

УДК 550.42 (571.55)

ИСТОЧНИКИ РУДОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ Au, Mo, W И Pb-Zn МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ПО ДАННЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ)

Абрамов Баир Намжилевич,
b_abramov@mail.ru.

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

Актуальность работы состоит в том, что представленные данные об источниках рудоносных флюидов разнотипных мезозойских месторождений Восточного Забайкалья, на основе анализа распределения редкоземельных элементов и индикаторных отношений редких и редкоземельных элементов в рудах, позволят получить новые знания о природе рудообразования.

Цель работы состоит в выяснении особенностей распределения рудных и редкоземельных элементов в рудах различных типов месторождений, образованных за счет разноглубинных рудоносных флюидов.

Методы. Для определения элементного состава пород использовался рентгенфлуоресцентный метод анализа (ГИН СОРАН, г. Улан-Удэ). Концентрации редкоземельных элементов определялись методом сорбционно-атомно-эмиссионного анализа с индуктивно-связанной плазмой (ГИН СОРАН, г. Улан-Удэ).

Результаты. Установлено, что источниками руд Александровского, Итакинского, Карийского золоторудных, Бугдаинского и Жирекенского молибденовых, Букукинского вольфрамового месторождений были разноглубинные, в разной степени дифференцированные рудоносные магматические источники. Наличие разноглубинных источников оруденения подтверждается индикаторными отношениями Eu/Sm , U/Th , Hf/Sm и Nb/La . Выявлено, что в золоторудных месторождениях в рудах, образованных из магматических источников верхней континентальной коры, относительно руд, источниками которых были рудоносные флюиды нижней континентальной коры, отмечаются повышенные концентрации халькофильных элементов (Cu , Ag , Bi , Sb , Pb) и пониженные содержания лантаноидов. В молибденовых месторождениях в рудах из магматических источников нижней континентальной коры, в сравнении с рудами, образованными в верхней континентальной коре, отмечаются повышенные содержания как халькофильных элементов, так и лантаноидов. В полиметаллических месторождениях и части молибденовых и вольфрамовых месторождений функционировал только один рудоносный магматический источник, действовавший в верхней или в нижней континентальной коре.

Ключевые слова:

Рудные месторождения, рудоносные флюиды, верхняя и нижняя континентальная кора, индикаторные отношения элементов, редкоземельные элементы, Восточное Забайкалье.

Введение

Изучение фракционирования редкоземельных элементов (РЗЭ) и индикаторных отношений редких и редкоземельных элементов в рудах имеет важное значение для понимания условий образования различных по составу руд.

К числу основных задач исследования относится изучение особенностей распределения редких и РЗЭ в рудах разнотипных месторождений, образованных из разноглубинных магматических флюидов. Для решения этой задачи использованы индикаторные отношения элементов, позволяющие оценить глубины формирования, степень дифференциации рудоносных флюидов. Анализ концентраций элементного состава в рудных жилах различных типов месторождений, особенности распределения РЗЭ, индикаторных отношений элементов позволили выявить общие и отличительные особенности источников металлоносных растворов, участвовавших в формировании руд разнотипных месторождений Восточного Забайкалья.

Фактический материал, методы исследования

В основу статьи положен фактический материал, собранный автором в процессе тематических исследований по программам Института природ-

ных ресурсов, экологии и криологии СО РАН в 1998–2017 гг., опубликованные данные, а также материалы территориальных геологических фондов (г. Чита). Полевые исследования проводились на территориях Средне-Голготайского, Талатуйского, Верхне-Алиинского, Ключевского, Карийского и Любавинского золоторудных месторождений; Шерловогорского и Хапчерангинского олово-полиметаллических месторождений; Кличкинского, Нойон-Тологойского, Ново-Широкинского и Акатуевского полиметаллических месторождений; Давендинского, Шахтаминского и Бугдаинского молибденовых месторождений; Букукинского и Антоновгорского вольфрамовых месторождений. Распределение РЗЭ изучалось в пробах, отобранных из руд продуктивных стадий рудообразования, различных типов месторождений. Пробы, представленные сульфидно-кварцевыми жилами, отбирались в рудных карьерах, горных выработках (канавах) рудных зон рассматриваемых месторождений. Количество сульфидов в рудах в среднем составляет 10–30 %. В рудах продуктивных стадий рассматриваемых месторождений отмечается следующий состав рудных минералов (от главных к менее распространенным): Александровское – пирит, халькопирит, висмутин, тетра-

эдрит; Итакинское – пирит, арсенопирит, антимонит, сфалерит; Карийское – магнетит, гематит, халькопирит, пирит; Талатуйское – магнетит, пирит, молибденит, халькопирит; Ключевское – пирит, арсенопирит, халькопирит, блеклые руды; Любавинское – пирит, арсенопирит, халькопирит; Бугдаинское – молибденит, пирит, халькопирит, сфалерит; Жирекенское – молибденит, халькопирит, галенит, сфалерит; Шахтаминское – молибденит, пирит, сфалерит, галенит; Букукинское – вольфрамит, пирит, сфалерит; Антоногогорское – вольфрамит, пирит, халькопирит, молибденит; Ново-Широкинское – сфалерит, галенит, пирит; Нойон-Тологойское – галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит; Шерловогорское – касситерит, арсенопирит, пирротин; Хагчерангинское – касситерит, арсенопирит, пирит.

Изучение элементного состава пород и руд проведено в аналитических лабораториях Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ). Содержание элементов определено РФА методом (аналитик Б.Ж. Жалсараев). Измерение концентраций редкоземельных элементов проведено ICP-AES методом (аналитики Т.И. Казанцева, А.А. Цыренова).

Схема районирования и типы минерализации рудных месторождений Восточного Забайкалья

Восточное Забайкалье характеризуется большим многообразием типов рудных месторождений, образование которых связывается с процессами формирования разновозрастных разнотипных рудно-магматических систем. В значительной части эти процессы связаны с коллизионными и постколлизионными процессами, происходившими на рубеже поздней-средней юры при столкновении Сибирского и Монголо-Китайского континентов [1]. Эти процессы сопровождалась формированием рудоносных вулканоплутонических комплексов. Ранее установлено, что основными источниками золота, молибдена, полиметаллов были интрузивные комплексы амуджикано-шахтаминского (J_{2-3}) и амананского интрузивных комплексов (J_{2-3}). Образование олово-вольфрамового оруденения связано с процессами образования интрузий кукульбейского (J_3) комплекса [2, 3].

С.С. Смирновым в 30-х гг. XX в. в Восточном Забайкалье было выделено три металлогенических пояса: оловянно-вольфрамовый, молибденово-золотой и полиметаллический [4]. В пределах золото-молибденового пояса отмечается близкая пространственная совмещенность молибденовой и золоторудной минерализации [2].

На современных схемах районирования на территории Восточного Забайкалья выделяются следующие рудные поля: 1 – R-Fe-Cu; 2 – R-Mo-W; 3 – Mo-Au; 4 – Sn-W; 5 – U-Au-Pb-Zn (рис. 1) [5]. В пределах этих полей не всегда выдерживается соответствие данной схеме. Так, Шахтаминское и Бугдаинское молибденовые месторождения находятся в пределах оловянно-вольфрамового пояса. При решении проблем металлогенического райониро-

вания многие исследователи не находили ясного ответа. По последним данным причина этих несоответствий объясняется размещением рудных объектов над фронтальной частью стагнированного слэба, расположенного в транзитной зоне мантии, и соответствующего ей линейного магматического ареала. Модели такого процесса описаны в работах [5–7].

В последние десятилетия по результатам новых идей мобилизма, данным сейсмотомографических исследований, изучением глубинного строения Восточного Забайкалья установлено, что образование рудно-магматических систем в регионе связывается с воздействием в переходной зоне мантии стагнированного океанического слэба на литосферу, воздействие которого происходило в среднеюрский-раннемеловой период [8, 9]. При этом образование разнотипного оруденения связывается с длительным воздействием (J_2 - K_1) мантийных потоков в низы литосферы с формированием разновозрастных рудоносных магматических очагов [6, 10–13]. Установлена пространственная приуроченность рудных месторождений к зонам глубинных нарушений.

В золоторудных месторождениях молибденовая минерализация типична для ранних высокотемпературных ассоциаций, золоторудная минерализация – для последующих ассоциаций с меньшими температурами образования. Для преобладающей части молибденовых месторождений характерны комплексные золото-молибденовые руды (Бугдаинское, Давендинское месторождения).

Золоторудные месторождения. Золоторудные месторождения Восточного Забайкалья характеризуются длительной историей формирования. Основными источниками золота в этих месторождениях были глубокодифференцированные плутонические и вулканоплутонические производные шпонит-латитовой и известково-щелочной магм [2]. Образование мезозойских золоторудных и молибденовых месторождений тесно связано с процессами формирования интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса, абсолютный возраст которых по разным источникам колеблется в интервале 180–111 млн лет. Преобладающие значения отмечаются в интервале 147–144 млн лет [2]. На месторождениях, как правило, выделяется несколько стадий рудообразования, различающихся составами рудной минерализации.

Любавинское месторождение. Рудные тела Любавинского месторождения представлены рудоносными кварцевыми жилами. По составу руды относятся к малосульфидному золото-кварцевому типу. Количество сульфидов в жилах составляет 2–3 % с резким преобладанием арсенопирита и пирита. На месторождении выделены следующие типы минерализации: полевошпат-кварцевая, золото-малосульфидная (продуктивная), полиметаллическая, антимонитовая [14].

Талатуйское месторождение. Рудные тела Талатуйского месторождения представлены минера-

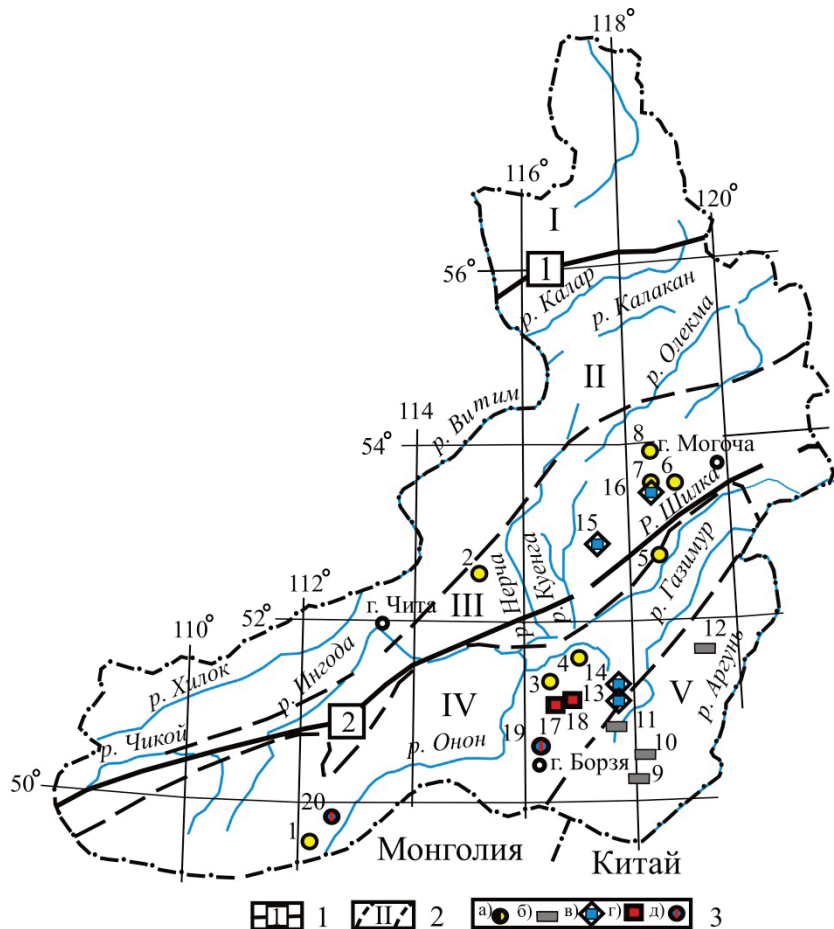


Рис. 1. Схема металлогенического районирования Восточного Забайкалья [5]: 1 – крупные тектонические зоны (цифры в квадрате): 1 – Становая, 2 – Монголо-Охотская; 2 – рудные пояса: I – редкометалльно-железо-медный, II – редкометалльно-молибденово-вольфрамовый, III – молибденово-золотой, IV – оловянно-вольфрамовый, V – уран-золото-полиметаллический; 3 – месторождения: а) золоторудные: 1 – Любавинское, 2 – Талатуйское, 3 – Средне-Голготайское, 4 – Верхне-Алиинское, 5 – Карийское, 6 – Ключевское, 7 – Александровское, 8 – Итакинское; б) полиметаллические: 9 – Кличкинское, 10 – Нойон-Тологойское, 11 – Акатуевское, 12 – Ново-Широкинское; в) молибденовые месторождения: 13 – Бугдаинское, 14 – Шахтаминское, 15 – Жирекенское, 16 – Давендинское; г) вольфрамовые: 17 – Букукинское, 18 – Антоновозорское; д) олово-полиметаллические: 19 – Шерловозорское, 20 – Халчалангинское

Fig. 1. Scheme of metallogenic zoning of Eastern Transbaikalia [5]: 1 – large tectonic zones (numbers in the square): 1 – Stanovaya, 2 – Mongol-Okhotsk; 2 – ore belts: I – rare metal-iron-copper, II – rare metal-molybdenum-tungsten, III – molybdenum-gold, IV – tin-tungsten-rare metal, V – uranium-gold-polymetallic; 3 – deposits of: a) gold: 1 – Lubavinsky, 2 – Talatuyky, 3 – Sredne-Golgotaysky, 4 – Verkhne-Aliinsky, 5 – Kariysky, 6 – Kluchevsky, 7 – Aleksandrovsky, 8 – Itakinskoe; b) polymetallic: 9 – Klichkinsky, 10 – Noyon-Tologoyky, 11 – Akatuevsky, 12 – Novo-Shirokinsky; c) molybdenum Deposit: 13 – Bugdainsky, 14 – Shakhhtaminsky, 15 – Zhireken, 16 – Daven-dinsky; d) tungsten: 17 – Bukukinsky, 18 – Antonovogorsky; e) tin-polymetallic: 19 – Sherlovogorsky, 20 – Khaberanginsky

лизованными зонами дробления и расщепления пород мощностью до 11 м, сульфидно-кварцевыми жилами. На месторождении выделяются четыре стадии рудообразования: 1) кварц-турмалин-магнетитовая. Основные рудные минералы представлены магнетитом, рутилом, ильменитом; 2) кварц-молибденитовая, образованная кварц-молибденитовыми жилами; 3) золото-полисульфидная. К числу наиболее распространенных рудных минералов относятся: пирит, халькопирит, арсенопирит, висмутин. Менее развито самородное золото; 4) халцедон-карбонатная.

Средне-Голготайское месторождение. На месторождении рудные тела представлены жилами

золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого составов. В жилах золото-кварцевого типа количество рудных минералов составляет 1–2 %. Наиболее распространенными рудными минералами являются пирит и арсенопирит. В меньших количествах отмечаются халькопирит, пирротин, молибденит, висмутин.

Верхне-Алиинское месторождение. На месторождении выделены Западная, Восточная и Широкая рудные зоны. Рудные тела в них представлены золото-сульфидно-кварцевыми жилами и прожилково-вкрапленными зонами, основными рудными минералами в которых являются арсенопирит, пирит и пирротин. Менее распространен-

ными рудными минералами являются халькопирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, марказит, антимонит. Вмещающие породы представлены монцититами амуджикано-шахтаминского комплекса (J_{2-3}) [15].

Карийское месторождение. Вмещающие породы представлены протерозойскими метаморфическими образованиями и интрузиями амананского комплекса (J_2). Всего на месторождении насчитывается 23 рудные зоны, имеющие северо-западное простирание. По данным предшествующих исследований формирование золотого оруденения происходило в четыре стадии с образованием следующих продуктивных ассоциаций: I – кварц-пирит-турмалиновая; II – кварц-актинолит-магнетитовая; III – сульфидно-кварцевая; IV – полиметаллическая. Последние две стадии имеют незначительные масштабы проявления. Наиболее продуктивной является кварц-актинолит-магнетитовая ассоциация.

Ключевское месторождение. Основным рудным телом на месторождении является штокверк с отдельными жилами и прожилково-вкрапленной минерализацией. Штокверк сложен кварц-турмалиновыми, турмалин-пиритовыми жилами и прожилками, брекчиями вмещающих пород. Отмечаются следующие стадии рудообразования: 1) молибденит-кварцевая с калишпатизацией; 2) сульфидно-кварц-турмалиновая с калишпатизацией; 3) кварц-турмалин-сульфидная с альбитизацией; 4) полиметаллическая; 5) карбонатная с халцедоном [16].

Александровское месторождение. Рудные тела представлены сульфидно-кварцевыми жилами и зонами прожилково-вкрапленной минерализации. На месторождении выделены следующие минеральные ассоциации в порядке их проявления: 1) молибденит-кварцевая; 2) кварц-турмалиновая; 3) висмутин-кварцевая; 4) пирит-кварцевая с золотом; 5) золото-кварц-полиметаллическая; 6) кварц-карбонатная. Наиболее распространенным рудным минералом является пирит, меньше встречаются халькопирит, висмутин, тетраэдрит, борнит.

Итакинское месторождение. На месторождении выделяются пять разновозрастных минеральных ассоциаций: 1) кварц-пирит-молибденитовая, 2) кварц-арсенопиритовая (первая продуктивная), 3) кварц-полиметаллическая (вторая продуктивная), 4) кварц-антимонитовая, 5) кварц-флюоритовая. Рудные минералы первой ассоциации представлены молибденитом, магнетитом, ритилом, ильменитом; второй ассоциации – пиритом, пиротином, марказитом; третьей ассоциации – сфаленитом, галенитом, халькопиритом, висмутин, джемсонитом; четвертой ассоциации – антимонитом, киноварью; пятой ассоциации – флюоритом.

Молибденовые месторождения. Молибденовые месторождения Восточного Забайкалья характеризуются длительной историей формирования.

На месторождениях, как правило, выделяется несколько стадий рудообразования, которые отличаются составами рудной минерализации. Образование молибденового оруденения связано с процессами формирования рудоносного порфирового комплекса гранитоидов амуджикано-шахтаминского (J_{2-3}) и амананского (J_{2-3}) комплексов. Определён изохронный Re–Os возраст молибденитов Жирекенского месторождения, составляющий 163 ± 1 млн лет, Шахтаминского месторождения – 159 ± 1 млн лет [17]. Эти данные соответствуют возрасту интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса.

Шахтаминское месторождение. Образование рудных тел месторождения происходило в два этапа. Рудные тела первого этапа представлены жилами кварц-молибденитового состава, рудные тела второго этапа – жилами кварц-полиметаллического состава. В промежуточный период между этими этапами происходило внедрение даек различного состава. Наиболее распространенными рудными минералами жил кварц-молибденитового состава являются: пирит, молибденит, реже отмечаются шеелит, халькопирит. В жилах кварц-полиметаллического состава основными рудными минералами являются: галенит, сфалерит, менее развиты блеклые руды, бурнотит [18].

Бугдаинское месторождение. На месторождении выделяются две основные рудные стадии: кварц-молибденитовая и золото-полиметаллическая. Основные рудные минералы кварц-молибденитовой стадии представлены пиритом, молибденитом. К числу второстепенных относятся вольфрамит, шеелит. Наиболее распространенные рудные минералы золото-полиметаллической стадии представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, реже отмечаются молибденит, арсенопирит, халькопирит, блеклые руды, золото [19].

Жирекенское месторождение. На месторождении выделяются вкрапленный, прожилковый и брекчиевый типы руд. Основные запасы молибдена связаны с вкрапленным типом руд, отмечаемых преимущественно в центральной и южной части месторождения. Прожилково-вкрапленные руды приурочены к флангам рудных зон. По составу они подразделяются на молибденитовые, кварц-молибденитовые с примесью пирита и халькопирита, а также мусковит-серицит-кварцевые прожилки с молибденитом, пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом. Брекчиевые типы руд имеют незначительное распространение. В пределах брекчиевой рудной зоны отмечаются ксенолиты калишпатизированных метасоматитов с вкрапленным оруденением и содержанием молибденита до 30 % [20].

Давендинское месторождение. В кварц-молибденитовых жилах основными рудными минералами являются молибденит и пирит, составляющие 95 % общего количества рудных минералов. К числу второстепенных рудных минералов относятся: халькопирит, висмутин, сфалерит, галенит, маг-

нетит. К числу редких рудных минералов относятся: блеклые руды, золото, тетрадимит, борнит, касситерит, шеелит, пирротин и марказит. На месторождении выделяются следующие рудные стадии минерализации: кварц-молибденитовая, кварц-турмалиновая, кварц-золото-висмутовая.

Полиметаллические месторождения. В Восточном Забайкалье известно более 300 свинцово-цинковых месторождений и проявлений. Характерной особенностью данных месторождений является их групповое размещение в тесной пространственной ассоциации с интрузивными и эффузивными образованиями, объединенными в единые вулканоплутонические комплексы [21].

Кличкинское месторождение. На месторождении отмечаются следующие типы рудных тел: пластообразные, трубообразные, жилообразные, линзовидные. Рудообразование происходило в три стадии: скарновую, сульфидную (продуктивную) и цеолит-флюорит-карбонатную. В сульфидной стадии выделяются следующие рудные ассоциации (в порядке образования): пирит-арсенопирит-пирротиновая, сфалерит-пиритовая, сфалерит-галенитовая и сульфоантимонитовая. Наиболее распространенными рудными минералами являются: пирротин, пирит, сфалерит, галенит, менее развиты халькопирит, арсенопирит, марказит, редкие – сульфоантимониты, станнин, самородное золото и серебро.

Нойон-Тологойское месторождение. На месторождении рудные тела имеют пластообразную, штокверкоподобную и жильную формы. В рудных телах наиболее распространенными минералами являются: пирит, арсенопирит, галенит и сфалерит. Менее развиты буланжерит, тетраэдрит, фрейбергит и др. Анализ взаимоотношений рудных минералов позволяет выделить следующую последовательность их выделения: арсенопирит+пирит→галенит+сфалерит→буланжерит [21].

Акатувевское месторождение. На месторождении выделяются следующие типы рудных тел: трубообразные, линзообразные, жильные и прожилково-вкрапленные. В составе рудных тел развиты следующие рудные ассоциации: пирит-арсенопиритовая, пирит-сфалеритовая, галенит-сфалеритовая, кварц-арсенопирит-буланжеритовая, кварц-карбонатно-кварцевая. Наиболее распространенными рудными минералами являются: пирит, сфалерит, галенит, менее распространены арсенопирит, халькопирит, буланжерит. Редкие рудные минералы представлены станнином, бурнонитом, пирротинном.

Ново-Широкинское месторождение. На месторождении выделены следующие стадии рудного процесса: турмалин-колчеданная, медисто-сернисто-колчеданная, кварцевая полиметаллическая, карбонатно-полиметаллическая. На месторождении развито 15 рудных тел. Наиболее распространенными рудными минералами в них являются: пирит, сфалерит, галенит, второстепенные пред-

ставлены халькопиритом, редкие – мельниковитом, молибденитом, золотом, бурнонитом, джемсонитом, арсенопиритом, висмутином, марказитом [22].

Месторождения цветных металлов. Из числа месторождений цветных металлов Восточного Забайкалья рассмотрим рудные вольфрамовые месторождения Букукинское и Антоновогорское. Их образование связано с процессами формирования кукульбейского интрузивного комплекса (J₃) [3].

Букукинское месторождение. Рудные тела Букукинское месторождения представлены сульфидно-кварцевыми жилами. На месторождении выделяются три стадии минералообразования: 1) кварц-молибденит-висмутино-вольфрамитовая, 2) кварц-галенит-вольфрамитовая, 3) халцедон-флюоритовая. Рудные минералы первой стадии сложены молибденитом, вольфрамитом, пиритом, сфалеритом, висмутином, пирротинном. Рудные минералы второй стадии представлены вольфрамитом, пиритом, сфалеритом, третей стадии – арсенопиритом, пиритом, флюоритом.

Антоновогорское месторождение. Рудные тела Антоновогорского месторождения представлены кварц-вольфрамитовыми жилами протяженностью от 30 до 670 м, при средней мощности жил 0,3 м. Всего насчитывается около 200 параллельных рудных жил, имеющих северо-восточное простирание. Наиболее распространенными рудными минералами являются: вольфрамит, пирит, халькопирит. Реже встречаются молибденит, висмутино, касситерит. Редкие рудные минералы представлены флюоритом, сфалеритом, галенитом.

Олово-полиметаллические месторождения. Образование олово-полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья тесно связано с процессами формирования интрузий кукульбейского интрузивного комплекса (J₃) [3].

Шерловогорское месторождение. На Шерловогорском месторождении выделяются две минеральные ассоциации: турмалин-сульфидная (наиболее ранняя) и сульфидная. Турмалин-сульфидная ассоциация локализуется в зоне меридионального разлома и представлена кварцем, турмалином, топазом, флюоритом, касситеритом, арсенопиритом и пиритом. Сульфидная ассоциация отмечается, преимущественно, в пределах «Восточного полиметаллического поля». Она представлена касситеритом, арсенопиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом, блеклой рудой, марказитом.

Хапчерангинское месторождение. Рудные тела Хапчерангинского месторождения подразделяются на кварцево-сульфидные жилы и хлоритизированные зоны дробления. По составу рудные жилы подразделяются на кварц-касситерит-пиритовые, кварц-касситерит-арсенопиритовые, кварц-пирит-пирротиновые, кварц-касситерит-хлоритовые, кварц-сфалерит-галенитовые. В зонах дробления отмечаются грейзенизированные редкометалльные рудные тела.

Распределение редких и редкоземельных элементов в рудах различных типов мезозойских месторождений Восточного Забайкалья

Редкоземельные элементы рассматриваются как геохимические индикаторы геологических, в том числе магматических, процессов. Изучение распределения РЗЭ, их соотношений дает возможность судить о степени дифференциации магматических очагов, глубинах их функционирования, условиях и источниках образования оруденения.

Установлено, что мезозойские рудно-магматические системы в Восточном Забайкалье образованы в результате коллизии при столкновении Сибирского и Монголо-Китайского континентов [1]. При этом в ходе мантийно-корового взаимодействия при движении флюидных потоков в низы литосферы происходило образование разноуровневых рудоносных магматических очагов.

Наличие разноглубинных рудоносных источников оруденения в разнотипных месторождениях подтверждается индикаторными отношениями Eu/Sm , U/Th , Hf/Sm и Nb/La [23]. Отличие значений индикаторных отношений элементов проявляется в рудах Александровского, Итакинского, Карийского золоторудных месторождений, Бугдаинского и Жирекенского молибденовых и Букуинского вольфрамового месторождений.

Формирование мезозойских золоторудных, молибденовых и полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья связывается с интрузивными образованиями, главным образом, шахтаминского комплекса (J_{2-3}); вольфрамитовых и олово-полиметаллических месторождений – с интрузиями кукульбейского комплекса (J_3) [3]. Связь мезозойского магматизма с оруденением установлена для Бугдаинского [19], Шахтаминского и Жирекенского молибденовых месторождений [18, 20], Ново-Широкинского полиметаллического [22] и Любавинского золоторудного месторождений [14].

Установлено, что руды молибденовых месторождений в сравнении с рудами золоторудных месторождений характеризуются меньшими содержаниями РЗЭ и более высокими концентрациями тяжелых РЗЭ [24]. Известно, что концентратами тяжелых РЗЭ являются темноцветные минералы (гранаты, амфиболы). Можно предположить, что источниками рудоносных флюидов молибденовых месторождений в сравнении с источниками золоторудных месторождений были магматические образования основного состава в большей степени [25].

Образование разноуровневых рудно-магматических систем в процессе мантийно-корового взаимодействия установлено для золоторудных и вольфрамовых месторождений [26, 27]. Наличие в рудных полях золоторудных месторождений синрудных дайковых образований (лампрофиры, диабазы) свидетельствует о существовании магматических очагов основного состава, участвовавших в образовании флюидно-магматических систем [26].

По индикаторным отношениям Eu/Sm , U/Th в рудах различных типов месторождений выделим

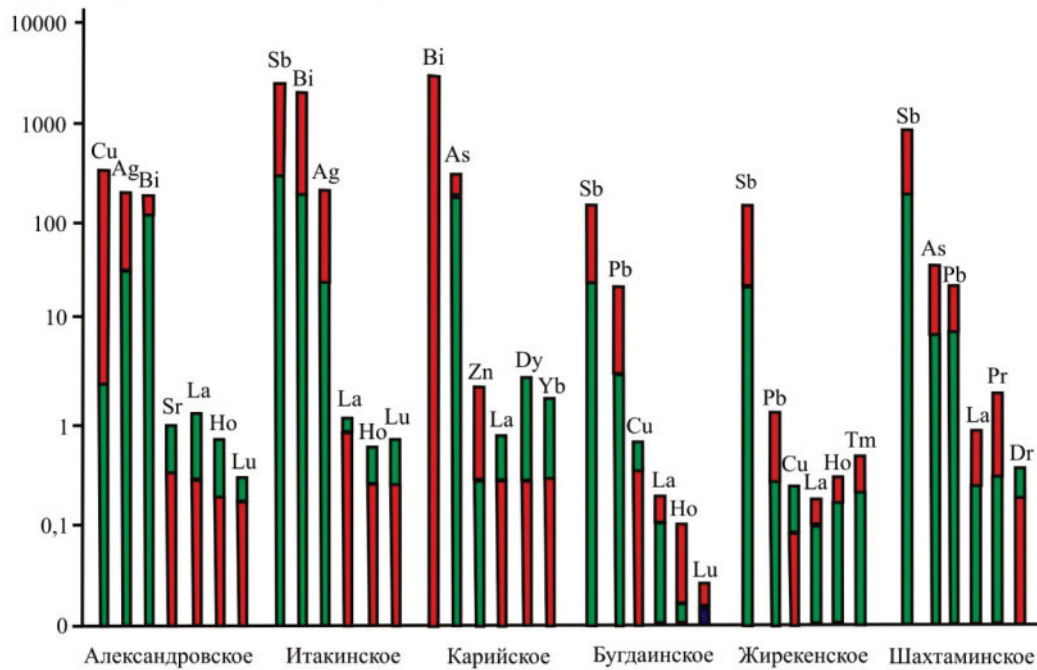
разноглубинные рудоносные магматические источники. Условно, по глубинам образования, назовем их «верхний» и «нижний». Под «верхним» слоем подразумевается гранитный слой, по «нижнему» – базальтовый слой.

Изучение глубинного строения Восточного Забайкалья с применением интерпретации аномалий гравитационного поля в редукции Буге показало, что земная кора имеет трехчленное строение. Выявлено, что мощность земной коры колеблется в пределах 38–48 км [28]. Установлено, что нижняя часть разреза земной коры представлена «базальтовым слоем», расположенным выше границы Моховича. Состав «базальтового» слоя по Г.И. Менакеру представлен метагабброидами и гипербазитами с включениями эцлогитоподобных пород [29]. Определено, что верхняя часть разреза земной коры состоит из гранитного слоя с участками распространения интрузивных, осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Мощность гранитного слоя меняется от сотен метров, где развиты вулканогенно-осадочные породы впадин, до 25 км на участках развития гранитоидов. Между условными гранитным и базальтовым слоем выделен переходный «мафитовый слой». Этот слой имеет, вероятно, мафитовый состав в соответствии с его магнитными свойствами, который определяется повышенными концентрациями железо-магниевого минералов. Мощность мафитового слоя колеблется от 4 до 15 км [28]. Установлено, что крупные рудные узлы приурочены к поднятиям мафитового слоя, особенно к экзо- и эндоконтактам этих поднятий. Отмечается корреляция оруденения с поднятиями мафитового слоя до 1–3 км от поверхности [28]. По данным сейсмологографических исследований выявлено, что для региона характерно наличие в переходной зоне мантии стагнированного океанического слэба, возникновение которого обусловлено субдукционными процессами в среднеюрско-раннемеловой период [8]. Воздействие слэба проявлено в наличии эшелонированно расположенных куполообразных поднятий и межкупольных прогибов поверхности Мохо [28].

Между рудоформирующими магматическими очагами и гидротермальными системами существуют значительные пространственные, временные, термодинамические, гидродинамические и геохимические различия, соотношения и далеко не прямые связи. Исходим из того, что состав руд в гидротермальной системе соответствует составу рудоносных флюидов.

Для оценки глубин формирования рудоносных магматических очагов используются Eu/Sm отношения в трактовке С.В. Винокурова [30]. $Eu/Sm < 0,2$ соответствует магматическим очагам, образованным в верхней континентальной коре, $Eu/Sm > 0,2$ – сформированным в нижней континентальной коре. Косвенно о глубинности функционирования магматических очагов можно судить по значениям европиевого минимума – чем меньше значения Eu/Eu^* , тем более был дифференци-

Образцы / Верхняя континентальная кора



Образцы / Верхняя континентальная кора

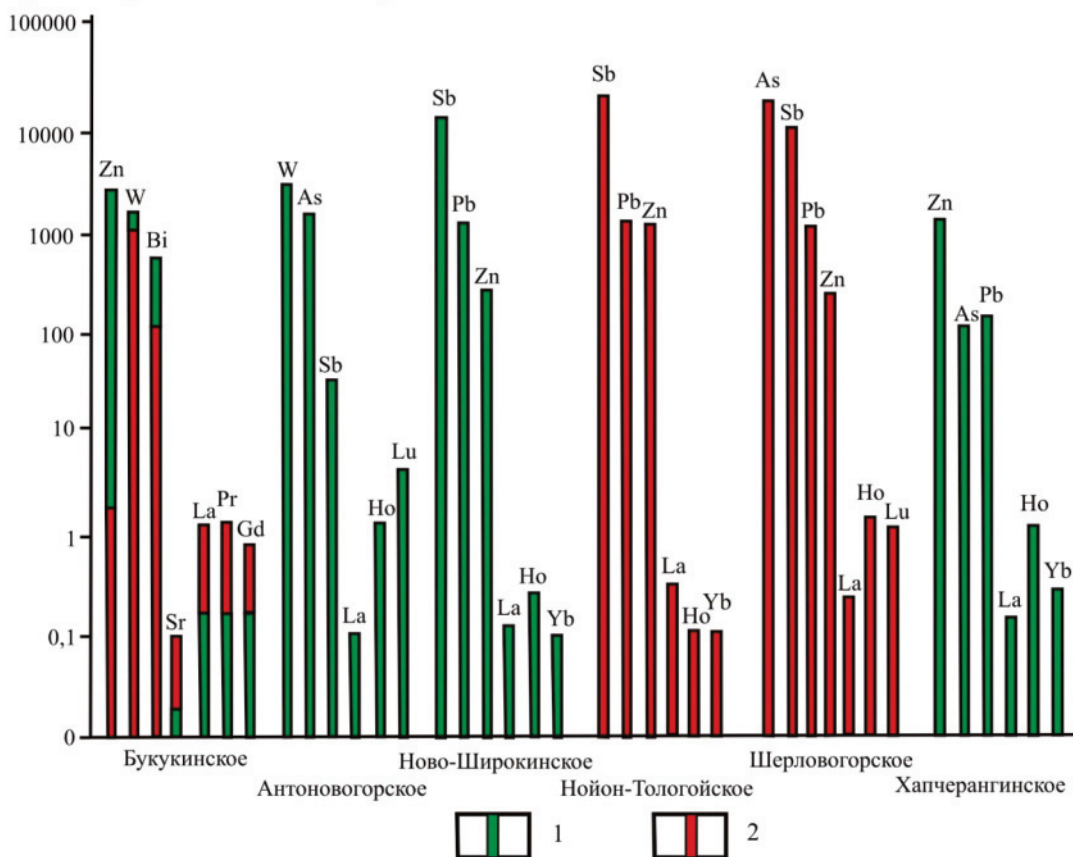


Рис. 2. Распределение основных микроэлементов в рудах различных типов месторождений Восточного Забайкалья, нормированных по отношению к средним значениям для верхней континентальной коры [38]. Концентрации микроэлементов в рудах, источниками которых являлись рудоносные флюиды: 1 – нижней континентальной коры, 2 – верхней континентальной коры

Fig. 2. Distribution of the main trace elements in ores of different types of deposits, Eastern Transbaikalia, normalized against the average values for the upper continental crust [38]. Concentrations of trace elements in ores, the sources of which were ore-bearing fluids: 1 – the lower continental crust, 2 – the upper continental crust

рован магматический очаг. Минимальные значения европиевого минимума характерны для лейкогранитных дифференциатов. Отрицательная Eu аномалия в породе, как правило, указывает на образование породы в пределах верхней континентальной коры, положительная Eu аномалия – в нижней континентальной коре. Отсутствие европиевого минимума указывает на незначительное фракционирование плаггиоклаза в расплаве.

Установлено, что если значения $U/Th < 0,75$, это указывает на окислительную среду рудообразования, $0,75-1,25$ – на нейтральную, $>1,25$ – на восстановительную [31]. Совокупность этих данных характеризует уровни зарождения рудоносных магматических очагов. Установлено, что в рудах значение Co/Ni более 1,5 указывает на участие магматического флюида [32]. В рудах в гидротермальных флюидах, содержащих хлор, значения Hf/Sm , Nb/La и Th/La , преимущественно, меньше единицы, а во флюидах, обогащенных фтором, – больше единицы [32, 33]. Значения Y/No отношений позволяют оценивать происхождение рудообразующих флюидов [34]. Преобладающие значения Y/No отношений золоторудных месторождений 22–32 соответствуют значениям флюидов гидротермальных систем Восточно-Тихоокеанского рифта [35] и флюидов, образованных в результате регионального зеленокаменного метаморфизма вмещающих пород [36, 37].

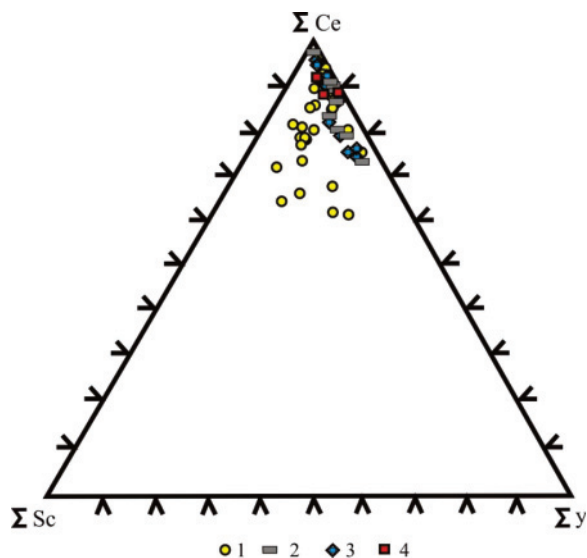


Рис. 3. Диаграмма $\Sigma Sc-\Sigma Ce-\Sigma Y$ руд разнотипных месторождений Восточного Забайкалья. 1 – руды золоторудных месторождений, 2 – руды полиметаллических месторождений, 3 – руды молибденовых месторождений, 4 – руды вольфрамовых месторождений. $\Sigma Ce = \Sigma(La-Nd)$, $\Sigma Y = \Sigma(Sm-Ho)$, $\Sigma Sc = \Sigma(Er-Lu)$ по [39]

Fig. 3. Diagram $\Sigma Sc-\Sigma Ce-\Sigma Y$ of ores of different types of deposits in Eastern Transbaikalia. 1 – ores of gold deposits, 2 – ores of polymetallic deposits, 3 – ores of molybdenum deposits, 4 – ores of tungsten deposits. $\Sigma Ce = \Sigma(La-Nd)$, $\Sigma Y = \Sigma(Sm-Ho)$, $\Sigma Sc = \Sigma(Er-Lu)$ [39]

Концентрации элементов в рудах, образованных из магматических источников верхней и нижней континентальной коры, имеют следующие отличия:

- 1) в золоторудных месторождениях в рудах, образованных из магматических источников верхней континентальной коры, относительно руд, источниками которых были магматиты нижней континентальной коры, отмечаются повышенные концентрации халькофильных элементов (Cu, Ag, Bi, Sb, Pb) и пониженные содержания лантаноидов (рис. 2);
- 2) для молибденовых месторождений в рудах, образованных из рудоносных флюидов нижней континентальной коры, относительно руд, источниками которых были рудоносные флюиды верхней континентальной коры, отмечаются повышенные содержания как халькофильных элементов, так и лантаноидов (рис. 2);
- 3) для Букуинского вольфрамового месторождения в рудах, источниками которых были рудоносные флюиды нижней континентальной коры, относительно руд, образованных из рудоносных флюидов верхней континентальной коры, отмечаются повышенные содержания халькофильных элементов и пониженные содержания лантаноидов (таблица, рис. 2). На наличие разнотипных рудоносных магматических источников Жирекенского месторождения указывают следующие факты: 1) для «верхнего» рудоносного уровня Eu/Sm составляют $0,10-0,19$; для «нижнего» рудоносного уровня – $0,27-0,86$; 2) отношения U/Th для «верхнего» рудоносного уровня составляют $0,23-0,52$, для «нижнего» рудоносного уровня – $1,36-2,11$. Магматические очаги «верхнего» уровня характеризуются окислительными обстановками формирования, «нижнего» уровня – восстановительными обстановками формирования. Для Александровского золоторудного месторождения «верхний» рудоносный уровень характеризуется значениями $Eu/Sm - 0,15-0,17$; $U/Th - 0,44-0,64$. «Нижний» рудоносный уровень имеет значения $0,20-0,26$; $U/Th - 0,44-1,08$. Эти данные свидетельствуют о функционировании магматических источников «верхнего» рудоносного уровня в окислительной обстановке, «нижнего» рудоносного уровня – в окислительно-нейтральной обстановке. Руды, образованные за счет рудоносных магм «верхнего» уровня, в сравнении с рудами «нижнего» уровня, более дифференцированы.

Анализ диаграммы распределения сумм легких, средних и тяжелых РЗЭ в рудах разнотипных месторождений Восточного Забайкалья выявил, что руды золоторудных месторождений в сравнении с рудами молибденовых, полиметаллических и вольфрамовых месторождений характеризуются более значительными концентрациями легких РЗЭ (рис. 3). Это можно объяснить тем, что руды золоторудных месторождений относительно руд

Таблица. Средние содержания микроэлементов в рудах (g/t) и их отношения в разнотипных месторождениях Восточного Забайкалья
Table. Average content of trace elements in ores (g/t) and their ratios in different types deposits of Eastern Transbaikalia

Элементы и их соотношения Elements and their ratios	Месторождения/Deposit														
	Золоторудные Gold ore					Молибденовые Molybdenum			Вольфрамовые Tungstic		Полиметаллические, олово-полиметаллические Polymetallic, tin-polymetallic				
	Александровское Aleksandrovsky	Итакинское Itakinsky	Карийское Kariysky	Талагуйское Talagiysky	Ключевское Kluchevsky	Любавинское Lubavinsky	Бугданское Bugdainsky	Жирекенское Zhirekensky	Шахтаминское Shahtaminsky	Букукинское Bukukinsky	Антоновское Antonovogorsky	Новоширокинское Novoshirokinsky	Нойон-Тологойское Noyon-Tologoytsky	Шерловское Sherlovogorsky	Халч-рангинское Khaltaranginsky
n	12	15	5	4	3	7	5	7	5	4	5	5	5	4	
As	38,67 58,7	4329,0 6591,0	238,0 194,0	95,0 35,5	877	5192 1395	–	3,6 603,0	73	37 300	34300	1044	38590	60500	222,5
Cu	12947,0 114,2	1351,0 40,5	–	282,0 345,5	320	–	15,0 21,0	6,3 12931	89,7	–	348	16668	7500	9250	6266,0
Ag	19 2,82	15,9 2,0	–	6,4 4,5	–	–	–	–	–	1,5 6,0	7,2	142	192	1595	–
Bi	45,3 96,3	471,0 40,4	–	–	60	–	–	–	28,7	–	–	226	7	–	–
Sb	125,5 74,3	822,0 104,0	53,0 9,0	2,1 –	–	15,5 10,0	15,1 3,6	– 118,5	159,0	–	3,25	2974	8127	2118	44
Pb	98,3 80,3	8958,0 281,0	169,5 47,0	4,0 4,35	27	45,5 7,0	283,0 93,0	16,2 220,0	572,5	23,5 2000	141	85048	59200	51232	5127
ΣРЗЭ	69,24 198,5	135,8 127,2	61,1 166,4	127,3 91,6	15,35	39,5 51,3	17,3 33,9	4,0 43,3	113,3	255,3 44,7	30,3	15,62	68,1	112,4	35,5
Eu/Sm	0,16 0,24	0,15 0,22	0,18 0,36	0,16 0,26	–	0,17 0,65	0,19 0,30	0,14 0,53	0,1	0,11 0,26	0,34	0,86	0,17	0,07	0,63
Nb/La	0,26 0,14	0,21 0,20	0,32 0,17	0,13 0,55	–	0,47 0,45	0,73 0,80	1,5 –	–	0,47 2,32	104,0	1,43	0,38	–	4,25
Co/Ni	1,50 1,15	1,68 1,58	1,32 0,77	8,8 3,57	1,51	–	4,4 5,1	–	–	–	–	–	–	–	–
Rb/Sr	0,52 0,62	4,31 4,23	0,04 0,23	0,05 0,34	0,01	0,78 3,18	5,4 3,0	0,62 0,25	2,21	13,6 2,1	10,0	20,4	0,83	–	0,29
U/Th	0,15 0,45	0,15 0,48	–	–	–	0,62 0,85	0,56 0,56	0,27 1,74	0,25	0,63 0,70	0,1	0,33	–	–	–
Y/Ho	18,4 28,8	21,7 24,9	–	30,3 32,3	–	–	21,0 23,4	4,0 –	–	–	18,7	–	34,1	26,7	–
Zr/Hf	19,0 32,0	30,3 27,0	–	15,6 51,9	–	–	–	–	–	64,5 –	–	31,2	–	5,0	–
≅ Eu*	0,96 0,93	0,42 0,76	–	0,52 0,80	–	0,62 0,85	0,73 1,11	0,92 0,67	0,47	0,40 0,72	0,76	1,07	0,64	0,07	0,21
≅ Ce*	1,10 1,00	0,88 0,94	0,89 1,0	1,09 0,97	–	1,09 1,09	0,96 0,90	0,72 0,99	1,09	1,14 1,25	0,86	0,98	1,15	0,99	0,97

В числителе – руды, образованные из магматических очагов верхней континентальной коры, в знаменателе – руды, образованные из магматических очагов нижней континентальной коры; n – число образцов. – – нет данных. $\cong Eu^* = (Eu_n / (Eu_n / Sm_n \times Gd_n)^{1/2})^{1/2}$; $\cong Ce^* = (2La_n + Sm_n) / 3$.

In the numerator – ores formed from the magmatic foci of the upper continental crust, in the denominator – ores formed from the magmatic foci of the lower continental crust; n – the number of samples. – – no data. $\cong Eu^* = (Eu_n / (Eu_n / Sm_n \times Gd_n)^{1/2})^{1/2}$; $\cong Ce^* = (2La_n + Sm_n) / 3$.

молибденовых и полиметаллических месторождений в большей мере были образованы из рудоносных флюидов верхней континентальной коры.

Обсуждение результатов исследований

В результате исследований получены новые данные о распределении химических элементов в рудоносных флюидах разнотипных месторождений Восточного Забайкалья. Их образование связано с процессами мантийно-корового взаимодействия в средне-позднеюрский период в результате коллизионных процессов при движении флюидных потоков в низы литосферы, с образованием

разноуровневых магматических очагов. Как правило, рудоносные флюиды нижней континентальной коры в сравнении с рудоносными флюидами верхней континентальной коры характеризуются незначительной степенью дифференциации, разными концентрациями рудных и РЗЭ, нейтральными и восстановительными обстановками образования.

Заключение

Анализ соотношений индикаторных элементов показывает, что источниками рудоносных флюидов в золоторудных, молибденовых месторождениях и в части месторождений цветных металлов

были разноглубинные, в разной степени дифференцированные рудоносные магмы (рис. 2). Имеющиеся данные свидетельствуют, что руды рассматриваемых золоторудных, и части молибденовых и вольфрамовых месторождений, образованы из рудоносных флюидов, функционировавших как в верхней, так и в нижней континентальной коре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье / Ю.А. Зорин, В.Г. Беличенко, И.Г. Рутштейн, Л.Д. Зорина // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 11. – С. 104–112.
2. Спиридонов А.М., Зорина Н.А., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2006. – 291 с.
3. Козлов В.Д. Геолого-геохимическая очаговая структура и металлогения рудно-магматических систем Восточного Забайкалья // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 5. – С. 486–503.
4. Смирнов С.С. Схема металлогении Восточного Забайкалья // Проблемы советской геологии. – 1936. – Вып. 6. – № 10. – С. 846–864.
5. Хомич И.Г., Борискина Н.Г. Совершенствование минерагенического районирования Восточного Забайкалья на основе геофизических исследований // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 7. – С. 1029–1046.
6. Goldfarb R.J., Santosh M. The dilemma of the Jiaodong gold deposits: are they unique? // Geosci. Front. – 2014. – V. 5. – P. 139–153.
7. 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.
8. Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. Geodynamic framework of large unique uranium ore belts in Southeast Russia and East Mongolia // Journal of Asian Earth Sciences. – 2016. – V. 119. – P. 145–166.
9. Zhao D., Yamamoto Y., Yanada T. Global mantle heterogeneity and influence on teleseismic regional tomography // Gondwana Research. – 2013. – V. 23. – № 2. – P. 595–616.
10. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and antiplate tectonics on the Core-Mantle Boundary // Gondwana Research. – 2007. – V. 11. – P. 7–37.
11. Li Sh.-R., Santosh M. Metallogeny and craton destruction: Records from the North China Craton // Ore Geology Reviews. – 2014. – V. 56. – P. 376–414.
12. Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models // Reviews in Economic Geology. – 2000. – V. 13. – P. 141–162.
13. Li C., Van der Hilst R.D. Structure of the upper mantle and transition zone beneath Southeast Asia from travel time tomography // Journal of Geophysical Research. – 2010. – V. 115. – B07308.
14. Абрамов Б.Н., Калинин Ю.А., Посохов В.Ф. Любавинское золоторудное месторождение (Восточное Забайкалье): петрогеохимия, источники пород и руд // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2018. – Т. 329. – № 3. – С. 134–144.
15. Абрамов Б.Н. Верхне-Алиинское золоторудное месторождение: условия формирования, петрогеохимические особенности пород и руд (Мунгинский рудный узел, Восточное Забайкалье) // Литосфера. – 2016. – № 4. – С. 92–101.
16. Кривоуцкая Н.А. Парагенетические ассоциации минералов и условия образования руд Ключевского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. – 1996. – Т. 38. – № 4. – С. 344–361.
17. Высокопродуктивные этапы базитового и гранитоидного магматизма Северной Азии, оценка их ресурсного потенциала, научное обоснование критериев прогноза и поисков крупных Cu–Ni–Pt, Co, Au, Ag и редкометалльных месторождений / А.С. Борисенко, А.М. Спиридонов, А.Э. Изох, А.В. Прокопьев, В.И. Лебедев, И.В. Гаскков, Л.Д. Зорина, А.В. Костин, Е.А. Наумов, И.Г. Третьякова // Вестник отделения наук о Земле РАН. – 2012. – С. 237–252.
18. Шахтаминская мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, генетические особенности / А.П. Берзина, А.Н. Берзина, В.О. Гимон, З.Ш. Крымский, А.Н. Ларионов, И.В. Николаева, П.А. Серов // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 6. – С. 764–786.
19. Коваленкер В.А., Кисилева Г.Д., Крылова Т.Л. Минералогия и условия формирования руд золотоносного W-Мо-порфирового Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2011. – Т. 52. – № 2. – С. 107–142.
20. Жирекенская мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): U–Pb возраст, источники, геодинамическая обстановка / А.П. Берзина, А.Н. Берзина, В.О. Гимон, Т.Б. Баянова, И.Ю. Кисилева, Р.Ш. Крымский, Е.Н. Лепехина, С.В. Палесский // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 3. – С. 571–594.
21. Абрамов Б.Н. Нойон-Тологойское полиметаллическое месторождение: петрогеохимические особенности состава пород и руд // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 2. – С. 215–230.
22. Широкинский рудный узел (Восточное Забайкалье): условия образования, геохимия пород и руд, связь с магматизмом / Б.Н. Абрамов, Ю.А. Калинин, К.Р. Ковалев, В.Ф. Посохов // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т. 328. – № 6. – С. 6–17.
23. Геохимические особенности золото-кварцевых жил в интрузиях гранитоидов и терригенных толщах Яно-Колымского складчатого пояса (Северо-Восток России) / А.В. Волков, А.А. Сидоров, Н.Е. Савва, Е.Е. Колова // Доклады Академии Наук. – 2016. – Т. 470. – № 1. – С. 77–82.
24. Абрамов Б.Н. Особенности распределения редкоземельных элементов в рудах молибденовых месторождений Восточного Забайкалья // Отечественная геология. 2018. – № 1. – С. 55–60.
25. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. – СПб.: Наука, 2005. – 147 с.
26. Сафонов Ю.Г., Горбунов Г.И., Пяк А.А., Волков А.В., Злобина Т.М., Кравченко Г.Г., Малиновский Е.П. Состояние и перспективы развития учения о структурах рудных полей и месторождений // Геология рудных месторождений. – 2007. – Т. 49. – № 5. – С. 386–420.
27. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарново-шеелит-сульфидных месторождений Востока России: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – Владивосток, 2007. – 54 с.

28. Семинский Ж.В. Эндогенно-рудные системы Юго-Восточной Сибири в инверсионном слое земной коры // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. – 2015. – № 2 (51). – С. 5–18.
29. Менакер Г.И. К вопросу о глубинном строении Прибайкалья и Забайкалья // Геология и геофизика. – 1972. – № 5. – С. 93–96.
30. Винокуров С.Ф. Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // Доклады академии наук. – 1996. – Т. 346. – № 6. – С. 792–795.
31. Jones B., Manning D.A.C. Composition of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // Chemical Geology. – 1994. – V. 111. – P. 111–129.
32. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province / L. Kun, Y. Ruidong, C. Wenyong, L. Rui, T. Ping // Chinese Journal of Geochemistry. – 2014. – V. 33. – P. 109–118.
33. Oreskes N., Einaudi M.T. Origin of rare-earth element enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia // Economic Geology. – 1990. – V. 85. – P. 1–28.
34. Baum M. Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho6 Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1996. – V. 123. – P. 323–333.
35. Bau M., Dulski P. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1995. – V. 119. – P. 213–223.
36. Bau M. Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the europium // Chemical Geology. – 1991. – V. 93. – P. 219–230.
37. Monecke T., Kempe U., Gotze J. Genetic significance of the trace element in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study // Earth and Planetary Science Letters. – 2002. – V. 202. – P. 709–724.
38. Тейлор С.П., Мак-Леннон С.П. Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
39. Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. – М.: Наука, 1974. – 237 с.

Поступила 20.11.2018 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.

UDC 550.42 (571.55)

SOURCES OF ORE-BEARING FLUIDS Au, Mo, W AND Pb–Zn OF EASTERN TRANSBAIKALIA DEPOSITS (ACCORDING TO THE RARE EARTH ELEMENTS DISTRIBUTION)

Bair N. Abramov,
b_abramov@mail.ru

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

The relevance of the work is in the fact that the presented data on the sources of ore-bearing fluids of different types of Mesozoic deposits of Eastern Transbaikalia, based on the analysis of distribution of rare-earth elements and indicator ratios of rare and rare-earth elements in ores, will provide new knowledge about the nature of ore formation.

The aim of the work is to determine the features of distribution of ore and rare-earth elements in ores of various types of deposits, formed due to different depth ore fluids.

Methods. To determine the elemental composition of rocks, the X-ray fluorescence method was used (GIN SB RAS, Ulan-Ude). The concentrations of rare-earth elements were determined by the method of sorption-atomic emission analysis with inductively coupled plasma (GIN SB RAS, Ulan-Ude).

Result. It was established that the sources of gold ores of Aleksandrovsky, Itakinsky, and Kariysky, Bugdainsky and Zhirekensky molybdenum, Bukuinsky tungsten deposits were not of uniform depths and differentiated to various extent ore-bearing magmatic sources. The presence of multiple sources of mineralization is confirmed by the indicator ratios Eu/Sm, U/Th, Hf/Sm and Nb/La. It was revealed that in gold deposits in ores formed from magmatic sources of the upper continental crust, relative to the ores, the sources of which were ore-bearing fluids of the lower continental crust, there are elevated concentrations of chalcophile elements (Cu, Ag, Bi, Sb, Pb) and lower concentrations of lanthanides. In molybdenum deposits in ores from magmatic sources of the lower continental crust, in comparison with the ores formed in the upper continental crust, there are elevated concentrations of both chalcophilic elements and lanthanides. In molybdenum deposits in ores from magmatic sources of the lower continental crust, in comparison with the ores formed in the upper continental crust, there are elevated levels of both chalcophile elements and lanthanides. In polymetallic deposits and parts of molybdenum and tungsten deposits, there was only one ore-bearing magmatic source operating in the upper or lower continental crust.

Key words:

Ore deposits, ore-bearing fluids, upper and lower continental crust, indicator relation of elements, rare-earth elements, Eastern Transbaikalia.

The research was carried out using the funds of State Task (project IX.137.1.2 state registration no. AAAA - A17-117011210077-2) and RFBR (grant 16-05-00353).

REFERENCES

- Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Rutshtein I.G., Zorina L.D. Geodynamics of the western part of the Mongol-Okhotsk belt and the tectonic position of ore occurrences of gold in Transbaikalia. *Russian Geology and Geophysics*, 1998, vol. 39, no. 11, pp. 104–112. In Rus.
- Spiridonov A.M., Zorina L.D., Kitaev N.A. *Zolotonosnye rudno-magmaticheskie sistemy Zabajkalya* [Gold-Bearing ore-magmatic systems of Transbaikalia]. Novosibirsk, Academic publishing house Geo, 2006. 291 p.
- Kozlov V.D. Geologo-geochemical central structure and metalogeny of granite ore-magmatic systems in Eastern Transbaikalia. *Russian Geology and Geophysics*, 2005, vol. 46, no. 5, pp. 486–503. In Rus.
- Smirnov S.S. Skhema metallogenii Vostochnogo Zabaykalya [Metallogeny Scheme of Eastern Transbaikalia]. *Problems of Soviet Geology*, 1936, vol. 6, no. 10, pp. 846–864.
- Homich I.G., Boriskina N.G. Advancement of mineragenic regionalization of eastern Transbaikalia based on geophysical studies. *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, no. 7, pp. 1029–1046. In Rus.
- Goldfarb R.J., Santosh M. The dilemma of the Jiaodong gold deposits: are they unique? *Geosci. Front.*, 2014, vol. 5, pp. 139–153.
- 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.
- Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. Geodynamic framework of large unique uranium ore belts in Southeast Russia and East Mongolia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2016, vol. 119, pp. 145–166.
- Zhao D., Yamamoto Y., Yanada T. Global mantle heterogeneity and influence on teleseismic regional tomography. *Gondwana Research*, 2013, vol. 23, no. 2, pp. 595–616.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and antiplate tectonics on the Core-Mantle Boundary. *Gondwana Research*, 2007, vol. 11, pp. 7–37.
- Li Sh.-R., Santosh M. Metallogeny and craton destruction: Records from the North China Craton. *Ore Geology Reviews*, 2014, vol. 56, pp. 376–414.
- Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Reviews in Economic Geology*, 2000, vol. 13, pp. 141–162.
- Li C., Van der Hilst R.D. Structure of the upper mantle and transition zone beneath Southeast Asia from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research*, 2010, vol. 115, B07308.
- Abramov B.N., Kalinin Yu.A., Posohov V.F. Lubavinsky gold deposit (Eastern Transbaikalia): petrogeochemistry, sources of rocks and ore. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 2018, vol. 329, no. 3, pp. 134–144. In Rus.
- Abramov B.N. Verkhne-Aliinsky gold deposit: Conditions of formation, petrogeochemical features of rocks and ores (Munginsk ore cluster, Eastern Transbaikalia). *Lithosphere*, 2016, no. 4, pp. 92–101. In Rus.

16. Krivoluckaya N.A. Paragenetic associations of minerals and ore formation conditions of Klyuchevsky gold deposit (Eastern Transbaikalia, Russia). *Geology of ore deposits*, 1997, no. 4, pp. 344–361. In Rus.
17. Borisenko A.S., Spiridonov A.M., Izokh A.E., Prokopev A.V., Lebedev V.I., Gaskov I.V., Zorina L.D., Kostin A.V., Naumov E.A., Tretyakova I.G. Vysokoproduktivnye etapy bazitovogo i granitoidnogo magmatizma Severnoy Azii, otsenka ikh resursnogo potentsiala, nauchnoe obosnovanie kriteriev prognoza i poiskov krupnykh Cu-Ni-Pt, Co, Au, Ag i redkometallicheskikh mestorozhdeniy [Highly productive stages of basite and granitoid magmatism of Northern Asia, assessment of their resource potential, scientific substantiation of forecast criteria and searches for large Cu-Ni-Pt, Co, Au, Ag and rare-metal deposits]. *Bulletin of the Department of earth Sciences RAS*, 2012, pp. 237–252.
18. Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O., Nikolaeva I.V., Krymskii R.S., Larionov A.N., Serov P.A. The Shakhtama porphyry Mo ore-magmatic system (eastern Transbaikalia): Age, sources, and genetic features. *Russian Geology and Geophysics*, 2013, vol. 54, no. 6, pp. 587–605. In Rus.
19. Kovalenker V.A., Kiseleva G.D., Krylova T.L., Andreeva O.V. Mineralogy and ore formation conditions of the Bugdaya Au-Bearing W-Mo porphyry deposit, Eastern Transbaikalian Region, Russia. *Geology of Ore Deposits*, 2011, vol. 53, no. 2, pp. 93–125. In Rus.
20. Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O., Kiseleva V.Y., Paleskii S.V., Bayanova T.B., Krymskii R.S., Lepekhina E.N. The Zhireken porphyry Mo ore-magmatic system (eastern Transbaikalia): U-Pb age, sources, and geodynamic setting. *Russian Geology and Geophysics*, 2015, vol. 56, no. 3, pp. 571–594. In Rus.
21. Abramov B.N. The Noion-Tologoi polymetallic deposit: Formation conditions and petrogeochemical peculiarities of rocks and ores (eastern Transbaikalia). *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, no. 2, pp. 215–230. In Rus.
22. Abramov B.N., Kalinin Yu.A., Kovalev K.R., Posohov 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.
23. Volkov A.V., Sidorov A.A., Murashov K.Y., Sidorova N.V., Savva N.E., Kolova E.E. Geochemical features of gold-quartz veins in granitoid intrusives and terrigenous masses of the Yana–Kolyma folded belt in the northeast of Russia. *Doklady Earth Sciences*, 2016, vol. 470, no. 1, pp. 933–937. In Rus.
24. Abramov B.N. Osobennosti raspredeleniya redkozemelnykh elementov v rudakh molibdenovykh mestorozhdeniy Vostochnogo Zabaykalya [Peculiarities of distribution of rare-earth elements in ores of molybdenum deposits in Eastern Transbaikalia]. *Domestic geology*, 2018, no. 1, pp. 55–60.
25. Skublov S.G. *Geokhimiya redkozemelnykh elementov v porodoobrazuyushchikh metamorficheskikh mineralakh* [Geochemistry of rare-earth elements in rock-forming metamorphic minerals]. St-Petersburg, Nauka Publ., 2005. 147 p.
26. Safonov Yu.G., Gorbunov G.I., Pehk A.A., Volkov A.V., Zlobina T.M., Kravchenko G.G., Malinovskiy E.P. Structure of ore fields and deposits: Current status and outlook for further development. *Geology of Ore Deposits*, 2007, vol. 49, no. 6, pp. 386–420. In Rus.
27. Gvozdev V.I. *Rudno-magmaticheskie sistemy skarnovo-sheelit sulfidnykh mestorozhdeniy Vostoka Rossii*. Avtoreferat Diss. Dokt. nauk [Ore-magmatic systems of skarn-scheelite of sulfide deposits of Eastern Russia. Dr. Diss. Abstract]. Vladivostok, 2007. 54 p.
28. Seminsky Zh.V. Endogenno-rudnye sistemy Yugo-Vostochnoy Sibiri v inversionnom sloe zemnoy kory [Endogenous ore systems of South-Eastern Siberia in the inversion layer of the earth's crust]. *News of the Siberian Branch of the Earth Sciences Section of the Russian Academy of Natural Sciences*, 2015, no. 2 (51), pp. 5–18.
29. Menaker G.I. K voprosu o glubinnom stroenii Pribaykalya i Zabaykalya [On the issue of the deep structure of the Baikal and Transbaikalia]. *Russian Geology and Geophysics*, 1972, no. 5, pp. 93–96.
30. Vinokurov S.F. Europium anomalies in the ore deposits and their geochemical significance. *Doklady Earth Sciences*, 1996, vol. 346, no. 1, pp. 792–795. In Rus.
31. Jones B., Manning D.A.C. Composition of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 1994, vol. 111, pp. 111–129.
32. Kun L., Ruidong Y., Wenyong C., Rui L., Ping T. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province. *Chinese Journal of Geochemistry*, 2014, vol. 33, pp. 109–118.
33. Oreskes N., Einaudi M.T. Origin of rare-earth element enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic Geology*, 1990, vol. 85, pp. 1–28.
34. Baum M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Hob Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1996, vol. 123, pp. 323–333.
35. Bau M., Dulski P. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1995, vol. 119, pp. 213–223.
36. Bau M. Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the europium. *Chemical Geology*, 1991, vol. 93, pp. 219–230.
37. Monecke T., Kempe U., Gotze J. Genetic significance of the trace element in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, vol. 202, pp. 709–724.
38. Teylor S.P., Mak-Lennon S.P. *Kontinentalnaya kora: ee sostav i evolyutsiya* [Continental crust: its composition and evolution]. Moscow, Mir Publ., 1988. 384 p.
39. Mineev D.A. *Lantanoidy v rudakh redkozemelnykh i kompleksnykh mestorozhdeniy* [Lanthanides in ores of rare-earth and complex deposits]. Moscow, Nauka Publ., 1974. 237 p.

Received: 20 November 2018.

Information about the authors

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