

УДК 550.42 (571.55)

ЛЮБАВИНСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ПЕТРОГЕОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ ПОРОД И РУД

Абрамов Баир Намжилевич¹,
b_abramov@mail.ru

Калинин Юрий Александрович^{2,3},
kalinin@igm.nsc.ru

Посохов Виктор Федорович⁴,
vitaf1@yandex.ru

¹ Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН,
Россия, 672014, г. Чита, ул. Недорезова 16а, а/я 1032.

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Россия, 630090, г. Новосибирск, пр. академика Коптюга, 3.

³ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
Россия, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2.

⁴ Геологический институт СО РАН,
Россия, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Павлова, 2.

Актуальность работы состоит в выявлении источников образования пород и руд Любавинского золоторудного месторождения. Характерной особенностью геологического строения месторождения является тесная парагенетическая связь золотого оруденения с гранодиоритами (I_{2-3}) и породами дайкового комплекса (I_3) (фельзитами, кварцевыми порфирами, гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфиритами, лампрофирами) Любавинской тектонической зоны. Выявление пространственных, возрастных и генетических связей золотого оруденения с магматизмом является ключевой фундаментальной проблемой металлогении. **Цель** работы заключается в раскрытии петрогеохимических особенностей пород и руд, в выявлении источников оруденения Любавинского месторождения.

Методы. Для определения элементного состава пород использовался рентгенфлуоресцентный метод (ГИН СОРАН, г. Улан-Удэ). Содержание петрогенных компонентов определялось стандартным химическим методом, концентрации редкоземельных элементов определялись методом сорбционно-атомноэмиссионного анализа с индуктивно-связанной плазмой (ГИН СОРАН, г. Улан-Удэ). Определение изотопного состава кислорода проводилось с использованием установки MIR 10–30 (Центр коллективного пользования, г. Иркутск). Изучение изотопного состава серы сульфидов и содержаний Au и Ag проведено в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Результаты. Выявлено, что сульфидно-кварцевые руды Любавинского месторождения имеют магматический источник. Это подтверждается данными по изотопии кислорода рудоносных сульфидно-кварцевых жил, а также изотопии серы сульфидов. Рассчитанный изотопный состав кислорода во флюиде в равновесии с кварцем продуктивного этапа (260–205 °С) меняется от 2,69 до 10,26 ‰. Большинство рассчитанных значений попадает в интервал +5,5 – +9,5 ‰, что соответствует водному флюиду магматической природы. Выявлено, что флюиды, отлагавшие сульфиды, характеризуются значениями $\delta^{34}\text{S}$, ‰ от –056 до +6,44 ‰, что указывает на магматический источник серы. Геохимические особенности интрузивных пород Любавинского месторождения свидетельствуют о наличии в них мантийной составляющей, что подтверждается соответствием их адакитам. Образование сульфидно-кварцевых жил происходило в связи с эволюцией в разной степени дифференцированных, разноглубинных магматических очагов, что подтверждается особенностями распределения редкоземельных элементов в рудах.

Ключевые слова:

Забайкалье, Любавинское месторождение, золотое оруденение, магматизм, адакиты, геохимия пород и руд, изотопы кислорода и серы.

Введение

Любавинское золоторудное месторождение расположено в южной части Восточного Забайкалья. Оно относится к числу старейших коренных месторождений, которое обрабатывалось с перерывами с 1881 г. Изучением геологического строения, минералого-геохимических особенностей пород и руд занимались многие исследователи [1–7]. Тем не менее, вопросы источников магматических образований и ассоциирующих с ними рудоносных жил остаются слабо изученными, поэтому основная задача исследования состоит в определении источни-

ков формирования пород и руд. Выявление пространственных, возрастных и генетических связей золотого оруденения с магматизмом является ключевой фундаментальной проблемой металлогении.

Методика исследования

Изучение элементного состава пород и руд проведено в аналитических лабораториях Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ) и Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Содержания элементов определены РФА методом (аналитик Б.Ж. Жалсараев). Измерения

концентраций редкоземельных элементов проведены ICP-AES методом (аналитики Т.И. Казанцева, А.А. Цыренова). Содержание Au и Ag определены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) атомно-абсорбционным методом (аналитик В.Н. Ильина). Определение изотопного состава кислорода проводилось в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) с использованием установки MIR 10–30 системы лазерного нагрева с лазером CO₂ мощностью 100 ватт и длиной волны 10,6 мкм в инфракрасной области, в присутствии реагента BrF₃ по методу [8] (аналитик В.Ф. Посохов). Изучение изотопного состава серы выполнено в центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск, аналитики В.Н. Реутский, М.Н. Колбасова).

Краткая геологическая характеристика Любавинского золоторудного месторождения

Любавинское золоторудное месторождение приурочено к Кыринской купольно-кольцевой структуре первого порядка, включающей ареал мезозойских магматических образований [4]. В пределах этой структуры выделяются: Любавинская, Хапчерангинская, Тарбальджейская и Харатуйская купольно-кольцевые структуры второго порядка. Ранее С.С. Смирновым на территории Восточного Забайкалья были выделены три металлогенических пояса: оловянно-вольфрамовый, молибденово-золотой и полиметаллический [9]. Последний выходит за пределы России [10]. Необычностью рассматриваемого рудного района является сочетание в пределах оловянно-вольфрамового по-

яса месторождений касситерит-сульфидного (Хапчерангинское) и золото-кварцевого (Любавинское) типов оруденения. Позднее в пределах оловянно-вольфрамового пояса были выделены редкоземельные и редкометалльные проявления [11].

В последние десятилетия результаты новых идей мобилизма, изучение глубинного строения Восточного Забайкалья и данные сейсмотомографических исследований констатировали, что образование рудно-магматических систем в регионе связывается с воздействием в переходной зоне мантии стагнированного океанического слэба. При этом образование разнотипного оруденения связывается с длительным воздействием (J₂–K₁) мантийных потоков на нижние части разреза литосферы, с образованием разноуровневых рудоносных магматических очагов [12].

Сочетание в земной коре, в пределах одного пояса, разнометалльного оруденения объясняется их размещением над фронтальной частью стагнированного слэба, расположенного в транзитной зоне мантии, и соответствующего ей линейного магматического ареала [13]. Многометалльность оруденения объясняется разнообразием возможных мантийно-коровых источников. Образование слэба вызвано субдукционными процессами, развивавшимися в регионе в среднеюрско-раннемеловой период [14–16]. Образование рудных объектов происходило при воздействии флюидных колонн на нижние части литосферы, с сопровождением метасоматических преобразований и формированием первичных и промежуточных магматических очагов [12, 17, 18, 19].

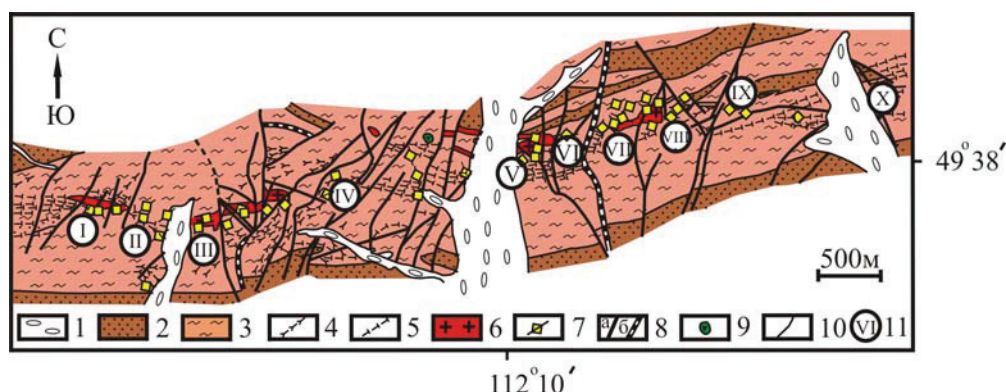


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Любавинского золоторудного месторождения (по материалам геолого-съёмочных работ). 1 – четвертичные отложения; породы палеозой-мезозойского возраста: 2 – песчаники, 3 – сланцы; юрские магматические образования: 4 – лампрофиты, диабазовые и диоритовые порфириты, 5 – кварцевые порфиры, фельзиты и ортофиты, 6 – гранодиориты, гранит-порфиры; 7 – золотоносные кварцевые жилы; 8 – зоны тектонических нарушений: а) разломы, б) зоны дробления и милонитизации; 9 – участки брекчирования пород; 10 – контакты пород; 11 – участки месторождения: I – Хайлайтуй, II – Боян-Зурга, III – Б. Федоровский, IV – М. Федоровский, V – Любавинский, VI – Геологический, VII – Евфрафовский, VIII – Рудовозный, IX – Промежуточный, X – Николаевский

Fig. 1. Schematic geological map of the Lubavinsky gold deposit (after geological survey works). 1 are the quaternary sediments; rocks of Paleozoic-Mesozoic age: 2 are the sandstones, 3 are the schists; Jurassic magmatic formations: 4 are the lamprophyres, diabase and diorite porphyrites; 5 are the quartz porphyrys, felsites and orthophyres; 6 are the granodiorites, granite-porphyr; 7 are the gold-bearing quartz veins; 8 are the zones of tectonic disturbances: a) faults, б) zones of crushing and mylonitization; 9 are the sections of brecciation of rocks; 10 are the contacts of rocks; 11 are the sections of the field: I – Haylaytuy, II – Boyan-Zurga, III – B. Fedorovsky, IV – M. Fedorovsky, V – Lubavinsky, VI – Geological, VII – Evfrafovsky, VIII – Rudovozny, IX – Intermediate, X – Nikolaevsky

Любавинское месторождение расположено в шовной зоне Монголо-Охотского глубинного разлома, что обусловило повышенную проницаемость коры для мантийных производных. Характерной особенностью месторождения является четкий структурный контроль. Оно приурочено к Любавинской субширотной тектонической зоне протяженностью около 14 км, шириной в 1,5 км [3] (рис. 1).

Район Любавинского месторождения сложен среднепалеозойскими метаморфическими породами (песчаники, сланцы, известняки, кварциты) агудинской свиты (D ag) и песчано-сланцевыми отложениями хамарской и кулуртыкенской свит (T₁ hm, kg). Интрузивные образования здесь представлены мелкими штоками гранодиоритов и породами дайкового комплекса, имеющими преобладающее субширотное простирание. Жильные производные, непосредственно связанные с дифференциацией гранодиоритов, представлены лейкокрастовыми аплитами и кварц-полевошпатовыми жилами. Они наблюдаются как в самих массивах гранодиоритов, так и иногда выполняют трещины во вмещающих песчаниках и сланцах. В составе гранодиоритов отмечаются плагиоклаз (25–55 %), кварц (20–30 %), полевой шпат (9–14 %), биотит (до 10 %), роговая обманка (до 4 %). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом, цирконом, ортитом, гранатом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, магнетитом. Вторичные минералы серицитом, хлоритом, мусковитом, эпидотом, лейкоксеном, рутилом. В структурном отношении среди гранодиоритов наблюдаются значительные вариации. Выделяются породы с гранитной структурой и порфировидные разности, характеризующейся аллотриоморфной основной массой, на фоне которых выделяются зерна главных порообразующих минералов. В процессе геолого-съемочных работ установлено, что изотопный возраст гранодиоритов (K-Ar метод) составляет 180 млн лет, даек гранодиорит-порфиров – 143 млн лет.

Дайковые образования представлены фельзитами, кварцевыми порфирами, гранит-порфирами, диоритовыми порфирами, лампрофирами. Протяженность даек достигает нескольких сотен метров, мощность варьирует в пределах 0,1–0,5 м. Эти интрузивные образования прорывают триасовые отложения (рис. 1). Породы дайкового комплекса образуют серии сближенных ветвящихся и кулисообразных даек, приуроченных к зонам разломов северо-восточного простирания.

В процессе геологоразведочных работ установлены следующие возрастные соотношения интрузивных образований (от молодых к древним): лампрофиты, диоритовые порфиры – кварцевые порфиры – гранит-порфиры – фельзиты.

Восточнее Любавинской тектонической зоны расположен Хамаро-Тыринский гранитный массив кыринского комплекса (J₁₋₂) [2]. Магматические образования Любавинской зоны ранее отожд-

ествляли с Хамаро-Тыринским массивом. Однако сравнительный анализ выявил их резкие отличия по распределению редкоземельных элементов и концентрациям гранитофильных элементов [2].

На месторождении выделены следующие участки: I – Хайластуй, II – Боян-Зурга, III – Б. Федоровский, IV – М. Федоровский, V – Любавинский, VI – Геологический, VII – Евфграфовский, VIII – Рудозовный, IX – Промежуточный, X – Николаевский. Выделение участков носит условный географический характер (рис. 1).

Рудные тела Любавинского месторождения представлены рудоносными кварцевыми жилами. Мощность рудных жил колеблется от нескольких сантиметров до одного метра, протяженность их достигает 20–30 м. Содержание золота в рудах составляет от долей г/т до 600 г/т, среднее содержание – 45,1 г/т. По составу руды относятся к малосульфидному золото-кварцевому типу. Количество сульфидов в жилах составляет 2–3 % с резким преобладанием арсенопирита и пирита. Характерным является тесная пространственная связь золота с арсенопиритом, галенитом и халькопиритом. Нередко золото отмечается вне связи с сульфидами.

Изучением вещественного состава руд занимались многие исследователи. На месторождении выделяются следующие этапы рудообразования: прерудный, ранний рудный, продуктивный [1, 4].

Выделяют следующие типы гидротермальных образований: кварц-полевошпатовый, кварц-полиметаллический, золото-малосульфидный, кварц-антимонитовый. При этом в золото-малосульфидном типе выделены следующие минеральные ассоциации: пирит-арсенопиритовая, пирит-арсенопирит-кварцевая, золото-полисульфидная, карбонатная и кварц-полиметаллическая [1]. Минерализация золото-малосульфидного этапа развита в экзоконтактовых частях гранодиоритовых штоков и в дайковом поясе.

Кварц-полевошпатовая стадия связана с процессами камерной дифференциации гранодиоритовой и гранитовой магм. Минерализация этой стадии наиболее широко развита на участках Малая Федоровка и Евфграф (рис. 1). Кварц-полевошпатовые жилы, имеющие субширотную ориентировку, ассоциируют с гранодиоритовыми штоками, по мере удаления от которых в жилах происходит увеличение количества полевых шпатов с уменьшением сульфидов. Рудные минералы представлены редкими включениями молибденита, халькопирита, вольфрамита, шеелита [16]. Соотношение кварца и полевого шпата в жилах непостоянное. Полевой шпат представлен микроклином. Полевошпат-кварцевая прерудная стадия отделена от раннего рудного и продуктивного этапов внедрением даек лампрофиров и диоритовых порфиров. Рудная минерализация раннего и продуктивного этапов развита в экзоконтактовых частях гранодиоритовых штоков и в дайках. Здесь выделяются следующие минеральные ассоциации: пирит-арсенопиритовая, пирит-арсенопирит-кварцевая,

кварц-анкерит-золото-полисульфидная и карбонатная. Относительно высокотемпературный характер минеральных ассоциаций подтверждается присутствием небольшого количества висмута на продуктивном этапе рудообразования. Характерной геохимической особенностью руд является полное отсутствие в них теллура, который характерен для забайкальских месторождений медно-скарнового типа. Рудоносные жилы, как и наиболее поздние кварц-антимонитовые, имеют субширотное простирание. Кварц-полисульфидный тип жил, характеризующийся низкими концентрациями золота, имеет субмеридиональное простирание [4].

Околорудные метасоматические изменения представлены окварцеванием и серицитизацией. Зоны окварцевания мощностью до 2 м отмечаются

в приконтактных частях рудных жил. Масштабная серицитизация (мощностью до 15 м) сопровождается рудоносными жилами в песчано-сланцевой толще.

Петрогеохимические особенности пород и руд, источники их образования

Рассмотрим петрогеохимические особенности интрузивных образований Любавинской зоны. Гранодиориты, с которыми связывается образование рудных жил, по соотношениям $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ относятся к калий-натриевой серии. По коэффициенту глиноземистости $\text{al}' - (2,65-5,17)$ они соответствуют весьма высокоглиноземистым образованиям. Коэффициент магнезиальности в них варьирует от 0,39 до 0,50 (табл. 1). По значениям ASI

Таблица 1. Химический состав пород и руд Любавинского золоторудного месторождения

Table 1. Chemical composition of rocks and ores the Lubavinsky gold Deposit

Компоненты Components	Номера проб/Samples															
	777	778	779	783	787	788	789	790	798	859	862	863	781	791	1*	2*
SiO_2	64,70	71,80	–	–	67,90	70,90	64,10	65,70	64,20	67,70	–	–	–	–	64,97	65,92
TiO_2	0,33	0,03	–	–	0,25	0,02	0,32	0,48	0,53	0,55	–	–	–	–	0,62	0,50
Al_2O_3	16,90	15,60	–	–	16,30	15,40	16,40	16,20	16,90	15,60	–	–	–	–	16,58	14,48
Fe_2O_3	0,39	0,43	–	–	0,66	0,52	1,22	0,48	0,74	3,13	–	–	–	–	1,38	2,74
FeO	3,10	0,51	–	–	1,69	0,43	2,35	3,18	2,86	1,29	–	–	–	–	2,62	0,72
MnO	0,12	0,02	–	–	0,04	0,03	0,10	0,08	0,07	0,08	–	–	–	–	0,07	0,08
MgO	1,18	0,20	–	–	0,80	0,23	1,26	1,57	1,39	1,18	–	–	–	–	1,63	1,16
CaO	4,17	0,82	–	–	2,65	1,74	3,67	3,67	3,90	0,93	–	–	–	–	4,29	3,46
Na_2O	4,34	3,29	–	–	4,60	3,39	4,40	3,86	3,78	4,29	–	–	–	–	4,02	3,74
K_2O	2,70	4,92	–	–	3,38	3,29	2,60	2,36	2,93	3,39	–	–	–	–	2,38	3,31
P_2O_5	0,20	0,08	–	–	0,10	0,07	0,19	0,14	0,14	0,14	–	–	–	–	0,18	0,15
ппп	1,52	1,84	–	–	1,81	3,21	2,88	1,94	1,94	1,14	–	–	–	–	0,83	3,53
Σ	99,65	99,54	–	–	99,88	99,21	99,49	99,65	99,38	99,42	–	–	–	–	99,57	99,79
La	25,3	–	14,8	–	8,1	–	24,1	17,5	27,0	27,0	9,4	7,8	8,0	12,2	24,9	18,4
Ce	49,1	–	29,2	–	18,0	–	51,9	36,8	54,1	54,1	19,5	16,7	15,9	26,0	54	37,7
Pr	5,0	–	2,5	–	<2	–	4,6	3,1	5,4	5,4	<2	<2	2,6	3,4	5,6	4,0
Nd	22,0	–	13,2	–	7,2	–	22,7	15,5	24,2	24,2	7,7	6,7	7,5	11,3	19,5	14,6
Sm	4,5	–	3,1	–	1,8	–	4,8	3,6	5,3	5,3	1,6	1,5	1,1	1,86	4,1	3,1
Eu	1,05	–	0,64	–	0,41	–	1,05	0,80	1,12	1,12	0,30	0,25	0,36	0,58	0,93	0,71
Gd	3,3	–	2,6	–	1,0	–	3,3	2,5	4,0	4,0	1,2	1,1	1,5	2,48	3,1	1,9
Tb	0,55	–	<0,5	–	<0,5	–	0,51	<0,5	0,75	0,75	–	<0,5	0	0	0,43	0,34
Dy	2,8	–	2,2	–	<1	–	2,8	1,8	3,9	3,9	1,2	1,2	1,3	2,1	2,2	1,8
Ho	0,55	–	4	–	<0,5	–	0,58	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,09	0	0,35	0,32
Er	1,4	–	<0,5	–	<0,5	–	1,5	0,85	2,2	2,2	0,80	0,78	0,75	1,15	0,71	0,72
Tm	<0,3	–	1,1	–	<0,3	–	<0,3	<0,3	0,35	0,35	<0,3	<0,3	0,20	0,29	0,13	0,64
Yb	1,2	–	<0,3	–	0,23	–	1,30	0,62	2,1	2,1	0,70	0,62	0,61	1,09	0,68	0,64
Lu	<0,15	–	0,88	–	<0,15	–	0,15	<0,15	0,23	0,23	<0,15	<0,15	0,09	0,16	0,11	0,11
Y	14,0	–	<0,15	–	3,6	–	13,7	8,0	21,3	21,3	6,2	6,4	6,0	11,4	8,9	7,3
ΣTR	69,34	–	10,7	–	35,51	–	119,4	82,45	130,4	130,4	42,4	36,65	40,0	62,6	125,6	92,3
Eu/Eu*	0,69	–	–	–	0,93	–	1,07	0,82	0,74	0,74	0,66	0,59	0,86	0,83	0,89	0,89
Eu/Sm	0,21	–	–	–	0,23	–	0,22	0,22	0,21	0,21	0,19	0,16	0,33	0,32	0,23	0,23
al'	3,62	13,96	–	–	5,17	10,78	3,39	3,09	3,39	2,78	–	–	–	–	1,90	2,49
ASI	0,96	1,28	–	–	1,02	1,54	0,97	1,04	1,02	1,26	–	–	–	–	1,07	1,09
Mg#	0,40	0,33	–	–	0,42	0,33	0,44	0,44	0,44	0,46	–	–	–	–	0,48	0,55

Примечание: Пробы: 783, 787, 798, 1–2* – граниты; 777, 779, 789 – диоритовые порфиры; 778, 788 – кварцевые порфиры; 790, 859 – лампрофиты; 862, 863, 781, 791 – сульфидно-кварцевые жилы. $\text{al}' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$. $\text{Mg\#} = \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0,85\text{Fe}_2\text{O}_3)$ в молекулярных количествах. $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ [9] в молекулярных количествах. * – данные [2].

Note: Samples: 783, 787, 798, 1–2* are the granites; 777, 779, 789 are the diorite porphyries; 778, 788 are the quartz porphyries; 790, 859 are the lamprophyres. 862, 863, 781, 791 are the sulfide-quartz veins. $\text{al}' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$. $\text{Mg\#} = \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + 0,85\text{Fe}_2\text{O}_3)$ in molecular quantities. $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ [9] in molecular quantities. * are the data [2].

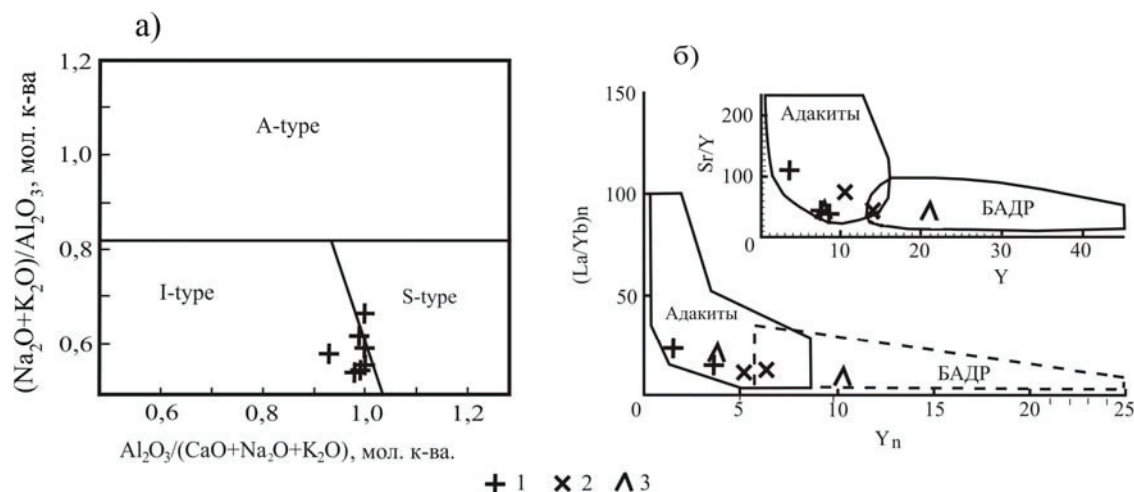


Рис. 2. Квалификационные диаграммы интрузивных образований Любавинского месторождения: а) диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ гранодиоритов, по [21]; б) диаграммы $\text{Sr}/\text{Y}-\text{Y}$ [22], $(\text{La}/\text{Yb})_n-\text{Y}_n$ [26] интрузивных образований. БАДР – поле значений пород островных дуг и активных континентальных окраин: 1 – гранодиориты, 2 – диоритовые порфиры, 3 – лампрофиты

Fig. 2. Qualification diagrams of intrusive formations of the Lubavinsky deposit: a) diagram $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ granodiorites, according to [21]; b) the diagrams of $\text{Sr}/\text{Y}-\text{Y}$ [22], $(\text{La}/\text{Yb})_n-\text{Y}_n$ [25] intrusive formations. BADR is a field of values for the rocks of island arcs and active continental margins: 1 – the granodiorites, 2 are the diorite porphyrites, 3 are the lamprophyres

(0,93–1,02) они соответствуют гранитоидам вулканических дуг [20]. По геохимическим характеристикам интрузивные образования Любавинского месторождения близки адакитам (рис. 2, табл. 1).

На диаграммах $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ [21] интрузии Любавинского месторождения соответствуют интрузиям I- и S-типов. На диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_n-\text{Y}_n$ [22] все интрузивные образования Любавинского месторождения (гранодиориты, диоритовые порфиры, лампрофиты) занимают поле адакитов, что указывает на их образование за счет единого магматического источника (рис. 3).

Образование адакитов традиционно связано с процессами плавления субдущировавшей океанической литосферы и часто сопровождается промышленной минерализацией элементов халькофильного ряда [23, 24]. Образование адакитов связывается с тремя потенциальными источниками магм: базальтовый слой океанической литосферы; метасоматически преобразованные породы мантийного клина или субконтинентальной литосферной мантии; подошва мощной континентальной коры [23].

В Восточном Забайкалье адакитоподобные породы описаны в районах Шахтаминского молибденового [23] и Быстринского скарново-порфирового месторождений [25]. Их образование объясняется плавлением субдущируемой океанической плиты.

Геохимические особенности адакитовых интрузий характеризуются следующими характеристиками: величина $(\text{La}/\text{Yb})_n$ не более 10; содержание Yb – менее 1,8 г/т; $\text{Y}<18,0$ г/т; $\text{Sr}>300$ г/т. Такие геохимические особенности обусловлены присутствием граната в рестите [26]. Анализ содержаний изотопов стронция в гранодиоритах свидетель-

ствует о формировании их в результате мантийно-корового взаимодействия (табл. 2).

Установлено, что соотношение изотопов кислорода и первичные стронциевые отношения являются показателями генезиса кислых магм. Точки составов гранодиоритов соответствуют магмам, образованным при контаминации источника с соотношением концентраций Sr в магме и контаминате, близким 1:1 (рис. 4).

На диаграмме $\delta^{18}\text{O} \text{‰} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$, показывающей вариации изотопных характеристик пород, точки составов гранодиоритов располагаются в поле измененных океанических базальтов. Считается, что гранитоиды сохранили изотопные характеристики пород, за счет которых образовались (табл. 2, рис. 3) [27]. Отсюда следует, что первичными магматическими источниками гранодиоритов были породы основного состава.

Таблица 2. $\text{Sr}-\text{O}$ изотопные данные гранодиоритов Любавинского месторождения

Table 2. $\text{Sr}-\text{O}$ isotopic data of granodiorites of the Lubavinsky deposit

№ проб Sample no.	Порода Rock	Sr , г/т (g/t)	$({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})$	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$
776	Гранодиорит Granodiorite	341,2	0,70669	9,4
787		360,7	0,70666	9,1
798		342,7	0,70647	8,4
783		234,7	0,70785	12,2

Геохимический состав сульфидно-кварцевых жил указывает на их образование в результате эволюции двух разноглубинных и в разной степени

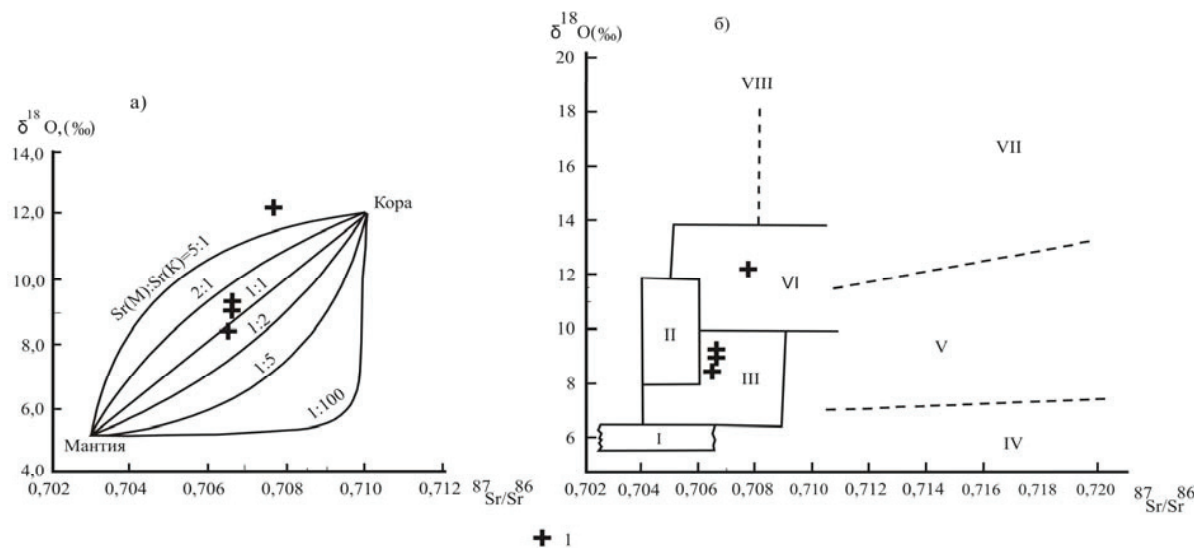


Рис. 3. Модельные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\delta^{18}\text{O}$ (‰) изотопные графики гранодиоритов Любавинского месторождения: а) теоретическая двухкомпонентная кривая смешения в системе $\delta^{18}\text{O}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Цифры на линиях – отношения концентраций стронция в мантии к коровому контаминату [27]. 1 – гранодиориты Любавинского месторождения. б) вариации изотопных составов земных пород с точками составов гранодиоритов Любавинского месторождения [27]. Состав пород: I – мантия, II – офиолитовые базальты, III – измененные океанические базальты, IV – поле гидротермально измененных пород, V – гранитоиды, VI – геосинклинальные осадки «меланж», VII – континентальные осадки, VIII – глубинные океанические осадки

Fig. 3. Model $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\delta^{18}\text{O}$ (‰) isotope graphs of granodiorites of the Lubavinsky deposit: a) theoretical two-component mixing curve in the $\delta^{18}\text{O}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ system. The numbers on the lines are the ratios of the concentrations of strontium in the mantle to the crustal contaminant [27]. 1 are the granodiorites of the Lubavinsky deposit. b) variations of the isotope compositions of terrestrial rocks with points of granodiorite compositions of the Lubavinsky deposit [27]. The rock composition: I – mantle, II – ophiolite basalts, III – altered oceanic basalts, IV – field of hydrothermally altered rocks, V – granitoids, VI – geosynclinal sediments «melange», VII – continental precipitation, VIII – deep oceanic sediments

дифференцированных рудоносных магматических очагов. Для оценки глубин формирования рудоносных магматических очагов использованы Eu/Sm отношения, в трактовке С.В. Винокурова

[28]. $\text{Eu}/\text{Sm} < 0,2$ соответствует магматическим очагам, образованным в верхней континентальной коре, $\text{Eu}/\text{Sm} > 0,2$ – сформированным в нижней континентальной коре. Рудоносный очаг, образованный в верхней континентальной коре, имел следующие характеристики – $\text{Eu}/\text{Sm} = 0,16\text{--}0,19$; $\text{Eu}/\text{Eu} = 0,59\text{--}0,66$. Рудоносный очаг, образованный в нижней континентальной коре, имел следующие отношения элементов: $\text{Eu}/\text{Sm} = 0,32\text{--}0,33$; $\text{Eu}/\text{Eu} = 0,83\text{--}0,86$ (табл. 1).

Ранние сульфидные ассоциации были образованы при температурах 290–240 °С, золото-малосульфидные ассоциации – 260–205 °С, кварцево-карбонатные – 150–50 °С [5].

Для изучения изотопного состава кислорода были отобраны образцы кварца из кварцево-сульфидных руд. Изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ в кварце изменяется от 15,3 до 18,1 ‰. Изотопный состав кислорода гидротермального флюида рассчитан по уравнению $\delta^{18}\text{O}_{\text{кварц}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3,34 (10^6/T^2) - 3,31$, где T – температура по Кельвину [29]. При этом допущено, что в системе кварц-вода изотопное равновесие между гидротермальным флюидом и отлагавшимися минералами установилось при температуре минералообразования и сохранялось после

их отложения. Рассчитанный изотопный состав кислорода во флюиде в равновесии с кварцем продуктивного этапа (260–205 °С) меняется от 2,69 до 10,26 ‰. Большинство рассчитанных значений попадает в интервал +5,5 – +9,5 ‰, что соответствует водному флюиду магматической природы [27, 29–31] (табл. 3).

Магматический источник рудоносных флюидов подтверждается данными по изотопии серы сульфидов. Флюиды, отлагавшие сульфиды, характеризуются значениями $\delta^{34}\text{S}$, ‰ от –0,56 до +6,44. Изотопный состав серы во флюиде магматического источника составляет 0–5 ‰ [32, 33]. Отсюда следует, что сера сульфидов Любавинского месторождения имеет магматический источник. Для многих золоторудных месторождений Забайкалья преобладающим является мантийный источник серы, что обычно рассматривается как показатель и ювенильного происхождения источников рудного вещества [4]. Проведенные исследования показали, что модальные значения изотопного состава серы сульфидных минералов Любавинского месторождения лежат в области небольших положительных значений (табл. 4). Это указывает на то, что сера сульфидных минералов имеет мантийно-коровый источник.

На диаграмме распределения элементов, нормированных относительно примитивной мантии, значения интрузий Любавинского месторождения

в основном соответствуют таковым адакитов (рис. 4). За рамки ограничений содержаний элементов в адакитах выходят только концентрации фосфора. Это можно объяснить процессами мантийно-корового взаимодействия, в результате которых был переплавлен коровый материал с повышенными концентрациями фосфора (рис. 4).

Таблица 3. Изотопный состав кислорода и сосуществующего с ним флюида Любавинского месторождения

Table 3. Isotopic composition of oxygen and coexisting fluid of the Lubavinsky deposit

№ проб Sample no.	Состав руд Ore composition	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)	Изотопный состав флюида при различных температурах, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ Isotopic composition of fluid of different temperatures, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	
Ранний рудный этап/Early ore stage			290–240 °C	
786	Pr, Ars (до 1 %)	16,9	9,71	7,52
792	Pr, Ars (до 1 %)	17,6	10,41	8,22
793	Pr, Ars (до 1 %)	17,8	10,61	8,42
Продуктивный этап/Productive stage			260–205 °C	
81	Pr, Ars (до 5 %)	16,4	7,96	5,09
782	Pr (до 1 %)	16,5	8,06	5,19
791	Pr (до 1 %)	15,6	7,16	4,29
794	Pr, Ars, Mo (до 3 %)	16,7	8,26	5,30
795	Pr (>5 %)	17,9	9,46	6,59
796	Pr (>5 %)	17,7	9,26	6,39
862	Pr (до 1 %)	17,3	8,86	5,99
864	Pr (до 4 %)	16,6	8,16	5,29
865	Pr (до 3 %)	16,6	8,16	5,29
866	Pr, Ars (до 1 %)	18,1	9,66	6,79
668	Pr (до 1 %)	18,7	10,26	7,39

Примечание: Ars – арсенопирит, Pr – пирит.
Note: Ars – arsenopyrite, Pr – pyrite.

Обсуждение результатов исследований

В результате исследований получены новые данные об источниках пород и руд Любавинского

месторождения, расположенного в шовной зоне Монголо-Охотской глубинного разлома. Установлено, что источниками магматических пород Любавинского месторождения являлись мантийно-коровые образования. Их формирование происходило в средне-позднеюрский период в результате коллизионных процессов при движении флюидных потоков в низы литосферы с образованием разноуровневых магматических очагов. Это подтверждается изотопными характеристиками $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (‰) гранодиоритов Любавинского месторождения. На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\delta^{18}\text{O}$ (‰) точки составов гранодиоритов соответствуют магмам, образованным при контаминации источника с соотношением концентраций Sr в магме и контаминате, близким 1:1, что свидетельствует о наличии мантийного источника. На диаграмме $\delta^{18}\text{O}$, ‰ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ точки составов гранодиоритов располагаются в поле измененных океанических базальтов, что указывает на первичный источник основного состава (рис. 4). Наличие мантийного источника в магматических образованиях Любавинского месторождения также подтверждается близостью и к адакитам, образование которых связывается с процессами плавления субдуцировавшей океанической литосферы.

Изотопные характеристики кислорода рудноносных жил и изотопов серы сульфидов также указывают на магматический источник их образования. Преобладающая часть изотопных характеристики кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ ‰) рудноносных жил попадает в интервал +5,5–9,5 ‰, что соответствует флюиду магматической природы. Данные изотопов серы сульфидов ($\delta^{34}\text{S}$, ‰) имеют значения от –0,56 до +6,44 ‰. При этом большинство значений попадает в интервал 0–5 ‰, соответствующий флюиду магматической природы. Приведенные факты указывают на генетическую связь рудноносных флюидов с интрузиями Любавинского месторождения.

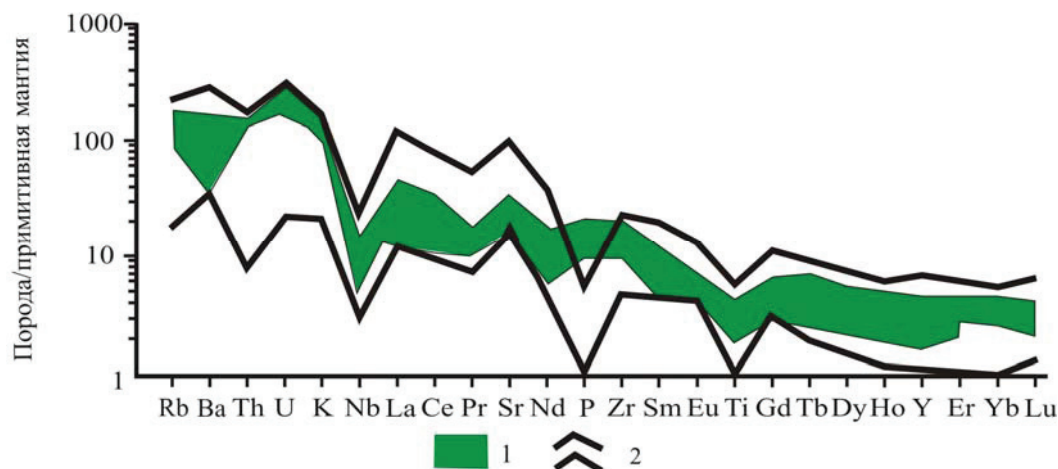


Рис. 4. Мультиэлементные спектры для пород Любавинского золоторудного месторождения: 1 – поле интрузивных пород; 2 – толстыми линиями показаны поля ограничений содержаний элементов адакитов, по [33]

Fig. 4. Spectra for rocks of the Lubavinsky gold deposit: 1 is the field of intrusive rocks; 2 – thick lines show the limits of content of adakite elements, according to [33]

Таблица 4. Изотопный состав серы пиритов и расчетный состав серы во флюиде Любавинского месторождения

Table 4. Sulfur isotopic composition of pyrite and current composition of sulfur in fluid of the Lubavinsky deposit

Образец Sample	Минерал Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$, ‰	Изотопный состав серы во флюиде Sulfur isotopic composition in fluid $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$	
			290 °C	240 °C
793	Пирит Pyrite	4,4	3,14	2,91
795		0,7	-0,56	-0,79
796		4,0	2,74	2,51
865		7,7	6,44	6,21
880		6,7	5,44	5,21
799-1		6,7	5,44	5,21

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Китаев Н.А. Геология, геохимия и генетические особенности формирования золотых руд Любавинского рудного поля // Геология и геофизика. – 1977. – № 3. – С. 46–55.
2. Козлов В.Д., Спиридонов А.М., Чокан В.М. Петролого-геохимические особенности и металлогеническая специализация гранитоидов Любавинско-Хатчерангинского рудного района Центрального Забайкалья // Известия Сибирского отделения. Секция наук о Земле РАЕН. – 2008. – № 7 (33). – С. 4–18.
3. Летунов С.П. Особенности развития структур Любавинского золоторудного месторождения // Сборник научных трудов «Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири». – Иркутск: Изд-во: ИГУ, 2013. – С. 115–124.
4. Спиридонов А.М., Зорина Н.А., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. – Новосибирск: Академ. Изд-во «Гео», 2006. – 291 с.
5. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Прокофьев В.Ю. Флюидный режим золотоносных систем Забайкалья // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении: Материалы совещания. – Новосибирск: Академ. Изд-во «Гео», 2006. – С. 212–213.
6. Шубин Г.В., Мацюшевская А.В. Генетические особенности Любавинского золоторудного месторождения // Известия Томского политехнического института. – 1968. – Т. 138. – С. 90–100.
7. Шубин Г.В., Чубаров С.А. Основные структурные элементы Любавинского золоторудного месторождения центрального Забайкалья // Известия Томского политехнического института. – 1970. – Т. 239. – С. 332–339.
8. Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1990. – V. 54. – P. 1353–1357.
9. Смирнов С.С. Схема металлогении Восточного Забайкалья // Проблемы советской геологии. – 1936. – Вып. 6. – № 10. – С. 846–864.
10. Late Mesozoic metallogeny and intracontinental magmatism, southern Great Xing'an Range, northeastern China / H. Ouyang, J. Mao, Zh. Zhou, H. Su // Gondwana Res. – 2015. – V. 27. – P. 1153–1172.
11. Скурский М.Д. Недрa Земли. Месторождения, металлогения. – Кемерово: Кузбассвузиздат, 2014. – 511 с.
12. Хомич И.Г., Борискина Н.Г. Совершенствование минералогического районирования Восточного Забайкалья на основе геофизических исследований // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 7. – С. 1029–1046.

Заключение

Таким образом, формирование интрузивных пород и золотоносных руд Любавинского месторождения происходило в результате процессов мантийно-корового взаимодействия. Геохимические особенности интрузивных пород указывают на формирование их за счет участия мантийного источника. Это также подтверждается соответствием их адакитовым образованиям. Рассчитанный состав изотопов кислорода в рудоносных кварцах соответствует водному флюиду магматической природы. На это указывает также изотопный состав серы сульфидов, соответствующий орогенным гидротермальным месторождениям.

Работа выполнена в рамках госзаданий (проект 0330-2016-0001, IX.137.1.2 № госрегистрации АААА-А17-117011210077-2) и при частичной поддержке РФФИ (грант 16-05-00353).

13. Goldfarb R.J., Santosh M. The dilemma of the Jiaodong gold deposits: are they unique // Geosci. Front. – 2014. – V. 5. – P. 139–153.
14. Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии (строение, состав, геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41 (12). – С. 1655–1669.
15. Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. Geodynamic framework of large unique uranium ore belts in Southeast Russia and East Mongolia // J. Asian Earth Sci. – 2016. – V. 119. – P. 145–166.
16. Zhao D., Yamamoto Y., Yanada T. Global mantle heterogeneity and influence on teleseismic regional tomography // Gondwana Res. – 2013. – V. 23. – № 2. – P. 595–616.
17. Juvenile vs. recycled crust in NE China: Zircon U–Pb geochronology, Hf isotope and an integrated model for Mesozoic gold mineralization in the Jiaodong Peninsula / Q. Yang, M. Santosh, J. Shen, Sh. Li // Gondwana Res. – 2014. – V. 25. – P. 1445–1468.
18. Li Sh.-R., Santosh M. Metallogeny and craton destruction: Records from the North China Craton // Ore Geol. Rev. – 2014. – V. 56. – P. 376–414.
19. Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models // SEG Rev. – 2000. – V. 13. – P. 141–162.
20. Интерпретация геохимических данных / под ред. Е.В. Склярова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
21. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. – 1990. – V. 174. – P. 235–255.
22. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview / M.J. Defant, T.E. Jackson, M.S. Drummond et al. // J. Geol. Soc. – 1992. – V. 149. – P. 569–579.
23. Шахтаминская Мо-порфировая рудно-магматическая система: возраст, источники, генетические особенности / А.П. Берзина, А.Н. Берзина, О.В. Гимон и др. // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 6. – С. 764–786.
24. Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Образование гранитоидов с геохимической характеристикой в коллизионных орогенах на примере раннепалеозойских гранитоидов хребта Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Геохимия. – 2016. – № 7. – С. 633–640.
25. Крупное Быстринское Cu–Au–Fe месторождение (Восточное Забайкалье) – первый пример в России ассоциированной с адаки-

- тами скарново-порфировой рудообразующей системы / В.А. Коваленкер, С.С. Абрамов, Г.Д. Киселева и др. // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 468. – № 5. – С. 547–552.
26. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*. – 1999. – V. 46. – P. 411–429.
27. Изотопы кислорода в мел-палеогеновых гранитоидах Приморья и некоторые вопросы их генезиса / Г.А. Валуй, Е.Ю. Москаленко, А.А. Стрижкова и др. // *Тихоокеанская геология*. – 2008. – Т. 27. – № 2. – С. 62–71.
28. Винокуров С.Ф. Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // *Доклады академии наук*. – 1996. – Т. 346. – С. 792–795.
29. Matsuhiya Y., Goldsmith J.R., Clouton R.N. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz–albite–anorthite–water // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1979. – V. 43. – P. 1131–1140.
30. Широкинский рудный узел (Восточное Забайкалье): условия образования, петрогеохимия пород и руд, связь магматизма с оруденением / Б.Н. Абрамов, Ю.А. Калинин, К.Р. Ковалев и др. // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. – 2017. – Т. 328. – № 6. – С. 6–17.
31. Замятина Д.А., Мурзин В.В. Источники вещества и минералообразующих флюидов при формировании золото-сульфидного оруденения Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса на Северном Урале // *Литосфера*. – 2016. – № 1. – С. 169–177.
32. Состав и источники минералообразующих флюидов Орловского орогенного месторождения золота (Южный Урал) / С.Е. Знаменский, Н.Н. Анкушева, Т.А. Веливецкая и др. // *Геология и геофизика*. – 2017. – Т. 58. – № 9. – С. 1346–1358.
33. Ohmoto H., Goldhaber M.B. Sulphur and carbon isotopes // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. – N.Y.: Wiley and Sons, 1997. – P. 517–612.

Поступила 01.03.2018 г.

Информация об авторах

Абрамов Б.Н., доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории геохимии и рудогенеза Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН.

Калинин Ю.А., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник лаборатории прогнозно-металлогенических исследований Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН; доцент Новосибирского национального исследовательского государственного университета.

Посохов В.Ф., старший научный сотрудник лаборатории физических методов анализа Геологического института СО РАН.

UDC 550.42 (571.55)

LUBAVINSKY GOLD DEPOSIT (EASTERN TRANSBAIKAL): PETROGEOCHEMISTRY, SOURCES OF ROCKS AND ORE

Bair N. Abramov¹,
b_abramov@mail.ru

Yuri A. Kalinin^{2,3},
kalinin@igm.nsc.ru

Victor F. Posokhov⁴,
vitaf1@yandex.ru

¹ Institute of Natural Resources, Ecology, and Cryology SB RAS,
PO box 1032, 16 a, Nedorezov street, Chita, 672014, Russia.

² V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS,
3, Koptyug avenue, Novosibirsk, 630090, Russia

³ National Research Novosibirsk State University,
2, Pirogov street, Novosibirsk, 630090 Russia.

⁴ Geological Institute SB RAS,
2, Pavlov street, Ulan-Ude, 670047, Russia.

Relevance of the work is in identifying the sources of formation of rocks and ores of the Lubavinsky gold deposit. A characteristic feature of geological structure of the deposit is the close paragenetic relationship of gold mineralization with granodiorites (J_{2-3}) and rocks of the dike complex (J_3) (felsites, quartz porphyries, granodiorite-porphyry, diorite porphyrites, lamprophyres) of the Lubavinsky tectonic zone. Identification of spatial, age and genetic relationships of gold mineralization with magmatism is the key fundamental problem of metallogeny.

The aim of the work is to discover the petrogeochemical features of rocks and ores, to identify sources of mineralization of the Lubavinsky deposit.

Methods. X-ray fluorescence analysis was used (at GIN SB RAS, Ulan-Ude) for determining an element composition of rocks. Content of major elements was determined by the standard chemical method, concentrations of rare earth elements were determined using sorption-atomic-emission spectrometer with inductively coupled plasma (ISP-SAES) (at GIN SB RAS, Ulan-Ude). Determination of oxygen isotopic composition was performed using the MIR 10–30 equipment (at Common User Center, Irkutsk). The authors investigated sulfide sulfur isotopic composition and contents of Au and Ag at CUC SB RAS of multi-element and isotope investigation (Novosibirsk).

Results. It was revealed that sulfide-quartz ores of the Lubavinsky deposit have a magmatic source. This is confirmed by the data on the isotopic oxygen content of ore-bearing sulfide-quartz veins, as well as sulfur isotopes of sulphides. The calculated isotope composition of oxygen in the fluid in equilibrium with the quartz of the productive stage (260–205 °C) varies from 2,69 to 10,26 ‰. Most of the calculated values fall within the range of +5,5 – +9,5 ‰, which corresponds to an aqueous fluid of magmatic nature. It was revealed that the fluids that deposited sulfides are characterized by the values of $\delta^{34}\text{S}$, ‰ from –0,56 to + 6,44 ‰, which indicates a magmatic source of sulfur. The geochemical features of the intrusive rocks of the Lubavinsky deposit testify to the presence of a mantle component in them, which is confirmed by their correspondence to adakites. The formation of sulfide-quartz veins occurred in relation to evolution of differentiated, differently deep magmatic foci in varying degrees, as evidenced by the features of distribution of rare-earth elements in ores.

Key words:

Transbaikal, Lubavinsky deposit, gold mineralization, magmatism, adakites, geochemistry of rocks and ores, isotopes of oxygen and sulfur.

The research was carried out within the State Task (project 0330–2016–0001) and it was partially financially supported by the RFBR (grant 16–05–00353).

REFERENCES

1. Kitaev N.A. Geologiya, geokhimiya i geneticheskie osobennosti formirovaniya zolotykh rud Lyubavinskogo rudnogo polya [Geology, geochemistry and genetic features of forming gold ores of Lyubavinskoe ore field]. *Russian Geology and Geophysics*, 1977, no. 3, pp. 46–55.
2. Kozlov V.D., Spiridonov A.M., Chokan V.M. Petrological and geochemical features and metallogenic specialization of granitoids in Lyubavinskoe-Khapcheranginskoe ore region of Central Transbaikali. *News of the Siberian branch. Section of Earth Sciences Natural Sciences*, 2008, no. 7 (33), pp. 4–18. In Rus.
3. Letunov S.P. Osobennosti razvitiya struktur Lyubavinskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya [Features of exploration of structures of Lyubavinskoe gold ore field]. *Geology and minerals of Eastern Siberia. Collection of scientific papers*. Irkutsk, ISU Publ. house, 2013. pp. 115–124.
4. Spiridonov A.M., Zorina N.A., Kitaev N.A. *Zolotonosnye rudno-magmaticheskie sistemy Zabaykalya* [Gold-bearing ore-magmatic systems of Transbaikali]. Novosibirsk, Geo Publ., 2006. 291 p.
5. Spiridonov A.M., Zorina L.D., Prokofev V.Yu. *Flyuidnyy rezhim zolotonosnykh sistem Zabaykalya* [Fluid mode of gold-bearing systems of Trans Baikali]. *Aktualnye problemy rudobrazovaniya i*

- metallologii. Materialy soveshchaniya* [Relevant problems of ore formation and metallogeny. Materials of the meeting]. Novosibirsk, Geo Publ., 2006. pp. 212–213.
6. Shubin G.V., Matsyushevskaya A.V. Geneticheskie osobennosti Lyubavinskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya [Genetic features of Lyubavinskoe gold ore field]. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic Institute*, 1968, vol. 138, pp. 90–100.
 7. Shubin G.V., Chubarov S.A. Osnovnye strukturnye elementy Lyubavinskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya tsentralnogo Zabaykalya [Basic structural elements of Lyubavinskoe gold ore field of central Transbaikalia]. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic Institute*, 1970, vol. 239, pp. 332–339.
 8. Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1990, vol. 54, pp. 1353–1357.
 9. Smirnov S.S. Skhema metallogenii Vostochnogo Zabaykalya [Scheme of metallogeny of Eastern Transbaikalia]. *Problemy sovetskoy geologii*, 1936, Iss. 6, no. 10, pp. 846–864.
 10. Ouyang H., Mao J., Zhou Zh., Su H. Late Mesozoic metallogeny and intracontinental magmatism, southern Great Xing'an Range, northeastern China. *Gondwana Res.*, 2015, vol. 27, pp. 1153–1172.
 11. Skursky M.D. *Nedra Zemli. Mestorozhdeniya, metallogeniya* [Bowels of the Earth. Deposits, metallogeny]. Kemerovo, Kuzbassvuzizdat Publ., 2014. 511 p.
 12. Khomich I.G., Boriskina N.G. Improving mineralogical zoning in Eastern Transbaikalia based on geophysical studies. *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, no. 7, pp. 1029–1046. In Rus.
 13. Goldfarb R.J., Santosh M. The dilemma of the Jiaodong gold deposits: are they unique. *Geosci. Front.*, 2014, vol. 5, pp. 139–153.
 14. Gordienko I.V., Klimuk V.S., Cyuan Hen. Verkhneamursky vulkanoplutonichesky poyas Vostochnoy Azii (stroenie, sostav, geodinamicheskie usloviya formirovaniya) [Upper Amur volcanic belt in Eastern Asia (structure, geodynamic conditions of formation)]. *Russian Geology and Geophysics*, 2000, vol. 41, no. 12, pp. 1655–1669. In Rus.
 15. Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. Geodynamic framework of large unique uranium ore belts in Southeast Russia and East Mongolia. *J. Asian Earth Sci.*, 2016, vol. 119, pp. 145–166.
 16. Zhao D., Yamamoto Y., Yanada T. Global mantle heterogeneity and influence on teleseismic regional tomography. *Gondwana Res.*, 2013, vol. 23, no. 2, pp. 595–616.
 17. Yang Q., Santosh M., Shen J., Li Sh. Juvenile vs. recycled crust in NE China: Zircon U–Pb geochronology, Hf isotope and an integrated model for Mesozoic gold mineralization in the Jiaodong Peninsula. *Gondwana Res.*, 2014, vol. 25, pp. 1445–1468.
 18. Li Sh.-R., Santosh M. Metallogeny and craton destruction: Records from the North China Craton. *Ore Geol. Rev.*, 2014, vol. 56, pp. 376–414.
 19. Ridley J. R., Diamond L. W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Gold in 2000. – SEG Reviews*, 2000, vol. 13, pp. 141–162.
 20. *Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh* [Interpretation of geochemical data]. Ed. by E.V. Sklyarov. Moscow, Internet Engineering Publ., 2001. 288 p.
 21. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan. *Tectonophysics*, 1990, vol. 174, pp. 235–255.
 22. Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *J. Geol. Soc.*, 1992, vol. 149, pp. 569–579.
 23. Berzina A.P., Berzina A.N., Gimov O.V. Shakhtaminskaya Mo-prophyric ore-magmatic system: age, sources, genetic features. *Russian Geology and Geophysics*, 2013, vol. 541, no. 6, pp. 764–786. In Rus.
 24. Efremov S.V., Dril S.I., Sandimirova G.P. Formation of granitoids with chemical characteristic in collisional orogens by the example of Early Paleozoic granitoids of Munku-Sardyk range (Eastern Sayan). *Geochemistry International*, 2006, no. 7, pp. 633–640. In Rus.
 25. Kovalenker V.A., Abramov S.S., Kiseleva G.D. Large Bystrinsk Cu-Au-Fe field (Eastern Transbaikalia) is the first example of associated ore-forming skarn-porphyr system with adacits in Russia. *Academy of Sciences Earth Science Sections*, 2017, vol. 468, no. 5, pp. 547–552. In Rus.
 26. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 1999, vol. 46, pp. 411–429.
 27. Valuy G.A., Moskalenko E.Yu., Strizhkova A.A. Oxygen isotopes in Crataceous-Paleogenic granitoids in Ptimorye and some issues of their genesis. *Tikhookeanskaya geologiya*, 2008, vol. 27, no. 2, pp. 62–71. In Rus.
 28. Vinokurov S.F. Evropeyevye anomalii v rudnykh mestorozhdeniyakh i ikh geokhimicheskoe znachenie [Europium anomalies in ore fields and their geochemical value]. *Academy of Sciences Earth Science Sections*, 1996, vol. 346, no. 6, pp. 792–795. In Rus.
 29. Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clouton R.N. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anortite-water. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1979, vol. 43, pp. 1131–1140.
 30. Abramov B.N., Kalinin Yu.A., Kovalev K.R., Posokhov V.F. Shirokinsky ore cluster (Eastern Transbaikalia): formation conditions, petrochemistry of rocks and ores, association between mineralization and magmatism. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 2017, vol. 328, no. 6, pp. 6–17. In Rus.
 31. Zamyatina D.A., Murzin V.V. Sources of substance and mineral-forming fluid at ore-sulphide mineralization of Auerbach volcanic belt in Northern Ural. *Litosfera*, 2016, no. 1, pp. 169–177. In Rus.
 32. Znamensky S.E., Ankusheva N.N., Veliveckaya T.A. Structure and sources of mineral-forming fluids in Orlovsky orogenic gold field (South Ural). *Geologiya i geofizika*, 2017, vol. 58, no. 9, pp. 1346–1358. In Rus.
 33. Ohmoto H., Goldhaber M.B. *Sulphur and carbon isotopes. Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. N.Y., Wiley and Sons, 1997. pp. 517–612.

Received: 1 March 2018.

Information about the authors

Bair N. Abramov, Dr. Sc., leading researcher, Institute of Natural Resources, Ecology, and Cryology SB RAS.

Yuri A. Kalinin, Dr. Sc., chief researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS; assistant professor, National Research Novosibirsk State University, assistant professor.

Victor F. Posokhov, senior researcher, Geological Institute SB RAS.