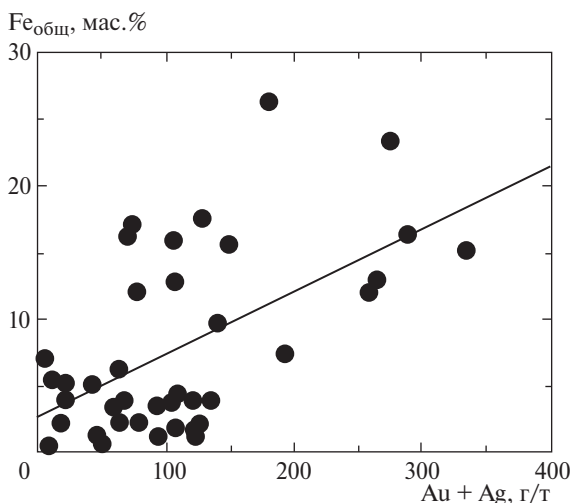
№ п/п	№ обр.	Au	Ag	Сумма	Пробность, ‰
43	30_206–43	44.67	54.35	99.03	451
44	30_206–44	44.56	55.88	100.44	444
Среднее значение пробности					585
Стандартное отклонение					142
Коэффициент асимметрии					0.88
Малосульфидные кварцевые жилы					
45	30_213	77.43	22.94	100.37	771
46	30_203–1	85.33	14.86	100.19	852
47	30_203–2	57.96	42.42	100.38	577
48	30_203–3	52.24	47.88	100.12	522
49	30_202	49.82	50.46	100.28	497
50	30_219–1	45.37	54.50	99.87	454
51	30_219–2	45.29	54.67	99.96	453
52	30_202–1	45.56	55.19	100.73	452
53	30_202–2	44.48	55.75	100.23	444
Среднее значение пробности					531
Стандартное отклонение					151
Коэффициент асимметрии					1.38
Кварц-полисульфидные руды					
54	zo210–1	44.38	55.72	100.10	443
55	zo210–2	43.94	56.60	100.53	437
56	zo210–3	43.26	56.76	100.01	432
57	zo210–4	43.25	56.81	100.06	432
58	zo210–5	41.79	57.18	98.97	422
59	zo210–6	40.12	59.07	99.19	404
60	zo210–7	39.82	60.27	100.09	398
61	zo210–8	38.97	60.36	99.35	392
62	zo210–9	39.17	61.13	100.30	391
63	zo210–10	37.62	62.76	100.38	375
64	zo210–11	37.17	62.92	100.09	371
65	zo210–12	36.81	63.14	99.94	368
66	zo210–13	35.82	64.45	100.28	357
67	zo210–14	35.67	64.83	100.49	355
68	zo210–15	31.59	68.82	100.41	315
69	zo210–16	30.72	69.85	100.57	305
70	zo210–17	30.25	70.24	100.49	301
71	zo210–18	14.35	84.85	99.19	145
72	zo210–19	13.93	86.67	100.60	138
73	3o-226–1	24.98	75.02	100.00	250
74	3o-226–2	24.92	75.08	100.00	249
75	3o-226–3	21.14	78.86	100.00	211
76	3o-226–4	19.39	80.61	100.00	194
Среднее значение пробности					357
Стандартное отклонение					94
Коэффициент асимметрии					-0.84



Фиг. 10. Гистограмма распределения пробности самородного золота: 1 – золото из окисленных руд; 2 – золото из малосульфидных кварцевых жил; 3 – золото из кварц-полисульфидных руд.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУД

В химическом составе руд преобладают Cu (в среднем 0.86 мас.%), Pb (в среднем 2.11 мас.%), Zn (в среднем 1.77 мас.%) и Fe (в среднем 7.14 мас.%) (табл. 5). В зависимости от соотношений главных рудообразующих минералов – пирита, галенита, сфалерита и халькопирита, концентрации этих элементов меняются, однако всегда они присутствуют в повышенных количествах. Среди полуметаллов в рудах преобладают Sb, редко As. Следует отметить устойчиво повышенные



Фиг. 11. Корреляционная диаграмма содержаний $Fe_{общ}$ (мас.%) и суммы Au и Ag (г/т) в рудах месторождения.

содержания Sr и Ni в рудах. Содержания Te и Bi в рудах низкие, не более 3–5 г/т в единичных пробах. Значимой примесью в рудах является Cd, содержания которого достигают 0.346 мас.% в отдельных пробах. Его распределение напрямую связано с содержанием сфалерита, в состав которого входит этот элемент. Концентрации Ba в рудах находятся на уровне первых десятков г/т, а Sr – в большинстве проб ниже предела обнаружения.

Концентрации Au и Ag достигают в единичных пробах значений в 30 г/т и 326 г/т соответственно, хотя в большинстве проанализированных проб концентрации Au варьируют в пределах 0.12–8.5 г/т. Средние содержания, по данным анализа 48 образцов, Au – 3.35 г/т, Ag – 100.5 г/т (см. табл. 4). По Au/Ag отношениям руды месторождения высокосеребристые, значения этих отношений в большинстве случаев попадают в интервал 0.1–0.01, при среднем значении около 0.03. Отмечается слабая положительная корреляция суммы содержаний Au+Ag и общего Fe ($r = 0.57$) (фиг. 11).

Кроме кварц-сульфидных руд, повышенные концентрации рудообразующих компонентов, в том числе Au (до 1.5 г/т) и Ag (до 91 г/т), установлены в лиственитах. Оруденение в этом случае связано с наличием тонких кварц-сульфидных прожилков в метасоматитах. В геохимическом и минералогическом отношении руды, связанные с сульфидно-кварцевыми жилами, и прожилковые руды в будинах лиственитов идентичны, что доказывает отсутствие литологического контроля оруденения.

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ S И O

Значения изотопного состава серы в сульфидных минералах Зун-Оспинского месторождения попадают в интервал от +2.2 до +5.1‰ (табл. 6, фиг. 12а). Изотопные составы серы пирита и сфалерита варьируют в более узком интервале от +3.7 до +4.4‰. Изотопный состав галенита подвержен относительно большему разбросу от +2.2 до +4.3‰. Проанализированные монофракции халькопирита отобраны из агрегата халькопирита-2. Он характеризуется некоторым утяжелением изотопного состава серы (от +4.4 до +5.1‰).

Температурные условия формирования, а также изотопные составы серы и кислорода в равновесном флюиде рассчитывались по онлайн-программе, опубликованной в сети Интернет (<http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/alphadelta/alphadelta.cgi>, авторы – Beaudoin, Therrien, 2004, 2009). Расчет температуры проводился на основе уравнений, опубликованных в работе (Li, Liu, 2006), по паре сфалерит-галенит (пробы № 30-221 и 30-229, см. табл. 4), парагенезис которых достаточно отчетливо установлен при минерографических исследованиях. Полученное значение температуры соответствует **306 °C**.

Таблица 5. Содержание элементов-примесей в рудах Зун-Оспинского месторождения (г/т)

№ п/п	№ пробы	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Cd	Sn	Mo	Ag	Au	As	Sb	Te	Fe, %
1.	zo-225	8					52	136	111	11	52000	70000	13000	186		6	264.0	0.50		127	3	12.9
2.	zo-226	10					240	117	100		68000	35000	5300	120			252.0	6.00		81		12.1
3.	zo-227	26	16		12	15	333	17	14	4	850	3800	42000	990		3	16.0	1.50		20		2.3
4.	zo-12	15			13		355	48	4	4	57	28000	2300	52	3		45.0	0.36		12		1.3
5.	zo-17	48			25		228	21	8	4	62	12000	260	9			7.1			57		3.2
6.	zo-20	23		38	20	14	318	180	7	7	16	10000	1400	10			46.0			12		1.4
7.	zo-201	29	7		9		395	17	1	5	68	6200	31	5			48.0	1.20		13		0.7
8.	zo-202	46			7		376	15	1		43	16000	54				86.0	7.30		76	2	1.2
9.	zo-203	87					376	15	1	4	43	19000	510				162.0	30.00		81	7	7.3
10.	zo-205				12		41	27	4	6	600	98000	13000	22			273.0	2.30		180	3	23.3
11.	zo-206	12		840			113	70	30	23	800	32000	4000				282.0	6.00		200		16.4
12.	zo-209	2			20		385	110	40	12	690	13000	4600	175			326.0	8.50	250	37		15.2
13.	zo-210	25			11		172	170	58		2400	3800	6000	150			176.0	4.00	250	23		26.3
14.	zo-211						32	39	157	5	1700	21000	20000	2570			108.0	0.30	1000	465		4.4
15.	zo-212	60					85	264	49	8	36000	85000	63000	430			58.0	1.00		50	5	3.5
16.	zo-213	54	8		6	17	295	38	5	5	160	2500	310	10	3		75.0	3.00		50		2.3
17.	zo-214	11					335	72	52		12000	124000	19000	260			62.0	1.50	500	255		6.2
18.	zo-215	19					116	29	38	6	18400	72000	290000	3460			92.0	0.90		180		3.5
19.	zo-216	11	3		2	3	278	16	1	4	39	240	72	1		1	9.0	0.01		3		0.6
20.	zo-218	7	29		7		215	20	6	5	2500	19000	13000	265			119.0	2.50		48		1.6
21.	zo-219	22			8		383	132	29	14	900	7300	1260	45			61.0	2.00		110		2.3
22.	zo-221	20					89	48	63	20	230	10000	30000	2940			117.0	3.00		420		3.9
23.	zo-222	25	37				173	36	13		1600	13000	16000	256			20.0	1.50		44		4.0
24.	zo-223	19	32		34		234	39	10	5	76000	12000	3600	82		5	150.0			85		10.0
25.	zo-228						587	395	36	15	2100	34000	24000	740			139.0	1.00		70		9.7
26.	zo-234	25					148	48	46	5	500	21000	7100	230		5	144.0	4.55		38		15.6

Таблица 5. Окончание

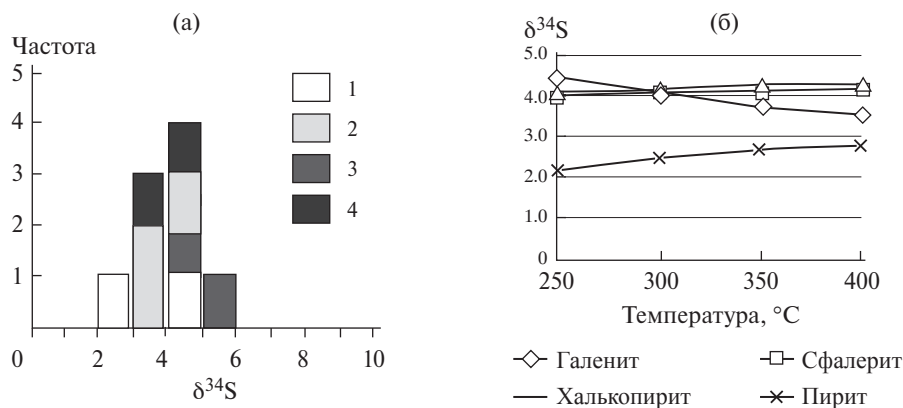
№ п/п	№ пробы	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Cd	Sn	Mo	Ag	Au	As	Sb	Te	Fe, %
27.	zo-236	320	21	8	24	22	143	21	17	26	354	2500	2650	210		36	20.0	1.50		13		5.2
28.	zo-237	56					161	50	56	10	310	57000	7300	230		3	125.0	2.00		71	2	17.5
29.	zo-239	167					92	34	51	19	445	26000	12000	700		52	69.0	3.00		39		17.1
30.	zo-24	117	8	2	15		230	26	3	15	26	147	110				2.0					1.8
31.	zo-241	150	28		4		131	27	47	19	340	11000	8300	550		43	67.0	3.00		28		16.1
32.	zo-242	230					116	103	109	19	470	24000	71000	1000			104.0	1.00		31		15.8
33.	zo-246	350			18		130	11	4	18	490	5000	330	19	3	61	123.0	0.15		14		1.2
34.	zo-247	410			20		102	13	6	16	280	8800	14000	320		5	125.0	0.45		28		2.2
35.	zo-249	41	8		15		224	49	42	8	290	4900	4060	169		61	76.0	0.07		20		12.0
36.	zo-25	96	8		11		513	31	1	8	39	2000	250	3			57.0			13		1.7
37.	zo-250	86	12		14		173	26	16	8	52	3300	1450	64		15	64.0	1.60		10		3.9
38.	zo-251	7	9		6	15	280	42	22	9	280	1700	620	11			42.0	0.70		6		5.1
39.	zo-27	4		3	6	1	330	169	8	8	58	67	2800	28			1.0			4		1.2
40.	zo-29	16			18	13	168	32	18	13	13900	5300	5800	95		4	11.0	0.12		36		5.5
41.	zo-30	20			15	10	276	47	39	18	4500	4700	900	20	1	2	133.0			22		3.1
42.	zo-31	15			49		175	48	20	24	2800	11200	43200	540	2	3	137.0			55		5.1
43.	zo-32	15			13		261	43	7	8	17000	8000	1100				96.0	8.00		32		3.8
44.	zo-33	15			10		743	31	4	13	2400	5600	700				106.0	1.60		34		1.8
45.	zo-34	19			20		319	106	45	11	400	45000	81200	860			128.0	6.00		145		3.9
46.	zo-35	8			25		238	49	15		88000	17000	5100	113	2		99.0	7.50		52	9	12.8
47.	zo-36	28			9		347	114	238	5	4200	4072	6941	270		1		4.80		14		7.6
48.	zo-38						1950	2600	124	12	10	25	53				0.3	3.60		2		7.1
	Пр.обн.	3-6	3-5	3-5	3-5	3-5	10	2	0.5	2	2	10	15	1	1-3	1-2	0.1	0.01	5	2-3	3-5	0.5

Примечание. Пустая графа — элемент не обнаружен, пр.обн. — нижний предел обнаружения, г/т.

Таблица 6. Изотопный состав сульфидной серы в рудах и кислорода в кварце Зун-Оспинского месторождения

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}$ и $\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида* (H_2S и H_2O соответственно) при $T = 300^\circ\text{C}$		Минерал
			$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{18}\text{O}$	
Зо-211	+4.3		+6.2		Галенит
Зо-229**	+2.2		+4.1		Галенит
Зо-223	+3.1				Галенит+сфалерит
Зо-247	+3.7				Галенит+сфалерит
Зо-209	+4.4		+3.2		Пирит
Зо-210**	+3.7		+2.5		Пирит
Зо-237	+3.8		+2.6		Пирит
Зо-214	+3.7		+3.4		Сфалерит
Зо-221**	+4.4		+4.1		Сфалерит
Зо-225	+5.1		+4.9		Халькопирит
Зо-35**	+4.4		+4.2		Халькопирит
Зо-12		+12.3		+4.9	Кварц
Зо-202		+12.5		+5.1	Кварц
Зо-213		+12.6		+5.2	Кварц
Зо-219		+12.4		+5.0	Кварц

Примечание. Анализы изотопов S выполнены в ДВГИ ДВО РАН, аналитик Т.А. Веливецкая, анализы изотопов O – в ГИН СО РАН, аналитик В.Ф. Посохов; * – расчетные данные по (Li, Liu, 2006; Zhang *et al.*, 1989); ** – значения $\delta^{34}\text{S}$, использованные на фиг.12б.



Фиг. 12. Особенности изотопного состава сульфидной серы: а – гистограмма распределения изотопного состава серы в сульфидах: 1 – галенит, 2 – пирит, 3 – халькопирит, 4 – сфалерит; б – распределение расчетного изотопного состава серы в H_2S рудообразующего флюида, формировавшего разные минералы, в зависимости от температуры.

Согласно классической работе Г. Фора (1989), $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной серы должна уменьшаться в ряду сфалерит–халькопирит–галенит. Для расчета изотопного состава серы в H_2S рудообразующего флюида были выбраны значения изотопного состава сульфидных минералов, отвечающие данной последовательности (см. табл. 5). Согласно уравнениям, представленным в работах (Ohmoto, Rye, 1979; Li, Liu, 2006), был проведен расчет

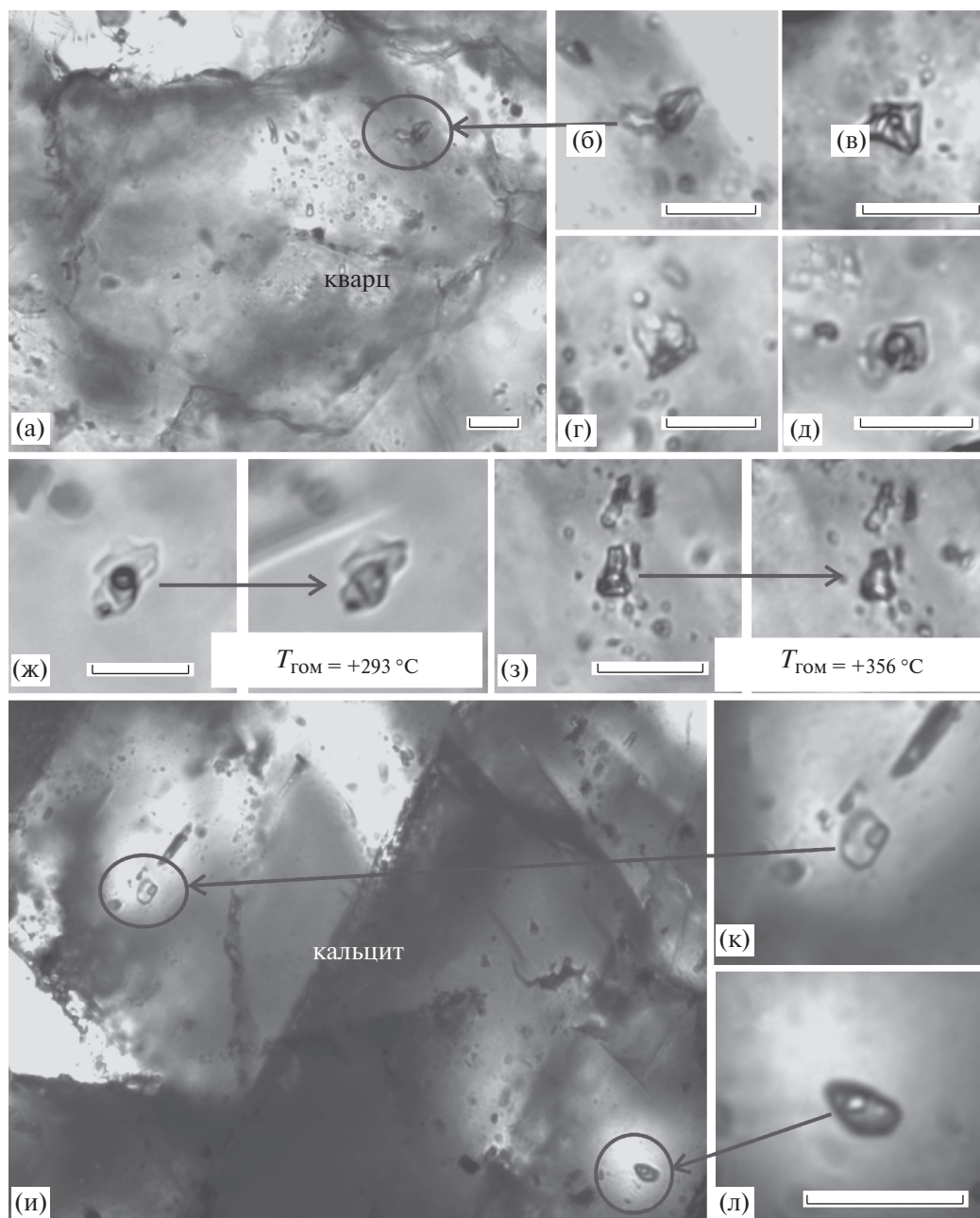
в вышеуказанной онлайн-программе. Установлено, что изотопные составы H_2S флюида несколько отличаются в разных минеральных парагенезисах (фиг. 12б). Такие минералы, как галенит, сфалерит и халькопирит-2, формировались из флюидов, имеющих очень близкий изотопный состав серы H_2S , и при T , близкой к 300°C , устанавливается изотопное равновесие, где состав серы H_2S имеет $\delta^{34}\text{S}$ около $+4.1\text{‰}$. Изотопный состав серы

флюида, формирующего пирит, отличается несколько меньшими содержаниями ^{34}S (от +2.2 до +2.8‰).

Значения изотопного состава кислорода в кварце Зун-Оспинского месторождения попадают в узкий интервал от +12.3 до +12.6‰ (см. табл. 5). Значения $\delta^{18}\text{O}$ для воды рудообразующего флюида, рассчитанные согласно (Zhang *et al.*, 1989) для 300 °С, попадают в интервал от +4.9 до +5.2‰.

ИЗУЧЕНИЕ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В кварце и кальците из руд Зун-Оспинского месторождения были идентифицированы и изучены редкие первичные флюидные включения (ФВ), поиск которых весьма затруднителен. Изученные включения, как правило, имеют двухфазовый состав (водный раствор > газовая фаза) и относятся к включениям гомогенного захвата. Первичные ФВ в большинстве случаев встречаются в виде



Фиг. 13. Фотографии первичных флюидных включений в кварце (а–з) и кальците (и–л): а – зерно кварца с первичным включением в краевой части; б, в, г, д – типичные первичные включения в кварце; ж, з – гомогенизированные включения; и – зерно кальцита с первичными флюидными включениями; к, л – включения в кальците. Длина масштабной линейки 10 мкм; $T_{\text{Гом}}$ – температура гомогенизации.

одинокими включениями изометричной, реже вытянутой формы, размеры их весьма малы и варьируют от первых мкм и очень редко достигают 6–8 мкм (фиг. 13). Всего было изучено в разных образцах более 40 первичных включений, но в некоторых

из них из-за плохой видимости и/или в связи с малыми размерами не удалось получить необходимых замеров или удалось зафиксировать только некоторые параметры, например, только температуру гомогенизации (табл. 7).

Таблица 7. Результаты термобарогеохимических исследований ФВ

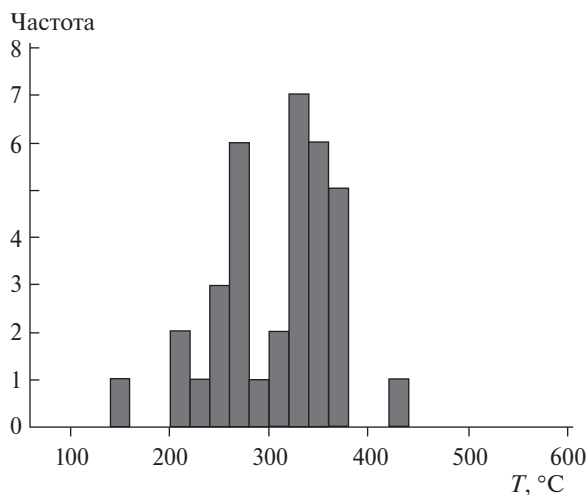
№ п/п	№ обр.	T _{эвт.}	T _{пл. льда}	T _{гом.}	T _{декр.}	Соленость, экв. NaCl	Предполагаемые солевые системы
1.	30-33-1	-36			281		MgCl ₂ -NaCl-H ₂ O, MgCl ₂ -KCl-H ₂ O, NaCl-FeCl ₂ -H ₂ O, FeCl ₂ -H ₂ O, FeCl ₃ -H ₂ O, NaCl-H ₂ O, KCl-H ₂ O
2.	30-30-1	-34.5 и -22			270		
3.	30-29-1	-33.2 и -21.3	-4.5	250	253	7.2	
4.	30-30-1		-5.6...-4.8	355		8.1	
5.	30-29-1	-35.5 и -23.7			293		
6.	30-20-1	-21	-2.8...-3.2	293		5.0	
7.	30-17	-22	-6...-5	370		8.6	
8.	30-17	-23...-22	-5	396		7.9	
9.	30-17	-36 и -18	-6,3	390		9.6	
10.	30-17	-22.3	-5.1	360		8.0	
11.	30-17	-23.6	-8	390		11.7	
12.	30-17	-21	-9...-8	370		12.3	
13.	30-17	-37...-36	-6.5...-6		363	9.5	
14.	30-17	-21		375			
15.	30-17	-21	-6.5	170		9.9	
16.	30-12	-21.8	-6.9	330		10.4	
17.	30-12	-35	-7	356		10.5	
18.	30-12	-32 и -25	-7...-5.5	290		9.6	
19.	30-20	-21.5...-22.5	-8...-7	350		11.1	
20.	30-29	-36...-35 и -3.7			230		
21.	30-29	-26			385		
22.	30-17	-37		275			
23.	30-17			375			
24.	30-17	-27	-9.6	383		13.5	
25.	30-17	-36	-10.2	280	532	14.2	
26.	30-30	-38	-8.5	295	317	12.3	
27.	30-218	-36.4		445			
28.	30-218	-37		350	370		
29.	30-218	-37		340			
30.	30-218	-38	-9.5	360		13.4	
31.	30-218		-8.1	365		11.8	
32.	30-218	-27	-8.7	302		12.5	
33.	30-20			355			
34.	30-20	-36.7 и -25			144		
35.	30-20	-35.5	-3.3	240		5.4	
36.	30-20	-21	-3.2	293		5.3	

Примечание. 1–32 – ФВ из кварца; 33–36 – из карбонатов. Температуры (°C): T_{эвт.} – эвтектики, T_{пл. льда} – плавления льда, T_{гом.} – гомогенизации, T_{декр.} – декрипитации. Пустая ячейка – параметр не определен.

Кроме того, нередко в зернах кварца наблюдаются шлейфы многочисленных мелких (первые мкм) вторичных включений, по-видимому, фиксирующих залеченные трещины либо неоднородности. Непредставительные включения, пересекающиеся шлейфами таких вторичных включений, или расшнурованные, а также ФВ, группирующиеся в уплощенные шлейфы (залеченные микротрещины), отнесены к группе вторичных включений и нами не изучались.

На основе проведенных термометрических экспериментов установлен общий интервал температур гомогенизации ($T_{\text{гом.}}$) включений, который составляет от 445 до 250 °С в кварце, и в нескольких включениях из кальцита температура меняется от 355 °С до 240 °С (см. табл. 6). В целом, большинство определений ложится в интервал 200–380 °С, с двумя выраженными пиками в интервалах 240–280 и 320–380 °С (фиг. 14). Часть включений декрепитирует при температурах от 230 до 385 °С.

Криометрические исследования показали, что температуры плавления льда ($T_{\text{пл.льда}}$) во включениях из кварца и карбонатов варьируют от –3.2 до –10.2 °С, следовательно общая соленость растворов менялась в диапазоне от 5.3 до 14.2 мас.% (экв. NaCl). Температуры эвтектики ($T_{\text{эвт.}}$) имеют значения в интервале от –33.2 до –38 °С (см. табл. 6) и предполагают, что в законсервированных растворах солевые системы наиболее близки к системам $\text{MgCl}_2\text{--NaCl--H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2\text{--KCl--H}_2\text{O}$, $\text{NaCl--FeCl}_2\text{--H}_2\text{O}$, $\text{FeCl}_2\text{--H}_2\text{O}$ или $\text{FeCl}_3\text{--H}_2\text{O}$ (Киргинцев и др., 1972; Борисенко, 1977). Кроме того, в диапазоне температур –21.2...–23.5 в некоторых включениях отмечается резкое усиление процесса таяния льда, что может свидетельствовать о присутствии в растворах примеси таких солей, как NaCl и/или KCl (Борисенко, 1977).



Фиг. 14. Гистограмма распределения температур гомогенизации ФВ.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Зун-Оспинское месторождение характеризуется отчетливо проявленным структурным контролем оруденения. Все рудные зоны и тела локализируются в зонах меланжа, сложенных блоками лиственитов, пропилитизированных средних—основных пород, измененных гранитоидов, известняков, сцементированных милонитами по гранитам и базит-ультрабазитам. Простираение рудных тел субсогласно с простираем тектонитов, что предполагает их близодновременное появление. Литологический контроль оруденения на месторождении отсутствует. Так, блоки пород разного состава содержат единую кварц-полисульфидную рудную ассоциацию. Гранитоиды, распространенные в пределах рудного поля, также подвержены тектоническому дроблению. Их возраст соответствует позднему неопротерозою (788 млн лет), тогда как возраст оруденения — позднепалеозойский (352 млн лет). Следовательно, формирование рудных зон и тел не связано с магматическими процессами, а обусловлено тектоническими деформациями пород, формирующих зону меланжа. Будинообразная форма некоторых кварц-сульфидных тел позволяет предполагать наличие сульфидного оруденения в дотектонический этап развития рудного поля. Действительно, золотоносные стратиформные сульфидные руды известны в исследуемом регионе (рудопоявления Ольгинское, Ильчирское, ранние руды Зун-Холбинского месторождения и др.). Они сложены агрегатами пирротина с примесью халькопирита, в меньшей степени арсенопирита, сфалерита, галенита и являются продуктами гидротермально-осадочного рудообразования в зоне спрединга задугового бассейна (Миронов и др., 1999).

Изучение минералогии руд месторождения позволило выделить 3 стадии рудообразующего процесса: раннюю кварц-пиритовую, кварц-полисульфидную и позднюю Ag-сульфосолевую. Наиболее ранняя золотоносная кварц-пиритовая ассоциация включает ранний кварц и пирит-1, не содержащий микровключений сульфидов (галенита, сфалерита и др.). Промежуточная кварц-полисульфидная ассоциация наиболее продуктивна, поскольку характеризуется максимальными концентрациями золота и серебра, кроме того, диагностированные выделения самородного золота приурочены к минералам полисульфидной ассоциации, прежде всего — галениту, где соотношения этих минералов позволяют сделать вывод о совместном их формировании. Поздняя Ag-сульфосолевая ассоциация характеризуется малым распространением минералов и наличием относительно высокопробного золота. Появление сульфосолей в рудах золоторудных месторождений разных формационных типов, как правило, следует после кристаллизации галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации

(Гамянин, 2001), что наблюдается и в рудах Зун-Оспинского месторождения.

Самородное золото месторождения в целом характеризуется низкой пробностью. Преобладающими Au-Ag минералами в кварц-полисульфидных рудах являются кюстелит и электрум. Повышение пробности золота происходит на поздней стадии рудообразующего процесса и обусловлено отложением Ag-сульфосольной ассоциации, где серебро связывается с сульфосолями, а относительно высокопробное золото отлагается в кварцевой матрице. Близкие составы и статистические параметры распределения пробности золота в кварцевых жилах и окисленных рудах свидетельствуют об устойчивости позднего золота к гипергенным процессам, тогда как раннее золото, входящее в состав полисульфидной ассоциации, при окислении сульфидов выносятся и перетлагается в коре выветривания. Характерной морфологической особенностью выделений минералов золота является отсутствие ксеноморфных или трещинных форм, что свидетельствует либо об относительно большой глубине формирования оруденения, либо о свободном росте самородного золота (Петровская, 1973).

В химическом составе руд преобладают четыре элемента Fe, Pb, Zn, Cu, в разных соотношениях. Низкие содержания Te и Bi установлены аналитическими методами, а также особенностями минерального состава руд. В частности, Bi- и Te-содержащие минеральные фазы в рудах не обнаружены. Этот факт, наряду с низкими концентрациями Mo, Sr и Ba, свидетельствует об отсутствии влияния гранитоидного магматизма на формирование оруденения. Кроме того, в качестве примесей в рудах в повышенных количествах присутствуют Ni и Cr, что свидетельствует о привносе вещества ультраосновных пород. Появление элементов ультрабазитов в рудах можно увязать только с перераспределением компонентов при тектонических процессах преобразования базит-ультрабазитов офиолитовой ассоциации, поскольку другие возможные источники этих элементов в рудном поле отсутствуют.

Установленный по данным изучения ФВ и изотопным геотермометрам интервал температур 380–200 °С отвечает минимальным температурам образования жильного кварца. Выделенные пики на гистограмме распределения температур гомогенизации соответствуют разным стадиям отложения кварца (см. фиг. 13). Более высокотемпературный пик (380–320 °С) соответствует минимальным температурам отложения раннего крупнозернистого кварца, тогда как отложение второй, более мелкозернистой, генерации приходится на интервал температур более чем 280–240 °С. Общая соленость рудообразующих растворов невысока, варьирует в пределах 5.2–14.2 мас. % экв. NaCl. В солевом составе рудообразующих растворов преобладали

хлориды Mg и Fe, с примесью Na и K, тогда как концентрации углекислоты были низкими. Близкие температуры эвтектики (от –34 до –37 °С) и, следовательно, Mg-Fe-хлоридные составы гидротермальных растворов были установлены нами в ФВ из кварца в метаморфизованных субмаринных гидротермально-осадочных сульфидных (пирротиновых) рудах, развитых в верхней, вулканогенно-осадочной пластине офиолитового комплекса Восточного Саяна, некоторые особенности состава которых освещены в работе (Миронов и др., 1999).

Ранняя генерация кварца содержит рудную ассоциацию золото-пирит-1, температурные условия отложения которой соответствуют условиям формирования раннего кварца (380–320 °С). Позднее проявляется золото-полисульфидная ассоциация, где изотопной термометрией установлено значение температуры отложения ассоциации галенит-сфалерит – 306 °С. Поскольку пирит-2 отлагался явно раньше ассоциации галенит-сфалерит, но позже пирита-1, температура его отложения должна иметь промежуточные значения, что, согласно полученным термометрическим данным, соответствует интервалу 320–300 °С. Учитывая, что температуры гомогенизации ФВ отражают минимальные значения параметров отложения рудного кварца, то температуры отложения позднего кварца сопоставимы с температурами формирования главной продуктивной золото-полисульфидной ассоциации, что позволяет считать интервал 320–240 °С в качестве наиболее вероятного температурного интервала формирования последней. На поздней низкотемпературной стадии происходило отложение Ag-сульфосольной ассоциации с относительно высокопробным золотом. Температурный интервал формирования этой ассоциации определяется верхней границей устойчивости стефанита – 197 °С (Keighin, Honey, 1969). Имеющиеся единичные определения температур гомогенизации и декрипитации вблизи 170–144 °С, по-видимому, отражают минимальные условия отложения Ag-сульфосольной ассоциации.

Изотопные составы серы в сульфидах имеют значения, близкие к сере из первичных сульфидных руд верхней пластины офиолитового комплекса, интерпретируемых как отложения древних “черных курильщиков” (Миронов и др, 1999; Миронов, Жмодик, 1999). Близкий изотопный состав имеют и современные субмаринные сульфидные отложения (Гидротермальный рудогенез..., 2006; Seal, 2006). В то же время, расчет изотопного состава серы в H₂S равновесного флюида позволил выявить некоторые различия в ранних и поздних рудных ассоциациях. Так, флюид, формировавший раннюю кварц-пиритовую ассоциацию, характеризуется относительно легким изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S}$ – около 2‰), тогда как сера

полисульфидной ассоциации относительно обогащена S^{34} ($\delta^{34}S$ – около 4‰). Такие различия можно объяснить появлением примеси изотопно “тяжелой” серы.

Изотопный состав кислорода в жильном кварце при пересчете на состав равновесного флюида дает значения около 5‰. Такие значения близки составу ювенильных вод (Hoefs, 2009), но несколько обеднены ^{18}O , по-видимому, за счет взаимодействия с метеорными водами. Однако близкие значения изотопного состава могут приобретать растворы смешанного, метеорно-метаморфогенного генезиса, что в данном случае представляется более вероятным, учитывая, что кварцевые жилы формировались в условиях интенсивных тектонических деформаций, в ходе которых происходило дробление и метаморфизм первичных минералов пород мантийного генезиса (офиолитов), с формированием проницаемой для метеорных вод, дуплексной меланжевой структуры.

Наблюдаемые изотопные отношения являются следствием того, что в зоне тектонического меланжа происходит преобразование пород разного состава и генезиса, от фрагментов сульфидных построек и мантийных ультрабазитов до гранитоидов и осадочно-метаморфических пород. Интенсивные тектонические деформации пород привели к появлению метаморфогенно-гидротермальных растворов, выщелачивающих и переотлагающих рудообразующие компоненты. О немагматической природе рудообразующих растворов свидетельствует ещё и тот факт, что близкие по возрасту к рудам магматические породы в рудном поле отсутствуют. Следует отметить, что наиболее крупные золото-сульфидно-кварцевые месторождения региона (Зун-Холбинское, Пионерское, Водораздельное) имеют идентичные значения изотопного состава серы (Миронов, Жмодик, 1999), также соответствующие рудам “черных курильщиков”. Здесь следует отметить, что минеральный состав субмаринных сульфидных построек, где преобладают такие минералы, как пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит и галенит, соответствует составу руд Зун-Оспинского месторождения.

Следовательно, такие признаки, как близкий минеральный состав руд, схожий (Mg-Fe-хлоридный) солевой состав растворов и идентичные изотопные характеристики, позволяют считать металлоносные отложения древних “черных курильщиков” одним из ведущих источников вещества для золото-полисульфидного Зун-Оспинского и подобных (Зун-Холбинское, Водораздельное и др.) месторождений региона, локализованных в пределах выходов пород офиолитовой ассоциации. Фрагменты первичных гидротермально-осадочных сульфидных руд фиксируются практически во всех этих месторождениях.

Формирование офиолитов, слагающих Оспинско-Китойский массив, связывается с развитием Дунжугурской островной дуги, время существования которой датируется периодом 1020–800 млн лет (Кузьмичев, Ларионов, 2013; Khain *et al.*, 2002). Согласно известным палеогеодинамическим реконструкциям, обдукция офиолитов произошла на раннебайкальском этапе эволюции – около 800 млн лет назад, при коллизии Гарганского континентального блока с Дунжугурской островной дугой (Федотова, Хаин, 2002). Близким, но относительно поздним периодом времени (около 790 млн лет) датируется внедрение гранитоидов сумсунурского комплекса. Наблюдаемые соотношения тектонитов с окружающими породными комплексами, а также результаты геохронологических исследований свидетельствуют о том, что формирование тектонического меланжа происходило явно после обдукции офиолитов и внедрения гранитоидов. Завершающая стадия развития меланжа датируется поздним палеозоем (352 млн лет). Такой возраст отражает проявление постколлизии сдвиговых деформаций в Центрально-Азиатском складчатом поясе, обусловленных столкновением Казахстана-Байкальского и Сибирского континентов (Буслов, 2011). Структурная схема Зун-Оспинского месторождения указывает на формирование оруденения в зоне сдвигового дуплекса, контролирующего локализацию основного оруденения. Формирование таких структур обусловлено развитием субпараллельных сдвигов, между которыми развиваются диагональные разрывы (Знаменский, Знаменская, 2011). В таких разрывах, за счет падения давления, происходит отложение золотоносных сульфидно-кварцевых жил и формирование кварц-сульфидных минерализованных зон. Связь золотого оруденения со сдвиговыми структурами отчетливо проявлена и на других золоторудных месторождениях региона, в частности на месторождениях Холбинского рудного поля (Жмодик и др., 2006).

По совокупности геологических и минералогических признаков месторождение относится к золото-полисульфидному минеральному типу или к типу орогенных мезотермальных месторождений, формирование которых также связывается с аккреционно-коллизийными обстановками (Groves *et al.*, 1998; Ridley, Diamond, 2000). Такие месторождения зачастую не имеют видимой связи с магматизмом (Goldfarb *et al.*, 2005). Предполагается, что формирование этих объектов обусловлено появлением метаморфогенных гидротермальных рудообразующих флюидов при дегидратации пород в ходе метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (Beaudoin, Pitre, 2012; Goldfarb *et al.*, 2005; Phillips, Powell, 2010; Ridley, Diamond, 2000).

Подобная метаморфогенно-гидротермальная генетическая природа оруденения является наи-

более вероятной при формировании Зун-Оспинского месторождения. Выделение метаморфогенного флюида в данном случае вызвано процессами динамометаморфизма, приведшими к формированию рудовмещающего меланжа. Источниками рудообразующих компонентов послужили породы, подвергшиеся деформациям, среди которых преобладали фрагменты офиолитового покрова, содержащие реликты субмаринных сульфидных построек, а также присутствовали гранитоиды и терригенно-карбонатные отложения. Известно, что гидротермальные образования задуговых зон спрединга характеризуются повышенными концентрациями таких элементов, как Au, Ag, Fe, Cu, Zn и в особенности Pb (Гидротермальный рудогенез..., 2006), то есть элементов, типоморфных для руд Зун-Оспинского месторождения. Кроме того, сами породы офиолитового комплекса Восточного Саяна также характеризуются повышенной золотосодержимостью (Гребенщикова, Шмотов, 1997; Мионов, Жмодик, 1999; Жмодик и др., 2008; Мионов и др., 2002). Схожий генезис имеют и другие орогенные месторождения региона, характеризующиеся близким вещественным составом оруденения, геологическим положением рудных тел и изотопно-геохимическими характеристиками руд.

ВЫВОДЫ

1. Зун-Оспинское золоторудное месторождение приурочено к зоне тектонического меланжа, сформированного большей частью по породам офиолитовой ассоциации с примесью гранитоидов и терригенно-карбонатных отложений. Среди пород, слагающих меланж, преобладают блоки офиолитов с фрагментами первичных гидротермально-осадочных сульфидных руд и гранитоиды сумсу-нурского комплекса с небольшой примесью терригенно-карбонатных отложений. На месторождении отчетливо проявлен структурный контроль оруденения и отсутствует видимая связь с магматическими процессами.

2. В рудах выделяются три минеральных ассоциации: золото-кварц-пиритовая, золото-кварц-полисульфидная, Ag-сульфосольная, формирование которых происходило при общем понижении температуры в интервале 380–170 °С из слабосоленых (5.2–14.2 мас.% экв. NaCl) растворов, солевые компоненты которого представлены хлоридами Mg и Fe, с примесью Na и K.

3. Минералы золота представлены кюстелитом, электрумом и низко-среднепробным золотом, причем пробность золота повышается на поздней стадии рудообразующего процесса в связи с формированием серебро-сульфосольной ассоциации.

4. Изотопный состав серы сульфидов близок к составу серы орогенных золоторудных месторождений

и имеет значения от +2.2 до +5.1‰. Изотопный состав кислорода в кварце имеет значения в интервале 12.3–12.6‰. Расчет изотопного состава серы в H₂S и кислорода в воде рудообразующего флюида показывает некоторые различия в источниках вещества. Предполагается поступление серы из первичных сульфидных руд, присутствующих в составе офиолитов, с примесью серы из смешанного источника – пород, подвергшихся динамометаморфизму при тектонических деформациях. В составе рудообразующих флюидов присутствуют как метаморфогенные, так и метеорные воды.

5. Формирование месторождения произошло в результате перераспределения компонентов в ходе развития метаморфогенно-гидротермальной рудообразующей системы, сформированной при динамометаморфизме пород, вовлеченных в зону меланжа, приуроченную к дуплексной сдвиговой структуре. Появление этой структуры связано с этапом постколлизии сдвиговых деформаций, проявленных в позднем палеозое в пределах всего Центрально-Азиатского складчатого пояса.

6. Минералого-геохимические характеристики месторождения и его геологическое положение позволяют отнести Зун-Оспинское золоторудное месторождение к золото-полисульфидному минеральному типу метаморфогенно-гидротермального генезиса.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00489-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Мионов А.Г., Боровиков А.А.* Золотое оруденение в кремнисто-карбонатных породах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 5. С. 389–399.
- Борисенко А.С.* Изучение солевого состава растворов газозо-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
- Гамянин Г.Н.* Минералого-генетические аспекты золоторуденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001. 222 с.
- Геология и рудоносность Восточного Саяна / отв. ред. Н.Л. Добрецов, В.Г. Беличенко. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.

- Гидротермальный рудогенез океанского дна / отв. ред. Ю.А. Богданов. Ин-т Океанологии им. П.П. Ширшова. М.: Наука, 2006. 527 с.
- Гордиенко И.В., Рошкетав П.А., Гороховский Д.В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405–429.
- Гребенищкова В.И., Шмотов А.П. Этапы формирования Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 756–764.
- Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Рошкетав П.А. и др. Минеральный состав и генезис Коневинского золоторудного месторождения (Восточный Саян, Россия) // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 2. С. 154–170.
- Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М. и др. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое—раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183–197.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Академическое издательство “Гео”, 2008. 304 с.
- Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Рудовмещающие трансенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала // Литосфера. 2011. № 1. С. 94–105.
- Золото Бурятии. Кн. 1. Структурно-металлогеническое районирование, геологическое строение месторождений, ресурсная оценка / Рошкетав П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 460 с.
- Киргинцев А.Н., Трушников Л.Н., Лаврентьева В.Г. Растворимость неорганических веществ в воде. Справочник. Л.: Химия, 1972. 244 с.
- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
- Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.
- Миронов А.Г., Бахтина О.Т., Жмодик С.М. и др. Новый тип золотого оруденения в стратиформных пирротиновых рудах Восточного Саяна // ДАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 798–801.
- Миронов 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.
- Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч. и др. Геохимия и металлоносность углеродистых отложений различных геодинамических обстановок Саяно-Байкальской складчатой области // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3–4. С. 348–365.
- Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: Наука, 1973. 347 с.
- 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., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М. Изд-во “Мир”. 1989. 589 с.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
- Beaudoin G., Pitre D. Stable isotope geochemistry of the Archean Val-d’Or (Canada) orogenic gold vein field // Miner. Deposita. 2005. Vol. 40. P. 59–75.
- Beaudoin G., Therrien P. The web stable isotope fractionation calculator // Handbook of stable isotope analytical techniques. Vol. I. De Groot P.A., ed. Elsevier, 2004. P. 1045–1047.
- Beaudoin G., Therrien P. The updated web stable isotope fractionation calculator // Handbook of stable isotope analytical techniques. Vol. I. De Groot P.A., ed. Elsevier, 2009. P. 1120–1122.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals, methods and applications, B. De Vivo and M.L. Frezzotti, eds., pub. Virginia Tech, Blacksburg, VA. 1994. P. 117–130.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terrains // Econ. Geol. 2005. 100th Anniversary Volume (1905–2005). P. 407–450.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geol. Rev. 1998. Vol. 13. P. 7–27.
- Hoefs J. Stable isotope geochemistry. 6th edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2009. 285 p.
- Keighin C.W., Honey R.M. The system Ag–Sb–S from 600 °C to 200 °C // Miner Deposita. 1969. Vol. 4. Iss. 2. P. 153–171.

- Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. et al.* The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 199. P. 311–325.
- Li Y., Liu J.* Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. Vol. 70. P. 1789–1795.
- Ohmoto H., Rye R.O.* Isotopes of sulfur and carbon // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* 2nd edition. Ed. Barnes H.L. John Wiley and Sons, New York, 1979. P. 509–567.
- Phillips J.N., Powell R.* Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model // *J. metamorphic Geol.* 2010. Vol. 28. P. 689–718.
- Ridley J.R., Diamond L.W.* Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models // *SEG reviews.* 2000. Vol. 13. P. 141–162.
- Seal R.R.* Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // *Rev. Mineral. Geochem.* 2006, Vol. 61. P. 633–677.
- Zhang L.-G., Liu J.-X., Zhou H.B. & Chen Z.-S.* Oxygen isotope fractionation in the quartz–water–salt system // *Econ. Geol.* 1989. Vol. 89. P. 1643–1650.

Фондовая литература:

Куликов Ю.И., Дорошкевич Л.С., Сивяков В.В. Зун-Оспинское золото-серебряное месторождение. Отчет ООО “С/А Китой” о результатах поисковых работ за 1994–98 гг., с пересчетом запасов на 01.04.99 г. Улан-Удэ. 1999 г.

Поселенов Т.В., Полетаев А.И., Митюхин Е.Д. и др. Зун-Оспинское месторождение. Отчет о результатах поисковых и оценочных работ по рудной зоне “Ананинская” за 2004–2012 гг., с подсчетом запасов золота и серебра на 01.01.2013 г. ООО “С/А Китой”. Улан-Удэ. 2012 г.

Скопинцев В.Г., Скопинцева Е.В., Ивлев А.С. и др. Геологический отчет – ГДП-200 листов N-47-XXXV, XXXVI (Саянская площадь). Улан-Удэ. 2013 г.