

**СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ (C, O, D, S) И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МЕТАГИПЕРБАЗИТАХ
СЫСЕРТСКО-ИЛЬМЕНОГОРСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО
КОМПЛЕКСА (УРАЛ)**

© 2013 г. В. В. Мурзин*, Д. А. Варламов**

** Институт геологии и геохимии УрОРАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: murzin@igg.uran.ru**** Институт экспериментальной минералогии РАН
142432, г. Черноголовка, ул. Акад. Осипяна, 4
E-mail: dima@iem.ac.ru*

Поступила в редакцию 22.10.2012 г.

Объекты исследования – золото-сульфидно-магнетитовые руды в антигритовых серпентинитах Каганского месторождения (КГМ) и золото-медно-сульфидные руды в антофиллитовых метасоматитах Карасьевогорского месторождения (КРМ). Формирование золотого оруденения связывается с преобразованием гипербазитов на заключительных этапах динамотермального метаморфизма (КГМ) и кремнекислотного метасоматоза (КРМ). Приводится характеристика геологической позиции золотого оруденения и минерального состава руд и метасоматитов. На базе данных об изотопном составе минералов руд и метасоматитов (амфибол, пироксен, хлорит, тальк, серпентин, карбонат, сульфиды) рассчитан изотопный состав рудообразующего флюида КГМ ($\delta^{18}\text{O} = 4.8\text{--}11.3\text{‰}$, $\delta\text{D} = -80\text{...}-123\text{‰}$) и КРМ ($\delta^{18}\text{O} = 6.5\text{--}14.1\text{‰}$, $\delta\text{D} = -43\text{...}-67\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = -3.4\text{...}-9.4\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S} = -4.3\text{...}-6.3\text{‰}$). Сделан вывод, что месторождения сформированы из метаморфогенных флюидов различного происхождения: образовавшихся из гидратированных метеорной водой серпентинитов (КГМ) и глубинных, изотопно уравновешенных с вмещающими вулканогенно-осадочными породами (КРМ).

Ключевые слова: *метагипербазиты, стабильные изотопы, антофиллитовые метасоматиты, десерпентинизация, метаморфогенный флюид.*

ВВЕДЕНИЕ

Метагипербазиты, ставшие объектом изучения, выделяются большинством исследователей в составе офиолитовой ассоциации [1, 2, 12 и др.], имеют предположительно рифейский возраст и локализованы в пределах сланцевого обрамления архей-протерозойских гнейсово-мигматитовых ядер ряда метаморфических комплексов Урала (Уфалейского, Сысертского, Вишневогорско-Ильменогорского). Длительное проявление тектонических, магматических, метаморфических и метасоматических процессов при становлении этих комплексов привело к глубокой трансформации базит-гипербазитового вещества и, местами, к концентрированию в этих породах благородных металлов, прежде всего, золота [6]. В качестве метасоматизирующего и рудообразующего агента при этом могли служить глубинные, поступающие к поверхности вслед за блоками ультраосновных пород, магматогенные флюиды из остывающих гранитоидных очагов или метаморфогенные флюиды, генерирующиеся при метаморфизме самих массивов ультраосновных пород и пород их рамы.

Исследованию стабильных изотопов минералов метагипербазитов и руд, несущих наиболее достоверную информацию об источниках рудообразующих флюидов и рудного вещества, посвящено настоящее исследование.

Объектами изучения явились два типа золотого оруденения, известные в настоящее время в метагипербазитах: золото-сульфидно-магнетитовые руды в антигритовых серпентинитах – проявления Каганского массива (Вишневогорский комплекс), и золото-медно-сульфидные руды в амфиболовых метасоматитах – Карасьевогорское месторождение (Сысертский метаморфический комплекс) (рис. 1). В табл. 1 приведено положение золотого оруденения в схеме метаморфизма и метасоматоза гипербазитов Сысертского и Вишневогорско-Ильменогорского метаморфических комплексов на базе представлений А.С. Варлакова [2]. Согласно этим представлениям, офиолитовые гипербазиты, возможно уже серпентинизированные, претерпели последовательно региональный зональный динамометаморфизм, региональный зональный кремнекислотный метасоматоз и локальный метасоматоз в связи с проявлением молодого калиевого

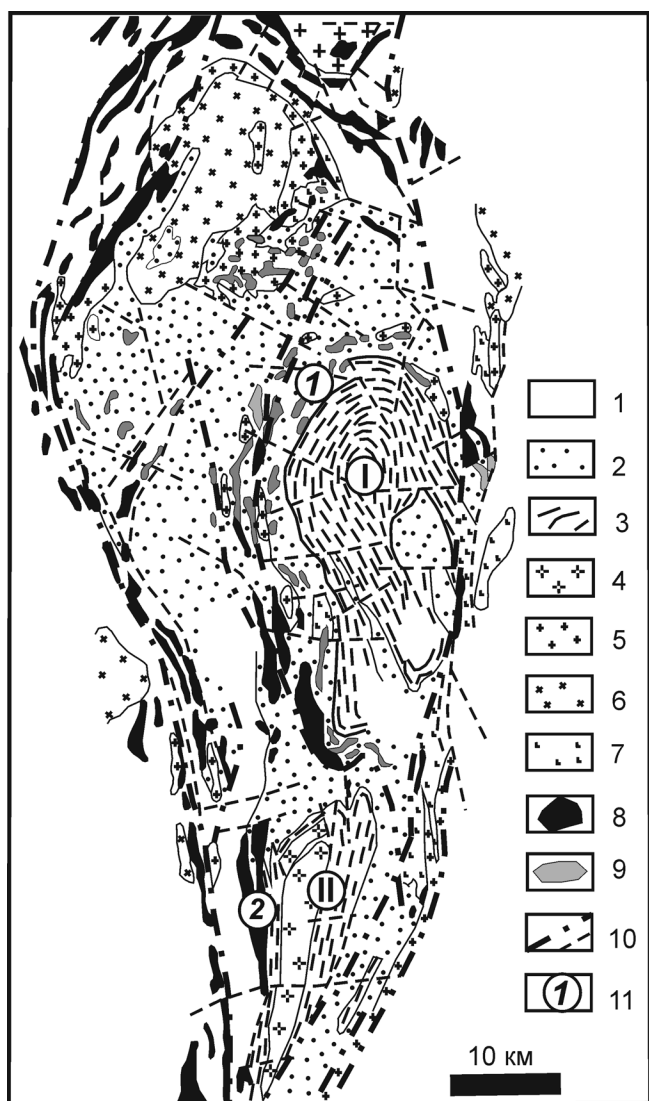


Рис. 1. Положение исследованных объектов на схеме геологического строения северной части Сысертско-Вишневогорского метаморфического комплекса (упрощенная схема Г.А. Кейльмана и Г.А. Глушковой).

1 – нижне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные породы; 2 – рифейские метаморфические породы (графитовые кварциты, амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы); 3 – архей-протерозойские гнейсово-мигматитовые комплексы (гнейсы, гранито-гнейсы и мигматиты): I – Сысертский (Шумихинская гнейсово-мигматитовая структура), II – Вишневогорский; 4 – миаскиты и сиениты Вишневогорского комплекса; 5 – граниты; 6 – плагиограниты, кварцевые диориты, гранодиориты; 7 – амфиболиты апогаббровые и габбро; 8 – серпентиниты, тальк-карбонатные породы; 9 – антофиллитовые породы; 10 – разрывные нарушения; 11 – месторождения: 1 – Карасьевское, 2 – Каганское.

гранитного магматизма и гранитизации. С регрессивной ветвью динамотермального метаморфизма мы связываем образование золото-сульфидно-

Таблица 1. Положение оруденения в схеме метаморфизма и метасоматоза гипербазитов Сысертского и Вишневогорского метаморфических комплексов по [2]

Возраст	Этапы метаморфизма и метасоматоза	Продукты метаморфизма и метасоматоза	Тип оруденения
Позднедокембрийский	региональный зональный динамотермальный метаморфизм ("сиалический плутонометаморфизм")	энстатит-оливиновые породы (амфиболит-гранулитовая фация) тальк-оливиновые породы (амфиболитовая фация) ангит-оливиновые породы (эпидот-амфиболитовая фация) ангигоритовые породы (зеленосланцевая фация) тремолит, хлорит (диафорез) энстатитовые породы антофиллитовые, тремолит-антофиллитовые породы антофиллит-хлорит-тальк-тремолитовые, тальковые породы в разной степени карбонатизированные (брейнерит) залежи антофиллит-асбеста по энстатит-антофиллитовым породам под воздействием постмагматических гидротермальных растворов биметасоматические хлорит-биотитовые, хлорит-актинолитовые породы на контактах метатигеробазитов с амфиболитами, гнейсами, дайками кислых пород	сульфидно-магнетитовые руды Каганского месторождения сульфидные никель-кобальт-медные руды Карасьевского месторождения жила антофиллит-асбеста
O_{2-3} (435–466 млн. лет. по [5])	региональный кремнекислотный метасоматоз (синхронный с плагитогранитизацией)		
250–255 млн. лет по [5]	локальный кремнекислотный метасоматоз, синхронный с калиевым гранитным магматизмом и гранитизацией		

магнетитового оруденения Каганского массива, а с заключительным этапом кремнекислотного метасоматоза – золото-сульфидных руд Карасьевгородского месторождения.

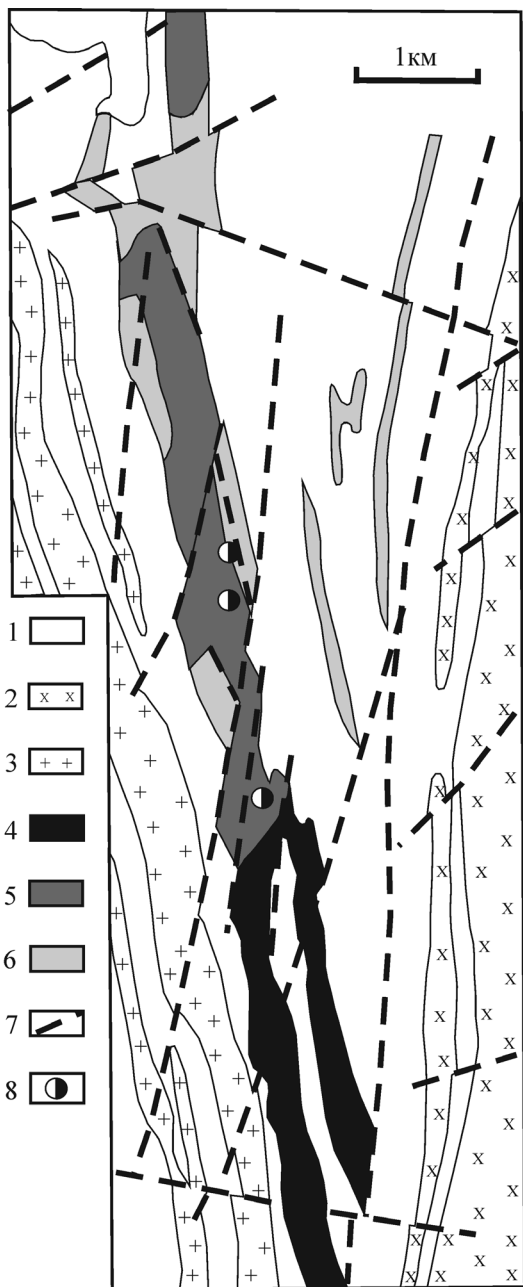


Рис. 2. Геологическое строение Каганского массива ультраосновных пород (по [2] с упрощениями).

1 – Метаморфические породы обрамления (игишская, сайтовская, аракульская и вишневогородская толщи): кварциты, плагиосланцы, амфиболиты, гнейсы; 2 – сиениты, миаскиты; 3 – граниты; 4 – тальк-оливиновые и оливин-антигоритовые породы; 5 – антигоритовые породы, иногда с реликтами оливин-антигоритовых; 6 – тальк-карбонатные породы; 7 – разрывные тектонические нарушения; 8 – проявления золото-магнетитовых руд.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАСОМАТИТОВ И РУД

Каганское месторождение золото-сульфидно-магнетитовых руд располагается в пределах одноименного массива метагипербазитов. Наиболее сильно в массиве проявлен зональный динамометаморфизм – в южной его части развиты тальк-оливиновые и оливин-антигоритовые породы, к северу они сменяются антигоритовыми серпентинитами с участками оливин-антигоритовых пород (рис. 2). Присутствующие в пределах месторождения дайки пироксенитов и габброидов родингитизированы и превращены в амфибол-пироксеновые породы. Апопироксенитовые родингиты сложены диопсидом и тремолитом. В небольшом количестве в них присутствуют хлорит, карбонаты (доломит, кальцит), магнетит (с содержаниями до 2–4 мас. % MgO и 1–3 мас. % NiO), сульфиды никеля, кобальта и меди. Апогаббровые родингиты сложены агрегатом диопсид-геденбергита и тремолит-актинолита. В межзерновом пространстве этих агрегатов в незначительном количестве зафиксированы тальк, титанит и хромистый магнетит (11–17 мас. % Cr_2O_3), сульфиды никеля и меди. Кремнекислотный метасоматоз проявлен слабо и проявлен в автофиллитизации тальк-оливиновых пород и отальковании оливин-антигоритовых пород и антигоритовых серпентинитов [2].

Проявления массивных и прожилково-шпировых магнетитовых руд, содержащих до 2–3% сульфидов, приурочены к тектонической зоне, протягивающейся вдоль восточного контакта северной части массива на расстояние до 2 км. Линзы магнетита длиной до 5–6 м и мощностью до 0.2 м располагаются цепочками вдоль тектонической зоны и быстро выклиниваются. Руды залегают в хризотилковых петельчатых серпентинитах, насыщенных тонким магнетитом. В непосредственном контакте с рудой в нем появляются пятна и прожилки антигорита с крупным магнетитом, тальком, хлоритом, амфиболом. По данным пробирного анализа, содержание золота в руде при эксплуатации составляло 0.2–1.2 г/т и резко возрастало в участках с видимыми частицами. По данным химикоспектрального анализа частных проб, кроме золота в руде обнаруживается Pd (до 770 мг/т) и Pt (до 20 мг/т), а содержание Rh, Ir, Os и Ru не превышает 10–20 мг/т [7].

Магнетит сплошных и вкрапленных руд характеризуется постоянным присутствием в нем примесей магния – 1.0–2.4 мас. % MgO, а для магнетита окорудных пород, кроме того, типично и присутствие хрома – 0.4–2.0 мас. % Cr_2O_3 , что указывает на апохромшпинелидовую природу последнего. Присутствующие в руде редкие реликтовые зерна хромшпинелида по соотношению

$\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})\text{--Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ отвечают акцессорному хромшпинелиду гарцбургитов.

Сульфиды образуют два парагенезиса. Ранний парагенезис их синхронен с отложением магнетита, а составляющие его минералы присутствуют в магнетите в виде мелких (менее 50 мкм) округлых или овальных включений. Среди них зафиксированы: халькопирит, пирротин, талнахит, кубанит, Cu-Co-Ni-содержащий макинавит. Сульфиды позднего парагенезиса (халькопирит, борнит, пирротин, кобальтпентландит, железистый сфалерит) выполняют межзерновое пространство среди агрегатов магнетита и образуют крупные выделения – до 2–3 мм. В составе обоих парагенезисов присутствуют частицы медьсодержащего самородного золота.

Ранее авторами установлена важная роль метаморфо-метасоматических замещений минералов при становлении сульфидно-магнетитовых руд изученного массива [10].

Метаморфо-метасоматические изменения пород начались с развития петельчатого серпентина, развивающегося по оливину и насыщенного пылевидным магнетитом. Особенностью этого процесса является привнос не только воды, но и ряда рудных компонентов, фиксирующихся по присутствию цинка и марганца во вновь образованном хромшпинелиде и меди – в петельчатом серпентине. Состав раннего серпентина первой генерации характеризуется широкими вариациями содержаний железа и меди – реликтовый в руде 3.1–11.1 мас. % FeO и 0.3–6.9 мас. % CuO; во вмещающей породе 3.4–6.7 мас. % FeO и 0.8–0.9 мас. % CuO.

Дальнейшее развитие изменений в зоне расщепления носило прогрессивный характер и привело к замещению петельчатого серпентина антигоритом, тальком и хлоритом, клинопироксена – амфиболом, а также перераспределению железа, меди, никеля, возможно, золота, из силикатных минералов в магнетитовые руды с мелкими включениями сульфидов меди, никеля и кобальта ранней генерации. Серпентин второй генерации – антигорит. Во вмещающей породе он замещает ранний серпентин, в руде образует сростания с пластинками талька и хлорита, цементируя агрегаты магнетита. В рудной массе антигорит более выдержан по составу, нежели петельчатый серпентин, характеризуясь более низким содержанием железа (2.7–6.9 мас. % FeO), однако, ему также свойственно высокое содержание меди (до 4.4 мас. % CuO). Диапазоны содержаний железа и меди в антигорите из вмещающей породы таковы: 6.4–12.3 мас. % FeO и 0.5–1.6 мас. % CuO.

Наиболее полное высвобождение рудных элементов из силикатов и окончательное становление оруденения происходит на заключительной регрессивной стадии развития метаморфо-метасоматических процессов. Этот период характеризуется развитием поздних прожилков хризотила (серпентин третьей генерации), хлорита, карбоната, которые развива-

ются по более ранним медьсодержащим серпентинам, рассекают агрегаты магнетита и амфибола. Химический состав хризотила отличается наименьшими концентрациями примесей железа и меди – соответственно, 0.8–5.4 мас. % FeO и 0.3–0.6 мас. % CuO. Ассоциирующий с хризотилом хлорит характеризуется относительно невысоким содержанием алюминия и железа – 11.6–13.0% Al_2O_3 и относится к клинохлору-пеннину. Медь содержится в нем в незначительных количествах – менее 0.15 мас. % CuO. За счет высвобождающихся рудных компонентов образуются сульфиды поздней генерации и частицы крупного самородного золота. Особенно интенсивно этот процесс проявлен в прилегающих к руде участках породы.

Карасьеговское месторождение располагается в северной части Сысертско-Ильменогорского метаморфического комплекса в Ташкульской зоне метаморфических сланцев (среднерифейские игишская и сайтовская свиты), обрамляющей с запада Шумихинскую гнейсово-мигматитовую структуру (рис. 1). Породы зоны представлены биотитовыми, мусковит-биотитовыми плагиосланцами, амфиболитами, кварцитами, метагипербазитами, переходящими в гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты раннепротерозойской черновской свиты. Тела ультраосновных пород претерпели интенсивный региональный кремнекислотный метасоматоз, наложенный на продукты динамотермального метаморфизма, и практически нацело превращены в породы оливин-энстатитового, энстатит-талк-карбонат-антофиллитового, антофиллитового и, в меньшей степени, тремолитового, актинолитового, талк-карбонатного состава [6]. Комплекс метаморфических пород интродуцирован телами и дайками палингенно-анатектических гранитов различной мощности. Граниты рассекают все породы, в том числе и серпентиниты.

Оруденение локализовано в антофиллитовых и тремолит-антофиллитовых метасоматитах и представлено массивными и вкрапленными сульфидными рудами. Массивные руды имеют пятнисто-прожилковую текстуру, обусловленную присутствием пятнообразных выделений пирита и прожилковидных выделений халькопирита. Массивные руды окаймляются зонами вкрапленных руд мощностью от 0.6 до 2.0 м. Содержание сульфидов во вкрапленных рудах уменьшается к периферийным частям залежи от 50–60% до 1–2%, постепенно переходя в безрудные талк-карбонат-антофиллитовые породы. По данным [6] в неокисленных рудах содержания золота составило 1.6–4.1 г/т, серебра – 24.3–33.0 г/т, меди – 9.3–16.7 мас. %, никеля – 0.39–0.71 мас. %, кобальта – 0.19–0.29 мас. %. Геохимическая специализация руд в отношении благородных металлов описывается следующим рядом $\text{Ag} > \text{Au} > \text{Ru} > \text{Os} > \text{Rh} > \text{Ir} > \text{Pd} > \text{Pt}$. Содержания ЭПГ в метасоматитах и рудах низкие и не превышают в сумме 0.4 г/т [8].

Вмещающий оруденение серпентинит содержит рассеянную вкрапленность сульфидов в количестве, не превышающем 1–2 об. %. Они представлены срастаниями частиц пирротина, пентландита и халькопирита. Пентландит содержит 1.6–1.8% Co, а пирротин – 0.2–0.3% Ni.

Околорудный метасоматит сложен преимущественно амфиболами – тремолитом ($Mg/(Mg + Fe) = 0.92–0.94$) и антофиллитом ($Mg/(Mg + Fe) = 0.80–0.86$). В меньшей степени в нем присутствуют карбонаты (доломит-анкерит, магнезит), хлориты (хромсодержащие клинохлор и пеннин), тальк и сульфиды (не более 1 об. %). Содержание хрома в хлоритах варьирует от 0.7 до 3.5 мас. % Cr_2O_3 . Рудные минералы метасоматита – редкие кристаллики хромшпинелида (содержит до 3.3 мас. % ZnO, до 1 мас. % MnO, TiO_2 , V_2O_5) и сульфиды железа и никеля двух парагенетических ассоциаций – халькопирит, пирротин, пентландит и полидимит (ранний парагенезис) и медьсодержащий виоларит, Ni(Co)-содержащий пирит по пентландиту (поздний парагенезис).

Сульфидные руды имеют преимущественно вкрапленную текстуру. Масса, цементирующая сульфиды, сложена антофиллитом, хлоритом и сидеритом. Зафиксировано более позднее отложение всех минералов руд по отношению к антофиллиту и наиболее позднее отложение сидерита, часто в виде прозрачных кристаллов, выполняющих микрополости в руде. Основные сульфидные минералы руды – пирит, халькопирит и кубанит. Пирит – ранний сульфид, активно замещающийся хлоритом, сидеритом, марказитом, халькопиритом, кубанитом. В позднем парагенезисе присутствует ильменит, а также целый ряд акцессорных минералов – никельсодержащий пирит, пирротин, кобальтсодержащий пентландит, аргентопентландит, сфалерит, самородные золото и висмут, молибденит, уранинит, Cl-апатит, теллуриды и селениды Bi и Ag (гессит – Ag_2Te , теллуровисмутит – Bi_2Te_3 , висмутин – BiS , пильзенит – Bi_4Te_3 , цумоит – $BiTe$, науманнит – Ag_2Se), в виде выделения размером, как правило, не более 5–10 мкм. Частицы самородного золота располагаются преимущественно в сидерит-хлоритовой массе, цементирующей агрегаты амфибола. Для них характерны высокие содержания серебра и низкая пробность (483–656). Примесь меди, в отличие от самородного золота Каганского месторождения, в золоте Карасьевогорского месторождения не зафиксирована. Более детально минералого-геохимическая характеристика руд и метасоматитов приведена нами в [9].

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА

Выявленные минералого-геохимические различия метасоматитов и руд Карасьевогорского и Каганского месторождений отражают принадлеж-

ность их к разным этапам становления метаморфических комплексов и, возможно, обусловлены особенностями происхождения флюида, участвовавшего в формировании этих месторождений. Для обоснования этого предположения нами определен изотопный состав кислорода, водорода, углерода и серы минералов метасоматитов и руд. Изотопные анализы выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 (Германия) с использованием двойной системы напуска. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу кислорода и водорода проведена по лазерной методике выделения воды из минералов и методике разложения воды на хrome [4]. Калибровка методов была проведена по лабораторным стандартам и международным стандартам VSMOW, SLAP, GISP, NBS-28 и NBS-30. Воспроизводимость определения (1σ) $\delta^{18}O$ составляет 0.1‰, δD – 2.5‰. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу кислорода и углерода карбонатов проведена по методике [20] с использованием 100% ортофосфорной кислоты. Воспроизводимость определения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ (1σ) составляет, соответственно, 0.1‰ и 0.05‰. Калибровка метода проведена по лабораторным стандартам и международным стандартам NBS-18, NBS-19, IAEA-CO-8. Подготовка образцов для масс-спектрометрического изотопного анализа серы проведена по методике В.А. Гриненко [3]. Погрешность определения $\delta^{34}S$ составляет 0.1‰.

На основании полученных данных был рассчитан изотопный состав компонентов флюида с использованием изотопного калькулятора [14]. Расчеты проведены, исходя из температурного диапазона образования антофиллита и тремолита 400–600°C (для условий начала регрессивной ветви амфиболитовой фации метаморфизма), а для хлорита, доломита и сульфидов (которые во всех изученных образцах являются отчетливо более поздними по отношению к амфиболу) – 200–300°C (конец регрессивной ветви метаморфизма). Последняя оценка совпадает с данными по температуре образования хлорита – 210–270°C, рассчитанными по хлоритовому геотермометру [21]. Сидерит из руды – наиболее поздний минерал, и температура его образования принята за 200°C.

Для расчетов $\delta^{18}O_{H_2O}$ использованы реакции изотопных равновесий антофиллит–вода, тремолит–вода, серпентин–вода, тальк–вода [23], диопсид–вода [22] и доломит–вода [24]; $\delta^{18}O_{CO_2}$ – доломит–углекислота [24]; $\delta^{13}C_{CO_2}$ – доломит–углекислота [17]; δD_{H_2O} – роговая обманка–вода [19], серпентин–вода [18], тальк–вода [15] и хлорит–вода [22]; $\delta^{34}S$ – халькопирит– H_2S , кубанит– H_2S [16] и пирит– H_2S [17].

Водосодержащие минералы изученных месторождений характеризуются различающимися изо-

Таблица 2. Изотопный состав кислорода и водорода минералов и расчетный изотопный состав флюида при формировании руд Каганского и Карасьевогорского месторождений

№№ обр.	Порода	Минералы	Изотопный состав мине- ралов, ‰ _{SMOW}		Изотопный состав флюида при различных температу- рах									
					200°C		300°C		400°C		500°C		600°C	
			δ ¹⁸ O	δD	δ ¹⁸ O	δD	δ ¹⁸ O	δD	δ ¹⁸ O	δD	δ ¹⁸ O	δD	δ ¹⁸ O	δD
Карасьегогорское месторождение														
555	подрудный амфибо- ловый метасоматит	амфибол (ан- тофиллит)	12.2	-87.1	-	-	-	-	13.4	-42	13.9	-55	14.1	-64
550	надрудный амфиболо- вый метасоматит	амфибол (тремолит)	9.8	-90.6	-	-	-	-	11.0	-46	11.5	-59	11.7	-67
551	сульфидная руда	хлорит	10.2	-83,2	7.4	-43	10.0	-48	-	-	-	-	-	-
Каганское месторождение														
1315	антигоритовый около- рудный серпентинит	серпентин	5.2	-127.7	-	-	4.9	-123	6.1	-115	-	-	-	-
1510	оталькованный сер- пентинит околоруд- ной зоны	талък	7.4	-132.7	-	-	4.8	-118	6.4	-113	-	-	-	-
1313-4	амфибол-пироксено- вая порода	тремолит	7.1	-126.2	-	-	-	-	8.3	-81	8.8	-94	9.0	-103
1452-1	то же	тремолит- актинолит	9.3	-124.6	-	-	-	-	10.5	-80	11.0	-93	11.2	-101
1452-2	то же	диопсид	9.2	-	-	-	-	-	10.7	-	11.2	-	11.3	-

Примечание. Изотопные анализы, приведенные в таблицах 2–4, выполнены в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (аналитик Т.А. Веливецкая). Воспроизводимость определения (1 σ) составляет: для $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$ и $\delta^{13}\text{C}$ – $\pm 0.1\%$, для δD – $\pm 1\%$. Прочерк – расчет не производился.

Таблица 3. Изотопный состав карбонатов Карасьевогорского месторождения и равновесных с ними компонентов флюида при 200 и 300°C

№ обр.	Минерал	Изотопный состав минералов, ‰		Изотопный состав компонентов флюида при различных температурах					
				200°C			300°C		
		$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$
550	доломит	-6.4	16.8	-7.2	26.6	6.8	-5.1	25.4	10.8
555	доломит	-4.7	16.5	-5.5	26.3	6.5	-3.4	25.1	10.5
551	сидерит	-8.6	22.4	-9.4	31.3	11.5			

топными характеристиками $\delta^{18}\text{O}$ и δD с непрекрывающимися диапазонами их вариаций (табл. 2). Серпентин, талък и амфибол Каганского месторождения имеют более облегченный изотопный состав кислорода и водорода по отношению к аналогичным характеристикам амфибола и хлорита Карасьевогорского месторождения.

Расчетный изотопный состав кислорода воды рудоносного флюида в равновесии с высокотемпературными пироксеном и амфиболом ($\delta^{18}\text{O} > 8.5\%$) в обоих месторождениях утяжелен по отношению к ювенильной воде (рис. 3). При остывании и рудной разгрузке изотопный состав кислорода воды облегчается, достигая значений, характеризующих глубинный флюид.

Изотопный состав водорода воды высокотемпературного флюида Каганского месторождения ($\delta\text{D} = -80...-103\%$ при 400–600°C) облегчен по отношению к ювенильной воде и при рудной разгрузке при понижении температуры облегчается в еще большей степени ($\delta\text{D} = -108...-118\%$ при

Таблица 4. Изотопный состав серы сульфидов руд Карасьевогорского месторождения и равновесного с сульфидами сероводорода флюида ($\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$) при 200 и 300°C.

№ обр.	Минерал	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}, \%$		
		$\delta^{34}\text{S}_{\text{сульфидов}}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$	
			200°C	300°C
551	кубанит + халькопирит	-4.7	-4.9	-5.0
554-1	пирит	-4.5	-6.3	-4.7
554-2	кубанит + халькопирит	-4.1	-4.3	-4.4

300–400°C). Расчетные значения δD флюида Карасьевогорского месторождения во всем диапазоне температур остаются в пределах вариаций ювенильной воды (рис. 3).

Изотопный состав углерода карбонатов Карасьевогорского месторождения ($\delta^{13}\text{C}$) изменяется от -4.7 до -8.6 ‰ (табл. 3). Эти значения соответствуют его вариациям в ювенильном источнике и карбонатах магматогенного и магматогенно-гидротермального происхождения ($\delta^{13}\text{C} = -6 \pm 2\%$ по [13]).

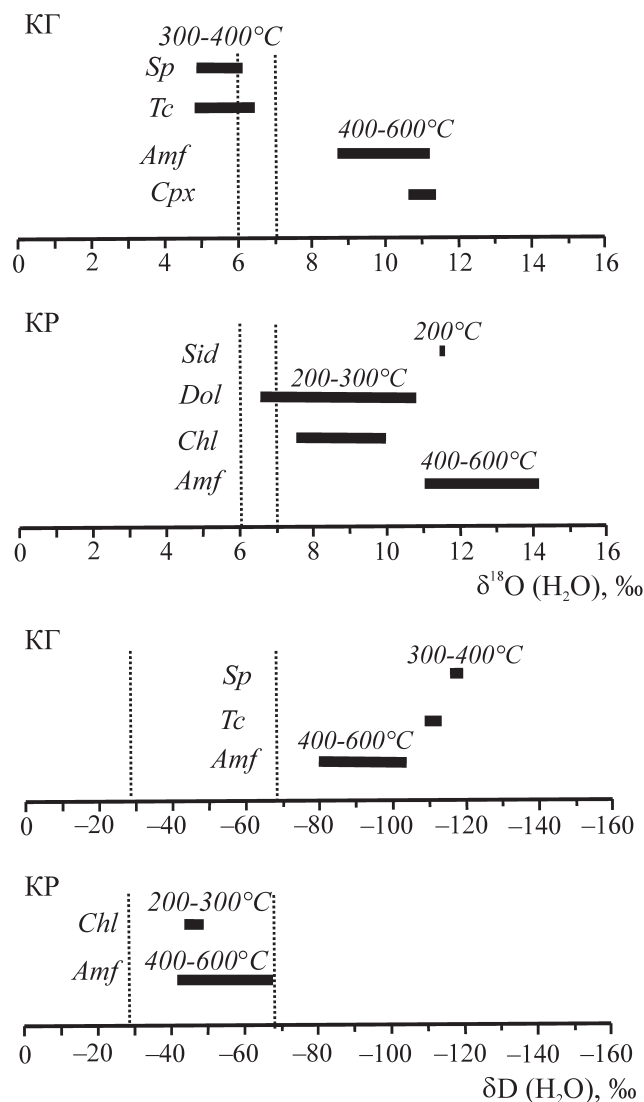


Рис. 3. Расчетный изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода (δD) воды рудоносного флюида Каганского (КГ) и Карасьевогорского (КР) месторождений.

Расчет произведен для условий достижения изотопного равновесия минералов и флюида при различных температурах. Минералы: *Sp* – серпентин, *Tc* – тальк, *Amf* – амфибол, *Cpx* – клинопироксен, *Sid* – сидерит, *Dol* – доломит, *Chl* – хлорит. Вертикальные пунктирные линии – диапазон изотопного состава ювенильной воды.

Изотопный состав серы сульфидов Карасьевогорского месторождения (табл. 4) характеризуется отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$, варьирующими в узком диапазоне от -4.1 до -4.7‰ , однако находящимися в пределах значений $\delta^{34}\text{S}$ магматических сульфидов (от -5 до $+5\text{‰}$). Вероятнее всего, сера в рудообразующем флюиде была ювенильной, а отклонение ее изотопного состава относительно нулевого значения в отрицательную область обусловлено кислотным характером флюида

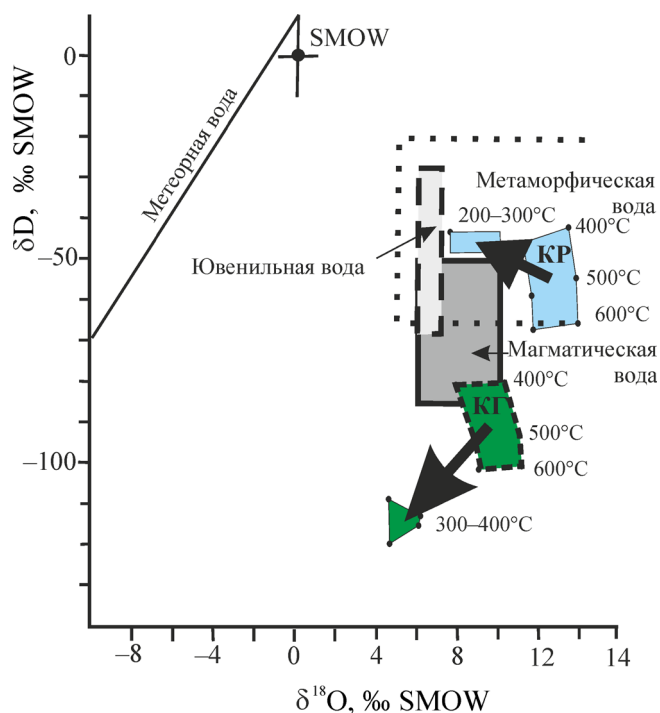


Рис. 4. Положение полей изотопного состава кислорода и водорода флюида в равновесии с водосодержащими минералами Каганского (КГ) и Карасьевогорского (КР) месторождений относительно основных резервуаров воды, участвующих при гидротермальном рудообразовании (по обобщенным литературным данным (H.P.Jr. Taylor, I. Friedman, Г. Фор, Й. Хёфс и др.)).

Стрелками показано направление эволюции изотопного состава флюида при его остывании.

да и его слабой окисленностью (преобладающая форма – H_2S) [11].

Данные расчета изотопного состава кислорода и водорода при формировании метасоматитов и золото-медно-сульфидных руд Карасьевогорского месторождения указывают на метаморфогенный характер рудообразующего флюида (рис. 4). Метаморфогенный флюид был, вероятнее всего, образован в результате изотопного уравнивания ювенильной воды и углекислоты с осадочными породами (карбонатными, кремнистыми, углисто-кремнистыми), обогащенными изотопно тяжелым кислородом. При разгрузке этого флюида, по мере уменьшения температуры, изотопный состав его водорода эволюционировал в сторону утяжеления, а кислорода, напротив, – в сторону облегчения, оставаясь в поле метаморфической воды. Данная модель соответствует региональному характеру кремнекислотного метасоматоза, захватывающего не только практически весь объем гипербазитов, но и значительные объемы вмещающих их пород.

Изотопные характеристики флюида, сформировавшего золото-сульфидно-магнетитовые руды Ка-

ганского месторождения, указывают на значительную роль метеорной воды при его генерации. Как нами было показано ранее [10], антигоритовые серпентиниты Каганского месторождения отличаются сильно облегченным изотопным составом водорода, не соответствующим изотопному составу водорода океанических серпентинитов или континентальных антигоритов, но отвечают изотопному составу континентальных серпентинитов лизардит-хризотилового типа. Все это позволяет предположить, что такой флюид мог образоваться при освобождении воды (десерпентинизации) на прогрессивной ветви регионального динамотермального метаморфизма ранних континентальных серпентинитов и замещения серпентина оливином, энстатитом, тальком.

ВЫВОДЫ

1. Несмотря на сходную благороднометалльную специализацию руд изученных месторождений, геохимический спектр рудных элементов в них различен. Если для сульфидно-магнетитовых руд Каганского месторождения этот спектр ограничен Fe, Cu, Ni и Co, то для сульфидных руд Карасьевогорского месторождения он значительно более широк – Fe, Cu, Ni, Co, Ti, P, Zn, Au, Ag, Bi, U, Mo, Te, Se и отвечает сочетанию элементов гипербазитового, базитового и гранитоидного профилей.

2. Золото-магнетитовые руды Каганского массива сформированы на регрессивной ветви регионального метаморфизма при концентрации рудного вещества в тектонически ослабленных зонах. Магнетит отлагался синхронно с развитием антигорита, хлорита, талька по оливину, а амфибола – по клинопироксену. Помимо железа, в систему приносились медь и золото, которые фиксировались в виде тонкой вкрапленности частиц самородного золота и сульфидов меди в магнетите, а также изоморфно в серпентинах – хризотиле и антигорите. При развитии поздней серпентинизации и хлоритизации рудные компоненты перераспределялись из силикатной составляющей породы в сульфидную с образованием крупных частиц самородного золота и сульфидов. Золото-медно-сульфидные руды Карасьевогорского месторождения сформированы в процессе регионального кремнекислотного метасоматоза. Минералы продуктивной стадии (хлорит, сидерит, сульфиды, теллуриды, самородные металлы) завершали преобразование вещества ультраосновных пород в амфиболовые метасоматиты (антофиллит, тремолит).

3. Различия в геохимической специализации руд Каганского и Карасьевогорского месторождений обусловлены различным происхождением метаморфогенного рудообразующего флюида. Если руды Каганского месторождения формировались при разгрузке флюида, образовавшегося при дегидратации континентальных серпентинитов, то руды Карасье-

вогорского месторождения отложились из глубинного флюида, изотопно уравновешенного с вмещающими вулканогенно-осадочными породами.

Исследования осуществлялись на базе коллекции образцов и проб, а также фондовых материалов по Карасьевогорскому месторождению, любезно предоставленных авторам Ю.А. Волченко. Авторы благодарны также С.И. Нестеровой, оказавшей активное содействие при подготовке статьи.

Работа выполнялась при поддержке РФФИ (грант № 12-05-00734-а)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варлаков А.С. Рифтогенные доэвгеосинклинальные офиолиты в допалеозойской истории Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Вулканизм, метаморфизм. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 34–48.
2. Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Корблев Г.Г., Мурзин В.П. Гипербазиты Вишневогорско-Ильменогорского метаморфического комплекса // Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 195 с.
3. Гриненко В.А. Приготовление двуокиси серы для изотопного анализа // Журн. Неорг. Химии. 1962. Т. 7. С. 578–582.
4. Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А. Лазерная методика выделения воды из ОН-минералов для измерения изотопного состава водорода // XVII Симпозиум по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ РАН, 2004. С. 98.
5. Краснобаев А.А. Основные итоги и проблемы геохронологического изучения Урала // Доордовикская история Урала. Общие вопросы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 28–39.
6. Левин В.Я., Золотов К.К., Сергеев Н.С., Самков В.С. Допалеозойские ультрабазиты и связанное с ними оруденение Сысертско-Ильменогорского комплекса // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: мат-лы Третьей междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 13–16.
7. Мурзин В.В., Варламов Д.А. Благородные металлы в магнетитовых рудах Каганского массива ультраосновных пород на Южном Урале // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 379–381.
8. Мурзин В.В., Варламов Д.А. Минералогия золото-сульфидных руд в апогипербазитовых антофиллитовых метасоматитах Карасьевогорского месторождения (Сысертский метаморфический комплекс, Средний Урал) // Ежегодник-2011. Тр. Ин-та геол. им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 159. Екатеринбург. 2012. С. 139–143.
9. Мурзин В.В., Варламов Д.А. Минералогия и геохимия золото-сульфидного оруденения в метাগипербазитах Сысертского метаморфического комплекса (Ср.Урал) // Вестник УрО РМО. № 9. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 99–114.
10. Мурзин В.В., Варламов Д.А., Шанина С.Н. Новые данные о золото-антигоритовой формации Урала // Докл. АН. 2007. Т. 417, № 6. С. 810–813.
11. Нильсен Г. Изотопы серы // Изотопная геология. М.: Мир, 1984. С. 297–331.

12. Парначев В.П., Кузнецов Г.П. Раевский А.Н. и др. Позднедокембрийские офиолиты Сысертско-Ильменогорской структуры на Южном Урале // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 165–175.
13. Фор Г. Основы изотопной геологии // М.: Мир, 1989. 590 с.
14. Beaudoin G., Therrien P. The updated web stable isotope fractionation calculator // Handbook of stable isotope analytical techniques, Vol.-II. 2009. Elsevier. P. 1120–1122.
15. Cole D.R., Mottl M.J., Ohmoto H. Isotopic exchange in mineral-fluid systems // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1987. V. 51. P. 1523–1538.
16. Li Y.B., Liu J.M. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. V. 70. P. 1789–1795.
17. Ohmoto H., Rye, R.O. Isotope of sulfur and carbon // *Geochemistry of Hydrothermal deposits*, 1979. John Wiley & Sons. P. 509–567.
18. Sakai H., Tsutsumi M. D/H fractionation factors between serpentine and water at 100 to 500°C and 2000 bar water pressure, and the D/H ratios of natural serpentines // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 40. P. 231–242.
19. Suzuoki T., Epstein S. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1976. V. 40. P. 1229–1240.
20. Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Gorbarenko S.A. Carbon and oxygen isotope microanalysis of carbonate // *Rapid communications in mass spectrometry*. 2009. V. 23. P. 2391–2397.
21. Zang W., Fyfe W.S. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarap Bahia gold deposit, Carajas, Brazil // *Mineral. Depos.* 1995. V. 30. P. 30–38.
22. Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 120. P. 247–263.
23. Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. P. 1079–1091.
24. Zheng Y.-F. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // *Geochem. J.* 1999. V. 33. P. 109–126.

Рецензент А.А. Краснобаев

Stable isotopes (C, O, D, S) and genetic aspects of gold mineralization of the metaultrabasites in Sysertsko-II'menogorsky metamorphic complex (the Urals)

V. V. Murzin*, D. A. Varlamov**

* *Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

** *Institute of Experimental Mineralogy RAS*

The objects of investigation are the gold-sulphide-magnetite ores in antigoritic serpentinites of the Kaganskoe deposit and gold-copper-sulphide ores in anthophyllitic metasomites of the Karas'evogorskoe deposit. Gold mineralization has been related to transformation of ultrabasites at the final stages of a dynamothermal metamorphism and silica acid metasomatism. The description of a gold mineralization's geological position and mineral composition of ores and metasomites are discovered. On a base of isotopic composition data of the ore and metasomite minerals (amphibole, pyroxene, chlorite, talc, serpentine, carbonate, sulphides) an isotopic composition of the ore-forming fluid (Kaganskoe deposit – $\delta^{18}\text{O} = 4.8\text{--}11.3\text{‰}$, $\delta\text{D} = -80\text{...}-123\text{‰}$ and Karas'evogorskoe deposit – $\delta^{18}\text{O} = 6.5\text{--}14.1\text{‰}$, $\delta\text{D} = -43\text{...}-67\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = -3.4\text{...}-9.4\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S} = -4.3\text{...}-6.3\text{‰}$) was determined. It's made a conclusion that the deposits were formed by the different metamorphogenic fluids: one of them formed from serpentinites which was hydrated by meteoric water and another from abyssal fluid which was well-balanced isotopically to the enclosed volcano-sedimentary rocks.

Key words: *metaultrabasites, stable isotopes, anthophyllitic metasomites, deserpentinization, metamorphogenic fluid.*