

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИХ
ОСОБЕННОСТЯХ БЕЛОГОРСКОГО МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

В.Т. Казаченко, Е.В. Перевозникова

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток,
690022; e-mail: vkazachenko@mail.ru; elenavalper@yandex.ru*

Поступила в редакцию 10 апреля 2023 г.

Представления о залежах Белогорского месторождения, как о метаморфизованных и частично регенерированных в позднем мелу–палеогене продуктах размыва (в триасе) латеритной коры выветривания габброидов, обоснованные ранее геологическими, геохимическими и изотопными данными, подтверждены новыми материалами.

Показано, что источником вещества Белогорского месторождения являлись продукты экзогенного разрушения пород, по изотопным и геохимическим характеристикам близких к кембрийским габброидам Владимиро-Александровского массива (южная часть Украинско-Сергеевского террейна). Выяснено, что залежи Белогорского месторождения сложены породами и рудами, первичное (магматическое) распределение REE в которых было в разной степени изменено в результате взаимодействия осадков (протолитов) с морской водой (предположительно, во время позднеюрско-раннемеловой аккреции) и их метаморфизованных аналогов с гидротермальными растворами (в позднем мелу–палеогене). Влияние габброидов (как источника вещества) на химический и минеральный состав Белогорского месторождения согласуется с приведенными в статье материалами, касающимися обогащения залежей такими характерными для ультраосновных пород элементами, как Fe и Mn, присутствием в них Au-Ag-Pd-Pt, Ni-Co и Bi минерализации. Залежи Белогорского месторождения содержат редкие в природе и слабо изученные акцессорные минералы и минеральные разновидности. К ним относятся необычно богатая Th разновидность циркона, бадделеит, гудмундит, большая группа висмутовых соединений – в том числе Bi_2Te , $(\text{Ag,Pb})\text{BiS}_2$, а также колорадоит, лафоссаит, санборнит, перовскит и соединение InPO_4 . Присутствует также большая группа редких и необычных по составу соединений благородных металлов – «медистое золото», платинистое золото, джонассонит, неупорядоченные твердые растворы Cu, Ag и Au (на основе Au), интерметаллиды Pt и Pd, Pt и Ag и другие редкие минералы и минеральные разновидности.

Ключевые слова: магнетитовое месторождение, металлоносные осадки, контактовый метаморфизм, минералогия, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Для юга Сихотэ-Алиня характерными являются известково-силикатные породы с полиметаллическими, борными и железными рудами. Они приурочены к фрагментам триасовых и девон-карбоновых рифовых массивов и отличаются высоким содержанием Mn и Fe. Известково-силикатные породы, ранее считавшиеся скарнами, по опубликованным нами данным представляют собой контактово-метаморфизованные и частично регенерированные в позднем мелу–палеогене металлоносные осадки триасового возраста. Они распространены в Дальнегорском рудном районе в хорошо изученных Дальнегорском

боросиликатном и полиметаллических (Втором Советском, Николаевском, Верхнем, Садовом, Партизанском и других) месторождениях [2, 16, 17, 19, 22]. Известково-силикатные породы с железными рудами присутствуют в Ольгинском рудном районе на месторождениях Белогорское, Першинское, Мраморного Мыса и др. [3, 6, 7, 13].

В предыдущий период нами выполнен комплекс исследований, направленных на выяснение генетических особенностей известково-силикатных пород и присутствующих в них полиметаллических, боросиликатных и железных руд. В частности, получены и опубликованы новые данные о породообразующих

и аксессуарных минералах (включая Au-Ag-Pd-Pt минерализацию) в известково-силикатных породах боросиликатного и полиметаллических месторождений. Изучены пороодообразующие минералы и аксессуарная благороднометалльная и висмутовая минерализация известково-силикатных пород Белогорского магнетитового месторождения [9].

Целью данных исследований являлось получение новых сведений о происхождении известково-силикатных пород и магнетитового оруденения Ольгинского рудного района на примере Белогорского месторождения. Работа базируется на анализе и обобщении новых и уже опубликованных материалов по этому объекту. В статье приведены новые материалы, касающиеся большой группы впервые обнаруженных на месторождении аксессуарных минералов. Показано их место в общем процессе минералообразования, а также приведены дополнительные обоснования осадочной природы месторождения и с новых позиций рассмотрен вопрос об источниках вещества с привлечением геохимических и изотопных данных.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Белогорское месторождение расположено в Ольгинском рудном районе Таухинского террейна (рис. 1). На площади района (рис. 2) распространены позднемеловые–палеогеновые вулканогенные образования и гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского интрузивно-вулканогенного пояса, среди которых в виде тектонических блоков и «эрозионных окон» обнажаются породы осадочной и биогенной природы. Восточная и северо-восточная части района сложены гранитоидами Владимирского массива, возраст которых составляет 67.9 млн лет [18] или 64–71 млн лет [30]. Породы осадочного и биогенного происхождения присутствуют в виде крупных блоков рифовых известняков, дислоцированных кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев с возрастным интервалом от позднего девона до позднего карбона [11] и фрагментов триасовой кремневой формации, заключенных в терригенном матриксе меланжевого комплекса позднеюрской-раннемеловой аккреционной призмы. В совокупности они образуют прерывистую полосу шириной 4–9 км, протягивающуюся в северо-восточном направлении через всю площадь района. В триасовой кремневой формации присутствуют яшмы, а также силикатно-магнетитовые руды, кремнисто-родохрозитовые, марганцевосиликатные (сложенные, главным образом, силикатами Mn) и спессартин-кварцевые породы, образовавшиеся в результате диагенеза и контактового метаморфизма металлоносных

осадков. Они слагают пластовые и линзовидные тела мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров и протяженностью на поверхности десятки–первые сотни метров, образующие пачку или сменяющие друг друга по простиранию. Осадочные породы смяты в асимметричные складки северо-восточного простирания, осложненные надвигами и разломами других типов.

Белогорское месторождение приурочено к контакту блока среднекаменноугольных рифовых известняков [11] и Владимирского гранитоидного массива, осложненному субмеридиональным разломом (к которому приурочены тела дацитов) (рис. 3), и состоит из четырех линзовидных залежей – Маргаритовской, Белогорской, Благодатной и Скальной. На его площади распространены дайки базальтов, а также диоритов и риолитов, предположительно, приморского интрузивного комплекса (турон–сантон).

Наиболее ранние (метаморфические) образования основных залежей (Благодатной, Белогорской и Маргаритовской) представлены массивными гранатовыми, полосчатыми и «бурундучными» гранат-магнетитовыми породами (с небольшим количеством апатита, датолита, куспидина, клинопироксена, бустамита или везувиана). Гранатовые и гранат-магнетитовые породы содержат многочисленные мелкие более поздние кальцитовые гнезда, системы тонких извилистых прожилков и просечек кальцитового (иногда с флюоритом, родонитом и реликтовым гранатом) состава, в местах наибольшего распространения которых присутствуют почти мономинеральные блоки сливного магнетита с нечеткими границами [9]. К последним приурочены или тяготеют гнезда (диаметром до 1 м и более) крупнокристаллического кальцита. Они содержат подчиненное количество крупнокристаллического флюорита, а также сфалерит, просечки которого (мощностью до 1 см и более) приурочены к плоскостям спайности карбоната и флюорита, образуя некоторое подобие решетки. Вблизи таких гнезд в гранатовых и гранат-магнетитовых породах встречаются обособления (диаметром до нескольких десятков см) амфибол-родонитового состава.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор проб для аналитических исследований производился штучным методом. Определение содержания Mn, P и Zn выполнено методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре ICP-AES 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США) в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН. Определение содержания ред-

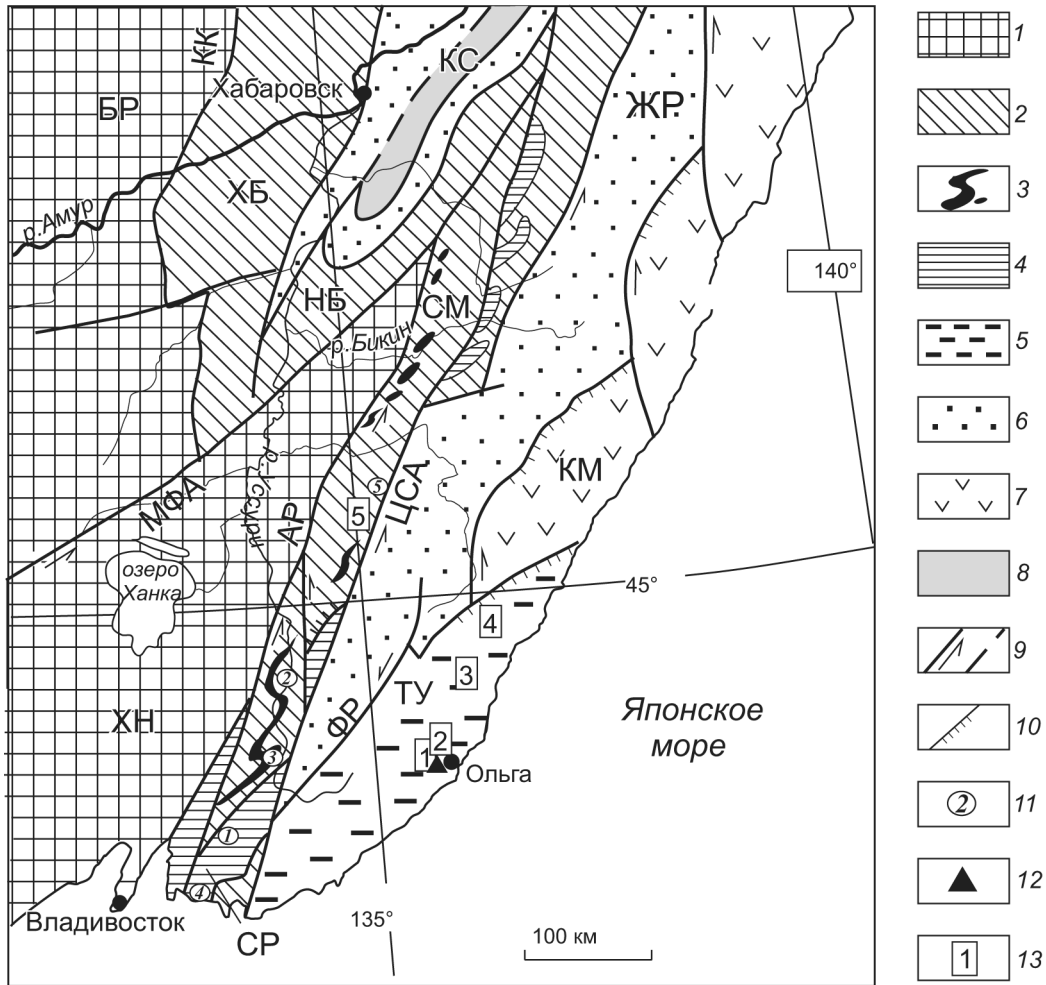
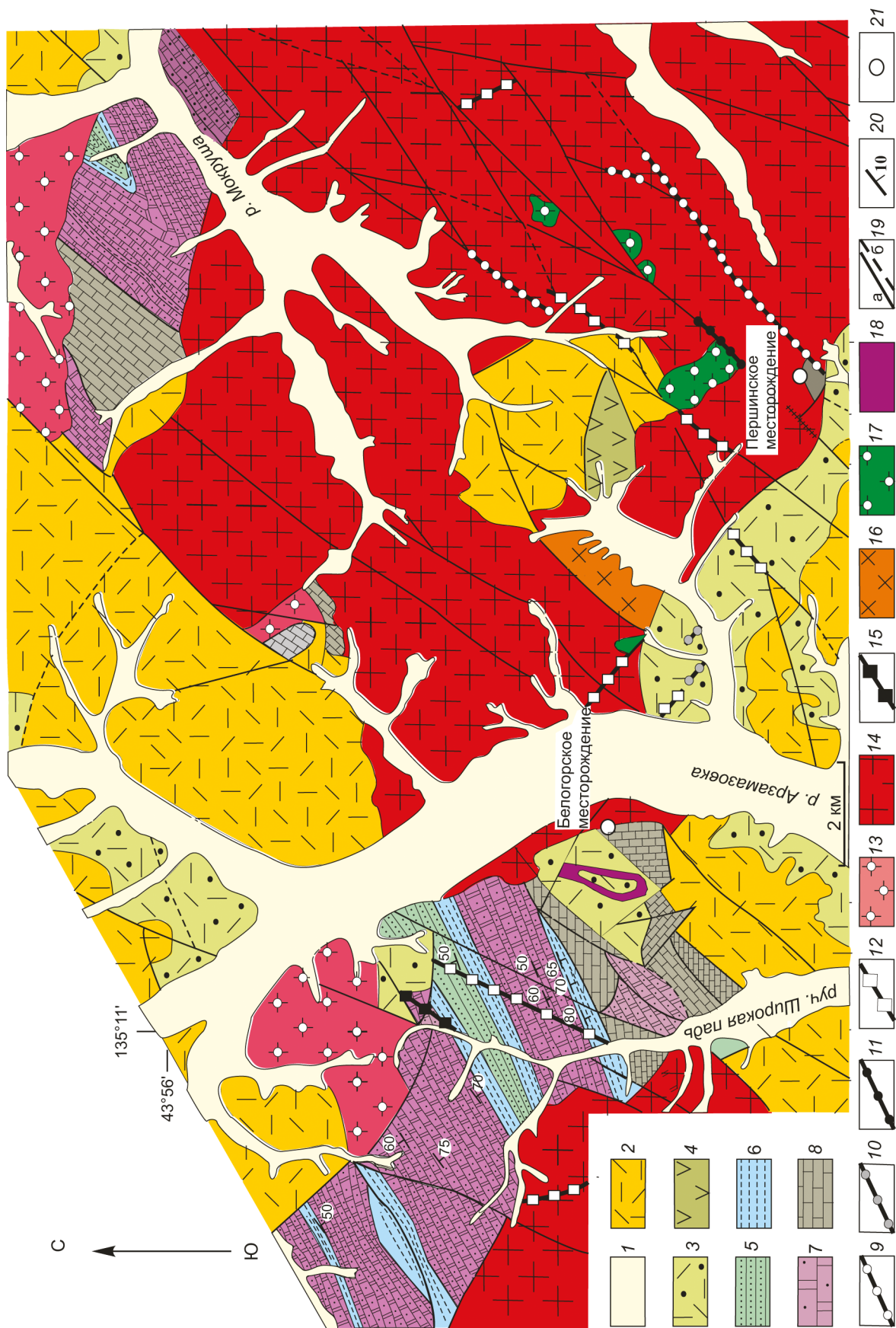


Рис. 1. Положение изученных объектов в Сихотэ-Алине. Тектоническая основа по Ханчуку А.И. [4] с авторскими изменениями.

1 – ХН – Ханкайский массив, БР – Буреинский массив; 2 – юрские террейны (фрагменты аккреционных призм): ХБ – Хабаровский, СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский; 3 – калиновские габброиды (девон?); 4 – Окраинско-Сергеевский террейн (СР) и его фрагменты (габброиды сергеевского комплекса и другие породы), включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований; 5, 6 – раннемеловые террейны-фрагменты: 5 – неокомовой аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 6 – приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский); 7 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский); 8 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 9 – левые сдвиги, в том числе: КК – Куканский, АР – Арсеньевский, МФА – Мишань-Фушуньский (Алчанский), ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ФР – Фурмановский; 10 – надвиги; 11 – места отбора образцов: 1 – окрестности с. Сергеевка (породы сергеевского и авдокимовского комплексов), 2 – окрестности с. Каменка (сергеевский и авдокимовский комплексы), 3 – окрестности с. Верхняя Бреевка (бреевский карьер, калиновский комплекс), 4 – окрестности с. Владимиро-Александровское (Владимиро-Александровский массив), 5 – окрестности с. Дальний Кут (массив Дальнего Кута); 12 – Белогорское месторождение; 13 – изученные площади с выходами триасовых контактово-метаморфизованных металлоносных осадков: 1 – Широкопаднинская, 2 – Мокрушинская, 3 – Высокогорская, 4 – Садовая, 5 – Горная.

Рис. 2. Схема геологического строения фрагмента Ольгинского рудного района (по Ф.И. Ростовскому и др., 1981, с изменениями и дополнениями).

1 – четвертичные отложения; 2 – палеоцен: богопольский вулканический комплекс – риолиты, риодациты и их туфы; 3, 4 – поздний мел: 3 – приморский вулканический комплекс (турон–сантон) – туфы и туфопесчаники риолитов, риодацитов, 4 – синанчинская свита (сеноман) – андезиты, андезибазальты и их туфы; 5 – ранний мел (?): песчаниковая толща; 6 – юрская система ($J_{2,3}$): алевролиты, туффиты, кремнистые породы, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники; 7 – триасовая система: терригенно-кремнистая толща ($T_{2,3}$) триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня, содержащая стратифицированные пластовые и линзовидные тела яшм, кремнисто-родохрозитовых и марганцевосиликатных пород и силикатно-магнетитовых руд; 8 – палеозой (D_3-C_3) – известняки, глинистые сланцы, песчаники; 9–13 – богопольский plutонический комплекс (палеоцен): дайки диоритов (9), андезитов (10), базальтов (11); дайки (12) и экструзии (13) риолитов, риодацитов, гранит-порфиров; 14 – гранитоиды Владимирского массива (маастрихт–дат); 15–18 – приморский plutонический комплекс (турон–сантон): 15 – дайки риолитов, аплитов и пегматитов, 16–18 – субвулканические интрузии диоритов (16), габбродиоритов (17), дацитов (18); 19 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 20 – направление и угол падения геологических границ; 21 – железорудные месторождения.



ких элементов выполнено там же методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США). Особенностью пробоподготовки являлось сплавление навески с метабора́том лития. Внутренними стандартами являлись In и Bi при конечной концентрации их в растворе 10 ppb. Для контроля качества результатов измерений применялись стандартные образцы состава горных пород: JG-3, JB-3, JA-2 Геологической службы Японии и СГ-3 (ГСО № 3333-85), СТ-2 А (ГСО №8671-2005), Россия. Относительное среднеквадратичное отклонение для большинства элементов не превышало 5–15 %, что соответствует критериям качества выполнения элементного анализа, принятым в геохимических исследованиях. Пределы обнаружения составляли (г/т): La, Ce – 0.01; Pr, Sm, Eu, Tb, Er, Yb, Lu – 0.002; Nd – 0.005; Gd, Ho, Tm – 0.003; Dy – 0.001; Cr – 0.9; Co – 0.03; Ni, Zn – 0.3; Cu – 0.1.

Пробоподготовка и измерения изотопного состава Nd выполнены в Геологическом институте Кольского научного центра РАН. Анализы производились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент. Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla за периоды измерений составило 0.511835 ± 18 ($N=15$). Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.004 %. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd составляло 0.3 нг, а точность определения концентраций – ± 0.5 %. Изотопные отношения нормализованы по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и пересчитаны на принятую величину $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla = 0.511860.

Диагностика минералов выполнялась под микроскопом в проходящем и отраженном свете и подтверждалась определением их составов. Анализы минералов (в аншлифах) выполнены в ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8100 с тремя волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) INCAx-sight при ускоряющем напряжении 20 kV и токе 1×10^{-8} А. Содержания всех элементов определялись с помощью ЭДС. Угол отбора излучения составлял 45° , локальность – 1 мкм. Количественный анализ производился по процедуре PhyRoZ (стандартной программе энергодисперсионного анализатора Link ISIS) с применением пользовательского (не заводского) набора эталонов. Стандартами являлись: для O, Mg, Si, Ca – $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (голубой диопсид); F, Ba – BaF_2 ; Na, Al – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит); P – InP; S, Fe – FeS_2 ; Cl – Cs_2ReCl_6 ; K – KNbO_3 ; Cr – Cr_2O_3 ; Mn, Ti – MnTiO_3 ; Co – Co

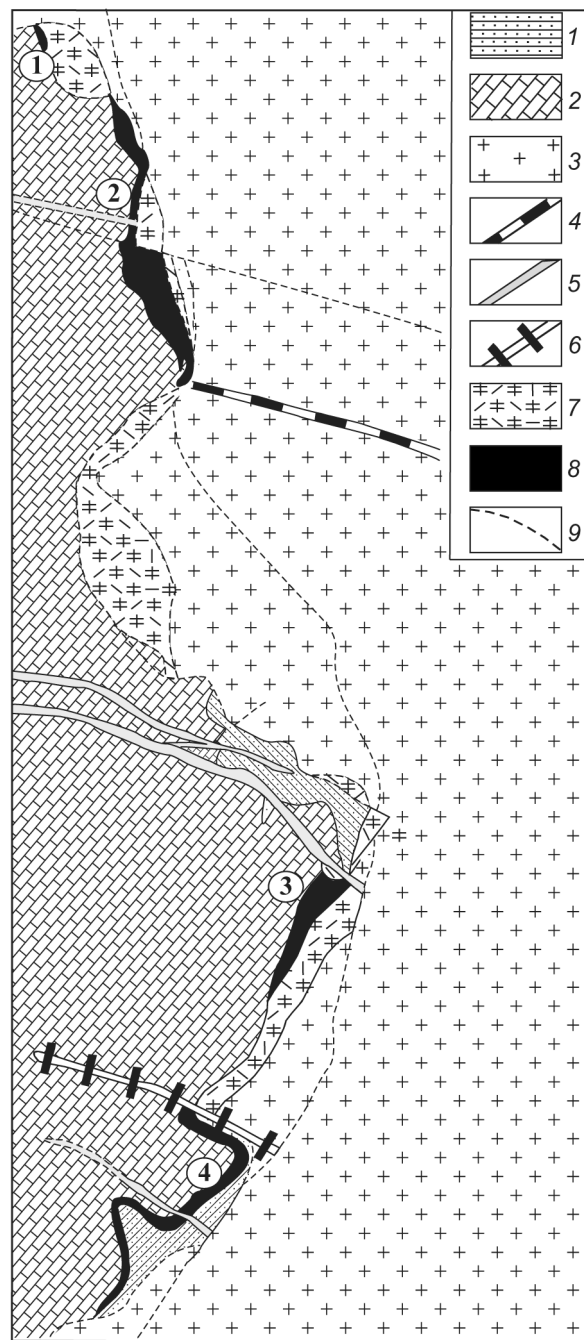


Рис. 3. Схема геологического строения Белогорского месторождения (по Бурдюгову И.С., 1945, с упрощениями).

1 – раннемеловые (?) песчаники; 2 – известняки среднекаменноугольного возраста; 3 – позднемеловые–палеогеновые гранитоиды Владимирского массива; 4–6 – дайки: базальтов (4), диоритов (5), риолитов (6); 7 – тела дацитов; 8 – рудные залежи: 1–4 (цифры на рисунке) – Скальная (1), Благодатная (2), Белогорская (3) и Маргаритовская (4); 9 – тектонические нарушения.

Таблица 1. Содержания редкоземельных элементов в породах Белогорского месторождения, г/т.

Элемент/ Проба	Б-79-2	Б-79-16	Б-79-26	Б-79-28	Б-79-31	Б-79-32	Б-79-33	Б-79-37	Б-79-38	Б-79-48
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	0.6283	0.3408	5.435	3.218	1.418	3.459	1.104	2.400	3.659	1.150
Ce	1.008	0.8480	5.698	5.154	2.426	6.329	3.842	3.388	8.704	2.507
Pr	0.1204	0.09133	0.4727	0.5289	0.4368	1.074	0.3973	0.3887	1.025	0.2489
Nd	0.5618	0.2389	1.452	1.690	2.140	4.633	1.202	1.557	3.006	0.9643
Sm	0.1857	0.09758	0.1187	0.3583	0.3223	0.5180	0.2798	0.3490	0.3187	0.2996
Eu	0.07446	0.03916	0.2354	0.1886	0.0849	0.06150	0.07155	0.0797	0.3061	0.0771
Gd	0.3483	0.1004	0.2887	0.4199	0.3073	0.5045	0.2462	0.5750	0.6198	0.3789
Tb	0.06912	0.03192	0.03153	0.04310	0.0542	0.06726	0.04144	0.2181	0.08145	0.0751
Dy	0.6678	0.1720	0.3185	0.3346	0.3068	0.4329	0.1725	2.328	0.5987	0.6212
Ho	0.1362	0.04198	0.04257	0.06603	0.0687	0.1257	0.06347	0.9004	0.1308	0.1496
Er	0.4638	0.1083	0.1874	0.2401	0.1805	0.4180	0.09395	4.164	0.3579	0.4697
Tm	0.05058	0.02487	0.02665	0.03937	0.0289	0.04907	0.02265	0.8180	0.05288	0.0702
Yb	0.3496	0.1646	0.2128	0.2724	0.1590	0.3367	0.09140	6.103	0.3629	0.3640
Lu	0.04653	0.02765	0.02987	0.04003	0.0226	0.04867	0.02008	0.8710	0.03296	0.0382
Элемент/ Проба	Б-79-55	Б-79-59	Б-79-62	Б-79-84	Б-79-85	Б-79-88	Б-79-92	Б-79-94	Б-79-96	Б-79-98
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
La	2.353	1.335	1.888	0.4368	1.490	8.463	8.534	5.215	1.723	1.323
Ce	4.818	1.978	9.645	0.6320	2.541	28.733	22.512	10.354	3.318	3.723
Pr	0.7310	0.2298	1.632	0.04884	0.2649	3.785	2.734	1.140	0.4903	0.5730
Nd	2.897	1.016	6.965	0.2012	1.041	12.506	10.572	3.469	1.887	2.066
Sm	0.8939	0.1764	1.937	0.06731	0.3332	1.838	2.326	0.5363	0.5445	0.6313
Eu	0.3284	0.08460	0.1680	0.03712	0.0994	0.1990	0.4858	0.5449	0.1822	0.1436
Gd	1.350	0.3336	1.886	0.09236	0.4288	1.543	2.963	0.6682	0.5990	0.8115
Tb	0.2176	0.07341	0.3195	0.01741	0.09590	0.1987	0.4127	0.1247	0.1117	0.1240
Dy	1.904	0.5238	2.286	0.1065	0.7452	1.282	3.460	0.8920	0.7083	0.8898
Ho	0.4497	0.1356	0.4924	0.02251	0.1958	0.2656	0.6183	0.1916	0.1819	0.2043
Er	1.172	0.3904	1.354	0.1174	0.6191	0.8592	2.009	0.7158	0.5155	0.6701
Tm	0.1798	0.04100	0.2115	0.01797	0.1056	0.1055	0.3160	0.09767	0.06410	0.09570
Yb	0.8609	0.2868	1.410	0.05083	0.6821	0.5084	1.559	0.8032	0.4292	0.6110
Lu	0.1277	0.04172	0.1338	0.01655	0.08408	0.06684	0.1930	0.1009	0.05000	0.05456

Примечание. Аналитики: Н.В. Зарубина, М.Г. Блохин, Е.В. Еловский.

(металл); V – V (металл); Zn – ZnS; Zr – ZrSiO₄; Hf – Hf₂O; La – LaPO₄; Ce – CePO₄; Nd – NdPO₄; Pr – PrPO₄; Pt – Pt (металл), а также набор эталонов, поставляемых фирмой Agar Scientific. Аналитическая погрешность (относительное стандартное отклонение) не превышала: 1) при концентрации элемента от 1 до 5 мас. % – ± 10 отн. %; 2) от 5 до 10 мас. % – ± 5; 3) свыше 10 мас. % – ± 2. Предел обнаружения, в зависимости от элемента, изменялся от 0.04 до 0.1 мас. %. Для обеспечения электропроводимости применялось графитовое напыление.

Основные представления об особенностях строения, взаимоотношениях минеральных ассоциаций, закономерностях изменения текстурных особенностей и минерального состава пород в зависимости от степени проявления гидротермальных процессов были получены по результатам тщательного изучения залежей в карьере и других горных выработках. Полученные результаты были подробно изложены в опубликованных работах. В данной статье мы сочли

возможным ограничиться использованием только вытекающих из них генетических представлений.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохимия

Среднее содержание MnO в Белогорской, Благодатной и Маргаритовской залежах составляет, по результатам исследований, опубликованных нами в журнале Тихоокеанская геология в 2022 году, 4.13 мас. % при относительно низких концентрациях REE (табл. 1). Количество Zn и Cd достигает 23.08 и 0.12 мас. %, при среднем содержании этих металлов 2.17 мас. % и 88.04 г/т, соответственно. Относительно высокое содержание характерно для Sn (до 651.75 г/т), W (до 223.2), Mo (до 80.44), Ni (до 113.22) и Co (до 103.57). Содержание P в анализировавшихся пробах достигает 1.37 мас. %, но в некоторых случаях, судя по количеству апатита (до 30–40 об. %), оно гораздо выше. Минералогические данные позволяют ожидать относительно высоких содержаний Ag, Te,

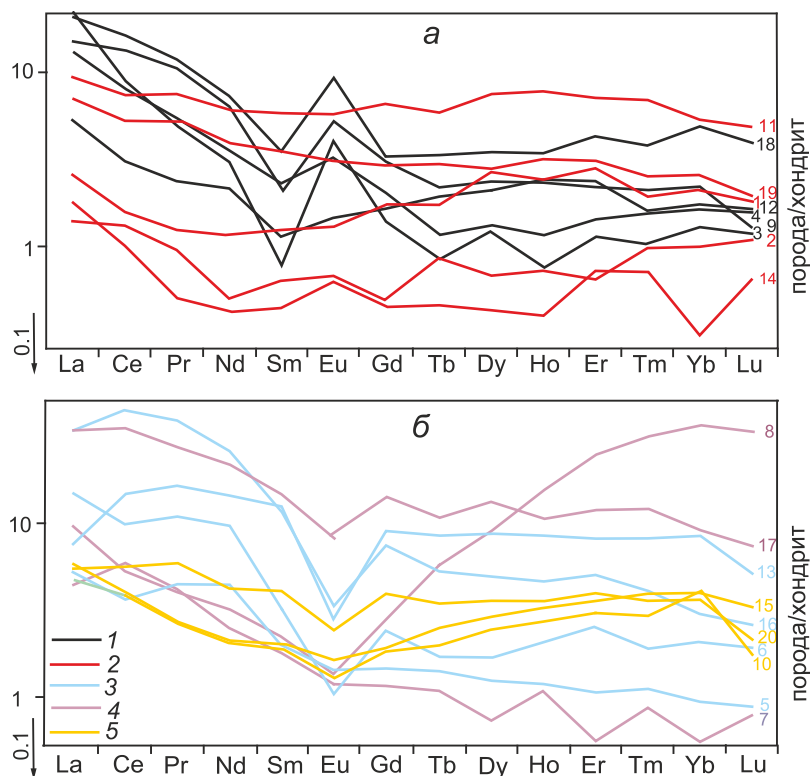


Рис. 4. REE-спектры метаморфических пород основных залежей Белогорского месторождения.

Разным цветом выделены группы спектров, по положению соответствующих им точек относительно трендов I и II (см. ниже рис. 10, б): 1, 2 – расположенным на тренде II (или вблизи него) в пределах (1) или за пределами (2) возможных значений Sm/Nd для габброидов Владимирско-Александровского массива (а); 3–5 – расположенным на тренде I (4), ниже (3) или выше (5) него (б). Номера спектров соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

Sb и As. Для залежей, как было показано в предыдущих работах, характерны повышенные концентрации Au, Pt и Pd (до 0.91, 1.54 и 2.35 г/т, соответственно).

Судя по форме REE-спектров, для пород Белогорского месторождения характерными являются более высокие (нормированные по хондритам) содержания легких REE относительно тяжелых (рис. 4). Часть спектров отличается резко выраженными максимумами Eu и минимумами Sm, а остальные представляют собой их в разной степени измененные версии (см. ниже). Изменения заключались в уменьшении Eu-максимума и Sm-минимума вплоть до их исчезновения и появления Eu-минимума и Gd-максимума. Появляются, кроме того, отчетливые перегибы на Nd или Sm (с выполаживанием спектров к Nd) или даже слабо выраженные Sm-максимумы. Некоторым спектрам свойственно выполаживание и значительное упрощение на всем их протяжении.

Минералогия

Минералогия месторождения рассматривалась в работах предшественников [6, 7, 13], а также авторов данной статьи [9].

Основные залежи месторождения

Метаморфические породы

Наиболее ранние образования основных залежей (Благодатной, Белогорской и Маргаритовской) представлены массивными гранатовыми и полосчатыми и «бурундучными» гранат-магнетитовыми породами (с небольшим, обычно, количеством апатита, датолита, куспидина, клинопироксена, бустамита или везувиана).

Породообразующие минералы (главные и второстепенные)

Гранат, являющийся концентратом Sn (до 2.17 мас. % SnO₂), относится к андрадит-гроссуляр-спессартиновой серии и иногда содержит немного Mg, Fe⁺² и Ti [9]. В Благодатной и Маргаритовской залежах распространен андрадит с примесью кальдеритового и кохаритового миналов. Магнетит содержит до 5 мол. % якобсита и 2.00–4.16 мас. % ZnO [7, 9]. В клинопироксене присутствует до 16.9–23.9 мол. % иогансенитового минала (при широких вариациях содержаний Mg и Fe⁺²) и до 0.56 мас. %

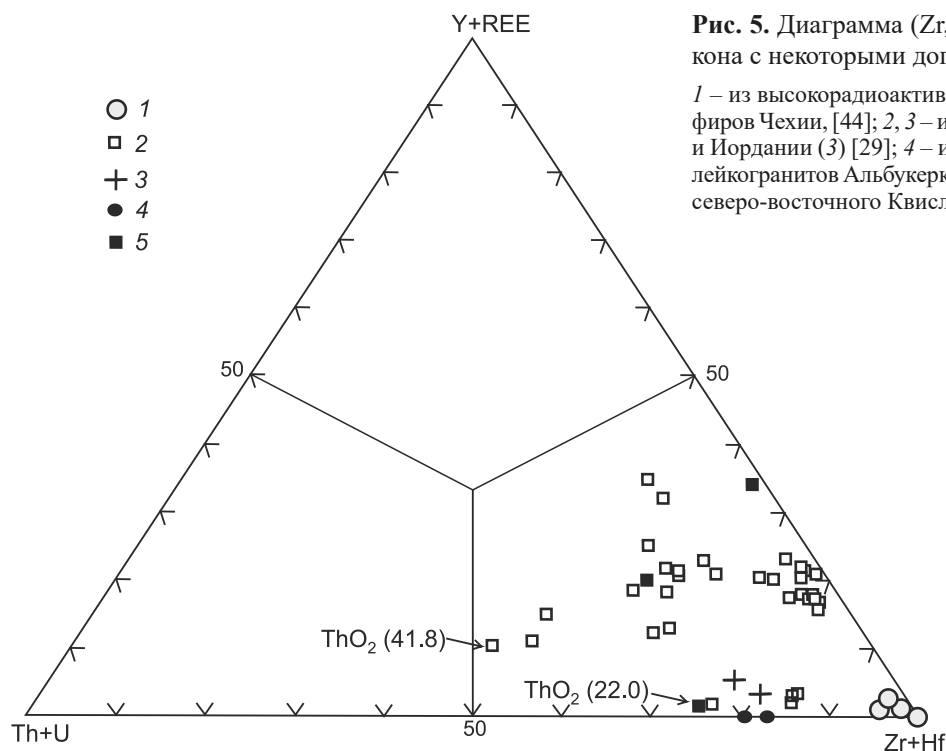


Рис. 5. Диаграмма (Zr,Hf)–(Y,REE)–(U,Th) [29] для циркона с некоторыми дополнениями.

1 – из высокорadioактивных ультракалийевых меласиенит-порфиров Чехии, [44]; 2, 3 – из гранитов Германии (Рудные горы) (2) и Иордании (3) [29]; 4 – из Белогорского месторождения; 5 – из лейкогранитов Альбукерке США [23] и метасоматических пород северо-восточного Квисленда, Австралия [24].

Sn. Бустамит представлен редкой богатой Ca и бедной Mn разновидностью, близкой по составу к волластониту. Датолит содержит примесь Sc, Mg и Fe – $(Ca_{1.00}Sc_{0.01}Mg_{0.01}Fe_{0.01})_{1.03}B(SiO_4)_{0.97}(OH)$. Апатит во всех залежах относится к богатой F разновидности. В Маргаритовской залежи встречается необычная, обогащенная As (до 2.65 мас. %) разновидность. Породообразующие минералы гранатовых и магнетит-гранатовых пород более подробно охарактеризованы в отдельной публикации [9].

Акцессорные минералы

В массивных гранатовых и гранат-магнетитовых породах обнаружены акцессорные циркон, бадделеит, торианит, торит и ильменит-пирофанитовый твердый раствор. Присутствуют рутил, барит, вольфрамит и шеелит. Распространены члены кобальтин-герсдорфитового ряда, леллингит и арсенопирит. Циркон Скальной залежи содержит примесь Sc (табл. 2). В Белогорской залежи встречается редкая в природе, очень богатая Th и U разновидность. В качестве богатого Th и U описан циркон из высокорadioактивных ультракалийевых меласиенит-порфиров Чехии, содержащий до 2.15 мас. % UO_2 и до 1.67 ThO_2 [44]. Известны, однако, находки гораздо более богатых Th (до 41.8 мас. % ThO_2) цирконов в гранитах Германии (Рудные горы) и Иордании [29], в лейкогранитах Альбукерке, США [23] и в метасоматических породах северо-восточного Квисленда, Австралия [24]. Х. Форстером рассмотрены изоморфные взаимоотношения

в системе «торит-ксенотим-циркон-коффинит» [29] и на природных образцах доказано существование полного изоморфного ряда между цирконом и торитом. Большинство богатых Th цирконов отличается высокими содержаниями Y и REE. Остальные, включая цирконы Белогорской залежи (табл. 2, рис. 5), совсем не содержат этих элементов, или бедны ими. Присутствие богатых Th и U цирконов в магматических породах связывают с поздними стадиями минералообразования и, в частности, с гидротермальными процессами [29, 44]. В Белогорской залежи встречается Hf-содержащая разновидность этого минерала.

Бадделеит образует идиоморфные включения в магнетите или гранате без признаков замещения или коррозии (рис. 6, а) и относится к Hf-содержащей (до 1.20 мас. %) разновидности (табл. 2). Этот относительно редкий в природе минерал известен в карбонатах, кимберлитах, ударно-расплавных породах импактных структур, щелочных сиенитах, апатит-форстеритовых и доломит-флогопитовых породах, магнетитовых рудах, в расслоенных мафических интрузиях, диабазовых дайках, габбровых силлах, анортозитах и некоторых других геологических образованиях. Он имеет гораздо более высокую температуру плавления по сравнению с цирконом [1]. В связи с этим, причинами появления бадделеита вместо циркона являются очень высокая температура или низкое содержание Si в системе. Кроме того, его образование может быть обусловлено присутствием сильных оснований (Mg

Таблица 2. Состав аксессуарных минералов Белогорского месторождения (мас. %).

№	O	Si	Al	Fe	Mn	Ca	S	Co	Ni	As	Ba	Zr	Th	U	La	Ce	Сумма	Формулы
1	25.40											70.60					97.25	$(Zr_{0.99}Hf_{0.01})_{1.00}O_2$
2	34.62	13.34	0.87	4.73								28.1	11.34	3.54			97.09	$(Zr_{0.83}Th_{0.13}U_{0.04})_{1.00}SiO_4$
3	34.38	12.69		0.87								31.4	14.71	3.49			97.54	$(Zr_{0.79}Th_{0.16}U_{0.03})_{0.98}(SiO_4)_{1.02}$
4	34.68	15.06										46.32					97.44	$(Zr_{0.96}Hf_{0.02})_{0.98}(SiO_4)_{1.02}$
5	34.26	14.98		0.34		0.53						47.73					98.37	$(Zr_{0.98}Sc_{0.02})_{1.00}(SiO_4)_{1.00}$
6	13.75											2.14	83.49	1.86			101.24	$(Th_{0.91}Zr_{0.07}U_{0.02})_{1.00}O_2$
7	32.17	1.65	0.86		3.72							6.05	1.42	12.46	22.31		100.97	$(Ce_{0.39}Ca_{0.22}La_{0.22}Nd_{0.13}Th_{0.06}U_{0.01})_{1.03}(PO_4)_{0.97}$
8	37.60	14.84	9.15	7.89	3.1	7.12							4.7	9.7			96.96	$(Ca_{1.04}Mn_{0.19}La_{0.20}Ce_{0.40}Nd_{0.12})_{1.95}(Al_{1.99}Fe_{0.83}Mn_{0.14})_{2.96}Si_{3.09}O_{12}(O,OH)$
9	28.2	21.01									49.57						99.49	$(Ba_{0.97}Cu_{0.03})_{1.00}Si_{2.00}O_{4.72}$
10	27.54	20.72					0.17				49.74						98.17	$(Ba_{0.99}Co_{0.01})_{1.00}Si_{2.00}O_{4.68}$
11	3.47	0.37		4.97	1.25	20.28	26.38	3.97	41.99								102.68	$(Co_{0.75}Ni_{0.11}Fe_{0.14})_{1.00}As_{0.94}Si_{1.06}$
12	5.54	2.73		6.83	1.18	15.97	7.78	19.08	42.04								101.15	$(Co_{0.25}Ni_{0.61}Fe_{0.14})_{0.90}As_{1.06}S_{0.94}$
13	7.08	3.53		25.89	2.86	0.53		0.48	60.97								101.34	$(Fe_{0.98}Ni_{0.02})_{1.00}(As_{1.96}S_{0.04})_{2.00}$
14				1.94		1.46	1.63	31.11	64.03								100.17	$(Ni_{1.79}Fe_{0.12}Co_{0.09})_{1.99}(As_{2.86}S_{0.15})_{3.01}$
15				0.41	0.68		0.66	44.54	52.28								98.57	$(Ni_{0.97}Co_{0.01}Fe_{0.01})_{0.99}As_{1.01}$
16				0.34	0.61			45.01	54.2								100.16	$Ni_{1.03}As_{0.97}$

или Ca), способных связать весь Si с возникновением бескварцевых ассоциаций. На Белогорском месторождении бадделит обнаружен в бескварцевых, существенно магнетитовых и гранатовых прослоях полосчатых и «бурундучных» гранат-магнетитовых пород.

Торианит образует скопления мелких кристаллов в гранате, без признаков замещения или коррозии. В нем присутствует немного Zr и U (табл. 2). Рутил, по результатам анализа на рентгеноспектральном микроанализаторе, образующий мелкие идиоморфные выделения в гранате, содержит V, Zr и Sc – $(Ti_{0.98}V_{0.008}Sc_{0.005}Zr_{0.007})_{1.00}O_2$.

Ильменит-пирофанитовый твердый раствор характеризуется примерно равным количеством ильменитового и пирофанитового миналов [9]. В продуктах прогрессивного метаморфизма марганцевистых осадков, как и в гранатовых и гранат-магнетитовых породах Белогорского месторождения, он является характерным аксессуаром [15, 33]. На регрессивном этапе пирофанит возникал вследствие распада твердых растворов – в виде включений в гематите [20, 26], магнетите [37] и якобите [40]. В разнообразных магматических и метаморфических образованиях, как и на Белогорском месторождении, в ассоциации с магнетитом обычно распространены железистые члены ильменит-пирофанитового ряда (ильменит, манганийменит, реже железистый пирофанит), тогда как в ассоциации с гематитом этот минерал не содержит Fe^{+2} , но несколько обогащен Fe^{+3} . Особенностью барита является присутствие Sr. Вольфрамит $(Mn_{0.22-0.93}Fe_{0.81-0.07})_{1.03-1.00}(WO_4)_{0.97-1.00}$ и шеелит $(Ca_{0.85-1.02}Sr_{0.24-0.00})_{1.09-1.02}(WO_4)_{0.91-0.98}$ образуют идиоморфные включения в ранних минералах без признаков замещения или коррозии. Формулы этих минералов приведены по результатам анализа на рентгеноспектральном микроанализаторе.

Состав минерала кобальтин-герсдорфитового изоморфного ряда (с существенной примесью железистого минала) изменяется от состава обогащенного Co герсдорфита до состава бедного Ni кобальтина (табл. 2). Вместе с ним встречаются Ni-содержащий леллингит, соединение Ni_2As_3 и никелин. В научной литературе имеются сведения о существовании полного ряда твердых растворов между леллингитом и

Примечание к таблице 2. Залежи: Белогорская (1–4, 6), Благодатная (11, 13), Скальная (5, 7–10, 12, 14–16). Минералы: бадделит (1), циркон (2–5), торианит (6), монацит (7), алланит (8), санборнит (9, 10), кобальтин-герсдорфит (11, 12), леллингит (13), Ni_2As_3 (14), никелин (15, 16). В ан. 1 и 4, кроме того, 1.25 и 1.38 мас. % Hf, соответственно; в ан. 2 – 0.55 Mg; в ан. 5 – 0.53 Sc; в ан. 7 – 8.02 Nd и 12.31 P; в ан. 8 – 2.86 Nd; в ан. 9 – 0.71 Cu.

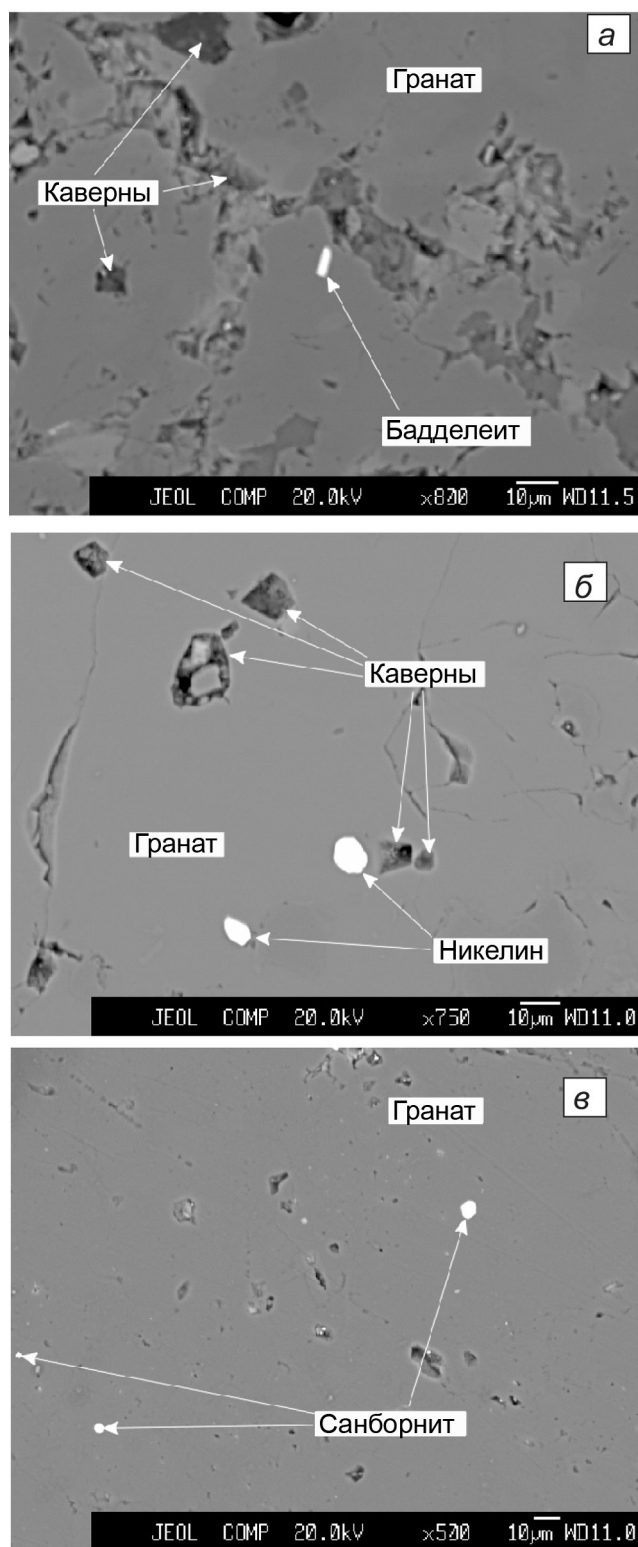


Рис. 6. Включения бадделеита (а), никелина (б) и санборнита (в) в гранате.

Белогорская (а) и Скальная (б, в) залежи.

изоструктурным ему раммельсбергитом в некоторых низкотемпературных геологических образованиях [5].

Породообразующие минералы гранатовых и гранат-магнетитовых пород образуют сростания, а акцессорные – включения в них, без признаков коррозии или замещения (рис. 6, а-в).

Продукты гидротермального изменения метаморфических пород

Породообразующие минералы (главные и второстепенные)

Гранатовые и гранат-магнетитовые породы содержат более поздние минералы. Наиболее распространенными из них являются магнетит сливного облика, кальцит и, в меньшей мере, флюорит и сфалерит. Они слагают различные по морфологии и минеральному составу обособления: 1) рассеянные в гранатовых и гранат-магнетитовых породах мелкие кальцитовые гнезда; 2) блоки сливного магнетита; 3) гнезда крупнокристаллического кальцита с подчиненным количеством крупнокристаллического флюорита и просечками сфалерита в магнетитовых блоках и вблизи них; 4) обособления амфибол-родонитового (иногда с кальцитом или флюоритом) состава вблизи карбонатных гнезд; 5) системы рассекающих измененные гранатовые и гранат-магнетитовые породы кальцитовых (с реликтовым гранатом и, иногда, с амфиболом, родонитом или флюоритом) прожилков.

Сливной магнетит характеризуется высоким содержанием якобитового минала (до 33 мол. %) [9]. Сфалерит в гнездах крупнокристаллического кальцита представлен маложелезистой или безжелезистой разновидностью коричневой или зеленой окраски. Кальцит содержит небольшое количество родохрозитового, сидеритового и магнезитового миналов. Амфибол относится к тремолит-ферроактинолитовому ряду и обогащен Mn. Родонит в ассоциации с амфиболом (\pm кальцит, флюорит) представлен, как было показано в предыдущих работах, бедной Fe умеренно кальциевой разновидностью.

Акцессорные минералы

Продуктам изменения гранатовых и гранат-магнетитовых пород тоже свойственны разнообразные акцессорные минералы. Они присутствуют в магнетитовых блоках и гнездах крупнокристаллического кальцита, а также встречаются в измененных породах и системах рассекающих их кальцитовых прожилков и просечек.

Для магнетита сливного облика, слагающего магнетитовые блоки, наиболее характерны микровключения касситерита, образовавшиеся за счет Sn, присутствовавшего в гранате, а для кальцита и флюо-

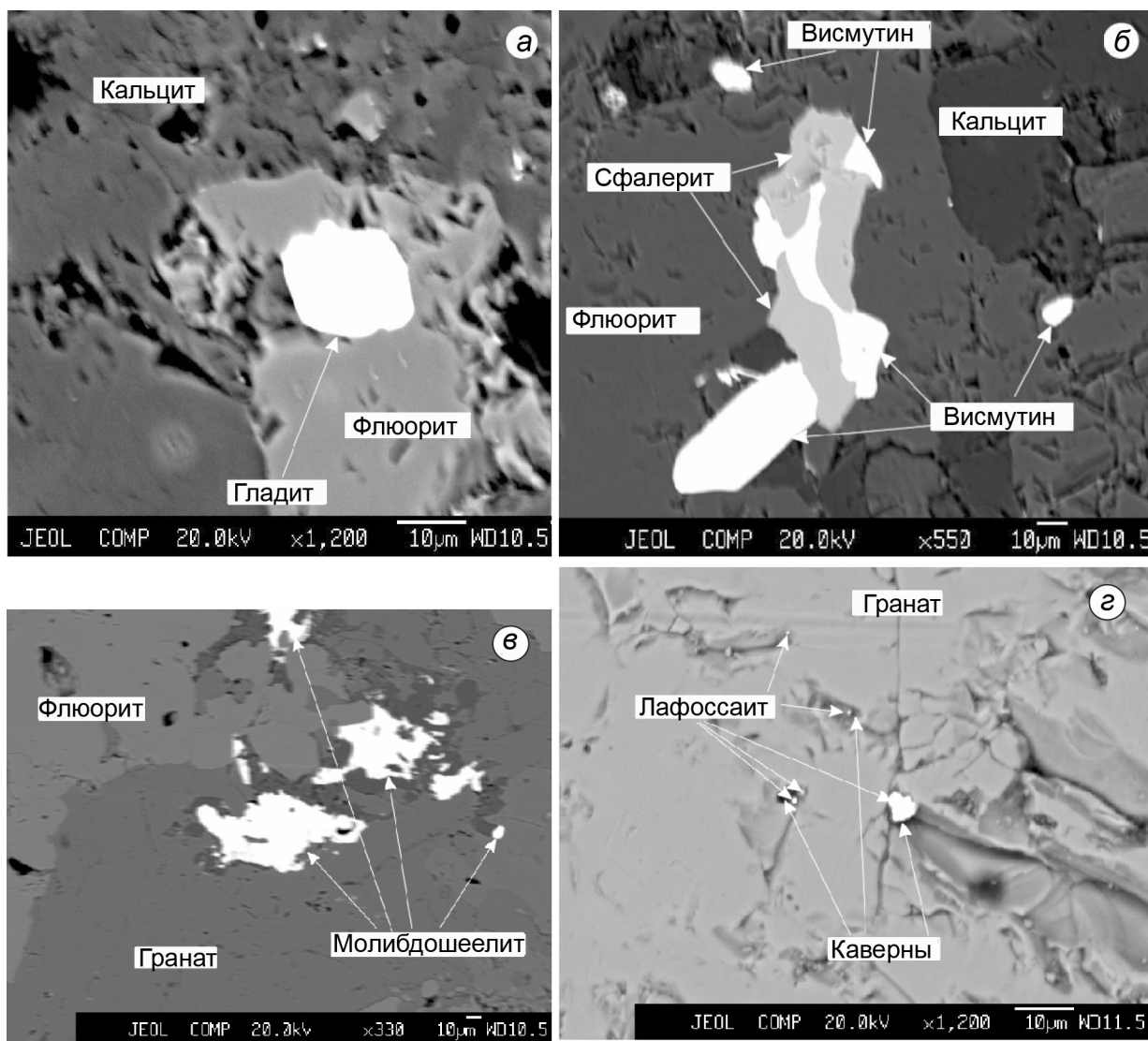


Рис. 7. Кристалл гладиита (яркое) (а), срастание висмутина (яркое) и сфалерита (серое) в флюорите (б), кальцит-молибдошеелитовые агрегаты в флюорите и гранате (в) и зерна лафоссаита (г) в полостях экзогенного выщелачивания гранатовой породы.

Благodatная (а, б) и Маргаритовская (в, г) залежи.

рита кальцитовых гнезд в магнетитовых блоках – микровключения висмутовых минералов, молибденита и членов шеелит-повеллитового изоморфного ряда (рис. 7, а-в). Висмутовые минералы, кроме того, нередко в виде мелких гнезд и вкрапленности присутствуют в родоните. В измененных породах и присутствующих в них системах тонких кальцитовых прожилков и просечек обнаружены галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, арсенопирит, гудмундит, ульманнит, станнин, сульфосоли, стибнит, самородная Sb и другие минералы.

Висмутовые минералы встречаются в кальците, флюорите и родоните или на контакте кальцито-

вых и флюоритовых гнезд с более ранним гранатом (рис. 7, а, б). В кальците и флюорите они образуют самостоятельные кристаллы (диаметром десятки–сотни мкм) и срастания друг с другом, сфалеритом, галенитом или слагают удлинённые участки вдоль плоскостей спайности. Висмутовая минерализация представлена самородным Bi, висмутином, жозеитом А, козалитом, гладитом, джонассонитом $AuBi_3S_4$ (первая находка в Сихотэ-Алине) и галенобисмутином. Встречаются также описанные в геологической литературе, но не имеющие собственных названий соединения Bi_3Te_2 , $(Bi,Ag)(S,Te)$, Bi_3S_4 , $(Pb,Ag)BiS_2$, Bi_2Te , Bi_4Te , Bi_5Te , Bi_6Te .

Подробно висмутовая минерализация и джонсонит Белогорского месторождения охарактеризованы в отдельных публикациях авторов за 2022 год.

В гнездах крупнокристаллического кальцита, наряду с висмутовыми минералами, распространены молибденит и члены шеелит-повеллитового ряда $\text{Ca}_{1.03-0.98}(\text{W}_{0.79-0.01}\text{Mo}_{0.21-1.01})_{0.97-1.02}\text{O}_4$. Они образуют сложные неправильной формы сростания друг с другом и со сфалеритом в продуктах преобразования ранних ассоциаций вместе с карбонатом или флюоритом (рис. 7, в), но чаще встречаются в виде самостоятельных гнезд и просечек в этих минералах.

В измененных гранатowych и гранат-магнетитовых породах и присутствующих в них кальцитовых жилках и просечках обнаружены безжелезистый, не содержащий Mn сфалерит (табл. 3), богатый Ag тетраэдрит, полибазит, киноварь, колорадоит, соединение $\text{Ag}_4\text{Sb}_2\text{S}_3(?)$ (или, по анализу, $\text{Ag}_{4.01}\text{Sb}_{2.00}\text{S}_{2.98}$), ульманнит, стибнит, а также самородная Sb. Полибазит обогащен пирсеитовым миналом, а ульманнит содержит немного Co. Иногда встречаются пирит, бурнонит, робинсонит, гетероморфит и соединение $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{S}_5$ (табл. 3). Последний минерал является, по-видимому, не содержащим As аналогом вейнита с идеальной формулой $\text{Pb}_2(\text{Sb,As})_2\text{S}_5$ [25, 31, 36]. Соединение $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{S}_5$ иногда упоминается в литературе под названием «плюмозит» или рассматривается в качестве безжелезистой разновидности джемсонита. Пирит относится к мышьяковистой разновидности. В гудмундите, относительно редком в природе минерале, присутствует изоморфная примесь As (табл. 3).

Скальная залежь

В Скальной залежи ранние ассоциации сложены гранатом, пироксеном и бустамитом. В качестве аксессуарных минералов в них присутствуют ильменит-пирофанитовый твердый раствор, титанит, циркон, монацит, алланит, санборнит, перовскит, рутил, апатит, барит и фосфат InPO_4 . Встречаются, кроме того, разнообразные соединения Ni: Ni_2As_3 , никелин, леллингит, ульманит и кобальтин-герсдорфит (табл. 2). Гранат относится к гроссуляр-спессартиновой разновидности, иногда обогащенной (до 24.3 мол. %) андрадитовым миналом [9]. Пироксен является членом диопсид-геденбергит-иогансенитовой серии и отличается непостоянным содержанием иогансенитового минала (16.9–23.9 мол. %). За редким исключением, он обогащен диопсидовым (31.2–37.4 мол. %) и относительно беден геденбергитовым (43.3–49.1, редко 65.6 мол. %) миналами. Иногда в анализах пироксена присутствуют содержания Zn (до 0.40 мас. %). Бустамит встречается совместно с клинопироксеном. Он

Таблица 3. Состав сульфидов, сульфосолей и других минералов в продуктах гидротермального и экзогенного (*) изменения гранатowych и гранат-магнетитовых пород Белогорского месторождения (мас. %).

№	Si	S	Cl	Ca	Fe	Cu	Zn	Tl	Ag	As	Sb	Pb	Сумма	Минерал	Формула
1	21.10				6.95	15.57	0.62		28.50		24.57		97.31	блеклая руда	$(\text{Cu}_{0.28}\text{Ag}_{10.01}\text{Zn}_{0.36}\text{Fe}_{4.71})_{24.36}\text{Sb}_{7.64}\text{S}_{24.92}$
2	50.37			0.06	43.48					3.55			97.46	пирит	$\text{Fe}_{0.97}(\text{S}_{1.97}\text{As}_{0.06})_{2.03}$
3	19.44				0.22	12.95					24.70	41.84	99.15	бурнонит	$\text{Pb}_{1.00}\text{Cu}_{1.01}\text{Sb}_{1.00}\text{S}_{2.99}$
4	20.69			0.05	0.09						36.22	41.08	98.13	робинсонит	$\text{Pb}_{3.99}\text{Sb}_{6.00}\text{S}_{13.01}$
5	29.07										70.90		99.97	стибнит	$\text{Sb}_{1.96}\text{S}_{3.04}$
6	0.19	15.14			29.08					2.06	52.40		98.87	гудмундит	$\text{Fe}_{1.07}(\text{Sb}_{0.89}\text{As}_{0.06})_{0.95}\text{S}_{0.98}$
7	33.09			0.4			66.24						99.73	сфалерит	$\text{Zn}_{1.01}\text{S}_{0.99}$
8*			13.30		0.44			85.21					98.95	лафоссаит	$\text{Tl}_{1.05}\text{Cl}_{0.95}$

Примечание. Залежи: Белогорская (1), Благодатная (2-6), Маргаритовская (7), Скальная (8).

относится к богатой Mn и наиболее бедной Ca разновидности. Ильменит-пирофанитовый твердый раствор присутствует в виде рассеянных таблитчатых кристаллов. Его состав изменяется в широких пределах – от почти «чистого» пирофанита (88.9 мол. % $MnTiO_3$) до обогащенного Mn ильменита (69.4 мол. % $FeTiO_3$). Ильменит-пирофанитовый твердый раствор нередко обогащен V и Nb. Циркон представлен Sc-содержащей разновидностью (табл. 2). Монацит обогащен легкими REE. Он содержит изоморфную примесь Th и U и относится к чералит-монацитовому изоморфному ряду, для которого характерен гетероэвалентный изоморфизм по схеме $CaTh \rightarrow 2REE$. Алланит представлен богатой Mn и легкими REE разновидностью. Санборнит (рис. 6, в), редкий бариевый силикат [42], на Белогорском месторождении содержит примесь Cu, реже Cu и Co или только Co (табл. 2). В перовските, по результатам анализа на рентгеноспектральном микроанализаторе, присутствует незначительная примесь Fe и Al – $Ca_{1.02}(Ti_{0.95}Fe_{0.01}Al_{0.02})_{0.98}O_3$. Титанит в небольшом количестве содержит Al в позициях Ti – $Ca_{1.03}(Ti_{0.86}Al_{0.11})_{0.97}Si_{1.00}O_4(O,OH)$. Рутил относится к V-, Sc- и Zr-содержащей разновидности – $(Ti_{0.98}V_{0.008}Sc_{0.005}Zr_{0.007})O_2$. Апатит Скальной залежи иногда содержит примесь Sc. Фосфат $InPO_4$ относится, вероятно, к числу неизвестных ранее природных соединений. Получен в качестве искусственного химического вещества. Арсенид Ni_2As_3 обогащен Co, заместившим Ni и, особенно, S, присутствующей в позициях As (табл. 2). Этот минерал имеет непостоянный состав – $(Ni_{1.81-1.91}Co_{0.10-0.12})_{1.91-2.03}(As_{2.93-2.24}S_{0.16-0.73})_{3.09-2.97}$. В ульманите присутствует небольшая примесь Co.

Продукты изменения ранних ассоциаций Скальной залежи сложены, главным образом, карбонатом, амфиболами, марганцовистым хлоритом и манганаксинитом. В качестве включений в этих минералах встречаются самородный Bi и соединение (Pb,Ag) BiS_2 . Карбонат, по результатам предыдущих исследований, представлен манганкальцитом (до 12 мол. % родохрозитового минала) [9]. Амфибол тремолит-ферроактинолитового ряда, заместивший клинопироксен, тоже обогащен Mn (до 2.90 мас. %). Изредка встречается богатый Mn и Fe амфибол куммингтонит-грюнеритового ряда. Аксинит очень богат Mn – $(Ca_{1.79}Mn_{0.21})_{2.00}(Mn_{0.74}Fe_{0.20})_{0.94}Al_{2.05}BSi_{4.01}O_{15}(OH)$, и относится к манганаксинит-тинценитовому изоморфному ряду.

Особенностью Белогорского месторождения является присутствие Au-Ag-Pd-Pt минерализации. Минералы благородных металлов обнаружены во всех залежах, как в ранних ассоциациях, так и в продуктах

их преобразования. Они представлены самородным Au без примесей, Au-Ag твердым раствором, платинистым Au и неупорядоченными Cu-Ag-Au твердыми растворами (на основе Au). Встречаются также неупорядоченные твердые растворы, или, возможно, интерметаллиды Cu_2Au , $Cu_4(Au,Ag)_3$, $CuAu_2$, Pd_3Ag , а также Pd_4Ag , $PdPt$, самородная Pt, сульфид Ag, богатый Ag тетраэдрит, полибазит, рассмотренные выше соединения Ag с Bi, Te и Sb, а также другие минералы. Подробно Au-Ag-Pd-Pt минерализация рассмотрена в отдельной публикации авторов в журнале Вестник ВГУ за 2019 год.

Зона окисления

В Благодатной, Белогорской и Маргаритовской залежах встречаются прайзингерит, бастнезит, бисмит, бисмутит, добреит, заварицит, ильземанит, лафоссаит, массивот и многие другие минералы экзогенного происхождения. Об экзогенной природе лафоссаита (табл. 3) свидетельствует его приуроченность к полостям экзогенного выщелачивания кристаллов эндогенных минералов (рис. 7, з). Лафоссаит, охарактеризованный в качестве нового минерала из кратера La Fossa (Италия) [39], в последнее время обнаружен в возгонах Авачинского вулкана [14].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Согласно полученным ранее данным метаморфизованные триасовые металлоносные осадки и известково-силикатные породы (считавшиеся скарновыми) месторождений Таухинского террейна являются контактово-метаморфизованными и частично регенерированными продуктами размыва в триасе апогидролитной латеритной коры выветривания островов. Mn, Fe и другие металлы накапливались в лагунах и прилегавших к островам акваториях. Присутствие в известково-силикатных породах борных и полиметаллических руд указывает на мелководные (пересыхающие) и глубоководные (с зонами сероводородного заражения) лагуны. В фациях лагун (в современном виде это известково-силикатные породы) и в фациях акваторий (метаморфизованные металлоносные осадки триасовой кремневой формации), несмотря на значительную дифференциацию вещества в осадочном процессе, проявились, как было показано в предыдущих работах, геохимические особенности материнских магматических пород.

Приуроченность точек к тому или иному тренду (1-4) диаграммы $^{143}Nd/^{144}Nd-Sm/Nd$ (рис. 8) не зависит от петрохимических особенностей магматических пород, а определяется только их возрастом и типом мантийного источника [10]. Точки пород основных залежей Белогорского месторождения на этой диаграм-

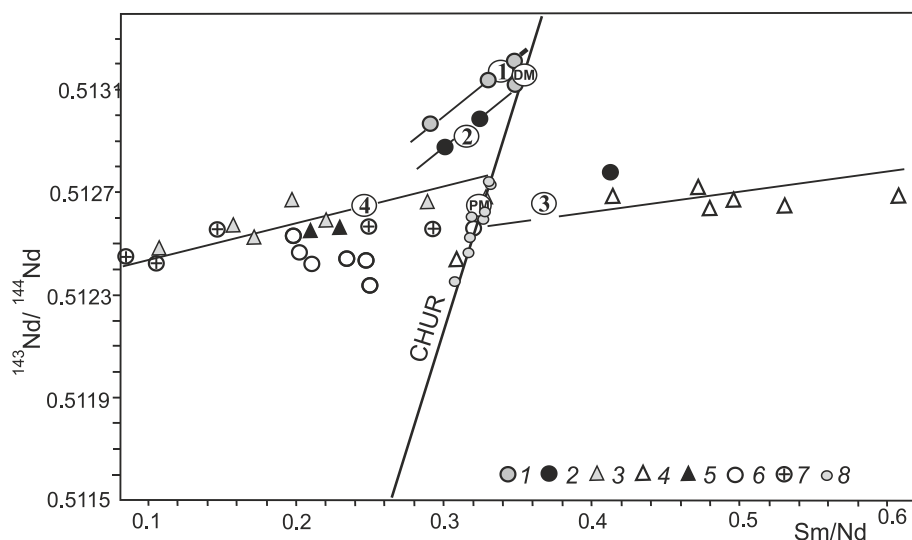


Рис. 8. Положение точек метаморфических пород Белогорского месторождения на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – Sm/Nd [10].

1, 2 – Базиты авдокимовского комплекса из включений в породах сергеевского комплекса (1), перидотиты массива окрестностей с. Дальний Кут (возраст неизвестен) (2); 3–6 – дуниты, троктолиты и анортозиты Владимиро-Александровского массива (кембрий) (3), троктолиты, оливиниты и другие породы бревского аллохтона (калиновский комплекс, палеозой) (4), каменные (5) и сергеевские (6) габбро (сергеевский комплекс, кембрий); 7 – породы Белогорского месторождения; 8 – хондриты; DM и PM (в кружках) – деплетированная и примитивная мантии, соответственно; цифры в кружках – номера трендов. Исходные данные для пород Белогорского месторождения приведены в табл. 1 и 4.

ме приурочены к тренду 4. Их положение однозначно указывает на источник вещества, относящийся к сергеевскому комплексу или к габброидам, аналогичным по изотопным и геохимическим характеристикам породам Владимиро-Александровского массива, а также на отсутствие значительного фракционирования Sm и Nd в протолитах (осадках) по сравнению с материнскими породами. Положение почти всех точек сергеевских габбро вне тренда 4 связано с изменением значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и Sm/Nd после образования триасовых осадков (во время средне-позднеюрской аккреции) в результате метаморфизма с участием морской воды [10].

Особенности REE-спектров образцов (3, 4, 9, 12, 18 на рис. 4, а) – более высокие (нормированные по хондритам) содержания легких REE относительно тяжелых, а также резко выраженные максимумы Eu и минимумы Sm, однозначно указывают на габброиды, близкие по геохимическим характеристикам к изучен-

ным породам Владимиро-Александровского массива (рис. 9, д). Этот вывод подтверждается также приуроченностью соответствующих им точек к тренду II на диаграмме Sm/Nd – Sm/Eu (рис. 10, б).

Остальные образцы по особенностям их REE-спектров (рис. 4, а, б) и положению точек на диаграмме (рис. 10, б) соответствуют продуктам экзогенного разрушения габброидов, первичные (габброидные) значения Sm/Nd и Sm/Eu в которых были изменены взаимодействием с морской водой (при осадкообразовании, диагенезе или во время позднеюрско-раннемеловой аккреции), гидротермальными процессами или взаимодействием с морской водой и гидротермальными процессами. Из них образцы 2, 14 являются метаморфизованными осадками, испытывавшими, вероятно, главным образом, только интенсивные гидротермальные изменения. Их точки расположены на продолжении тренда габброидов Владимиро-Александровского массива, выше возможных значений Sm/Nd в этих породах (0.325), а в REE-спектрах сохранились некоторые признаки Eu-максимумов (рис. 4, а). Прочие представляют собой метаморфизованные осадки, первичные (габброидные) значения Sm/Nd и Sm/Eu в которых были в разной степени изменены, предположительно, под воздействием морской воды и гидротермальных растворов. Из-за влияния морской воды их спектрам (рис. 4, б) свойственны характерные признаки яшм и метаморфизованных аналогов металлонос-

Таблица 4. Геохимические и изотопные Sm-Nd характеристики пород Белогорского месторождения.

№	Проба	Sm	Nd	Sm/Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err
1	Б-79-26	0.0775	1.4039	0.055	0.512478	19
2	Б-79-32	0.4646	4.4208	0.105	0.512422	16
3	Б-79-55	0.7784	2.6682	0.292	0.512560	11
4	Б-79-88	1.7285	12.1191	0.143	0.512560	11
5	Б-79-92	1.8423	7.3608	0.250	0.512572	18

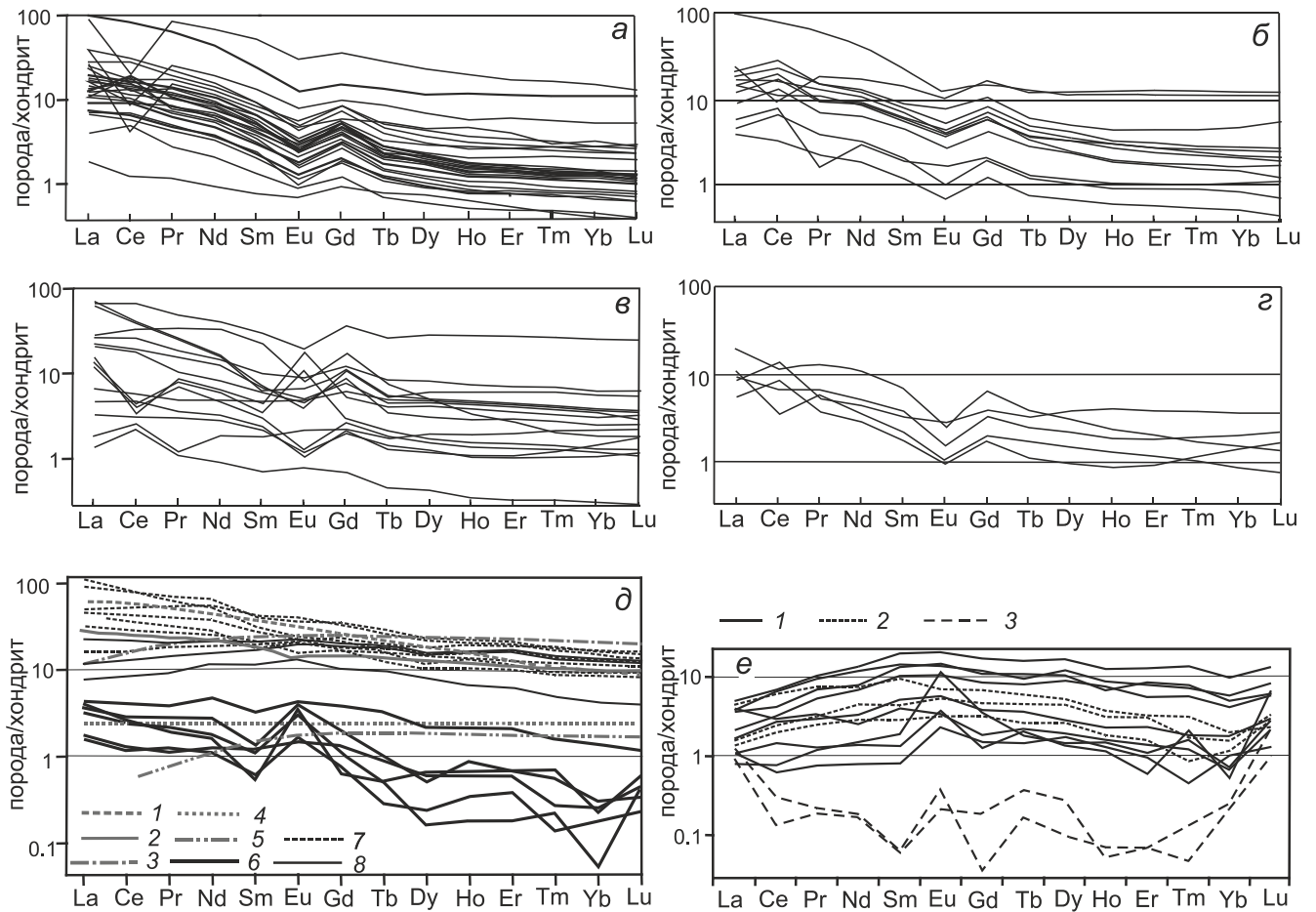


Рис. 9. REE-спектры изученных пород и руд Сихотэ-Алиня.

Породы и руды триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня (а-г) – яшмы (а), марганцевосиликатные породы (б) и силикатно-магнетитовые руды (г) Широкопаднинской площади, марганцевосиликатные породы Горной площади (б).

Магматические породы базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня (д, е) – д (1–8) – OIB (1), IAB (2), MORB (3), примитивная (4) и деплетированная (5) мантии, габброиды Владимир-Александровского массива (б), сергеевского (7) и авдокимовского комплексов (8); е (1–3) – габброиды калиновского комплекса (Бреевский аллохтон) (1) и массива Дальнего Кута (2); 3 – серпентиниты бухты Мелководной. Для построения эталонных спектров использованы геохимические данные [41] (для OIB и MORB); [34] (для IAB); [35, 43] (для примитивной мантии); [38] (для деплетированной мантии). Для нормирования содержаний REE в изученных породах по хондритам использованы данные [27].

ных осадков триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня – марганцевосиликатных пород и силикатно-магнетитовых руд (рис. 9, а-г). Эти признаки заключаются в более высоких (нормированных по хондритам) содержаниях легких REE относительно тяжелых и в наличии Eu-минимумов и Gd-максимумов.

Поступление металлов в протолиты (осадки) яшм, марганцевосиликатных пород и силикатно-магнетитовых руд происходило, как было показано в предыдущих работах, в коллоидных растворах гидроксидов Mn и Fe, и, соответственно, распределение REE в этих образованиях соответствует распределению в морской воде во время осадконакопления. Этим обстоятельством объясняется преимуществен-

ная приуроченность точек этих пород на диаграмме Sm/Nd–Sm/Eu (рис. 10, б) к тренду I с величиной Sm/Nd, близкой к современному значению в морской воде – 0.21 [21, 28]. К этому же тренду тяготеют точки сергеевских базитов, метаморфизованных с участием морской воды во время средне-позднеюрской аккреции, и некоторые точки (7, 8, 17) изученных образцов Белогорского месторождения (рис. 10). Влиянием морской воды на значения Sm/Nd и Sm/Eu объясняется, по-видимому, и заметное смещение точек некоторых образцов Белогорского месторождения (4, 12) от тренда II к тренду I (рис. 10, б).

Таким образом, можно предположить, что смещение точек Белогорского месторождения от тренда

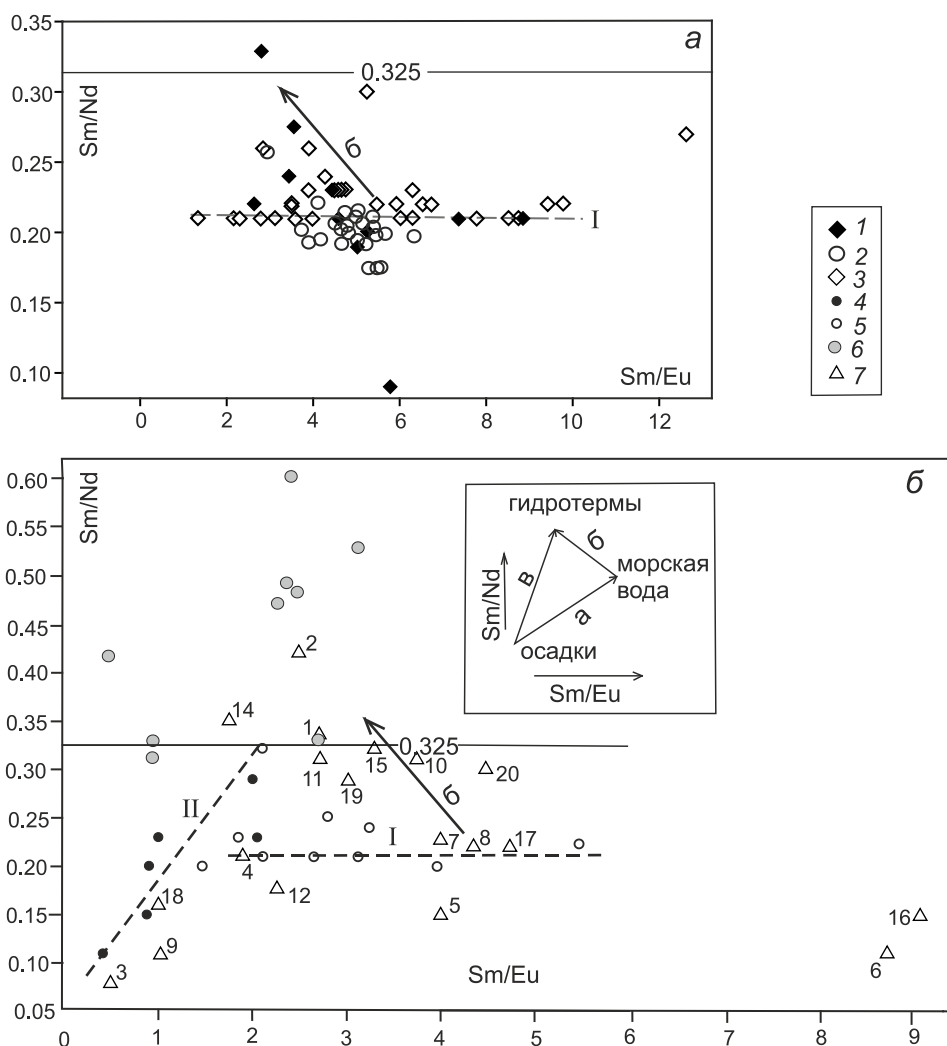


Рис. 10. Положение изученных метаморфических и магматических пород Сихотэ-Алиня на диаграмме Sm/Nd–Sm/Eu.

Осадочные (в разной степени метаморфизованные) породы и руды (а) триасовой кремневой формации: силикатно-магнетитовые руды (1) и яшмы (2) Широкопаднинской площади, марганцевосиликатные породы Горной площади (3). Магматические породы (б) – Владимиро-Александровского массива (4), сергеевского (5) и калиновского (6) комплексов. Метаморфические породы (б) – залежей Белогорского месторождения (7). Номера точек соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 1. Изолиния 0.325 ограничивает максимально возможное значение Sm/Nd в магматических породах сергеевского комплекса и Владимиро-Александровского массива. На рис. 10, б (см. врезку) и рис. 10, а стрелками схематически показаны усредненные векторы (а, б, в) изменения состава пород и их протолитов (осадков с Sm/Nd и Sm/Eu характеристиками пород Владимиро-Александровского массива) в результате взаимодействия с морской водой и гидротермальными растворами.

II к тренду I вдоль вектора а или приуроченность к тренду I (рис. 10) обусловлены разной степенью воздействия морской воды на продукты экзогенного разрушения габброидов. Особенности этого процесса являлось приближение величины Sm/Nd к значению в морской воде (0.21), которое, согласно литературным данным для карбонатных пород прошлого, было почти постоянным на протяжении длительного времени геологической истории [12, 21]. Близким к этому значению оно было и в триасовое время (рис. 10, а), во время образования протолитов (осадков) гранатовых

и гранат-магнетитовых пород Белогорского месторождения.

Отклонение точек триасовых яшм и метаморфизованных металлоносных осадков от тренда I (рис. 10, а) обусловлено изменением значений Sm/Nd и Sm/Eu вследствие воздействия подвижной флюидной фазы при контактовом метаморфизме. Аналогичным образом, образцы Белогорского месторождения, точки которых тоже расположены вне трендов I и II, соответствуют продуктам гидротермального преобразования метаморфических пород с

предварительно (в осадках терригенного происхождения) измененными в разной степени под воздействием морской воды первичными (габброидными) значениями Sm/Nd и Sm/Eu. В их REE-спектрах, как уже отмечалось выше, сохранились Eu-минимумы и Gd-максимумы (рис. 4, б), характерные для хемогенных и биогенных отложений триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. С возрастанием степени гидротермального изменения таких пород Белогорского месторождения (спектры 1, 11, 19) наблюдается значительное упрощение и выравнивание спектров на всем их протяжении, однако признаки присутствия Eu-минимума сохраняются, хоть и выражены слабо (рис. 4, а).

Таким образом, смещение точек от тренда I вдоль вектора б (см. врезку на рис. 10, а), а также упрощение и выполаживание некоторых REE-спектров (рис. 9, а–г) являются общими особенностями измененных гидротермальными процессами образцов Белогорского месторождения, яшм, марганцевосиликатных пород и силикатно-магнетитовых руд триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Эти породы и руды, как и Белогорское месторождение, расположены в контактовых ореолах гранитоидных массивов и, в частности, Владимирского гранитоидного массива, одним из выходов которого на поверхность является Широкопаднинский массив. В целом, из сравнения рисунков рис. 10, б и рис. 10, а видно, что особенности распределения точек пород Белогорского месторождения и триасовых яшм, марганцевосиликатных пород и силикатно-магнетитовых руд, за некоторыми исключениями, одинаковые. В обоих случаях они обусловлены влиянием морской воды на исходные осадки и гидротермальных растворов на их метаморфизованные аналоги. Исключениями являются отсутствие точек яшм и метаморфизованных триасовых металлоносных осадков на тренде II в силу хемогенно-биогенной природы их протолитов и относительно небольшое количество точек Белогорского месторождения на тренде I. Последнее обстоятельство связано с разной (не всегда предельной) степенью изменения первичных значений Sm/Nd в протолитах пород (терригенных осадках) Белогорского месторождения под влиянием морской воды и гораздо более широким проявлением гидротермальных процессов.

Из особенностей строения залежей Белогорского месторождения следует, что они сформировались в условиях высокотемпературного контактового метаморфизма осадков и в последующем подверглись гидротермальным изменениям с локальным перераспределением вещества. Таким образом, они содержат продукты двух этапов – метаморфического (гра-

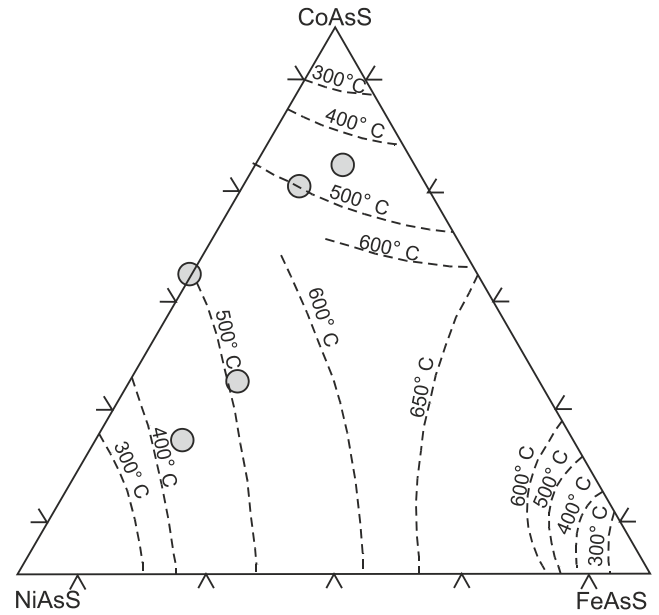


Рис. 11. Положение точек кобальтина и герсдорфита Белогорского месторождения на диаграмме «FeAsS–CoAsS–NiAsS».

Изотермы по Д.Д. Клемм [32].

натовые и магнетит-гранатовые породы) и постмагматического гидротермального (разнообразные по морфологии и минеральному составу обособления продуктов гидротермального преобразования гранатовых и магнетит-гранатовых пород). Температура контактового метаморфизма составляла ~550 °C при литостатическом давлении около 1.5 кбар, что примерно соответствует границе амфибол-роговиковой и эпидот-амфиболитовой фаций контактового и регионального метаморфизма, соответственно (по классификации Н.Л. Добрецова с соавторами) [8]. Эти условия согласуются с условиями залегания Белогорского месторождения (на контакте с Владимирским гранитоидным массивом) и полученными ранее значениями температуры (~550 °C) для клинопироксен-бустамитовой ассоциации Скальной залежи. Они согласуются и с положением точек Ni-Co минералов на диаграмме (рис. 11), указывающее на температуру ≥ 500 °C. Минералы метаморфического этапа (табл. 5) отнесены к одной минеральной ассоциации (в широком понимании этого термина).

Гидротермальный этап, связанный с постмагматической гидротермальной деятельностью [9], состоял из двух стадий. Наиболее ранними и наиболее высокотемпературными продуктами гидротермальных изменений являются участки разнообразной формы, сложенные манганактинолитом или манганактинолитом и родонитом с включениями висмутовых и мо-

Таблица 5. Этапы, стадии и минеральные ассоциации основных залежей Белогорского месторождения.

Этапы	Стадии	Минеральные и морфологические типы обособлений	Минеральные ассоциации
метаморфический	-	Залежи гранатовых, а также полосчатых и «бурундучных» гранат-магнетитовых пород	Андрадит*, магнетит*, клинопироксен**, бустамит**, везувиан**, датолит**, куспидин**, апатит, циркон, бадделейт, ториянит, торит, ильменит-пирофанит, рутил, барит, вольфрамит, шеелит, кобальтин-герсдорфит, леллингит, арсенопирит, самородное золото без примесей, золото-серебряный твердый раствор, самородная платина, соединения платины и палладия и другие минералы благородных металлов.
Гидротермальный (постмагматический)	Ранняя (средне-температурная)	Актинолит-родонитовые гнезда неправильной формы диаметром до нескольких десятков см	Родонит*, актинолит*, кальцит**, андрадит**, молибденит, Bi_2Te , Bi_4Te , Bi_5Te и Bi_6Te
	Поздняя (низко-температурная)	Мелкие более поздние кальцитовые гнезда в гранатовых и гранат-магнетитовых породах; системы кальцитовых (с реликтовым гранатом) прожилков, рассекающих весь объем гранатовых и магнетит-гранатовых пород; крупные блоки сливного магнетита в наиболее измененных участках гранатовых и гранат-магнетитовых пород; гнезда крупнокристаллического кальцита диаметром до 1 м и более в магнетитовых блоках	Магнетит*, кальцит*, флюорит*, сфалерит*, андрадит**, актинолит**, родонит**, касситерит, молибденит, шеелит-повеллит, самородный Bi, висмутин, жозеит А, козалин, гладит, джонассонит, галенобисмутит, Bi_3Te_2 , $(Bi,Ag)(S,Te)$, Bi_3S_4 , $(Pb,Ag)Bi_2S_2$, Ag -тетраэдрит, полибазит, киноварь, колорадоит, соединение $Ag_4Sb_2S_3(?)$, ульманнит, стибнит, самородная Sb, самородное золото без примесей, «медистое золото», самородная платина и другие минералы благородных металлов.
Экзогенный		Идиоморфные и ксеноморфные образования в породах и полостях экзогенного выщелачивания	Прайзингерит, бастнезит, бисмит, бисмутит, добреит, заварицкит, ильземанит, лафоссаит, массикот и другие

Примечание. * – главные минералы, ** – второстепенные минералы, прочие – аксессуарные минералы.

либденовых минералов (табл. 5) и образовавшиеся при температуре 350–415 °С. Основным результатом гидротермальных изменений второй стадии являлось возникновение в наиболее переработанных участках большого количества кальцитовых прожилков, блоков магнетитового состава и гнезд, сложенных, главным образом, крупнокристаллическим кальцитом и, в меньшей мере, флюоритом и сфалеритом. Температура (или, возможно, нижний температурный предел) образования таких гнезд, судя по присутствию в них самородного висмута, составляла около 270 °С или несколько ниже. Стадии гидротермального этапа и соответствующие им ассоциации породообразующих и аксессуарных минералов (табл. 5) выделены условно, так как гидротермальный процесс, возможно, про-

текал непрерывно на фоне постепенного понижения температуры.

Главной особенностью процесса гидротермального преобразования метаморфических пород являлось разложение андрадита, пироксена, Fe-содержащих и других ранних минералов и высвобождение Fe, Ca, Si, Mn, Sn (из андрадита), Zn (из пироксена) и некоторых других элементов. Fe и Sn почти полностью фиксировались на месте в виде магнетита и касситерита. Ca, Mn, Zn и другие высвобождавшиеся элементы (Au, Ag, Bi, Pb, Mo, W) локально мигрировали и отлагались в различных минеральных формах в составе рассекающих весь объем залежей кальцитовых (с флюоритом, реликтовым андрадитом и другими минералами) прожил-

ков и манганактинолит-родонитовых обособлений и гнезд крупнокристаллического кальцита [9]. Образование последних в составе магнетитовых блоков компенсировало дефицит объема, возникавшего при замещении граната магнетитом с выносом Si. Определяющую роль в возникновении гнезд крупнокристаллического кальцита играли летучие компоненты (CO_2 , F_2 и S_2), связывавшие Ca, Mn, Zn, Bi, Ag, Pb и Mo в карбонатной, фторидной или сульфидной минеральных формах. Отложение кальцита (и сопутствующих ему аксессуарных минералов) неоднократно сменялось отложением флюорита (слагает в кальците крупные мономинеральные участки) или сфалерита (образует просечки по плоскостям спайности в кальците и флюорите), аксессуарных сульфидов и оксидов, что свидетельствует о многократных и значительных изменениях активностей CO_2 , F_2 , S_2 и O_2 в гидротермальных растворах.

Образование минеральных ассоциаций гидротермального этапа является, главным образом, следствием высвобождения, локального перераспределения и отложения (в благоприятных участках) в различных минеральных формах ранее присутствовавших в залежах химических элементов – как слагавших собственные минералы (Ca, Fe), так и рассеянных в других минералах (Mn, Sn, Zn, Bi, Pb, Ag, Au, Mo и W). Главными осадителями этих элементов в продуктах второй стадии гидротермального процесса являлись летучие компоненты, такие как CO_2 , F_2 и S_2 .

Залежи Белогорского месторождения содержат редкие в природе и слабо изученные минералы и минеральные разновидности. К ним относятся необычно богатая Th разновидность циркона, бадделит, гудмундит, большая группа висмутовых соединений – в том числе Bi_2Te , $(\text{Ag,Pb})\text{BiS}_2$, а также колорадоит, лафоссаит, санборнит, перовскит и соединение InPO_4 . Присутствует также большая группа редких и необычных по составу соединений благородных металлов – “медистое золото”, платинистое золото, джонассонит, неупорядоченные твердые растворы Cu, Ag и Au (на основе Au), интерметаллиды Pt и Pd, Pt и Ag и другие редкие минералы и минеральные разновидности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представления о залежах Белогорского месторождения как о метаморфизованных и частично регенерированных в позднем мелу–палеогене продуктах размыва (в триасе) латеритной коры выветривания габброидов, обоснованные ранее геологическими, геохимическими и изотопными данными, подтверждены новыми материалами.

Источником вещества Белогорского месторождения являлись продукты экзогенного разрушения пород, по изотопным и геохимическим характеристикам близких к габброидам Владимиро-Александровского массива. Этот вывод подтверждается и приведенными в данной статье материалами, касающимися обогащения залежей такими характерными для ультраосновных пород элементами, как Fe и Mn, присутствием в них Au-Ag-Pd-Pt, Ni-Co и Bi минерализации.

Залежи Белогорского месторождения сложены породами, первичное (габброидное) распределение REE в которых было в разной степени изменено в результате взаимодействия осадков (протолитов) с морской водой и их метаморфизованных аналогов с гидротермальными растворами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфилов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М. Древний возраст цирконов и проблемы генезиса дунитов габбро-гипербазитовых комплексов складчатых областей и платформенных массивов центрального типа // Литосфера. 2018. Т. 18, № 5. С. 706–717.
2. Благодарева Н.С., Говоров И.Н., Лаговская Е.А., Славкина С.П. Материалы по минералогии Садового свинцово-цинкового месторождения // Вопросы минералогии, магматизма и рудогенеза Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 79–92.
3. Воларович Г.П. Геология Ольгинских железорудных месторождений и их оценка // Зап. ВМО. 1940. Ч. 69. Вып. 1. С. 121–134.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, Кн. 1. 2006. 572 с.
5. Гриценко Ю.Д., Спиридонов Э.М. Сульфоарсениды и сульфоантимониды никеля, кобальта, железа и крутовит метаморфогенно-гидротермальных карбонатных жил Норильского рудного поля // Новые данные о минералах. М., 2006. Вып. 41. С. 46–55.
6. Гуляева Т.Я., Щека С.А. Микронеодородности редких разновидностей магнетита и их генетическое значение // Минералы – индикаторы петрогенезиса. Владивосток, 1980. С. 62–68.
7. Гуляева Т.Я., Щека С.А. О редкой Zn-Mg-марганцевой разновидности магнетита // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 6. С. 1448–1453.
8. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Добрецов Н.Л. Фации метаморфизма. М.: Изд-во Недра, 1970. 432 с.
9. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н. Минералогия и генезис Белогорского скарново-магнетитового месторождения (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 6. С. 67–83.
10. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В. Изотопная (Sm-Nd) и геохимическая (Nb/Y-Zr/Y) систематика базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня // Геохимия. 2023. Т. 68, № 4. С. 341–366.
11. Кемкин И.В. Аккреционные призмы Сихотэ-Алиня и основные события геологической эволюции Япономорского

- региона в мезозое: Автореф. дис. ... док-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 52 с.
12. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. Сравнительная Sr–Nd-систематика карбонатных пород в типовых магнезитовых месторождениях нижнего рифея южно-уральской провинции // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН, 2015. № 162. С. 100–106.
 13. Лобанова Г.М. Условия нахождения куспидиновых и монтчеллитовых скарнов в месторождениях Южного Приморья // Зап. ВМО. 1960. Ч. 89. Вып. 5. С. 523–541.
 14. Округин В.М., Малик Н.А., Плутахина Е.Ю., Назарова М.А., Козлов В.В., Москалева С.В., Чубаров М.В. Новые данные о возгонах и сублиматах Авачинского вулкана (2014–2015 гг.): Науч. конф., посвящённая дню вулканолога ИВиС ДВО РАН «Вулканизм и связанные с ним процессы». 2016. С. 400–405.
 15. Пономаренко А.И. Родонит-спессартиновые породы Анабарского массива // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212, № 6. С. 1426–1429.
 16. Радкевич Е.А., Лобанова Г.М., Томсон И.Н., Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Хетчиков Л.Н., Александров А.И., Соляников В.П., Смирнов С.И. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья // Труды ИГЕМ АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1, № 34. 328 с.
 17. Ростовский Ф.И. Геология и генетические особенности свинцово-цинкового оруденения Садового рудного поля (Дальнегорский рудный район Приморья): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1975. 28 с.
 18. Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А. U–Pb изотопное датирование магматических комплексов Милоградского золото-серебряного месторождения (Южное Приморье) // Докл. АН. 2010. № 433(2). С. 219–226.
 19. Симаненко Л.Ф., Раткин В.В. Партизанское скарново-полиметаллическое месторождение: геология, минералогия, генезис (Таухинская металлогеническая зона, Сихотэ-Алинь). М.: Наука, 2008. 158 с.
 20. Смольянинова В.И., Борисовский С.Е. Пирофанит в марганцевых рудах месторождения Прозрачное (Горный Алтай) // Изв. АН СССР. Серия: геология. 1984. № 9. С. 131–136.
 21. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
 22. Хетчиков Л.Н. Геологическое строение и минералогия месторождения Первый Советский рудник (Тетюхе): Материалы по геологии, полезным ископаемым и минералогии южной части Дальнего Востока. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 53–187.
 23. Bea F. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts // J. Petrology. 1996. V. 37, N 3. P. 521–552.
 24. Charoy B., Pollard P.J. Albite-rich, silica-depleted metasomatic rocks at Emuford, northeast Queensland: mineralogical, geochemical, and fluid inclusion constraints on hydrothermal evolution and tin mineralization // Economic Geology. 1989. N 84. P. 1850–1874.
 25. Criddle A.J., Stanley C.J. Quantitative data file for ore minerals. Third edition. Chapman & Hall, London. 1993. 635 p.
 26. Dasgupta S., Fukuoka M., Roy S. Hematite-pyrophanite intergrowth in gondite, Chikla area, Sausar Group, India // Mintr. Mag. 1984. V. 48. P. 558–560.
 27. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
 28. Faure G. Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons, New York. 1986. 520 p.
 29. Förster H.J. Composition and origin of intermediate solid solutions in the system thorite–xenotime–zircon–coffinite // Lithos. 2006. N 88. P. 35–55.
 30. Jahn B.M., Valui G.A., Kruk N.N., Gonevchuk V.G., Usuki M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 111. P. 872–918.
 31. Jambor J.L. New lead sulfantimonides from Madoc, Ontario, Part I // Can. Mineral. 1967. N 9. P. 7–24.
 32. Klemm D.D. Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS–CoAsS–NiAsS und FeS₂–CoS₂–NiS₂ // Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Abhandlungen. 1965. N 103. P. 205–255.
 33. Lee D.E. Occurrence of pyrophanite in Japan // Amer. Miner. 1955. V. 40. P. 32–40.
 34. McCulloch M.T., Gamble J.A. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 102. P. 358–374.
 35. McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A. W. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth’s mantle // Geochim. Cosmochim. Acta, Ross Taylor Symposium volum, 1991.
 36. Mořlo Y., Macovicky E., Mozgova N.N., Jambor J., Cook N., Pring A., Paar W.H., Nickel E., Graeser S., Karup-Møller S., Balić-Žunić T., Mumme W.G., Vurro F., Topa D., Bindi L., Bente K., Shimizu M. Sulfosalt systematics: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy // Eur. J. Mineral. 2008. N 20. P. 7–46.
 37. Mucke A., Okujeni C. Geological and ore microscopic evidence on the epigenetic origin of the manganese occurrences in northern Nigeria // J. African Earth Sci. 1984. V. 2, N 3. P. 209–225.
 38. Palme H., O’Neill H.St.C. The Mantle and Core // Treatise Geochem. 2003. V. 2. P. 1–38.
 39. Roberts A.C., Venance K.E., Seward T.M., Grice J.D., Paar W.H. Lafossaite a new mineral from the La Fossa Crater, Vulcano, Italy // Mineralogical Record. 2006. N 37. P. 165–168.
 40. Sivaprakash C. Mineralogy of manganese deposits of Kodura Garbham, Andhra Pradesh, India // Econ. Geol. 1980. V. 75, N 7. P. 1083–1104.
 41. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A.D. Saunders and M.J. Norry, Eds. // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication. London. 1989. V. 42. P. 313–345.
 42. Walstrom R.E., Leising J.F. Barium Minerals of the Sanbornite Deposits Fresno County, California // Axis. 2005. V. 1, N 8. P. 1–18.
 43. Wood D. A., Joron J. L., Treuil M., Norry M., Tarney J. Elemental and Sr isotope variations in basic from Iceland and surrounding ocean floor // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 70. P. 319–339.
 44. Žáček V., Škoda R., Sulovsky P. U–Th-rich zircon, thorite

and allanite-(Ce) as main carriers of radioactivity in the highly radioactive ultrapotassic melasyenite porphyry from the Šumava Mts., Moldanubian Zone, Czech Republic // J. Geosci. 2009. N 54. P. 343–354.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 25.05.2023 г.

принята к печати 11.01.2024 г.

V.T. Kazachenko, E.V. Perevoznikova

Geochemistry, mineralogy and genetic features of the Belogorskoe magnetite deposit (Sikhote-Alin)

New data are in favor of the view previously substantiated by geological, geochemical and isotopic data that orebodies of the Belogorskoe deposit are metamorphosed and partially regenerated in the Late Cretaceous-Paleogene products of erosion (in the Triassic) of laterite weathering crust of gabbroids.

The source for the formation of the Belogorskoe deposit was shown to be products of exogenous destruction of rocks, which by their isotopic and geochemical characteristics are close to the Cambrian gabbroids of the Vladimiro-Alexandrovsky massif (the southern part of the Okrainsko-Sergeevsky terrane). It has been found that the Belogorskoe deposit is composed of rocks and ores, the primary (magmatic) distribution of REE in which was changed to varying degrees as a result of interaction between sediments (protoliths) and seawater (presumably during the Late Jurassic-Early Cretaceous accretion), as well as their metamorphosed analogues and hydrothermal solutions (in the Late Cretaceous-Paleogene). The influence of gabbroids (as a source of matter) on the chemical and mineral composition of the Belogorskoe deposit is consistent with the data reported in the article concerning the enrichment of orebodies in such elements as Fe and Mn that are characteristic of ultrabasic rocks and the presence of Au-Ag-Pd-Pt, Ni-Co and Bi mineralization in them.

The orebodies of the Belogorskoe deposit contain accessory minerals and mineral varieties that are rarity in nature and little-studied. These include an unusually rich Th variety of zircon, baddeleyite, gudmundite, a large group of bismuth compounds, including Bi_2Te , $(\text{Ag,Pb})\text{BiS}_2$, as well as coloradoite, lafossaite, sanbornite, perovskite, and the compound InPO_4 . There is also a large group of rare and unusual compounds of noble metals: copper gold, platinum gold, jonassonite, disordered solid solutions of Cu, Ag and Au (Au-based), Pt-Pd, Pt-Ag intermetallics, and other rare minerals and mineral varieties.

Key words: magnetite deposit, metalliferous sediments, contact metamorphism, mineralogy, Sikhote-Alin.