

УДК 550.42+553.4

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦ-КАРБОНАТНЫХ ЖИЛ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЗОЛОТА СУХОЙ ЛОГ, БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ

© 2014 г. Е. О. Дубинина, А. В. Чугаев, Т. А. Иконникова, А. С. Авдеенко, А. И. Якушев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Старомонетный пер., 35, Москва, 109017, Россия;

e-mail: elenadelta@gmail.com

Поступила в редакцию 17.02.2014 г.

Комплексное изотопно-геохимическое ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, состав РЗЭ) изучение минералов кварц-карбонатных жил и метаосадочных пород позволило установить источник вещества и оценить флюидный режим формирования минерализации малосульфидного золото-кварцевого типа на месторождении Сухой Лог. Для изотопно-кислородной термометрии кварцевых жил проведена калибровка эмпирической зависимости коэффициентов фракционирования изотопов кислорода между жильным кварцем и околожильными измененными породами. Температурный интервал изотопного уравнивания кварца с измененными зонами околожильных вмещающих пород составил 380–190°C. Независимые оценки температуры, полученные по данному термометру, показывают, что жильный анкерит является как более ранним, так и более поздним по отношению к жильному кварцу.

Изотопная ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) систематика анкерита кварц-карбонатных жил, карбонатов рудовмещающих сланцев хомолхинской и имняхской свит в пределах и за пределами рудных зон месторождения показывает, что в околожильных породах и жилах рудной зоны присутствует привнесенный карбонат, вероятным источником которого являются карбонатные толщи имняхской свиты. Состав РЗЭ жильного анкерита указывает на их перенос во флюиде в карбонатных комплексах. Поведение отношений Eu/Eu^* и $(\text{La}/\text{Yb})_n$ и содержания Mn в жильном анкерите характерны для кристаллизации анкерита в закрытой относительно флюида системе. С помощью изотопной Sr-Nd систематики установлено, что в формировании изотопных параметров жильного анкерита принимали участие метаосадочные вмещающие породы как имняхской, так и хомолхинской свит, контрастные по изотопному составу Nd.

Расчет отношений флюид/порода в процессе формирования околожильных изменений вмещающих пород проведен для двух вариантов термальной истории: с постоянным источником тепла под структурой Сухого Лога и при линейном остывании структуры. Рассчитанные эффективные интегральные отношения W/R находятся в интервале от 0.046 до 0.226 и указывают на образование жильных тел месторождения с участием флюида дегидратационной или метаморфогенной природы. Низкие отношения W/R противоречат механизму кристаллизации кварца кварц-карбонатных жил за счет пересыщения флюида относительно SiO_2 на фоне снижения температуры. В качестве основного механизма нами рассмотрено формирование кварцевых жил за счет вариаций пересыщения флюида, вызванных перепадами давления (“pressure solution”). С этим предположением согласуются приведенные изотопно-геохимические характеристики околожильных пород на месторождении Сухой Лог.

DOI: 10.7868/S0869590314040037

ВВЕДЕНИЕ

Работа посвящена установлению источников вещества и оценке флюидного режима (температуры и отношения флюид/порода) в процессе формирования кварц-карбонатных рудных жил месторождения Сухой Лог, представленных минерализацией малосульфидного золото-кварцевого типа. Развитие крупных жильных тел, сложенных преимущественно кварцем, предполагает активное участие флюидной фазы. Вместе с тем существующие мнения об отношении флюид/порода при образовании месторождения, не

являются однозначными. Например, в работе (Пэк и др., 2011) проводились оценки отношения флюид/порода при рудообразовании на Сухом Логе по материальному балансу фиксации золота за счет изменения растворимости в условиях градиента температуры. Авторы получили отношение флюид/порода ($W/R = 15.7$) и пришли к выводу о высокой палеопроницаемости метаосадочных пород Сухого Лога. По мнению других авторов, отношение флюид/порода при развитии гидротермально-метасоматических процессов на месторождении было низким, хотя в этих работах не приводятся точных величин W/R (Устинов

и др., 2007; Русинов и др., 2008; Кряжев и др., 2009; Иконникова и др., 2009, Дубинина и др., 2010).

Количественные оценки отношения флюид/порода имеют ключевое значение для Сухого Лога, как представителя объектов, на которых происходит формирование кварцевых жил при низком отношении флюид/порода (Yardley, 1975; Ramsay, 1980; Fisher, Brantley, 1992; Wangen, Munz, 2004 и др.). Это связано с проблемой транспортной роли флюидов дегидратационной или метаморфогенной природы, участие которых признается в рамках основной концепции происхождения месторождения Сухой Лог (Буряк, 1982). В условиях, позволяющих конвекцию флюида, формирование крупных кварцевых жил обычно относят к деятельности циркуляционной гидротермальной системы, и в таких системах часто обнаруживается присутствие метеорных вод, фиксируемое по изотопному составу кислорода жильных минералов. Однако изотопно-кислородные данные для жильного кварца на Сухом Логе не показывают участия метеорного флюида (Устинов и др., 2007; Русинов и др., 2008; Кряжев и др., 2009; Иконникова и др., 2009), а палеоглубина формирования рудных тел месторождения (около 7 км, Вуд, Попов, 2006) исключает процесс конвекции (Wood, Walther, 1986).

Основным инструментом в установлении источников вещества и флюидного режима является изотопная геохимия. На месторождении Сухой Лог изучались разные изотопные системы, в разном объеме и с разной степенью детальности. Например, изотопно-кислородные данные для жильного кварца и вмещающих пород месторождения весьма ограничены (Distler et al., 2004; Устинов и др., 2007; Кряжев и др., 2009; Иконникова и др., 2009). Столь же малочисленны имеющиеся данные по поведению изотопных систем углерода и кислорода в карбонатах жил и вмещающих пород (Русинов и др., 2008, Distler et al., 2004). В работах (Устинов и др., 2007; Кряжев и др., 2009) приводятся отрывочные данные, показывающие близость по изотопному составу кислорода вмещающих пород ($\delta^{18}\text{O}$ от 16.3 до 17.0‰, $n = 4$) и величин $\delta^{18}\text{O}$ жильного кварца. Авторы связывают весь диапазон формирования руд месторождения с участием единого водного флюида с постоянным изотопным составом кислорода ($\delta^{18}\text{O} = +10.0 \pm 0.5\text{‰}$, Устинов и др., 2007; Русинов и др., 2008), при этом отношение вода/порода в гидротермально-метасоматической системе месторождения ими оценивается как низкое. Однако здесь существует внутреннее противоречие. При низком отношении вода/порода изотопный состав кислорода флюида не мог оставаться постоянным на ретроградной стадии развития рудообразующей системы, эволюция которой протекала в широком интервале температуры. В рабо-

тах (Устинов и др., 2007; Русинов и др., 2008) расчеты величин $\delta^{18}\text{O}$ флюида были проведены по термометрическим уравнениям кварц-вода с использованием средних значений температуры гомогенизации флюидных включений. Этот прием часто используется для кварц-сульфидных и кварцевых жил, в которых проведение изотопно-кислородной термометрии невозможно из-за отсутствия парного кислородсодержащего минерала, однако такие расчеты имеют высокую погрешность и не позволяют детализировать термальную историю рудных жил. Применение изотопной термометрии по минеральной паре *Qz-Ank* (Иконникова и др., 2009, Дубинина и др., 2010) показало, что величины $\delta^{18}\text{O}$ флюида, формировавшего кварц-карбонатные жилы месторождения могли изменяться от +12 до -1‰ в температурном интервале от 400 до 110°C. Диапазон температуры оказался близким к таковому гомогенизации флюидных включений в жильном кварце (130–385°C, Distler et al., 2004), однако возможная асинхронность отложения кварца и карбоната и высокая погрешность термометра *Qz-Ank* требуют независимых термометрических оценок.

Изотопный состав серы сульфидов месторождения Сухой Лог изучался в значительном объеме (Буряк, Хмелевская, 1997; Distler et al., 2004; Русинов и др., 2008; Chang et al., 2008; Дубинина и др., 2010). Всеми авторами отмечалась неоднородность изотопного состава серы в пределах месторождения и связь ее изотопно-облегченных составов с рудными зонами. Точки зрения разных авторов на происхождение пространственной изотопной зональности серы сульфидов противоречивы. Среди основных факторов указывались вариации температуры при формировании сульфидов и поступление серы из эндогенного (мантийного) источника (Distler et al., 2004). Малые вариации величины $\delta^{34}\text{S}$ пирита в рудной зоне месторождения Сухой Лог (5.8–10.6‰) и большие за ее пределами (12.5–21.6‰), объяснялись присутствием в безрудных породах “тяжелой” серы морских сульфатов (Русинов и др., 2008). Не менее вероятным эти авторы считают, что вариации $\delta^{34}\text{S}$ обусловлены смешением серы из двух источников: осадочно-диагенетической серы и серы рудообразующих флюидов (Русинов и др., 2008). На месторождении выделяются разные морфологические типы пирита (Буряк, 1982; Large et al., 2007; Русинов и др., 2008; Chang et al., 2008), однако систематической связи изотопных характеристик серы с морфологическими типами пирита и принадлежностью к определенному этапу минерализации не наблюдается. При изучении изотопного состава серы пирита рудных жил и вмещающих пород (Дубинина и др., 2010) изотопно-тяжелые составы серы в пирите безрудных сланцев были отнесены к осадочному происхождению

сульфидов в терригенных толщах хомолхинской свиты и связаны с наличием положительной аномалии $\delta^{34}\text{S}$ морского сульфата на время осадкообразования (Chang et al., 2008; Strauss, 1999). Источником серы в рудных телах месторождения могли являться вмещающие породы, поскольку гомогенизация и изотопное облегчение серы пирита в рудной зоне могли возникнуть вследствие переноса и отложения сульфидов с участием флюида (Дубинина и др., 2010).

Как показало изучение Rb-Sr системы прожилково-вкрапленных руд и кварцевых жил месторождения (Лаверов и др., 2007), мобилизация рудных компонентов на месторождении происходила из вмещающих пород и проявилась в двух палеозойских этапах (447 ± 5 и 321 ± 14 млн лет назад). На раннем этапе имело место гидротермально-метасоматическое преобразование пород хомолхинской свиты с образованием прожилково-вкрапленной минерализации, на более позднем этапе – формирование золотоносных кварц-карбонатных жил, относящихся к малосульфидному типу минерализации. Поведение изотопной системы свинца по данным высокоточного MC-ICP-MS анализа (Чернышев и др., 2009) подтверждает вывод о проявлении двух палеозойских этапов рудообразования и указывает на вмещающие черносланцевые терригенно-карбонатные породы верхнепротерозойского возраста как на основной источник рудного вещества на месторождении Сухой Лог. Эти выводы были поддержаны последующими результатами изучения U-Th-Pb изотопной системы акцессорных минералов вмещающих пород (Юдовская и др., 2011).

В отличие от изотопных систем стронция и свинца, изотопные системы легких элементов не показывают каких-либо проявлений двухэтапного протекания рудообразования на Сухом Логге, установленного по геологическим и возрастным соотношениям. Кроме того, нет согласованных представлений о флюидном режиме на месторождении, который может быть реконструирован методом изотопно-кислородной термометрии минералов и пород. Причиной этому, на наш взгляд, является недостаточное внимание, уделяемое изотопно-кислородным исследованиям околожильных вмещающих пород.

В процессе кристаллизации жильных минералов их изотопный состав кислорода контролируется составом флюида и температурой, поскольку изотопно-кислородный резервуар флюида преобладает над резервуаром растворенного минерала. До попадания в зону отложения жильных минералов флюид взаимодействует с околожильными вмещающими породами, по которым происходит его фильтрация. Эффективность этого взаимодействия зависит от соотношения скоростей фильтрации и изотопного обмена с породой. По-

вышенные температуры и низкая скорость фильтрации способствуют изотопному обмену флюида с породой. Медленная фильтрация в условиях доминирования породы ($W/R \rightarrow 0$) обеспечивает локальное равновесие флюид/порода, и флюид наследует не только изотопные, но и геохимические характеристики околожильных пород. Следовательно, околожильные породы являются непосредственным участником процесса формирования изотопных и геохимических характеристик флюида и жильных минералов.

Для месторождения Сухой Лог оценка отношения флюид–порода является не только актуальной, но и нетривиальной задачей, поскольку формирование изотопных параметров флюида протекало, по-видимому, в локальном равновесии с околожильными породами (Русинов и др., 2008; Устинов и др., 2007; Кряжев и др., 2009; Иконникова и др., 2009; Дубинина и др., 2010). Как будет показано ниже, в этих условиях оценка отношений флюид/порода требует не только проведения изотопной термометрии, но и детального изучения околожильных и удаленных от жил вмещающих пород, чтобы прояснить вопросы, связанные с источниками вещества, динамикой и направлением движения флюидных потоков. Для решения этих задач нами были выбраны изотопные методы, прежде всего, изотопно-кислородная термометрия жил и околожильных пород, систематика изотопных параметров O и C карбонатных проявлений жил и вмещающих пород, изотопная систематика Sr и Nd жильных минералов и вмещающих пород, состав P3Э жильных минералов и геохимические параметры околожильных пород.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изучению месторождения-гиганта золота Сухой Лог посвящена обширная литература, ниже приводится геологическая характеристика в небольшом объеме, необходимом для обсуждения результатов настоящей работы. Схема месторождения, составленная по (Карпенко и др., 2006) с небольшими дополнениями, показана на рис. 1. Месторождение относится к гидротермально-метаморфогенному типу (Буряк, 1982; Distler et al., 2004; Карпенко и др., 2006; Лаверов и др., 2007) и приурочено к метаморфизованным терригенно-карбонатным породам хомолхинской и имнянской свит, аналогичных породам, имеющим вендский возраст осадконакопления (Чумаков и др., 2013). Месторождение находится в центре Байкало-Патомского нагорья, в пределах Бодайбинского синклинория, внутреннее строение которого повлияло на развитие рудолокализирующих структур золоторудных месторождений и рудопроявлений всего региона (Корольков, 2007).

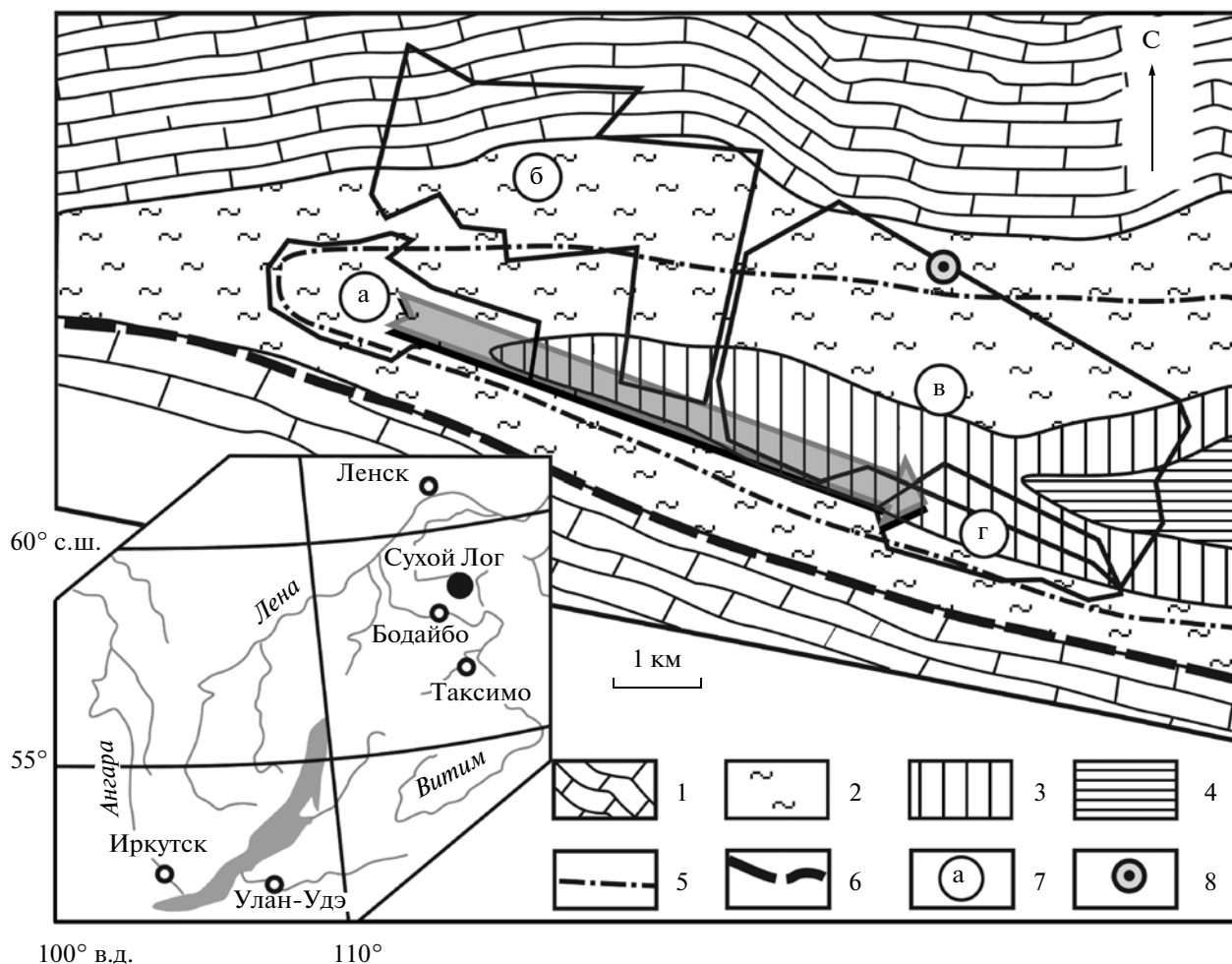


Рис. 1. Геологическая схема месторождения Сухой Лог (составлена по (Карпенко и др., 2006), с дополнениями).

1–4 – венские терригенно-карбонатные породы: 1, 2 – верхняя (Vim_2) и нижняя (Vim_1) подсвиты имнянской свиты: известняки и известковистые сланцы; 3, 4 – верхняя (Vhm_3) и средняя (Vhm_2) подсвиты хомолхинской свиты: алевролиты, песчаники и сланцы; 5 – граница зоны развития прожилково-вкрапленной минерализации; 6 – взбросо-надвиговая тектоническая зона; 7 – рудные участки (а – Западный, б – Северо-Западный, в – Сухоложский, г – Центральный); 8 – скважина № 6. Стрелка – направление движения флюида на стадии формирования кварц-карбонатных жил (пояснения см. в тексте).

Здесь развиты терригенно-карбонатные метаосадочные отложения ныгринской серии общей мощностью более 3.5 км, которые претерпели многостадийный полифациальный региональный метаморфизм (“...в основном серицит-хлоритовая и биотит-хлоритовая субфации...”, Кориковский, Федоровский, 1980). В Бодайбинском золоторудном районе преобладают надвиги и взбросы, сместители которых погружаются к северу, также ориентированы осевые поверхности сжатых запрокинутых антиклиналей, к западной части одной из них (Сухоложской) и приурочено месторождение Сухой Лог (Корольков, 2007). Антиклиналь опрокинута на юг и имеет изоклиналиную форму (Distler et al., 2004). Ядро Сухоложской антиклинали сложено углеродистыми сланцами и алевролитами с прослоями песчаников

верхней подсвиты хомолхинской свиты, а приядерная зона и крылья – терригенно-карбонатными отложениями, которые залегают согласно на хомолхинской свите и относятся к имнянской свите (Корольков, 2007). Золотоносная минерализация локализована, главным образом, в породах хомолхинской свиты.

Непосредственно рудовмещающими являются отложения хомолхинской свиты, которые принадлежат к флишоидной терригенно-углеродистой формации. В их составе преобладают тонкозернистые терригенные метаосадки, представленные алевросланцами, филлитами и филлитовидными сланцами (Иванов и др., 1995). По направлению к флангам антиклинали они фациально сменяются алевролитами. Главными породообразующими минералами сланцев являют-

ся: кварц (30–50%), хлорит (10–25%), серицит (10–30%), карбонаты (10–30%) и полевые шпаты (1–3%) (Буряк, 1982).

Рудная минерализация представлена двумя главными типами: прожилково-вкрапленным золотосульфидным и жильным золото-кварцевым малосульфидным. Наблюдаемые геологические взаимоотношения между этими типами указывают на более раннее формирование прожилково-вкрапленного золотосульфидного типа руд. С этим типом минерализации связаны основные запасы месторождения (Карпенко и др., 2006). В области развития прожилково-вкрапленной минерализации, руды представлены рассланцованными углеродистыми метавулканиками, содержащими рассеянные вкрапления, прожилки, гнезда и линзы сульфидов, карбоната и кварца (Distler et al., 2004). Среди рудных минералов присутствуют: пирит, доля которого по отношению к другим сульфидам достигает 95 об. %, арсенопирит, пирротин, галенит и самородное золото. Жильные минералы представлены магнезиально-железистым карбонатом и кварцем.

Кварц-карбонатные жилы, с которыми связан второй тип минерализации, золото-кварцевый малосульфидный, концентрируются на двух гипсометрических уровнях. Первый расположен вблизи дневной поверхности на контакте рудовмещающей толщи с перекрывающими ее породами имняхской свиты, а второй – на глубине 300–400 м в зоне контакта верхней и средней подсвиты хомолхинской свиты. Для жил нижнего уровня характерно преобладание кварца (90–98%), а для жил верхнего – присутствие значительной доли анкерита (до 30%) (Distler et al., 2004). Среди жильных минералов в подчиненном количестве присутствуют кальцит, фторапатит, альбит, серицит. Рудные минералы (менее 1%) представлены пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом и золотом.

Золото в золотосульфидных прожилково-вкрапленных рудах является высокопробным (850–900) и образует преимущественно самородные выделения (Буряк, Хмелевская, 1997), основным концентратором его выступает пирит (70%). Золото из малосульфидных кварцевых жил имеет признаки переотложения и представлено значительно более крупными выделениями (самородки до 100 г) (Буряк, 1982).

Рудовмещающие терригенно-осадочные углеродистые породы хомолхинской свиты метаморфизованы и метасоматически изменены. Выделяют дорудные (раннеметаморфические) и синрудные (метаморфогенно-гидротермальные) метасоматиты, сопровождающие формирование рассеянной прожилково-вкрапленной и жильной золотоносной минерализации (Буряк, 1982). Раннеметаморфические метасоматиты слагают

краевую часть Сухоложской рудной зоны. Внешне метасоматические изменения в породах хомолхинской свиты проявлены слабо, но на микроскопическом уровне наблюдаются альбитизация кластогенного плагиоклаза и частичная перекристаллизация породообразующих минералов. В зонах развития послойно-кливажных трещин отмечается присутствие новообразованных выделений (линз, мелких прожилков) кварца, карбонатов и сульфидов (Буряк, 1982). Метаморфогенно-гидротермальные метасоматиты сопровождают участки рудной минерализации и локализованы вдоль узких тектонических зон рассланцевания, образуя значительные по протяженности (десятки километров) и мощности (десятки–сотни метров) зоны. Между дорудными и синрудными метасоматическими образованиями нет четко выраженной границы. По мере приближения к участкам золотоносной минерализации количество и размер новообразованных кварцевых жил, кварц-карбонатных и сульфид-кварцевых линз, гнезд и прожилков постепенно возрастает. В этом же направлении отмечается изменение химического состава карбонатов (возрастание содержания Ca) и хлорита (снижение концентрации Fe). По данным (Буряк, 1982), при метасоматическом преобразовании пород в зоне месторождения происходил заметный привнос Ca, CO₂, S и Au на фоне слабого выноса K и Na.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Все изотопные исследования выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН, данные о химическом составе вмещающих пород получены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН, состав элементов группы РЗЭ в карбонатах был определен в лаборатории геохимии ИО РАН им. П.П. Широкова. Результаты представлены в табл. 1–6.

Анализ изотопного состава кислорода силикатных минералов и пород

Изотопный анализ кислорода силикатов проведен в кварце и мусковите кварц-карбонатных жил и кварц-сульфидных прожилков, а также в валовых пробах околожильных измененных сланцев месторождения. Минералы жил были вручную очищены от сростков и примесей под биноклем. Фрагменты околожильных метасоматически измененных сланцев отбирались на расстоянии 1–2 см от видимого контакта с соответствующими кварцевыми жилами. В трех случаях (табл. 1, образцы с символом “*”) в качестве материала метасоматизированных сланцев были отобраны фрагменты анклавов вмещающих сланцев, находящиеся внутри кварц-карбонатных жил. В шести образцах кварц-карбонатных жил удалось

Таблица 1. Измеренные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (‰) жильных минералов (*Qz*, *Ms*) и метаосадочных пород (*Sl*) месторождения

Образцы жил и околожильных пород Западного участка:				Метаосадочные вмещающие породы:	
<i>Qz-Cb</i> жилы малосульфидного типа минерализации				Западный участок	
№ образца	<i>Qz</i>	<i>Sl</i>	<i>Ms</i>		
SL-Z-15-09	17.6	12.7	12.8	SL-Z-14-09	13.4
SL-Z-42-09-a	17.6	12.9	12.5	SL-Z-42-09	12.1
SL-Z-43-09	17.2	13.1	13.3	SL-Z-53-09	13.1
SL-Z-46-09	17.0	13.3	13.6	SL-Z-54-09	13.4
SL-Z-50-09	17.3	13.2	13.6	SL-Z-55-09	16.7
SL-Z-57-09*	17.4	11.8	13.6	SL-Z-58-09	14.1
SL-Z-11-09*	16.8	13.0		SL-Z-61-09	14.1
SL-Z-18-09	17.1	13.2		Центральный участок	
SL-Z-44-09	17.1	13.3		SL-C-38-09	14.5
SL-Z-47-09-a	17.5	13.3		SL-C-39-09	15.9
SL-Z-48-09	17.7	13.1		SL-C-40-09	14.2
SL-Z-52-09*	17.2	12.3		За пределами карьера	
SL-Z-56-09	17.2	13.2		SL-Z-85-09	17.3
SL-Z-7-09	17.5	13.0		K 78-4	15.8
SL-Z-8-09	17.5	12.9			
Кварц-сульфидные прожилки золотосульфидного типа минерализации					
SL-Z-84-09	17.7	13.0			
SL-Z-82-09	17.7	13.7			
SL-Z-76-09	17.6	14.0			
SL-Z-9-09	17.0	14.1			
SL-Z-67-09	17.1	14.1			
SL-Z-71-09	17.6	14.1			
SL-Z-64-09	17.3	14.7			
SL-Z-59-09	16.9	15.2			

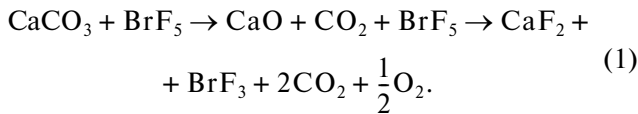
Примечание. Образцы *Qz-Cb* жил малосульфидного типа минерализации использованы для построения эмпирического термометра и дальнейших расчетов, околожильные породы в них отобраны на расстоянии 1–2 см от контакта с жилой. Символом * отмечены образцы, в которых метаосадочные породы представлены внутрижильными анклавами. За пределами карьера отобраны образцы: SL-Z-85-09 – в 300–400 м от карьера, из коренного обнажения нижней подсвиты имняхской свиты, K 78-4 – выходы хомолхинской свиты в правом борту р. Ныгри, в 30 км от месторождения (образец предоставлен С.Г. Кряжевым).

отобрать и проанализировать мусковит, который обычно присутствует в малых количествах.

При работе с метасоматизированными околожильными породами мы столкнулись с методической проблемой изотопного анализа кислорода силикатных пород, содержащих значительное количество карбонатов. Все опубликованные ранее (в том числе и наши (Иконникова и др., 2009)) изотоп-

но-кислородные данные для вмещающих пород на месторождении Сухой Лог, были получены методом объемного фторирования. Применение метода с лазерным нагревом образца к проанализированным ранее сланцам Сухого Лога показало, что данные, полученные методом объемного фторирования не всегда корректны, что связано с присутствием в данных породах карбонатного материала. При

фторировании карбонаты разлагаются с образованием углекислого газа, не вступающего в реакцию с фтором и его галогенидами даже при высоких температурах (Устинов, 1991):



В результате для изотопного анализа используется только часть кислорода из образца. Сравнение данных, полученных разными методами фторирования (объемного и с применением лазерного нагрева) для одних и тех же образцов, приведено на рис. 2. Величины $\delta^{18}\text{O}$ сланцев Сухого Лога, полученные при объемном фторировании, являются более низкими и имеют больший разброс, чем величины $\delta^{18}\text{O}$ для тех же образцов, полученные с применением лазерного нагрева. При этом значения $\delta^{18}\text{O}$ для жильного кварца, полученные разными методами, не различаются в пределах ошибки анализа.

Фторирование искусственных смесей кварца с кальцитом с помощью лазерного нагрева показало, что искажения величин $\delta^{18}\text{O}$ являются минимальными (меньше погрешности анализа), если содержание карбоната в образце не превышает 20–25%.

При изотопном анализе кислорода силикатов нами использовался модифицированный вариант линии фторирования (Sharp, 1990) с CO_2 лазером, имеющим максимальную мощность 30 Вт и длину волны 10.63 мкм (New Wave™ Research, USA, Модель MIR10-30). Для разложения силикатов применялся пентафторид брома (BrF_5). Обычный размер навески силикатных минералов и пород составлял 1–1.5 мг. В рабочей камере линии лазерного фторирования размещалась серия из 24 образцов, в число которых входили 6–8 международных и внутренних стандартов. Порошкообразные пробы околожильных пород нагревались расфокусированным лучом лазера (Spicuzza et al., 1998). Изотопный состав кислорода (O_2 , m/z 32, 33, 34) определялся на масс-спектрометре DELTAplus (Finnigann) в режиме двойного запуска. Для стандартизации измерений в шкале V-SMOW использовались два стандарта: NBS-28 и UWG-2 (Valley et al., 1995). Величины $\delta^{18}\text{O}$ в международных стандартах биотита NBS-30 и оливина San Carlos, многократно ($n > 10$) измерившиеся при выполнении работы, составили 5.12 ± 0.10 и $5.28 \pm 0.11\text{‰}$ соответственно. Воспроизводимость величин $\delta^{18}\text{O}$ при параллельных измерениях образцов и стандартов составила $\pm 0.1\text{‰}$ (1σ) для кварца и мусковита и $\pm 0.2\text{‰}$ (1σ) для валовых проб пород. Полученные величины $\delta^{18}\text{O}$ для жильных минералов и околожильных метаосадочных пород Западного участка месторождения приведены в табл. 1.

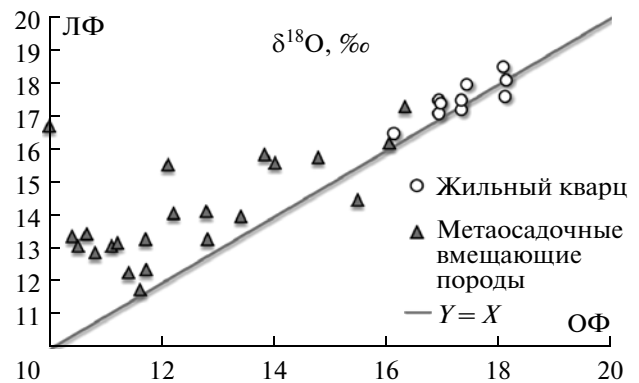


Рис. 2. Изотопный состав кислорода кварца из кварц-карбонатных жил и вмещающих метаосадочных пород месторождения Сухой Лог.

По оси абсцисс – результаты, полученные методом объемного фторирования (ОФ), по оси ординат – результаты, полученные методом фторирования с лазерным нагревом (ЛФ) для одних и тех же образцов.

Изотопный анализ кислорода и углерода карбонатов

Изотопный состав кислорода и углерода был проведен в анкерите кварц-карбонатных жил Западного и Центрального участков месторождения Сухой Лог и сидерите вкрапленного типа из вмещающих метасоматизированных сланцев Центрального и Западного участков. Рассеянный карбонатный материал изучался во вмещающих породах хомолхинской и имняхской свит, образцы были отобраны как в пределах Западного участка месторождения, так и на удалении (в 300–400 м и в 30 км) от карьера. Изотопный анализ анкерита и сидерита проведен после разложения в ортофосфорной кислоте, измерения проводились в режиме постоянного потока гелия (CF IRMS) на масс-спектрометре DeltaV+ (Finnigann), коммутированном с периферийным комплексом GasBenchII. Разложение термостойких карбонатов, таких как вкрапленный сидерит из метаосадочных пород и анкерит из кварц-карбонатных жил месторождения, проводилось при 95°C в течение 12 ч. Измерительная серия включала 40 образцов, в число которых входили 10–12 международных и внутренних стандартов. Навеска чистых карбонатов составляла 250 ± 20 мкг. При анализе рассеянных карбонатов из вмещающих пород навеска была увеличена до 1–10 мг. Так как международные стандарты (NBS-19 и NBS-18), используемые для калибровки результатов в международных шкалах V-PDB и V-SMOW, являются карбонатом кальция, в результаты измерений анкерита и сидерита вводилась поправка, равная разнице величин AFF (acid fractionation factor) для данных минералов и кальцита при температуре разложения. В соответствии с величинами AFF при 95°C (Rosenbaum, Sheppard, 1986) для анке-

Таблица 2. Макро- и микроэлементный состав (мас. %) метасоматизированных вмещающих сланцев

Образец	П.п.п.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	S	Сумма, %
Вмещающие породы имнянской свиты ⁽¹⁾													
SL-Z-82-09	18.54	2.73	3.91	12.98	38.2	2.05	14.86	0.54	0.072	5.79	0.07	0.01	99.75
SL-Z-7-09	23.54	0.73	5.76	17.88	23.79	4.12	13.69	1.10	0.140	8.50	0.46	0.01	99.72
SL-Z-11-09	24.01	0.34	6.97	15.12	19.23	3.74	18.1	0.8	0.152	9.18	2.03	0.02	99.69
SL-Z-14-09	15.28	0.88	3.69	24.56	34.88	6.01	7.46	1.32	0.071	5.3	0.21	0.01	99.67
Вмещающие породы хомолхинской свиты ⁽²⁾													
SL-Z-53-09	14.06	0.45	3.73	27.28	35.74	6.81	6.15	1.48	0.08	3.83	0.01	0.03	99.65
SL-Z-54-09	19.97	1	5.88	20.39	28.82	4.77	11.48	0.87	0.145	6.17	0.2	0.01	99.71
SL-Z-55-09	13.53	1.5	4.35	13.63	50.57	2.82	8.07	0.51	0.106	4.5	0.12	0.03	99.74
SL-Z-58-09	13.87	1.87	3.92	16.06	46.45	3.28	8.25	0.73	0.08	5.07	0.15	0.02	99.75
SL-Z-61-09	16.41	1.39	4.81	14.42	43.56	2.89	9.53	0.68	0.114	5.81	0.11	0.03	99.75
SL-C-38-09	8.83	1.87	1.41	10.08	62.54	1.82	7.7	0.74	0.059	4.57	0.15	0.03	99.80
SL-C-39-09	11.8	1.34	3.53	10.87	56.81	2.32	7.61	0.71	0.069	4.6	0.09	0.01	99.76
SL-C-40-09	14.98	0.98	3.94	15.12	43.31	3.67	9.44	0.84	0.087	7.29	0.06	0.01	99.73
Вмещающие породы на удалении от месторождения ⁽³⁾													
78-4	3.77	1.13	3.16	12.12	71.09	2.06	0.78	0.76	0.136	4.61	0.13	0.04	99.79
SL-Z-85-09	8.48	1.65	3.13	10.31	60.96	1.43	7.98	0.71	0.067	5	0.08	0.02	99.82
Образец	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	Nb	As	
Вмещающие породы имнянской свиты ⁽¹⁾													
SL-Z-82-09	176	57	10	46	23	45	71	576	94	399	10	41	
SL-Z-7-09	181	100	5	18	2	49	144	692	180	521	19		
SL-Z-11-09	144	83	7	33	16	66	123	763	176	501	14	52	
SL-Z-14-09	268	146	9	40	16	45	191	440	236	616	21	28	
Вмещающие породы хомолхинской свиты ⁽²⁾													
SL-Z-53-09	231	163	3	6	14	39	277	403	215	838	30		
SL-Z-54-09	158	121	4	11	16	53	187	644	149	558	15		
SL-Z-55-09	287	109	4	74	21	41	121	477	102	469	7		
SL-Z-58-09	142	124	2	4	17	46	135	470	138	463	12		
SL-Z-61-09	149	117	9	20	2	39	113	584	135	453	11		
SL-C-38-09	208	76	8	72	20	54	74	126	224	313	10	69	
SL-C-39-09	196	111	5	44	20	51	93	261	135	505	12	139	
SL-C-40-09	184	123	8	59	33	78	138	284	142	494	15	191	
Вмещающие породы на удалении от месторождения ⁽³⁾													
78-4	272	116	11	93	27	75	95	80	178	393	9		
SL-Z-85-09	155	82	7	38	26	63	60	226	199	306	9		

Примечание. ⁽¹⁾ Западный участок, ⁽²⁾ Западный и Центральный участки, ⁽³⁾ образцы отобраны: SL-Z-85-09 – в 300–400 м от карьера, из коренного обнажения нижней подсвиты имнянской свиты, К 78-4 – в правом борту р. Ныгри, 30 км от месторождения, образец предоставлен С.Г. Кряжевым.

рита эта поправка составляет 1.05‰, для сидерита – 0.87‰. Воспроизводимость анализа оценивалась путем многократных измерений стандартов и параллельных проб, для величин δ¹⁸O и δ¹³C она составила ±0.2 и ±0.1‰ (1σ) соответственно. Данные по изотопному составу кислорода и углерода карбонатного материала (табл. 3) выражены в международных шкалах V-SMOW и V-PDB соответственно.

Изотопный анализ стронция и неодима

Изотопный состав неодима и стронция проводился в анкерите кварц-карбонатных жил Западного участка, околожилных метасоматически измененных сланцах имнянской свиты, метасоматизированных хлорит-кварц-серицитовых сланцах Сухоложского участка и метасадочных породах Кропоткинского рудного узла, отобранных за пределами месторождения. Изученные кварц-

Таблица 3. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) карбонатов на месторождении Сухой Лог

Номер образца	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, ‰	Номер образца	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, ‰
Анкерит кварц-карбонатных жил (Западный и Центральный участки)			Карбонаты вмещающих пород имняхской свиты ⁽¹⁾		
SL-Z-7-09	16	-6.6	ЗСЛ-14	16.3	-5.4
SL-Z-10-09	15.9	-5.9	ЗСЛ-15	16.7	-5.2
SL-Z-15-09	16.3	-7.2	ЗСЛ-27	16.6	-5.4
SL-Z-23-09*	16.7	-5.4	SL-Z-82-09	16.6	-6.3
SL-Z-42-09-a	16.2	-6.5	SL-Z-7-09	17.6	-6.2
SL-Z-43-09	16.4	-5.6	SL-Z-11-09	17	-6
SL-Z-47-09-a	16.3	-7.3	SL-Z-14-09	18.2	-6
SL-Z-48-09	16.2	-8	Карбонаты вмещающих пород хомолхинской свиты ⁽²⁾		
SL-Z-52-09	16.5	-4.6	SL-Z-53-09	18.4	-5.7
SL-Z-57-09	16.3	-9.2	SL-Z-54-09	20	-5.6
SL-Z-44-09	15.7	-5.9	SL-Z-55-09	19	-6.1
SL-Z-46-09	15.5	-5.6	SL-Z-58-09	19.7	-6.1
SL-Z-50-09	16	-5.1	SL-Z-61-09	17.7	-6
SL-Z-51-09	15.9	-7.9	SL-C-38-09	17.4	-5.4
SL-Z-56-09	15.9	-5.6	SL-C-39-09	19.2	-5.5
SL-C-25-09	16.1	-6.8	SL-C-40-09	18	-5.7
SL-C-29-09	16.2	-7.2	Карбонаты вмещающих пород на удалении от месторождения ⁽³⁾		
SL-C-36-09-a	16.5	-5.2	SL-Z-85-09	16.7	-6.3
SL-C-41-09	15.9	-4.6	K 78-4	15.1	-10.5
			Сидерит вкраплений в сланцах ⁽⁴⁾		
			C-15-A	18.2	-6.1
			C-230.5	17.7	-5.4
			SL-Z	17.9	-7.1

Примечание. * Карбонат со следами поздней перекристаллизации, ⁽¹⁾ Западный участок, ⁽²⁾ Западный и Центральный участки, ⁽³⁾ образцы за пределами карьера, см. примечание к табл. 1, ⁽⁴⁾ образцы предоставлены М.А. Сарояном.

карбонатные жилы, вскрытые в северном и южном бортах карьера Западного участка на горизонтах 950 и 955 соответственно, локализованы в известковистых углеродистых сланцах и алевросланцах имняхской свиты. Мощность жил составляет менее 1 м, они имеют субширотное простирание и пологие углы падения (около 15°–20°) на север–северо-запад.

Изотопный состав Sr и Nd проводился с использованием традиционных методик химической подготовки проб к масс-спектрометрическому анализу. Содержания Rb, Sr, Sm и Nd в образцах и изотопные отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ определялись методом изотопного разбавления с помощью смешанных ^{85}Rb – ^{84}Sr и ^{149}Sm – ^{150}Nd трасеров, которые добавлялись в образцы непосредственно перед химическим разложением. Навески карбонатных минералов (около 0.05 г) разлагались в 6 М HCl при атмосферном давлении и температуре 80°C. Навески валовых проб метаосадочных пород (около 0.15 г) разлагались в автоклаве смесью кислот HF + HNO₃ (5 : 1) в течение 24 ч при температуре около 160°C.

Химическая подготовка препаратов Rb, Sr, Sm и Nd для последующего масс-спектрометрического анализа производилась с применением двухстадийной ионообменной хроматографии. На первой стадии от элементов матрицы образца отделялись фракции Rb, Sr и легких РЗЭ. Фракции выделяли в 2.4 М HCl на ионообменных колонках, заполненных 3 мл катионита BioRad W50x8 (200–400 меш). Хроматографическое отделение Nd и Sm от других легких РЗЭ осуществлялось на второй стадии, с использованием колонок, заполненных 0.5 мл HDEHP, нанесенной на гранулы Kel-F. Уровень фона при описанной схеме химической подготовки составлял 0.1 нг для Sr и менее 0.1 нг для Nd.

Анализ изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd в выделенных фракциях выполнялся на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Великобритания). Правильность масс-спектрометрических измерений изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ контролировалась систематическими измерениями международного стандарта изотопного состава Sr (SRM-987) и внутрилабораторного образца

изотопного состава Nd “Nd-IGEM”, калиброванного относительно международного стандарта LaJolla. Погрешность измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не превышает 0.003% и 0.003% соответственно. Для элементных изотопных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ погрешность находится на уровне 1% и 0.2% соответственно ($2\sigma_{\text{ед.}}$). Результаты изотопного анализа стронция и неодима приведены в табл. 4 и 5.

Другие методы анализа

Макро- и микрокомпонентный состав метасоматизированных вмещающих сланцев имнянской и хомолхинской свит Западного и Центрального участков месторождения и сланцев хомолхинской свиты, отобранных на удалении от месторождения, был определен в ИГЕМ РАН (табл. 2) методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре Axios Advanced (PANalytical, Нидерланды), снабженном рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом. При калибровке спектрометра использовались отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и руд. Истертые пробы пород предварительно высушивались при 110°C. Гравиметрическое определение потерь при прокаливании проводилось при температуре 1000°C. Для анализа породообразующих элементов изготавливались стеклообразные диски путем плавления с боратами лития при температуре 1200°C. Для анализа микроэлементов использовались таблетки, изготовленные из порошка образца методом холодного прессования с полистиролом. Таким образом, в табл. 2 объединены данные, полученные при измерении потерь при прокаливании и анализе плавящихся и прессованных препаратов. Содержание железа, вне зависимости от действительного валентного состояния, представлено оксидом Fe_2O_3 в суммарной форме, что является особенностью применяемого метода анализа.

Содержание РЗЭ было определено в анкерите кварц-карбонатных жил Западного и Центрального участков месторождения (табл. 6). Анализ проведен методом ICP-MS на приборе Agilent 7500 в ИО РАН им. П.П. Ширшова. Образцы для анализа были отобраны и очищены от видимых примесей силикатных минералов вручную под биноклем. Для исключения контаминации РЗЭ карбонатов за счет растворения микропримесей силикатных и аксессуарных фаз, образцы растворялись в 6 Н соляной кислоте при комнатной температуре. Воспроизводимость анализа составила $\pm 3\%$ в области легких и $\pm 5\%$ в области тяжелых РЗЭ. Кроме РЗЭ в полученных растворах были проанализированы содержания некоторых микроэлементов (табл. 6).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Изотопно-кислородная термометрия кварцевых жил с привлечением измененных околожильных пород

Основной проблемой изотопной термометрии рудных жил является их минеральный состав. Чаще всего, жильные ассоциации представлены только одним кислородсодержащим минералом — кварцем или кальцитом. Малосульфидный этап минерализации на Сухом Логе характерен проявлением жил кварц-карбонатного состава, что дает возможность использовать пару $Qz-Ank$ для термометрии. Однако изотопная термометрия по этой паре, как уже отмечалось выше, неудобна тем, что кроме возможной асинхронности кварца и анкерита, она приводит к высокой погрешности при оценке температуры.

Для независимой изотопной термометрии кварц-карбонатных жил на месторождении Сухой Лог мы использовали метасоматизированные околожильные сланцы в паре с жильным кварцем. Подобный прием возможен для регионально метаморфизованных пород, если между изучаемыми фазами наблюдаются систематические изотопные сдвиги и имеются независимые оценки температуры (Kirschner et al., 1995; Richards et al., 2002). Внешне метасоматические изменения околожильных пород наблюдаются только микроскопически (Буряк, 1982, Русинов и др., 2008), но они хорошо прослеживаются в поведении величины $\delta^{18}\text{O}$ околожильных сланцев, которая закономерно уменьшается по мере приближения к контакту с кварцевой жилой (рис. 3).

Метаосадочные породы хомолхинской свиты тонкозернистые и сложены минералами с высокими скоростями диффузии ^{18}O (Fsp , Qz , Ms , Cb), т.е. их изотопно-кислородная система открыта для обмена в широком интервале температуры, на что указывают систематические изотопные сдвиги между околожильными сланцами и жильным кварцем. Согласованное поведение величин $\delta^{18}\text{O}$ жильного кварца (Qz) и метасоматически измененных околожильных сланцев (Sl) свидетельствует о процессе изотопно-кислородного обмена между этими фазами, что прослеживается на рис. 4. На диаграмме по оси ординат отложен изотопный состав кислорода Sl и Ank , а по оси абсцисс — изотопно-кислородный сдвиг между Qz и Sl либо между Qz и Ank . Если две фазы находятся в равновесии, этот сдвиг является функцией температуры, а присутствие заметного количества других фаз и нарушение изотопного равновесия искажают линейную зависимость в $\Delta-\delta$ координатах (Gregory et al., 1989). Согласно термальным взаимоотношениям кварца с околожильными породами и жильным карбонатом, на диаграмме 4 видно, что по сравнению с парой $Qz-Ank$, пара $Qz-Sl$ более чувствительна к изменению темпера-

Таблица 4. Результаты изучения Rb-Sr изотопной системы жильного анкерита и вмещающих пород в зоне месторождения Сухой Лог и за его пределами

Номер образца	Описание образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr ±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ±2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{T = 320}
Анкерит кварц-карбонатных жил, залегающих в известковистых сланцах имнянской свиты						
SI-Z-10-09	Южный борт карьера, гор. 955 м	0.2	3250	0.0002 ± 2	0.712860 ± 14	0.71286
SL-Z-15-09		4.2	1560	0.008 ± 1	0.712911 ± 15	0.71287
SL-Z-42-09-a	Северный борт карьера, гор. 950 м	0.7	2230	0.0009 ± 3	0.713525 ± 14	0.71352
SL-Z-43-09		0.7	2610	0.001 ± 1	0.713396 ± 15	0.71339
SL-Z-46-09		0.7	2060	0.001 ± 1	0.713427 ± 15	0.71342
SL-Z-47-09-a		0.04	2990	<0.0001	0.713407 ± 14	0.71341
SL-Z-48-09		2.0	1950	0.003 ± 1	0.713680 ± 15	0.71367
SL-Z-50-09		0.2	2845	0.0002 ± 2	0.713300 ± 14	0.71330
SL-Z-52-09		0.6	2620	0.0007 ± 3	0.713700 ± 14	0.71370
SL-Z-56-09		1.0	3340	0.001 ± 1	0.713384 ± 15	0.71338
Околожильные метасоматизированные известковистые сланцы имнянской свиты						
SL-Z-7-09	Южный борт карьера, гор. 955 м	145	2740	0.154 ± 1	0.714985 ± 14	0.71428
SL-Z-42-09-a	Северный борт карьера, гор. 950 м	270	407	1.92 ± 1	0.730908 ± 15	0.72216
SL-Z-55-09	Северный борт карьера, гор. 950 м	143	1033	0.401 ± 2	0.719679 ± 14	0.71785
Метасоматизированные хлорит-кварц-серицитовые углеродистые сланцы из рудной зоны, Сухоложский участок, скв. № 6*						
6/171	Сланцы рудной зоны	115	110	2.99 ± 2	0.73209 ± 2	0.71847
6/178		110	120	2.71 ± 2	0.73017 ± 2	0.71783
6/192		140	100	4.02 ± 3	0.73776 ± 2	0.71945
6/198.1		59	62	2.79 ± 2	0.73067 ± 2	0.71796
6/210.8		150	98	4.56 ± 2	0.74155 ± 2	0.72078
6/221		150	110	4.01 ± 2	0.73849 ± 2	0.72023
6/231.2		130	89	4.25 ± 3	0.73980 ± 2	0.72044
6/247.4		97	170	1.69 ± 4	0.72341 ± 2	0.71571
Метасоматизированные хлорит-кварц-серицитовые углеродистые сланцы за пределами рудной зоны, Сухоложский участок, скв. № 6*						
6/254.4		87	88	2.85 ± 2	0.73050 ± 2	0.71752
Метаосадочные породы Кропоткинского рудного района за пределами месторождения Сухой Лог						
SL-Z-85-09	400 м к северу от карьера, гор. 910 м, карбонатные отложения имнянской свиты без видимой сульфидной минерализации	147	1121	0.380 ± 1	0.717387 ± 14	0.71566
70**	3 км от м-ния Сухой Лог, серицит-карбонат-кварцевые алевросланцы, хомолхинская свита	10.1	129	0.228 ± 2	0.716724 ± 15	0.71569
85**	3 км от м-ния Сухой Лог, серицит-кварцевые алевросланцы, хомолхинская свита	117	144	2.35 ± 1	0.727590 ± 15	0.71689
95-1**	Район м-ния Голец Высочайший, серицит-кварцевые сланцы, хомолхинская свита	121	91.1	3.83 ± 2	0.735624 ± 22	0.71818
102**		75.5	143	1.53 ± 1	0.727278 ± 15	0.72031

Примечание. * Данные работы (Лаверов и др., 2007), ** образцы предоставлены С.Г. Кряжевым.

Таблица 5. Результаты изучения Sm-Nd изотопной системы жильного анкерита и вмещающих пород в зоне месторождения Сухой Лог и за его пределами

Номер образца	Описание образца	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T = 320)$
Анкерит кварц-карбонатных жил, залегающих в известковистых сланцах имняхской свиты						
SI-Z-10-09	Южный борт карьера, гор. 955 м	2.35	4.0	0.3560 ± 8	0.512540 ± 10	-8.4
SL-Z-15-09		2.68	5.25	0.3085 ± 7	0.512289 ± 10	-11.4
SL-Z-42-09-a	Северный борт карьера, гор. 950 м	2.1	3.89	0.3255 ± 7	0.512485 ± 10	-8.3
SL-Z-43-09		2.16	3.5	0.3725 ± 8	0.512387 ± 10	-12.1
SL-Z-46-09		4.09	6.34	0.3901 ± 8	0.512713 ± 10	-6.4
SL-Z-47-09-a		3.81	6.17	0.3733 ± 8	0.512655 ± 10	-6.9
SL-Z-48-09		2.08	3.46	0.3630 ± 8	0.512395 ± 10	-11.5
SL-Z-50-09		2.74	4.6	0.3604 ± 8	0.512612 ± 10	-7.2
SL-Z-52-09		3.31	5.39	0.3710 ± 8	0.512602 ± 10	-7.8
SL-Z-56-09		2.63	4.32	0.3673 ± 8	0.512496 ± 10	-9.7
Околожилные метасоматизированные известковистые сланцы имняхской свиты						
SL-Z-7-09	Южный борт карьера, гор. 955 м	5.03	11.3	0.2684 ± 5	0.512418 ± 10	-7.2
SL-Z-42-09-a	Северный борт карьера, гор. 950 м	1.06	3.01	0.2122 ± 4	0.512262 ± 10	-8.0
SL-Z-55-09	Северный борт карьера, гор. 950 м	1.07	2.94	0.2209 ± 4	0.512291 ± 10	-7.8
Метасоматизированные хлорит-кварц-серицитовые углеродистые сланцы рудной зоны, Сухоложский участок, скв. № 6						
6/171	Сланцы рудной зоны	5.3	28	0.1139 ± 3	0.51220 ± 1	-5.2
6/178		5.2	26	0.1198 ± 3	0.51221 ± 1	-5.2
6/192		3.2	17	0.1151 ± 2	0.51223 ± 1	-4.6
6/198.1		2.0	9.8	0.1240 ± 2	0.51226 ± 1	-4.4
6/210.8		4.4	23	0.1135 ± 4	0.51223 ± 1	-4.6
6/221		4.7	23	0.1241 ± 3	0.51221 ± 1	-5.4
6/231.2		7.2	37	0.1193 ± 6	0.51220 ± 1	-5.4
6/247.4		5.1	25	0.1245 ± 4	0.51222 ± 1	-5.2
Метасоматизированные хлорит-кварц-серицитовые углеродистые сланцы за пределами рудной зоны, Сухоложский участок, скв. № 6						
6/254.4		4.4	22	0.1199 ± 3	0.51225 ± 1	-4.4
Метаосадочные породы Кропоткинского рудного района за пределами месторождения Сухой Лог						
SL-Z-85-09	400 м к северу от карьера, гор. 910 м, карбонатные отложения имняхинской свиты без видимой сульфидной минерализации	4.17	22	0.1146 ± 2	0.511755 ± 10	-13.9
70**	3 км от м-ния Сухой Лог, серицит-карбонат-кварцевые алевросланцы, хомолхинская свита	6.07	28.5	0.1286 ± 2	0.512254 ± 10	-4.7
85**	3 км от м-ния Сухой Лог, серицит-кварцевые алевропесчаники, хомолхинская свита	5.06	25.9	0.1183 ± 2	0.512177 ± 10	-5.8
95-1**	Район м-ния Голец Высочайший, серицит-кварцевые сланцы, хомолхинская свита	3.5	18.1	0.1168 ± 2	0.512192 ± 10	-5.4
102**		5.98	26.8	0.1349 ± 2	0.512258 ± 10	-4.9

Примечание. ** Образцы предоставлены С.Г. Кряжевым.

Таблица 6. Содержание (г/т) редкоземельных элементов и некоторых элементов-примесей в анкерите кварц-карбонатных жил месторождения Сухой Лог

Эле- менты	SL-Z-7-09	SL-Z-15-09	SL-Z-23-09*	SL-Z-43-09	SL-Z-46-09	SL-Z-48-09	SL-Z-56-09	SL-C-25-09	SL-C-29-09	SL-C-36-09-a	SL-C-41-09
	1			2				3			
La	1.6	1.5	0.5	0.5	1.4	0.9	1.3	11	2.2	1.8	0.6
Ce	6.2	5.2	1.6	2.4	5.2	3.5	3.6	27.5	5.8	4.5	1.8
Pr	1.07	0.87	0.27	0.54	0.92	0.63	0.57	3.55	0.85	0.68	0.29
Nd	5.7	4.5	1.3	3.4	5.3	3.5	3.1	15.1	4.2	3.4	1.5
Sm	3.43	2.45	0.69	2.25	3.49	2.24	2.05	5.25	2.11	1.61	0.93
Eu	1.38	1.03	0.35	1.21	1.51	1.23	0.89	3.67	1.54	1.17	0.83
Gd	5.1	3.8	1.2	3.1	5.7	3.7	3.3	6.2	3.8	2.8	2
Tb	1.01	0.76	0.22	0.52	1.02	0.67	0.57	1.04	0.81	0.59	0.47
Dy	7	5.4	1.5	3.2	6.7	4.4	3.6	6.5	7	5.1	4.3
Ho	1.35	1.08	0.28	0.6	1.24	0.84	0.65	1.17	1.85	1.47	1.31
Er	4	3.2	0.9	1.7	3.5	2.4	1.9	3.3	6.4	6.4	5.9
Tm	0.59	0.5	0.12	0.23	0.5	0.34	0.28	0.43	0.95	1.22	1.14
Yb	4	3.5	0.8	1.5	3.4	2.2	2	2.5	6.3	11.5	11.2
Lu	0.61	0.55	0.13	0.21	0.5	0.33	0.33	0.33	0.81	2.19	2.16
PЗЭ	43	34.4	9.8	21.5	40.3	26.8	24.1	87.5	44.6	44.3	34.5
Eu/Eu*	1.01	1.03	1.19	1.39	1.03	1.30	1.05	1.96	1.65	1.69	1.81
(La/Yb) _n	0.27	0.29	0.41	0.21	0.29	0.26	0.43	2.92	0.24	0.10	0.04
Y	38.4	30.3	8.04	18.2	34.3	24	18	40.6	48.1	36.1	30.9
Mn	2283	2118	1159	2490	2911	2407	3820	582	779	1009	596
Rb	0.06	0.24	0.55	0.17	0.08	0.05	0.03	0.13	0.04	0.11	0.05
Sr	1058	1258	948	2366	1936	1938	1003	3395	2853	3519	2387
Zn	138	138	77	108	105	101	174	5	5	7	5
As	0.4	0.5	0.6	0.5	0.2	0.4	8.2	3.6	6.8	4.6	1.3

Примечание. * Карбонат со следами поздней перекристаллизации. Места отбора образцов анкерита: 1 – Западный участок, южный борт карьера, 2 – Западный участок, северный борт карьера, 3 – Центральный участок.

туры, связь с температурой у пары $Qz-Sl$ более явная, чем у пары $Qz-Ank$ (см. коэффициенты корреляции на рис. 4).

Для построения эмпирического термометра мы использовали образцы, в которых жильные минералы представлены триплетом $Qz-Ank-Ms$ (табл. 1). В одном из образцов, содержащих мусковит, материал Sl представлен внутрижильным анклавом, поэтому в построении эмпирической зависимости этот образец не использовался, хотя его данные приводятся на диаграммах. Уравнения, использованные при построении эмпирического термометра $Qz-Sl$, приведены в табл. 7, там же представлены рекомендованные интервалы температур, которые определяют верхнюю и нижнюю границы экстраполяции эмпирической

калибровки $Qz-Sl$. С учетом погрешности измерений величин $\delta^{18}O$, верхняя граница уравнения кварц–вода, которое приводится для $T < 500^\circ C$ (Clayton et al., 1972), может быть поднята до $550^\circ C$. Сама эмпирическая зависимость, полученная при $250-370^\circ C$, может быть экстраполирована на интервал температуры от 130 до $550^\circ C$. Имеющиеся данные о составе флюидной фазы включений в жильных минералах на Сухом Логге ($P = 0.3-2.4$ кбар, соленость $3.7-9.5$ мас. % экв. $NaCl$, Distler et al., 2004) не позволяют применить калибровку кварц–вода (Hu, Clayton, 2003), полученную для повышенных давлений (>15 кбар). Для расчета изотопного состава кислорода водного флюида, равновесного с Qz , было взято уравнение (Clayton et al., 1972).

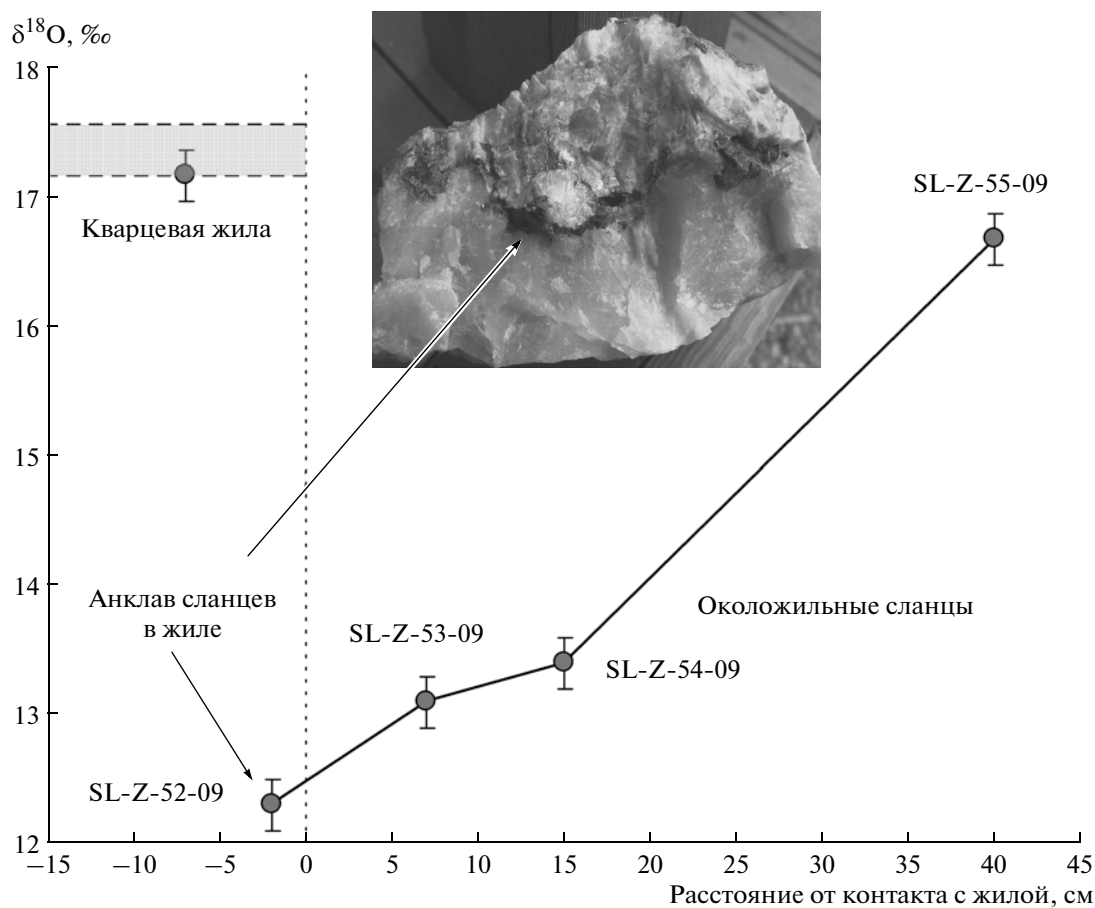


Рис. 3. Изотопно-кислородная зональность околожильных пород в области контакта с крупной кварц-карбонатной жилой (Западный участок).

Серое поле – диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ жильного кварца ($17.4 \pm 0.3\text{‰}$, $n = 15$) кварц-карбонатных жил, опробованных на Западном участке.

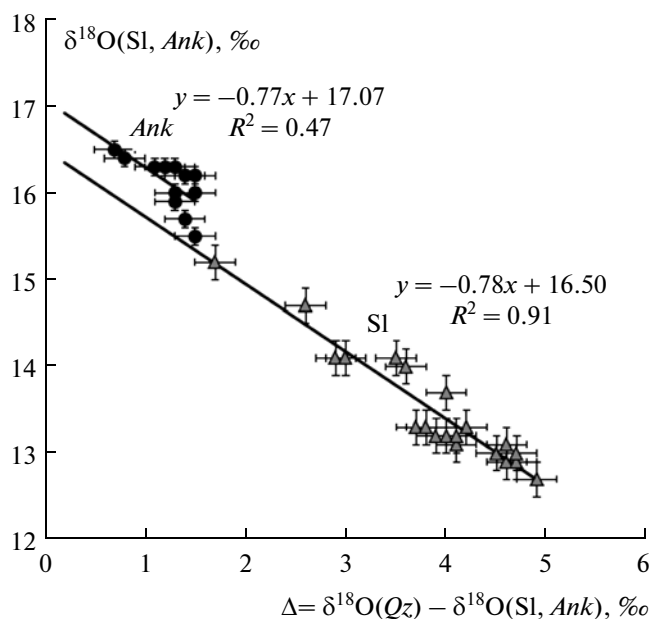


Рис. 4. Диаграмма Δ - δ для кварца (Qz), анкерита (Ank) и метасоматически измененных околожильных пород (Sl) месторождения Сухой Лог.

Эмпирические зависимости коэффициентов фракционирования изотопов кислорода от квадрата обратной температуры для системы Sl -вода и Qz - Sl показаны на рис. 5. Полученная зависимость для системы Sl -вода описывается полиномом 2-й степени (рис. 5а, $R^2 = 0.99$), при этом точка образца, в котором Sl представлен внутрижильным анклавом, находится не на общем тренде, хотя и близка к его полиномиальной аппроксимации. Эмпирическая зависимость Qz - Sl (рис. 5б) показывает, что сланец анклава не принадлежит изотопному равновесию с триплетом Sl - Qz - Ms .

Оценки температуры, полученные по эмпирической калибровке Qz - Sl и по паре Qz - Ank (комбинация уравнений Zheng, 2011) плохо согласуются (рис. 6). В целом, по паре Qz - Ank , они более низкие, чем по калибровке Qz - Sl . Наиболее вероятно, что для отобранных образцов жильных кварца и анкерита не соблюдалось условие синхронности, и анкерит являлся либо более ранним ($T(Qz-Ank) > T(Qz-Sl)$), либо более поздним

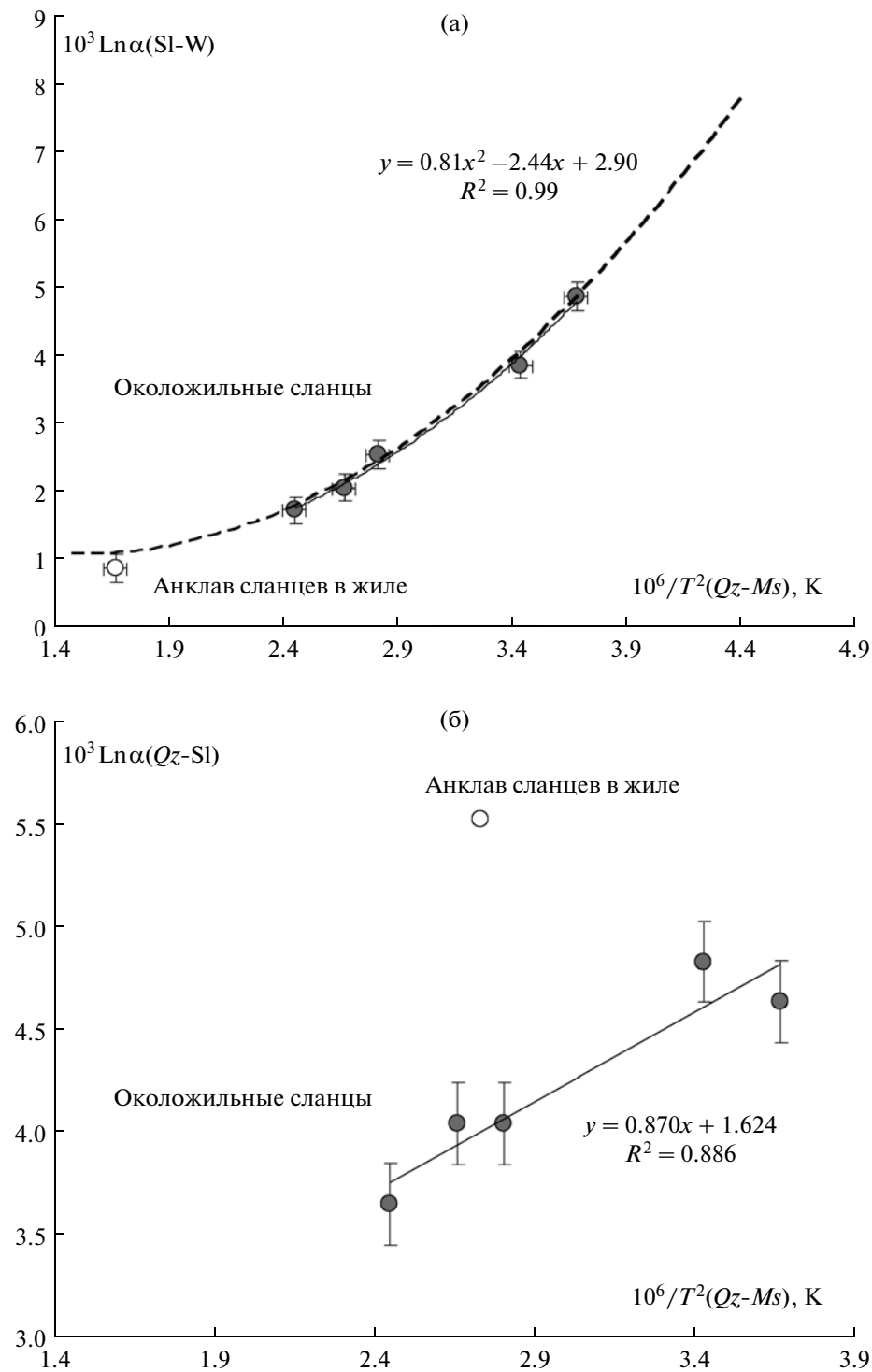


Рис. 5. Эмпирические зависимости коэффициентов фракционирования изотопов кислорода: (а) – в системе околожильная порода–вода, SI-W, (б) – кварц–околожильная порода, Qz-SI, полученные для кварц-карбонатных жил Сухого Лога.

($T(Qz-Ank) < T(Qz-SI)$) по отношению к кварцу, причем последний случай проявляется чаще (рис. 6). Очевидно, что формирование жильных кварца и анкерита не имело разрыва во времени,

поскольку наблюдаются взаимообратные случаи асинхронных соотношений этих минералов.

Соотношение изотопно-кислородных систем SI и Qz можно проследить на рис. 7, поскольку

Таблица 7. Уравнения, использованные для изотопной термометрии кварцевых жил и околожилных сланцев месторождения Сухой Лог

Пара	T-интервал, °C	Коэффициенты уравнения*			Литературный источник
		D	E	F	
$Qz-H_2O$	200–500	3.38	0	–2.9	Clayton et al., 1972
$Qz-MS$	>130	1.37	0	0	Chacko et al., 2001
$Qz-H_2O$	0–1200	4.48	–4.77	1.71	Zheng, 1993
$Ank-H_2O$	0–1200	4.06	–4.65	1.71	Zheng, 2011
$Qz-Sl$	130–550	0.87	0	1.624	Настоящая работа
$Sl-W$		2.51	0	4.52	

*Уравнение вида: $10^3 \ln \alpha_{A-B} = D \frac{10^6}{T^2} + E \frac{10^3}{T} + F$.

при низком содержании флюида и подчиненных количествах анкерита в кварцевых жилах, систему $Qz-Sl$ можно рассматривать как бинарную. На поле $\delta-\delta$ диаграммы нанесены изотермы изотопного обмена $Qz-Sl$, рассчитанные по эмпирическому термометру. Возможная неточность термометра может привести к движению изотерм на диаграмме параллельно самим себе, но она не повлияет на взаимное расположение данных по отношению к изотермам и на положение изотермы $T \rightarrow \infty$, которая описывается уравнением $Y = X$. Максимальные температуры, фиксируемые для кварц-карбонатных жил, составляют 380°C, что соответствует верхней границе интервала температуры, полученного при изучении флюидных включений (Distler et al., 2004). Тренды остывания на диаграмме 7, формируемые точками образцов

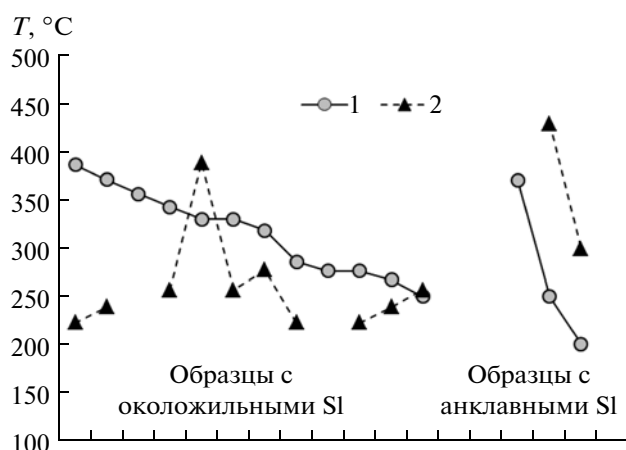


Рис. 6. Температуры, полученные методом изотопно-кислородной термометрии по эмпирическому термометру $Qz-Sl$ (1) и минеральной паре $Qz-Ank$ (2).

По оси абсцисс расположены изученные образцы в порядке убывания $T(Qz-Sl)$.

с разной позицией Sl (околожилные сланцы и сланцы анклавов внутри жил), занимают секущее положение по отношению к изотермам. Это означает, что около- и внутрижилные сланцы находились в изотопном равновесии с жильным кварцем на всем температурном интервале. Величина $\delta^{18}O$, получаемая при экстраполяции трендов изотопного обмена на изотерму $T \rightarrow \infty$ может рассматриваться как исходный изотопный состав системы (Gregory et al., 1989). Для тренда кварц-околожилные сланцы величина $\delta^{18}O(Qz) = \delta^{18}O(Sl)$ составляет $14.6 \pm 0.3\%$, а для тренда “кварц-внутрижилные анклавы” эта величина – около 15.5%.

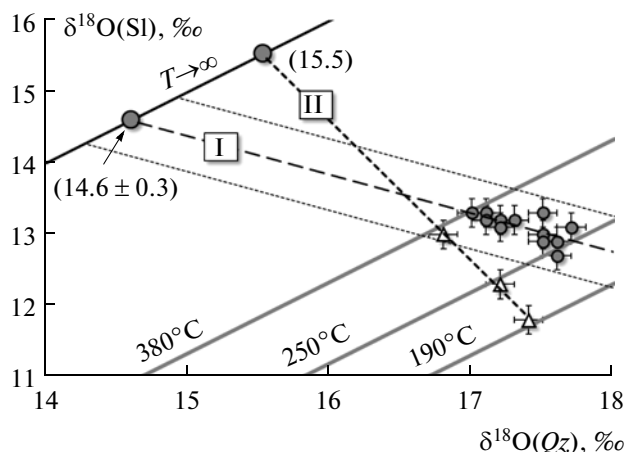


Рис. 7. Диаграмма $\delta^{18}O(Qz)-\delta^{18}O(Sl)$, построенная для кварц-карбонатных жил Западного участка месторождения Сухой Лог.

Температура над изотермами нанесена по эмпирическому термометру $Qz-Sl$ (см. текст). Тренды изотопного обмена: I – околожилных сланцев с жильным кварцем, II – сланцев внутрижилных анклавов с жильным кварцем. Цифры в скобках – экстраполяция на исходный изотопный состав сланцев до начала изотопного обмена в системе жильный кварц–околожилные сланцы.

Если эти составы принимать как исходные, то относительно состава сланцев хомолхинской свиты, отобранных за пределами месторождения ($\delta^{18}\text{O} = 15.8\text{‰}$), величина $14.6 \pm 0.3\text{‰}$ существенно снижена, и показывает, что к началу формирования минерализации малосульфидного типа вмещающие породы месторождения были уже существенно изменены в процессе флюидного воздействия на более раннем этапе минерализации. Состав, получаемый для тренда внутрижилльных анклавов (15.5‰), близок к составу минимально измененных сланцев за пределами месторождения. Возможно, это указывает на формирование анклавов околожилльных пород за счет развития кварц-карбонатных жил по уже существовавшим кварцевым прожилкам, сформированным на предыдущем этапе минерализации.

Наклоны трендов на диаграмме 7 показывают приблизительное соотношение масс Qz и Sl , связанных изотопным обменом, более точный расчет которого сложен, поскольку зоны измененной породы не имеют резких границ. В первом приближении из наклона тренда следует, что на единицу массы сформированного жильного кварца должна приходиться та же масса измененных околожилльных пород. Например, для плоской жилы мощностью 10 см зона изотопно-кислородного облегчения сланцев должна наблюдаться на расстоянии 5 см в обе стороны от контакта. Около более мощных жил должна существовать более мощная зона изотопно-измененных сланцев, а при мощности прожилков около 4–6 мм зона измененных сланцев может оказаться очень тонкой (2–3 мм). При отборе для изотопных исследований материала измененных вмещающих пород около тонких прожилков, по-видимому, стоит учитывать подобные соотношения.

Для измененных околожилльных пород, отобранных около кварц-сульфидных прожилков золотосульфидного типа минерализации, характерны более высокие величины $\delta^{18}\text{O}(Sl)$, в то время как величины $\delta^{18}\text{O}$ жильного кварца варьируют в тех же пределах, что и величины $\delta^{18}\text{O}(Qz)$ кварц-карбонатных жил малосульфидного типа (17.3 ± 0.3 и 17.4 ± 0.4 , соответственно, табл. 1). Для этапа прожилково-вкрапленной минерализации составы околожилльных сланцев (поле 3 на рис. 8) приближаются к составу сланцев хомолхинской свиты, отобранных на максимальном удалении от карьера (пунктир на рис. 8). Наибольший изотопно-кислородный сдвиг относительно этого состава характерен для внутрижилльных анклавов вмещающих сланцев в кварц-карбонатных жилах (поле 2 на рис. 8), наиболее измененных при взаимодействии с флюидом. Взаимное положение полей 2 и 3 может указывать на меньшую степень флюидного воздействия на вмещающие породы во время формирования кварц-сульфидных прожилков. Однако из-за малой мощности зон изме-

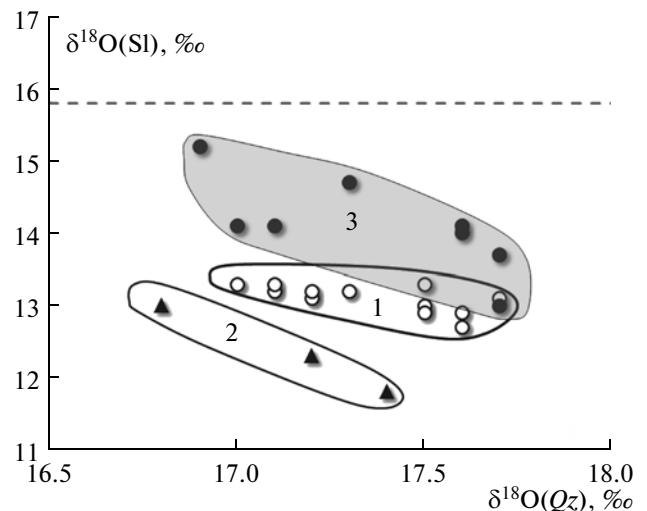


Рис. 8. Диаграмма $\delta^{18}\text{O}(Qz) - \delta^{18}\text{O}(Sl)$, построенная для разных типов минерализации на месторождении Сухой Лог.

Поля 1 и 2 – кварц-карбонатные жилы малосульфидного золото-кварцевого типа минерализации, с околожилльными и внутрижилльными сланцами соответственно; поле 3 – кварцевые и кварц-сульфидные прожилки прожилково-вкрапленного золотосульфидного типа минерализации. Горизонтальная пунктирная линия – изотопный состав кислорода сланцев хомолхинской свиты в 30 км от месторождения.

ненных пород около тонких прожилков, существует вероятность попадания в отобранный для анализа материал фрагмента породы, слишком удаленной от контакта с прожилком, имеющей слабо измененный изотопный состав кислорода. На рис. 8 прослеживается явное различие в поведении изотопно-кислородных соотношений жильный кварц–околожилльная порода для разных этапов минерализации на Сухом Логге. Однако требуется дополнительное локальное изучение зон околожилльных изменений тонких кварц-сульфидных прожилков, чтобы в дальнейшем подтвердить или опровергнуть это различие.

Источники вещества при формировании кварц-карбонатных жил на месторождении Сухой Лог

Изотопная систематика кислорода и углерода карбонатов. Подвижность карбонатов в течение гидротермально-метасоматических преобразований вмещающих пород в рудной зоне месторождения хорошо прослеживается по геохимическим данным. Поведение ассоциированных с карбонатами элементов относительно содержания летучих (табл. 2) показывает, что метасоматизированные вмещающие сланцы рудной зоны испытали привнос карбонатного материала. Малое содержание летучих в образцах сланцев хомолхинской свиты, отобранных в 30 км от рудной зоны место-



Рис. 9. Изотопная ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) систематика карбонатных проявлений на месторождении Сухой Лог:

I – анкерит *Qz-Cb* жил Западного и Центрального участков, II – карбонат вмещающих пород имняхской свиты (Западный участок), III – карбонат вмещающих пород хомолхинской свиты (Западный и Центральный участки), IV – сидерит вкрапленников во вмещающих породах (Западный и Центральный участки), V – карбонаты в образцах сланцев имняхской и хомолхинской свит, отобранных на удалении от месторождения.

рождения (табл. 2), подтверждает привнесённый генезис карбонатного вещества в метасоматически изменённых сланцах рудной зоны месторождения. Изотопные ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) характеристики анкерита из кварц-карбонатных жил, карбонатной составляющей рудовмещающих сланцев хомолхинской свиты и известковистых сланцев имняхской свиты, отобранных в непосредственной близости от рудных зон месторождения, подтверждают привнесённый генезис карбонатов вмещающих сланцев и жил рудной зоны. С наибольшей долей вероятности источником привнесённого карбоната могут считаться отложения имняхской свиты.

На рис. 9 приведена $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{13}\text{C}$ систематика карбонатных проявлений на месторождении Сухой Лог. Породы имняхской свиты, расположенные в непосредственной близости от месторождения, и карбонатная фаза сланцев хомолхинской и имняхской свит из рудной зоны практически идентичны по изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C} \approx -6\text{‰}$), показывая разброс величин $\delta^{18}\text{O}$ от $+20\text{‰}$ до составов, совпадающих с составами жильного анкерита. Вероятно, малое исходное содержание “собственного” карбонатного материала в сланцах хомолхинской свиты способствовало почти полной потере исходных изотопно-углеродных меток при взаимодействии с флюидом, содержащим растворённый карбонат подстилающих пород имняхской свиты. Изотопный состав

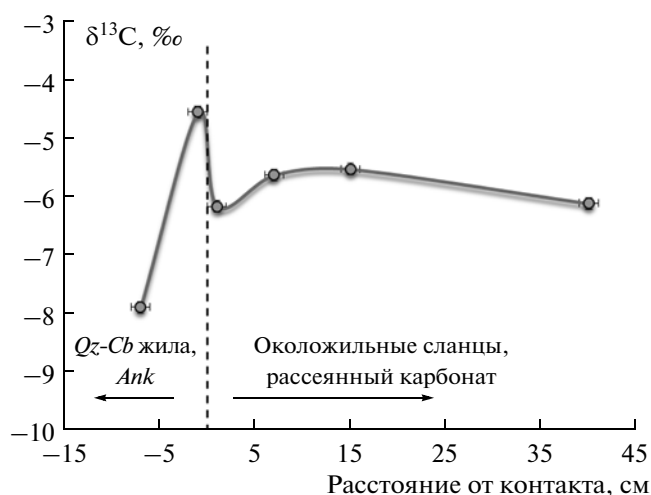


Рис. 10. Вариации величины $\delta^{13}\text{C}$ карбонатных фаз вкосте контакта кварц-карбонатной жилы с вмещающими породами на Западном участке месторождения.

кислорода отразил вариации в степени взаимодействия с водной фазой флюида, и, возможно, вариации количества привнесённого карбоната.

Диапазон величин $\delta^{18}\text{O}$ жильного анкерита на месторождении Сухой Лог обычен для карбонатов, кристаллизующихся из водных растворов при повышенных температурах. Крайне интересным является поведение изотопно-углеродной системы этого минерала, которое резко отличается от поведения величин $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов вмещающих сланцев как в рудной зоне, так и за ее пределами. Изотопный состав углерода жильного анкерита сильно варьирует как в сторону обогащения, так и заметного обеднения изотопом ^{13}C по отношению к карбонатам околожилых сланцев. В некоторых работах (например, Развозжаева и др., 2002) причиной этому указаны процессы частичного окисления органики, однако не совсем ясно, почему эти процессы отразились исключительно на карбонатной системе жильных минералов и практически не проявлены в околожилых породах, являющихся источником органического вещества.

Приуроченность вариаций в изотопном составе углерода исключительно к жильным системам иллюстрируется зональностью в поведении величин $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных фазах околожилых сланцев и жил (рис. 10). На разном удалении от контакта с жилой рассеянный карбонат вмещающих сланцев отличается гомогенным изотопным составом углерода (около -6‰). Переход в жильную зону сопровождается значениями $\delta^{13}\text{C}$ в жильном анкерите от -4.6 до -8‰ .

Поскольку околожилые породы рудной зоны гомогенны в отношении изотопного состава углерода карбонатов, возникновение вариаций величин $\delta^{13}\text{C}$ в жильном анкерите связано исклю-

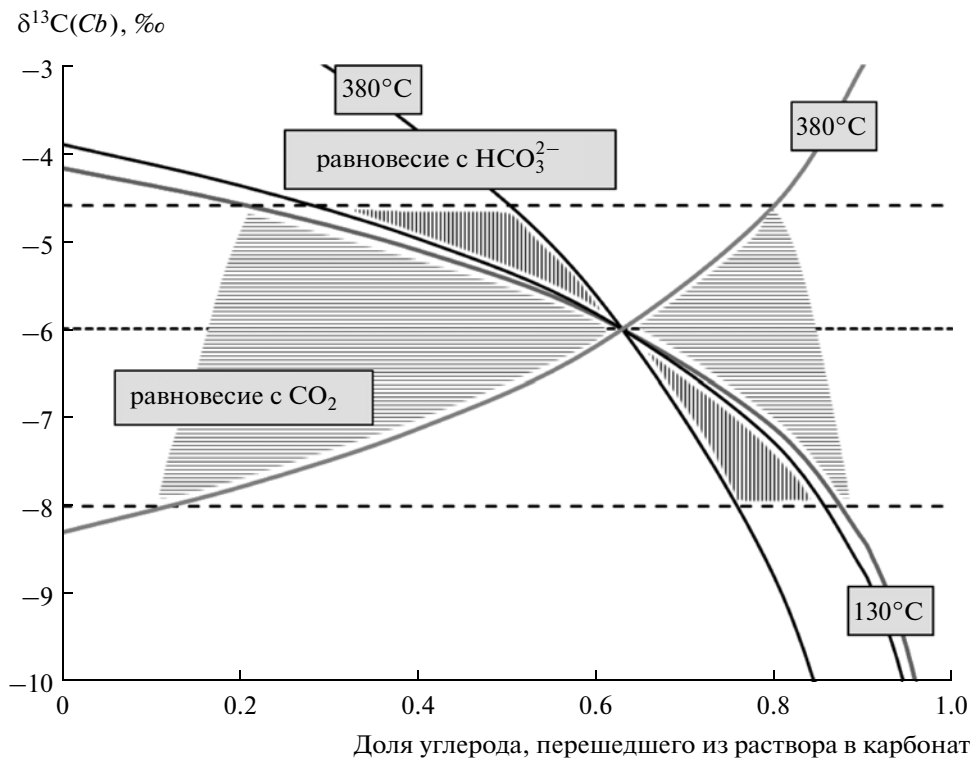


Рис. 11. Рэлеевское истощение в системе растворенный карбонат–карбонатный минерал в отношении изотопа ^{13}C . Расчет проведен для двух случаев кристаллизации карбоната: с преобладанием бикарбонат-иона (вертикально заштрихованные поля) и с преобладанием уголекислоты во флюиде (горизонтально заштрихованные поля) по термометрическим зависимостям (Bottinga, 1969; Mook et al., 1974). Горизонтальные пунктирные линии – диапазон вариаций $\delta^{13}\text{C}$ анкерита кварц-карбонатных жил Западного участка.

чительно с процессами кристаллизации карбоната из раствора в закрытой относительно флюида системе. На рис. 11 приведены результаты расчета вариаций величины $\delta^{13}\text{C}$ жильных карбонатов, проведенного для вариантов, отвечающих преобладанию во флюиде разных форм карбоната – иона HCO_3^- и CO_2 . В первом случае использовалась комбинация уравнений кальцит– CO_2 (Bottinga, 1969) и HCO_3^- – CO_2 (Mook et al., 1974), во втором – уравнение для системы кальцит– CO_2 (Bottinga, 1969). Температурный диапазон взят по оценкам (Distler et al., 2004), полученным при изучении флюидных включений. Пересечение расчетных линий с областью наблюдаемых значений $\delta^{13}\text{C}$ жильного анкерита ограничивает поля, в которых могут находиться составы жильных карбонатов в зависимости от доли углерода, перешедшего из раствора в кристаллический карбонат.

При расчетах исходный изотопный состав углерода карбоната во флюиде был принят таким же, как в карбонатах околосильных сланцев и отложениях имнянской свиты, расположенных около рудной зоны ($\delta^{13}\text{C} = -6\text{‰}$). На разных стадиях истощения системы, величины $\delta^{13}\text{C}$ жильного карбоната могут оказаться как более высоки-

ми, так и более низкими по отношению к величине $\delta^{13}\text{C}$ карбонатных форм флюида, поступающего в жильную систему. Использование в расчетах термометрических уравнений для кальцита вместо анкерита и экстраполяция уравнения (Mook et al., 1974) за установленные пределы температуры (5–125°C) определяют иллюстративный характер проведенного расчета. Тем не менее расчет объясняет природу изотопно-углеродных вариаций в жильных карбонатах Сухого Лога без привлечения дополнительных источников углерода как внешних, так и внутренних, например, за счет участия органического вещества вмещающих терригенно-осадочных пород.

Состав РЗЭ карбонатов кварц-карбонатных жил. Поведение РЗЭ было изучено в образцах анкерита кварц-карбонатных жил Западного и Центрального участков месторождения (табл. 6). Анкерит кварц-карбонатных жил характеризуется общим содержанием РЗЭ от 21.4 до 44.6 г/т. Исключения составляют образец анкерита со следами поздней перекристаллизации (SL-Z-23-09), имеющий пониженные содержания РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ} = 9.8$ г/т), и обр. SL-Z-25-09, в котором содержание РЗЭ вдвое превышает их среднее значение в остальных образцах жильного анкерита ($\Sigma\text{РЗЭ} =$

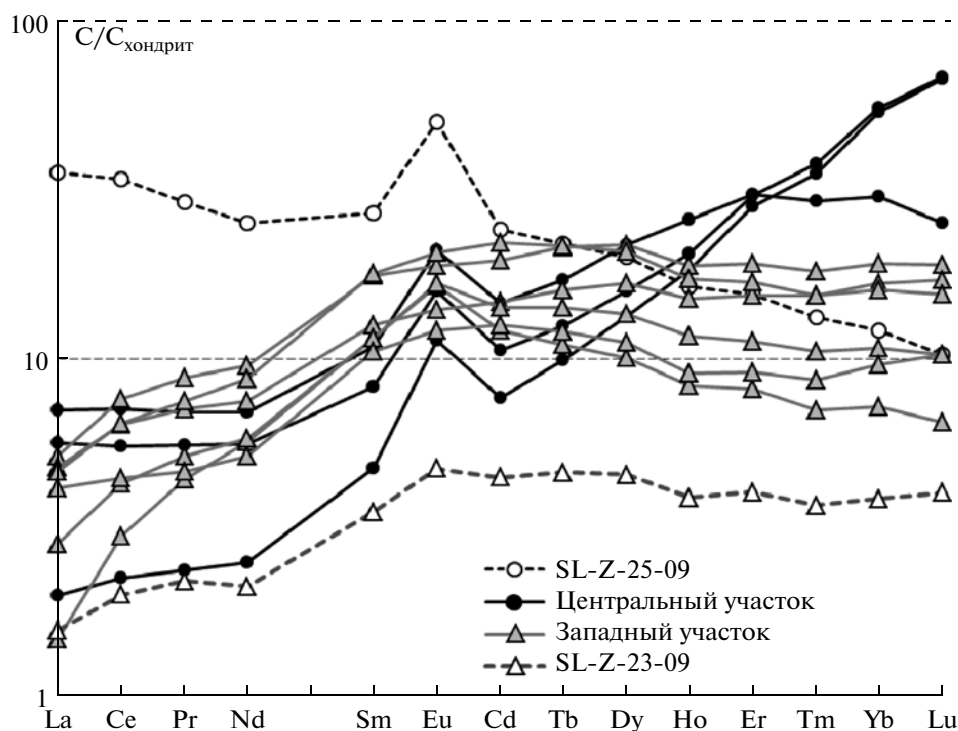


Рис. 12. Составы РЗЭ анкерита кварц-карбонатных жил Западного и Центрального участков месторождения. Состав РЗЭ образцов SL-Z-25-09 и SL-Z-23-09 обсуждается в тексте.

= 87.5 г/т). В первом случае можно говорить о частичной потере РЗЭ при более поздней перекристаллизации минерала, во втором – о возможном попадании в HCl-вытяжку легкорастворимой силикатной фазы с повышенным содержанием РЗЭ и высоким коэффициентом обогащения легкими элементами этой группы.

Составы РЗЭ анкерита различаются для кварц-карбонатных жил Центрального и Западного участков (рис. 12). Для Центрального участка характерно обеднение состава легкими и обогащение тяжелыми РЗЭ, в то время как для Западного участка наблюдается обеднение легкими РЗЭ и относительно постоянные содержания тяжелых редких земель. Другой особенностью наблюдаемых составов является положительная аномалия европия Eu/Eu^* , которая варьирует от 1 до 2 (табл. 6). Величина Eu -аномалии рассчитывалась по уравнению:

$$Eu/Eu^* = (2Eu^N)/(Sm^N + Gd^N),$$

где символы элементов с индексом “N” обозначают содержания, нормализованные на хондрит (Boynnton, 1984). Величина отношения $(La/Yb)_n$ также рассчитывалась из концентраций, нормализованных на хондрит.

Все имеющиеся изотопные и геохимические данные, указывающие на гидротермальное происхождение анкерита кварц-карбонатных жил

месторождения Сухой Лог, позволяют считать, что перенос РЗЭ в гидротермальном растворе осуществлялся в виде карбонатных комплексов, что и определяет их наблюдаемый состав с дефицитом в области легких РЗЭ. Это связано с большей устойчивостью карбонатных комплексов тяжелых РЗЭ в растворе (Wood, 1990; Ohta, Kawabe, 2000; Luo, Вугне, 2004 и др.). Вариации величин $(La/Yb)_n$ и Eu/Eu^* характеризуют основные черты спектров РЗЭ жильного анкерита. Кроме того, обращает на себя внимание высокое содержание Mn в анкерите (табл. 6), с которым обратно коррелирует величина Eu/Eu^* (рис. 13а). Аналогичная обратная корреляция с Eu/Eu^* наблюдается для отношения $(La/Yb)_n$ (рис. 13б). Зависимости на обеих диаграммах 13 статистически значимы на 95%-ном доверительном интервале (Дерфельд, 1994).

Согласованное поведение трех параметров – содержания Mn, $(La/Yb)_n$ и Eu/Eu^* в анкерите кварц-карбонатных жил свидетельствует о формировании Eu/Eu^* и изменении отношения $(La/Yb)_n$ в закрытой относительно флюида системе. В присутствии Fe^{2+} и Mn^{2+} в растворе, содержащем карбонатные комплексы РЗЭ, основным механизмом вывода из раствора является соосаждение этих элементов с Fe, Mn и Ca (Дубинин, 2006) и вхождение в соответствующую твердую фазу (в данном случае, анкерит). В восстанови-

тельных условиях, при нахождении в растворе двухвалентных Fe^{2+} и Mn^{2+} , Eu также находится в двухвалентном состоянии при повышенных температурах (200–250°C). При соосаждении трехвалентных элементов группы РЗЭ происходит фракционирование Eu^{2+}/Eu^{3+} и накопление Eu^{2+} в растворе. По мере вывода РЗЭ из раствора в условиях закрытой системы, происходит постепенное накопление Eu^{2+} в растворе, приводящее к появлению положительной Eu/Eu^* по мере удаления РЗЭ в твердую фазу. В этом же направлении изменяется содержание Mn: на поздних этапах его концентрация в растворе уменьшается, что отражается на составе кристаллизующейся твердой фазы. Более высокая устойчивость карбонатных комплексов тяжелых РЗЭ по отношению к легким РЗЭ в растворе приводит к относительно накоплению тяжелых РЗЭ по мере кристаллизации карбонатов, что сопровождается постепенным уменьшением отношения $(La/Yb)_n$ как в растворе, так и в кристаллизующемся из него карбонате. В результате чего, по мере кристаллизации железистых карбонатов из раствора, три параметра ведут себя взаимосвязано: величина Eu/Eu^* возрастает, а содержание Mn и отношение $(La/Yb)_n$ снижаются, что хорошо проявилось в случае кварц-карбонатных жил Сухого Лога.

Наблюдаемое поведение Eu/Eu^* , $(La/Yb)_n$ и Mn в анкерите кварц-карбонатных жил позволяет сделать вывод о кристаллизации карбонатов на этапе формирования кварц-карбонатных жил в системе, закрытой относительно флюида. Условиям закрытой системы может отвечать ситуация, когда скорость поступления флюида из порового пространства околожильных пород мала по сравнению с таковой для кристаллизации жильных карбонатов и установления равновесных элементных соотношений РЗЭ между анкеритом и флюидом.

Отношение $(La/Yb)_n$ в изученной системе жил является маркером истощения флюида относительно карбонатных комплексов РЗЭ. Взаимное положение полей Центрального и Западного участков месторождения на рис. 13 показывает, что анкерит кварц-карбонатных жил Западного участка формировался на более ранних стадиях “разгрузки” единой флюидной системы. Расположение участков месторождения в пределах структуры Сухоложской антиклинали позволяет представить направление фильтрации флюида на этапе формирования кварц-карбонатных жил, показанное стрелкой на геологической схеме (рис. 1). По данным (Distler et al., 2004), для анкерита Сухоложского участка отношение $(La/Yb)_n < 1$, что может указывать на еще более раннюю стадию “разгрузки” флюида при формировании кварц-карбонатных жил данного участка. Однако в работе (Distler et al., 2004) не указано, проводилось ли полное разложение анкерита для ICP MS

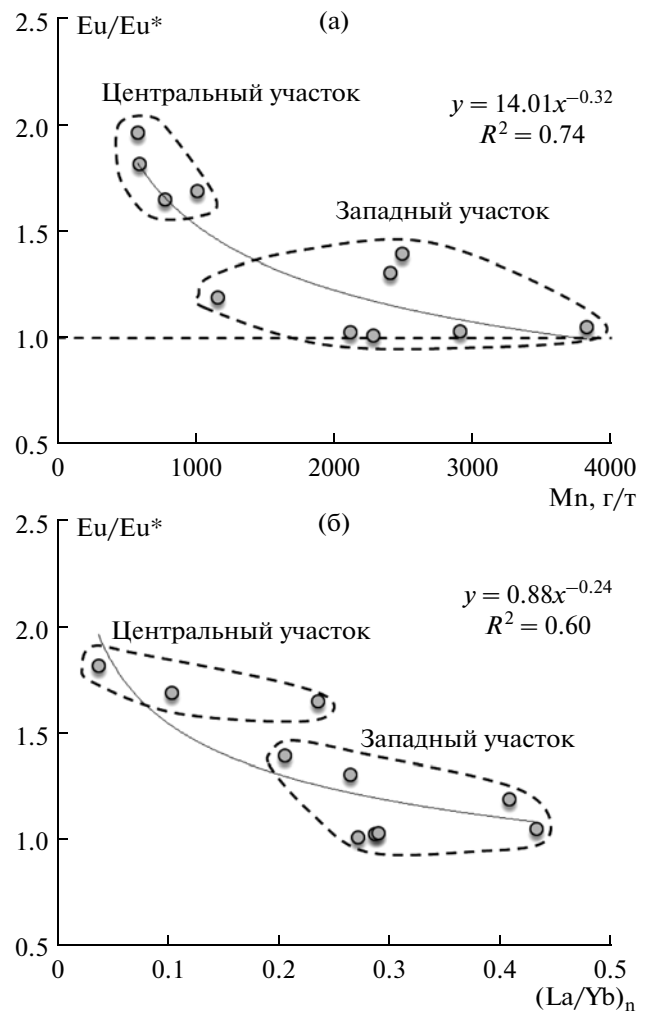


Рис. 13. Зависимость Eu-аномалии (Eu/Eu^*) в карбонатах кварц-карбонатных жил Западного и Центрального участков месторождения: (а) – от содержания марганца, (б) – от отношения $(La/Yb)_n$.

анализа или использовалась солянокислая вытяжка, поэтому сопоставить наши данные с результатами, опубликованными для Сухоложского участка, невозможно.

Изотопная систематика стронция и неодима жильных карбонатов и метаосадочных пород. Анкерит кварц-карбонатных жил, сформированных на позднем этапе гидротермальной деятельности около 320 млн лет назад, характеризуется высоким и относительно выдержанным содержанием Sr (1560–3340 мкг/г). Концентрация Rb, напротив, варьирует в широких пределах (0.04–4.2 мкг/г), что в конечном итоге определяет неоднородность изотопного $^{87}Rb/^{86}Sr$ отношения, максимальное значение которого достигает 0.008. Образцы жильного анкерита слабо варьируют по величине $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7129–0.7137). Концентрации Sm и Nd в жильном анкерите изменяются в пределах 2.1–

4.1 и 3.5–6.3 мкг/г соответственно. Полученные содержания характерны как для осадочных, так и для гидротермальных карбонатов (Uysal et al., 2007). Однако значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в жильном анкерите находятся в интервале 0.308–0.390, типичном для карбонатов гидротермального происхождения (Bau, Moller, 1992; Uysal et al., 2007), не соответствующем величинам изотопного $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения, характерного для осадочных карбонатов морского генезиса (Nothdurft et al., 2004).

Величины изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в жильном анкерите варьируют от 0.5123 до 0.5127, и этот диапазон существенно перекрывает интервал, который мог быть сформирован только за счет накопления радиогенной добавки ^{143}Nd *in situ*, что однозначно указывает на первичную неоднородность начального отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в анкерите кварц-карбонатных жил. Соответствующие величины $\varepsilon_{\text{Nd}}(T = 320)$, рассчитанные на возраст образования минерализации малосульфидного золото-кварцевого типа на месторождении (320 млн лет, Лаверов и др., 2007), изменяются в широких пределах – от –6.4 до –12.1. Первичная неоднородность изотопного состава Nd анкерита кварц-карбонатных жил указывает на поступление в жильную систему гидротермального флюида, имеющего разные источники неодама, различающиеся по изотопному составу этого элемента.

Идентификация источников Sr и Nd во флюиде возможна при изучении Sr-Nd характеристик метаосадочных пород хомолхинской и имняхской свит, которые были опробованы как в зонах развития золоторудной минерализации, так и за пределами месторождения. Породы хомолхинской свиты в настоящей работе представлены 13-ю образцами, большая часть (9 проб) из которых – это метасоматизированные углеродистые алевросланцы и сланцы из рудной зоны месторождения, вскрытой скважиной № 6 на участке Сухоложский. Rb-Sr данные для этих пород были опубликованы ранее (Лаверов и др., 2007), в настоящей работе они дополнены изучением Sm-Nd изотопной системы. Слабо измененные породы хомолхинской свиты охарактеризованы 4 образцами и были отобраны на значительном удалении от месторождения Сухой Лог. В изученной коллекции образцов пород имняхской свиты присутствовали метасоматизированные углеродистые сланцы зоны контактовых метасоматитов кварц-карбонатных жил участка Западный (три пробы) и известковистый сланец (обр. SL-Z-85-09), слабо затронутый процессами позднего метасоматического преобразования.

Содержания Rb и Sr в породах хомолхинской и имняхской свит изменяются в широких пределах от 10 до 270 и от 62 до 1121 мкг/г соответственно,

что определяет значительные вариации изотопного $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношения (0.15–4.6). Для пород имняхской свиты установлены наиболее высокие концентрации Sr (1121 мкг/г в слабо измененном образце известковистого сланца SL-Z-85-09) и пониженные величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношения. Исключением является образец метасоматизированного углеродистого сланца (SL-Z-42-09a), в котором измерено высокое отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, равное 1.9. При изучении шлифов этого образца было установлено, что в отличие от типичных пород имняхской свиты, в нем над карбонатными минералами преобладают выделения новообразованного серицита, сильно влияющего на Rb-Sr характеристики породы.

Rb-Sr систематика метасоматизированных углеродистых сланцев и алевросланцев из рудной зоны месторождения Сухой Лог достаточно полно рассмотрена в работе Н.П. Лаверова с соавторами (Лаверов и др., 2007). Принципиальным моментом является то, что метасоматиты рудной зоны и слабо измененные породы хомолхинской свиты, отобранные на удалении от месторождения, близки по своим Rb-Sr изотопным характеристикам.

Содержания Sm и Nd и величины $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения метаосадочных пород, залегающих в районе месторождения Сухой Лог, отвечают составам, характерным для терригенно-карбонатных пород морского происхождения, накопление которых происходило в условиях пассивной континентальной окраины (Diskin et al., 2011). Однако в образцах околожильных метасоматизированных пород изотопная Sm-Nd система существенно изменена, что вызвано, по-видимому, протеканием метасоматических процессов с участием флюида. Здесь наблюдаются низкие концентрации Sm и Nd и высокие изотопные $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения (>0.2), занимающие промежуточное положение между величинами, установленными для анкерита кварц-карбонатных жил (>0.3) и метасоматизированных сланцев (около 0.1), залегающих как в рудной зоне, так и за ее пределами. Наиболее вероятным механизмом формирования наблюдаемых характеристик Sm-Nd в зонах околожильных изменений могут являться процессы растворения минералов, содержащих более высокие концентрации РЗЭ с низким $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношением (силикатов), и привноса минералов с низкими концентрациями РЗЭ и высоким $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношением (карбонатов, аналогичных анкериту кварц-карбонатных жил). Исключение составляет обр. SL-Z-7-09, содержащий значительное количество карбонатов и имеющий высокие П.п.п. (см. табл. 2). Для этого образца характерны повышенные содержания Nd и Sm, при более высоком Sm/Nd изотопном отношении. Повышенное $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношение можно было бы объяснить присутствием карбо-

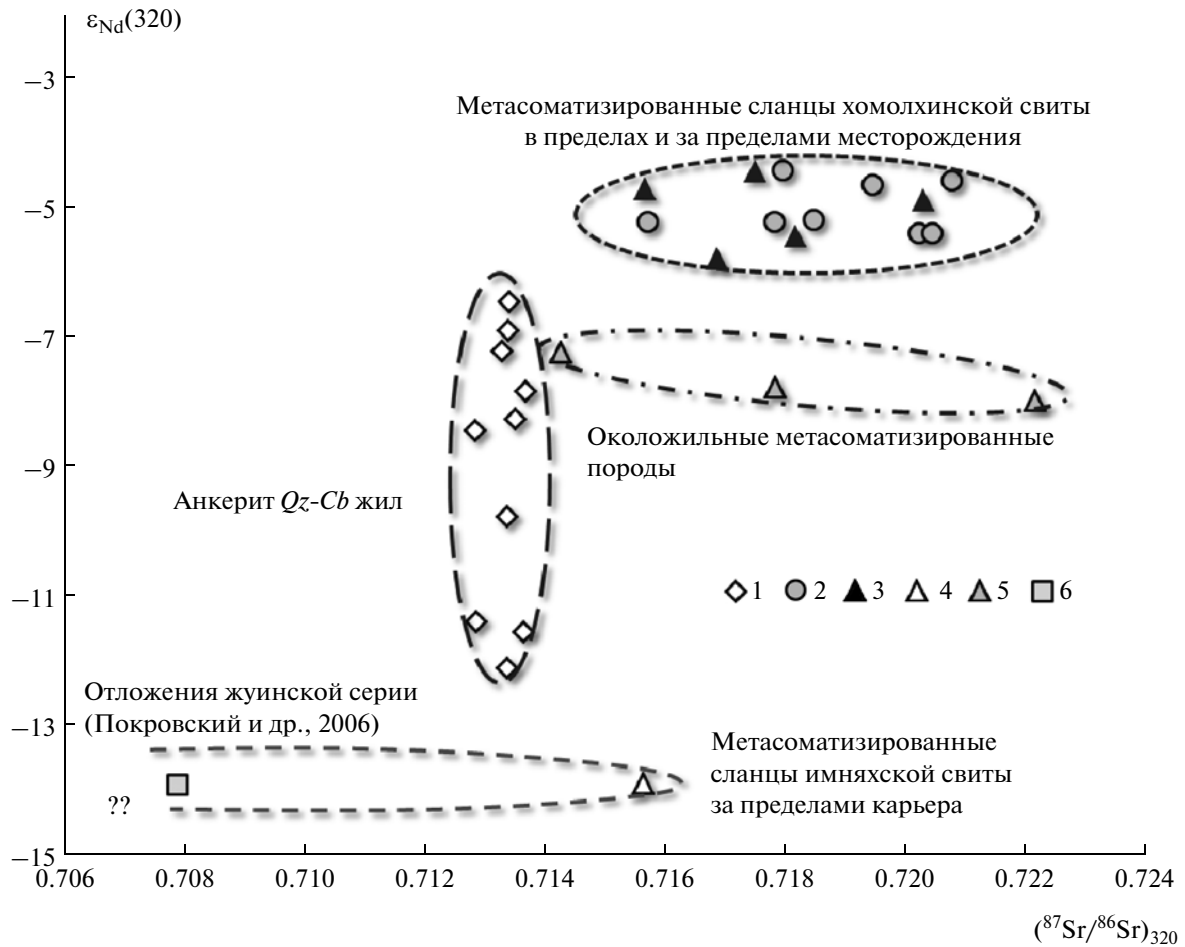


Рис. 14. Изотопная систематика Sr и Nd вмещающих пород и анкерита кварц-карбонатных жил на месторождении Сухой Лог.

2 – метасоматизированные породы хомолхинской свиты в пределах рудной зоны (скв. № 6), 3 – метасоматизированные породы хомолхинской свиты за пределами месторождения Сухой Лог, остальные обозначения подписаны около соответствующих полей на диаграмме.

натов, аналогичных жильному анкериту, но содержания Nd и Sm существенно превышающие таковые в жильных карбонатах, исключают эту возможность. По-видимому, в анализируемую пробу попали акцессорные минералы, и реальные концентрации данных элементов могли быть искажены.

Изотопные Sr-Nd данные для жильного анкерита и метасоматических вмещающих пород, пересчитанные на возраст 320 млн лет, приведены на рис. 14. Как следует из диаграммы и табл. 5, метасоматические породы хомолхинской и имняхской свит кардинально отличаются по изотопному составу неодима. К сожалению, в нашей коллекции находился только один образец известковистого сланца имняхской свиты (SL-Z-85-09), отобранный в непосредственной близости от карьера (300–400 м). Исходя из масштабов метасоматических изменений, наблюдаемых в структуре Сухого Лога и за ее пределами, трудно предположить,

что изотопный состав стронция в этом образце не был изменен. Изотопный состав неодима, напротив, является более консервативным, в силу меньшей подвижности РЗЭ в процессах флюидного воздействия на породы. Прекрасным примером служат метасоматизированные сланцы, отобранные в рудной зоне месторождения и на удалении от структуры Сухого Лога. Изотопный состав неодима полностью сохраняет свои характеристики вне зависимости от приуроченности образца к месту более или менее интенсивного флюидного воздействия (рис. 14). Это позволяет предположить, что изотопный состав неодима пород имняхской свиты можно считать установленным, чего нельзя сказать об изотопном составе стронция этих пород. Возможно, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах имняхской свиты варьирует столь же значительно, что и в породах хомолхинской свиты. Косвенным указанием на это являются проведенные (Покровский и др.,

2006) изотопные корреляции для углерода и стронция близких по возрасту осадконакопления карбонатных отложений данного района. Принимая во внимание близость изотопно-углеродных параметров карбонатного материала сланцев хомолхинской и имняхской свит к аномально-облегченным составам отложений жуинской серии, можно предположить, что изотопный состав Sr карбонатных отложений имняхской свиты, не затронутой метасоматическими процессами, мог соответствовать аналогам жуинской серии (≈ 0.7079). Таким образом, реальное положение карбонатов имняхской свиты на Sr-Nd диаграмме (рис. 14) может составлять поле, вытянутое в сторону менее радиогенного состава стронция.

По отношению к вмещающим породам хомолхинской и имняхской свит анкерит кварц-карбонатных жил образует вертикальный тренд, показывающий гомогенность жильных карбонатов в отношении изотопного состава стронция и их гетерогенность в отношении изотопного состава неодима. В возникновении таких изотопных характеристик Sr и Nd жильного анкерита основную роль играет процесс переноса карбонатов во флюиде и, безусловно, концентрационные и изотопные соотношения вмещающих пород, через которые проходил флюид до попадания в жильные структуры.

Изотопный состав стронция в анкерите кварц-карбонатных жил мог определяться пропорциональным вкладом пород как имняхской, так и хомолхинской свит. Однако основным источником стронция в жильном анкерите являются породы имняхской свиты, содержащие примерно в 10 раз больше Sr, чем породы хомолхинской свиты (1121 и 100–120 г/т соответственно, см. табл. 4). Поскольку отложение жильного анкерита происходило с участием флюида, следует признать, что флюид был гомогенизирован по изотопному составу стронция, чему способствуют достаточно высокая растворимость Sr во флюиде и долгое время жизни флюидной системы в пределах жильной структуры.

Содержание Nd в породах хомолхинской и имняхской свит примерно одинаковое, 22–24 г/т (см. табл. 5), поэтому их вклад в изотопный состав неодима, находящегося в гидротермальном растворе, равновероятен. Однако неодим, являющийся элементом-гидролизатом, не обладает столь же высокой растворимостью, как стронций. При прочих равных условиях вероятность гомогенизации гидротермального раствора в отношении изотопного состава неодима невелика. Как следствие, в жильном анкерите наблюдается спектр значений $\epsilon_{Nd}(T = 320)$, занимающих промежуточное положение относительно величин, установленных для метасадочных пород имняхской и хомолхинской свит.

О том, что флюид, принимавший участие в формировании кварц-карбонатных жил, проходил через породы имняхской свиты и взаимодействовал с околожильными породами, свидетельствует положение поля околожильных метасоматитов на рис. 14. Они имеют изотопный состав стронция, характерный для пород хомолхинской свиты в пределах и за пределами месторождения, но изотопный состав неодима этих пород занимает промежуточное положение между значениями $\epsilon_{Nd}(T = 320)$, установленными в породах имняхской и хомолхинской свит.

Соотношение флюид-порода при рудообразовании на месторождении Сухой Лог

Расчет отношений флюид/порода был проведен по модели Тэйлора для открытой системы (Criss, Taylor, 1986):

$$[W/R]_{\text{open}} = (C_R/C_{Fl}) \ln[1 + (C_R/C_{Fl})[W/R]_{\text{closed}}], \quad (1)$$

где

$$[W/R]_{\text{closed}} = (C_R/C_{Fl}) \left[\frac{\delta^0(R) - \delta^f(R)}{\delta^f(Fl) - \delta^0(Fl)} \right]. \quad (2)$$

В этих уравнениях $\delta^0(Fl)$, $\delta^0(R)$, $\delta^f(Fl)$ и $\delta^f(R)$ – изотопный состав кислорода флюида (Fl) и породы (R) до и после изотопного обмена, что отмечено символами 0 и f соответственно. Величины C_R и C_{Fl} – концентрации кислорода в породе и флюиде.

Изотопно-кислородные данные показывают, что флюид, формировавший систему кварц-карбонатных жил, находился в равновесии с околожильными вмещающими породами, следовательно, величины $\delta^{18}O$ флюида, которые можно рассчитать из равновесия с жильными минералами, генетической информацией не обладают. Однако эти величины необходимы для расчета отношения флюид/порода, поскольку они характеризуют изотопный состав флюида, покидающего зону околожильных изменений – $\delta^f(Fl)$. Ниже приводится оценка начальных параметров: изотопного состава кислорода флюида, $\delta^0(Fl)$, и околожильных пород, $\delta^0(R)$, до начала взаимодействия флюид/порода, которая основана на комплексе полученных изотопно-геохимических характеристик, суммированных в табл. 8.

Как показывает поведение $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и состав РЗЭ в карбонатных фазах, а также изотопные Sr и Nd данные для жильных минералов и вмещающих пород месторождения, поступление вещества в гидротермальную систему на стадии формирования кварц-карбонатных жил происходило, по-видимому, из окружающих структуру Сухого Лога известковистых сланцев имняхской свиты. Таким образом, можно принять, что поро-

Таблица 8. Основные характеристики системы флюид–порода на этапе формирования кварц–карбонатных жил по результатам изучения изотопно-геохимических (O, C, Sr, Nd, РЗЭ) систем жильных минералов и пород метасторождения Сухой Лог

Вид изученной системы	Основные результаты
<p>Величины $\delta^{18}\text{O}$ жильных минералов (<i>Qz</i>, <i>Ms</i>) и метаосадочных пород</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Минералы жил и околожильных пород связаны процессом изотопно-кислородного обмена. 2. Получены температуры равновесия в системе жильный кварц–околожильные сланцы, рассчитаны величины $\delta^{18}\text{O}$ флюида, находящегося в равновесии с измененными околожильными породами при этих температурах, определены величины $\delta^{18}\text{O}$ метаосадочных пород до начала формирования кварц–карбонатных жил. 3. Нет признаков присутствия во флюиде водного компонента “постороннего” происхождения, например метеорных вод.
<p>Величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ жильного анкерита и карбонатов метаосадочных пород</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Карбонат в измененных околожильных породах и жилах является привнесённым. 2. Источник углерода карбонатного вещества – отложения имняхской свиты. 3. Изотопный состав углерода в жильном анкерите показывает признаки изотопного истощения растворенного неорганического углерода. 4. Система жильный карбонат–флюид ведет себя как закрытая в силу низких соотношений флюид/порода: скорость поступления в жилу растворенного карбоната \ll скорости изотопного обмена углерода анкерит–флюид. 5. Нет признаков присутствия “постороннего” углерода во флюиде, в том числе окисленного углерода органического происхождения.
<p>РЗЭ и элементы-примеси в жильном анкерите</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Транспорт РЗЭ во флюиде протекал в виде карбонатных комплексов. 2. Согласованное поведение Mn, Eu/Eu*, (La/Yb)_n указывает на процессы истощения флюида относительно Mn и РЗЭ, аналогичные процессам изотопного истощения углеродной системы карбонатов
<p>Изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ жильного анкерита и метаосадочных пород</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Карбонат в измененных околожильных породах является привнесённым. 2. Источник Sr в жильном анкерите – отложения имняхской свиты. 3. Источник Nd в жильном анкерите – отложения имняхской и хомолхинской свит. 4. Фильтрация флюида, при участии которого формировались <i>Qz-Cb</i> жилы, проходила по породам как имняхской, так и хомолхинской свит.
<p>Макро- и микроэлементный состав и величины $\delta^{18}\text{O}$ измененных околожильных пород</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Метасоматизированные вмещающие и околожильные породы обогащены летучими, ассоциированными с образующими карбонаты элементами, что указывает на привнос карбоната в измененные околожильные породы. 2. Сопоставление с изотопным составом кислорода показывает активный вынос SiO_2 из околожильных зон.

ды имняхской свиты контролировали изотопный состав кислорода флюида ($\delta^0(\text{Fl})$) до начала взаимодействия со сланцами хомолхинской свиты, вмещающими рудные зоны месторождения. Для расчета этого параметра необходимо оценить состав неизмененных карбонатных отложений имняхской свиты на момент формирования рудных зон месторождения Сухой Лог – около 320 млн лет назад. Можно принять, что на момент осадконакопления величины $\delta^{18}\text{O}$ пород имняхской свиты могли составлять около +22...+23‰ относительно SMOW. Вполне возможно, что эти породы могли быть изменены в ходе последующего регионального метаморфизма, но в аналогичных метаморфизованных породах жуинской серии величины $\delta^{18}\text{O}$ наименее измененных карбонатов составляют около +22.8‰, что мало отличается от составов, приобретенных при накоплении осадков (Покровский и др., 2006). В расчете мы приняли, что величины $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов имняхской свиты на момент формирования золотокварцевой мало-сульфидной минерализации на Сухом Логе составляли $23 \pm 1\%$. Исходя из максимальных оценок температуры равновесия кварца с околожильными сланцами и интервала, установленного при изучении флюидных включений (Distler et al., 2004), нижним пределом начального этапа является $T \approx 400^\circ\text{C}$. Верхний предел не может превышать 500°C , судя по степени метаморфизма метасадочных пород данного района (Кориковский и Федоровский, 1980). Для этого интервала температуры были рассчитаны величины $\delta^0(\text{Fl})$, равновесные с породами имняхской свиты по уравнению для системы кальцит–вода (Hu, Clayton, 2003).

Стартовый изотопный состав кислорода вмещающих сланцев хомолхинской свиты до начала формирования кварц-карбонатных жил принят в соответствии с оценками в δ - δ координатах ($\delta^0(\text{R}) = 14.6 \pm 0.3\%$, см. рис. 7). Для образцов с внутрижильными анклавами сланцев принята величина $\delta^0(\text{R}) = 15.5 \pm 0.3\%$, интервал вариаций взят аналогичным таковому для окложильных сланцев, $\delta^0(\text{R})$. Все параметры, использованные для расчетов отношения флюид/порода, суммированы в табл. 9.

Уравнения Тэйлора предполагают постоянную температуру изотопного обмена, поскольку величина $\delta^f(\text{Fl})$ обычно рассчитывается из равновесия с минералами или породами. В случае нашего расчета для Сухого Лога это не так – результаты изотопно-кислородной термометрии кварц-карбонатных жил и изучения флюидных включений в жильных минералах (Distler et al., 2004) указывают на широкий интервал температуры формирования кварц-карбонатных жил. Во многих процитированных выше работах отмечается сложная

термальная история для данного района, которую трудно учесть при моделировании. Однако, если рассмотреть простые варианты термальной истории, можно оценить не сами величины W/R, а диапазон их вариаций, перекрывающий возможные отношения флюид/порода для более сложных вариантов, например, эпизодического прогрева подстилающих пород за счет внедрения интрузивных тел.

Первый вариант расчета величин W/R(1) подразумевает существование постоянного источника тепла под структурой Сухого Лога во время формирования кварц-карбонатных жил. При этом величина $\delta^0(\text{Fl})$ рассчитана из равновесия с породами имняхской свиты ($\delta^{18}\text{O}$ от 22 до 24‰) при постоянной температуре (400 – 500°C) и принимается постоянной во всем интервале температуры формирования кварц-карбонатных жил. Для расчета по варианту (1) значения $\delta^0(\text{Fl})$ составили от 19.3 до 22.1‰. Второй вариант расчета величин W/R(2) предполагает, что окружающие метаосадочные толщи линейно остывают вместе со структурой Сухого Лога. Величина $\delta^0(\text{Fl})$ рассчитывалась из равновесия с породами имняхской свиты, при температурах, отвечающих таковым для изотопного равновесия между жильным кварцем и околожильными породами. Различие в минимальных и максимальных оценках величины $\delta^0(\text{Fl})$ для варианта (2) составляет 2‰ (табл. 9).

Рассчитанные отношения W/R(1) и W/R(2) относятся к так называемому “эффективному” отношению флюид/порода, т.е. задают минимальный порог физического отношения W/R. Все полученные величины W/R являются интегральными, показывая соотношение фаз за все время протекания изотопного обмена. Полученные значения W/R(1) и W/R(2) для околожильных пород составляют 0.046–0.112 и 0.095–0.226 соответственно, задавая довольно узкий диапазон общих вариаций W/R (табл. 9). Величины W/R(1) и W/R(2) для внутрижильных анклавов более высокие (0.10–0.17 и 0.19–0.32, соответственно), что указывает на более интенсивную переработку флюидом включений вмещающих пород внутри кварц-карбонатных жил.

Более ранние оценки отношения W/R проводились из расчета скоростей фильтрации флюида при рудообразовании на Сухом Логе (Пэк и др., 2011). Расчет был проведен по материальному балансу относительно фиксации золота за счет изменения растворимости в условиях градиента температуры. Из интервала скорости фильтрации флюида (10^{-6} – 10^{-10} м/с), авторы получили отношение W/R = 15.7 и пришли к выводу о высокой палеопроницаемости сланцев Сухого Лога. Расчет балансовых моделей, связанных с градиента-

Таблица 9. Входные параметры и результаты расчетов соотношения флюид/порода для метасоматически измененных сланцев месторождения Сухой Лог

Номер образца	Общие параметры для вариантов 1 и 2				Расчет W/R, вариант 1			Расчет W/R, вариант 2			
	$\delta^f(\text{R})$	$T, ^\circ\text{C}$	$\delta^f(\text{Fl})$	$\delta^0(\text{R})^*$	$\delta^0(\text{Fl})^{**}$	W/R(1) min	W/R(1) max	$\delta^0(\text{Fl})$ min	$\delta^0(\text{Fl})$ max	W/R(2) min	W/R(2) max
Околожилльные сланцы кварц-карбонатных жил											
SL-Z-46-09	13.3	380 ± 30	12.1	14.6	20.9	0.052	0.112	15.6	17.6	0.099	0.224
SL-Z-44-09	13.3	370 ± 30	11.8	14.6	20.9	0.050	0.108	15.3	17.3	0.098	0.221
SL-Z-18-09	13.2	350 ± 30	11.4	14.6	20.9	0.053	0.109	15.1	17.1	0.105	0.224
SL-Z-56-09	13.2	340 ± 30	11.1	14.6	20.9	0.052	0.106	14.9	16.9	0.104	0.222
SL-Z-43-09	13.1	330 ± 25	10.7	14.6	20.9	0.055	0.107	14.7	16.7	0.110	0.225
SL-Z-50-09	13.2	330 ± 25	10.8	14.6	20.9	0.051	0.102	14.7	16.7	0.103	0.219
SL-Z-47-09 (a)	13.3	320 ± 25	10.6	14.6	20.9	0.046	0.095	14.4	16.4	0.095	0.210
SL-Z-7-09	13	280 ± 20	9.5	14.6	20.9	0.054	0.099	13.7	15.7	0.113	0.220
SL-Z-8-09	12.9	270 ± 20	9.1	14.6	20.9	0.056	0.100	13.5	15.5	0.118	0.223
SL-Z-48-09	13.1	270 ± 20	9.3	14.6	20.9	0.049	0.093	13.5	15.5	0.105	0.212
SL-Z-42-09 (a)	12.9	270 ± 20	8.8	14.6	20.9	0.055	0.098	13.3	15.3	0.117	0.221
SL-Z-15-09	12.7	250 ± 20	8.1	14.6	20.9	0.059	0.100	12.8	14.8	0.126	0.226
Внутрижилльные сланцы (анклавы) кварц-карбонатных жил											
SL-Z-57-09	11.8	200 ± 10	5.2	15.5	20.9	0.10	0.14	11.2	13.2	0.21	0.30
SL-Z-11-09	13	370 ± 30	11.5	15.5	20.9	0.10	0.17	15.3	17.3	0.19	0.32
SL-Z-52-09	12.3	250 ± 20	7.7	15.5	20.9	0.10	0.15	12.8	14.8	0.20	0.31

Примечание. * Вариации величины $\delta^0(\text{SI})$, принятые в расчете, составляют от 14.3 до 14.9‰ для околожилльных и от 15.2 до 15.9‰ для внутрижилльных сланцев. ** Вариации величины $\delta^0(\text{Fl})$, принятые в расчете по варианту 1, составляют от 19.3 до 22.4‰, исходя из принятых интервалов изотопного состава кислорода пород имняхской свиты (22–24‰) и температуры изотопного уравнивания с ними водного флюида (400–500°C).

ми растворимости за счет изменения температуры, часто приводит к нереально завышенным оценкам флюид/порода. В работе (Sharp et al., 2005) приводится пример, показывающий, что для формирования одной кварцевой жилы мощностью 50 см, длиной и шириной 10 м за счет кристаллизации кварца из умеренно-щелочного раствора потребуется 2×10^8 литров водного флюида, если система остывает от 450 до 400°C. Однако, даже допуская ситуацию, когда такое большое количество флюида взаимодействует с породами, невозможно получить изотопно-равновесный с окружающими измененными породами жильный кварц (Ague, 2003). Таким образом градиенты температуры, вызывающие изменение растворимости минералов и рудных компонентов, не могут рассматриваться в качестве основного фактора формирования жильных тел в условиях низкого отношения флюид/порода (Sharp et al., 2005).

Величины интегральных отношений W/R, приведенные в табл. 9, в 50–340 раз ниже, чем оценки (Пэк и др., 2011). Для расчета скорости фильтрации флюида мы приняли порядок полученных величин W/R (табл. 9), плотность и пористость сланцев около 2.7 г/см³ и 0.1% и время фильтрации флюида от 10³ до 10⁶ лет, по аналогии с (Пэк и др., 2011). При условии направленного потока флюида, расчет дает скорость фильтрации от 10⁻¹⁰ до 10⁻¹⁴ м/с, что соответствует интервалу скоростей фильтрации водного флюида в метаморфических процессах (10⁻⁹–10⁻¹⁴ м/с, Baumgartner, Valley, 2001; Cartwright, Oliver, 2000). По сравнению с оценками (Пэк и др., 2011), полученные нами скорости фильтрации флюида на четыре порядка ниже, что не предполагает высокой палеопроницаемости метасадочных пород, вмещающих месторождение Сухой Лог.

Величины W/R для месторождения Сухой Лог являются низкими, что подтверждает формирование жильных тел месторождения с участием небольшого количества флюида дегидратационной или метаморфогенной природы. В качестве основного механизма формирования кварцевых жил для Сухого Лога можно рассматривать колебания в пересыщении флюида по отношению к SiO₂, вызванные градиентами давления. Один из вариантов этого механизма известен под устоявшимся термином “pressure solution” (Tada, Siever, 1989; Yang, 2000 и др.). Как известно, растворимость кварца положительно зависит от давления, и при повышенных температурах эта зависимость является более сильной (Newton, Manning, 2000). В системах, характеризующихся сложной макро- и микротектонической историей, импульсные перепады давления способны стать основным фактором формирования кварцевых жил. Повторение перепадов давления (в том числе, в локаль-

ном масштабе) вызывает циклы приоткрытия и релаксации жилы, что влечет за собой повторение импульсов перепада растворимости кварца в системе жила–окружающая порода. В момент “приоткрытия” жилы давление падает, что вызывает пересыщение флюида по кремнезему и кристаллизацию жильного кварца. Со временем происходит релаксация давления внутри жилы, которой способствует частичное уменьшение ее объема за счет кристаллизации очередной порции кварца. Повышение давления приводит к тому, что флюид оказывается недосыщенным по отношению к кварцу, и начинается процесс растворения. Однако растворимость микрокристаллических агрегатов, слагающих околожильные породы, является более высокой, чем растворимость более крупных кристаллов кварца, находящихся внутри жилы, поэтому насыщение флюида кремнеземом происходит в основном за счет растворения кварца (возможно, и других силикатов) околожильной породы (Yardley, 1975). При низких скоростях фильтрации флюида по сравнению со скоростью диффузии растворенного кремнезема концентрация SiO₂ во флюиде, заполняющем околожильное поровое пространство и находящимся внутри жилы, выравнивается, оставаясь постоянной до следующего эпизода перепада давления. Данный механизм не требует ни внешнего источника флюида, ни заметных флюидных потоков, ни высоких отношений W/R (Sharp et al., 2005). Медленная фильтрация флюида способствует процессу собирательной кристаллизации в пористой среде в качестве механизма массопереноса сульфидов и золота на месторождении Сухой Лог (Пэк и др., 2011).

Иницируемый перепадами давления рост кварцевых жил должен приводить не только к изотопно-кислородным сдвигам, но и к изменению соотношений породообразующих оксидов в околожильных зонах. Обеднение кремнеземом околожильных метасоматически измененных сланцев отмечалось на качественном уровне (Русинов и др., 2008; Буряк, 1982). Сравнение изотопно-кислородных и геохимических характеристик позволяет количественно описать изменения в околожильных породах. Поскольку при взаимодействии с флюидом происходит изотопно-кислородное облегчение метасадочных вмещающих пород Сухого Лога (например, см. рис. 3, 7, 8), величину $\delta^{18}\text{O}$ можно рассматривать как маркер, показывающий направление и меру процесса развития околожильных изменений.

На рис. 15 показано поведение основных компонентов околожильных пород в процессах взаимодействия флюид/порода. Возрастание степени изменения породы сопровождается возрастанием содержания летучих компонентов (рис. 15а). По-

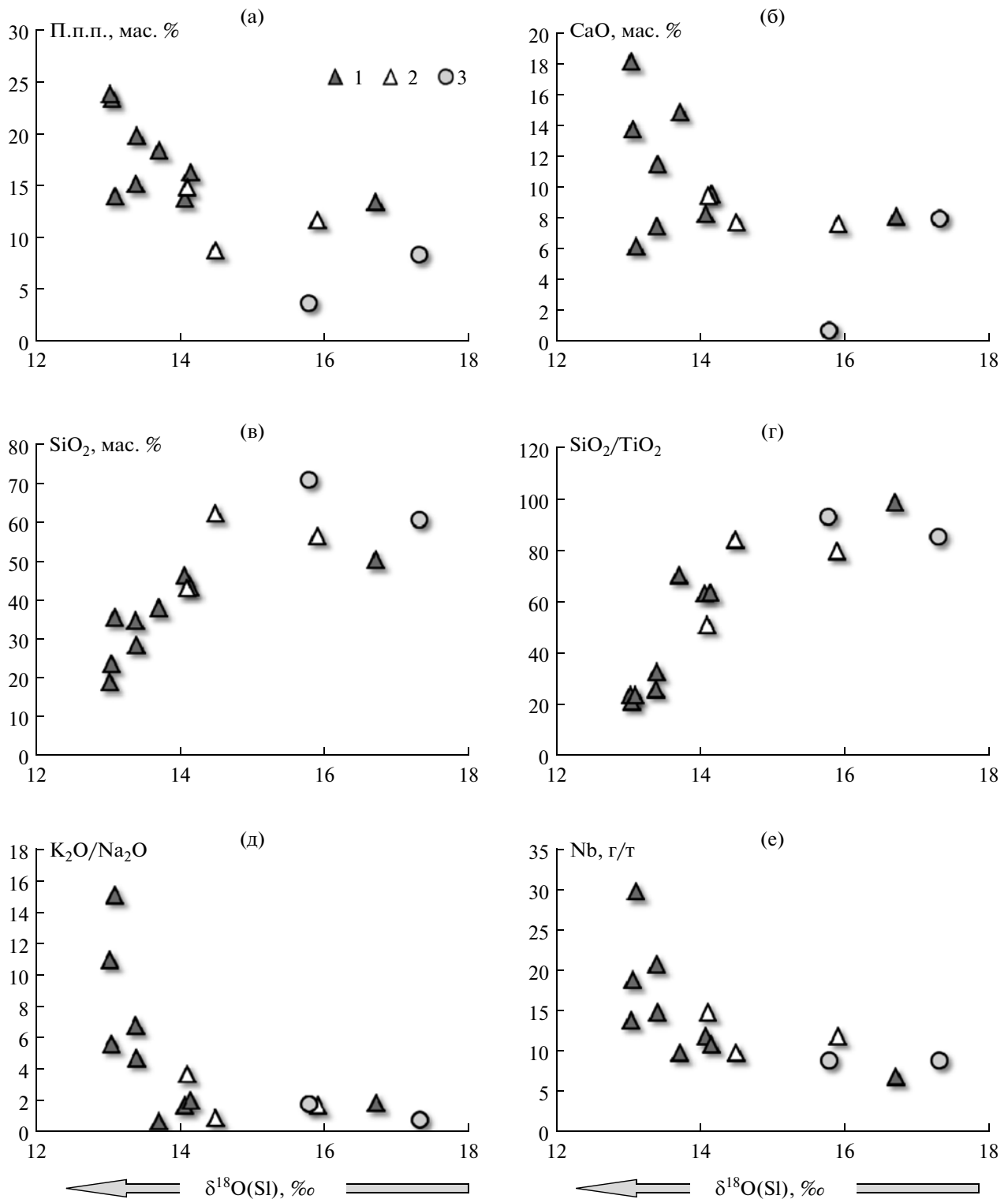


Рис. 15. Поведение породообразующих оксидов, потерь при прокаливании и ниобия в околожильных породах, измененных в процессе формирования кварц-карбонатных жил в зависимости от изотопного состава кислорода пород. Стрелкой вдоль оси абсцисс показано направление, в котором возрастает степень флюидного воздействия на породу (см. текст). 1 – околожильные породы Западного участка, 2 – околожильные породы Центрального участка, 3 – породы имняхской и хомолхинской свит, отобранные за пределами карьера.

видимому, это происходит не только за счет увеличения доли гидроксилсодержащих минералов, но и за счет гидротермального привноса карбонатов, что отражается в накоплении Са (рис. 15б). На привнос карбонатов указывает поведение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатных фаз в жилах и вмещающих породах, поведение РЗЭ и изотопных отношений Nd и Sr (табл. 8). С нарастанием степени изменений отчетливо проявлен вынос SiO_2 (рис. 15в), который нельзя отнести к “пассивному” выносу за счет возрастания доли карбонатов в породе, что иллюстрируется поведением отношения $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$. Малая подвижность Ti в процессах флюидного переноса приводит к уменьшению данного отношения за счет выноса SiO_2 из зоны околожилльных изменений (рис. 15г). Вынос кремнезема из околожилльных зон согласуется с механизмом роста кварцевых жил за счет перепадов давления.

В процессе развития околожилльных изменений возрастает отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 15д) за счет умеренного привноса K и резкого выноса Na, что можно видеть из сравнения поведения щелочей с таковым для малоподвижных компонентов, например Ti (табл. 2). Такое поведение щелочей, по-видимому, указывает на перестройку полевых шпатов и, возможно, слюд в процессе взаимодействия флюид–порода по мере фильтрации флюида. Активный вынос натрия из околожилльных пород согласуется с составом флюидных включений в жильном кварце (Distler et al., 2004). По данным (Буряк, 1982), при метасоматическом преобразовании пород в зоне месторождения происходил слабый вынос K, и Na, однако представленные на рис. 15д результаты указывают на разное поведение щелочей. Наш вывод о разнонаправленном поведении K и Na в измененных окolorудных породах согласуется с данными других авторов (Русинов и др., 2008; Юдовская и др., 2011), которые отмечают привнос калия в рудную зону месторождения и ее обеднение натрием.

В отличие от компонентов, подвижных в процессах взаимодействия флюид/порода, малоподвижные элементы могут показывать “пассивное” накопление за счет гидротермального привноса в матрицу породы минералов, не содержащих малоподвижные элементы. Такое поведение показывает, например, Nb (рис. 15е), абсолютно та же картина наблюдается и для Ti.

Взаимное расположение точек измененных околожилльных пород Западного и Центрального участков на рис. 15 показывает, что процессы околожилльных изменений на Центральном участке проявлены несколько слабее, однако для этого

вывода требуется более представительный материал. В целом, поведение порообразующих оксидов и элементов-примесей полностью поддерживает результаты, полученные по изотопным данным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изотопно-геохимических исследований ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, содержание порообразующих оксидов, микроэлементов и состав РЗЭ) позволяют сделать следующие заключения о флюидном режиме, источниках вещества и температуре формирования кварц-карбонатных жил.

Количество флюида, поступившего в зону месторождения, было небольшим, на что указывают низкие отношения W/R, а именно: за все время существования флюидной системы через 1 г околожилльных сланцев могло пройти от 0.05 до 0.3 г водного флюида. При этом движение флюида было крайне медленным (10^{-10} – 10^{-14} м/с). Этот интервал скоростей соответствует таковому, характерному для фильтрации водного флюида в метаморфических процессах, что поддерживает гипотезу о метаморфогенной природе флюидной системы Сухого Лога. На слабую динамику флюидного подтока из окружающих пород указывают процессы исчерпания растворов, фиксируемые в поведении изотопа ^{13}C , содержании РЗЭ и Mn в жильном анкерите. Изотопный состав неодима в жильном анкерите показывает, что флюид, доставлявший в жилы растворенный карбонатный материал, проходил через породы имняхской и хомолхинской свит. Поведение РЗЭ в жильном анкерите разных участков месторождения указывает на генеральное направление флюидного потока в пределах структуры месторождения – от замка антиклинали к крыльям. В процессе формирования кварцевых жил околожилльные вмещающие породы испытывали активный вынос кремнезема и привнос карбонатного материала. Основным источником карбонатов, по-видимому, служили отложения имняхской свиты, непосредственно окружающие месторождение. Таким образом, развитие малосульфидного золото-кварцевого типа минерализации не сопровождалось существенным поступлением флюида извне и являлось для месторождения Сухой Лог не более, чем этапом перераспределения вещества.

Изотопно-кислородная термометрия жильных тел Сухого Лога была проведена с помощью эмпирического термометра, построенного для системы жильный кварц–околожилльная порода. Оценки температуры, сделанные независимо от

изотопного состава жильного анкерита, показывают, что минеральная пара *Qz-Ank* не всегда является синхронной и слабо связана процессом изотопно-кислородного обмена. Учитывая, что этот термометр дает высокую погрешность при расчете температуры, можно считать, что его применимость к изучению кварц-карбонатных жил является условной. Эмпирический термометр *Qz-Si* фиксирует максимальные температуры формирования кварц-карбонатных жил 380°C, соответствующие верхнему пределу, установленному по результатам изучения флюидных включений (Distler et al., 2004). Длительность этапа формирования кварц-карбонатных жил, по-видимому, была значительной, поскольку наши изотопные данные и результаты изучения флюидных включений (Distler et al., 2004) фиксируют остывание системы жил и околожильных пород до 200°C и 130°C соответственно.

Полученные оценки флюид/порода не согласуются с механизмом формирования кварц-карбонатных жил за счет изменения пересыщения растворов относительно SiO₂, вызванного снижением температуры. Наиболее вероятным механизмом формирования кварц-карбонатных жил является процесс переотложения кварца за счет перепадов давления, что не требует ни высоких отношений флюид/порода, ни значительных потоков флюида и согласуется с наблюдаемыми геохимическими и изотопными параметрами околожильных пород на месторождении Сухой Лог.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буряк В.А. *Метаморфизм и рудообразование*. М.: Недра, 1982. С. 256.
- Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 156.
- Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47. № 3. С. 315–341.
- Дерффель К. *Статистика в аналитической химии*. М.: Мир, 1994. С. 268.
- Дубинин А.В. *Геохимия редкоземельных элементов в океане*. М.: Наука, 2006. С. 360.
- Дубинина Е.О., Иконникова Т.А., Чугаев А.В. Неоднородность изотопного состава серы пирита на месторождении Сухой Лог и определяющие ее факторы // *Докл. АН*. 2010. Т. 435. № 6. С. 786–790.
- Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов О.В. и др. *Докембрий Патомского нагорья*. М.: Недра, 1995. С. 352.
- Иконникова Т.А., Дубинина Е.О., Сароян М.Р., Чугаев А.В. Изотопный состав кислорода жильного кварца и вмещающих пород на месторождении Сухой Лог (Россия) // *Геология рудн. месторождений*. 2009. Т. 51. № 6. С. 560–567.
- Карпенко И.А., Мигачев И.Ф., Михайлов Б.К., Петраш Н.Г. Современная геолого-экономическая оценка месторождения Сухой Лог // *Руды и металлы*. 2006. № 2. С. 22–27.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. *Ранний докембрий Патомского нагорья*. М.: Наука, 1980. С. 468.
- Корольков А.Т. *Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири*. Иркутск: ИГУ, 2007. С. 251.
- Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным // *Геохимия*. 2009. № 10. С. 1108–1118.
- Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // *Докл. АН*. 2007. Т. 415. № 2. С. 236–241.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sg и S в позднекембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // *Литология и полезные ископаемые*. 2006. № 5. С. 505–530.
- Пэк А.А., Мальковский В.И., Сафонов Ю.Г. Гипотеза микроструктурного контроля отложения тонковкрапленной золоторудной минерализации в черносланцевых толщах // *Геология рудн. месторождений*. 2011. Т. 53. № 3. С. 250–266.
- Развозжаева Э.А., Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М. и др. Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // *Геология рудн. месторождений*. 2002. Т. 44. № 2. С. 116–124.
- Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г. и др. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // *Геология рудн. месторождений*. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–46.
- Устинов В.И. *Принципы и методы изучения изотопной неравновесности минеральных ассоциаций*: Автореф. дис. ... докт. хим. наук. М.: ГЕОХИМ РАН, 1991. С. 48.
- Устинов В.И., Гриненко В.А., Кряжев С.Г. Физико-химические условия метаморфогенного рудообразования в Ленском золотоносном районе // *Вестник Отделения наук о Земле РАН*. 2007. № 1. С. 25.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г. и др. Изотопный состав свинца по данным высокоточного MC-ICP-MS метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // *Геология рудн. месторождений*. 2009. Т. 51. № 6. С. 550–559.
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–52.

- Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В. и др.* Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb изотопного SHRIMP датирования акцессорных минералов // Геология рудн. месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.
- Ague J.J.* Fluid flow in the deep crust // Treatise on Geochemistry. The Crust. 2003. V. 3. P. 195–228.
- Bau M., Moller P.* Rare-earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite // Mineral. Petrol. 1992. V. 45. P. 231–246.
- Baumgartner L.P., Valley J.W.* Stable isotope transport and contact metamorphic fluid flow // Stable Isotope Geochemistry // Mineral. Geochem. 2001. V. 43. P. 415–468.
- Bottinga Y.* Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-CO₂-graphite-methane-hydrogen and water vapor // Geochim. Cosmochim. Acta. 1969. V. 33. P. 49–64.
- Boynnton W.V.* Geochemistry of rare earth elements: Meteorite studies // Rare Earth Elements Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Cartwright I., Oliver N.H.S.* Metamorphic fluids and their relationship to the formation of metamorphosed and metamorphogenic ore deposits / Spry P., Marshal B., Vokes F.M. (eds). Metamorphosed and Metamorphogenic Ore Deposits // Econ. Geol. 2000. V. 11. P. 81–96.
- Chacko T., Cole D.R., Horita J.* Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geological systems. Stable Isotope Geochemistry // Rev. Mineral. 2001. V. 43. P. 1–81.
- Chang Z., Large R.R., Maslennikov V.* Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source // Geology. 2008. V. 38. P. 971–974.
- Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K.* Oxygen isotope exchange between quartz and water // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 3057–3067.
- Criss R.E., Taylor H.P.* Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. Stable isotopes in high temperature geological processes // Rev. Mineral. Geochem. 1986. V. 16. P. 373–424.
- Diskin S., Evans J., Fowler M.B., Guion P.D.* Recognising different sediment provenances within a passive margin setting: Towards characterising a sediment source to the west of the British late Carboniferous sedimentary basins // Chem. Geol. 2011. V. 283. P. 143–160.
- Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L. et al.* Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia // Ore Geology Rev. 2004. V. 24. P. 7–44.
- Fisher D.M., Brantley S.L.* Models of quartz overgrowth and vein formation: Deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 20043–20061.
- Gregory R.T., Criss R.E., Taylor H.P.* Oxygen isotope exchange kinetics of mineral pairs in closed and open systems: Applications to problems of hydrothermal alteration of igneous rocks and Precambrian iron formations // Chem. Geol. 1989. V. 75. P. 1–42.
- Hu G.X., Clayton R.N.* Oxygen isotope salt effects at high pressure and high temperature and the calibration of oxygen isotope geothermometers // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. P. 3227–3246.
- Kirschner D.L., Sharp Z.D., Masson H.* Oxygen isotope thermometry of quartz-calcite veins: Unraveling the thermal-tectonic history of the subgreenschist facies Morcles nappe (Swiss Alps) // Geol. Soc. Amer. Bull. 1995. V. 107. P. 1145–1156.
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F. et al.* Multistage Sedimentary and Metamorphic Origin of Pyrite and Gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 1233–1267.
- Luo Yu-R., Byrne R.H.* Carbonate complexation of Yttrium and rare earth elements in natural waters // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. P. 691–699.
- Mook W.G., Bommerson J.C., Staverman W.H.* Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide // Earth Planet Sci. Lett. 1974. V. 22. P. 169–176.
- Newton R.C., Manning C.E.* Quartz solubility in H₂O-NaCl and H₂O-CO₂ solutions at deep crust-upper mantle pressures and temperatures: 2–15 kbar and 500–900°C // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 2993–3005.
- Nothdurft L.D., Webb G.E., Kamber B.S.* Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. N 2. P. 263–283.
- Ohta A., Kawabe I.* Rare earth element partitioning between Fe oxyhydroxide precipitates and aqueous NaCl solutions doped with NaHCO₃: Determinations of rare earth element complexation constants with carbonate ions // Geochem. J. 2000. V. 34. P. 439–454.
- Ramsay J.G.* The crack-seal mechanism of rock deformation // Nature. 1980. V. 284. P. 135–140.
- Richards I.J., Connelly J.B., Gregory R.T., Gray D.R.* The importance of diffusion, advection, and host-rock lithology on vein formation: A stable isotope study from the Paleozoic Ouachita orogenic belt, Arkansas and Oklahoma // Geol. Soc. Amer. Bull. 2002. V. 114. P. 1343–1355.
- Rosenbaum J., Sheppard S.M.F.* An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 1147–1150.
- Sharp Z.D., Masson H., Luccini R.* Stable isotope geochemistry and formation mechanisms of quartz veins, extreme paleoaltitudes of the Central Alps in the neogene // Amer. J. Sci. 2005. V. 305. P. 187–219.
- Sharp Z.D.* A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 1353–1357.
- Spicuzza M.J., Valley J.W., Kohn M.J. et al.* The rapid heating, defocused beam technique: a CO₂-laser-based method for highly precise and accurate determination of δ¹⁸O values of quartz // Chem. Geol. 1998. V. 144. P. 195–203.

- Strauss H.* Geological evolution from isotope proxy signals – sulfur // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. P. 89–101.
- Tada R., Siever R.* Pressure solution during diagenesis // *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 1989. V. 17. P. 89–118.
- Uysal I.T., Zhao J.X., Golding S.D. et al.*, Sm-Nd dating and rare-earth element tracing of calcite: Implications for fluid-flow events in the Bowen Basin, Australia // *Chem. Geol.* 2007. V. 238. P. 63–71.
- Valley J.W., Kitchen N., Kohn M.J. et al.* UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratios: Strategies for high precision and accuracy with laser heating // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 5223–5231.
- Wangen M., Munz I.A.* Formation of quartz veins by local dissolution and transport of silica // *Chem. Geol.* 2004. V. 209. P. 179–192.
- Wood S.A.* The aqueous geochemistry of rare earth elements and yttrium // *Chem. Geol.* 1990. V. 82. P. 159–186.
- Wood B.J., Walther J.V.* Fluid flow during metamorphism and its implications for fluid-rock ratios // *Fluid-rock interactions during metamorphism.* New York: Springer-Verlag, 1986. P. 91–108.
- Yang X.S.* “Pressure solution” in sedimentary basins: effect of temperature gradient // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 176. P. 233–243.
- Yardley B.W.D.* On some quartz-plagioclase veins in the Connemara schists // *Geological Magazine.* 1975. V. 112. P. 183–190.
- Zheng Y.-F.* Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. V. 57. P. 1079–1091.
- Zheng Y.-F.* On the theoretical calculations of oxygen isotope fractionation factors for carbonate-water systems // *Geochem. J.* 2011. V. 45. P. 341–354.