

УДК 553.48 ; 553.24.065

© 1991 г.

Д. Г. ЕГОРОВ, М. З. АБЗАЛОВ, П. В. ЮХАЛИН

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА
УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КАЛЬЦИТОВ
ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги принадлежат к классу сравнительно мало распространенных в земной коре магматогенных сульфидных месторождений, генетически связанных с ультраосновными породами. В размещении и образовании месторождений большую роль играл структурный контроль. Характерной особенностью руд является их метаморфизм. При несомненном первичном магматическом источнике меди и никеля руд Печенги до сих пор не решен вопрос о роли процессов метаморфизма и гидротермального метасоматоза в отложении и преобразовании рудного вещества.

В нашей статье мы представляем первые данные по изотопному составу кислорода и углерода в кальцитовых жилах Печенги (табл. 1). Образцы ОН-109/7, ОН-109/5, ОН-5 взяты в карьере Онке из карбонатных жил с редким, преимущественно пирротинным оруденением, залечивающим трещины в оруденелых гипербазитах. Образец А-85/4 отобран на месторождении Катсельвара из богатых жильных эпигенетических руд, развивающихся в туфогенно-осадочных породах. Этот кальцит сопровождает сульфидное оруденение, тесно связан с ним пространственно и, видимо, сингенетичен ему.

Оценка предполагаемого источника флюида по изотопному составу кислорода кальцитов базируется на представлении, что в земной коре существует несколько источников воды с различным значением $\delta^{18}\text{O}$: 1) «нормально-магматический» интервал с $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$ от +5 до +7‰; 2) океаническая вода с $\delta^{18}\text{O} \pm 0$ ‰; 3) метаморфогенная вода, образующаяся при дегидратации осадков с $\delta^{18}\text{O}$ от +5 до +20‰; 4) метеорные воды атмосферы с $\delta^{18}\text{O} < 0$ ‰.

Температуры образования аналогичных данных жил по литературным данным и по декрепитации газожидких включений [1] оцениваются в 250—350° С. Тогда, пользуясь данными И. Хефса для системы кальцит — вода [4], можно рассчитать состав кислорода флюида, равновесного с кальцитом со значением $\delta^{18}\text{O} \approx 11$ ‰ (табл. 2).

По изотопному составу кислорода предполагаемый флюид попадает в область метаморфических — магматических вод. Поверхностный или океанический источник флюида маловероятен.

При анализе изотопного состава кислорода фракционирование между CO_2 (раствор), H_2CO_3 , с одной стороны, и H_2O — с другой, не принимается во внимание, так как достаточно обоснованно можно предположить явное преобладание во флюиде воды над всеми прочими кислородсодержащими компонентами.

Что касается углерода, то наличие карбонатов свидетельствует о существовании во флюиде окисленных форм углерода, а флюидный анализ [1] показывает преобладание восстановленных соединений. Поэтому при реконструкции изотопных соотношений валового углерода минералообразующей среды необходимо учитывать существование активного фракционирования не только между карбонатами и раствором, но и между различными водно-растворимыми формами углерода [6], что наряду с температурным контролем зависит от ряда иных физико-химических параметров, в частности окислительного состояния системы и рН. Этими

Таблица 1
Изотопные составы кальцитов Печенгского рудного поля, ‰/‰

Номер образца	$\delta^{13}\text{C}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$
ОН-100/7	+10,53	-15,26
ОН-100/5	+10,82	-13,10
ОН-5	+11,48	-13,91
А-85/4	+11,00	-13,12

Таблица 2
Значения $\delta^{18}\text{O}$ флюида, равновесного с $\delta^{18}\text{O}_{\text{Ca}} = 11\text{‰}$

Температура, °С	$\Delta_{\text{Ca-H}_2\text{O}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$
250	+7,2	+3,5
300	+5,0	+5,8
350	+3,5	+7,2

факторами могут быть вызваны наблюдаемые на различных месторождениях [8] вариации изотопного состава гидротермальных кальцитов.

В нашем случае, как отмечалось выше, карбонатные жилы формировались, по-видимому, при температурах, близких к 250–350° С.

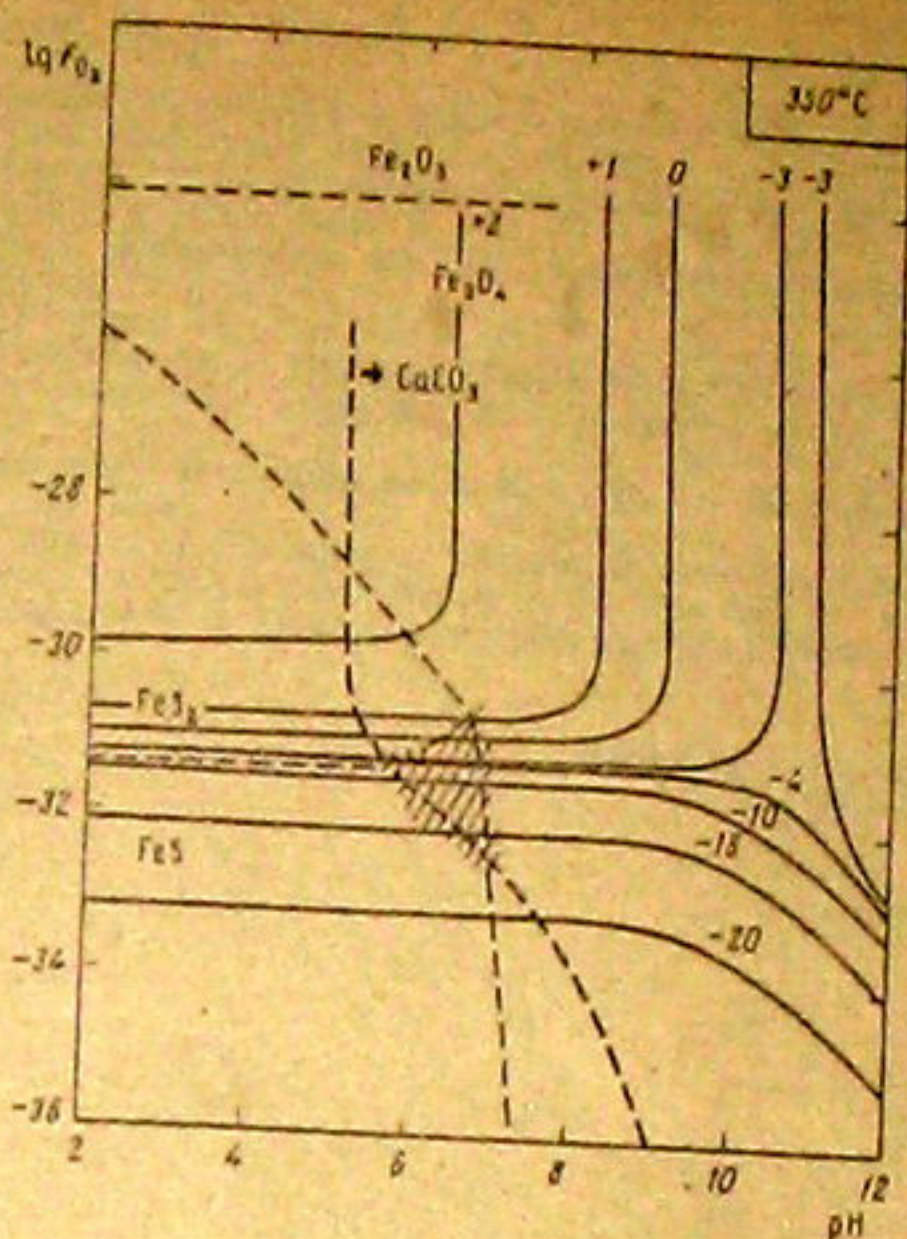
На рисунке показаны закономерности изменения изотопного состава углерода кальцита при фиксированном валовом изотопном составе флюида при температуре 350° С. Для сопоставления также нанесено поле стабильности кальцита и показаны поля устойчивости сульфидов и оксидов железа. Учитывая широкое развитие в составе оруденения пирротина при резко подчиненном количестве пирита, который в большинстве случаев имеет черты отчетливо позднего, наложенного развития по пирротину, можно предположить, что минералообразующие растворы имели сильновосстановительный характер. Кроме того, широко распространенная в рудах и околорудных метасоматитах ассоциация пирротина с ильменитом, как было описано ранее [1], устойчива также в восстановительной обстановке при значениях рН, близких к нейтральным до умеренно щелочных.

Сопоставляя непосредственно изученные рудные парагенезисы с полями стабильности минералов, можно наметить возможные интервалы вариаций рН и $\lg f_{\text{O}_2}$ гидротермальных растворов Печенгского рудного поля. Предполагаемая область существования печенгских гидротермалитов обозначена на диаграмме штриховкой.

Данная физико-химическая диаграмма показывает, что гидротермальные жилы могли формироваться в условиях, когда незначительные вариации окислительного потенциала ощутимо отражаются на изотопном составе углерода кальцитов. Зависимость от рН здесь незначительна. Следовательно, было бы естественным ожидать широкий разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ для кальцитов, сформировавшихся в этих условиях, но ограниченный объем наших исследований не позволяет проверить данное предположение.

Достаточно уверенно можно считать, что даже при самом высоком допустимом значении $\lg f_{\text{O}_2}$ (≈ -30) для отложения кальцита с $\delta^{13}\text{C} = -14\text{‰}$ необходимы растворы с изотопным составом валового углерода около -12‰ . При понижении $\lg f_{\text{O}_2}$ значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{Ca}}$ будет также уменьшаться до -32‰ . Такие изотопные характеристики для магматических растворов или ювенильных мантийных флюидов, по-видимому, мало вероятны, хотя отдельные авторы [7] высказывают предположение о неоднородности изотопного состава углерода мантии, что базируется на фак-

Диаграмма в координатах $\text{pH} - \lg f_{\text{O}_2}$ для системы $\text{Fe}-\text{S}-\text{O}$ при температуре 350°C . Цифры при изолиниях — значения $\Delta = \delta^{13}\text{C}_{\text{гс}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{ска}}$. Жирным штрихпунктиром нанесено поле стабильности кальцита, тонким — поле стабильности железосодержащих минералов. Заштрихована — предполагаемая область существования печенгских гидротермалитов.



те наличия широких дисперсий $\delta^{13}\text{C}$ анализов кимберлитов [5] от -35 до $+5\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C}$ метеоритов [4] от -30 до -50‰ . Поэтому, не исключая возможности мантийного источника углерода в гидротермалитах Печенги, считаем все же более логичным объяснить формирование облегченного изотопного состава углерода данной гидротермальной системы влиянием графитистого вещества туфогенно-осадочных пород Печенгской продуктивной толщи.

Как известно [3], графит докембрийских супракрустальных комплексов имеет $\delta^{13}\text{C}$ от $-14,6$ до $-35,5\text{‰}$. Термическое разложение органического вещества осадочных пород при метаморфизме может сопровождаться [7] формированием газообразных соединений углерода, которые наследуют изотопные характеристики углерода осадков и, следовательно, попадая в растворы, могут ощутимо менять изотопные соотношения гидротермальных систем в сторону резкого увеличения содержания ^{12}C .

Данные по изотопам Sr и Pb, приведенные в работе Пушкарева и др. [2] по карбонатным жилам северо-запада Кольского полуострова, свидетельствуют о метасоматическом происхождении этих жил за счет вещества пород коры, т. е. механизм их формирования также предположительно метаморфогенный.

Изотопный состав кислорода кальцитов указывает на магматический — метаморфический источник флюида, а изотопный состав углерода — на преобладание в углеродсодержащих компонентах флюида метаморфогенной составляющей.

Из вышесказанного следует, что первые изотопные данные по углероду и кислороду кальцитов Печенгского рудного поля наилучшим образом согласуются с моделью метаморфического генезиса жилообразующих флюидов, а следовательно, будет существенное влияние процессов метаморфизма на переотложение рудного вещества.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ИГГД АН СССР М. Е. Салье, Д. П. Виноградову, М. Тихомировой за любезно предоставленную возможность провести изотопные анализы образцов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абзалов М. Э. Минералогия эндогенных ореолов медно-никелевых месторождений Печенги: Автореферат дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1987. 18 с.
2. Комплексное исследование Печенги методами изотопной геохимии//VIII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам. М., 1980. 23 с.
3. Сидоренко С. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 140 с.
4. Хефс П. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 198 с.
5. Deines P. The carbon isotopic composition of diamonds. Relationship to diamond shape, color, occurrence and vapor composition//Geochim. et Cosmochim. acta. 1980. V. 44. № 7. P. 943—961.
6. Ohmoto H. Systematic of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits//Econ. Geol. 1972. V. 67. № 5. P. 551—578.
7. Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits//Reviews in mineralogy. V. 16. Stable isotopes in high temperature geological processes. 1986. P. 491—559.
8. Rye R. O., Ohmoto H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis//Econ. Geol. 1974. V. 6. № 6. P. 826—842.

Кольский филиал АН СССР
Апатиты

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
12.07.1989