

УДК 553.21/24:553.261

НАТАЛКИНСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МИРОВОГО КЛАССА: РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ, ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ, СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ КИСЛОРОДА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2008 г. Н. А. Горячев*, О. В. Викентьева**, Н. С. Бортников**, В. Ю. Прокофьев**, В. А. Алпатов***, В. В. Голуб*

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, Магадан, ул. Портовая, 16

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35

***Институт геологии месторождений алмазов и благородных металлов СО РАН
677891, Якутск, просп. Ленина, 39

Поступила в редакцию 15.12.2007 г.

Изучены распределение редкоземельных элементов в гидротермально-измененных породах, флюидные включения и соотношение стабильных изотопов кислорода в кварце Наталкинского месторождения. В метасоматитах, образовавшихся в условиях декомпрессии, наблюдается постепенное уменьшение содержания тяжелых лантаноидов по сравнению с исходными алевролитами. Спектры распределения РЗЭ метасоматитов, образовавшихся в условиях компрессии, однородны между собой в области тяжелых лантаноидов с незначительным выносом легких РЗЭ. Прогрессивное извлечение всех РЗЭ с увеличением интенсивности изменения породы могли производить магматогенные флюиды или флюиды метеорного происхождения. Участие окисленных метеорных вод в нашем случае незначительно, поскольку во всех метасоматитах отсутствует аномалия церия. На существенную роль магматогенного флюида может указывать обратная зависимость суммарных концентраций РЗЭ от величины европиевой аномалии в изученных метасоматитах. Распределение РЗЭ в метасоматитах, сформированных в условиях декомпрессии, указывает на незначительную роль метаморфогенного флюида при их образовании. Все изученные метасоматиты обогащены легкими РЗЭ, что предполагает участие в их образовании флюида, обогащенного легкими лантаноидами.

В рудообразовании принимали участие, по крайней мере, три флюида: 1) $H_2O-CO_2-NaCl-MgCl_2$ с соленостью 1.0–4.9 мас. %-экв. $NaCl$; 2) CO_2-CH_4 ; 3) $H_2O-NaCl-MgCl_2$ с соленостью 7.0–5.6 мас. %-экв. $NaCl$. Первые два флюида – высокотемпературные (250–350°C) и высокobarические (1.1–2.4 кбар) – находились в минералообразующей системе одновременно и могли образоваться в результате фазовой сепарации как при снижении температуры, так и при падении давления. При взаимодействии флюида с вмещающими породами возникли мощные ореолы березитизированных пород с рассеянной вкрапленностью сульфидов. Отложение арсенопирита и пирита обусловило резкое снижение концентрации H_2S в минералообразующем флюиде и дестабилизацию $Au(HS)^{-2}$. Третий, среднетемпературный, водно-солевой флюид мог возникнуть при вскипании жидкообразного флюида $H_2O-CO_2-CH_4-NaCl-MgCl_2$, который произвел метасоматическое преобразование вмещающих пород. Из него отлагались поздние минеральные ассоциации на заключительных стадиях образования месторождения. Высокие концентрации метана в рудообразующем флюиде, по-видимому, связаны с взаимодействием рудоносных гидротерм с веществом рудовмещающих углеродистых пород в результате восстановления CO_2 .

Величины $\delta^{18}O$ кварца кварц-шеелит-пирит-арсенопиритовой и сульфидно-сульфосольной ассоциации изменяются соответственно от +11.6 до +14.1 и от +11.2 до +13.5‰. Для ранней ассоциации $\delta^{18}O_{H_2O} = +6.3...+8.8‰$ (350°C), для поздней – +3.6...+5.9‰ (280°C), что позволяет предполагать поступление воды из магматического источника. Узкий интервал полученных величин указывает на однородность источника. Полученные данные свидетельствуют в пользу гипотезы, предполагающей связь образования месторождения с магматической активностью. Она обеспечивает различные механизмы генерации флюида, включая непосредственное поступление компонентов из магматического очага, мобилизацию компонентов при дегидратации и декарбонатизации, вследствие контактового или контактово-регионального метаморфизма.

ВВЕДЕНИЕ

Наталкинское месторождение золота в Магаданской области открыто Е.П. Машко в 1942 г., эксплуатировалось подземным способом с 1944 по 2004 гг. и изучалось многими исследователями. Оно относится к числу суперкрупных по запасам металла месторождений мирового класса (Григоров, 2006): по некоторым оценкам на нем добыто более 90 т золота (Лашков и др., 2000; Стружков и др., 2006). 105 т металла добыто из Омчакской россыпи, которая связывается с Наталкинским месторождением (Стружков и др., 2006). В 2004–2007 гг. была проведена разведка этого месторождения с помощью буровых скважин и горных выработок, в результате чего запасы оценены в 1760 т при среднем содержании 1.7 г/т Au (Григоров, 2006).

Оно рассматривается как типичный представитель орогенных месторождений, залегающих в коллизионных поясах, сложенных вулканогенно-осадочными или терригенными породами, метаморфизованными в условиях зеленокаменной фации (Goldfarb *et al.*, 2005).

Вопрос, каким образом возникли крупные и суперкрупные месторождения, далеко не праздный, так как, по мнению академика Д.В. Рундквиста, именно в них добывается около 80% полезных ископаемых. Важный этап в решении этого вопроса – разработка концептуальных генетических моделей гидротермальных рудообразующих систем, в результате активности которых образовались такие месторождения. Важнейшими компонентами таких моделей являются: 1) геодинамическая позиция месторождения и история развития региона, где локализовано месторождение; 2) тектоническое строение месторождения и, в особенности, пути поступления гидротермальных флюидов в зону рудоотложения; 3) стадийность (или этапность) развития гидротермальной системы, длительность и время отложения руд; 4) источники, из которых поступали рудообразующие флюиды и металлы; 5) состав рудообразующего флюида, условия и формы миграции металлов; 6) условия, причины и механизмы отложения руд. Выяснение состава и природы рудообразующих флюидов представляет не только академический интерес, но и имеет важное значение для понимания рудообразующих процессов и прямо связано с выбором стратегии поисково-разведочных работ.

Происхождение орогенных золоторудных месторождений, залегающих в терригенных глинистых, глинисто-известковых и углеродсодержащих (черносланцевых) толщах, представляет остро дискуссионную проблему. Высказаны разнообразные точки зрения на их образование – от гидротермально-осадочного до магматогенного или мета-

морфогенного происхождения (Сидоров, Томсон, 2000; Буряк и др., 1990; Курбанов и др., 1994; Hodgson *et al.*, 1993; Kerrich *et al.*, 2000). Нет единой точки зрения на генезис жильных золото-кварцевых месторождений и месторождений прожилково-вкрапленных руд: одни исследователи их относят к разным генетическим типам, другие считают их генетически родственными (Bierlein, Maher, 2001). Наиболее остро обсуждаются состав и источники минералообразующего флюида, из которого отлагались золотоносные рудные тела (Бортников, 2006; Kerrich, 1990; Groves *et al.*, 2003; Goldfarb *et al.*, 2005; Bortnikov, Prokofiev, 2007). Северо-американские геологи высказали гипотезу о преобладающей роли флюида метаморфогенного происхождения в их формировании (Goldfarb *et al.*, 1989). Для месторождений Северных Кордильер была предложена конвективно-метеорная гипотеза их образования (Nesbitt, Muchlenbachs, 1989). Разрабатывается концепция о доминирующей роли в них магматогенного флюида, который смешивается в рудообразующей системе с флюидом иного, метаморфогенного происхождения (Бортников и др., 1996, 1997; Bortnikov, 1995; Bortnikov *et al.*, 1993; 1997).

Чтобы реконструировать условия зарождения и состав рудообразующего флюида, из которого образовано Наталкинское месторождение, изучены распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) и элементов-примесей в околорудных метасоматических породах, индивидуальные флюидные включения в кварце кварц-пиритовых и кварц-пирит-арсенипиритовых золотоносных жил и прожилков, соотношения изотопов кислорода в кварце.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Наталкинское месторождение расположено в Омчакском рудном поле, на территории которого располагаются также месторождения Омчак и Павлик. Рудное поле локализовано на юго-западном крыле Аян-Юряхского антиклинория, крупной северо-западного простирания структуры юго-восточного фланга Яно-Колымского орогенного пояса коллизионного происхождения (Геодинамика..., 2006), сложенной осадочными и вулканогенно-осадочными породами позднепермского возраста общей мощностью более 2.5 км и алевролитами триаса.

Структура Омчакского рудного поля образовалась в значительной степени под влиянием тектоно-магматической деятельности коллизионного и пост-коллизионного этапов развития территории, что нашло отражение в разнообразии магматических комплексов, проявленных на его площади. Интрузивные породы слагают большое количество мелких штокообразных тел и ряд относительно крупных плутонов гранитов и грано-

диоритов площадью до 300 км² (Гончаров и др., 2002). Они локализованы на флангах Аян-Юряхского антиклинория, в центральной части которого (район Наталкинского месторождения), эти интрузивы представлены небольшими штоками и дайковыми комплексами (фиг. 1). Плутоны сложены пестрой гаммой пород от габбро и пироксенитов до лейкогранитов и гранит-порфиров. Помимо них на площади рудного поля известно большое количество даек спессартитов, порфиритов, гранит-порфиров, интрузивных риолитов. Вместе они составляют плутоническое обрамление рудного поля (Гончаров и др., 2002). Крупные плутоны по строению разделяются на две группы – неоднородные, нередко многофазные (Интригано-Пересыпкинский и Нечинские массивы) и относительно однородные (Тенкечанский и Мираж). Мелкие плутонические тела, как правило, также неоднородны с постепенными переходами пород, неконтрастными по составу (диориты – кварцевые диориты – гранодиориты). Среди магматических образований установлены реликты ранне-позднемилового вулканизма (Горячев, 2003), обусловившие проявление поздней минерализации в составе золотых руд месторождений (Сидоров и др., 2003).

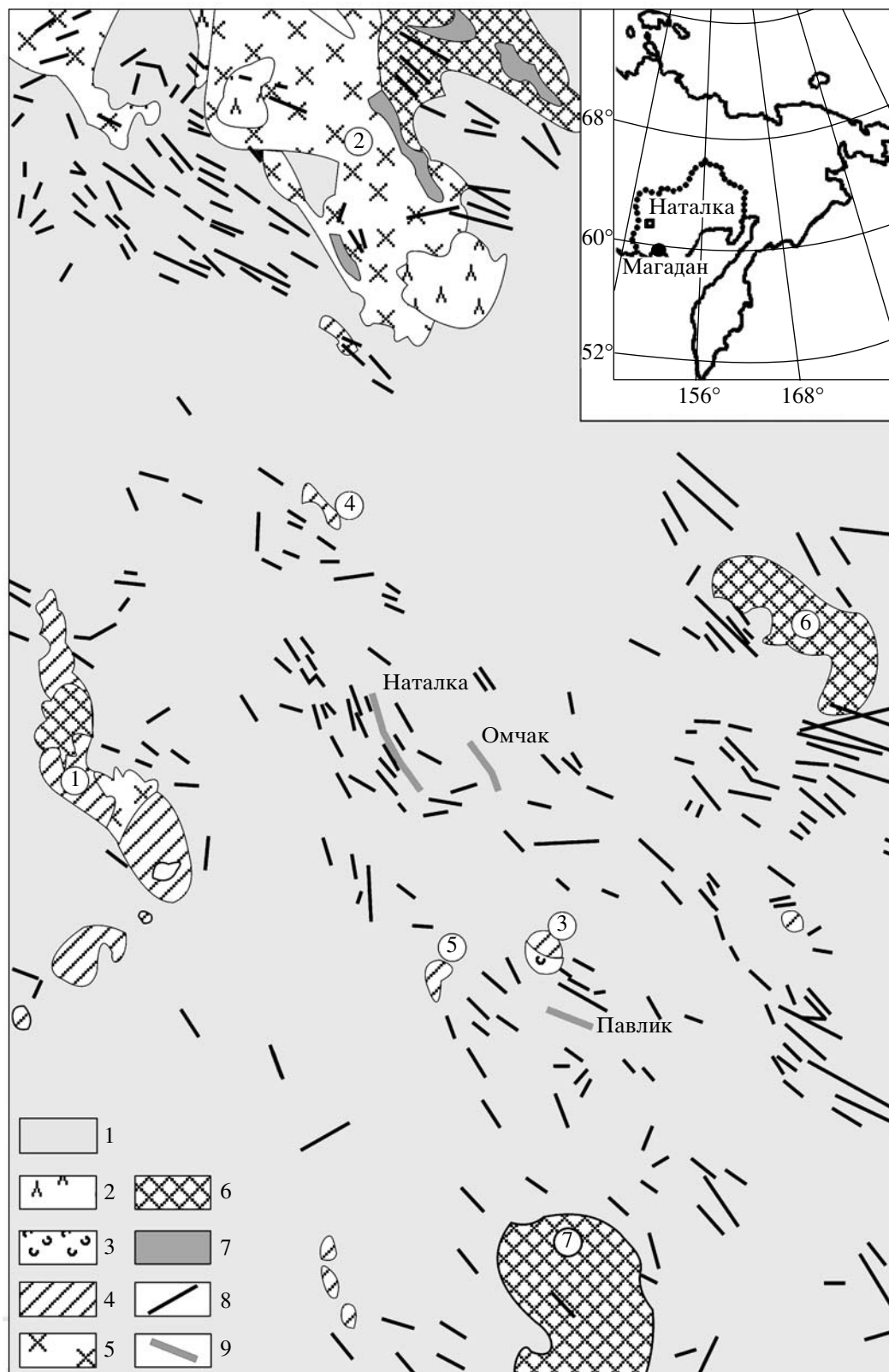
Дайковый комплекс играет важную роль в локализации оруденения. Рудовмещающие дайки группируются в небольшие рои, сконцентрированные в центральной части рудного поля, а также на его восточном и северном флангах. Они представлены спессартитами, порфиритами, гранит-порфирами, интрузивными риолитами. Преобладающая ориентировка даек совпадает с простираем осадочных пород, нередко они приурочены к зонам разломов. Мощность даек колеблется от 1–2 до 6–8 м, реже – до 15–20 м (Гончаров и др., 2002). Как правило, дайки разного состава разобщены в пространстве. Единичные пересечения свидетельствуют, что рудовмещающие спессартиты и порфириты – самые древние. Измененные дайки гранит-порфиров прорывают их. Известные датировки пород некоторых плутонов и рудовмещающих даек свидетельствуют как минимум о двух крупных этапах проявления магматизма в Омчакском рудном поле. Граниты Тенкечанского массива имеют датировки 156–143 млн. лет, а Нечинские купола – 101–83 млн. лет (Фирсов, 1964); дайки дорудных спессартитов и порфиритов – 159–130 млн лет, пострудные спессартиты и риолиты – менее 100 млн. лет (Фирсов, 1967). Это не противоречит и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датировкам дайки спессартитов и околорудных метасоматитов Наталкинского месторождения – 137–135 млн. лет (Ньюберри и др., 2000). В соответствии с этим и петрогеохимическими данными (Гончаров и др., 2002), плутонические породы рудного поля формировались в составе позднеюрско-раннемеловой, меловой и позднемилового интрузивных се-

рий, в рамках которых они сгруппированы в интрузивные диорит-гранодиоритовую (дорудная), гранодиорит-гранитовую и гранит-риолитовую (пострудные) ассоциации (Гончаров и др., 2002). Они обладают и определенной металлогенической спецификой. С плутонами ранней диорит-гранодиоритовой ассоциации пространственно и хронологически (Ньюберри и др., 2000) связана золотая минерализация, а с породами меловой серии ассоциируют рудопроявления олова и молибдена (Гончаров и др., 2002; Миргородская и др., 2005).

Наталкинское месторождение расположено в зоне влияния крупного Тенькинского разлома северо-западного простираения (Гончаров и др., 2002). На поверхности этот разлом проявлен в виде Главного и Северо-Западного разломов, ограничивающих четко индивидуализированный клиновидный блок, вмещающий основное оруденение (Калинин и др., 1992). Основная складка – Наталкинская синклиналь – имеет простую симметричную форму и является структурой второго порядка относительно Тенькинской антиклинали (Калинин и др., 1992). Длина ее около 4.5 км, ширина 2.5 км. По морфологии она близка к брахиструктуре. По всей видимости, именно куполообразование привело к формированию блоковой структуры рудного поля, в котором выделяются три блока: Центральный, Глухаринский и Наталкинский. Они различны по степени насыщенности дайками и интенсивности деформаций и золотого оруденения. В рудном поле известны многочисленные дорудные дайки спессартитов и гранит-порфиров, а на флангах – разновозрастные гранитоидные массивы (на удалении 10–20 км) (Гончаров и др., 2002).

По геофизическим данным, в корневой части пучка рудоконтролирующих разломов к северо-востоку от месторождения локализуется крупный гранитоидный интрузив (Межов, Хасанов, 2001; Хасанов и др., 2001), что подтверждается петрофизическими исследованиями рудовмещающих осадочных пород в глубоких скважинах, возрастанием с глубиной роли пирротина (Шарафутдинов, Хасанов, 2006) и мышьяковистости пирита (Тюкова, Ворошин, 2007), увеличением в этом направлении количества видимого золота и его крупности (Стружков и др., 2006).

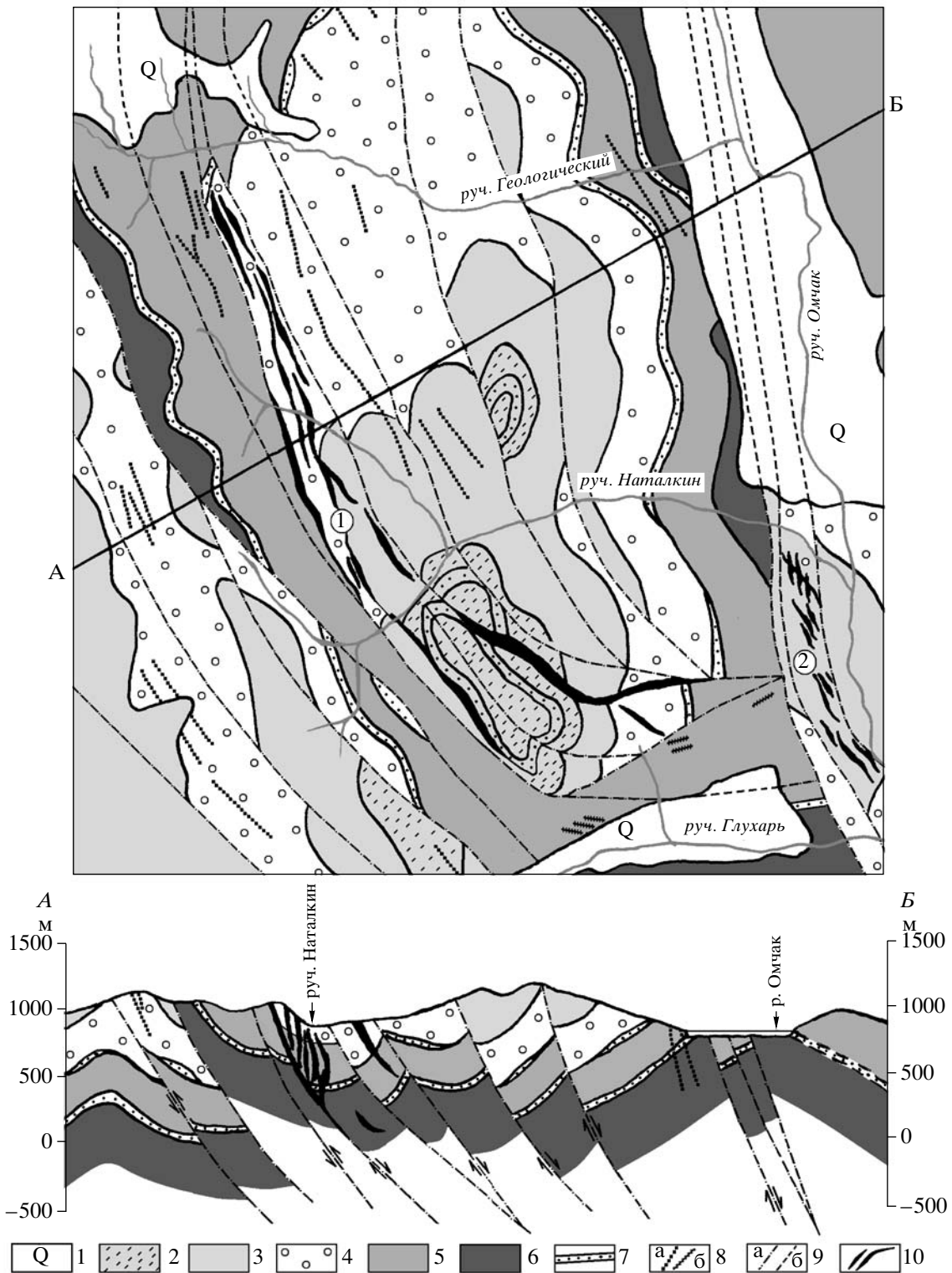
Наталкинское месторождение локализовано в осадочных и вулканогенно-осадочных породах пермского возраста, разделенных на три свиты: пионерскую (P₁₋₂pn), атканскую (P₂at) и омчакскую (P₂om) (Межов, 2000; Гончаров и др., 2002; Стружков и др., 2006) (фиг. 2). Рудные тела месторождения сконцентрированы в основном в породах атканской свиты, которые представлены алевролитами с примесью средне- и крупнообломочных вулканокластических пород, которые в



Фиг. 1. Схема размещения интрузивных тел и месторождений Омчакского рудного узла (Гончаров и др., 2002).

1 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы (Р–Т); 2 – эффузивы (K_1); 3 – риолиты (K_{1-2}); 4 – габбро, диориты; 5 – гранодиориты; 6 – граниты; 7 – лейкократовые граниты; 8 – дайки разного состава; 9 – месторождения.

Массивы (цифры в кружках): Интригано-Пересыпкинский (1), Нечинский (2), Ванин (3), Бутуз (4), Вилка (5), Мираж (6), Тенгкечанский (7).



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта и разрез Наталкинского рудного поля, по (Межов, 2000) с изменениями. 1 – четвертичные отложения; 2–6 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы пермского возраста: 2 – песчаные алевролиты, мелкозернистые песчаники, алевро-глинистые сланцы (P_{2om2}), 3 – алевролиты, алевро-глинистые сланцы, гравелиты (P_{2om1}), 4 – галечниково-гравийные алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы, песчаники (P_{2at}), 5 – алевролиты, алевро-глинистые сланцы, мелкозернистые песчаники, гравелиты (P_{1-2pn3}), 6 – углисто-глинистые и алевро-глинистые сланцы, песчаники (P_{1-2pn2}); 7 – маркирующие горизонты песчаников; 8 – дайки спессартитов, диорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров юрского – J_3 (а) и мелового – K_2 (б) возраста; 9 – разрывные нарушения: установленные (а) и предполагаемые (б); 10 – рудные зоны.

Таблица 1. Минеральный состав рудных тел Наталкинского месторождения (Ворошин и др., 2000; Гончаров и др., 2002; Межов, 2000)

Минералы	Главные	Второстепенные	Редкие	Очень редкие
Нерудные	Кварц (60–80 об. %), кальцит	Доломит, магнезит, анкерит, арагонит, анортоклаз, альбит, адуляр, биотит	Хлорит, серицит, каолинит, монтмориллонит, барит, апатит, скаполит, мусковит, брейнерит, сидерит, сфен, эпидот	Монацит, циркон
Рудные (1–3, редко 5 об. %)	Арсенопирит, пирит	Пирротин, марказит, галенит, сфалерит, шеелит, халькопирит, самородное золото, ильменит, рутил	Миллерит, тетраэдрит, бурнонит, буланжерит, антимонит, кобальтин, глаукоdot	Акантит, самородное серебро, касситерит, аргентопентландит, брейтгауптит, раммельсбергит

разных работах упомянуты как “туфогенные сланцы”, “гальковые алевролиты”, “рябчики”, “туфоалевролиты”, “диамиктиты” (Приставка и др., 2000; Степанов, 2001 и др.). В выше- и ниже лежащие породы рудные тела прослеживаются вдоль зон крупных разломов на расстояние до 200 м от атканской свиты (Стружков и др., 2006). Золоторудная минерализация контролируется продольными и диагональными по отношению к складкам тектоническими зонами, осложняющими юго-западное крыло Наталкинской синклинали. Основные рудоконтролирующие разломы месторождения – это Главный и Северо-Восточный.

На месторождении выделено более 120 рудных тел, которые объединены в три свиты – юго-западная, северо-восточная и центральная (Приставка и др., 2000), образующие минерализованную зону протяженностью более 7 км. На северо-западном фланге месторождения ширина этой зоны составляет 100–150 м, к центральной части увеличивается до 400 м, а юго-востоку – более 1000 м. В поперечном вертикальном разрезе рудные зоны образуют веерообразную систему с выраженной тенденцией расхождения по восставанию.

Рудные тела по структурно-морфологическому признаку разделены на прожилково-метасоматические, прожилково-жильные, жильные и минерализованные зоны смятия–дробления (Межов, 2000). Рудные зоны прожилково-метасоматического типа (8/23, 6/9, 7, 13 и др.) с максимальными содержаниями золота 10–15 г/т характеризуются обилием обогащенных гнезд и линз без каких-либо закономерностей распределения. Рудные зоны прожилково-жильного типа (3, 3/62, 6/25) содержат до 15–20 г/т золота, для которого отмечается гнездовое распределение вблизи контакта атканской и омчакской свит. Рудные тела жильного типа (апофиза 2 рудной зоны “Участковая”) характеризуются относительно равномерным распределением золота, несмотря на значительный разброс его со-

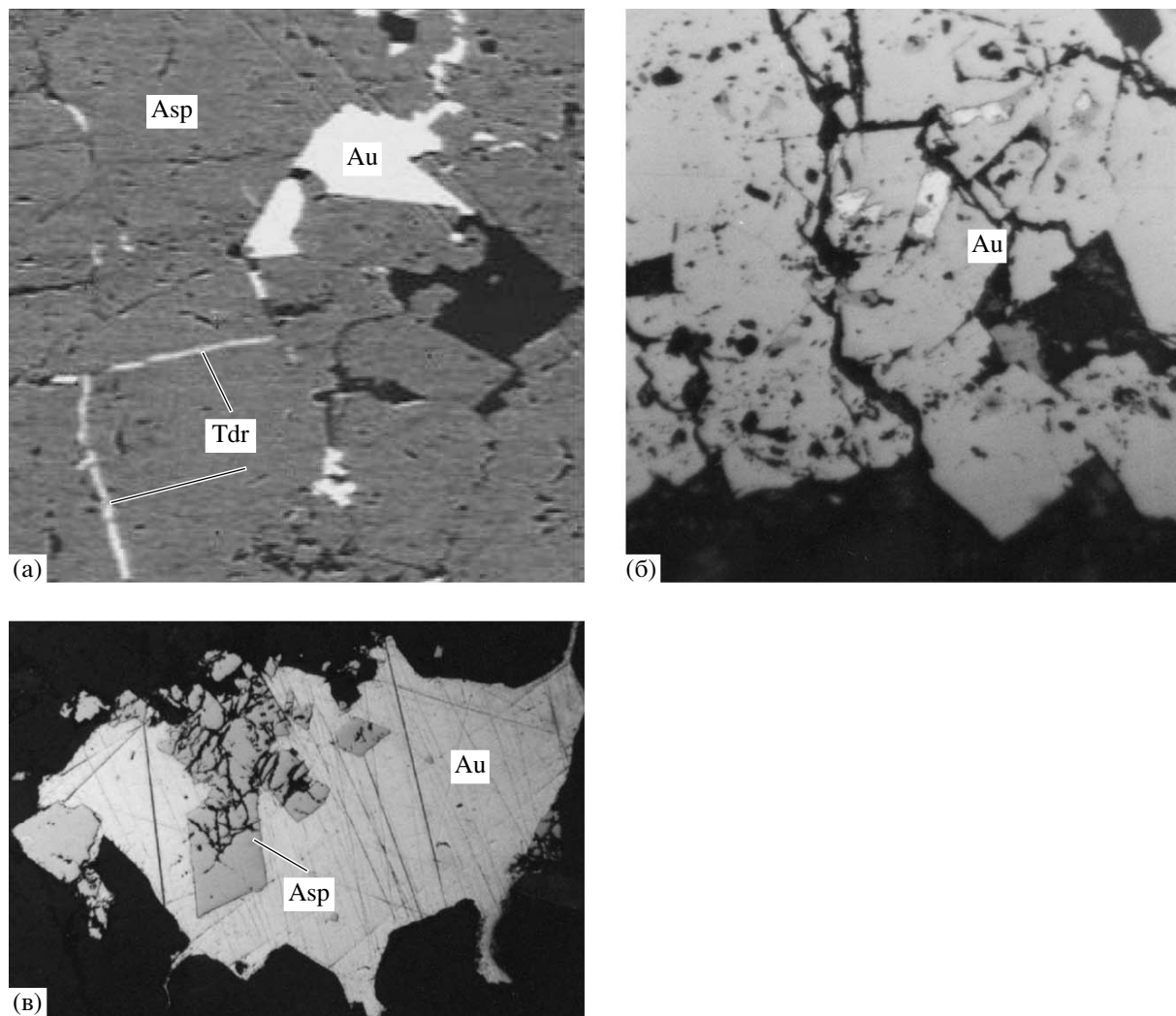
держаний от 0.5 до 500 г/т. В минерализованных зонах смятия–дробления (рудная зона “Участковая”) отмечаются повышенные содержания золота с обречованием рудных столбов (Межов, 2000).

При бортовом содержании золота 0.4 г/т все рудные зоны представляют собой единую рудную залежь северо-восточного падения, расположенную между Главным и Северо-Восточным разломами (Григоров, 2006). На глубоких горизонтах рудоконтролирующие разломы приобретают более пологое падение, конформно им выполаживается и рудная залежь (Голубев, 2008).

В рудах Наталкинского месторождения определено более 70 минералов (табл. 1). Основной нерудный минерал – кварц. Содержание рудных минералов не превышает 1–3 об. %, реже – 5 об. %. Рудные минералы на 95–99% представлены арсенопиритом и пиритом. Размеры клиновидных и игольчатых кристаллов арсенопирита и кубических – пирита менее 1 мм, редко – 10–15 мм. В соотношении пирита и арсенопирита намечается отчетливая вертикальная зональность, выраженная в уменьшении роли арсенопирита и увеличении роли пирита с глубиной. Отношение серы к мышьяку в 200-метровом вертикальном интервале увеличивается вдвое.

Золото постоянно фиксируется в арсенопирите и пирите в количествах, достигающих сотен граммов на тонну. В кварцевых жилах и прожилках выделения самородного золота относительно крупные; они представлены комковидными, жилковидными, пластинчатыми, губчатыми, дендритовидными и кристаллическими формами размером до 2–3 мм и более (Гончаров и др., 2002). Самородное золото тесно ассоциирует с арсенопиритом, галенитом, халькопиритом и сфалеритом (фиг. 3). Пробность самородного золота изменяется от 495 до 890‰.

Месторождение образовалось в два этапа – метаморфогенный и магматогенный (Сидоров и др., 1994; Горячев и др., 2000; Гончаров и др., 2002). Дорудные кварцевая и полевошпат-кварцевая ас-



Фиг. 3. Взаимоотношения рудных минералов разных ассоциаций.

а – арсенопирит 1 с прожилком тетраэдрита и самородного золота 3 (рудная зона б4, образец 39-гл-03, увел. 400); б – низкопробное золото в арсенопирите 1 (образец 10/99, увел. 210); в – высокопробное золото с арсенопиритом 2 в кварце (образец 10/99, увел. 210).

социации возникли в первый этап при метаморфическом преобразовании осадочных пород (Гончаров и др., 2002) и представлены пологими жилами небольшой мощности, иногда экранирующими рудные зоны (Голуб, Горячев, 2005). Магматогенный этап можно подразделить на две стадии – кварц-сульфидную (рудную) и кварц-карбонатную (пострудную). В рудную стадию образовались три минеральных ассоциации – кварц-шеелит-пирит-арсенопиритовая (основная ассоциация жильного выполнения и околорудных метасоматитов), сульфидно-сульфосольная и кварц-антимонитовая.

Кварц-шеелит-пирит-арсенопиритовая ассоциация включает в себя арсенопирит 1, пирит, шеелит, пирротин (преимущественно на глубоких горизонтах), сульфоарсениды кобальта и никеля (очень редкие включения в пирите и арсенопирите

в пределах рудных столбов) (Голуб, Горячев, 2006) и самородное золото.

Сульфидно-сульфосольная ассоциация содержит мелкокристаллический арсенопирит 2, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, бурнонит, буланжерит, самородное золото.

Кварц-антимонитовая ассоциация сложена антимонитом, кварцем, редкими пиритом и арсенопиритом, самородным золотом и распространена на флангах месторождения за пределами контура промышленного оруденения.

В пострудную *кварц-карбонатную стадию* образовались прожилки и просечки мелкодрозовидных кварца (хрусталя) и кальцита, секущие рудные тела. В ее составе нередок каолинит и пирит.

Жильный кварц рудной стадии кристаллизовался совместно с арсенопиритом 1, пиритом и шеелитом, а поздние сульфидно-сульфосольные минералы отлагались позже кварца в интерстициях его зерен и в тонких просечках в нем (по микротрещинкам). Особенность кварца глубоких горизонтов месторождения – кристаллически-зернистое строение его агрегатов, нередко с мелкими пустотами, на стенках которого отложились друзы мелких кристаллов (Горячев и др., 2000).

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Метасоматические преобразования пород и формирование связанного с ними вкрапленного оруденения происходило в два этапа – предрудный и золоторудный.

В предрудный этап образовались карбонатные метасоматиты. Ореол *карбонатизации* контролируется зоной повышенной проницаемости, совпадающая с ореолом распространения даек. Преобразования заключаются в замещении хлорита, а при интенсивном развитии и кварца, карбонатами – кальцитом, доломитом и (или) анкеритом. Карбонатизация вмещающих пород, незатронутых тектонической проработкой, неоднородна: весьма интенсивной карбонатизации подвержены прослойки песчаников, количество карбоната в них достигает 40–45 мас. %. Расчет нормативного минерального состава интенсивно карбонатизированных песчаников показывает, что замещению прежде всего подвергается кварц при сохранении соотношения полевых шпатов и серицита. В карбонатных метасоматитах обнаружены микролинзы и микропросечки пирита и иногда пирротина. Они ориентированы вдоль кливажа и, вероятно, образовались при перекристаллизации диагенетических сульфидов при метаморфизме, сопровождающем складчатости.

В последующий золоторудный этап возникли мощные протяженные ореолы метасоматических пород с вкрапленной сульфидной минерализацией, именуемых далее синрудными березитами, и ореол метасоматических пород вокруг кварцевых жил, названных околожилными метасоматитами.

Синрудная березитизация встречается только в рудной зоне Участковая в рассланцеванных терригенных породах, вмещающих дайки спессартитов, или около тектонических швов, являющихся естественными границами рудной зоны. Один из главных визуальных признаков синрудных метасоматитов – присутствие равномерной вкрапленности хорошо ограненных метакристаллов пирита переходного от кубического к пентагон-додекаэдрическому габитусу. Непосредственно на контакте с дайкой измененных спессартитов, наряду с пиритом, наблюдается обильная вкраплен-

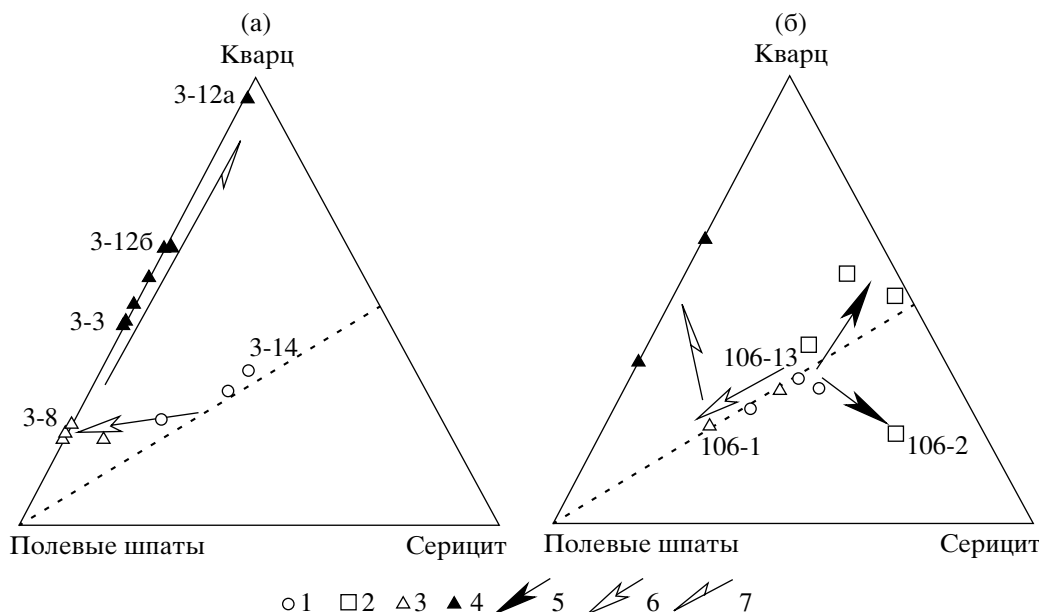
ность синберезитового арсенопирита, образующего метакристаллы призматического габитуса размером до 1 мм. В синрудных березитах обнаружено замещение альбита серицитом и кварцем (фиг. 4). Степень метасоматического преобразования пород увеличивается по мере усиления пластических деформаций пород вплоть до полного замещения полевых шпатов.

Синрудная березитизация затрагивает также дайки спессартитов. При большой мощности даек (более 7–10 м) интенсивная березитизация с полным замещением хлорита кварцем, серицитом и карбонатами происходит вдоль контактов даек, постепенно затухая в направлении центральных частей, где наблюдаются реликтовые кварц-карбонат-серицит-хлоритовые метасоматиты пропилитового типа. При меньшей мощности даек березитизация охватывает весь объем даек.

Околожилные метасоматиты встречаются в участках проявления жильной минерализации. Он накладывается как на дорудные метасоматиты, так и на синрудные березиты.

Основной тип околожилных преобразований – это карбонат-полевошпат-арсенопирит-кварцевые прожилки, ореолы арсенопирита, образующего метакристаллы уплощенного габитуса, развивающихся вокруг жил. Ширина ореолов около отдельных прожилков достигает 2–4 см, а размер метакристаллов составляет в среднем 0.5–1 мм, в отдельных случаях – 3–4 мм. При сгущении прожилков происходит слияние элементарных ореолов в невыдержанные по протяженности и содержанию метасоматического арсенопирита ореолы. По морфологии и составу эта генерация арсенопирита сопоставима с жильным арсенопиритом, отличаясь от последнего лишь меньшим размером метакристаллов.

В участках хрупких деформаций, где околожилный метасоматоз накладывается на дорудные метасоматиты, околожилная арсенопиритизация сопровождается появлением новообразований метасоматического альбита и калиевого полевого шпата. При небольшой плотности маломощных прожилков (до 20–25 прожилков на погонный метр при мощности до 0.5–1 см) в наименее проницаемых алевролитах около рудной зоны Участковая наблюдаются небольшие (до 5–10%) количества новообразований альбита размером в первые сотые доли миллиметра, развивающиеся по цементу породы. Развитие процессов полевошпатизации в этих породах лимитируется пористостью относительно массивных алевролитов из-за увеличения объема продуктов реакции. Значительно выше (до 20%) количество новообразований в алевролитах около рудной зоны 3/62, где основная масса полевых шпатов отлагается в жилах в виде микропрожилков. Максимальное количество новообразований (30–35%) при полном замещении серицита наблюдается в наиболее хрупких диамиктитах вмещающих рудную зону 3



Фиг. 4. Соотношение содержаний кварца, серицита и полевых шпатов (приведенных к 100%) в гидротермально-измененных породах Наталкинского месторождения, сформированных в условиях декомпрессии (а) и компрессии (б).

1 – дорудные метасоматиты (протолиты); 2 – рудосопровождающие березиты; 3 – околожильные метасоматиты с минимальным количеством жильного материала; 4 – околожильные метасоматиты с жильным материалом; 5–7 – тренды изменения минерального состава: 5 – при рудосопровождающей березитизации, 6 – при околожильном метасоматозе, 7 – при формировании жильной минерализации. Пробы: 3-3, 3-8 и т.д., в которых проанализированы содержания РЗЭ.

(фиг. 4). Пересчет химических анализов (сколков или выпиленных фрагментов пород без жильной минерализации) на нормативный минеральный состав показывает, что происходит изменение соотношений кварца, полевых шпатов и серицита, при этом тренд изменения минерального состава апоалевролитовых метасоматитов направлен параллельно траектории реакции замещения серицита и кварца полевыми шпатами. Тренд изменения минерального состава в более хрупких породах за счет микропрожилков кварца отклоняется от траектории реакции полевошпатизации в сторону обогащения гидротермалитов кварцем (фиг. 4).

В участках, где плотность и мощность прожилков увеличиваются, и вокруг кварцевых жил с брекчиевой текстурой интенсивность метасоматического преобразования вмещающих пород возрастает. Она коррелирует со степенью их деструкции. Полевые шпаты полностью замещаются серицитом. Тренд изменения минерального состава метасоматитов меняет направление: он ориентирован в сторону увеличения одного только кварца (фиг. 4).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ И ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Изучено распределение РЗЭ в гидротермально-измененных породах при синрудной березитизации, околожильном метасоматозе и формиро-

вании жильной минерализации по двум разрезам, пересекающим рудные тела (рудные зоны 3 и Участковая) на горизонте +600 м (фиг. 5; табл. 2, 3). Кроме того, проанализированы габбро-диориты из зоны Участковой южного фланга месторождения (руч. Участковый) и кварцевые порфиры (руч. Глухариный).

Определение редкоземельных элементов проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, аналитики – А.В. Дубинин, С.А. Горбачева, ИГЕМ РАН) (табл. 4). Минимальный предел обнаружения редкоземельных элементов составляет 0.0n г/т. Аномалии Eu (Eu/Eu*) и Ce (Ce/Ce*) рассчитывались по формулам:

$$\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_n / (\text{Sm}_n \times (\text{Tb}_n \times \text{Eu}_n)^{1/2})^{1/2},$$

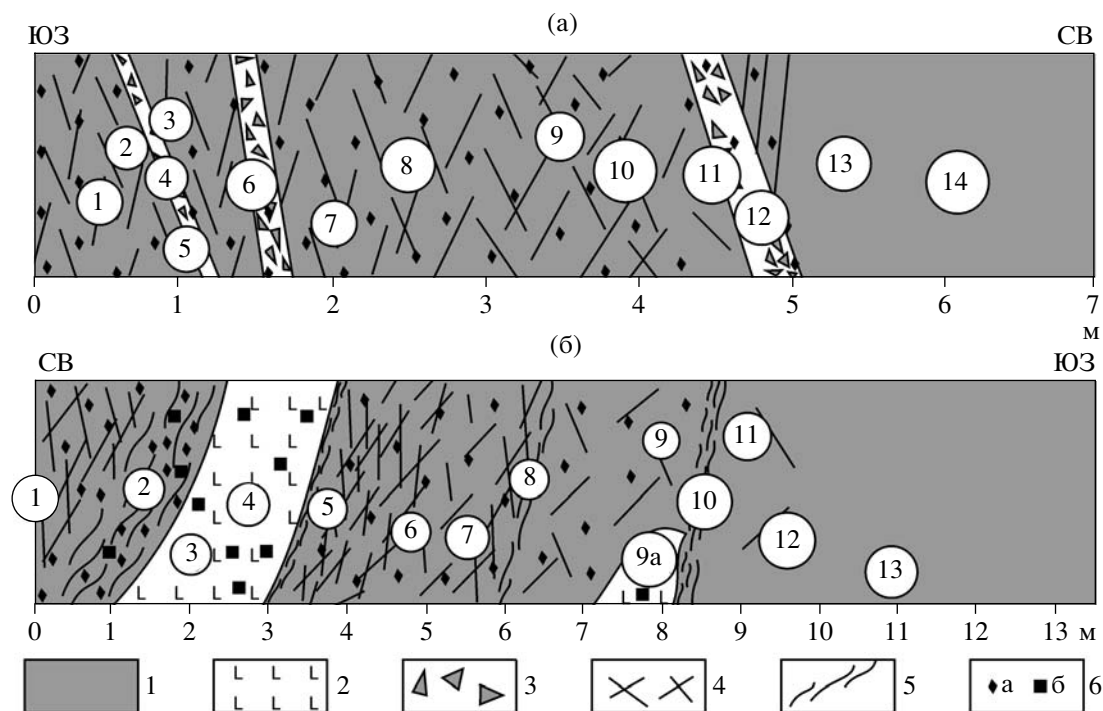
$$\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_n / ((2\text{La}_n + \text{Sm}_n)/3).$$

Тетрадный эффект оценен по формуле:

$$\text{TE}_{1,3} = (\text{TE}_1 \times \text{TE}_3)^{1/2},$$

где $\text{TE}_1 = (\text{Ce}_n/\text{La}_n^{2/3} \text{Nd}_n^{1/3} \times \text{Pr}_n/\text{La}_n^{1/3} \text{Nd}_n^{2/3})^{1/2}$, $\text{TE}_3 = (\text{Tb}_n/\text{Gd}_n^{2/3} \text{Ho}_n^{1/3} \times \text{Dy}_n/\text{Gd}_n^{1/3} \text{Ho}_n^{2/3})^{1/2}$ (Irber *et al.*, 1999).

Максимальные суммарные концентрации РЗЭ (117.4–151.2 г/т) выявлены в дорудных метасоматитах (протолитах) (фиг. 6). Дифференциация между легкими и тяжелыми лантаноидами в по-



Фиг. 5. Изученные разрезы гидротермально-измененных пород Наталкинского месторождения, сформированных в условиях декомпрессии (а) и компрессии (б).

1 – терригенные породы; 2 – лампрофиры; 3 – кварцевые жилы брекчиевой текстуры; 4 – кварцевые прожилки с альбитом и арсенопиритом; 5 – расланцованные породы; 6 – сульфидизированные породы: с арсенопиритом (а), с пиритом (б). Цифры в кружках – номера проб.

родах, образовавшихся в условиях декомпрессии ($La_n/Yb_n = 6.25$), менее выражена по сравнению с породами, возникшими в условиях компрессии ($La_n/Yb_n = 12.28$). Среди тяжелых лантаноидов в дорудных метасоматитах дифференциация выражена слабо, о чем свидетельствует низкое отношение $Gd_n/Yb_n = 1.51-1.56$. Обнаружен тетрадный эффект, который наиболее проявлен для третьей тетрады спектра РЗЭ ($TE_3 = 1.3$).

В *синрудных березитах*, образовавшихся в условиях компрессии, альбит замещается серицитом и кварцем согласно реакции: $3Ab + K^+ + 2H^+ = Ser + 6Q$ (или H_4SiO_4) + $3Na^+$. Выявлено незначительное снижение суммарных концентраций лантаноидов с 151.2 до 147.9 г/т (фиг. 6а). Величина отношения La_n/Yb_n остается почти без изменений (11.44). Величины отношений литофильных элементов в рудосопровождающих березитах следующие: $K/Rb = 295$, $Rb/Sr = 1.17$, $K/Ba = 97.2$, $Ba/Rb = 3.04$, $K > Na$.

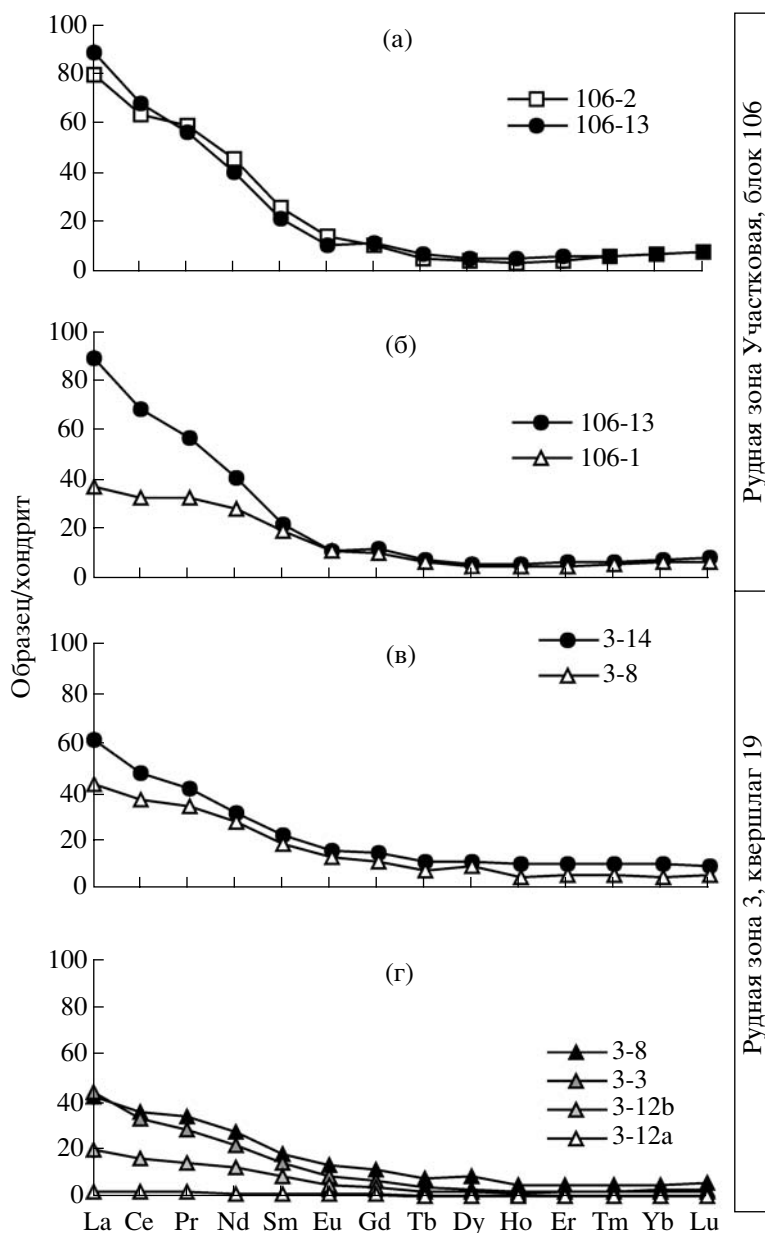
Суммарные концентрации РЗЭ в *околожильных метасоматитах*, формирование которых сопровождается новообразованием метасоматического альбита и калиевого полевого шпата, снижаются. Это наиболее выражено для метасоматитов, возникших в условиях компрессии, где $\Sigma РЗЭ$ почти вдвое меньше по сравнению с *синрудными и дорудными березитами* (фиг. 6б, 6в). Отношение

La_n/Yb_n уменьшается вдвое в породах, образовавшихся в условиях компрессии ($La_n/Yb_n = 6.17$), и слегка увеличивается в породах, возникших в условиях декомпрессии ($La_n/Yb_n = 8.99$). Величина тетрадного эффекта (TE_3) увеличивается до 1.5. В околожильных метасоматитах $K \ll Na$. При околожильном метасоматозе происходит увеличение содержаний бария с 24 до 189 г/т.

Образование околожильных метасоматитов происходит при полном замещении серицита полевым шпатом с постепенным нарастанием доли кварца. При увеличении доли SiO_2 снижаются содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , Na_2O , CaO , CO_2 , F , S , As . Концентрация РЗЭ в этих метасоматитах падает с 75.6 до 4.4 г/т, а по сравнению с протолитами (дорудными березитами) она снижается на два порядка (фиг. 6г). Отношение La_n/Yb_n при увеличении степени окварцевания сначала увеличивается до 18.55, а затем постепенно уменьшается до значений, установленных в околожильных метасоматитах, развитых в участках с минимальным количеством кварцевых прожилков. Величина тетрадного эффекта (TE_3) постепенно падает до уровня значимости. Отношение La_n/Sm_n минимально в интенсивно окварцованном алевролите. Величина отношения Eu/Eu^* в жильном кварце равна 1.25 (образец 3–12а), что позволяет предположить его кристаллизацию из относи-

Таблица 2. Характеристика образцов гидротермально-измененных пород изученных разрезов Наталкинского месторождения

Интервал, м	Характеристика	№ образца
	<i>Рудная зона “Участковая”, квершлаг 8, восстающий 107, орт 1, блок 106, южная стенка, с востока на запад</i>	
0	Рассланцованные сульфидизированные алевролиты с тонкими кварцевыми прожилками	106-1
0–2	Массивные сульфидизированные алевролиты с кварцевыми прожилками. Наряду с мелкозернистым пиритом наблюдаются крупные до 2–4 мм метакристаллы пирита	106-2
1.5	Наклонный контакт сульфидизированных алевролитов и дайки среднего состава (0.5–2 м). Сульфидизированность измененной дайки на порядок ниже, чем вмещающих алевролитов	106-3
2.5	Породы дайки, обогащенные сульфидами за счет появления кварц-карбонатных прожилков и околожильной арсенопиритизации	106-4
3–4	Дайка пересекается наклонной зоной смятия с глиной трения черного цвета. Вблизи зоны смятия дайка рассланцована и сульфидизирована	106-5
4.5–5	Сульфидизированные алевролиты с многочисленными зеркалами скольжения и кварцевыми прожилками (1–2 мм) в зоне смятия	106-5a 106-6
5–6	Перемятые сульфидизированные алевролиты с зеркалами скольжения, по которым развивается хлорит	106-7
6–7	Аналогичные породы, но с большим количеством кварца	106-8
8	Перемятые сульфидизированные алевролиты	106-9
	Будинированный блок измененной дайки	106-9a
	Западный контакт зоны “Участковая”	106-10
9	Алевролиты с зеркалами скольжения (с хлоритом) и почти без сульфидов	106-11
9.5	Массивные алевролиты с редкими прожилками	106-12
11	Аналогичные породы	106-13
	<i>Рудная зона 3, квершлаг 19, орт 1, северная стенка. Разрез с запада на восток</i>	
0.5	Сульфидизированные диамиктиты с кварц-арсенопиритовыми прожилками	3-1
0.1–1	Наклонная кварцевая жилка с брекчиевой текстурой	3-4
0.8	В лежачем контакте – сульфидизированные диамиктиты с кварц-арсенопиритовыми прожилками	3-2
1	В висячем контакте интенсивность прожилкования и сульфидизации возрастает	3-3
1	Кварцевая жила	3-5
1.5	Сульфидизированные и раздробленные диамиктиты в западном контакте кварцевой жилы – зоны слившихся кварцевых прожилков	3-6
2	Аналогичные породы	3-7
2.5	Диамиктиты с интенсивной прожилковой кварц-арсенопиритовой минерализацией, но обедненные вкрапленным арсенопиритом	3-8
3.5	Пологая зона метасоматического серого кварца с арсенопиритом	3-9
4	Зона пониженной интенсивности прожилковой минерализации (1–2 прожилков на см) и мощности жил	3-10
4.5	Окварцованные и сульфидизированные диамиктиты в лежачем контакте кварц-арсенопиритовой жилы, падающей на восток и имеющей сложное строение	3-11
4.5–5	Существенно кварцевая часть жилы в лежачем зальбанде, вдоль зеркала скольжения; переход от кварца с брекчиевой текстурой к серому метасоматическому	3-12a
4.5–5	Зона сетчатого прожилкования, ограниченная тектоническим контактом	3-12b
5	Плотные диамиктиты, почти не содержащие прожилков и слабо сульфидизированные в висячем контакте жилы	3-13
6	Аналогичные породы	3-14



Фиг. 6. Поведение редкоземельных элементов при гидротермальном изменении вмещающих пород Наталкинского месторождения.

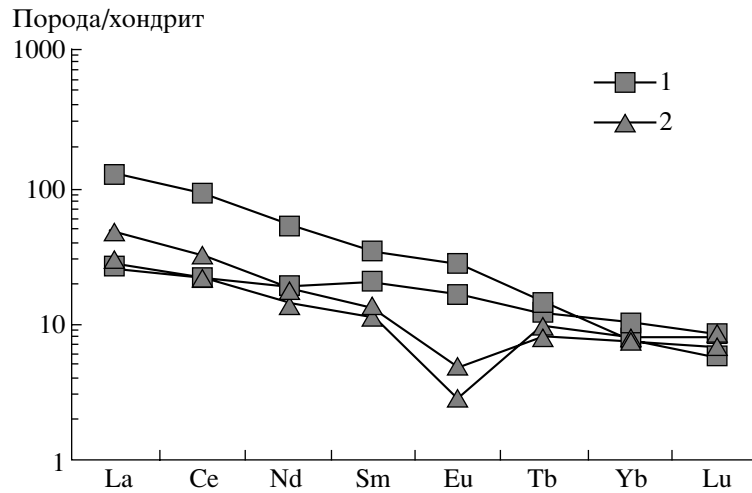
а – при синрудной березитизации; б, в – при околожильном метасоматозе; г – при формировании жильной минерализации.

106-2, 106-13 и т.д. – номера проб.

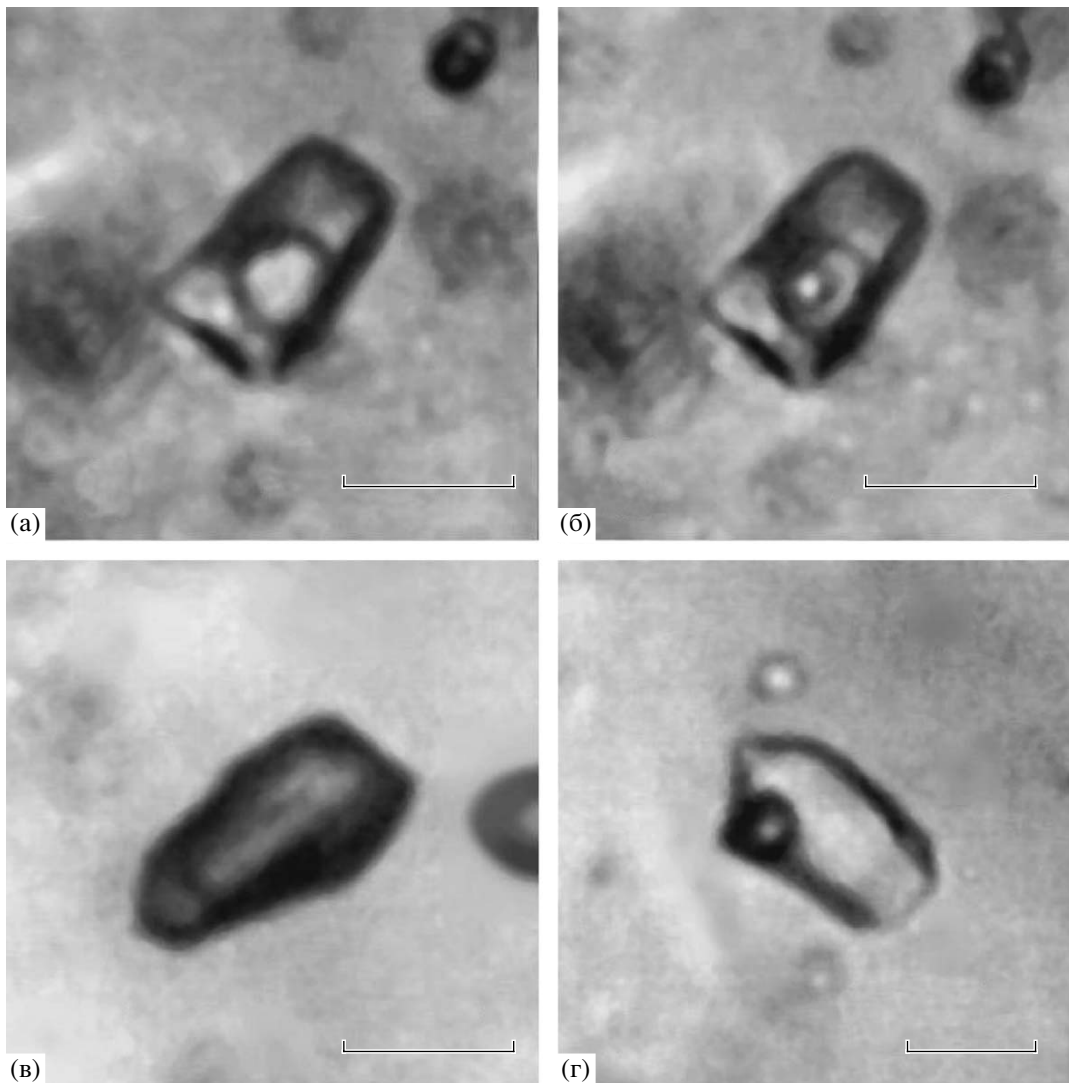
тельно восстановленного ($\text{Eu}^{3+} \ll \text{Eu}^{2+}$, низкие отношения $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$) минералообразующего флюида. Отношения литофильных элементов в жильном кварце следующие: $\text{K}/\text{Rb} = 440$, $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.03$, $\text{K}/\text{Ba} = 9.95$, $\text{Ba}/\text{Rb} = 44.2$.

Распределение редкоземельных элементов в магматических породах Наталкинского месторождения представлено на фиг. 7. Уровень концентраций РЗЭ в габбро-диоритах (53 г/т) и кварцевых порфирах (47–67 г/т) сопоставим, за исключением образца габбро-диорита с ксенолитами кварца

(183 г/т) (табл. 5). Все породы обогащены легкими лантаноидами. Величина отношения La_n/Yb_n в кварцевых порфирах изменяется от 3.58 до 6.53. В габбро-диорите отношение La_n/Yb_n равно 2.54, а в образце габбро-диорита с ксенолитами кварца – выше на порядок (16.5). На картинах распределения габбро-диоритов аномалии европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.99\text{--}1.04$) и церия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.91\text{--}0.99$) не выражены. Картины распределения кварцевых порфиров характеризуются наличием умеренной отрицательной аномалией европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* =$



Фиг. 7. Распределение РЗЭ в магматических породах Наталкинского месторождения. 1 – габбро-диориты; 2 – кварцевые порфиры.



Фиг. 8. Типы флюидных включений в кварце Наталкинского месторождения. а, б – углекислотно-водные включения (тип I): а – +24°C, б – +15°C; в – существенно газовое включение (тип II), +24°C; г – газо-жидкое включение (тип III), +24°C. Масштаб 10 мкм.

Таблица 3. Химический состав гидротермально-измененных пород Наталкинского месторождения, мас. %

№ образца	Содержание														Сумма		
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	F		S	As
106-1	63.28	0.73	15.58	2.15	1.70	0.04	1.29	1.34	5.51	2.39	1.38	0.13	2.42	0.09	0.63	0.72	99.38
106-2	57.35	1.05	18.46	3.73	0.86	0.04	1.23	1.43	3.13	4.98	2.17	0.13	1.18	0.34	1.85	1.28	99.21
106-3	41.59	0.89	11.57	1.26	5.45	0.15	7.58	8.39	0.80	3.49	3.10	0.12	14.53	0.21	0.08	0.04	99.25
106-4	44.36	0.85	11.97	1.69	4.86	0.11	7.15	6.97	0.83	3.34	3.54	0.13	13.18	0.24	0.32	0.48	100.02
106-5	60.83	0.14	6.70	1.99	1.84	0.15	2.89	8.96	2.87	0.06	1.10	0.13	10.25	0.09	0.82	1.35	100.17
106-6	60.48	0.70	14.25	2.96	2.30	0.08	2.37	2.35	3.68	2.73	2.52	0.13	4.47	0.11	0.49	0.54	100.16
106-7	67.42	0.49	10.59	3.68	0.71	0.08	1.44	1.52	5.43	1.23	0.76	0.13	2.69	0.05	1.22	2.11	99.55
106-8	59.95	0.78	12.43	4.68	2.12	0.05	3.60	2.79	0.91	2.44	2.04	0.13	4.08	0.09	1.93	1.19	99.21
106-9	61.34	0.56	13.89	2.93	1.44	0.05	2.61	2.54	2.59	2.61	3.43	0.13	3.67	0.17	0.75	1.27	99.98
106-9а	51.80	1.00	15.07	2.90	3.17	0.06	5.14	4.60	1.17	3.56	4.57	0.13	6.58	0.27	0.15	0.15	100.32
106-10	52.77	0.58	13.58	5.01	2.88	0.06	4.88	3.81	0.24	3.07	4.98	0.13	5.88	0.18	0.81	0.87	99.73
106-11	62.00	0.69	15.51	2.82	0.70	0.04	2.42	2.41	2.83	3.76	2.89	0.14	3.38	0.15	0.00	0.02	99.76
106-12	59.57	0.64	14.43	3.93	1.00	0.02	2.95	1.83	3.20	4.25	2.26	0.10	5.27	0.12	0.02	0.00	99.59
106-13	62.67	0.60	14.43	3.47	1.13	0.04	2.61	1.92	2.78	3.75	2.00	0.12	4.35	0.10	0.00	0.00	99.97
<i>Рудная зона 3</i>																	
3-1	63.64	0.72	13.08	3.88	0.98	0.06	1.78	1.37	5.48	3.80	0.75	0.13	2.69	0.17	0.53	0.75	99.81
3-2	79.08	0.26	6.95	2.13	0.56	0.04	0.92	1.25	3.54	0.54	0.34	0.13	1.87	0.04	0.70	1.18	99.53
3-3	71.33	0.44	8.86	3.02	0.42	0.08	1.42	1.92	5.24	0.26	0.67	0.13	3.22	0.02	0.94	1.65	99.62
3-5	75.01	0.27	7.53	2.72	0.57	0.06	1.15	1.67	4.41	0.13	0.38	0.13	2.68	0.02	0.85	1.49	99.07
3-6	73.82	0.34	8.49	2.97	0.57	0.06	1.24	1.49	5.02	0.23	0.44	0.13	2.41	0.01	0.94	1.68	99.84
3-7	73.02	0.39	9.06	1.80	1.00	0.08	1.20	1.61	5.06	0.82	1.03	0.13	2.96	0.02	0.62	0.91	99.71
3-8	63.20	0.69	12.61	3.32	1.70	0.06	1.61	1.31	5.07	3.93	0.73	0.13	2.96	0.15	0.83	1.51	99.81
3-9	63.54	0.63	11.73	2.84	1.29	0.08	1.64	2.28	5.27	3.47	0.04	0.13	4.05	0.05	0.89	1.62	99.55
3-10	62.79	0.85	14.40	1.90	3.39	0.08	1.95	1.49	5.18	3.86	1.07	0.13	2.27	0.12	0.09	0.08	99.65
3-11	62.07	0.75	13.91	2.78	2.41	0.04	2.44	2.23	3.38	2.53	2.42	0.13	3.26	0.10	0.51	0.69	99.65
3-12а	95.44	0.00	1.14	0.05	0.86	0.01	0.13	0.12	0.45	0.07	0.31	0.13	0.08	0.00	0.19	0.27	99.25
3-12б	78.88	0.24	6.88	1.50	1.12	0.06	0.89	1.28	3.58	0.58	0.30	0.13	2.14	0.02	0.72	1.28	99.60
3-13	63.40	0.96	14.81	3.67	1.55	0.10	2.22	1.37	4.71	3.40	1.30	0.13	1.89	0.07	0.05	0.01	99.64
3-14	64.12	0.97	14.99	3.52	1.57	0.10	1.61	1.90	3.98	2.98	2.15	0.13	1.37	0.07	0.05	0.00	99.51

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГАБМ СО РАН.

Таблица 4. Распределение РЗЭ (г/т) в метасоматитах Наталкинского месторождения

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	106-1	106-2	106-13	3-3	3-8	3-12a	3-12b	3-14
La	13.6	29.3	32.7	16.2	15.7	0.8	7.2	22.3
Ce	30.8	61.5	65.9	31.2	34.7	1.7	15.2	45
Pr	4.44	8.13	7.72	3.86	4.64	0.24	2	5.66
Nd	19.7	32.8	28.7	15.7	19.6	0.9	8.5	22.2
Sm	4.35	5.95	4.95	3.18	4.24	0.22	1.92	5
Eu	0.92	1.25	0.93	0.77	1.11	0.05	0.41	1.33
Gd	3.01	3.32	3.46	2.08	3.36	0.17	1.25	4.49
Tb	0.34	0.3	0.4	0.21	0.42	0.005	0.13	0.65
Dy	1.74	1.64	2.19	0.91	3.31	0.12	0.63	4.11
Ho	0.36	0.34	0.43	0.18	0.42	0.02	0.12	0.88
Er	1.1	1.12	1.5	0.52	1.27	0.06	0.37	2.6
Tm	0.2	0.22	0.22	0.08	0.18	0.01	0.06	0.37
Yb	1.49	1.73	1.8	0.59	1.18	0.06	0.42	2.41
Lu	0.25	0.3	0.32	0.11	0.2	0.01	0.07	0.36
Сумма	82.3	147.9	151.2	75.6	90.3	4.4	38.3	117.4
Eu _n /Eu _n *	0.87	0.96	0.79	1	0.96	1.25	0.91	0.91
Ce _n /Ce _n *	1.04	1.04	1.03	0.96	1.05	1	1	0.99
La _n /Yb _n	6.17	11.44	12.28	18.55	8.99	9.01	11.58	6.25
La _n /Sm _n	1.97	3.1	4.16	3.21	2.33	2.29	2.36	2.81
Gd _n /Yb _n	1.64	1.56	1.56	2.86	2.31	2.3	2.41	1.51

Примечание. 1–3 – метасоматиты, сформированные в условиях декомпрессии; 4–8 – метасоматиты, сформированные в условиях компрессии. 106-1 и т.д. – номера образцов.

= 0.37–0.52) и отсутствием значительной аномалии церия ($Ce/Ce^* = 0.88–0.97$).

Таким образом, результаты изучения распределения РЗЭ в различных гидротермальных образованиях Наталкинского золоторудного месторождения указывают на то, что метасоматиты формируются при участии относительно окисленного флюида, обогащенного легкими лантаноидами. Увеличение степени окварцевания, происходящее при увеличении степени преобразования пород, приводит к снижению в них концентраций РЗЭ. Вызвано это тем, что такие минералы, как полевые шпаты и карбонаты, в которых преимущественно концентрируются РЗЭ, замещаются. Снижение содержания Eu^{3+} указывает на то, что минералообразующий флюид восстанавливался при взаимодействии с вмещающими породами и формирование кварцевых жил происходит из восстановленного флюида.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Нами исследовано 25 проб жильного кварца, отобранных на горизонтах 550–600–650 юго-во-

сточного фланга месторождения в пределах рудных зон 3/62, 33, 61, 64 и Участковая с апофизами. Часть этих проб характеризует рудные столбы. Большая часть изученных пластин содержит очень мелкие включения (меньше 5 мкм), неподступные для изучения оптическими методами. Поэтому информацию удалось получить только по восьми пробам (табл. 6).

Характеристика флюидных включений

Среди флюидных включений в соответствии с известными критериями (Реддер, 1987) нами выделены первичные и вторичные включения. К первым отнесены флюидные включения, которые равномерно распределены в объеме минерала-хозяина, а ко вторым – те, что приурочены к изогнутым секущим кварц трещинам. По фазовому составу при комнатной температуре первичные включения подразделены на два типа (фиг. 8):

К типу I отнесены углекислотно-водные флюидные включения. Среди них установлены двухфазовые, в которых при комнатной температуре присутствует жидкая вода и газовая фаза – пре-

имущественно жидкая CO_2 , и трехфазовые, содержащие жидкую воду, а также жидкую и газообразную CO_2 .

Тип II – это газовые однофазовые флюидные включения, заполненные плотной углекислотой, которая при комнатной температуре находится в жидком состоянии.

Оба типа первичных флюидных включений приурочены к одним и тем же зонам роста кварца, указывая на то, что они захвачены одновременно. Это свидетельствует о том, что кристаллизация этого минерала происходит в условиях, когда в системе сосуществуют два несмешивающихся флюида, по-видимому, возникшие в результате фазовой сепарации водно-углекислотно-солевого флюида.

Вторичные включения встречаются редко. По фазовому составу они двухфазовые, газо-жидкие и отнесены к типу III.

Методика исследований

Микротермометрическое изучение индивидуальных включений проведено в ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, состоящего из камеры THMSG 600 фирмы “Linkam” (Англия) с длиннофокусным объективом 80× фирмы “Олимпус” (Япония), установленном на микроскопе “Amplival” (Германия), видеокамеры и управляющего компьютера.

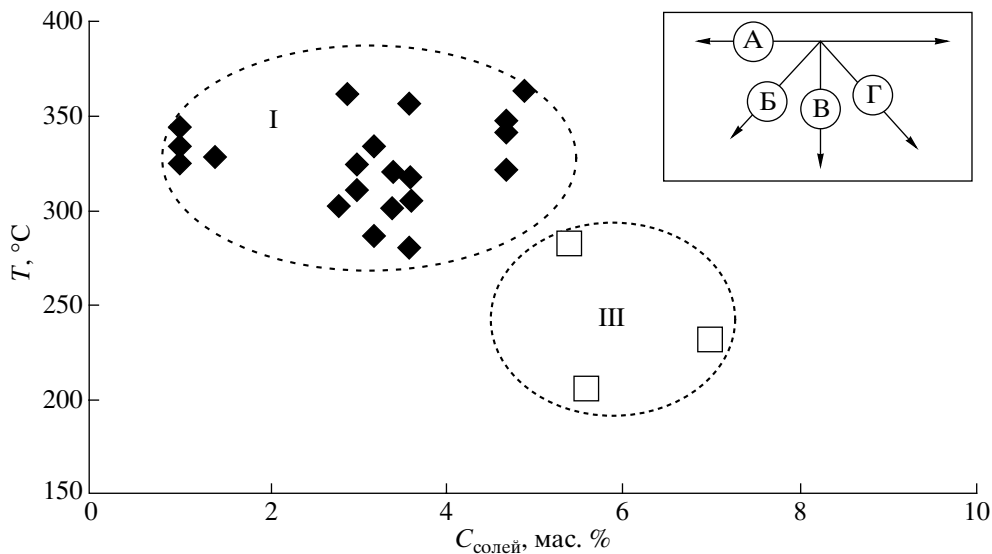
Химический состав флюида, захваченного во включениях минералов, оценивался по результатам измерений фазовых переходов и превращений, происходивших при нагревании и охлаждении препаратов. Точность измерений температуры составляет $\pm 0.2^\circ\text{C}$ в интервале температур от -20 до $+20^\circ\text{C}$ и понижается с удалением от комнатной температуры. Состав солей, преобладающих в водных растворах флюидных включений, оценивался по результатам измерения температур плавления эвтектики ($T_{\text{эвт}}$) (Борисенко, 1977). Суммарная концентрация солей во флюидных включениях типа III оценивалась по температурам плавления льда на основе экспериментальных данных для системы $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ (Bodnar, Vityk, 1994). Концентрация солей во включениях с высокими содержаниями углекислоты (типа I) оценивалась по температурам плавления газгидратов (Collins, 1979; Darling, 1991), поскольку большая часть значений температур плавления газгидратов находилась ниже величины $+10^\circ\text{C}$. Давление определялось для гетерогенных флюидов по пересечению изохоры и изотермы (Калужный, 1982). Оценки концентраций солей, плотностей и давлений флюида проводились с использованием программы “FLINCOR” (Brown, 1989).

В тех случаях, когда флюидные включения были захвачены в условиях фазовой сепарации флюида, т.е. на линии двухфазового равновесия,

Таблица 5. Состав магматических пород Наталкинского рудного поля

Компоненты	1	2	3	4
	1502-Б-01	1503-Б-01	1504-Б-01	1419-Б-00
Мас. %				
Na_2O	1.62	2.5	0.16	3.33
MgO	10.31	9.58	0.23	0.23
Al_2O_3	12.51	10.97	17.71	14.25
SiO_2	43.88	46.35	78.66	75.72
K_2O	1.02	0.95	3.3	3.3
CaO	9.5	7.4	0.19	0.72
TiO_2	1.49	1.92	0.04	0.05
MnO	0.135	0.144	0.024	0.034
Fe_2O_3	10.83	10.11	1.14	1.4
P_2O_5	0.105	0.823	0.037	0.045
S	0.15	0.31	0.18	0.02
Сумма	91.55	91.06	101.67	99.1
Г/т				
Cr	703	342	10	61
Sc	43	27	2	0
V	342	209	8	2
Co	36	33	6	7
Ni	192	236	7	4
Rb	33	40	109	82
Sr	305	979	21	113
Y	24	21	25	16
Zr	71	223	44	56
Nb	2	37	14	9
Ba	334	7129	638	938
La	9.6	44.8	10.2	17.4
Ce	20.8	87.6	20.7	30.5
Nd	13.2	37.3	10.3	13.1
Sm	4.58	7.97	2.6	3.11
Eu	1.44	2.33	0.25	0.41
Tb	0.7	0.79	0.55	0.47
Yb	2.5	1.8	1.9	1.8
Lu	0.31	0.21	0.3	0.25
Сумма РЗЭ	53.15	182.85	46.88	66.96
Eu/Eu*	0.99	1.04	0.37	0.52
Ce/Ce*	0.91	0.99	0.97	0.88
La_n/Yb_n	2.54	16.5	3.58	6.53
La_n/Sm_n	1.31	3.54	2.48	3.52
K/Rb	251	334	248	198
K/Ba	43	29	27	1
Ba/Rb	5.85	11.44	9.19	178.23
Rb/Sr	0.19	0.73	0.22	0.04

Примечание. 1 – габбро-диорит; 2 – габбро-диорит с ксенолитами кварца; 3–4 – кварцевый порфир. 1502-Б-01 и т.д. – номера образцов.



Фиг. 9. Диаграмма температура – концентрация для флюидов Наталкинского месторождения.

I, III – типы флюидных включений. На врезке показаны типичные тренды в координатах $T_{\text{гом}}$ – соленость: А – несмешивающиеся флюиды, Б – смешение флюидов, В – остывание, Г – кипение с остыванием (Kreuzer, 2005).

для оценки истинных температур минералообразования не требовалось измеренные значения температур гомогенизации корректировать на давление (Реддер, 1987). Поэтому температуры гомогенизации первичных включений рассматривались как температуры, при которых происходила кристаллизация кварца руд.

Результаты микротермометрических исследований

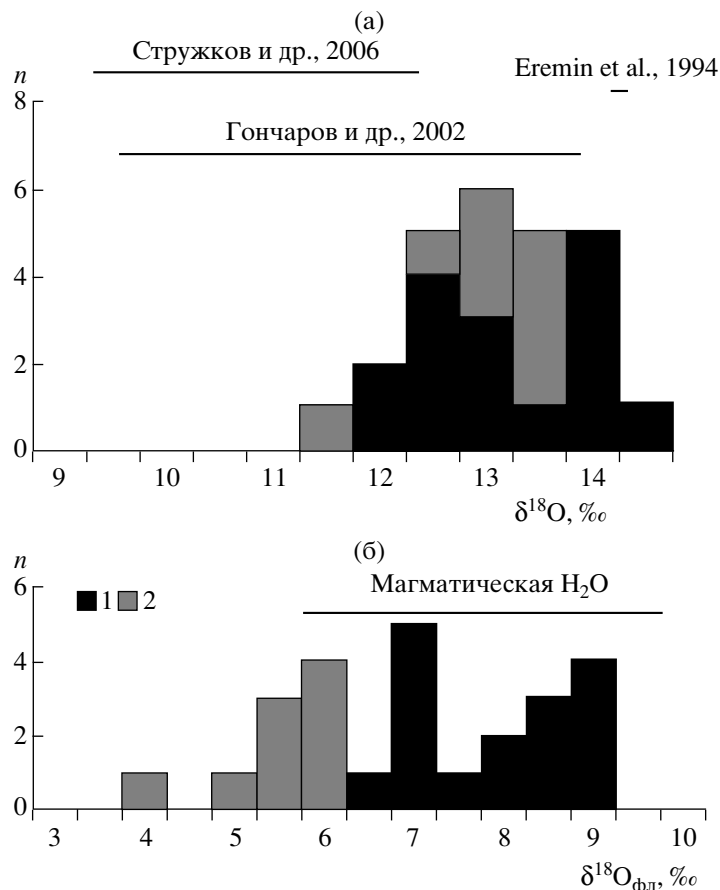
По данным изучения 167 индивидуальных флюидных включений (табл. 6; фиг. 9) температуры гомогенизации включений типа I изменяются от 363 до 280°C. Концентрация солей в растворе флюидных включений этого типа оценены по температуре плавления газгидратов углекислоты в интервале от 1.0 до 4.9 мас. %-экв. NaCl. Концентрации углекислоты в рудообразующем флюиде были достаточно высокими и варьировали в диапазоне от 8.8 до 2.1 моль/кг р-ра (плотность флюидов от 1.02 до 0.87 г/см³). Судя по величине температур эвтектики (от –38 до –21°C), в рудообразующих флюидах среди солей преобладали хлориды натрия и магния. Следует отметить обнаруженную слабую тенденцию роста концентрации флюидов с падением температуры их гомогенизации.

Углекислота во включениях типа II гомогенизируется в жидкую фазу при температурах от –5.3 до +27.7°C. Плавление углекислоты происходит в интервале температур от –57.9 до –59.9°C, т.е. заметно ниже температуры плавления чистой углекислоты (–56.6°C). Плотность газовой фазы достаточно велика и изменяется от 0.67 до 0.92 г/см³.

Давление флюида, оцененное для ассоциаций флюидных включений типов I и II, захватывавшихся в периоды гетерогенизации флюида, изменяется от 2430 до 1120 бар при изменении температур от 363 до 287°C (табл. 6).

Флюидные включения типа III гомогенизировались в жидкость в диапазоне температур от 205 до 283°C (фиг. 9). Температуры эвтектики изменялись от –25 до –34°C, что свидетельствует о преобладании в составе водно-солевого флюида хлоридов натрия и магния. Концентрация солей, оцененная по температурам плавления льда, изменяется от 5.4 до 7.0 мас. %-экв. NaCl. Плотность этих флюидов составляет от 0.80 до 0.91 г/см³. Поскольку вторичные флюидные включения и сульфидно-сульфосольные агрегаты приурочены к извилистым трещинкам в кварце, то, возможно, минералы сульфидно-сульфосольной ассоциации отлагались из флюида, захваченного этими включениями.

В ранее опубликованных результатах изучения флюидных включений в кварце Наталкинского месторождения (Гончаров и др., 2002) приведен более широкий интервал температур гомогенизации флюидных включений (410–80°C), выявлены углекислотно-водные и существенно углекислотные включения и оценено давление в 1100–450 бар. Изучение водных вытяжек показало низкую концентрацию солей во флюиде (30–21 г/л). Газовая хроматография валовых проб выявила углекислоту, окись углерода, водород, азот, метан и др. Стружков и др. (2006) установили, что во флюидных включениях законсервированы бикарбонатно-водные, существенно газовые углекис-



Фиг. 10. Изотопный состав кислорода кварца и рудообразующего флюида Наталкинского месторождения. 1, 2 – ассоциации: 1 – кварц-шеелит-пирит-арсенопиритовая, 2 – сульфидно-сульфосольная.

лотные и водно-солевые включения. Флюидные включения, захваченные ранним допродуктивным кварцем и содержащие плотную углекислоту, гомогенизировались при 385–300°C. Давление флюида оценено в 500–800 бар. Продуктивные золотоносные ассоциации отлагались при 250–300°C и давлении 300–500 бар из бикарбонатно-водных флюидов, соленость которых составила 4–9 мас. %-экв. NaCl. Температуры гомогенизации водно-солевых флюидных включений изменялись от 130 до 225°C, а соленость законсервированных в них водно-солевых флюидов – от 5 до 8 мас. %-экв. NaCl. В цитируемых работах не приведены характеристика использованной аппаратуры и способы расчета солености и давления, поэтому причины расхождений в оцененных параметрах, особенно флюидного давления, не ясны. Возможно, авторами были использованы устаревшие данные по плотностным свойствам углекислоты.

Таким образом, несмотря на некоторые различия в полученных величинах, всеми исследователями выявлено, что флюидными включениями при кристаллизации захвачены контрастные по составу флюиды с низкой до умеренной соленостью.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА

Изотопный состав кислорода в кварце. Величины $\delta^{18}\text{O}$ определены для жильного кварца кварц-шеелит-пирит-арсенопиритовой (16 анализов) и сульфидно-сульфосольной (9 анализов) ассоциации кварц-сульфидной стадии из рудных зон юго-восточного фланга глубоких горизонтов месторождения (табл. 7). Измерения проводились масс-спектрометрическим методом (IRMS) на приборе “DELTA^{plus}” (Finnigan) в ИГЕМ РАН (аналитик – А.А. Авдеенко). В качестве стандарта использовался силикатный стандарт NBS-28. Соотношение изотопов кислорода измерялось в газе CO_2 , выделяемого при взаимодействии кварца с BrF_5 при 600°C, а затем с нагретым графитовым стержнем. Полученные результаты представлены в виде значений $\delta(\text{‰})$, которые приводятся относительно стандартной средней океанической воды (SMOW). Погрешность определения величин δ составила $\pm 0.05\text{‰}$.

Величины $\delta^{18}\text{O}$ кварца кварц-шеелит-пирит-арсенопиритовой и сульфидно-сульфосольной ассоциации практически неразличимы и изменяются соответственно от +11.6 до +14.1‰ и от +11.2

Таблица 6. Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце рудных жил Наталкинского золоторудного месторождения

№ пробы	Минерал	Тип включения**	n	T _{гом} , °C	T _{эвт} , °C	T _{пл льда} , °C	T _{пл CO₂} , °C	T _{гом CO₂} , °C	T _{пл газлирата} , °C	C _{голит} мас. %-экв. NaCl	C _{CO₂} моль/кг p-pa	D, г/см ³	P, бар
25-04	Кварц	I	4	361–321	-35...-21	-1.7...-1.5	-59.2	Не опр.	7.6	2.9–4.7	–	0.59–0.68	–
	»	III	9	283–233	-31...-25	-3.3...-4.4	–	–	–	5.4–7.0	–	0.80–0.89	–
29-2	Кварц*	I	18	334–280	-34...-32	-5.7...-4.4	-58.5...-59.0	25.0 Ж...23.8 Г	8.4–8.2	3.2–3.6	6.6–2.1	0.96–0.89	1750–1250
	»	II	18	–	–	–	-58.4...-58.7	17.5...22.7 Ж	–	–	–	0.79–0.74	–
	Кварц	III	3	205	-34	-3.4	–	–	4.1	5.6	–	0.91	–
33-04	Кварц*	I	8	301	-34	-4.9	-59.6	25.2 Ж	8.3	3.4	4.2	0.93	1370
	»	II	2	–	–	–	-59.7	21.6 Ж	–	–	–	0.76	–
7-1	»	I	20	343–320	-35...-31	-4.4...-3.6	-59.9...-59.3	-5.3...24.4 Ж	9.5–8.3	1.0–3.4	8.4–5.9	1.02–0.88	2430–1240
	»	II	13	–	–	–	-59.6...-59.9	3.6...26.1 Ж	–	–	–	0.91–0.69	–
16-1	Кварц*	I	7	363–356	-30...-31	-9.0...-4.1	-58.4...-58.7	17.4...11.7 Ж	7.5–8.2	3.6–4.9	6.8	1.01	2260–1930
	»	II	8	–	–	–	-58.8...-58.6	11.6...16.4 Ж	–	–	–	0.85–0.81	–
7-04-2	»	I	8	324–311	-38	-4.9	-59.0	26.4 Ж	8.5	3.0	3.7	0.87	1600–1120
	»	II	14	–	–	–	-58.9...-59.2	19.4...27.4 Ж	–	–	–	0.78–0.67	–
35-2	»	I	13	332–302	-35...-29	-4.9...-4.6	-59.1...-58.4	19.6 Ж	10.3–8.6	1.0–2.8	8.1–5.4	0.97–0.80	2430–1610
	»	II	6	–	–	–	-57.9...-59.9	1.8...16.3 Ж	–	–	–	0.92–0.81	–
111-04	»	I	7	348–341	-34	-4.2	-58.2	24.9 Ж	7.6	4.7	6.4	0.93	1780–1600
	»	II	13	–	–	–	-59.5...-59.0	18.5...21.3 Ж	–	–	–	0.79–0.76	–

Примечание. * – гетерогенный флюид. ** – тип включений: I – углекисотно-водные, II – газовые, III – двухфазовые газо-жидкие. n – количество изученных включений. D – плотность флюида. Ж – гомогенизация фазы плотной углекислоты в жидкость, Г – в газ.

Таблица 7. Характеристика исследованных образцов кварца Наталкинского месторождения

№ образца	Рудная зона (апофиза)	Горизонт, мм	Мощность жилы, см	Характеристика кварца	Рудная минерализация
1-ГЛ-03	Участковая (2)	550	5-6	Массивный, светло-серого цвета	Au (до 0.8 мм), Sph, Asp, Ga
2-ГЛ-03	Участковая (2)	585	6-9	Массивный	Au (до 0.8 мм), Asp, Ga, Py (2-3 об. %)
7-ГЛ-03	64	635	1-2	Массивный, переходящий в друзовый, местами раздроблен	Asp (<1 об. %)
10-ГЛ-03	64	640	До 5	Массивный, светло-серый	Py, Asp
12-ГЛ-03	61	600	До 8	»	Py, Asp
14-ГЛ-03	61	613	5-6	Друзовый, светло-серый до прозрачного	Au (до 1.5 мм), Sph, Asp, Ga, Chp
17-ГЛ-03	64 (2)	617	1-1.5	Друзовый, светло-серый до прозрачного, местами переходящий в массивный, реже в сливной	Py, Asp
22-ГЛ-03	64 (3)	615	5-6	Друзовый, светло-серый, до прозрачного	Единичные Asp, Ga, Sph
25-ГЛ-02		650	2-2.5	Массивный, светло-серого цвета	Py, Asp
29-ГЛ-03	3-62 (1)	600	9-12	Массивный, местами переходящий в друзовый, светло-серый	Asp, Ga, Sph (<1 об. %)
30-ГЛ-03	3-62 (1)	585	15-20	Массивный, переходящий в друзовый, светло-серый до серого	Au (до 0.3 мм), Asp, Ga, Sph, Py (2-3 об. %)
31-ГЛ-03	64	650	1-2	Светло-серый, массивный, местами переходящий в друзовый	Asp (<1 об. %)
34-ГЛ-03	64 (3)	613	До 0.5	Массивный, переходящий в друзовый, светло-серый до серого и прозрачного	Единичные Asp, Ga, Sph
39-ГЛ-03	64	640	1.5-2	Друзовидный	Py, Asp, Au (до 1.2 мм, комковатое, вытянутое, в эндоконтакте жилы)
3-ГР-99	Участковая (2)	600	До 20	Зоны: молочно-белый мелкокристаллический – серый до темно-серого метасоматический (5-15 см) – сетчатое микропрожилкование. Микропустоты с горным хрусталем	Asp, Ga, Sph, Au (до 1 мм, светло-желтое)
8-ГР-99	64 (2)	600	До 5	Зона сетчатого прожилкования, сливной, молочно-белый, друзовидный	Asp, Py, Sph (един.), Au (мелее 0.2 мм, редкие выдел. в друзовидном кварце)
9-ГР-99	3-62	600	20-30, 1-5-псевдопржилки	Переходы от темно-серого к светло-серому, молочно-белому, сливному	Asp (до 10 об. %), Py, шеелит (2-3 до 10 мм), Au (мелее 0.5 мм, редкие выделения вдоль границы светло-серого и молочно-белого кварца)
11-ГР-99	64	650	До 10	Молочно-белый, кристаллически зернистый	Редкая вкрапленность Au и Ga (зальбанды), единичный Chp в центральной части
13-ГР-99	3-62	650	До 10	Массивный, светло-серый до белого	Py, Asp, скородит
НТ-13-01	3-62 с апофизами	575	До 5	Массивный, светло-серый	Py, Asp
НТ-14-01	3-62 с апофизами	575	10-15	Массивный, местами переходящий в друзовый	Asp (до 2 мм) (<1 об. %)
НТ-17-01	Участковая	600	1.5-2	Массивный, от светло-серого до темно-серого	Единичный Asp
НТ-22-01	64	600	До 0.5	Зона прожилкования, мелкокристаллический, местами переходящий в друзовидный	Asp

Примечание. Asp – арсениопирит, Py – пирит, Sph – сфалерит, Ga – галенит, Chp – халькопирит, Au – самородное золото.

Таблица 8. Изотопный состав кислорода кварца и сосуществующего флюида Наталкинского месторождения

№ образца	Рудная зона (апофиза)	Горизонт, м	$\delta^{18}\text{O}_{\text{кварца}}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{флюида}}, \text{‰}$
<i>Кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация</i>				
9-ГР-99	3-62	600	+13.7	+8.4
13-ГР-99	3-62	650	+11.9	+6.6
НТ-13-01	3-62	575	+12.0	+6.7
НТ-14-01	3-62	575	+13.6	+8.3
НТ-17-01	Участковая	600	+12.2	+6.9
НТ-21-01			+13.9	+8.6
НТ-22-01	64	600	+11.6	+6.3
НТ-23-01			+12.1	+6.8
7-ГЛ-03	64	635	+14.1	+8.8
10-ГЛ-03	64	640	+12.6	+7.3
12-ГЛ-03	61	600	+14.0	+8.7
17-ГЛ-03	64 (2)	617	+13.5	+8.2
22-ГЛ-03	64 (3)	615	+14.0	+8.6
25-ГЛ-03		650	+12.3	+7.0
31-ГЛ-03	64	650	+12.9	+7.5
39-ГЛ-03	64	640	+12.9	+7.6
<i>Кварц-сульфидно-сульфосольная ассоциация</i>				
3-ГР-99	Участковая (2)	600	+12.9	+5.3
8-ГР-99	64 (2)	600	+12.7	+5.1
11-ГР-99	64	650	+11.2	+3.6
1-ГЛ-03	Участковая (2)	550	+13.3	+5.7
2-ГЛ-03	Участковая (2)	585	+13.5	+5.9
14-ГЛ-03	61	613	+13.4	+5.8
29-ГЛ-03	3-62 (1)	600	+12.7	+5.1
30-ГЛ-03	3-62 (1)	585	+12.2	+4.6
34-ГЛ-03	64 (3)	613	+13.3	+5.7

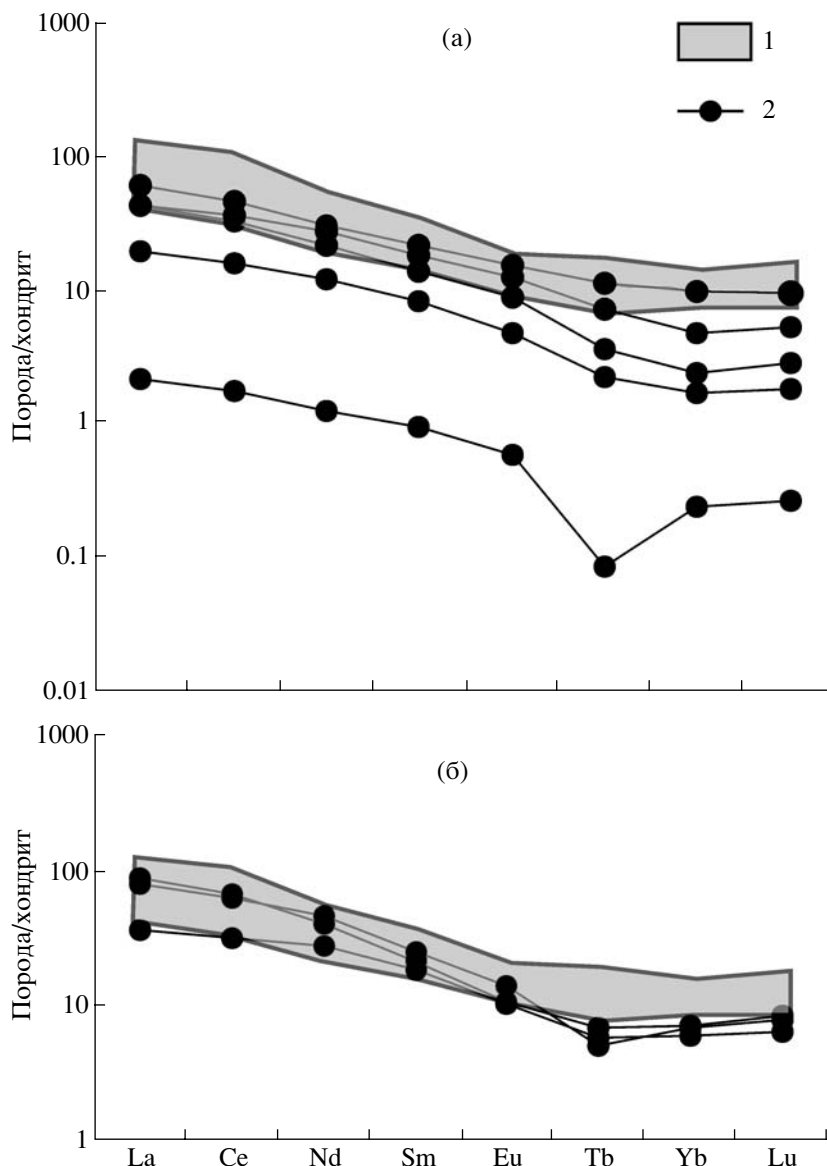
до +13.5‰ (фиг. 10а; табл. 8). Полученные данные сопоставимы с опубликованными ранее цифрами – +14.0 ± 0.1 (Eremin *et al.*, 1994), +9.3... +13.6‰ (Гончаров и др., 2002) и +9.1...+12.2‰ (Стружков и др., 2006). Эти значения сходны с результатами изучения соотношения изотопов кислорода в кварце других золото-кварцевых месторождений Северо-Востока России (Горячев, 2003), в том числе и Неждановского, и Майского суперкрупных месторождений (Бортников и др., 1998, 2004, 2007). Эти данные также располагаются в области значений $\delta^{18}\text{O}$ кварца из фанерозойских мезотермальных золото-кварцевых месторождений, которые лежат в области от +12 до +18‰ (Бортников, 2006; Kerrich, 1990; Ridley, Diamond, 2000).

Изотопный состав кислорода во флюиде. Расчет изотопного состава кислорода флюида с использованием измеренных величин $\delta^{18}\text{O}$ для кварца и температур гомогенизации флюидных включений в этом минерале по уравнению: $\delta^{18}\text{O}_{\text{кварц}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{вода}} = 3.34(10^6/T^2) - 3.31$ (Matsuhisa *et al.*, 1979), показывает, что изотопный состав кислорода рудообразующего флюида на Наталкинском месторождении мог располагаться между +6.3 и +8.8‰ (350°C) во время кристаллизации ранней ассоциации и между +3.6 и +5.9‰ (280°C) в момент отложения минералов поздней ассоциации (фиг. 10б; табл. 8). В работе (Ворошин и др., 2000) величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ изменяется от +7.1 до +7.3‰ при 300°C. Рассчитанные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ минералообразующего флюида располагаются в области значений, найденных для других крупных и суперкрупных месторождений России (Бортников, 2006; Bortnikov, Prokofiev, 2007), а также для докембрийских (+6...+11‰) и фанерозойских (+7...+13‰) орогенных месторождений мира (Goldfarb *et al.*, 2005).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящей работе распределение редкоземельных элементов в породах, результаты изучения флюидных включений и соотношение стабильных изотопов кислорода в кварце были использованы для выяснения состава минералообразующего флюида, условий формирования и источников гидротермальных флюидов Наталкинского месторождения.

Распределение РЗЭ определяется физико-химическими условиями кристаллизации минералов, кристаллохимическими особенностями последних и составом минералообразующего флюида. Тем не менее можно предположить, что картины распределения РЗЭ в метасоматитах отражают характеристики РЗЭ гидротермального флюида, сосуществующего с ними при их образовании. Для образования метасоматитов принципиальное значение имеют состав исходной породы, состав и рН раствора; температура, давление и другие параметры играют менее определяющую роль (Метасоматизм..., 1998). Очевидно влияние этих параметров и на поведение РЗЭ. В целом при метасоматическом изменении породы обогащаются ЛРЗЭ, что типично для калиевого метасоматоза (Балашов, 1976; Taylor, Fryer, 1982; Сазонов и др., 2006). Преобладание легких лантаноидов над тяжелыми обусловлено большей миграционной способностью последних во флюиде. Во флюиде, содержащем К, Na, Fe, Al, выносимых из пород при кислотном метасоматозе, по-видимому, увеличивается растворимость РЗЭ за счет образования комплексных соединений лантаноидов. Степень концентрирования

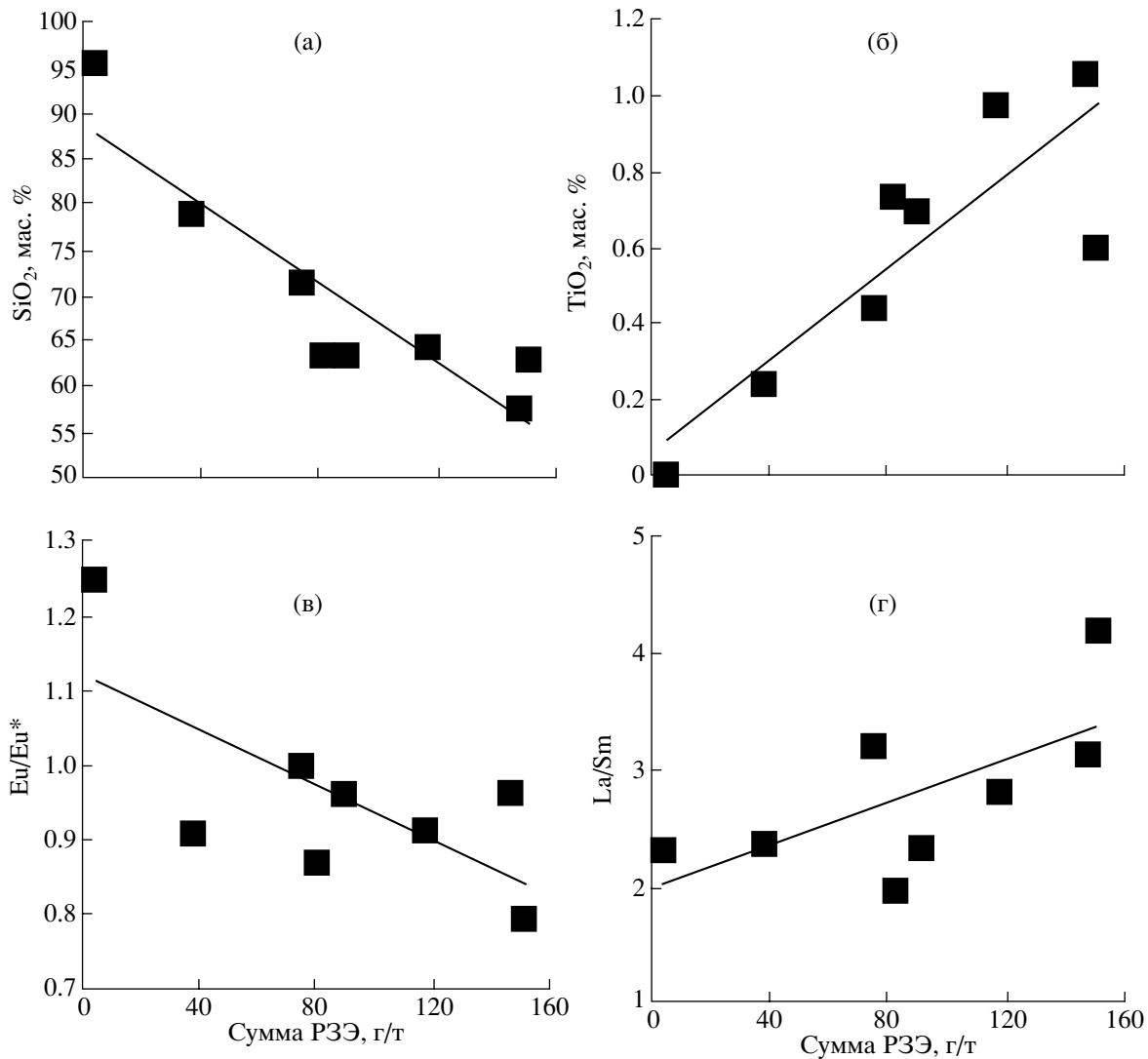


Фиг. 11. Сопоставление распределения РЗЭ в осадочных породах и метасоматитах, сформированных в условиях декомпрессии (а) и компрессии (б). Наталкинское месторождение.
1 – алевролиты; 2 – метасоматиты.

РЗЭ в постмагматических процессах определяется не только подвижностью самих РЗЭ, но и относительной растворимостью других, особенно петрогенных компонентов по сравнению с РЗЭ (Балашов, 1976).

На фиг. 11 показано сопоставление спектров РЗЭ в метасоматитах и алевролитах пермского возраста Наталкинского рудного поля (Тюкова и др., 2007). В метасоматитах, образовавшихся в условиях декомпрессии, наблюдается постепенное уменьшение содержаний и легких, и тяжелых лантаноидов по сравнению с алевролитами. Спектры распределения РЗЭ метасоматитов, образовавшихся в условиях компрессии, однородны

между собой в области тяжелых лантаноидов с незначительным выносом легких РЗЭ. По сравнению с алевролитами метасоматиты обеднены Tb, Yb, Lu. Прогрессивное извлечение всех РЗЭ с увеличением интенсивности изменения породы могли производить магматогенные флюиды (Lottermoser, 1992) или флюиды метеорного происхождения (Taylor, Fryer, 1982). На ранних стадиях высокотемпературные магматогенные флюиды с преобладанием Cl^- , высоким рН и низким отношением вода/порода способствуют в основном растворимости легких лантаноидов. На поздних стадиях с уменьшением температуры и рН раствора и при увеличении отношения вода/порода



Фиг. 12. Графики зависимости суммарных концентраций РЗЭ от содержаний SiO₂ (а) и TiO₂ (б) в метасоматитах и величин отношений Eu/Eu* (в) и La/Sm (г). Наталкинское месторождение.

флюиды с CO₃²⁻, F⁻, Cl⁻, PO₄³⁻ способствуют резко выраженной подвижности всех РЗЭ. При низких рН легкие лантаноиды и Eu²⁺ наиболее растворимы в Cl⁻-растворе, а тяжелые лантаноиды образуют комплексы с CO₃²⁻ и F⁻. Воздействие метеорной воды тоже приводит к выщелачиванию всех лантаноидов с увеличением интенсивности изменения породы. Однако роль окисленных метеорных вод в нашем случае менее значительна, поскольку во всех метасоматитах отсутствует аномалия церия. На значительную роль магматогенного флюида может указывать обратная зависимость суммарных концентраций РЗЭ от величины европиевой аномалии в изученных метасоматитах (фиг. 12в). Такая зависимость присутствует в магматических породах и отсутствует в метаморфических и осадочных (Vinokurov, 1995). Метамор-

фогенный флюид имеет обогащенный легкими лантаноидами спектр с аномалиями Eu и Ce (Вау, 1991; Jiang *et al.*, 2004). Причем, если ранний флюид содержит высокие концентрации РЗЭ и положительные аномалии европия и церия, то более поздний флюид обеднен лантаноидами, и аномалии Eu и Ce становятся отрицательными. Концентрации тяжелых лантаноидов практически не изменяются. Спектры изученных метасоматитов не показали ярко выраженных аномалий Eu и Ce – ни положительных, ни отрицательных (табл. 9). Распределение РЗЭ в метасоматитах, сформированных в условиях декомпрессии, указывает на незначительную роль метаморфогенного флюида при их образовании. Распределение РЗЭ в метаморфогенном флюиде отождествляют с распределением РЗЭ в сланце. С увеличением степени изменения пород и окварцевания картина

Таблица 9. Параметры распределения РЗЭ в породах Наталкинского рудного поля

Породы	Σ РЗЭ, г/т	La_n/Yb_n	La_n/Sm_n	Eu_n/Eu_n^*	Ce_n/Ce_n^*
Метасоматиты компрессии	71–136	6.17–12.28	1.97–4.16	0.79–0.96	1.03–1.04
Метасоматиты декомпрессии	4–99	6.25–18.55	2.29–3.21	0.91–1.25	0.96–1.05
Габбро-диориты	53–183	2.54–16.5	1.31–3.54	0.99–1.04	0.91–0.99
Кварцевые порфиры	47–67	3.58–6.53	2.48–3.52	0.37–0.52	0.88–0.97
Алевролиты	64–178	5.20–12.06	2.87–4.14	0.75–0.83	0.94–1.08
Роговики	74–150	2.31–7.90	1.66–3.42	0.74–0.91	0.99–1.08
NASC	173	6.98	3.53	0.75	1.15

Примечание. NASC – Северо-Американский сланец (Haskin *et al.*, 1968).

распределения РЗЭ метасоматитов сильно отличается от картин распределения РЗЭ в Северо-Американском кристаллическом сланце (NASC) и в осадочных породах рудного поля (фиг. 12). Полагая, что состав внешней зоны метасоматической колонки определяется составом породы, а состав внутренней – составом раствора, то участие метаморфогенного флюида в метасоматическом преобразовании пород сомнительно. Магматогенный флюид имеет низкие концентрации РЗЭ и при взаимодействии его с вмещающими породами происходит “разбавление” концентраций и снижение их в метасоматитах.

На фиг. 13 сопоставлены спектры РЗЭ магматических пород Наталкинского рудного поля и метасоматитов, образованных в разных условиях. Наиболее резкое отличие в обеднении тяжелыми лантаноидами у декомпрессионных метасоматитов, за счет большей химической подвижности тяжелых РЗЭ в гидротермальных условиях. В образце с максимальным количеством жильной минерализации значительно снижены концентрации РЗЭ.

На фиг. 14 проведено сопоставление распределения РЗЭ в магматических и осадочных породах и роговиках. В условиях контактового метаморфизма в роговиках по сравнению с алевролитами происходит перераспределение лантаноидов – незначительное обеднение легкими и обогащение тяжелыми РЗЭ.

Картини распределения лантаноидов в изученных метасоматитах сходны – все породы обогащены легкими РЗЭ, что предполагает участие в их образовании флюида, обогащенного легкими лантаноидами. Наиболее низкие значения отношения Gd_n/Yb_n установлены для дорудных березитов. Эта величина возрастает в гидротермально-измененных породах с увеличением в них плотности прожилкования и сульфидизации. В этом же направлении уменьшаются суммарные концентрации РЗЭ из-за снижения доли минералов-концентраторов лантаноидов.

Аномалии Eu и Ce могут быть использованы для суждения об окислительно-восстановительных характеристиках флюида, так как в природных системах эти элементы присутствуют в двух валентных состояниях (Вау, 1991; Ghaderi *et al.*, 1999). При $Eu^{3+} \ll Eu^{2+}$ минералообразование происходит из относительно восстановленного флюида, при $Eu^{3+} \gg Eu^{2+}$ – из относительно окисленного. На фиг. 15 показано, что для изученных метасоматитов преобладают значения Eu/Eu^* , близкие к 1, расположенные вдоль диагональной линии, аналогично ранее изученным метасоматитам Березовского и Нежданинского месторождений (Бортников и др., 2007; Викентьева, 2007). Это свидетельствует о преобладании Eu^{3+} в изученных породах и о формировании их из относительно окисленного флюида. Повышенные отношения Eu/Eu^* в образце из кварцевой жилы могут указывать на относительно восстановленную (низкие отношения Eu^{3+}/Eu^{2+}) природу минералообразующего флюида.

Аномалии Ce в гидротермально-измененных породах Наталкинского месторождения не выражены: значения отношения Ce/Ce^* близки к 1 ($0.96 < Ce/Ce^* < 1.05$), что исключает преобладание окисленных метеорных вод при образовании метасоматитов.

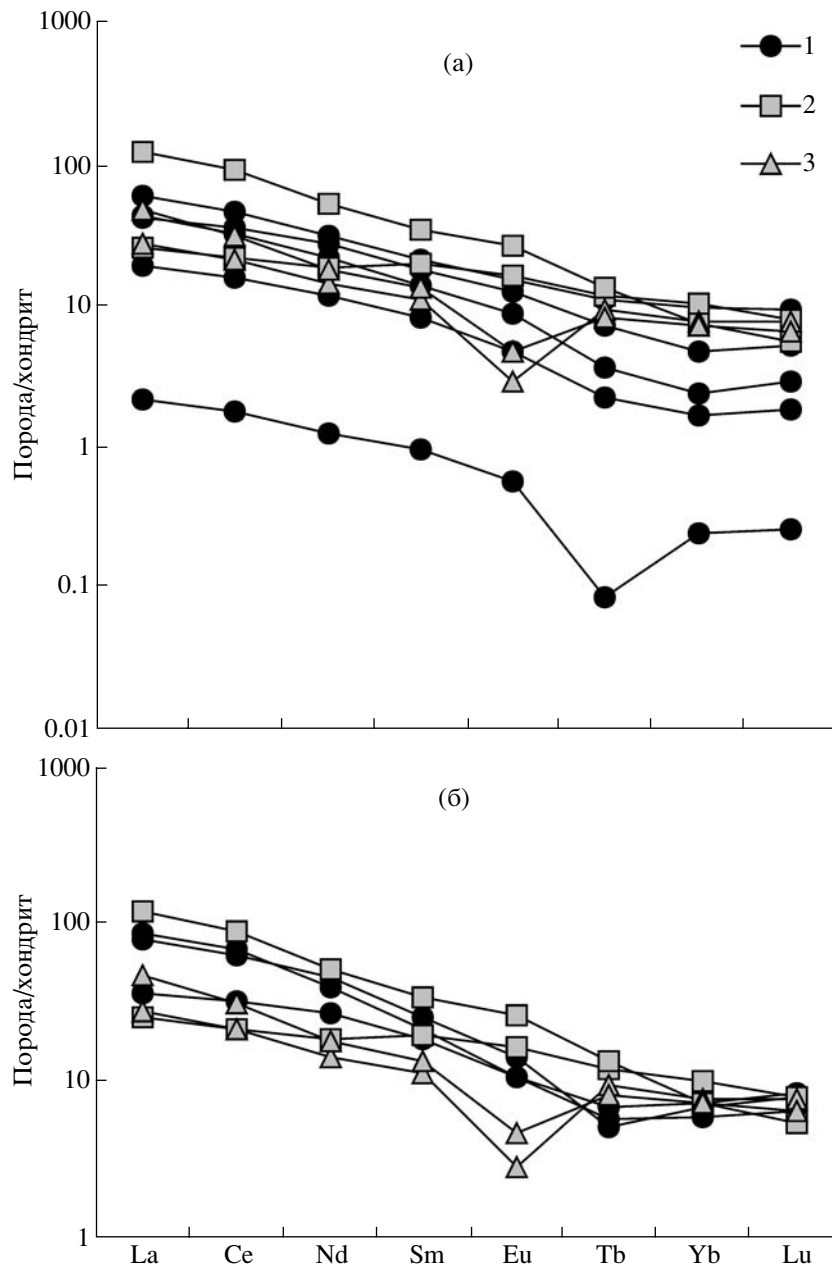
Таким образом, изучение распределения РЗЭ в гидротермально-измененных породах Наталкинского месторождения показывает, что:

в образовании метасоматитов принимает участие относительно окисленный флюид, обогащенный легкими лантаноидами;

с увеличением степени изменения породы увеличивается дифференциация среди тяжелых лантаноидов (Gd_n/Yb_n) и уменьшается – среди легких (La_n/Sm_n), что связано с подвижностью РЗЭ и разной устойчивостью их комплексов соединений;

существует обратная зависимость Σ РЗЭ от SiO_2 , Eu/Eu^* и прямая от TiO_2 , La_n/Sm_n в метасоматитах (фиг. 12);

для обоих изученных разрезов существует обратная зависимость Eu/Eu^* от степени тетрадного

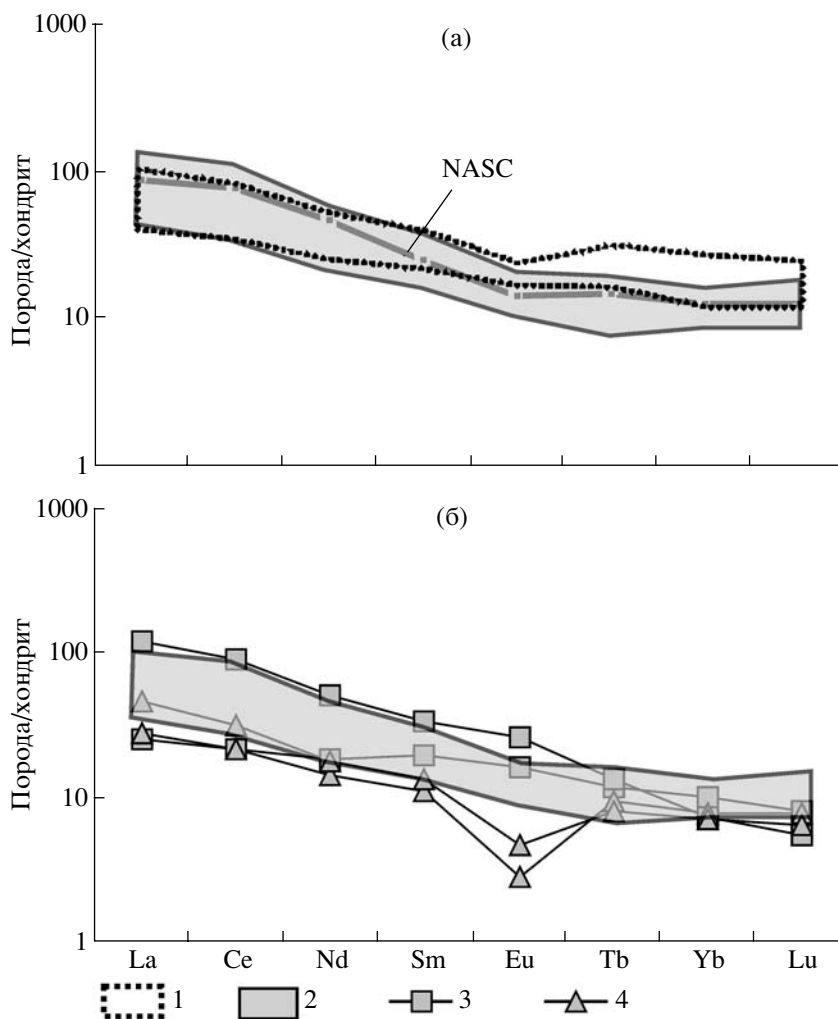


Фиг. 13. Сопоставление распределения РЗЭ в магматических породах и метасоматитах, сформированных в условиях декомпрессии (а) и компрессии (б). Наталкинское месторождение.
1 – метасоматиты; 2 – габбро-диориты; 3 – кварцевые порфиры.

эффекта для третьей тетрады (TE_3); корреляция между TE_3 и содержанием фтора в породах показывает важную роль F-комплексобразования для распределения РЗЭ (Irbet *et al.*, 1999) (фиг. 16).

Исследование флюидных включений выявило, что в Наталкинской рудообразующей системе минералоотложение происходило из довольно контрастных по химическому составу флюидов. По крайней мере, три флюида принимали участие в рудообразовании на Наталкинском месторождении. Один из них – жидкообразная смесь из

$H_2O-CO_2-NaCl-MgCl_2$, общая кажущаяся соленость которой от 1.0 до 4.9 мас. %-экв. NaCl (настоящее исследование) или до 9 мас. %-экв. NaCl (Стружков и др., 2006), второй – существенно газообразная смесь CO_2-CH_4 и третий – водно-солевой, в котором преобладают хлориды натрия и магния с общей соленостью от 7.0 до 5.6 мас. %-экв. NaCl. Первые два флюида – высокотемпературные (250–350°C) и высокобарические (1.1–2.4 кбар – находились в минералообразующей системе одновременно и могли образоваться в ре-



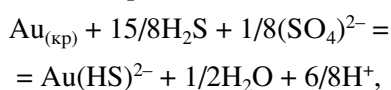
Фиг. 14. Сопоставление распределения РЗЭ в осадочных породах и роговиках (а) и осадочных и магматических породах (б) Наталкинского рудного поля.

1 – роговики; 2 – алевролиты; 3 – габбро-диориты; 4 – кварцевые порфиры.

NASC – Северо-Американский кристаллический сланец.

зультате фазовой сепарации протофлюида, представлявшего собой смесь $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$, на два несмешивающихся – жидкообразный и газообразный флюиды. Это могло произойти как при снижении температуры, так и при падении давления.

По мнению многих исследователей, этот процесс представляется наиболее эффективной причиной отложения минералов и самородного золота. Поскольку в низкоконцентрированных флюидах наиболее предпочтительна миграция золота в виде бисульфидных комплексов, а его устойчивость описывается реакцией

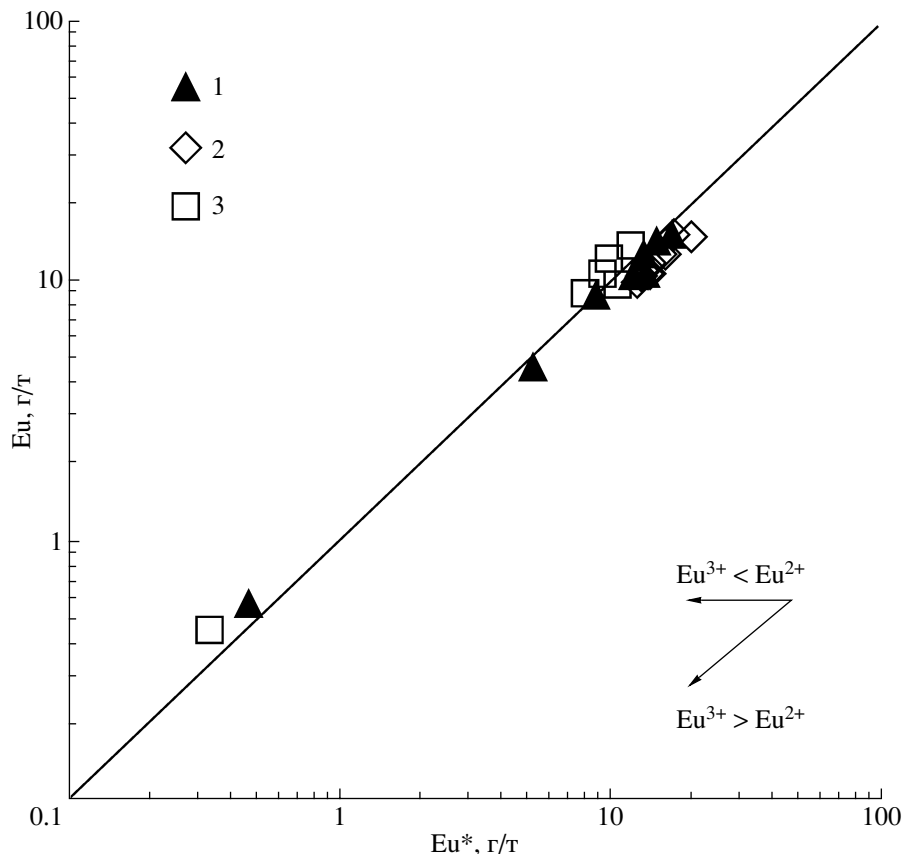


в соответствии с которой снижение концентрации H_2S вследствие отделения его в газовую фазу

будет, наоборот, уменьшать устойчивость этого комплекса (Drummond, Ohmoto, 1985).

С нашей точки зрения, этот механизм не был реализован при образовании золоторудных тел Наталкинского месторождения, так как самородное золото во вкрапленных сульфидных рудах распространено незначительно.

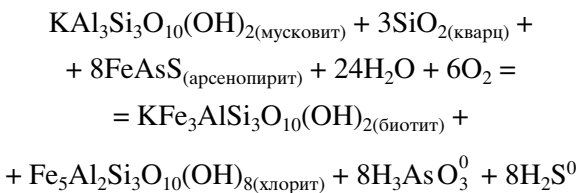
Скорее всего, фазовая сепарация флюида и отделение летучих в газовую фазу в результате этого в минералообразующей системе Наталкинского золоторудного месторождения привело к его взаимодействию с вмещающими породами из-за нарушения равновесия флюид – порода также, как это было показано для Неждановского и Майского месторождений (Бортников и др., 1998, 2004). Это привело к метасоматическому замещению вмещающих пород с образованием мощных



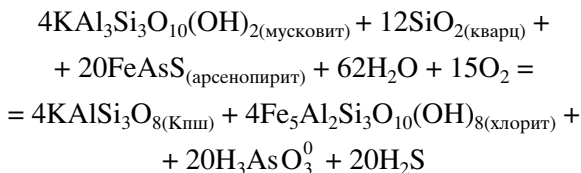
Фиг. 15. Отношения Eu к Eu* во флюиде, сосуществующем с метасоматитами Наталкинского месторождения (1) в сравнении с метасоматитами Нежданинского (2) и Березовского (3) месторождений.

ореолов березитизированных пород с рассеянной вкрапленностью сульфидов.

Реакции типа:



и



вызывают образование арсенопирита при сульфидизации Fe^{2+} , содержащегося в силикатах вмещающих пород. Отложение значительных масс сульфидов в виде арсенопирита и пирита обусловили резкое снижение концентрации сероводорода в минералообразующем флюиде, что в свою очередь ведет к дестабилизации бисульфидного комплекса золота. Этот металл входит в арсено-

пирит и в меньшей мере в пирит в виде твердого раствора. Подобная точка зрения была высказана и другими исследователями (Goldfarb *et al.*, 2005).

Третий из выявленных флюидов в Наталкинской рудообразующей системе – среднетемпературный, водно-солевой. Предполагается, что из него отлагаются более поздние минеральные ассоциации на заключительных стадиях образования месторождения. Он мог возникнуть при вскипании жидкообразного флюида, представлявшего собой смесь $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$, который произвел метасоматическое преобразование вмещающих пород. Подобный механизм образования водно-солевого флюида предложен для месторождения Чармитан в Узбекистане (Бортников и др., 1996). Общеизвестно, что отложение минералов приводит к закупорке тектонических каналов и к переходу от гидростатического давления к литостатическому. Новые тектонические движения или образование гидротрещин приводят к интенсивному дроблению ранее отложенных минеральных агрегатов. Когда давление летучих компонентов превысит литостатическую нагрузку, произойдет изменение литостатического давления на гидростатическое (Hedenquist, Henley, 1985). Сниже-

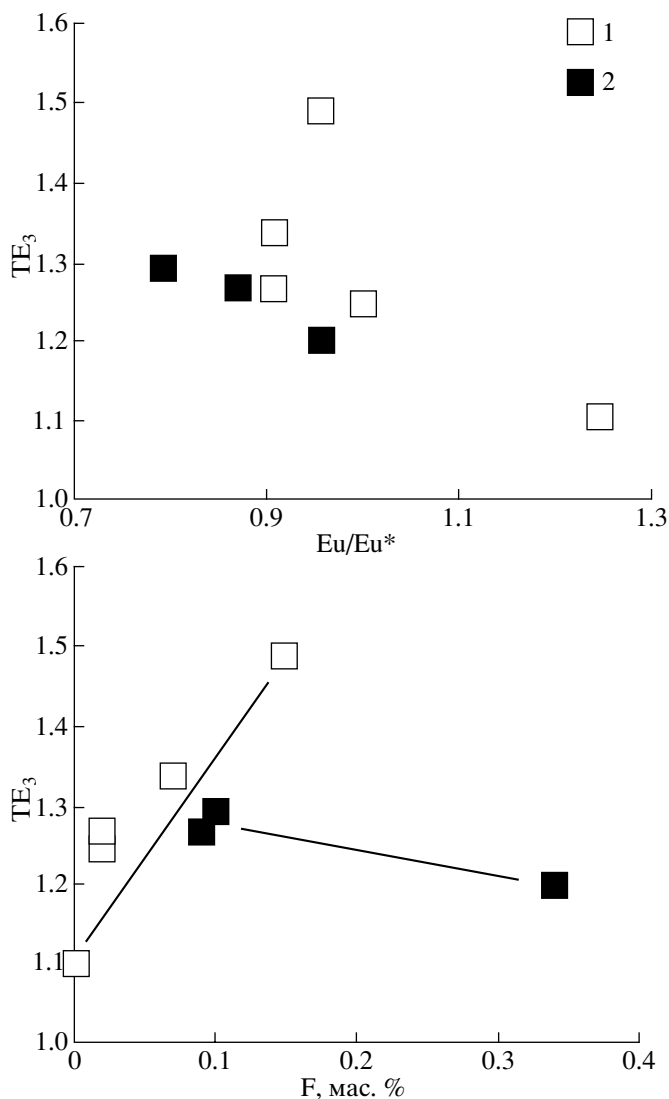
ние давления флюида уменьшит растворимость CO_2 в нем, и он перейдет в газовую фазу. Летучие за тем мигрируют отдельно от водного флюида с большей скоростью. В результате в рудообразующей системе возникает существенно водный флюид.

Более поздний водно-солевой флюид выявлен и в других золотообразующих гидротермальных системах (Бортников, 2006). Он характеризуется более легким изотопным составом воды, рассматривается как свидетельство участия нагретых метеорных вод, и их вовлечение приписывается новому импульсу гидротермальной активности.

Таким образом, на основе полученных данных показано, что промышленные золоторудные тела возникли при взаимодействии вмещающих пород с низко- до умеренносоленным бикарбонат-водным флюидом при температурах $360\text{--}280^\circ\text{C}$ и давлениях примерно $1.1\text{--}2.4$ кбар. Величины солёности флюида, отлагавшего руды Наталкинского месторождения, располагаются в интервале значений солёности водно-бикарбонатного флюида (3–12 мас. %-экв. NaCl), отлагавшего золотые руды других орогенных месторождений (Ridley, Diamond, 2000). Следует обратить внимание, что солёность бикарбонатно-водного флюида ниже, чем флюидов, из которых отлагаются золоторудные тела ряда мезотермальных золото-кварцевых месторождений России – до 18 мас. %-экв. NaCl , но близка к значениям, установленным для флюидов, формировавших руды Нежданского и Майского месторождений (Бортников, 2006). Значения температур и давлений образования Наталкинского месторождения также попадают в интервалы, типичные для мезотермальных месторождений не только Яно-Колымского пояса (Горячев, 1992, 2003), но и других подобных поясов (Бортников, 2006; Ridley, Diamond, 2000).

Отмечаются высокие концентрации газов, в частности метана, в рудообразующем флюиде. Метансодержащие флюиды выявлены во флюидных включениях в кварце в ряде золоторудных месторождений, залегающих в углеродсодержащих терригенных толщах (Бортников, 2006; Bortnikov, Prokofiev, 2007). Из подобных CH_4 -содержащих флюидов образовались также некоторые жильные золото-кварцевые месторождения Австралии (Mernagh, Wygralak, 2007). Обогащенные метаном флюиды возникают в результате восстановления CO_2 . Высокие концентрации метана, по-видимому, связаны с взаимодействием рудоносных гидротерм с веществом рудовмещающих углеродистых пород.

Результаты исследования соотношения изотопов показывают, что величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ флюида, из которого кристаллизуется кварц Наталкинского месторождения (от $+6.3$ до $+8.8\text{‰}$), укладываются в интервал, типичный для флюидов мезотермальных



Фиг. 16. Зависимость величины тетрадного эффекта (TE_3) от Eu/Eu^* и от содержания фтора в метасоматитах, сформированных в условиях декомпрессии (1) и компрессии (2). Наталкинское месторождение.

золотообразующих систем, локализованных в метаосадочных породах – $+5.0\text{...}+10.0\text{‰}$ (Nesbitt, 1991) или $+7.0\text{...}+13.0\text{‰}$ (Goldfarb *et al.*, 1991). Рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ – $+7.6 \pm 1.2\text{‰}$ для флюида, отлагавшего кварц-пирит-арсенопиритовые руды и $+4.7 \pm 1.1\text{‰}$ – для флюида, равновесного с минералами кварц-сульфидно-сульфосольной ассоциации, позволяют предполагать поступление воды из магматического источника ($\delta^{18}\text{O} = +5.5\text{...}+9.0\text{‰}$). Узкий интервал полученных величин указывает на однородность источника. Однозначная интерпретация происхождения флюида с таким изотопным составом кислорода воды затруднена, поскольку изотопные соотношения кислорода магматогенного происхождения и флюида, возникшего при дегидра-

тации пород в результате регионального метаморфизма, частично совпадают.

Таким образом, изучение распределения редкоземельных элементов метасоматитов и жил Наталкинского месторождения, а также особенностей флюидного режима минералообразования, показывает, что данное месторождение весьма сходно по указанным параметрам другому крупному месторождению региона – Нежданинскому. Эти результаты позволяют предполагать общее сходство режима формирования крупных мезотермальных месторождений золота и указывают на общую восстановленность рудообразующих флюидов. В рудообразование вовлекались флюиды разного состава, которые привносили в сферу минералообразования компоненты как магматогенного происхождения и элементы, извлеченные из вмещающих пород. По нашему мнению, полученные данные свидетельствуют в пользу гипотезы, предполагающей связь образования месторождения с магматической активностью. Она обеспечивает различные механизмы генерации флюида, включая непосредственное поступление компонентов из магматического очага, мобилизацию компонентов при дегидратации и декарбонизации, вследствие контактового или контактово-регионального метаморфизма.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны С.А. Горбачевой, А.В. Дубину, А.А. Авдеенко, И.В. Григорьевой за проведение аналитических исследований, Е.Э. Тюковой и А.Г. Бахареву за предоставленные образцы осадочных и магматических пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской академии наук (Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН) и Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 05–05–64803, 06–05–64369 и 06–05–96070р), программ ДВО РАН (06–I–ОНЗ–104 и 06–II–08–029), а также Международной программы геологической корреляции (проект IGCP 540). О.В. Викентьева благодарит за финансовую помощь Фонд поддержки отечественной науки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.
- Борисенко А.С.* Изучение солевого состава газожидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Бортников Н.С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В.* Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 3. С. 238–257.
- Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н. и др.* Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (О и S), история и условия образования // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 6. С. 475–509.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.В. и др.* Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданинского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. № 2. С. 137–156.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др.* Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Буряк В.А., Неменман И.С., Бердников Н.В. и др.* Флюидный режим формирования и источник рудообразующих растворов золото-кварцевых жил Аллах-Юньской зоны // Тихоокеанская геология. 1990. № 3. С. 62–70.
- Викентьева О.В.* РЗЭ в метасоматитах мезотермальных золоторудных месторождений // Роль минералогии в познании процессов рудообразования: Матер. годичной сессии МО РМО, посвященной 110-летию со дня рождения академика А.Г. Бетехтина (1897–2007). М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 76–80.
- Ворошин С.В., Шахтыров В.Г., Тюкова Е.Э.* Геология и генезис Наталкинского золоторудного месторождения // Колыма. 2000. № 2. С. 22–31.
- Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В.* Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: Геос, 2000.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006.
- Голуб В.В., Горячев Н.А.* Минералого-геохимические особенности рудных зон и столбов глубоких горизонтов месторождения Наталка. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2006.
- Голуб В.В., Горячев Н.А.* О роли поперечных разломов в локализации золотого оруденения месторождения Наталка // Наука Северо-Востока России – начало века: Матер. Всеросс. конф. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 158–160.
- Голубев С.Ю.* Морфология рудных тел Наталкинского золото-кварцевого крупнотоннажного месторождения // Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений – достижения и перспективы: Сб. тез. докл. научно-практической конф. М.: ЦНИГРИ, 2008. С. 58.
- Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А.* Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002.
- Горячев Н.А.* Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса. Магадан: СВКНИИ, 1992.
- Горячев Н.А.* Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003.

- Горячев Н.А., Сидоров В.А., Литвиненко И.С., Михалицына Т.И. Минеральный состав и петрогеохимические особенности рудных зон глубоких горизонтов Наталкинского месторождения // Колыма. 2000. № 2. С. 38–49.
- Григоров С.А. Генезис и динамика формирования Наталкинского золоторудного месторождения по данным системного анализа геохимического поля // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 44–48.
- Калинин А.И. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М.: Недра, 1992.
- Калинин А.И., Канищев В.К., Орлов А.Г., Гаитольд В.В. Структура Наталкинского рудного поля // Колыма. 1992. № 10–11. С. 10–14.
- Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982.
- Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000.
- Курбанов Н.К., Арифуров Ч.Х., Кучеревский П.Г. и др. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах // Руды и металлы. 1994. № 2. С. 55–69.
- Лашков В.Г., Бельченко Е.Л., Гузман Б.В. Золото Российских недр. М.: ЭКОС, 2000.
- Миргородская Р.М., Зименко Е.А., Горячев Н.А. и др. Молибден-порфиоровое оруденение Омчакского рудного узла // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 162–163.
- Межов С.В. Геологическое строение Наталкинского золоторудного месторождения // Колымские вести. 2000. № 9. С. 8–17.
- Межов С.В., Хасанов И.М. Глубинное строение юго-западного крыла Аян-Юряхского антиклинория // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. Т. 1. С. 263–266.
- Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998.
- Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганс П.Б. и др. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Т. 1. Геология, геохронология, геохимия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–205.
- Приставко В.А., Сидоров В.А., Михалицына Т.И. и др. Геолого-геохимическая модель золоторудного месторождения Наталка // Колымские вести. 2000. № 9. С. 18–24.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1, 2.
- Сазонов В.Н., Викентьева О.В., Огородников В.Н. и др. РЗЭ в колонках пропилитизации, альбитизации, эйситизации и березитизации–лиственитизации пород различной кремнекислотности: Эволюция распределения, причины и практическое значение // Литосфера. 2006. № 3. С. 108–124.
- Сидоров А.А., Томсон И.Н. Рудоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // Вестн. РАН. 2000. Т. 70. № 8. С. 719–724.
- Сидоров В.А., Горячев Н.А., Зименко Е.А. Меловое вулканическое жерло штока Ванин (Омчакский рудный узел) – уникальный геологический памятник // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 2. С. 149–153.
- Сидоров А.А., Горячев Н.А., Савва Н.Е. и др. Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1994.
- Степанов В.А. Зональность золото-кварцевого оруденения Центральной Колымы (Магаданская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 42–51.
- Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Чекваидзе В.В. и др. Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 34–44.
- Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхнее-Колымского региона (к интерпретации генезиса сульфидных ассоциаций). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2007.
- Тюкова Е.Э., Михалицына Т.И., Викентьева О.В. Редкоземельная минерализация Наталкинского золото-кварцевого месторождения (Магаданская область) // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах. Улан-Удэ, 2007. С. 168–171.
- Фирсов Л.В. Возраст спессартит–вогезита Наталкинского месторождения, содержащего обломки кварца // Колыма. 1964. № 10. С. 34–37.
- Фирсов Л.В. Калий-аргоновая датировка дорудных и послерудных даек Яно-Колымского золотоносного пояса. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 204–210.
- Хасанов И.М., Ермоленко В.Г., Шахтыров В.Г. Глубинная структура Омчакского рудного узла // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. Т. 1. С. 286–289.
- Шарафутдинов В.М., Хасанов И.М. Петрофизическая зональность золоторудного месторождения Наталка // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 4. С. 2–11.
- Bau M., Möller P. Rare earth elements fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite // Mineralogy and Petrology. 1992. V. 45. P. 231–246.
- Bierlein F.P., Maher S. Orogenic disseminated gold in Phanerozoic fold belts—examples from Victoria, Australia and elsewhere // Ore Geology Reviews. 2001. V. 17. P. 215–232.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.
- Bortnikov N.S. Mineralogy, geochemistry and origin of the black shale hosted gold deposits of the former Soviet Union // Mineral Deposits: from their origin to their environmental impacts. Prague, 1995. P. 935–937.
- Bortnikov N.S., Prokofyev V.Y. World-class mesothermal gold deposits of Russia: Composition and origin of ore-form-

- ing fluids // Mineral exploration and research: Digging Deeper. Proceed. of the 9th Biennial SGA Meeting. Dublin, 2007. V. 1. P. 793–796.
- Bortnikov N.S., Gamyagin G.N., Naumov V.B., Nosik L.P.* The Nezhdaninskoye mesothermal gold deposit, Russia: ore-forming fluid and deposition environment // Current research in geology applied to ore deposits. Granada: Univ. Granada, 1993. P. 419–422.
- Bortnikov N.S., Sazonov V.N., Vikentyev I.V. et al.* The Berzovsk giant gold quartz deposit, Urals, Russia: fluid inclusion and stable isotope studies // Mineral Deposits: research and exploration – Where do they meet? Rotterdam: Balkema, 1997. P. 157–160.
- Brown P.* FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineralogist. 1989. V. 74. P. 1390–1393.
- Claypool G.M., Kaplan J.R.* The origin and distribution of methane in marine sediments // Natural gases in marine sediments. N. Y. and London: Plenum Press, 1974. V. 3. P. 132.
- Collins P.L.P.* Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity // Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 1435–1444.
- Darling R.S.* An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O–CO₂–NaCl fluid inclusions: implications for P–T-isochors location // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3869–3871.
- Drummond S.E., Ohmoto H.* Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems // Econ. Geol. 1985. V. 89. P. 126–147.
- Eremin R.A., Voroshin S.V., Sidorov V.A. et al.* Geology and genesis of the Natalka gold deposit, Northeast Russia // Intern. Geology Review. 1994. V. 36. P. 1113–1138.
- Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. №. 3/4. P. 489–508.
- Ghaderi M., Palin M., Campbell I.H., Sylvester P.J.* Rare earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold deposits in the Kalgoorlie-Norseman region, Western Australia // Econ. Geol. 1999. V. 94. P. 423–438.
- Goldfarb R.J., Baker N., Dube B.* Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // Econ. Geol. 100th Anniversary volume, SEG Inc. Littleton, Colorado. 2005. P. 407–405.
- Goldfarb R.J., Leach D.L., Rose S.C., Landis G.P.* Fluid inclusion geochemistry of gold – bearing quartz veins of the Juneau Gold Belt, Southeastern Alaska: implications for ore genesis // Econ. Geol. 1989. Monogr. 6. P. 363–375.
- Goldfarb R.J., Newberry R.J., Pickthorn W.J., Gent C.L.* Oxygen, hydrogen and sulfur isotope studies in the Juneau Gold Belt, Southeastern Alaska: constraints on the origin of hydrothermal fluids // Econ. Geol. 1991. V. 86. P. 66–80.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R.* Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 1–29.
- Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A., Wildman T.R.* Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths // Origin and distribution of the elements. N. Y.: Pergamon, 1968. P. 889–912.
- Hedenquist J.W., Henley R.W.* The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition // Econ. Geol. 1985. V. 80. P. 1379–1406.
- Hodgson C.J., Love D.A., Hamilton J.V.* Giant mesothermal gold deposits: descriptive characteristics, genetic model and exploration are selection criteria // Giant ore deposits. SEG SP-2. 1993. P. 157–206.
- Jiang S.-Y., Yu J.-M., Lu J.-J.* Trace and rare-earth element geochemistry in tourmaline and cassiterite from the Yunlong tin deposit, Yunnan, China: implication for migmatitic–hydrothermal fluid evolution and ore genesis // Chem. Geol. 2004. V. 209. P. 193–213.
- Kerrick R.* Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses // Greenstone gold and crustal evolution. Geol. Assoc. Canad. 1990. P. 13–31.
- Kerrick R., Goldfarb R.J., Groves D.I., Garwin S.* The geodynamics of world-class gold deposits: characteristics, space-time distribution and origins // Reviews Econ. Geol. 2000. V. 13. P. 501–551.
- Kreuzer O.P.* Intrusion-hosted mineralization in the Charters Towers Goldfield, North Queensland: new isotopic and fluid inclusion constraints on the timing and origin of the Auriferous Veins // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 1583–1603.
- Lottermoser B.G.* Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes // Ore Geology Reviews. 1992. V. 7. P. 25–41.
- Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clayton R.N.* Oxygen isotopic fractionation in the system quartz–albite–anorthite–water // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1979. V. 43. P. 1131–1140.
- Nesbitt B.E.* Phanerozoic gold deposits in tectonically active continental margins // Gold metallogeny and exploration. Glasgow and London: Blackie and Son Ltd., 1991. P. 104–132.
- Nesbitt B.E., Muchlenbachs K.* Geology, geochemistry, and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera: evidence for ore formation from evolved meteoric water // Econ. Geol. 1989. Monogr. 6. P. 553–563.
- Ridley J.R., Diamond L.W.* Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implication for genetic models. Gold in 2000 // Rev. Econ. Geol. 2000. V. 13. P. 141–162.
- Taylor R.T., Fryer B.J.* Rare earth element chemistry as an aid to interpreting hydrothermal ore deposits // Metallization associated with acid magmatism. N. Y.: Wiley, 1982. V. 6. P. 357–365.
- Thiery R., Kerkhof A.M., Dubessy J.* VX properties of CH₄–CO₂ and CO₂–N₂ fluid inclusions: modeling for T < 31°C and P < 400 bars // Europ. J. Mineral. 1994. № 6. P. 753–771.
- Vinokurov S.F.* Geochemical significance of europium anomalies in the minerals of ore deposits // Geochem. Intern. 1995. V. 32. № 12. P. 113–140.