

В.В. Мурзин, Н.С. Бортников, В.Н. Сазонов

### ЭВОЛЮЦИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТОВ И РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА МИНДЯКСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Соотношение изотопов С и О в карбонатах из руд и метасоматитов березит-лиственитовой формации на Миндякском золото-сульфидном месторождении (Южный Урал) исследовано для того, чтобы оценить эволюцию и возможные источники флюидов, циркулировавших в минералообразующей системе. Месторождение приурочено к зоне Главного Уральского коллизионного шва. Геологическая позиция месторождения приведена в работе [Сазонов и др., 1999]. Стадийность рудообразования, минеральный состав руд и РТ-условия их формирования описаны нами ранее [Мурзин и др., 2001].

Карбонаты кристаллизовались в стадию I при метасоматическом замещении вмещающих пород и в стадию II при образовании кварц-карбонатных прожилков, цементирующих обломки измененных пород и выполняющих зоны трещиноватости. В безрудных метасоматитах величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  ранних карбонатов соответственно изменяются от  $-7.8$  до  $+6.3$  ‰ и от  $+18.4$  до  $+29.9$  ‰ (таблица). В поздних карбо-

натах эти значения соответственно располагаются в интервалах от  $-21.6$  до  $+1.3$  ‰ и от  $+18.3$  до  $+28.5$  ‰. Очевидны значительные вариации в соотношении изотопов кислорода в минералах, которые могут отражать колебания температуры, кислотности-щелочности, окислительно-восстановительных условий при минералообразовании и изотопного состава С и О флюида. Величины рН флюида и  $f_{\text{O}_2}$  определяются его реакциями с минералами вмещающих пород и мало изменяются при отложении карбонатов.

Поэтому обнаруженные вариации соотношения изотопов в карбонате скорее всего связаны с эволюцией флюида. Важным механизмом, вызывающими изменение соотношения изотопов во флюиде, является его расслоение на газовую и жидкую фазу и отложение карбонатов, в результате чего тяжелые изотопы С и О фракционируют в жидкую фазу, а газовая фаза будет обогащаться легкими изотопами. Изотопный состав флюида может также изменяться при его взаимодействии с вмещающими породами.

Изотопный состав карбонатов Миндякского месторождения и расчетные значения изотопного состава флюида, равновесного с ними

№ проб	Карбонат, стадия	Изотопный состав карбоната		Т°С	Изотопный состав флюида	
		δ <sup>13</sup> C, ‰ (PDB)	δ <sup>18</sup> O, ‰ (SMOW)		δ <sup>13</sup> C, ‰ (PDB)	δ <sup>18</sup> O, ‰ (SMOW)
<b>Сульфидизированные продуктивные метасоматиты</b>						
Зр-756	Доломит, II	-7.4	+20.1	200	-8.2	+10.0
Зр-758	То же	-21.61	+19.62	200	-22.4	+9.5
Зр-759	То же	-9.17	+28.47	200	-10.0	+18.4
Зр-760	То же	-6.3	+20.4	200	-7.1	+10.3
Зр-1164	Доломит+кальцит, II	-6.1	+18.3	200	-6.4	+8.2
Зр-1166	Доломит+кальцит, I	-7.8	+18.4	400	-5.4	+15.7
<b>Безрудные метасоматиты</b>						
Зр-1169	Доломит+магнезит, I	+2.07	+22.86	340	+3.8	+18.7
Зр-1170	Доломит, I	+1.08	+22.42	340	+2.8	+18.2
Зр-1171	То же	+6.26	+19.32	340	+8.0	+15.1
Зр-1172	Доломит+кальцит, I	-6.81	+29.92	380	-5.1	+25.7
Зр-1175	Кальцит, II	+1.39	+23.66	200	+1.6	+15.7
Зр-1176	То же	-3.96	+18.15	200	-3.8	+10.2
Зр-1177	То же	-4.27	+23.00	200	-4.1	+16.0

Примечание. Анализы карбонатов выполнены в ИГЕМ РАН и аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

Соотношение изотопов С и О в воде и углекислоте, содержащихся во флюидах, равновесных с карбонатами (см. таблицу), рассчитаны по уравнениям фракционирования в системах доломит–CO<sub>2</sub> и кальцит–CO<sub>2</sub> [Golyshëv et al., 1981, Ohmoto, Rye, 1979], с учетом температур минералообразования, оцененных по доломит-кальцитовому геотермометру [Мурзин и др., 2001]. В высокотемпературном флюиде (340–400°С) величина δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub> изменяется от –5.4 до +8.0‰, а значение δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> – от +15.7 до +25.7‰. Низкотемпературный флюид (200°С) содержит больше легкого изотопа <sup>13</sup>C (δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub> = +1.6 до –22.4‰). Величина δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> в нем составляет +8.5 до +15.7‰.

Очевидно, что соотношение изотопов С и О во флюиде (рис. 1) взаимосвязано с составом вмещающих пород. Высокотемпературный флюид, из которого формировались метасоматиты в толще осадочных пород (углисто-кремнистые сланцы, известняки), был обогащен тяжелыми изотопами С и О. Его состав близок к соотношению изотопов в карбонатах морского происхождения (δ<sup>13</sup>C более +2‰ и δ<sup>18</sup>O более +15‰). Возможно, углекислота извлекалась из них при растворении флюидом. В высоко-

температурном флюиде, равновесном с карбонатами из метасоматитов, залегающих в диабазах, величина δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub> близка к углероду магматического происхождения (δ<sup>13</sup>C = –5 до –10‰).

Низкотемпературный флюид, равновесный с карбонатами II стадии, обогащен легкими изотопами С и О по отношению к высокотемпературному. Возможно, это произошло в результате взаимодействия флюида с органическим веществом вмещающих пород (переотложение углистого вещества гидротермальными растворами подтверждается минералогическими наблюдениями).

Таким образом, соотношение изотопов С и О во флюидах, отлагавших минералы I и II стадий рудообразования, не отражает изотопный состав первичного гидротермального раствора, а указывает на изменение его вследствие изотопного обмена последнего с вмещающими породами. Безрудные и рудоносные метасоматиты отлагались из контрастных по изотопному составу флюидов: величина δ<sup>13</sup>C “рудообразующего” флюида менее 5‰, а “безрудного” флюида – более 5‰. Эти различия хорошо проявлены в изотопном составе карбонатов из руд и незолотоносных метасоматитов (рис. 2).

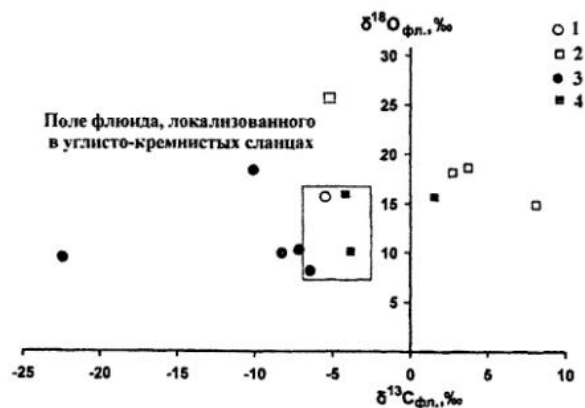


Рис. 1. Изотопный состав флюида при формировании метасоматитов Миндякского месторождения: 1, 2 – I стадии (1 – продуктивный, 2 – непродуктивный); 3, 4 – II стадии (3 – продуктивный, 4 – непродуктивный).

В рамку заключено поле флюида, локализованного в диабазе.

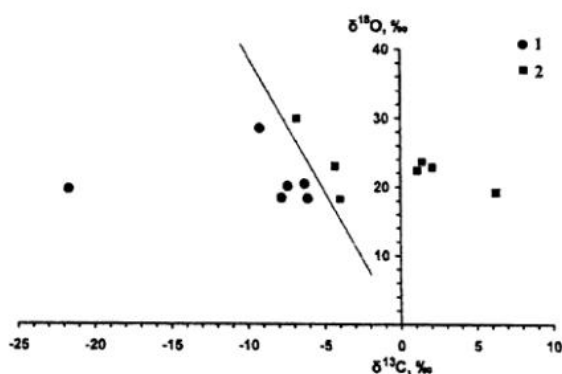


Рис. 2. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из рудоносных (1) и безрудных (2) метасоматитов Миндякского месторождения.

Полученные данные об изотопном составе углерода в рудоносном флюиде из Миндякского месторождения согласуются с опубликованными данными о величине  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов из мезотермальных месторождений золота –  $-23$  до  $+2\%$  [Nesbitt, 1990, Ridley, Diamond, 2000]. Большинство исследователей считают, что эти данные свидетельствуют об участии в рудообразовании углерода вмещающих пород, а минералообразующий флюид образовался при декарбонатизации пород при их метаморфизме [Kerrick, 1990]. Контрастные изменения изотопного состава флюида в золотоносных системах связываются также со смешением в минералообразующей системе флюидов, поступавших из разных источников [Бортников и др., 1996].

*Исследования проводились при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 99-05-64280 и 99-05-65640), а также проекту МПР "Состав, происхождение и источник рудообразующих флюидов и их компонентов в золотоносных системах Урала" №1/13-НВ.*

#### Список литературы

- Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 3. С. 238–257.
- Мурзин В.В., Кринов Д.И., Бортников Н.С., Сазонов В.Н. Стадийность, РТХ-условия образования руд и формы вхождения золота в рудах Миндякского месторождения (Южный Урал) // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2001. С. 166–171.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 1999. 570 с.
- Kerrick R. Mesothermal gold deposits: A critique of genetic hypotheses. In: Greenstone gold and crustal evolution. Geol. Assoc. Canada. Val d'Or. 1990 P. 13–31.
- Nesbitt B.E. Phanerozoic gold deposits in tectonically active continental margins. In: Foster R.P. (ed) Gold Metallogeny and Exploration. Blackie & Son Ltd. 1991. P. 104–132.
- Golyshev S.I., Padalko N.L., Pechenkin S.A. Fractionation of stable oxygen and carbon isotopes in carbonate systems // Geochemistry International. 1981. № 18. P. 85–99.
- Ohmoto H., Rye R.O. Isotope of sulfur and carbon, in Barnes, H.L. Ed., Geochemistry of Hydrothermal deposits, John Wiley and Song. 1979. P. 509–567.