

ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ КОРУНДОНОСНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ.

Высоцкий С.В.¹, Игнатъев А.В.¹, Левицкий В.И.², Нечаев В.П.¹, Веливецкая Т.А.¹, Яковенко В.В.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: vysotskiy@fegi.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Земные породы и минералы обычно обогащены изотопом ^{18}O относительно современной морской воды, т.е. имеют положительные значения $\delta^{18}\text{O}$. Большинство силикатных пород характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$ от +4 до +15 ‰ относительно SMOW. Однако в разных местах мира существуют районы, где эта закономерность нарушается. В настоящее время известен ряд геологических объектов с $\delta^{18}\text{O}$ SMOW аномально ниже типично магматогенных ($\ll 5\%$). Например, в Исландии изучены системы гидротермальных изменений (пропилитизации) кайнозойских вулканитов (базальтов, гиалокластитов, риолитов), в которых локальные аномалии с очень низкими $\delta^{18}\text{O}$ (до -13% в эпидоте) и δD (до -125% в эпидоте) в зонах разломов сочетаются с малыми по уровню (несколько промилле ниже мантийных) понижениями этих показателей в больших объемах (десятки куб. км) лав [Hattori and Muehlenbachs, 1982]. Локальные аномалии связываются с прямым воздействием метеорных вод, вовлеченных в гидротермальную циркуляцию до глубин не менее 2 км [Hattori and Muehlenbachs, 1982; Pope et al., 2009], а большеобъемные – с ассимиляцией магмами больших объемов ранее гидротермальноизмененных пород, в частности гиалокластитов [Bindeman et al., 2008]. Характерно, что отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ обнаружены исключительно в чисто гидротермальных минералах и метасоматитах. Минералы же, кристаллизующиеся в магмах (оливин, плагиоклаз), показывают только незначительные понижения $\delta^{18}\text{O}$.

Аномально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ обнаружены и в более древних породах, таких, как метаморфизованные меловые вулканиты Антарктиды и Новой Зеландии, триасовые метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений орогенного пояса Dabieshan-Sulu в центральном Китае, кембрий-ордовикские метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений Кокчетавского массива, неопротерозойские метаморфические комплексы высоких давлений Беломорского орогена [Яковенко и др., 2007, Устинов и др., 2008]. Как правило, всем аномалиям присущ локальный характер, их площадь не превышает десятков квадратных километров, за пределами которых кислород имеет нормальный изотопный состав в породах, однотипных аномальным. Во всех этих случаях изотопная аномалия связывается с влиянием метеорных вод.

Корундовые проявления северной Карелии стоят несколько особняком в ряду этих аномальных объектов, поскольку обладают как самыми низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (до -26% в гранате) и δD (до -216% в амфиболе), так и достаточно широкими вариациями отношений изотопов от проявления к проявлению. Кроме того, аномальная зона приурочена к породам одной толщи (чупинской) и дискретно фиксируется на протяжении нескольких сотен километров. Породы толщи метаморфизованы при высоких температурах и давлениях и образованы на ранних этапах развития Земли. Образование пород протолита оценивается почти в 3.0 млрд лет, а корундовых проявлений в 1.9-1.8 млрд лет [Бибикова и др., 2004; Серебряков, Русинов, 2004; Bindeman et al., 2011].

Все исследователи сходятся во мнении, что экстремально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в минералах корундовых пород свидетельствуют об участии в их генезисе метеорных вод, прошедших неоднократное изменение фазового состояния (жидкость-пар) в холодных климатических условиях. Были выдвинуты две конкурирующие модели образования корундоносных пород:

1. Корундоносные породы образовались по фрагментам древних кор выветривания, содержащих метеорный флюид, обогащенный «легким» кислородом, в результате высокоградного метаморфизма на рубеже 2750-2720 млн. лет [Крылов, 2008; Крылов и др., 2011].

2. Корундоносные породы были сформированы по метасоматизированным (гидротермально измененным, пропилизированным) вулканогенным и осадочным палеопротерозойским породам, подвергшимся высокобарному свекофенскому (1.9-1.8 млрд лет) метаморфизму [Высоцкий и др., 2008, 2011; Bindeman et al., 2011.]

Были проведены исследования образцов из семи корундовых проявлений и нескольких образцов вмещающих гнейсов чупинской толщи и метамагматических (эклогитов, амфиболитов и гранатовых амфиболитов) пород. По возможности анализировались несколько сосуществующих минералов из одного образца. Полученные данные позволяют разделить опробованные проявления на группы:

1. Корундовые проявления, аномально обедненные тяжелыми изотопами кислорода и водорода (Варацкое и Хитостров). $\delta^{18}\text{O}$ здесь достигает -26.4‰ , а δD -216‰ относительно SMOW.

2. Корундовые проявления, относительно обедненные тяжелыми изотопами кислорода и водорода (Нигрозеро и Нотозеро). $\delta^{18}\text{O}$ не опускается ниже -7.3‰ , а в основном колеблется в интервале от -1 до -2‰ .

3. Группа корундовых проявлений с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, но не переходящими в отрицательную область (Дядина Гора, Перуселька).

4. Группа проявлений (апогаббровые гранатовые амфиболиты Шуерецкого месторождения граната, апобазальтовые эклогитоподобные гранат-пироксеновые породы лапландского гранулитового пояса Туадаш тундр – г. Муткаселька) с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, но не переходящими в отрицательную область.

Из рис.1 видно, что 3-я и 4-я группы тяготеют к корундовым проявлениям, образовавшимся в ультраосновных породах. $\delta^{18}\text{O}$ в минералах этой группы колеблется в интервале $+0.4$ – $+5\text{‰}$, перекрываясь с минимальными значениями в минералах чупинской толщи. Подобные значения $\delta^{18}\text{O}$ отмечались для корундов перидотитовых комплексов Бени-Бушера (Марокко), Ронда (Испания), Вал-Маленко (Италия) и месторождения Чантабури Трат (Таиланд). Считается, что они образовались при высоких температурах (800 - 1150 °C) и давлениях (10 - 25 kbar) в верхней мантии. Вполне вероятно, что эти проявления могут быть не связаны с теми аномальными процессами, которые ответственны за образование проявлений 1-й и 2-й групп.

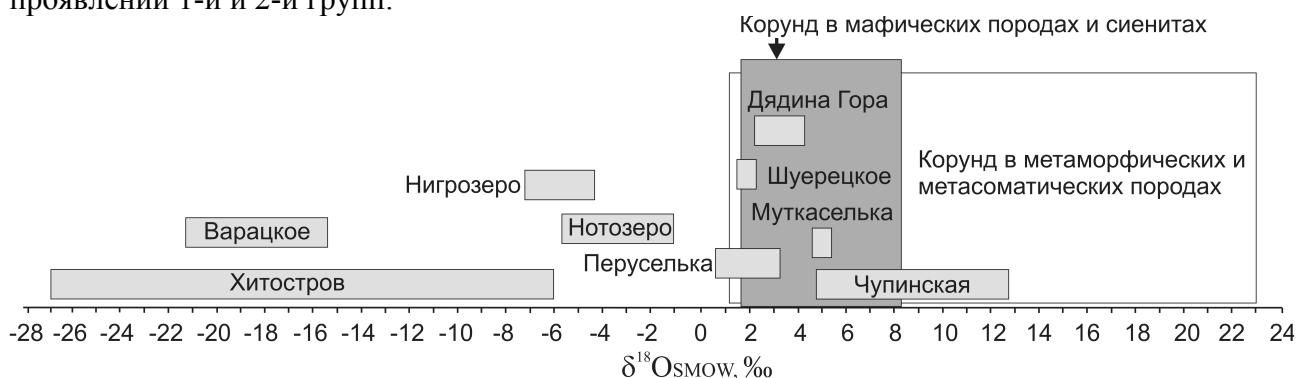


Рис. 1. $\delta^{18}\text{O}$ в минералах корундоносных пород Северной Карелии.

Данные по площадному распространению $\delta^{18}\text{O}$ в пределах Хитостровского проявления показывают, что наблюдается определенная зависимость обеднения минералов тяжелым изотопом кислорода от состава породы, ее положения в пределах самого проявления и в зональных телах. Минимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ установлены в лейкократовых корундсодержащих породах – корунд-гранатовых плагиоклазитах с незначительным количеством амфибола и биотита, расположенных примерно в центральной части

Хитостровского корундового проявления. По мере увеличения количества темноцветных минералов в зональных телах $\delta^{18}\text{O}$ в них растет. В минералах гранатовых амфиболитов краевой части проявления $\delta^{18}\text{O}$ почти в три раза выше, чем в лейкократовых плагиоклазитах. Вполне вероятно, что эти закономерности являются отражением как неравномерного обогащения протолита легким изотопом кислорода, так и проявлением метасоматической зональности, которая обуславливает разную степень переработки первичной породы изотопно-легкими растворами.

Величины $\delta^{18}\text{O}$ водной фазы минералообразующего флюида, рассчитанные для амфиболов при температуре 600-700 °C составляют -18 – -19‰, а δD варьирует в интервале -193 – -199‰. Учитывая, что в гранатах и корундах величина $\delta^{18}\text{O}$ более низкая, чем в амфиболах, реальная водная фаза флюида должна быть еще более легкой – $\delta^{18}\text{O} \approx -27\text{‰} - -30\text{‰}$. При этом объем воды должен быть намного больше, чем объем трансформируемой породы, первичный изотопный состав которой представлен в чупинской толще ($\delta^{18}\text{O} = +5 - +12\text{‰}$). Поэтому предположение о фрагментах древних кор выветривания, содержавших метеорный флюид, обогащенный «легким» кислородом, не реально. Более правдоподобной представляется концепция гидротермальных пропилитов, подвергшихся высокоградному метаморфизму.

Показательным примером является облегченный состав изотопов кислорода во вторичных минералах и измененных голоценовых базальтах Исландии, вскрытых скважинами глубокого бурения. По данным К. Hattori и К. Muehlenbachs [1982], гидротермально измененные базальты Исландии имеют значение $\delta^{18}\text{O}$ менее -10 ‰ относительно SMOW, а во вторичном эпидоте из этих пород значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются в интервале от -11.8 до -12.7 ‰. Полагают, что в гидротермальном флюиде принимали участие метеорные воды, имеющие в Исландии изотопные значения $\delta^{18}\text{O}$ от -8 до -11‰.

Следует учитывать, что, чем ниже температура обмена вода-порода, тем легче должен быть изотопный состав воды и тем больше объем воды. Современные геотермальные воды средних и приполярных широт Земли не обладают для этого достаточно легким изотопным составом. Для термальных вод Сихотэ-Алиня отмечаются вариации $\delta^{18}\text{O}$ в интервале от 10.8 до -18.8 ‰. Горячие термальные воды Чукотки, для которых постулируется смешение поверхностных и гляциальных вод, образовавшихся в результате таяния ископаемых льдов, так же не обладают достаточно легким изотопным составом кислорода и водорода, достигая всего лишь значений $\delta^{18}\text{O} = -17.6\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -134.2\text{‰}$, при температуре чуть ниже 100°C [Поляк и др., 2008].

Только флюид, полностью сформированный из талых снежно-ледниковых вод, может обладать достаточно легким изотопным составом кислорода и водорода. Причем в современных условиях такие воды могут образоваться только в полярных условиях. Для льда и снежно-ледниковых вод Гренландии и Антарктиды описаны очень низкие (менее -60‰) значения $\delta^{18}\text{O}$. Однако, в периоды глобальных оледенений подобные условия могли наблюдаться и гораздо ближе к экватору. В голоценовых ископаемых льдах Восточной Сибири, например, $\delta^{18}\text{O}$ достигает значений -29.2‰.

Аномалия образовалась в период 2.45-1.8 млрд лет. По палеомагнитным данным территории Кольского и Карельского геоблоков находились в это время в умеренных широтах [Evans, Pisarevskiy, 2008], далеко от полярных областей. Однако в начале этого периода установлено глобальное палеопротерозойское оледенение, пик которого приходится на 2.3 млрд лет.

Мы полагаем, что экстремально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в минералах могут свидетельствовать о сохранении в них изотопных отношений кислорода и водорода протолита и о дометаморфическом обмене с гляциальными водами. Вероятно, свекофенские глиноземистые корундоносные плагиоклазиты были сформированы по метасоматизированным палеопротерозойским породам, образовавшимся в малоглубинной зоне фумарольного поля под ледником. Подобные поля широко распространены в современных вулканических областях (например, на Камчатке или в Исландии).

Облегченный состав изотопов кислорода и водорода во всех минералах корундовых проявлений свидетельствует о полном преобразовании раннего мезо-неоархейского субстрата в низкотемпературные глиноземистые метасоматиты в палеопротерозое. Для этого необходим достаточно большой объем воды с легким составом изотопов, а гидротермальная ячейка должна действовать длительное время. Метасоматоз, вероятно, происходил в период древнейшего гуронского оледенения, пик которого приходится на 2.3 млрд лет. В дальнейшем эти породы подверглись высокобарному свекофенскому (1.9-1.8 млрд лет) метаморфизму.

Литература

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т.12. №3. С. 227-244.

Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Яковенко В.В., Карабцов А.А. Аномально легкий изотопный состав кислорода минералов корундоносных образований северной Карелии // Доклады Академии наук. 2008. Т.423. №. 1. С. 85-88.

Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В. И., Будницкий С. Ю., Веливецкая Т. А. Новые данные по стабильным изотопам минералов корундоносных образований Северной Карелии (Россия) // Доклады Академии наук. 2011. Т.439. № 1. С. 95-98.

Крылов Д.П. Аномальные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в корундсодержащих породах Хитоострова (Северная Карелия) // Доклады Академии наук. 2008. Т. 419. № 4. С. 533-536.

Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В. Возраст и происхождение корундсодержащих пород о-ва Хитоостров, Северная Карелия // Петрология. 2011. Т.19. №1. С. 80-88.

Поляк Б.Г., Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л. Изотопный состав воды гидротерм Чукотки // Литология и полезные ископаемые. 2008. №5. С.480-504.

Серебряков Н.С., Русинов В.Л., Высокотемпературный высокобарный кальций-натриевый метасоматизм и корундообразование в докембрийском Беломорском подвижном поясе (Карелия) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395. №4. С. 529-533.

Устинов В.И., Бакшеев И.А., Серебряков Н.С. Изотопный состав кислорода минералообразующих флюидов корундсодержащих метасоматитов Хитоостровского и Варацкого проявлений, Северная Карелия // Геохимия. 2008. №11. С. 1245-1248.

Яковенко В.В., Высоцкий С.В., Игнатьев А.В. Особенности изотопного состава кислорода корундов и ассоциирующих минералов северной Карелии. Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции. 12-15 ноября Петрозаводск, 2007 г. С. 469-472

Bindeman I. N., Brooks C. K., McBirney A. R., and Taylor H. P., The Low- $\delta^{18}\text{O}$ Late-Stage Ferrodiorite Magmas in the Skaergaard Intrusion: Result of Liquid Immiscibility, Thermal Metamorphism, or Meteoric Water Incorporation into Magma? // J. Geology. 2008. V. 116. P. 571-586

Bindeman I.N., Serebryakov N.S. Geology, Petrology and O and H isotope geochemistry of remarkably ^{18}O depleted Paleoproterozoic rocks of the Belomorian Belt, Karelia, Russia, attributed to global glaciation 2.4 Ga // Earth and Planet. Sci. Let., 2011. V. 306. P. 163-174

Evans D.A.D., Pisarevsky S.A. Plate tectonics on the early Earth? Weighing the paleomagnetic evidence. In: Condie, K., Pease, V. (Eds.), When Did Plate Tectonics Begin? // Geological Society of America Special Paper, 2008. V.440. P. 249-263.

Hattori K., Muehlenbachs K. Oxygen Isotope Ratios of the Icelandic Crust // Journal Geophysical Res., 1982. V.87. № B8. P. 6559-6565

Pope E.C., Bird D.K., Arnorsson S., Fridriksson Th., Elders W.A. and Fridleifsson G.O. Isotopic constraints on ice age fluids in active geothermal systems: Reykjanes, Iceland // Geochim. Cosmochim. Acta, 2009. V.73. P. 4468-4488.