

кроці ітерації (для кривих рис. 1) та 17-му кроці ітерації (для кривих рис. 2). Той факт, що для кожної області крива знайденого числового розв'язку перетинає криву заданого ПО моделі добре ілюструє твердження, що при збільшенні кількості зондів n крива знайденого числового розв'язку буде наближатися до кривої заданого ПО.

Таким чином, наведений метод дає змогу уникнути зміни системи рівнянь прямої задачі при зміні моделі середовища, а також уникнути розв'язання прямої задачі на кожному кроці ітерації і розв'язання зворотної, отже суттєво підвищити швидкість та точність розв'язання як прямих, так і зворотних задач. Викладений метод застосований також для 3D задач.

1. Челокьян Р. С., Колосов А. Л., Кашик А. С., Базова Н. И. Методы конечных разностей и конечных элементов в геофизике. – Киев: Ин-т геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, 1999. – 316 с.
2. Колосов А. Л. Решение задач электротометрии скважин на ЭВМ. – Киев: Наук. думка, 1977. – 148 с.
3. Миронцов М. Л. До розрахунку коефіцієнтів зондів електричного каротажу // Доп. НАН України. – 2003. – № 11. – С. 120–123.

ВАТ Дослідно-конструкторське бюро
геофізичного приладобудування, Київ

Надійшло до редакції 24.07.2006

УДК 550.42:553.411

© 2007

Ю. А. Фомин, Ю. Н. Демихов

Изотопный состав кислорода воды рудообразующего флюида в зоне амфиболовых метасоматитов Сергеевского месторождения золота (Украинский щит)

(Представлено академиком НАН Украины Е. А. Кулишом)

The oxygen isotope composition of the ore forming fluid water in gold-bearing amphibole metasomatites has been investigated: $\delta^{18}\text{O}$ H₂O are +5.6...–7.1‰ in the temperature diapason of 350–130 °C. The mineralogical (dolomite-calcite) and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$ of quartz, carbonates, and water) zoning was found. The genetic connection of ores with the geochemical barrier under conditions of the lime and magnesium contact-metasomatic process is assumed.

Исследованию изотопного состава кислорода воды рудообразующего флюида в системе амфиболовых метасоматитов Сергеевского месторождения (Сурская зеленокаменная структура, архей) посвящено настоящее сообщение. Полученные результаты относятся в основном к серии наиболее детально изученных зон с промышленным Au–Ag–Bi–Te оруденением, вскрытых разрезом скважин 0701, 202–205, 193 [1–3]. Кроме того, для сравнения приведены данные по стратиформным колчеданным рудам флангов этого же месторождения (скважины 0735, 0736), которые, вероятно, являются самыми ранними рудными образованиями упомянутой структуры.

Изотопный состав кислорода воды минералообразующего флюида (табл. 1) большей частью рассчитан по $\delta^{18}\text{O}$ карбонатных фаз и температуре гомогенизации газовой-жидких включений в них в предположении равновесия в системе минерал — вода, либо, частично,

определен прямым измерением $\delta^{18}\text{O}$ воды включений в кварце и пирите (в таблице помечен звездочкой). Для кварца, где это возможно, исходя из величин $\delta^{18}\text{O SiO}_2 - \delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ рассчитана равновесная температура его образования. Как видно из таблицы, результаты, полученные двумя методами по одним и тем же образцам кварца, отличаются. Непосредственно измеренные значения $\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ либо приближаются к нижнему пределу расчетных значений (образцы № 6, 8), либо ниже рассчитанных (образцы № 4, 5). Воде в пирите (образцы № 1–3) также присущ облегченный кислород.

Таблица 1. Результаты изотопных и термобарогеохимических исследований Сергеевского месторождения золота

№ п/п	Номер пробы	Минерал, порода	$t, ^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$ минерала	$\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}, \text{‰}$
Стратиформные метасороды с колчеданным оруденением. Фланги месторождения					
1	0735/190,3	Пирит. Колчеданная руда			-2,8*
2	0736/269,5	Пирит. Шлира в метатугах дацитов			-1,5*
3	0736/282,5	Пирит. Колчеданная руда			-3,0*
4	0736/283,0	Кварц. Кварцит с прослоями колчедана	152	+10,6	-6,5*
			350–140		+4,1... - 4,0
5	0736/285,6	Кварц. Кварцит, сульфидная фация	154	+9,8	-7,1*
			350–140		+3,3... -4,8
6	0736/307,0	Кварц жильный в парасланцах с пиритом	195	+8,7	-5,0*
			350–140		+2,2... - 5,9
Апобазиты с проявлением пропилитизации. Зона 0					
7	0732/184,8	Кальцит. Пропилитовая ассоциация	310–230	+10,7	+5,4... + 2,7
Апобазитовые сланцы вблизи зоны амфиболовых метасоматитов. Зона 1					
8	0701/247,0	Кварц. Кварц-кальцитовая жила	220–225	+9,9	-2,1*
			335–170		+2,9... - 3,1
9	0701/247,0	Кальцит. Кварц-кальцитовая жила	260–150	+9,7	+2,8... - 2,8
10	204/187,1	Кальцит с кварцем и серицитом	260–150	+11,6	+4,6... - 0,9
Хлоритолиты внешних частей зоны амфиболовых метасоматитов. Зона 2					
11	203/309,7	Доломит. Зона карбонатизации	220–160	+11,4	-0,4... - 3,8
12	203/309,7	Кальцит жильный, крупнозернистый	180–140	+10,3	-0,2... - 2,9
13	204/270,4	Доломит. Зона карбонатизации	220	+9,2	-2,6
14	204/270,4	Доломит. Жилообразное обособление	160	+12,7	-2,5
15	205/205,5	Кальцит. Зона полосчатого карбоната	220–160	+12,2	+3,7... + 0,4
Зона собственно кварц-карбонат-амфиболовых метасоматитов. Зона 3					
16	0701/227,3	Кварц тонкополосчатый с амфиболом			+0,7*
17	193/279,1	Кальцит. Зона карбонатной ткани	240–200	+9,4	+1,7... 0
18	193/279,1	Доломит. Метакристаллы в ткани	220–160	+12,0	+0,2... - 3,2
19	203/118,0	Fe доломит. Карбонат-серицитовая ткань	240–160	+14,3	+3,5... - 0,9
20	204/268,0	Доломит. Метасоматит с магнетитом	240–160	+9,5	-1,3... - 5,7
21	204/375,5	Доломит. Метасоматит с тремолитом	240–160	+16,4	+5,6... + 1,2
22	193/312,0	Доломит. Метасоматит с актинолитом	240–160	+13,6	+2,8... - 1,6
23	203/195,0	Кальцит. Цемент брекчии руд	175–130	+10,3	-0,4... - 3,9
Кварц-карбонатное ядро (внутренняя зона амфиболовых метасоматитов). Зона 4					
24	0701/226,9	Кварц. Кварц-карбонатное ядро	275	+10,6	+1,3*
25	0701/226,9	Кальцит. Кварц-карбонатное ядро	210–215	+10,2	+1,5... + 1,2
26	203/318,3	Доломит. Кварц-карбонатная зона	240–160	+10,5	-0,3... - 4,7
27	203/318,5	Доломит. Кварц-карбонатная зона	240–160	+10,4	-0,4... - 4,8
28	193/310,8	Доломит. Кварц-карбонатное ядро	240–160	+12,0	+1,2... - 3,2
29	193/310,8	Доломит. То же, но с дроблением	180–160	+9,1	-4,9... - 6,1

Обнаруженные различия, по-видимому, объясняются рядом известных ограничений, неизбежно накладываемых на оба используемых метода. Так, для определения изотопного состава кислорода воды минералообразующего флюида обычно используются расчетные значения $\delta^{18}\text{O}$ воды, равновесной с кислородсодержащими минералами. По мнению Х. П. Тейлора [4], подобные расчеты вполне удовлетворительны для силикатов при температурах выше $200\text{ }^\circ\text{C}$, поскольку именно при таких температурах равновесие между минералом и водой определено может достигаться. С другой стороны, нами [5] было показано отсутствие эпигенетических изменений изотопного состава кислорода воды во флюидных включениях, законсервированных в кислородсодержащих минералах, что допускает прямые измерения в них $\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$.

Ограничения в обоих методах связаны с интерпретацией термобарогеохимических данных, а именно с систематикой включений, для которых определена температура гомогенизации, и их генезисом. В случае прямых измерений нужно оценить, включения каких генераций преобладают в минерале, т. е. $\delta^{18}\text{O}$ какого флюида определялось? Для расчета требуется использование температуры соответствующей генерации. С учетом вышесказанного сопоставимость результатов обоих методов следует признать удовлетворительной.

В генетическом отношении рассмотренная система амфиболовых метасоматитов имеет первично вулканогенное, сольфатарно-фумарольное, заложение с последующим эпитемальным рециклированием вещества и сформировалась при температуре от $400\text{--}360$ до $200\text{--}130\text{ }^\circ\text{C}$ и давлении от $(2\text{--}1)\cdot 10^8$ до $(0,94\text{--}0,35)\cdot 10^8$ Па в условиях регрессивного Fe–Mg–Ca контактово-метасоматического процесса с участием резко дифференцированных пород известковисто-магнезиально-силикатного состава и интенсивно пропитавших эту толщу плагиигранитных дайковых массивов, которые являются одновременно источником энергии [2, 6].

Крайняя неоднородность эдукта, с одной стороны, усложняет состав и строение зон, с другой — способствует резкой смене условий минералообразования, повышению флюидонасыщенности пород и, соответственно, облегчению прохождения минералообразующих реакций. Исследование флюидных включений в кварце и пирите стратиформных колчеданных руд (образцы № 1–6) и в кварце, и в карбонатах различных зон амфиболовых метасоматитов (образцы № 8, 16, 24) свидетельствует о существенном повышении количества H_2O в последних ($100\text{--}333$ мг/кг минерала) по сравнению с первыми ($50\text{--}175$ мг/кг). Содержание CO_2 составляет соответственно $77\text{--}100$ и $30\text{--}110$ мг/кг минерала; мольная доля CO_2 — $0,09\text{--}0,26$ и $0,06\text{--}0,57$. При этом в зоне амфиболовых метасоматитов максимальное количество воды установлено во вмещающих апобазитовых сланцах, испытавших дорудную пропилизацию (зона 1; № 8; 333 мг/кг). В собственно рудных амфиболовых метасоматитах (зона 3; № 16) и внутреннем кварц-карбонатном ядре (зона 4; № 24) количество воды снижается до 100 и 117 мг/кг соответственно, мольная доля CO_2 в этих трех образцах последовательно увеличивается ($0,09\text{--}0,24\text{--}0,26$).

Значения $\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ (см. табл. 1) варьируют в широких пределах: от $+5,6$ до $-7,1\%$. В частности, $\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ в кварце и пирите наиболее ранних стратиформных руд типично вулканогенной природы (№ 1–6) в температурном диапазоне $350\text{--}140\text{ }^\circ\text{C}$ составляют $+4,1\text{...--}7,1\%$, а в случае прямых измерений $-1,5\text{...--}7,1\%$. Изменение изотопного состава кислорода воды в золоторудных метасоматических зонах в основном обусловлено зональностью метасоматитов и температурой образования минералов, а также степенью открытости минералообразующей системы, т. е. проявлением в системе тектонических нарушений и воз-

можным притоком в нее воды. Как было показано ранее [7], вода флюидов на Сергеевском месторождении имеет первично метеорное происхождение.

Кальцит вмещающих апобазитов с интенсивной пропилитизацией (зона **0**; № 7), образовавшийся при достаточно высокой температуре, 310–230 °С, содержит утяжеленную по кислороду воду (+5,4... + 2,7‰), что, возможно, является следствием длительной консервации последней в условиях поствулканического метаморфизма.

Кварцу и кальциту рассланцованных апобазитов (зона **1**, № 8–10) с температурой кристаллизации 260–150 °С присуща вода с облегченным кислородом (+4,6... – 3,1‰), причем она более легкая в образце с типично жильной модификацией минералов (+2,9... – 3,1‰) по сравнению со слабо рекристаллизованной минеральной массой (+4,6... – 0,9‰).

В воде карбонатов (кальцита и доломита) в хлоритолитах (зона **2**, № 11–14) сдвиг в пользу легкого изотопа ^{16}O (–0,2... – 3,8‰) усиливается по мере нарастания интенсивности тектонического рассланцевания, т. е. фактически открытия системы в предрудный период. Исключением является образец № 15 (+3,7... + 0,4‰) с реликтовым полосчатым мелкозернистым кальцитом, где, по-видимому, сохранялась законсервированная вода. Температура гомогенизации флюидных включений во всех образцах приблизительно одинакова (220–140 °С).

В собственно кварц-карбонат-амфиболовых метасоматитах зоны **3** исследовались минералы двух генераций. К первой относятся кварц и карбонаты (кальцит, доломит и железистый доломит) рудных парагенезисов, сформировавшиеся при температуре 240–160 °С. Принадлежность их именно к рудным парагенезисам подтверждается, в частности, наличием во включениях в кальците этой генерации рудных минералов [6]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ H_2O , судя по образцам № 16–22, изменяются в широких пределах (+5,6... – 5,7‰), подчиняясь выше указанным тенденциям. В образцах № 16, 17, 19, 21, 22 с тонко полосчатой мелкозернистой тканью эти значения смещены в пользу тяжелого изотопа ^{18}O (+5,6... – 1,6‰), в образцах № 18, 20 со следами рекристаллизации — в пользу легкого изотопа ^{16}O (+0,2... – 5,7‰). Показательно в этом отношении сравнение кальцита основной ткани (№ 17; +1,7... 0‰) и доломита, образующего метакристаллы в ткани (№ 18; +0,2... – 3,2‰) в одном и том же образце. В общем же система амфиболовых метасоматитов, по сравнению с тектонически-активной зоной хлоритолитов, характеризуется большей закрытостью, т. е. тенденцией к обретению равновесия. Вторая генерация представлена поздним, вероятно пострудным, типично жильным кальцитом с температурой гомогенизации включений 175–130 °С (№ 23), содержащим воду с облегченным кислородом (–0,4... – 3,9‰). В этот период, несомненно, система вновь приоткрывается, что подтверждается брекчированием рудных образований.

Кварц и карбонаты (доломит, кальцит) внутреннего ядра (зона **4**) проявляют тенденцию снижения температуры и открывания системы с облегчением кислорода воды в ряду от мелкозернистой кварц-кальцитово́й ткани (№ 24, 25; 275–210 °С; +1,5... +1,2‰) к участкам перекристаллизации этой ткани (№ 28; 240–160 °С; +1,2... – 3,2‰) и затем к метасоматическим кварц-карбонатным зонам (№ 26, 27; 240–160 °С; –0,3... – 4,8‰). Завершается этот ряд явно более поздним во времени, очевидно, пострудным, дроблением пород с карбонатной основой цемента (№ 29; 180–160 °С; –4,9... – 6,1‰).

Сопоставление результатов исследования (см. табл. 1) с геологическим разрезом (рис. 1) обнаруживает широкую как минералогическую, так и изотопно-геохимическую, зональность.

Минералогическая зональность определяется практически повсеместной сменой состава карбонатов с глубиной. Граница в рамках разреза проходит в интервале глубин порядка

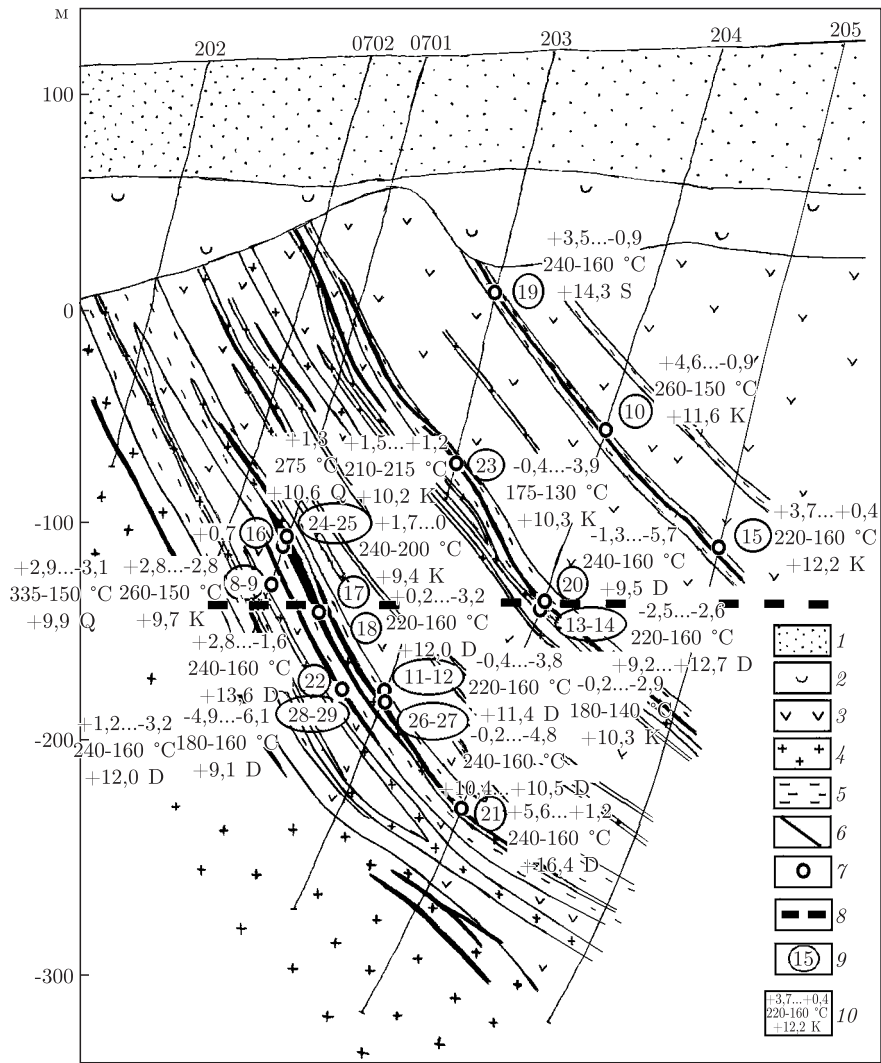


Рис. 1. Геолого-геохимическая зональность Сергеевского месторождения:

1 — осадочный чехол; 2 — кора выветривания; 3 — метабазиты; 4 — метадацитовые порфиры (плагиигранит-порфиры) дайковые; 5 — кварц-карбонат-хлоритовые, карбонат-гальковые сланцы; 6 — золотоносные кварц-карбонат-амфиболовые метасоматиты; 7 — места отбора образцов; 8 — граница раздела полей устойчивости кальцита (выше) и доломита (ниже линии); 9 — номера образцов в соответствии с таблицей; 10 — результаты исследования образцов.

Верхняя строка — интервал значений $\delta^{18}\text{O}$ H_2O флюида. *Средняя строка* — интервал температуры. *Нижняя строка* — значения $\delta^{18}\text{O}$ минерала, в том числе: кальцита (K), доломита (D), железистого карбоната ряда сидероплезит — анкерит (S), кварца (Q). (Для образца № 16 приведено только значение $\delta^{18}\text{O}$ H_2O .)

250–270 м, в котором обе разновидности карбонатов могут сосуществовать, глубже находится область распространения доломита, выше — кальцита. Образец железистого карбоната ряда сидероплезит — анкерит (№ 19) взят с глубины около 110 м, о проявлении более сложной зональности карбонатов в силу исключительности образца судить трудно.

Как отмечают В.С. Монахов и др. [8], “золотоносные кварц-карбонат-амфиболовые изменения связаны, главным образом, с породами основного состава, в особенности, если они содержат жилоподобные или ритмично полосчатые тела доломитов”.

На основании морфологических особенностей и взаимоотношения карбонатов, а также исходя из ряда подвижности катионов Mg–Ca в них [2], проявления доломита (действительно, линейные тела, в том числе и ритмично полосчатые) можно определить как образования *in situ*, т.е. наиболее соответствующие исходным и испытавшие перераспределение с ограниченной миграцией Mg. Проявления кальцита, наоборот, большей частью, связаны с миграцией вещества, прежде всего Ca, по крайней мере, на десятки метров. Вместе с тем с учетом того, что кальцит также местами формирует ритмично полосчатые тела, можно предположить наличие в пределах месторождения исходного литолого-фациального перехода. Наиболее продуктивные кварц-карбонат-амфиболовые метасоматиты в изученном разрезе сформировались на глубине порядка 150–350 м, в этом же разрезе на глубине 250–270 м имеет место зона смены магнезиального и известковистого карбонатообразования.

Именно в зоне такой инверсии изученные кварц и карбонаты содержат легкий в изотопном отношении кислород ($\delta^{18}\text{O} + 9,1 \dots + 13,6\text{‰}$), свидетельствующий о наиболее интенсивном проявлении здесь гидротермально-метасоматических процессов. Облегчение изотопного состава кислорода карбонатов наблюдается и от флангов к центру руднометасоматических тел. Выше и ниже, а также на флангах эти значения составляют $+14,3 \dots + 16,4\text{‰}$, что подтверждает снижение степени гидротермальной проработки пород.

С этой зоной совпадает и изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ H_2O флюида рудообразующих систем. Наиболее глубоко расположенный доломит (№ 21) содержит воду с самым тяжелым кислородом ($+5,6 \dots + 1,2\text{‰}$), что указывает на относительную закрытость метасоматической системы в этой ее части и (или) на реликтовый характер минерала. Выше, в области отбора остальных образцов доломита, кислород воды в той или иной степени облегчается ($+2,8 \dots - 5,7\text{‰}$), давая в указанном диапазоне всю гамму значений: от $+2,8 \dots - 1,6\text{‰}$ (№ 22) до $-1,3 \dots - 5,7\text{‰}$ (№ 20). Во всех проявлениях продуктивных генераций минерала температура сохраняется в пределах 240–160 °С. К этому участку относится также переход от кварц-доломит-актинолитовых метасоматитов (№ 22) к кварц-доломитовому ядру (№ 28) и далее к дробленному доломиту ядра (№ 29), общей мощностью не более 1 м, в котором на фоне снижения температуры (от 240–160 до 180–160 °С) наблюдается систематическое облегчение кислорода матрицы ($+13,6; +12,0; +9,1\text{‰}$) и воды флюидных включений ($+2,8 \dots - 1,6; +1,2 \dots - 3,2; -4,9 \dots - 6,1\text{‰}$). Судя по широкому разбросу значений $\delta^{18}\text{O}$ воды и колебаниям температуры, здесь имеет место нарушение (открытие) системы с существенным растворением и перераспределением вещества, т.е. реакционная, активная область доломитов. И именно здесь появляется кальцит, сосуществующий с доломитом. В области распространения чистого кальцита в температурном диапазоне 260–160 °С эти значения составляют $+4,6 \dots - 0,9\text{‰}$, т.е. имеют тенденцию к смещению изотопного соотношения в пользу тяжелого изотопа ^{18}O , иначе говоря, к закрытию системы.

Описанные тенденции удовлетворительно объясняются поступлением воды в участках активной вулканической деятельности (в широком смысле, т.е. в период сольфатарно-фумарольного протозаложения зон) с последующим частичным ее расходом и консервацией в зонах в связи с формированием новообразованных гидроксилсодержащих силикатов — актинолита, талька, хлорита, серицита; с регенерацией флюидных включений, а также спецификой миграции в зонах (от периферии к центру и вверх, по типу конвективных ячеек) CO_2 [4, 9, 10].

Полученная изотопно-кислородная зональность может нарушаться проявлением тектонических подвижек: как дорудного расщепления, так и, особенно, пострудного брекчи-

рования. Поздние брекчии залечиваются наиболее низкотемпературным (180–130 °С) кальцитом, который содержит воду с устойчиво легким кислородом (–0,2... – 3,9‰).

Исходя из приведенных фактов, а также ряда подвижности карбонатных катионов Mg и Ca, мы полагаем, что движение флюидов в метасоматических зонах происходило снизу вверх, и, таким образом, флюид, вероятно, прошел определенную глубинную гомогенизацию, которая затушевала типичную метеорность воды. Механизм процессов при этом, по-видимому, соответствовал инфильтрационно-диффузионному. Фильтрация флюидов по ослабленным зонам на границах различных по составу сред, включая ультраосновную и доломитовую составляющие, вызывала встречную диффузию и, соответственно, перераспределение материала. Разогрев пород действительно мог быть связан с внедрением больших масс плагиогранитового расплава; наиболее высокотемпературный карбонат (кальцит) зафиксирован в образце № 8 (335–150 °С) в непосредственной близости к контакту основного дайкообразного тела плагиогранит-порфиров.

Установленная нами минералогическая (доломит–кальцит) и изотопно-геохимическая (кислород матрицы и воды рудообразующих флюидов) зональность позволяет предположить пространственную и, очевидно, генетическую связь формирования рудных кварц-карбонат-амфиболовых метасоматитов с геохимическими барьерами, характеризующими изменение условий в рамках магнезиального и известковистого контактово-метасоматических процессов.

1. Фомин Ю. А., Монахов В. С., Корженев М. Н., Симицын В. А. Стабильные изотопы S, O, C, H в золотоносных амфиболовых метасоматитах Сурской структуры (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1994. – 16, № 2. – С. 49–55.
2. Фомин Ю. А., Демидов Ю. Н. Карбонаты золотоносных амфиболовых метасоматитов Сергеевского месторождения (Украинский щит) // Доп. НАН України. – 2006. – № 11. – С. 119–124.
3. Фомин Ю. А., Демидов Ю. Н. Изотопы углерода и кислорода в карбонатах амфиболовых метасоматитов Сергеевского месторождения золота (Украинский щит) // Там же. – 2007. – № 1. – С. 136–142.
4. Тейлор Х. П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. – Москва: Мир, 1977. – С. 213–298.
5. Демидов Ю. Н., Фомин Ю. А., Витык О. М., Шибецкий Ю. А. Изотопный состав кислорода воды флюидных включений в кислородсодержащих минералах // Доп. НАН України. – 1995. – № 2. – С. 90–93.
6. Фомин Ю. А., Лазаренко Е. Е., Блажско В. И. РТ-условия формирования золотоносных амфиболовых метасоматитов Сурской зеленокаменной структуры // Там же. – 2002. – № 3. – С. 124–127.
7. Демидов Ю. Н., Фомин Ю. А., Шибецкий Ю. А. Природа воды гидротермальных флюидов урановых и золоторудных месторождений // Там же. – 1997. – № 6. – С. 134–138.
8. Monakhov V. S., Sukach V. V., Kostenko O. V., Malukh M. M. Gold-bearing factors of the Middle Dnieper granite-greenstone Area of Ukrainian Shield (for Sursk greenstone structure) // Минерал. журн. – 1999. – 21, No 4. – С. 20–31.
9. Фомин Ю. А., Демидов Ю. Н., Шибецкий Ю. А. Природа кварца и карбонатов золоторудных проявлений зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (по изотопным данным) // Докл. АН Украины. – 1994. – № 9. – С. 128–134.
10. Омеляненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. – Москва: Недра, 1978. – 215 с.

*Институт геохимии окружающей среды
НАН Украины и МЧС Украины, Киев*

Поступило в редакцию 23.08.2006