

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.42(571.65)

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МЕТАСОМАТИТАХ И РУДАХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДУКАТ (северо-восток России)

Р.Г. Кравцова, М.Н. Захаров, **О.И. Коркина**

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Впервые изучено распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в метасоматитах и рудах эпitherмального золото-серебряного месторождения Дука́т (северо-востока России). Месторождение залегает в толще кислых эффузивов нижнего мела, интродуцированных гранитным массивом. Граниты и кислые эффузивы, риодацитовые игнимбриты и фельзиты образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию пород, Σ РЗЭ в лейкогранитах составляет 288 г/т. Риодацитовые игнимбриты содержат больше РЗЭ (191—203 г/т), чем фельзитовые лавы и дайки (105—127 г/т). Процентные доли главных групп лантаноидов в игнимбритах и лейкогранитах сопоставимы ($78_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}6_{\text{Sc}}$ и $77_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}17_{\text{Sc}}$). Высокие содержания РЗЭ установлены в роговиках (до 254 г/т) и грейзенах (до 410 г/т), образующихся по кислым эффузивам в контакте с гранитной интрузией. С дорудной площадной серицитизацией и гидрослюдизацией в кислых вулканитах связано накопление РЗЭ в гидротермально измененных породах кровли Дука́тской интрузии, особенно в гидрослюдах (до 404 г/т).

Относительно обогащены (до 174 г/т) РЗЭ околорудные пропилиты, развивающиеся по андезитам на флангах месторождения. Околорудные аргиллизиты центральной части месторождения, вмещающие золото-серебряное оруденение, обеднены РЗЭ (61 г/т). При различии Σ РЗЭ для всех околорудно-измененных пород, независимо от их вещественного состава и положения в пространстве, характерна высокая степень относительного обогащения легкими лантаноидами. Величины Ce/Yb в околорудных пропилитах и аргиллизитах колеблются в интервале 37—46, а в других измененных породах не превышают 21. Соотношение групп лантаноидов в околорудных пропилитах такое же ($88_{\text{Ce}}10_{\text{Y}}2_{\text{Sc}}$), как и в околорудных аргиллизитах ($88_{\text{Ce}}11_{\text{Y}}1_{\text{Sc}}$).

В разнотипных полихронных рудах Дука́тского месторождения Σ РЗЭ изменяется в широком интервале (3,9—37 г/т). Относительно высокие содержания РЗЭ (до 37 г/т) установлены на глубоких горизонтах месторождения в олово-серебро-полиметаллических рудах, низкие — в более поздних золото-серебряных и серебряных рудах его центральной части (верхне- и среднерудные горизонты месторождения). В реовенированных золото-серебряных рудах Σ РЗЭ изменяется незначительно (от 5,1 до 5,7 г/т). Минимальные концентрации отмечены в самых поздних преимущественно серебряных рудах (3,9—5,1 г/т). Преобладают гидрофильные лантаноиды цериевой группы, но в меньшей степени, чем в околорудных метасоматитах. Величины Ce/Yb в рудах не превышают 22.

Геохимия, редкоземельные элементы, магматические породы, метасоматиты, руды.

RARE-EARTH ELEMENTS IN METASOMATITES AND ORES OF THE DUKAT
GOLD-SILVER DEPOSIT (northeastern Russia)

R.G. Kravtsova, M.N. Zakharov, and **O.I. Korkina**

The distribution of rare-earth elements (REE) in metasomatites and ores of the Dukat epithermal gold-silver deposit in northeastern Russia has been studied for the first time. The deposit occurs in the sequence of Lower Cretaceous acid effusive rocks intruded by a granite massif. Granites, acid effusive rocks, rhyodacitic ignimbrites, and felsites form a volcanoplutonic association; in leucogranites, Σ REE = 288 ppm. Rhyodacitic ignimbrites contain more REE (191–203 ppm) than felsitic lavas and dikes (105–127 ppm). The ignimbrites and leucogranites have similar proportions of major lanthanide groups — $78_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}6_{\text{Sc}}$ and $77_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}17_{\text{Sc}}$, respectively. High REE contents have been found in hornfels (up to 254 ppm) and greisens (up to 410 ppm) developed after acid effusive rocks at their contact with the granite intrusion. Processes of pre-ore areal sericitization and hydromicratization in acid volcanics contribute to the REE accumulation in hydrothermally altered rocks of the roof of the Dukat intrusion, particularly in hydromicratized volcanics (up to 404 ppm).

Near-ore propylites developed after andesites on the deposit flanks are enriched in REE (up to 174 ppm). Altered argillizites of the central part of the deposit, which host gold-silver mineralization, are depleted in REE (61 ppm). Despite the difference in Σ REE, all wallrocks, irrespective of their composition and spatial occurrence, are enriched in light lanthanides. The Ce/Yb values vary from 37 to 46 in the altered propylites and argillizites

and do not exceed 21 in the other wallrocks. The proportion of lanthanide groups in the altered propylites ($88_{\text{Ce}}10_{\text{Y}}2_{\text{Sc}}$) is nearly the same as in the altered argillizites ($88_{\text{Ce}}11_{\text{Y}}1_{\text{Sc}}$).

In polychronous ores of the Dukat deposit, ΣREE varies over a broad range of values (3.9–37 ppm). High REE contents (up to 37 ppm) have been found in tin-silver-polymetallic ores of deep horizons of the deposit, and low ones, in later formed gold-silver and silver ores of the upper and middle horizons of its central part. Rejuvenated gold-silver ores show a minor variation in ΣREE (5.1–5.7 ppm). Minimum concentrations have been found in the last produced predominantly silver ores (3.9–5.1 ppm). Hydrophilic lanthanides of the cerium group prevail in these ores but less than in the altered metasomatites. The Ce/Yb values in the ores do not exceed 22.

Geochemistry, rare-earth elements, igneous rocks, metasomatites, ores

ВВЕДЕНИЕ

Дукатское золото-серебряное месторождение находится в левобережье бассейна верхнего течения р. Сугой и является крупнейшим на северо-востоке России. Наряду с золото-серебряной минерализацией на площади Дукатского рудного узла (рудно-магматической системы) широко проявлено олово-серебряное (месторождение Малокэнское, рудопроявление Финальное) и серебро-полиметаллическое (месторождения Мечта, Тидит) оруденение. Олово-серебро-полиметаллическая (серебро-полисульфидная) и серебро-полиметаллическая минерализация характерна также для нижних горизонтов месторождения Дукат.

В структурном отношении все рассматриваемые месторождения и рудопроявления расположены в центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) в пределах Омсукчанского грабена [1, 2] (рис. 1). Наиболее полно вопросы геологии и минералогии Дукатского золото-серебряного (Au-Ag) месторождения рассмотрены в монографии [3], олово-серебряных (Sn-Ag) и серебро-полиметаллических (Ag-Pb) — в работах [4–6]. Данные по геохимическому изучению месторождений и рудопроявлений Дукатской рудно-магматической системы (РМС) приводятся в статьях [7–9].

При решении вопросов петрогенезиса важное значение имеют представления о „гидрофильности“ легких и „магмофильности“ тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ): первые при повышении давления переходят в водный флюид, вторые — удерживаются в магме [10]. Вопросы распределения РЗЭ в магматических породах ряда районов ОЧВП, в том числе Дукатского, рассматривались нами ранее [7, 11–13]. Известны также публикации, посвященные изучению поведения РЗЭ в рудах и метасоматитах месторождений [14–18]. Однако данные о распределении РЗЭ в измененных породах и рудах эпitherмальных Au-Ag месторождений, в том числе северо-востока России, пока отсутствуют. Такие исследования стали задачей настоящей работы. Закономерности распределения лантаноидов и Y рассмотрены нами на примере Дукатского Au-Ag месторождения с привлечением аналитических данных по Sn-Ag и Ag-Pb месторождениям и рудопроявлениям Дукатского рудного узла.

Определялись РЗЭ химико-спектральным методом на полный спектр РЗЭ и Y с предварительным химическим обогащением материала проб [19] (аналитики Е.В. Смирнова, Т.Н. Галкина). Используемая аналитическая методика дает хорошие результаты при определении и высоких, и относительно низких содержаний РЗЭ. Существующие погрешности определения таких элементов, как Ho, Er и Lu, не имеют принципиального значения, так как доля тяжелых лантаноидов в спектре РЗЭ изученных образований невелика и составляет не более 20–25 %. Учитывая возможное влияние аналитических погрешностей,

особенно при малых концентрациях РЗЭ, для подтверждения надежности определений проводился контроль полученных результатов. Использовались международные стандартные образцы СГ-1А, СГ-3, СГД-2, АГВ-1. Коррекция суммы тяжелых РЗЭ осуществлялась расчетным путем по Y [19]. При графическом изображении спектров РЗЭ содержания лантаноидов нормировались по хондриту [20].

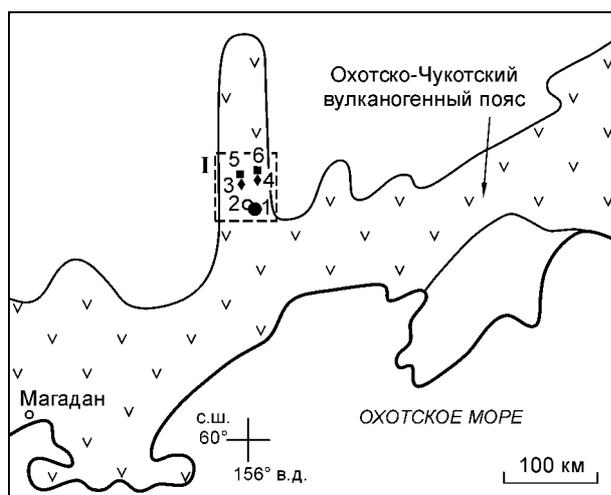


Рис. 1. Схема расположения района работ (I) и рудных объектов.

Руды: золото-серебряные: 1 — месторождение Дукат, 2 — его северный фланг, участок Смелый; олово-серебряные: 3 — месторождение Малокэнское, 4 — рудопроявление Финальное; серебро-полиметаллические: месторождения: 5 — Мечта, 6 — Тидит.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И РУД

Дукатское интрузивно-купольное поднятие, к которому приурочено оруденение, образовалось в результате внедрения в толщу нижнемеловых игнимбритов риодацитового состава верхнемелового двухфазного гранитоидного плутона, ранняя фаза которого представлена монцогранитами, поздняя — лейкогранитами [7]. На флангах поднятия отмечаются ранне- и позднемеловые андезиты покровных и субвулканических фаций, локально распространены малые интрузии и дайки раннемеловых диоритов, субвулканические тела ранне- и позднемеловых диоритовых порфиритов, нижнемеловые вулканогенно-осадочные породы (алевролиты, аргиллиты, конгломераты, гравелиты) и позднетриасовые отложения (алевролиты, глинистые известняки, туфопесчаники). В основном поднятие сложено телами магматических пород, внедрившимися в такой последовательности: игнимбриты и субвулканические интрузии риодацитового состава, андезиты, диориты, диоритовые порфириты и монцограниты, гранит-порфиры, лейкограниты и дайки послерудных субщелочных базальтов раннепалеогенового возраста. Rb-Sr возраст риодацитовых игнимбритов, вмещающих оруденение, составляет $99,1 \pm 4$, а лейкогранитов — 80 ± 2 млн лет. Изученные магматические образования принадлежат к петрохимической известково-щелочной серии. Выделяются две группы пород, различающиеся по величине сериального индекса Ритмана (σ) [21]: монцогранитная ($\sigma = 2,41$) и лейкогранитная ($\sigma = 2,02$). К первой принадлежат андезиты, диоритовые породы, монцограниты и субщелочные послерудные дайки базальтов, ко второй — нижнемеловые риодацитовые игнимбриты, гранит-порфиры, лейкограниты. Субщелочные лейкограниты Дукатской интрузии по петрохимическим характеристикам полностью идентичны среднему типу редкометалльных гранитов омсукчанского комплекса [22]. Главные акцессорные минералы лейкогранитов, содержащие РЗЭ, — это ортит, циркон, флюорит, апатит, турмалин, монацит. Лейкограниты и монцограниты Дукатской интрузии имеют отчетливую редкометалльную геохимическую специализацию. Высокая степень накопления характерна для Ag, Sn, В, Y и лантоноидов, умеренная и слабая — для F, Cu, Pb, Mo, W, Zn, Cs, Cl, K [7]. Индекс накопленных концентраций [23] в монцогранитах составляет 17,9, в лейкогранитах — 19,7.

Вмещающие оруденение породы интенсивно изменены. Метасоматиты обладают вертикальной и латеральной зональностью. Для рудных полей центральной части ОЧВП в целом и для Дукатского рудного поля в частности наблюдается следующая метасоматическая зональность. На флангах рудного поля и глубоких горизонтах месторождения широко проявлены процессы дорудной площадной пропилизации и аргиллизации. Дорудные пропилиты представлены слабоизмененными эпидотизированными и альбитизированными андезитами, дорудные аргиллиты — слабосерицитизированными и гидрослюдизированными игнимбритами риолитов и риодацитов. С процессами дорудного площадного среднетемпературного метасоматоза, в основном с пропилитами, связано развитие участков и зон непромышленной рассеянной сульфидной минерализации. Основные рудные минералы — пирит, пирротин. К центру и вверх среднетемпературные площадные метасоматиты сменяются низкотемпературными околорудными хлорит-серицитовыми пропилитами и кварц-серицитовыми аргиллизитами внешних зон с относительно слабым развитием карбонатов. Еще выше по разрезу их сменяют кварц-адуляр-гидрослюдистые, кварц-серицит-гидрослюдистые околорудные метасоматиты (аргиллизиты) внутренних зон. С околорудными метасоматитами внешних зон на месторождении ассоциирует преимущественно серебро-полисульфидная (Sn-Ag-Pb) минерализация, внутренних — Au-Ag и Ag. Разрез венчают вторичные кварциты с андалузитом и самородной серой. Эта зона окисления, так называемая „красная сопка“, является одним из поисковых признаков на эпитермальное Au-Ag оруденение. В соседних районах, в Арманской (месторождение Карамкен) и Туромчинской (Эвенская группа месторождений) вулканотектонических структурах, вторичные кварциты развиты достаточно хорошо. На Дукатском месторождении они присутствуют в виде гнезд, приурочены к кварц-серицит-гидрослюдистым метасоматитам и не поддаются картированию.

Среди измененных пород особое место занимают роговики и грейзены. Роговики образуются в результате контактового воздействия гранитов на вулканические породы их кровли, а изученные нами вскрываются на месторождении скважинами на глубине от 600 м и более. Типоморфные минералы роговиков — гранат, андалузит, вторичный биотит, реже турмалин, кордиерит, шпинель. Грейзены в основном приурочены к кровле и зонам эндоконтакта гранитной интрузии, состоят они преимущественно из вторичного кварца и мусковита. В зонах эндоконтакта Дукатской интрузии, где наиболее полно проявлены процессы грейзенизации, структурными скв. 10 и 101 вскрыты маломощные кварц-мусковитовые жилы и прожилки с карбонатом, шеелитом, пиритом, в некоторых присутствует касситерит. Редкометалльные (W-Mo, Sn-W) геохимические аномалии отмечены на нижнерудных горизонтах месторождения Дукат [8].

История развития Дукатского месторождения длительная и сложная [3, 8, 9 и др.], его рудные тела представлены в основном серией сближенных жил и минерализованных зон. Протяженность отдельных рудных зон по простиранию достигает 2 тыс. м, по падению — 600 м. Руды отличает полихронное развитие, сложный минеральный и компонентный состав. Месторождение является типичным примером

реювенации ранее существовавшего догранитного Au-Ag оруденения. Предполагается, что первичные Au-Ag руды раннего этапа сформировались под воздействием глубинного флюида. Наиболее вероятным его источником и первоисточником металлов, в первую очередь Au и Ag, явился длительно существовавший на значительной глубине (примерно 4—6 км от поверхности) промежуточный очаг андезитовой магмы, производной от мантийного базальтового расплава [7, 9]. Rb/Sr возраст сохранившихся в виде реликтов догранитных Au-Ag кварц-полевошпатовых жил — 84 ± 1 млн лет, а более поздних реювенированных Au-Ag и Ag кварц-полевошпат-родонитовых — 74 ± 1 млн лет [3].

Окончательный облик руд сформировался после внедрения крупной редкометалльной гранитной интрузии, вскрытой структурными скв. 3, 4, 8, 10 и 101 на глубине от 950 до 1320 м от поверхности. Находящиеся выше по разрезу руды Дукатского месторождения представлены несколькими типами: преимущественно Ag — кварц-пиролозитовые, кварц-родонитовые жилы; Au-Ag — кварц-родонит-полевошпатовые жилы; Ag-Pb — кварц-родонит-хлорит-сульфидные жилы; Sn-Ag — кварц-хлорит-сульфидные жилы. Все они в значительной степени совмещены в пространстве. По преобладающим минеральному и компонентному составам, по относительно закономерной их смене по восстанию рудоносных зон можно выделить три основные продуктивные рудные стадии: раннюю Ag-Pb (нижнерудный горизонт), затем Au-Ag (среднерудный) и позднюю преимущественно серебряную (средневерхнерудный горизонт). В составе Ag-Pb жил часто присутствует полевой шпат, хлорит и карбонаты, Au-Ag — родонит, хлорит и серицит, Ag — родохрозит, пиролозит. В подрудных интервалах отчетливо проявлена Sn-Ag-Pb минерализация. Руды месторождения в целом относятся к малосульфидным, хотя на отдельных участках, особенно с глубиной, содержание сульфидов достигает 10 % и более. Главные рудные минералы — аргентит (акантит), самородное Ag, электрум, кюстеллит, прустит, пираргирит. В преимущественно Ag рудах преобладают самородное Ag, кюстеллит, сульфоантимониды Ag, отмечены такие необычные для этого типа руд редкометалльные минералы как гельвин и аксинит; в Au-Ag — электрум, сульфоарсениды; в Ag-Pb и Sn-Ag рудах кроме главных рудных минералов отмечаются станнин, фрейбергит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит. Основные рудо- и ореолообразующие элементы — Ag, Au, Sb, As, Hg, Pb, Zn, Sn, W, Mo, Bi, Mn, V, присутствуют Cu, Be, Li, PЗЭ. Более подробно геохимические особенности руд и ореолов Дукатской РМС и одноименного месторождения рассмотрены нами в работах [8, 9].

РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ В НЕИЗМЕНЕННЫХ ПОРОДАХ И МЕТАСОМАТИТАХ

В табл. 1—4 РЗЭ разделены на три группы: цериевые (La, Ce, Pr, Nd), иттриевые (Sm, Eu, Gd, Dy, Ho), скандиевые (Er, Yb, Lu) [14], Eu/Sm дается в трактовке [18]. Для оценки окислительно-восстановительных условий среды рудообразования использовано Eu/Ce, для выявления степени дифференциации легких и тяжелых РЗЭ в изученных образованиях — Ce/Yb. Для удобства сравнения в табл. 5 приводятся средние значения Σ РЗЭ, соотношений групп РЗЭ — $\Sigma_{Ce}\Sigma_Y\Sigma_{Sc}$ и отношений Eu/Sm, Eu/Ce, Ce/Yb, рассчитанные уже по типам пород, метасоматитов и руд.

В табл. 1 приводятся данные о распределении лантаноидов и Y в магматических породах кислого состава (лейкогранитная группа): лейкогранитах, неизмененных и измененных кристаллоигнимбритах и фельзитах. Более подробно поведение редких земель в неизмененных породах вулканоплутонических ассоциаций Дукатского месторождения рассматривалось нами ранее [7, 24]. Здесь этот материал изложен лишь в том объеме, который необходим для дальнейшего обсуждения. В лейкогранитах Σ РЗЭ составляет 288, в кристаллоигнимбритах — 157—203 и в фельзитах — 102—129 г/т. Как видно на рис. 2,а, соотношение групп РЗЭ следующее: $77_{Ce}16_Y7_{Sc}$ — в лейкогранитах, $78_{Ce}16_Y6_{Sc}$ — в кристаллоигнимбритах, $81_{Ce}13_Y6_{Sc}$ — в фельзитах. Соотношение главных групп РЗЭ в кристаллоигнимбритах и фельзитах нижнемеловой вулканогенной толщи и верхнемеловых лейкогранитах практически одинаковое. Отчетливо уменьшается Σ РЗЭ в ряду лейкограниты—кристаллоигнимбриты—фельзиты. Степень обогащения легкими лантаноидами, наоборот, хоть и незначительно, но возрастает. Показателем этого являются Ce/Yb, их средние значения соответственно равны 11, 14 и 15 (табл. 5). На сходство условий формирования пород лейкогранитного ряда (глубины, окислительно-восстановительный потенциал) указывают близкие величины Eu/Sm (0,1—0,2) и Eu/Ce (0,003—0,007).

Лейкограниты и нижнемеловые игнимбриты Дукатского поднятия отличаются от аналогичных образований других районов ОЧВП повышенными содержаниями Y и тяжелых РЗЭ [7, 12, 13, 24]. При этом главные закономерности все же сохраняются — высокие Σ РЗЭ, преобладание лантаноидов цериевой группы, глубокий европиевый минимум. На графиках нормированных концентраций РЗЭ (рис. 3) эти породы представлены серией сближенных однотипных кривых с глубоким Eu-минимумом.

Роговики (см. табл. 2, рис. 2,б и 4) по Σ РЗЭ (167—254 г/т), по соотношению между группами лантаноидов ($75_{Ce}18_Y8_{Sc}$, средние значения), по кривым на графиках нормированных концентраций РЗЭ (за исключением ороговикоманных песчаников) очень близки к лейкогранитам и кристаллоигнимбритам.

Таблица 1. Содержание РЗЭ в лейкогранитах, кристаллогнимбритах, фельзитах и аргиллизитах Дукатского рудного поля и месторождения

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Y	70	46	59	33	70	4,9	17	32
La	56	38	34	33	76	24	24	25
Ce	104	84	62	61	140	18	41	51
Pr	12	7,0	7,4	6,2	20	<0,7	0,7	4,0
Nd	51	36	34	28	81	11,5	18	24
Sm	10,7	8,0	5,9	5,9	17	2,6	3,3	5,1
Eu	0,33	0,63	0,51	0,35	0,20	0,18	0,38	0,33
Gd	16,5	8,7	15	5,7	24	1,8	4,4	5,7
Dy	15,1	8,4	14	6,5	19	2,2	3,4	5,4
Ho	2,7	2,0	2,4	1,5	5,0	<0,5	0,7	1,1
Er	8,7	4,9	7,1	4,1	11	<1	2,6	3,5
Yb	9,4	4,9	7,6	4,1	10	0,4	2,7	3,4
Lu	1,52	0,80	0,68	0,80	1,20	0,02	0,28	0,57
ΣРЗЭ	288	203	191	157	404	61	101	129
Eu/Sm (<i>n</i>)	0,08	0,21	0,23	0,16	0,03	0,18	0,31	0,17
Eu/Ce	0,003	0,008	0,008	0,006	0,001	0,010	0,009	0,006
Ce/Yb	11	17	8	15	14	43	15	15
Σ _{Ce} , %	77	81	72	81	78	88	82	80
Σ _Y , %	16	14	20	13	16	11	12	14
Σ _{Sc} , %	7	5	8	6	6	1	6	6

Примечание. 1 — лейкогранит заключительной фазы Дукатского массива (среднее по 11 пробам); 2—4 — кристаллогнимбриты: риодацитовые (2, 4), риолитовый (3); 5 — гидрослюдизированный риодацитовый кристаллогнимбрит (дорудный аргиллит); 6 — кварц-серицит-гидрослюдистый метасоматит по риодацитовому кристаллогнимбриту (околорудный аргиллит); 7, 8 — фельзиты: лава (7), дайка (8). Здесь и в табл. 2—5: содержание РЗЭ в г/т; *n* — норма (нормирование концентраций по хондриту [20]).

Таблица 2. Содержание РЗЭ в роговиках и грейзенах Дукатского рудного поля

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Y	29	46	52	70	41	44	70
La	33	38	39	42	43	30	73
Ce	72	61	75	75	64	64	170
Pr	6,8	8,9	10	11	6,3	7,6	17
Nd	29	25	33	53	30	24	76
Sm	6,2	6,5	10	9,8	14	5,8	14
Eu	1,40	0,17	0,28	0,33	0,95	0,20	0,14
Gd	16	10	14	18	11	11	20
Dy	5,1	12	14	16	20	11	15
Ho	0,7	2,0	1,5	3,5	2,0	1,6	3,6
Er	2,9	7,8	8,8	11	7,4	5,8	9,5
Yb	3,5	7,6	7,9	13	5,7	5,8	10
Lu	0,29	1,20	1,05	1,20	0,50	0,73	1,60
ΣРЗЭ	167	180	215	254	205	168	410
Eu/Sm (<i>n</i>)	0,60	0,07	0,07	0,09	0,18	0,09	0,03
Eu/Ce	0,019	0,003	0,004	0,004	0,015	0,003	0,001
Ce/Yb	21	8	9	6	11	11	17
Σ _{Ce} , %	84	74	73	71	70	75	82
Σ _Y , %	12	17	19	19	23	18	13
Σ _{Sc} , %	4	9	8	10	7	7	5

Примечание. 1 — песчаник ороговикованный; 2—6 — роговики по кислым эффузивам: кварц-андалузит-мусковит-полевошпатовые (2, 3), кварц-турмалин-мусковит-полевошпатовые (4, 5), 6 — кварц-мусковит-полевошпатовые (6); 7 — кварц-мусковитовый грейзен.

Таблица 3. Содержание РЗЭ в андезитах, базальтах и диоритах Дукатского рудного поля и месторождения

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Y	35	37	21	21	37	27	23	—
La	31	33	37	41	32	21	46	11,9
Ce	52	57	69	78	53	41	93	24
Pr	6,2	6,5	8,3	8,9	6,8	3,7	9,0	3,4
Nd	24	27	27	25	28,3	19	38	13,7
Sm	6,4	5,0	3,8	4,3	5,8	5,3	3,0	3,1
Eu	1,5	1,4	1,0	1,1	1,8	1,8	3,0	1,05
Gd	6,9	8,5	5,4	6,1	7,4	4,4	7,8	3,75
Dy	6,4	7,1	3,0	4,3	7,2	4,7	6,1	3,1
Ho	1,5	1,7	0,68	0,75	2,0	1,0	1,4	0,77
Er	2,3	4,2	1,9	2,0	4,9	3,0	3,5	2,32
Yb	3,5	3,8	1,5	2,1	4,6	2,5	2,9	2,1
Lu	0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	0,3
ΣРЗЭ	142	155	159	174	154	107	214	70
Eu/Sm (<i>n</i>)	0,62	0,74	0,70	0,68	0,83	0,90	2,65	0,92
Eu/Ce	0,029	0,025	0,014	0,014	0,034	0,044	0,032	0,043
Ce/Yb	15	15	46	37	12	16	32	11
Σ _{Ce} , %	80	80	89	88	78	79	87	—
Σ _Y , %	16	15	9	10	16	16	10	—
Σ _{Sc} , %	4	5	2	2	6	5	3	—

Примечание. 1, 2 — слабоизмененные андезиты на флангах рудного поля (дорудные пропилиты); 3, 4 — пропилизованные андезиты из внешних околорудных зон измененных пород (околорудные пропилиты), фланги месторождения; 5 — диоритовый порфирит субвулканический, фланг рудного поля; 6 — диорит нижнемеловой, малая интрузия, верховья р. Каховка, фланг рудного поля; 7 — базальт субщелочной, послерудная дайка, месторождение; 8 — андезит островных дуг, средний тип по [26]. Прочерк — нет данных.

Таблица 4. Содержание РЗЭ в рудах золото-серебряного месторождения Дукат и эпitherмальных серебряных месторождений Дукатского рудного узла

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Y	43	50	25	15	4,3	3,3	2,4	0,90	3,2	2,5	0,94
La	38	30	15	8,8	5,5	5,8	0,8	1,5	1,2	0,9	0,7
Ce	62	46	20	12	7,6	7,1	1,5	2,0	2,5	1,8	1,4
Pr	4,6	6,3	3,0	<1	1,2	1,2	<1	<1	<1	<1	<1
Nd	29	27	10	5,7	5,1	4,1	1,7	1,0	1,1	1,0	1,2
Sm	4,8	6,4	2,8	1,2	1,6	0,9	0,6	0,4	0,5	0,6	0,5
Eu	0,70	0,40	0,87	0,27	0,55	0,17	0,09	0,07	0,08	0,15	0,07
Gd	5,1	5,0	2,6	2,6	2,0	0,8	0,5	<0,3	<0,3	0,3	<0,3
Dy	5,0	5,5	<0,7	2,2	0,8	<0,7	<0,7	<0,7	<0,7	<0,7	<0,7
Ho	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Er	4,8	<1	<1	2,0	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Yb	5,0	4,1	5,3	1,8	3,3	0,33	0,17	0,09	0,34	0,30	0,07
Lu	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	0,4	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
ΣРЗЭ	160	131	60	37	28	20	5,4	5,1	5,7	5,1	3,9
Eu/Sm (<i>n</i>)	0,39	0,17	0,82	0,62	0,91	0,53	0,40	0,46	0,42	0,63	0,41
Eu/Ce	0,011	0,009	0,044	0,023	0,072	0,024	0,060	0,035	0,032	0,083	0,050
Ce/Yb	12	11	4	7	2	21	9	22	7	6	20
Σ _{Ce} , %	84	84	81	73	69	89	74	89	84	72	85
Σ _Y , %	10	13	11	17	18	9	23	9	10	22	13
Σ _{Sc} , %	6	3	9	10	13	2	3	2	6	6	2

Примечание. 1, 2 — олово-серебряные руды: кварц-хлорит-полисульфидные жилы, месторождение Малокэнское (1), рудопоявление Финальное (2); 3, 4 — олово-серебро-полиметаллические руды: кварц-хлорит-полиметаллические жилы, месторождения Малокэнское (3) и Дукат — нижнерудный горизонт (4); 5, 6 — серебро-полиметаллические руды: кварц-полиметаллические жилы месторождений Мечта (5), Тидит (6); 7—9 — золото-серебряные руды: кварц-полевошпат-родонитовые жилы месторождения Дукат (7, 8) и его фланга — участок Смелый (9); 10, 11 — серебряные руды: кварц-родонитовая жила (10) и пирролизит-кварцевая жила (11), месторождение Дукат.

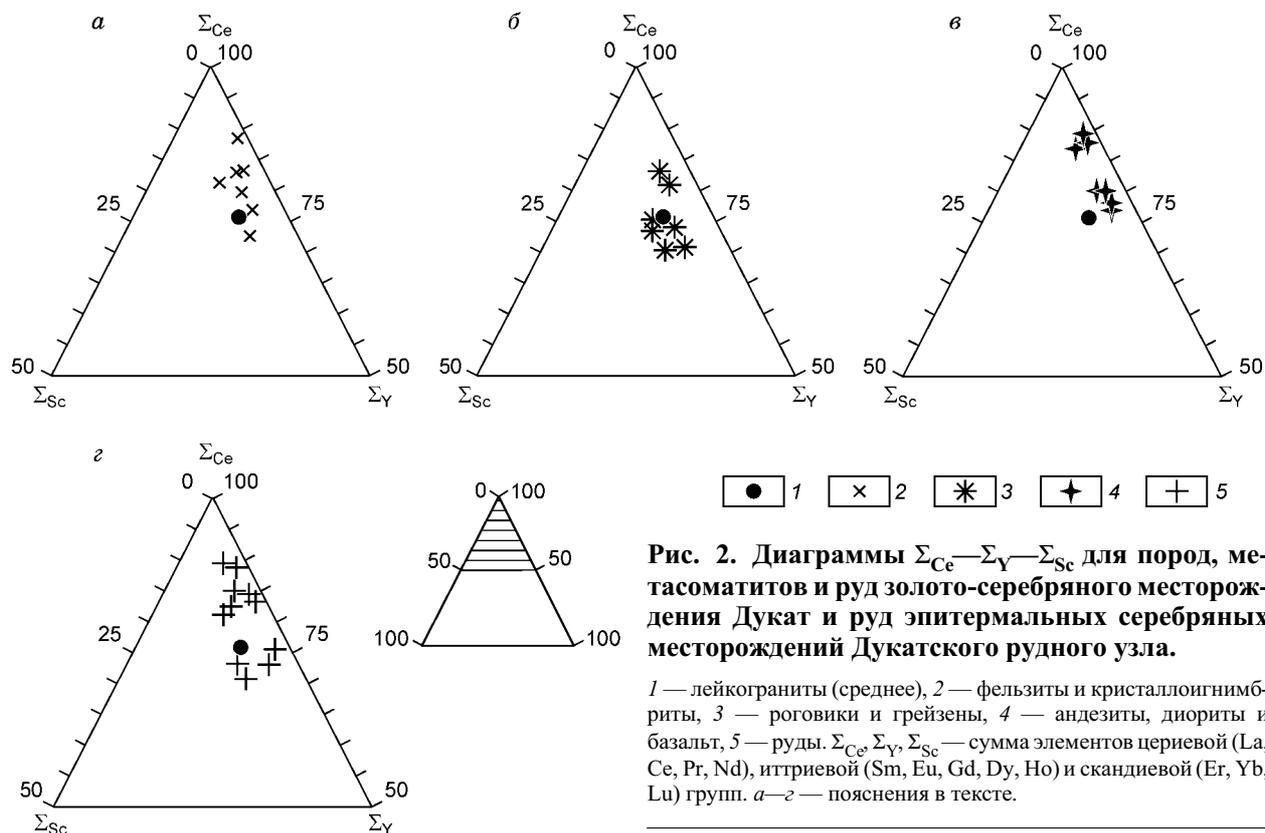


Рис. 2. Диаграммы $\Sigma_{\text{Ce}}-\Sigma_{\text{Y}}-\Sigma_{\text{Sc}}$ для пород, метасоматитов и руд золото-серебряного месторождения Дукат и руд эпitherмальных серебряных месторождений Дукатского рудного узла.

1 — лейкограниты (среднее), 2 — фельзиты и кристаллоогнимбриты, 3 — роговики и грейзены, 4 — андезиты, диориты и базальт, 5 — руды. Σ_{Ce} , Σ_{Y} , Σ_{Sc} — сумма элементов цериевой (La, Ce, Pr, Nd), иттриевой (Sm, Eu, Gd, Dy, Ho) и скандиевой (Er, Yb, Lu) групп. а–г — пояснения в тексте.

Таблица 5. Средние значения $\Sigma\text{PЗЭ}$, соотношение групп РЗЭ и их отношений в породах, метасоматитах и рудах золото-серебряного месторождения Дукат и рудах эпitherмальных серебряных месторождений Дукатского рудного узла

Вмещающие породы и руды	$\Sigma\text{PЗЭ}$	$\Sigma_{\text{Ce}}\Sigma_{\text{Y}}\Sigma_{\text{Sc}}$	Eu/Sm (n)	Eu/Ce	Ce/Yb
<i>Породы</i>					
Лейкограниты (11)	288	$77_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}7_{\text{Sc}}$	0,1	0,003	11
Роговики (6)	197	$75_{\text{Ce}}18_{\text{Y}}8_{\text{Sc}}$	0,2	0,008	11
Кристаллоогнимбриты (3)	184	$78_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}6_{\text{Sc}}$	0,2	0,007	14
Фельзиты (2)	115	$81_{\text{Ce}}13_{\text{Y}}6_{\text{Sc}}$	0,2	0,007	15
Диориты (2)	131	$78_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}6_{\text{Sc}}$	0,2	0,03	14
Базальт (1)	214	$87_{\text{Ce}}10_{\text{Y}}3_{\text{Sc}}$	2,6	0,03	32
<i>Метасоматиты</i>					
Грейзен (1)	410	$82_{\text{Ce}}13_{\text{Y}}5_{\text{Sc}}$	0,1	0,001	16
Дорудный аргиллизит (1)	404	$78_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}6_{\text{Sc}}$	0,2	0,001	14
Дорудный пропилит (2)	149	$80_{\text{Ce}}15_{\text{Y}}5_{\text{Sc}}$	0,7	0,02	15
Околорудный пропилит (2)	167	$88_{\text{Ce}}10_{\text{Y}}2_{\text{Sc}}$	0,7	0,01	42
Околорудный аргиллизит (1)	61	$88_{\text{Ce}}11_{\text{Y}}1_{\text{Sc}}$	0,3	0,01	43
<i>Руды</i>					
Sn-Ag, Sn-Ag-Pb (4)	97	$81_{\text{Ce}}13_{\text{Y}}6_{\text{Sc}}$	0,5	0,02	9
Ag-Pb (2)	24	$80_{\text{Ce}}14_{\text{Y}}6_{\text{Sc}}$	0,7	0,04	11
Au-Ag (3)	5,4	$82_{\text{Ce}}14_{\text{Y}}4_{\text{Sc}}$	0,4	0,04	12
Ag (2)	4,5	$80_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}4_{\text{Sc}}$	0,5	0,07	13

Примечание. В скобках — количество проб.

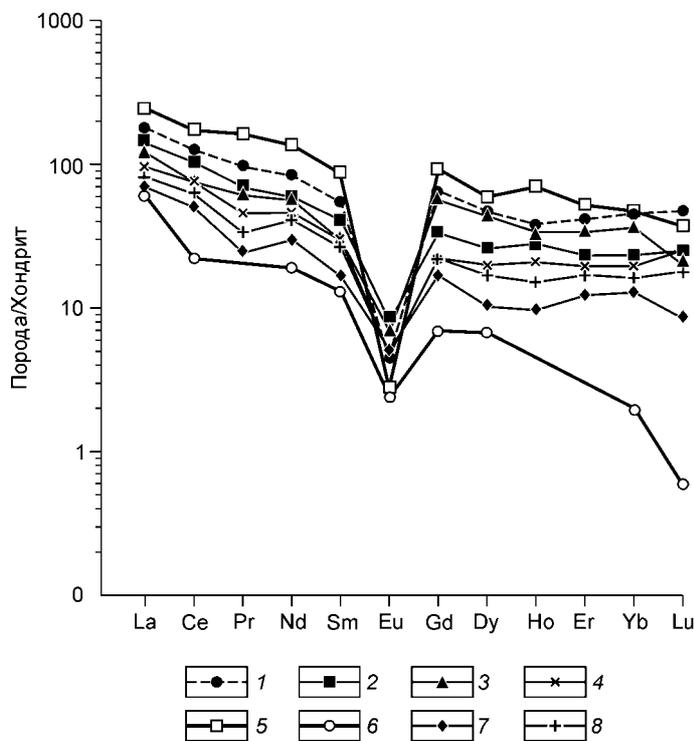


Рис. 3. Спектры РЗЭ.

1 — в лейкограните (на рис. 4—6 соответственно усл. обозн. 8, 9, 12), 2—4 — в риодацитовых кристаллоигнибритах, 5 — в гидрослюдизированном риодацитовом кристаллоигнибрите (дорудном аргиллизите), 6 — в околорудном кварц-серицит-гидрослюдистом метасоматите по риодацитовому кристаллоигнибриту (околорудном аргиллизите), 7, 8 — в фельзитах. Номера усл. обозн. соответствуют номерам в табл. 1.

Отличаются они от последних более отчетливо выраженным европиевым минимумом, но менее проявленной однотипностью спектров РЗЭ. Последнее, скорее всего, отражает относительное непостоянство минерального состава роговиков и является следствием большей изменчивости физико-химических параметров среды, возникших на стадии регионального гидротермального метаморфизма, завершающего магматический этап.

Максимальные содержания лантаноидов и Y установлены в слабоизмененных риодацитовых кристаллоигнибритах, обогащенных гидрослюдами, и в грейзенах апикальной части массива лейкогранитов (см. табл. 1, 2). Процессы грейзенизации и дорудной аргиллизации характеризуют начало гидротермальной деятельности, ее раннюю пневматолитово-гидротермальную стадию.

В дорудных аргиллизитах Σ РЗЭ = 404 г/т, содержания Y = 70 г/т, в грейзенах — 410 и 70 г/т соответственно. На графиках нормированных концентраций лантаноидов (см. рис. 3, 4) эти метасоматиты отчетливо выделяются наиболее высокими спектрами РЗЭ и максимально глубоким европиевым минимумом. Величины Ce/Yb (11—16), Eu/Sm (0,1—0,2) и Eu/Ce (0,001—0,008) практически не отличаются от таковых в лейкогранитах и кислых эффузивах.

Процессы дорудного метасоматоза широко проявлены и в магматических породах среднего состава (монцогранитная группа). На флангах Дукатского рудного поля и на глубоких горизонтах месторождения Дукат андезиты и диоритовые породы в различной степени изменены. Наиболее заметно процессы дорудной пропилитизации проявлены в андезитах. В табл. 3 приводятся данные о содержаниях РЗЭ в неизмененных андезитах, слабоизмененных андезитах (дорудных пропилитах), диоритовых порфиритах и нижнемеловых диоритах. Минимальные Σ РЗЭ (70,5 и 107 г/т) отмечаются в неизмененных андезитах и нижнемеловых диоритах верховьев р. Каховка на северном фланге Дукатского рудного поля, максимальные — в дорудных пропилитах (155 г/т) и диоритовых порфиритах (154 г/т) на северо-восточном фланге. В целом, для пород монцогранитного ряда характерны низкие Σ РЗЭ. На графиках нормированных концентраций РЗЭ (рис. 5) эти породы представлены серией сближенных однотипных кривых со слабо проявленным Eu-минимумом. Эти кривые заметно отлича-

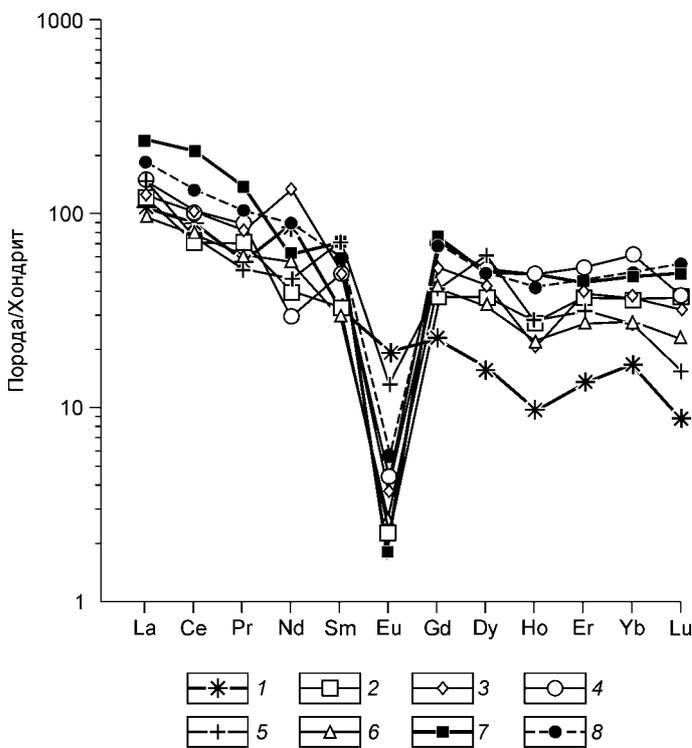


Рис. 4. Спектры РЗЭ.

1 — в роговикованном песчанике, 2—5 — в роговиках по кислым эффузивам, 6, 7 — в грейзенах, 8 — см. подпись к рис. 3. Номера усл. обозн. соответствуют номерам в табл. 2.

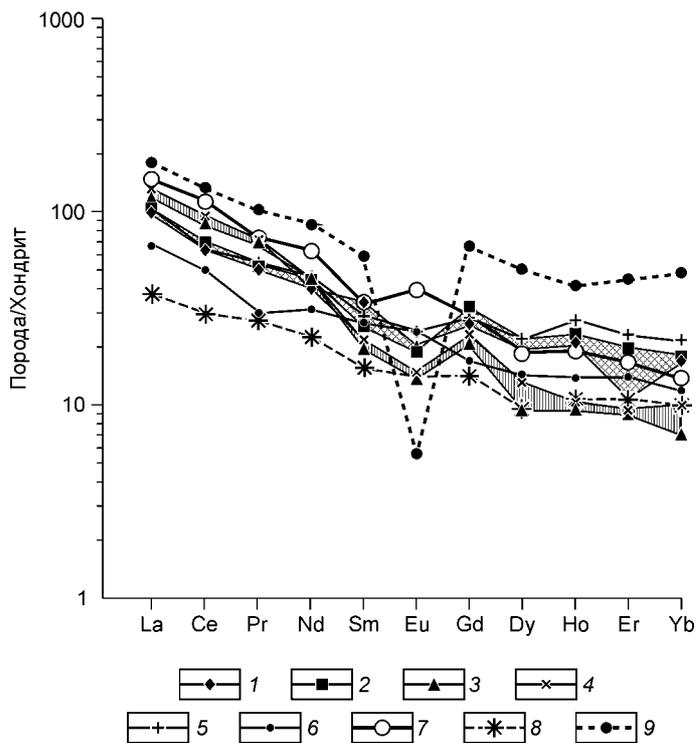
Рис. 5. Спектры РЗЭ.

1, 2 — в дорудно-, 3, 4 — в синрудно-пропилитизированных андезитах, 5, 6 — в диоритах, 7 — в пострудном субщелочном базальте, 8 — в андезите островных дуг, по [26], см. рис. 6, усл. 13, 9 — см. подпись к рис. 3. Номера усл. обозн. соответствуют номерам в табл. 3.

ются от графиков спектров РЗЭ пород лейкогранитного ряда (см. рис. 3, 4). При этом соотношение групп лантаноидов в диоритах и диоритовых порфиритах практически такое же, как и в лейкогранитах ($78-79_{Ce}16_{Y}5-6_{Sc}$). Те же соотношения свойственны слабоизмененным андезитам (дорудным пропилитам) — $80_{Ce}15-16_{Y}4-5_{Sc}$ (см. рис. 2, а, в). В то же время распределение РЗЭ в андезитах и диоритах значительно отличается от такового в лейкогранитах. Содержание РЗЭ в них меньше в 2—4 раза. Исключение составляет только Eu. Его содержания в породах среднего состава еще выше (примерно в 3—5 раз), чем в кислых породах. Наибольшие различия в распределении РЗЭ наблюдаются между субщелочными базальтами послерудных даек и лейкогранитами и кислыми вулканитами. Относительно высокие Σ РЗЭ (214 г/т) и Eu/Sm (2,65), отсутствие европиевого минимума (см. табл. 3, рис. 5) сближает пострудные щелочные базальты с родоначальным базальтовым расплавом океанических островов [25].

Несколько иначе лантаноиды и Y ведут себя в процессах околорудного метасоматоза, на собственно гидротермальном этапе рудообразования. Эти процессы захватывают в основном риодацитовые игнибрииты, непосредственно вмещающие оруденение. Во внутренних зонах околорудно-измененных пород на месторождении, где кислые вулканиты преобладают, наиболее развиты кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты (околорудные аргиллизиты). Для околорудных аргиллизитов внутренних зон по сравнению с лейкогранитами и кристаллоигнибриитами характерны низкие Σ РЗЭ (61 г/т), низкие содержания Y (4,9 г/т) и высокая степень дифференциации с обогащением „гидрофильными“ лантаноидами ($88_{Ce}11_{Y}1_{Sc}$) (см. табл. 1). Особенно отчетливо это фиксируется по величине Ce/Yb (см. табл. 5). В неизмененных породах, дорудных метасоматитах, роговиках и грейзенах средние значения этого показателя не превышают 16, в околорудных аргиллизитах достигают 43. На графиках нормированных концентраций околорудные аргиллизиты представлены кривой, близкой по конфигурации и по Eu-минимуму к спектрам РЗЭ пород риодацит-лейкогранитного ряда, но существенно отличающейся от них более низкими концентрациями РЗЭ, особенно тяжелых — Yb и Lu (см. рис. 3).

На флангах месторождения (участок Смелый) во внешних зонах наряду с кислыми околорудными изменениями затронуты породы среднего состава. Наиболее отчетливо процессы околорудной пропилитизации проявлены в андезитах. Околорудные пропилиты представлены низкотемпературными метасоматитами преимущественно хлорит-альбит-серицитового состава. Характерная их особенность — обогащенность РЗЭ с преобладанием легких лантаноидов и по сравнению с дорудными пропилитами, и по сравнению с околорудными аргиллизитами (см. табл. 3, 5). Несмотря на различие Σ РЗЭ между околорудными пропилитами и аргиллизитами много общего: относительно низкие содержания Y (не более 21 г/т), практически одинаковые соотношения групп лантаноидов (в пропилитах — $88_{Ce}10_{Y}2_{Sc}$, в аргиллизитах — $88_{Ce}11_{Y}1_{Sc}$), близкие величины Eu/Ce (0,014 и 0,010 соответственно). Наиболее контрастными показателями высокой степени обогащения околорудных пропилитов и аргиллизитов легкими лантаноидами, независимо от состава пород и положения в околорудном пространстве, являются одинаково высокие (42 и 43 соответственно) средние значения величин Ce/Yb. На графиках нормированных концентраций РЗЭ околорудные пропилиты отчетливо образуют единое поле (см. рис. 5). Несмотря на однотипность кривых, характеризующих породы монцогранитного ряда, их поле заметно отличается от поля дорудных пропилитов и графиков диоритовых пород более высокими содержаниями легких и более низкими содержаниями тяжелых РЗЭ ($Ce/Yb = 37-46$ и $12-16$ соответственно).



РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛАНТАНОИДОВ И ИТТРИЯ В РУДАХ

В табл. 4 и на рис. 2, 6 приводятся данные о содержании и распределении РЗЭ в рудах Au-Ag месторождения Дукат и участка Смелый (северный фланг Дукатского рудного поля), а также Ag-Pb (Мечта, Тидит) и Sn-Ag (Малокэнское, Финальное) месторождений и рудопроявлений Дукатского рудного узла. Общей особенностью изученных руд является низкий уровень содержания РЗЭ по сравнению с вмещающими породами. Изученные рудные образования можно разделить на четыре группы: с низкой (до 6 г/т), пониженной (до 28 г/т), повышенной (до 60 г/т) и высокой (до 160 г/т) ΣРЗЭ. В рудных зонах первой группы, с низкой ΣРЗЭ, содержания Y составляют 0,9—3,2, второй — 3,3—4,3, третьей — 15—25, четвертой — 43—50 г/т. Низкие содержания ΣРЗЭ обнаружены в рудных жилах и зонах эксплуатационного карьера в центральной части Дукатского месторождения. Там широко развиты реювенированные Au-Ag и Ag руды (кварц-полевошпат-родонитовые, кварц-родонитовые и пиролюзит-кварцевые жилы). Пониженные содержания ΣРЗЭ характерны и для Ag-Pb типа руд (нижнерудные горизонты и фланги Дукатского месторождения, месторождения Мечта и Тидит). Повышенные и высокие содержания ΣРЗЭ на площади Дукатского рудного узла отмечены только в Sn-Ag и Sn-Ag-Pb рудах (нижнерудные горизонты месторождения Дукат, месторождение Малокэнское, рудопроявление Финальное).

Как следует из данных табл. 4 и рис. 2, в спектре РЗЭ изученных руд, так же как и во всех ранее рассмотренных образованиях, преобладают легкие гидрофильные лантаноиды цериевой группы. Средние соотношения групп лантаноидов (см. табл. 5) в Sn-Ag рудах — $81_{Ce}13_{Yb}6_{Sc}$, в Ag-Pb — $80_{Ce}14_{Yb}6_{Sc}$, в Au-Ag — $82_{Ce}14_{Yb}4_{Sc}$, в Ag — $80_{Ce}16_{Yb}4_{Sc}$. В большинстве руд соотношения содержаний РЗЭ цериевой группы почти такие же, как и в породах риодацит-лейкогранитного ряда, и намного ниже, чем в околорудно-измененных породах. Особенно отчетливо это видно по значениям Ce/Yb: 9—13, 11—14 и 42—43 соответственно (см. табл. 5). Закономерно увеличиваются величины такого показателя, как Eu/Ce (0,02—0,07), указывающие на относительное обогащение рудоносного флюида Eu, особенно на заключительных стадиях, при формировании реювенированных Au-Ag и Ag руд. Та же тенденция характерна для Eu/Sm. Средние значения величин этого показателя в Sn-Ag и Ag-Pb рудах колеблются в интервале 0,5—0,7, в Au-Ag и Ag — 0,4—0,5. В целом низкие Eu/Sm в неизмененных породах (0,1—0,2), метасоматитах (0,1—0,7) и рудах (0,4—0,7) указывают на то, что все дорудные и рудные процессы, связанные с внедрением гранитоидной интрузии, протекали в верхней коре, в близких по глубине формирования условиях [18].

Особенности поведения лантаноидов в процессе гидротермального рудообразования и закономерности их распределения на различных стадиях этого процесса хорошо выражены в спектрах РЗЭ (см. рис. 6). Каждый тип руд отчетливо выделяется по конфигурации кривых. Имеются общие поля перекрытия этих кривых по отдельным элементам. Наиболее высокими спектрами РЗЭ и отчетливо проявленным европиевым минимумом характеризуются Sn-Ag руды ранней стадии (месторождение Малокэнское, рудопроявление Финальное). Их спектры наиболее близки к спектрам РЗЭ пород риодацит-лейкогранитного ряда (см. рис. 3). В Sn-Ag-Pb и Ag-Pb рудах более поздних стадий (месторождения Мечта и Тидит, нижнерудные горизонты месторождения Дукат) содержания РЗЭ и Eu-минимум закономерно снижаются. В Au-Ag и Ag рудах заключительных стадий (средне- и верхнерудные горизонты месторождения Дукат) содержания РЗЭ достигают минимума, европиевые минимумы выражены крайне слабо (реювенированные Au-Ag руды), до полного их отсутствия (Ag руды). По характеру распределения и по конфигурации кривые на графиках спектров РЗЭ Au-Ag и Ag руд больше схожи со спектрами РЗЭ пород андезит-диоритового (монцогранитного) ряда. Не исключено, что этот факт отражает смешанную мантийно-коровую природу реювенированных Au-Ag руд на Дукатском месторождении [3, 9].

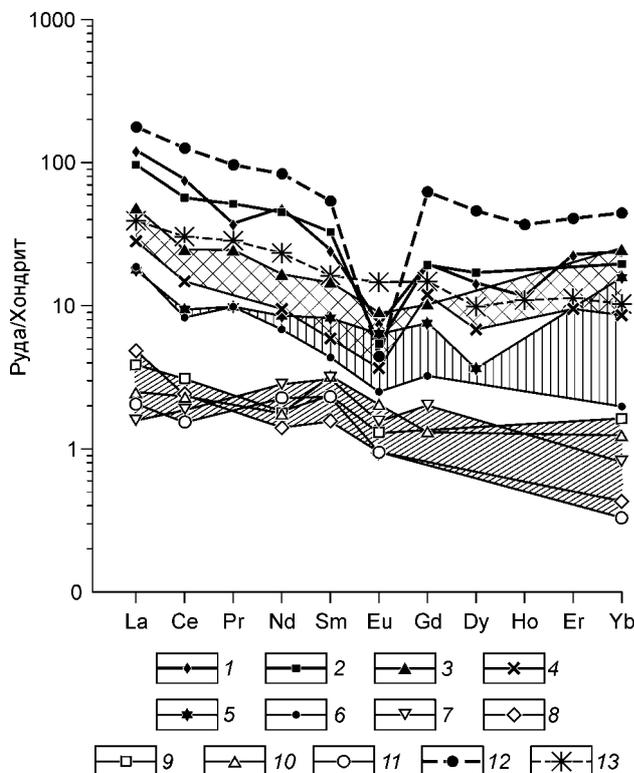


Рис. 6. Спектры РЗЭ в рудах.

1, 2 — в олово-серебряных, 3, 4 — в олово-серебро-полиметаллических, 5, 6 — в серебро-полиметаллических, 7—9 — в золото-серебряных, 10, 11 — в серебряных, 12 — см. подпись к рис. 3, 13 — к рис. 5. Номера усл. обозн. соответствуют номерам в табл. 4.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Кислые вулканические породы нижнего мела, вмещающие Дукатское месторождение, и лейкограниты одноименной интрузии по особенностям распределения РЗЭ близки между собой (см. рис. 2, 3, табл. 5). Они характеризуются высокими содержаниями лантаноидов и Y, Σ РЗЭ в гранитах (средний состав) составляет 288, Y — 70 г/т. Насыщенные водой кристаллоигнибриты содержат заметно больше лантаноидов (до 203 г/т) и Y (до 59 г/т), чем фельзитовые лавы и дайки (до 129 и 32 г/т). Как было показано ранее [7], пониженные суммы редких земель в дайках и лавах фельзитов объясняются низкими содержаниями в них воды и летучих. Соотношение групп лантаноидов в кристаллоигнибритах ($78_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}6_{\text{Sc}}$) и гранитах ($77_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}7_{\text{Sc}}$) практически одинаковое. Высокое содержание лантаноидов и Y, конфигурация графиков нормированных концентраций РЗЭ, отчетливо выраженные европиевые минимумы, соотношение групп лантаноидов, преобладание легких гидрофильных элементов, близость таких показателей, как Eu/Sm (0,1—0,2), Eu/Ce (0,001—0,008) и Ce/Yb (11—16), свидетельствуют о генетическом родстве магматических пород кислого состава (см. табл. 1, 2, рис. 3, 4). Подтверждается существование единой риодацит-лейкогранитной вулканоплутонической ассоциации пород, в которую входят лейкограниты, игнибриты риолитов и риодацитов, фельзиты, и со становлением которой тесно связаны процессы ороговикования, грейзенизации и дорудной аргиллизации.

По особенностям распределения РЗЭ породы монцогранитного ряда в значительной степени отличаются от пород лейкогранитного ряда относительно низкими Σ РЗЭ (155 г/т и меньше) и содержаниями Y (не более 37 г/т), конфигурацией графиков нормированных концентраций лантаноидов, слабовыраженным, до его отсутствия, европиевым минимумом (см. табл. 3, рис. 5). Отличия хорошо фиксируются и такими показателями, как величины Eu/Sm и Eu/Ce (см. табл. 5). Содержания Eu в породах монцогранитного ряда примерно в 3—5 раз выше, чем в породах лейкогранитного. В то же время по соотношениям групп лантаноидов ($79_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}5_{\text{Sc}}$ — в нижнемеловых диоритах, $78_{\text{Ce}}16_{\text{Y}}6_{\text{Sc}}$ — в диоритовых порфиритах, $80_{\text{Ce}}15_{\text{Y}}5_{\text{Sc}}$ — в слабоизмененных андезитах) они почти не отличаются. Есть все основания для объединения пород монцонитового ряда в рамках Дукатской РМС в самостоятельную монцогранитную группу. Она является частью андезит-гранодиоритовой вулканоплутонической ассоциации, которая входит в состав протяженной субдукционной известково-щелочной серии магматических пород ОЧВП и широко проявлена на всей его площади, в том числе на ранних этапах формирования рудоносных структур [9, 22]. Показательными в отношении существования двух групп магматических пород являются величины Eu/Ce, характеризующие окислительно-восстановительные условия. Для пород лейкогранитного ряда значения этого показателя колеблются в интервале 0,001—0,008, монцогранитного — 0,02—0,03.

Как правило, РЗЭ ведут себя инертно в процессах контактового и регионального гидротермального метаморфизма [26]. На Дукатском месторождении в роговиках и слабоизмененных вмещающих породах сохраняется близкое к первично-магматическому распределение РЗЭ, свойственное неизменным гранитам (см. табл. 1) и андезитам (см. табл. 3). Отмечается лишь некоторое увеличение соотношения разных групп РЗЭ в сторону цериевой. Похоже ведут себя редкие земли в процессах региональной пропилитизации. По суммам лантаноидов (142—155 г/т) и характеру распределения РЗЭ слабоизмененные андезиты Дукатского рудного поля — дорудные пропилиты, близки к составу исходных андезитов — андезитов островных дуг (см. табл. 3), аналогов родоначальной андезитовой магмы [11, 22]. Иначе ведут себя РЗЭ в процессах, протекающих в толще кислых эффузивов при грейзенизации и региональной аргиллизации. Эти процессы, характеризующие завершение магматической и начало магматогенно-гидротермальной деятельности, способствуют накоплению лантаноидов. Они связаны с ранней пневматолитово-гидротермальной стадией рудообразования, когда формируется редкометалльная минерализация; Σ РЗЭ в грейзенах достигают 410 г/т, в дорудных аргиллизитах — 404 г/т. Содержания Y в них такие же высокие (70 г/т), как и в лейкогранитах.

Особое место в процессах гидротермального рудообразования занимают синрудные пропилиты, развивающиеся по андезитам во внешних зонах околорудных изменений на флангах Дукатского месторождения (см. табл. 3). Они обогащены лантаноидами (до 174 г/т) по сравнению с неизменными андезитами (140 г/т) и в еще большей степени по сравнению с исходными (70,5 г/т) [11, 26]. Накоплению РЗЭ способствуют интенсивные процессы окварцевания, происходящие во внутренних зонах, которые, как показано в работе [16], приводят к выносу РЗЭ и их переотложению во внешние зоны метасоматической колонки. Например, в аргиллизитах внутренних зон околорудно-измененных пород Дукатского месторождения Σ РЗЭ — 61 г/т, а в околорудных пропилитах внешних зон на флангах месторождения — 167 г/т. При различиях Σ РЗЭ все синрудные метасоматиты, независимо от вещественного состава, степени изменений и положения в пространстве, отличает высокая степень дифференциации РЗЭ с обогащением гидрофильными лантаноидами (до $88_{\text{Ce}}11_{\text{Y}}1_{\text{Sc}}$, см. табл. 5). Особенно отчетливо это фиксируется по величине Ce/Yb, достигающих в пропилитах — 46, в аргиллизитах — 43 (см. табл. 1, 3). Во всех других измененных породах величина этого показателя не превышает 21, в рудах — 22.

Не менее закономерно РЗЭ ведут себя в процессах образования руд (см. табл. 4). По мере формирования гидротермальной колонны и ее продвижения вверх тенденция к снижению лантаноидов и Y от ранних стадий рудообразования к поздним становится все более отчетливой. В Sn-Ag рудах Дукатского рудного узла (месторождения Малокэнское, Финальное) содержания лантаноидов составляют 131—160, Y — 43—50 г/т. В рудах Ag-Pb месторождений (Мечта, Тидит) эти величины снижаются до 28 и 4,3 г/т соответственно. Наиболее бедны РЗЭ Au-Ag и Ag руды (Дукат). Содержание лантаноидов в них не превышает 5,7, Y — 3,2 г/т. Снижение содержаний РЗЭ отчетливо прослеживается по восстанию рудных зон Дукатского месторождения: от 37 и 15 г/т (Sn-Ag-Pb руды, штольня, нижнерудный горизонт) до 3,9 и 0,9 г/т (Au-Ag и Ag руды, карьер, среднерудный горизонт) соответственно. Зональность в распределении сумм лантаноидов и содержаний Y характерна и для Дукатской РМС в целом. Редкометалльные грейзены ($\Sigma_{\text{РЗЭ}} = 410$, Y = 70 г/т) и дорудные аргиллизиты (404, 70 г/т) сменяются по направлению к поверхности и центру дорудными пропилитами (155, 37 г/т), затем околорудными (174, 21 г/т) пропилитами и Sn-Ag (160, 50 г/т) рудами. На верхних интервалах и в центральной части РМС широко проявлены околорудные аргиллизиты ($\Sigma_{\text{РЗЭ}} = 61$, Y = 4,9 г/т), Ag-Pb (28, 4,3 г/т), Au-Ag и Ag (5,7, 3,2 г/т) руды.

В рудах изученного месторождения, так же как и в измененных вмещающих породах, преобладают легкие лантаноиды (см. табл. 5). Преобладание гидрофильных РЗЭ указывает на их возможный привнос магматогенными флюидами. По экспериментальным данным для базальтовых магм было установлено, что при повышении давления водяного пара легкие лантаноиды переходят в водный флюид, а тяжелые — удерживаются в расплаве [10]. Можно предположить, что тот же сценарий характерен и для гранитной магмы. Полученные нами данные не противоречат такому предположению. По всей вероятности, лантаноиды цериевой группы из гранитного расплава также преимущественно переходили во флюид, изначально его обогащая.

Низкие Eu/Sm отношения (<1) в породах, метасоматитах и рудах указывают на то, что формирование гранитоидных магм и связанные с ними метасоматические и рудные процессы в рамках Дукатской РМС протекали в верхней коре в близких физико-химических условиях [18]. Присутствие в рудных кварцевых жилах пирролизита, свидетельствующее о высоком кислородном потенциале среды минералообразования, указывает на приповерхностные условия формирования Au-Ag и Ag руд Дукатского месторождения. Вместе с тем установленные для околорудных метасоматитов и руд относительно высокие величины Eu/Се (0,01—0,08) близки к таковым в породах монцогранитного ряда (0,02—0,04) и значительно превышают их в породах лейкогранитного (<0,01). Наиболее обогащены Eu реювенированные Au-Ag и Ag руды (0,04—0,07). Все это может служить еще одним подтверждением прямой причастности глубинной базальтоидной магмы к рудному процессу [9], особенно на раннем этапе, при формировании первичных Au-Ag руд.

Установлена обратная связь между величинами Eu/Sm и $\Sigma_{\text{РЗЭ}}$ [18]. Те и другие закономерно изменяются от кислых пород лейкогранитного ряда и грейзенов (0,1—0,2 и 115—410 г/т соответственно), имеющих четкие европиевые минимумы, к средним породам (0,2—0,7 и 131—149 г/т), а затем к околорудным метасоматитам (0,3—0,7 и 61—167 г/т) и рудам (0,4—0,7 и 4,5—97 г/т), имеющим слабо проявленные европиевые минимумы. Исключение составляют пострудные дайки базальтов. Высокие величины Eu/Sm (2,6) и высокие $\Sigma_{\text{РЗЭ}}$ (214), отсутствие европиевого минимума (см. табл. 3, рис. 5) сближает дайки пострудных субщелочных базальтов с родоначальным базальтовым расплавом ОИВМА[25]. Таким образом, полученные данные по РЗЭ подтверждают ранее сделанное предположение о длительном существовавшем очаге базальтоидной магмы [7, 9], залегающем на значительной глубине (примерно 5—6 км) под гранитоидной интрузией, который существовал еще до ее зарождения и был первоисточником Au и Ag, а затем сохранился локально как дополнительный источник флюидов и тепла, реализовавшийся на заключительном этапе в виде пострудных даек субщелочных базальтов.

Значительная дифференциация лантаноидов в процессах развития Дукатской РМС отчетливо фиксируется величинами Ce/Yb (см. табл. 5). В неизмененных породах и роговиках значения этого показателя колеблются в интервале 11—15, в дорудных метасоматитах и грейзенах — 14—16, в пострудных базальтах — 32. Наиболее высокая степень обогащения легкими лантаноидами (42—43) характерна для околорудно-измененных пород, независимо от их состава и положения в пространстве. В рудах значения этого показателя (9—13) близки к неизмененным породам. При этом проявлена устойчивая тенденция увеличения доли лантаноидов цериевой группы от руд ранних стадий (Sn-Ag и Ag-Pb руды, 9—11) к поздним стадиям (Au-Ag и Ag руды, 12—13).

Сравнение полученных данных с немногочисленными примерами, известными по публикациям [16, 17], указывает на то, что установленные закономерности: бедность руд редкоземельными элементами, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, низкие Eu/Sm (<1), являются, по всей вероятности, общими для гидротермальных рудных процессов в целом. Близкий сценарий поведения РЗЭ просматривается достаточно отчетливо на золоторудных месторождениях, относящихся к разным рудно-формационным типам. Например, $\Sigma_{\text{РЗЭ}}$ в слабоизмененных дацитах Салаирского месторождения составляет 74 г/т, в околорудных серицитолитах — 177 г/т, Eu/Sm соответственно равны 0,5 и 0,3. В спектре РЗЭ

вмещающих пород, как и на Дукате, доминируют легкие лантаноиды, но золотоносные кварцевые жилы Салаирского месторождения отличаются от Дукатских несколько пониженными содержаниями гидрофильных и повышенными — маγμαфильных лантаноидов. Последнее наряду с Eu/Sm говорит в пользу большей глубины образования золоторудных жил на Салаирском месторождении по сравнению с близ-поверхностными Au-Ag и Ag рудами Дукатского месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поведение РЗЭ в процессах гидротермального рудообразования, так же как и в магматических процессах, носит неслучайный характер. Выявленные особенности в распределении редких земель, Σ РЗЭ, соотношение групп лантаноидов, положение и конфигурация кривых на графиках нормированных концентраций, величины Eu/Sm, Eu/Ce и Ce/Yb в метасоматитах и рудах достаточно устойчивы и закономерны. Поведение РЗЭ говорит о прямом участии флюида гранитной магмы в формировании всей Дукатской Au-Ag РМС в целом и одноименного месторождения в частности. Полученные данные подтверждают предположение о длительно существовавшем очаге базальтоидной магмы, залегающем на значительной глубине под гранитоидной интрузией, который существовал еще до ее зарождения и был первоисточником Au и Ag.

Кислые вулканыты, вмещающие Дукатское Au-Ag месторождение, и лейкограниты сформировались в поздний заключительный этап развития Дукатской РМС, образуя единую риодацит-лейкогранитную вулканоплутоническую ассоциацию пород. Несколько обособленно стоят породы монцогранитного ряда. По Σ РЗЭ и доле в них тяжелых лантаноидов, по характеру кривых, по практически полному отсутствию европиевого минимума, по таким показателям, как Eu/Sm и Eu/Ce, изученные андезиты, диориты и дайки базальтов, скорее всего, можно отнести к андезит-гранодиоритовой вулканоплутонической ассоциации пород. Эта ассоциация входит в состав протяженной известково-щелочной серии, характерной для магматических пород ранних этапов формирования рудоносных структур ОЧВП, в том числе и Дукатской Au-Ag РМС.

Высокие содержания РЗЭ установлены в роговиках (до 254 г/т) и грейзенах (до 410 г/т), образующихся по кислым эффузивам в контакте с гранитной интрузией. С дорудной гидрослюдизацией в кислых вулканитах связано накопление РЗЭ (до 404 г/т). Относительно обогащены (до 174 г/т) РЗЭ околорудные пропилиты, развивающиеся по андезитам на флангах месторождения. Околорудные аргиллизиты центральной части месторождения, вмещающие Au-Ag и Ag оруденение, обеднены РЗЭ (61 г/т). При различии Σ РЗЭ для всех околорудно-измененных пород характерна высокая степень относительного обогащения легкими лантаноидами. Величины Ce/Yb в околорудных пропилитах и аргиллизитах колеблются в интервале 37—46, а в других измененных породах не превышают 21. Соотношение групп лантаноидов в околорудных пропилитах такое же ($88_{Ce}10_{Y}2_{Sc}$), как в околорудных аргиллизитах ($88_{Ce}11_{Y}1_{Sc}$).

В рудах Дукатской РМС Σ РЗЭ изменяется в широком интервале. Высокие содержания установлены в Sn-Ag рудах (до 160 г/т), повышенные в Ag-Pb (60 г/т). Пониженные содержания РЗЭ (до 37 г/т) отмечены на флангах и глубоких горизонтах месторождения в Sn-Ag-Pb рудах. Низкие содержания (до 5,7 г/т) наблюдаются в более поздних Au-Ag и Ag рудах центральной части Дуката, на верхне- и среднерудных горизонтах. В реювенированных Au-Ag рудах Σ РЗЭ изменяются незначительно (от 5,1 до 5,7 г/т). Минимальные концентрации отмечены в самых поздних преимущественно Ag рудах (3,9—5,1 г/т). Преобладают гидрофильные лантаноиды цериевой группы, но в меньшей степени, чем в околорудных метасоматитах. Величины Ce/Yb в рудах не превышают 22.

Проведенные исследования показали, что РЗЭ можно использовать не только при изучении генезиса магматических пород. Не менее эффективны они при изучении метасоматических и рудных процессов. РЗЭ являются чувствительным геохимическим индикатором источников рудного вещества, последовательности происходящих процессов и особенностей физико-химических условий среды. Eu/Sm указывают не только на глубины возникновения рудообразующих флюидных систем на различных уровнях земной коры (в нижней и верхней ее частях), но и служат важным критерием глубины формирования разнотипных руд по отношению друг к другу на относительно локальных отрезках. Впервые показано, что величины Ce/Yb являются эффективным геохимическим критерием при поисках синрудных метасоматитов и отличии их от дорудных, а содержания и особенности распределения РЗЭ — четким признаком при определении рудно-формационной принадлежности выявленной минерализации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 04-05-64201) и СО РАН (проект № 71).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Белый В.Ф.** Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1977, 171 с.
2. **Умитбаев Р.Б.** Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М., Наука, 1986, 286 с.

3. **Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф.** Золото-серебряное месторождение Дукат. М., Недра, 1998, 203 с.
4. **Калинин А.И., Яранцева Л.М., Наталенко В.Е., Канищев В.К.** Геология серебро-полиметаллического оруденения Новоджагынской интрузивно-купольной структуры // Колыма, 1984, № 1, с. 29—31.
5. **Роднов Ю.Н., Зайцев В.И.** Соотношение оловянного и серебряного оруденения в Балыгычано-Сугойском районе Дальнего Востока // Магматизм рудных районов Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1985, с. 155—167.
6. **Konstantinov M.M., Rosenblum J.S., Struzkov S.F.** Types of epithermal silver deposits, northeastern Russia // Econ. Geol., 1993, v. 88, p. 1797—1809.
7. **Захаров М.Н., Кравцова Р.Г., Павлова Л.А.** Геохимические особенности пород вулканоплутонических ассоциаций Дукатского золото-серебряного месторождения // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 10, с. 928—939.
8. **Кравцова Р.Г., Захаров М.Н.** Геохимические поля концентрирования Дукатской золото-серебряносной рудно-магматической системы (северо-восток России) // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 5, с. 28—38.
9. **Кравцова Р.Г., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Прокофьев В.Ю.** Условия формирования золото-серебряных месторождений Северного Приохотья, Россия // Геология рудных месторождений, 2003, т. 45, № 5, с. 452—473.
10. **Жариков В.А., Горбачев Н.С., Лайтфутт П., Дохерти В.** Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при давлениях 1—12 кбар (по экспериментальным данным) // Докл. РАН, 1999, т. 366, № 2, с. 239—241.
11. **Захаров М.Н., Конусова В.В., Смирнова Е.В.** Редкие земли в базальтоидах Омолонского района (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Геология и геофизика, 1984, № 4, с. 62—70.
12. **Захаров М.Н., Конусова В.В., Смирнова Е.В.** Распределение РЗЭ в мезозойских гранитоидах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Охотский сектор) // Докл. АН СССР, 1990, т. 312, № 2, с. 486—471.
13. **Захаров Е.В., Конусова В.В., Смирнова Е.В.** Распределение редкоземельных элементов в породах вулканоплутонических ассоциаций кислой магмы (Охотский сектор ОЧВП) // Геохимия, 1990, № 12, с. 1796—1805.
14. **Минеев Д.А.** Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М., Наука, 1974, 237 с.
15. **Успенский Е.И., Мохов А.В., Сивцова А.В., Котенко Т.А.** О дифференциации примесей редких земель в шеелите из золоторудных месторождений // Геохимия, 1989, № 7, с. 1061—1064.
16. **Рослякова Н.В., Щербаков Ю.Г., Шипицын Ю.Г., Киреев А.Д.** Редкоземельные элементы при формировании золоторудных месторождений // Геология и геофизика, 1992, № 6, с. 68—81.
17. **Гребенщикова В.И., Максимчук Ю.В.** Редкоземельные элементы в породах, метасоматитах и рудных телах Зунхалбинской рудно-магматической системы (Восточный Саян) // Геохимия, 2000, № 10, с. 1109—1115.
18. **Винокуров С.Ф.** Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их генетическое значение // Докл. РАН, 1996, т. 346, № 6, с. 792—795.
19. **Смирнова Е.В., Кузнецова А.И., Чумакова Н.Л.** Атомно-эмиссионный анализ в геохимии. Новосибирск, Наука, 1993, 230 с.
20. **Boynnton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements. Meteorite studies // Rare earth element geochemistry, V. 2: Development in geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.
21. **Ритман А.** Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964, 437 с.
22. **Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П.** Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Недра, 1981, 223 с.
23. **Козлов В.Д.** Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М., Наука, 1985, 304 с.
24. **Захаров М.Н., Кравцова Р.Г., Вавилова Н.Ф.** Редкие земли и итрий в породах вулканоплутонических ассоциаций Дукатского золото-серебряного месторождения // Проблемы геологии и металлогении северо-востока Азии на рубеже тысячелетий, Т. 2: Металлогения (Материалы XI сессии СВО ВМО, Магадан, 2001). Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2001, с. 29—32.
25. **Рябчиков И.Д.** Состав верхней мантии Земли // Геохимия, 1997, № 5, с. 467—468.
26. **Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М., 1976, Наука, 268 с.

*Рекомендована к печати 29 ноября 2004 г.
Г.Н. Аношиным*

*Поступила в редакцию 25 мая 2004 г.,
после доработки — 28 октября 2004 г.*