

УДК 550.4

ИЗОТОПНЫЕ ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, δD) ХАРАКТЕРИСТИКИ БИОТИТ-КАРБОНАТ-КВАРЦЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛ В МЕТАБАЗИТАХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

© 2024 г. И. С. Волков*, член-корреспондент РАН Е. О. Дубинина, С. А. Коссова,
Ю. Н. Чижова, Ю. О. Ларионова, В. М. Козловский, А. Н. Перцев

Поступило 04.03.2024 г.

После доработки 08.05.2024 г.

Принято к публикации 08.05.2024 г.

На беломорских островах и побережье Северной Карелии, в Чупинском секторе Беломорского подвижного пояса широко распространены карбонатно-силикатные и кварцевые жилы, приуроченные к телам раннепротерозойских метабазитов и их контактам с вмещающей амфиболит-гнейсовой толщей. Изучены изотопные характеристики крупнокристаллических жильных карбонатов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$), а также ассоциирующих с ними кварца ($\delta^{18}\text{O}$) и биотита ($\delta^{18}\text{O}$ и δD). Изотопный состав кислорода позволяет говорить о биотит-кварц-карбонатных равновесиях в процессе образования жил при температурах 520–450°C. Изотопные характеристики О и Н биотита соответствуют равновесию флюида с метаморфическими породами. Вместе с тем, изотопный состав О и С карбонатов свидетельствует о разных источниках CO_2 во флюидах. Выделяется три группы карбонатов по величинам $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. Первая группа имеет “магматические” изотопные характеристики источника CO_2 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 7.1... 12.1\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -6.3... -4.5\text{‰}$). Карбонаты второй группы имеют высокие $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, характерные для докембрийских осадочных карбонатов ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 21.9... 24.7\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -2.2... -2\text{‰}$), аналогичных описанным ранее в соседнем Энгозерском секторе БПП. В третьей группе величины $\delta^{13}\text{C}$ аналогичны карбонатам первой группы, а $\delta^{18}\text{O}$ – второй группы ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -1.7... 0.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 6... 12\text{‰}$). Изотопный состав О и С карбонатов третьей группы может быть получен при воздействии предполагаемого магматического флюида как на первично-осадочный источник метаморфических флюидов, так и на переотложенные жильные карбонаты.

Ключевые слова: карбонаты, карбонатно-силикатные жилы, флюиды, изотопы кислорода и углерода, Беломорский подвижный пояс

DOI: 10.31857/S2686739724090077

ВВЕДЕНИЕ

Флюиды и флюидные потоки являются важным фактором тепло- и массопереноса при метаморфизме, протекания метаморфических реакций и формирования ассоциирующих жил [1, 20]. Природа флюидов, участвующих в метаморфизме, может быть различной [1, 20]: отделение летучих компонентов от протолита при прогрессивном метаморфизме; дегазация магматических расплавов; вовлечение экзогенных вод, как формационных, так и метеорных. С одной стороны,

данные о составе и происхождении флюидов, участвующих в метаморфизме, особенно высоких ступеней, очень скудны [20]. С другой стороны, гидротермальные жилы, приуроченные к заключительным ретроградным этапам метаморфизма, сопровождающимся накоплением флюидов в относительно малоглубинных сдвиговых зонах, являются важнейшим носителем информации о происхождении и эволюции флюида. Следовательно, изучение жильных минералов, в том числе, методами геохимии стабильных изотопов, имеет хорошую перспективу для получения информации о составе и происхождении флюидной фазы, проявившей активность при метаморфизме [9]. Карбонатно-силикатные жилы в метабазитах Северной Карелии являются

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук,
Москва, Россия*

**E-mail: ivanvolkov19@yandex.ru*

одним из таких объектов, благоприятных для изучения флюидной активности в метаморфизме.

Широко развитые кварцевые и кварц-карбонатные жилы в метаморфизованных орогенных поясах обычно связывают с флюидами, образовавшимися в результате проградного метаморфизма вмещающих толщ. Однако комплексные исследования показывают, что в жилообразовании могут быть задействованы флюиды как метаморфического, так и магматического происхождения ([20] и ссылки в этой работе). Ранее было показано, что жилы в метабазах Северной Карелии образовались при участии флюидов углекислотно-водно-солевого состава в период наиболее позднего ретроградного раннепротерозойского этапа метаморфизма, связанного с становлением Лапландско-Кольского орогена 1.8–1.9 млрд лет назад [2, 3, 5]. Цель настоящей работы – охарактеризовать возможные источники жилообразующих флюидов этого этапа метаморфизма в Беломорье, для чего были изучены изотопные (C, O и Sr) характеристики 20 образцов жильных карбонатов (кальцит, доломит), а также определён изотопный состав Sr в 5 валовых пробах вмещающих пород (гнейсы, метабазиты). В трёх образцах, представляющих основные типы жильных ассоциаций, выделяемых по изотопным характеристикам карбонатов, проведён изотопный анализ кислорода силикатных фаз (кварц, биотит) и анализ изотопного состава водорода в биотите для оценки изотопных параметров водной составляющей флюидной фазы. Изотопные исследования выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по опубликованным методикам (приложение 1S; дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

На побережье Белого моря Северной Карелии и прилегающих островах в пределах Чупинского сектора Беломорского подвижного пояса (БПП) Балтийского щита распространены выходы архейских гнейсов и амфиболитов, среди которых залегают тела раннепротерозойских метабазитов (рис. 1) [4, 7].

Изученные в настоящей работе карбонатно-силикатные жилы приурочены к телам метабазитов, а также к их контактам с вмещающими гнейсами. Мощность жил варьирует от первых сантиметров до первых метров, а их простира-ние прослеживается на десятки метров ([2, 3]

и ссылки в этих работах). Главные жильные минералы – плагиоклаз, кварц и карбонаты. В варьирующих количествах присутствуют турмалин, хлорит, минералы титана (ильменит, титанит, рутил, анатаз), эпидот, скаполит, апатит, слюды (биотит, мусковит), амфиболы, а также сульфиды железа, меди и молибдена ([2, 3] и ссылки в этих работах). Формирование жил связывают с наиболее поздним раннепротерозойским ретроградным этапом метаморфизма 1.8–1.9 млрд лет назад [3, 5].

По нашим данным в ходе эволюции изучаемых жил выделены две главные стадии жилообразования: ранняя, связанная с формированием кварц-плагиоклазовой ассоциации внешних зон при 550–650°C; поздняя – кристаллизация крупных кварц-карбонатных агрегатов ($\pm$ биотит, турмалин, титанит, эпидот) при температурах до 540°C с последующим формированием более мелкозернистых хлорит-кварц-карбонатных агрегатов и сульфидной минерализации при 350–220°C [2, 3]. Карбонат представлен кальцитом и доломит-анкеритом (см. электронное приложение, табл. 1s–4s) и образует кристаллы размером от первых сантиметров до 20 см (рис. 2). В данной работе изучены образцы с крупнокристаллическими карбонатами. В жилах с зональным строением крупнокристаллический карбонат образует сростки с кварцем, реже с биотитом и кварцем в осевых зонах жил, тогда как внешние зоны сложены плагиоклазом и кварцем $\pm$ биотит (рис. 2 а). В осевых зонах также может быть проявлен крупнокристаллический карбонат в эпидот-хлоритовом агрегате (рис. 2 в). В других случаях карбонат-кварцевые сростки образуют отдельные жилы (рис. 2 г). По результатам изучения флюидных включений в кварце формирование жил на поздней стадии произошло при участии водно-солевого, а также сосуществующих углекислотного и углекислотно-водно-солевого флюидов [2].

В БПП проявления карбонатов, помимо изучаемых жил, редки. В северной части БПП, за пределами Чупинского сектора встречаются массивы и небольшие дайки щелочных пород с ассоциирующими карбонатитами палеозойской Кольской щелочной провинции [10], а в районе исследования нами встречены только единичные маломощные дайки щелочных базитов. Известны единичные проявления карбонатных пород в Энгозерском секторе БПП (рис. 1) [7, 12]: (1) у села Гридино – жильные карбонатные тела, ассоциирующие с пироксен-амфиболитовыми гнейсами и амфиболитами; (2) в районе рек Сигма и Поньгома – линзы карбонатов образуют

тектонический меланж совместно с глинозёмистыми и мигматизированными гранат-амфиболовыми гнейсами; (3) на о. Мраморный — крупное линзовидное тело мраморов среди амфиболитов и кианит-гранат-биотитовых гнейсов. По мнению авторов работ [7, 12] карбонатные жилы Гридино относятся к карбонатам без указаний возраста, карбонаты о. Мраморный — к карбонатам раннепротерозойского возраста (2.4 млрд лет), а карбонаты в районе рек Сигма и Поньгома — к докембрийским первично осадочным.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изученные жильные карбонаты обнаруживают гетерогенный изотопный состав как углерода, так и кислорода (электронное приложение 2). При этом 18 из 20 проанализированных карбонатов, вне зависимости от состава и формы проявления (кальцит, доломит, или их сростки), формируют три группы по соотношениям величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 3). Группа 1 характеризуется низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$

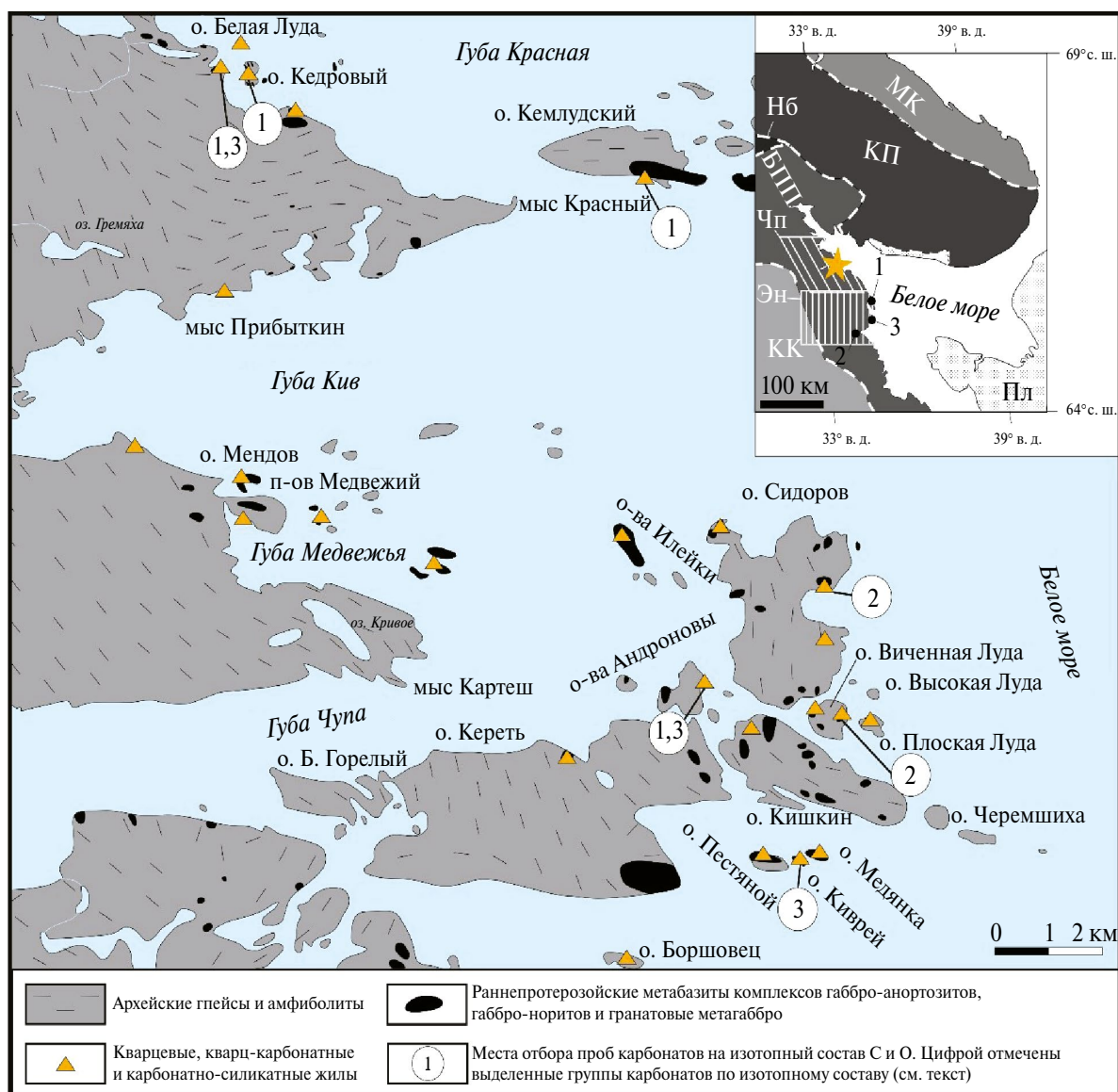


Рис. 1. Геологическая схема района исследования (модифицировано из [3]). На врезке расположение района исследований (звездочка) в восточной части Балтийского щита. Главные террейны в восточной части Балтийского щита по [7] и сектора Беломорского подвижного пояса по [4]: БПП — Беломорский подвижный пояс, Чп — Чупинский сектор БПП, Эн — Энгозерский сектор БПП; МК — Мурманский кратон; КК — Карельский кратон; КП — Кольская провинция; Нб — провинция Норрботтен; Пл — платформенный чехол. Проявления карбонатных пород Эн-гозерского сектора по [7, 12]: 1 — село Гридино, 2 — реки Поньгома и Сигма, 3 — остров Мраморный.

и $\delta^{13}\text{C}$ ($\delta^{18}\text{O} = 7.1\ldots 12.1\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = -6.3\ldots -4.5\text{‰}$), группа 2 — высокими значениями этих величин ($\delta^{18}\text{O} = 21.9\ldots 24.7\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = -2.2\ldots -2\text{‰}$), а в группу 3 попадают карбонаты, близкие по изотопному составу углерода к карбонатам группы 2, а по изотопному составу кислорода — к карбонатам группы 1 ($\delta^{18}\text{O} = 6\ldots 12\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = -1.7\ldots -0.9\text{‰}$). Карбонаты жил содержат 17–521 ppm Sr (см. электронное приложение, табл. 1s–4s). Изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 4) в карбонатах группы 1 составляет 0.70518–0.708225 (3 определения), группы 2 — ~ 0.7095 (3 определения). Карбонаты группы 3 обнаруживают гетерогенный изотопный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706214\text{--}0.716897$, 3 определения).

Содержания Sr в метабазитах (3 определения) варьирует от 129 до 263 ppm, а Rb — от 15 до 25 ppm. Вмещающие гнейсы (2 определения) содержат 502–628 ppm Sr и 53–61 ppm Rb.

Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вмещающих пород, пересчитанные на возраст жилобразования (1814 млн лет [5]) для метабазитов составляют 0.7036–0.7051, а для гнейсов 0.7050–0.7079.

Из жильных крупнокристаллических агрегатов с карбонатами, относящимися к трём выделяемым группам (рис. 3), были проанализированы ассоциирующие кварц ($\delta^{18}\text{O}$) и биотит ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) (табл. 1). Составы биотита приведены в электронном приложении 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Помимо изучаемых карбонатно-силикатных жил в метабазитах Чупинского сектора, в метаморфической толще БПП ранее были установлены другие проявления карбонатных пород — в Энгозерском секторе [7, 12] (рис. 1). К.И. Лохов с соавторами [12], изучавшие эти

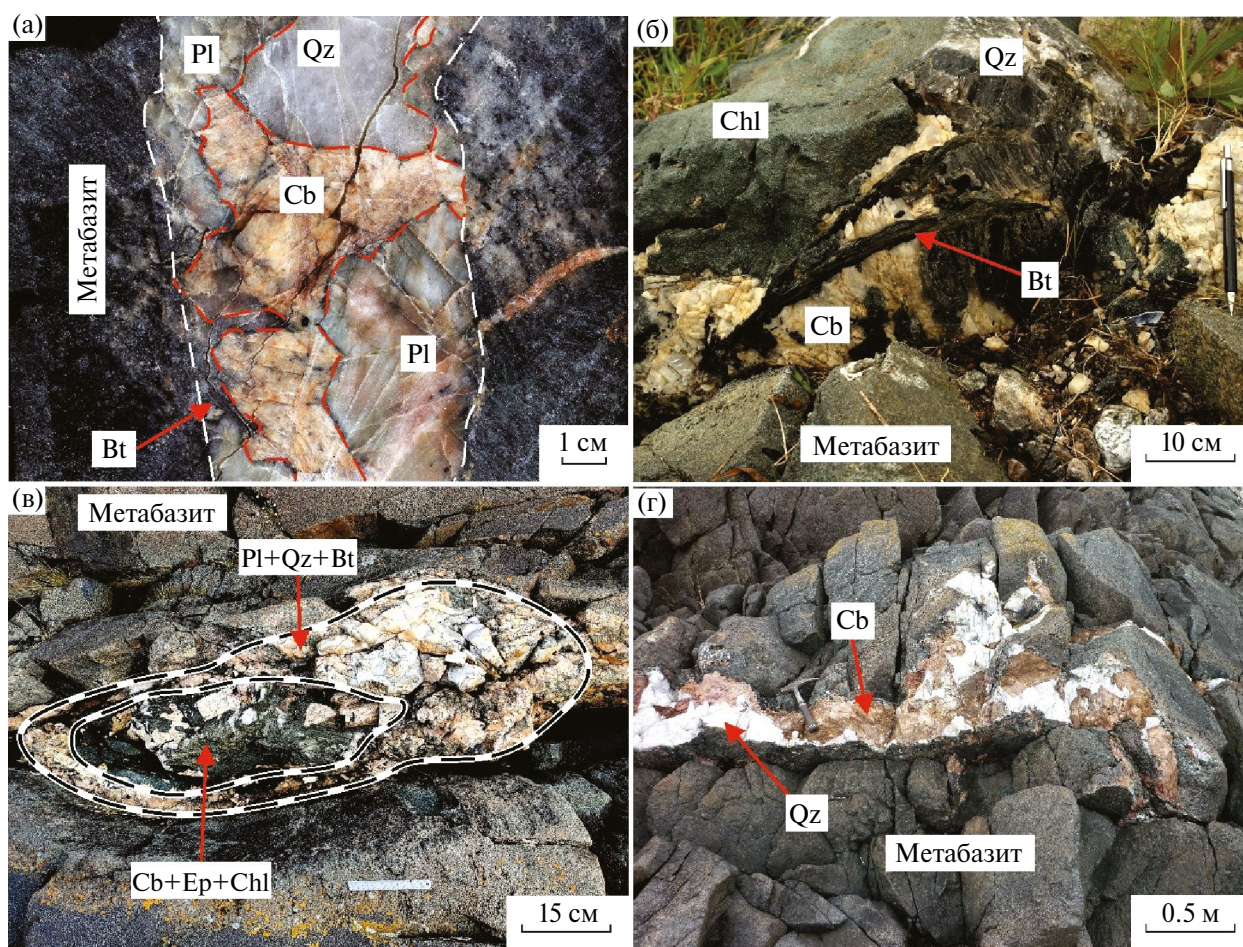


Рис. 2. Жильные проявления крупнокристаллических карбонатов с изученным изотопным составом O и C: (а) кальцит-доломит-биотит-кварцевая жила, обр. КР-30; (б) кальцит-биотит-кварцевые сростки, обр. СИД-21; (в) зональная жила с биотит-кварц-плаггиоклазовой внешней зоной и кальцит-доломит-эпидот-хлоритовой внутренней зоной, обр. СИД-9; (г) кварц-кальцит-доломитовая жила, обр. КР-19а. Подписи минералов: Bt — биотит; Cb — карбонат; Chl — хлорит; Ep — эпидот; Pl — плаггиоклаз; Qz — кварц.

проявления, выделяют три группы карбонатных пород по изотопному составу углерода и кислорода (рис. 4): (1) жилы, ассоциирующие с пироксен-амфиболитовыми гнейсами и амфиболитами (низкие $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$); (2) линзы в тектоническом меланже (высокие $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$); (3) крупное линзовидное тело мраморов в амфиболитах и кианит-гранат-биотитовых гнейсах (низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ при высоких значениях $\delta^{13}\text{C}$). Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах

этих трёх групп аналогично установленному нами в жильных карбонатах групп 1–3 соответственно (рис. 3), что было учтено нами при интерпретации результатов.

К.И. Лохов с соавторами [12] отнесли первую группу к первично магматическим карбонатам, вторую – к мраморизованным архейским осадкам, а вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах третьей группы были объяснены изотопным фракционированием углерода в первично-магматическом

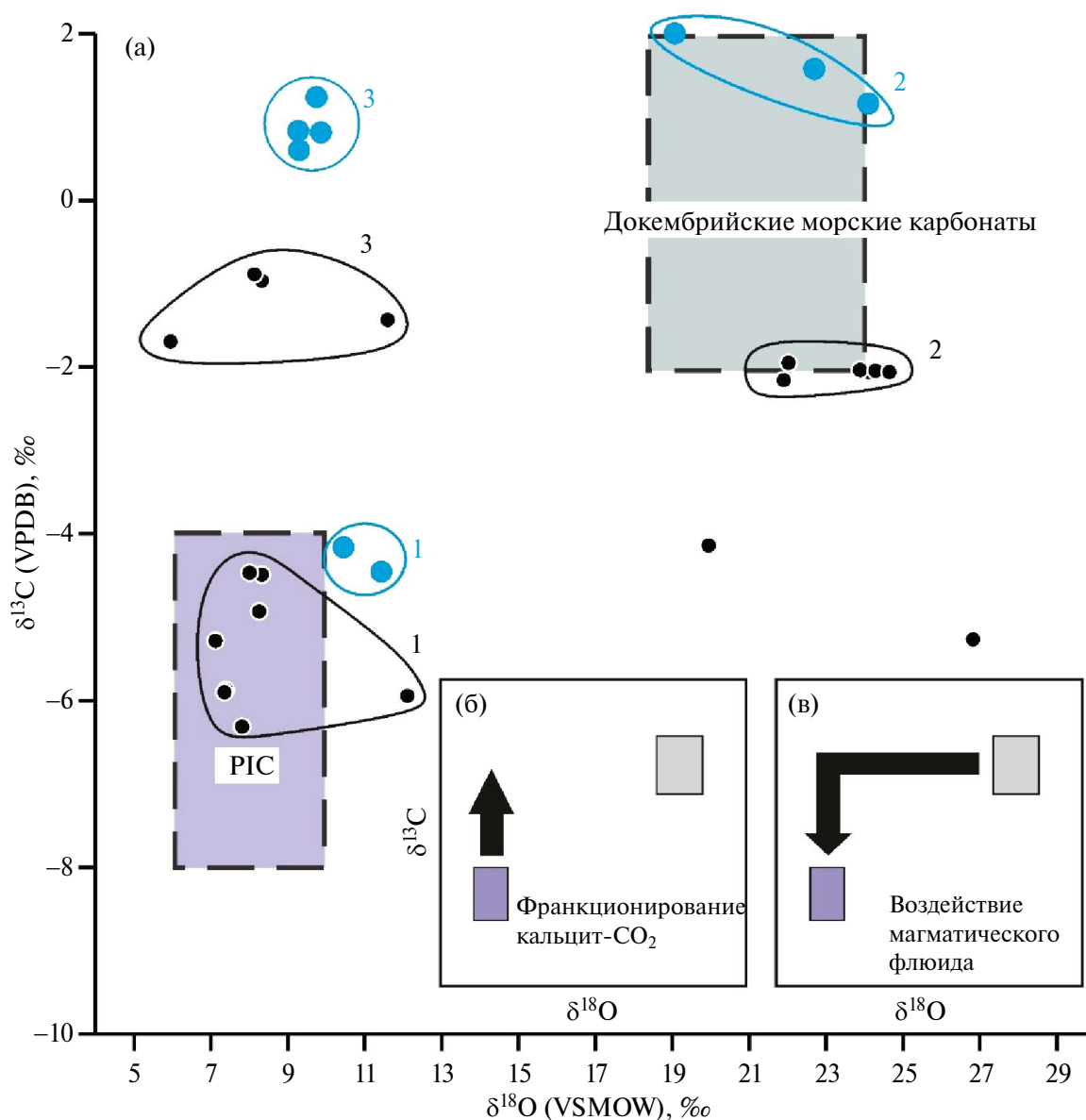


Рис. 3. (а) Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов. Чёрные кружки — жильные карбонаты Чупинского сектора БПП, настоящая работа; синие кружки — составы карбонатных пород Энгозерского сектора БПП по данным [12]. Пунктиром ооконтурены поля, характерные для первично магматических карбонатов РИС [11] и для докембрийских морских карбонатов [17]. Цифрами отмечены выделяемые группы карбонатов по изотопным характеристикам С и О. На врезках (б) и (в) показаны варианты интерпретации наблюдаемых изотопных параметров (см. обсуждение).

карбонате в системах кальцит+доломит или кальцит+CO₂ (рис. 3 б). Следует отметить, что фракционирование изотопов углерода в системе кальцит+доломит не превышает десятых долей промилле при магматических (>600°C) температурах [16]. Фракционирование изотопов углерода в системе карбонат+CO₂ или расплав+CO₂ при 600–1000°C, в принципе, может достигать величин 3–4‰ [13, 14], но для того, чтобы получить сдвиг фигуративных точек группы 1 ($\delta^{13}\text{C} < -4$) до положения в области группы 3 ($\delta^{13}\text{C} > 2$), требуется либо полная переработка, либо перекристаллизация карбонатов с участием флюида, состоящего из чистой углекислоты с изотопными характеристиками, отвечающими высокотемпературному равновесию с магматическими карбонатами. Кроме того, ограниченные литературные данные не позволяют с уверенностью говорить о первично-магматическом (карбонатитовом) происхождении пород первой и третьей групп, как это предполагали К.И. Лохов с соавторами [12].

Можно предложить альтернативную интерпретацию происхождения карбонатов третьей группы. Высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ при низких $\delta^{18}\text{O}$ в этих карбонатах как из жил Чупинского сектора, так и из пород Энгозерского сектора могут быть объяснены взаимодействием первично-осадочного карбонатного материала (высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) с другим

углекислотно-водным флюидом, имеющим низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Воздействие такого флюида, имеющего “магматические” характеристики (“PIC”, рис. 3 а), на осадочные карбонаты может привести сначала к наблюдаемому изотопному сдвигу величины $\delta^{18}\text{O}$ при незначительном изменении величины $\delta^{13}\text{C}$, а затем — к снижению величины $\delta^{13}\text{C}$ по мере возрастания отношения флюид/порода (рис. 3 в). Подобный механизм при мольной доле CO₂ < 0.5 во флюиде неоднократно обсуждался для карбонатов при контактовом метаморфизме [8].

В любом случае, сам факт наличия разных типов изотопных характеристик карбонатов карбонатно-силикатных жил свидетельствует о неоднородности источников CO₂. Общее соответствие выделяемых нами групп жильных карбонатов известным проявлениям карбонатных пород во вмещающей метаморфической толще [12] позволяет предположить разные механизмы формирования изотопных характеристик ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$) карбонатов. Первый механизм — отделение CO₂ от карбонатных пород с изначально разными величинами $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в ходе метаморфизма и последующая кристаллизация соответствующих жильных карбонатов на ретроградной стадии метаморфизма. Второй механизм — проработка первично-осадочных карбонатных пород и жильных карбонатов углекислотно-водным флюидом с магматическими

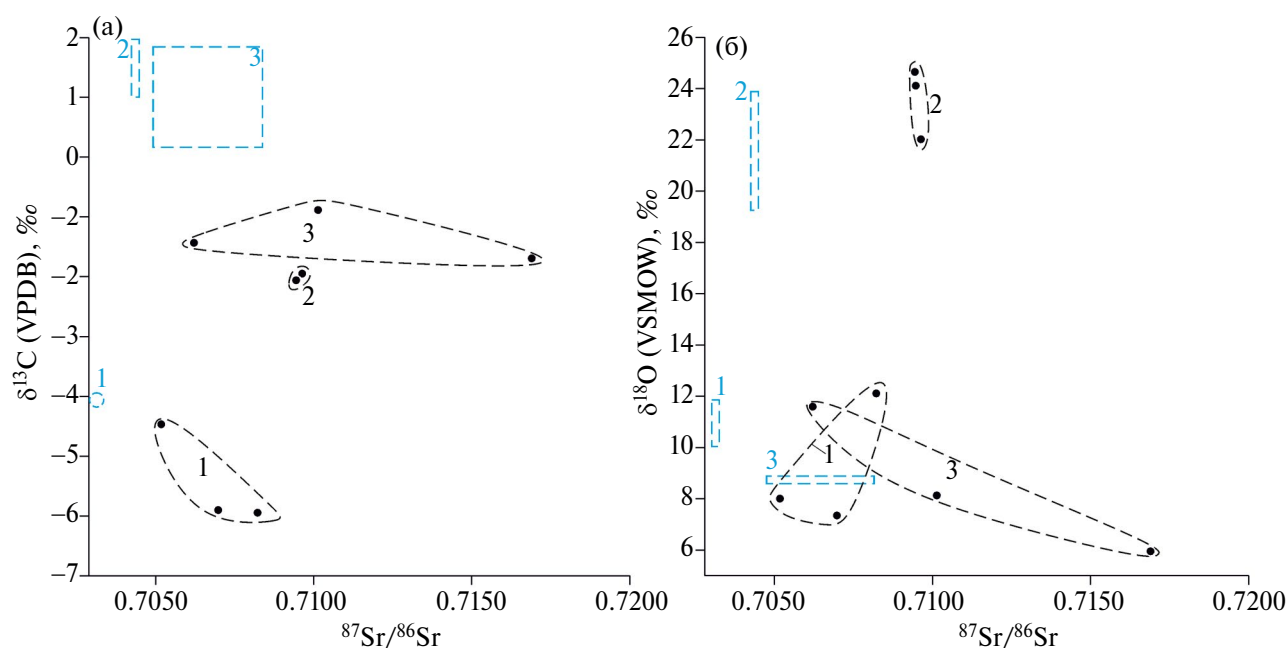


Рис. 4. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в жильных карбонатах Чупинского сектора БПП, (настоящая работа, чёрный цвет), а также карбонатных пород Энгозерского сектора БПП по данным [12] (синий цвет). Группы 1–3 выделены по соотношению величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 3).

Таблица 1. Результаты изучения изотопного состава кислорода и водорода силикатных минералов и изотопного состава О ассоциирующих карбонатов

№ образца (*)	Измеренные величины, ‰				Расчётные величины			
	$\delta^{18}\text{O}$ Qz	$\delta^{18}\text{O}$ Bt	$\delta^{18}\text{O}$ Cb	δD Bt	T(Qz-Bt), °C	$\delta^{18}\text{O}$ Cb (равн.), ‰	$\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$, ‰	$\delta\text{D}(\text{H}_2\text{O})$, ‰
КР-30 (1)	8.9	3.6	8.2	–76	470	8	6	–32.5
СИД-9 (2)	9.7	4.3	23.8	–64	450	8.7	6.5	–18.3
СИД-21 (3)	8.9	4.1	8.2	–53	520	8.1	6.6	–14.5

Примечание. (*) — группа, к которой был отнесен образец по результатам изучения карбонатов (рис. 3); T(Qz-Bt) — температура равновесия кварц-биотит [19]; $\delta^{18}\text{O}$ Cb (равн.) (‰) расчёт по равновесию с кварцем карбоната при T(Qz-Bt) [19]; Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD (‰) водного компонента флюида рассчитаны по [18, 19].

характеристиками. Нет противоречий и в том, что оба процесса могли протекать одновременно. Вместе с тем, происхождение углекисотно-водного флюида с магматическими характеристиками остаётся неясным.

Величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, определённые для карбонатов групп 1 и 2, попадают в перекрывающиеся диапазоны значений, определённых для гнейсов и метабазитов, вмещающих жилы, что может говорить о наследовании $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в жильных карбонатах от вмещающих пород. Значительные вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах третьей группы могут указывать на дополнительный привнос Sr с более высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Такой привнос мог происходить либо при взаимодействии флюид/порода, либо при переносе и отложении вещества, формирующего жильные тела.

Температуры равновесного распределения изотопов кислорода между биотитом и кварцем [19] составляют 450–520°C, что согласуется с оценками по кальцит-доломитовому термометру (до 540°C) для наиболее ранних крупнокристаллических жильных карбонатов [3]. Для двух проанализированных биотит-карбонат-кварцевых ассоциаций из трёх (1 и 3, табл. 1; рис. 2 а, б) величина $\delta^{18}\text{O}$ карбоната отвечает изотопному равновесию с кварцем при температурах равновесия биотит-кварц (470 и 520°C соответственно, табл. 1). Однако карбонат образца из группы 2 не показывает изотопного равновесия кислорода с кварцем и биотитом и, по-видимому, образовался при более позднем формировании карбонат-эпидот-хлоритового агрегата осевой зоны жилы (рис. 2 в). Расчёт величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в водном компоненте флюида при температуре равновесия биотит-кварц [18, 19] (табл. 1) приводит к оценкам 6...7 ‰ и –33...–15 ‰ соответственно, что полностью отвечает составу метаморфических флюидов [15].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные вариации изотопного состава кислорода и углерода жильных карбонатов указывают на сочетание разных источников CO_2 в флюиде. Осадочные характеристики (высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$) согласуются с данными о присутствии первично-осадочных мраморизованных карбонатных пород во вмещающей метаморфической толще. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и/или $\delta^{13}\text{C}$ могут быть связаны с воздействием флюида предположительно магматического происхождения как на первично осадочные, так и на жильные карбонаты.

По изотопному составу кислорода выявлены равновесные ассоциации крупнокристаллических карбонатов с биотитом и кварцем при температурах 520–450°C. Однако крупнокристаллические карбонаты в поздних карбонат-эпидот-хлоритовых агрегатах осевых зон жил могут быть неравновесны с кварцем и биотитом. Изотопные параметры О и Н водного компонента характерны для флюида равновесного с метаморфическими породами.

Таким образом, поздний ретроградный этап раннепротерозойского метаморфизма в БПП с формированием карбонатно-силикатных жил связан с активностью неоднородных по изотопному составу О и С углекисотно-водных флюидов. Наиболее ранняя кристаллизация жильных карбонатов происходила в равновесии с кварцем и биотитом при температурах 520–450°C. Водная составляющая флюидов соответствует равновесию с метаморфическими породами, а углекислотная — сочетанию осадочного и предположительно магматического источников.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны главному редактору журнала Н.С. Бортникову и рецензентам за критический обзор и конструктивные замечания при подготовке рукописи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГЕМ РАН (FMMN-2024-0017).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аранович Л. Я., Бортников Н. С., Бушмин С. А., Викентьева О. В., Дубинина Е. О., Козловский В. М., Лебедева Ю. М. Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 415–436.
2. Волков И. С., Прокофьев В. Ю., Козловский В. М., Перцев А. Н. Сульфидная минерализация карбонатно-силикатных жил в раннепротерозойских метабазитах Северной Карелии: минеральные ассоциации, формы проявления серебра, флюидные включения // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 6. С. 551–578.
3. Волков И. С., Козловский В. М. Стадийность и условия формирования карбонатно-силикатных жил и околожильных ореолов в раннепротерозойских комплексах Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология. 2023. Т. 31. № 5. С. 531–551.
4. Глебовицкий В. А. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
5. Козловский В. М., Травин В. В., Саватенков В. М., Терентьева Л. Б., Сальникова, Е. Б., Курдюков Е. Б. Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 184–209.
6. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Институт геологии КарНЦ РАН. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с.
7. Слабунов А. И., Лохов К. И., Богомолов Е. С., Прилепский Э. Б., Сибелев О. С., Пресняков С. И., Сергеев С. А., Ронькин Ю. Л. Палеопротерозойские мантийные карбонаты о. Мраморный (Беломорская провинция Балтийского щита) / Матер. IV Рос. конф. по изотопной геохронологии Изотопные системы и время геологических процессов. 2009. Т. 1. С. 173–176.
8. Baumgartner L. P., Valley J. W. Stable isotope transport and contact metamorphic fluid flow // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2001. V. 43. № 1. P. 415–467.
9. Bons P. D., Elburg M. A., Gomez-Rivas E. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures // J. Structur. Geol. 2012. V. 43. P. 33–62.
10. Bulakh A. G., Ivanikov V. V., Orlova M. P. Overview of carbonatite-phoscorite complexes of the Kola alkaline province in the context of a Scandinavian North Atlantic alkaline province. In' Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province. The Mineralogical Society Series. Vol. 10. London: Mineralogical Society, 2004. P. 1–43.
11. Kyser T. K. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes / In: Valley J. W., Taylor H. P., O'Neil J. R. (Eds.). Chelsea, MI: Book Crafters, MI, 1986. P. 141–164.
12. Lokhov K. I., Sibelev O. S., Slabunov A. I., Bogomolov E. S., Prilepsky E. B. Endogenous and sedimentary carbonate rocks from the Belomorian province: new geochemical, isotopic and geochronological data // Geochemistry of Alkaline rocks: mater. scientific conf. Moscow: GEOKHI RAS, 2009. P. 93–94.
13. Petschnig P., Schmidt M. W., Kueter N., Sartori G., Bernasconi S. M. An almost universal CO₂-CO₃ carbon isotope fractionation function for high temperatures // Earth and Planetary Science Letters. 2024. V. 627. P. 118552.
14. Scheele N., Hoefs J. Carbon isotope fractionation between calcite, graphite and CO₂: an experimental study // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. V. 112. № 1. P. 35–45.
15. Sheppard S. M. F. Characterization and isotopic variations in natural waters // Reviews in mineralogy. 1986. V. 16. P. 165–184.
16. Sheppard S. M. F., Schwarcz H. P. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1970. V. 26. P. 161–198.
17. Shields G., Veizer J. Precambrian Marine Carbonate Isotope Database: Version 1.1 // Geochem. Geophys. Geosys. (G3). 2002. V. 3. P. U1–U12.
18. Suzuoki T., Epstein S. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1976. V. 40. № 10. P. 1229–1240.
19. Vho A., Lanari P., Rubatto D. An internally-consistent database for oxygen isotope fractionation between minerals // Journal of Petrology. 2019. V. 60. № 11. P. 2101–2129.
20. Yardley B. W. D., Bodnar R. J. Fluids in the continental crust // Geochemical perspectives. 2014. V. 3. № 1. P. 1–2.

ISOTOPE ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, δD) CHARACTERISTICS OF BIOTITE-CARBONATE-QUARTZ ASSOCIATIONS OF HYDROTHERMAL VEINS IN METABASITES OF NORTH KARELIA

I. S. Volkov[#], Corresponding Member of the RAS **E. O. Dubinina**, **S. A. Kossova**,
Y. N. Chizhova, **Y. O. Larionova**, **V. M. Kozlovskii**, **A. N. Pertsev**

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: ivanvolkov19@yandex.ru*

On the White sea islands and coast of North Karelia, in the Loukhi region, carbonate-silicate and quartz veins are widespread, confined to bodies of Early Proterozoic metabasites and their contacts with host gneisses. The isotopic characteristics of coarsely crystalline vein carbonates ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$), as well as associated quartz ($\delta^{18}\text{O}$) and biotite ($\delta^{18}\text{O}$ and δD), were studied. The isotopic composition of oxygen suggests biotite-quartz-carbonate equilibria during the formation of veins at temperatures of 520–450°C. The O and H isotopic characteristics of biotite correspond to the equilibrium of the fluid with metamorphic rocks. At the same time, the isotopic compositions of O and C carbonates indicate different sources of CO_2 in fluids. There are three groups of carbonates according to $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$. The first group has “magmatic” isotopic characteristics of the CO_2 source ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 7.1 \dots 12.1\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -6.3 \dots -4.5\text{‰}$). Carbonates of the second group have high $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, characteristic of Precambrian sedimentary carbonates ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 21.9 \dots 24.7\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -2.2 \dots -2\text{‰}$), similar to those described earlier in the neighboring Engozero sector of the Belomorian mobile belt. In the third group, the $\delta^{13}\text{C}$ values are similar to the carbonates of the first group, and $\delta^{18}\text{O}$ – to the second group ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -1.7 \dots -0.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 6 \dots 12\text{‰}$). The O and C isotopic compositions of carbonates of the third group can be obtained from the action of a putative magmatic fluid on both the primary sedimentary source of metamorphic fluids and redeposited vein carbonates.

Keywords: carbonates, carbonate-silicate veins, fluids, isotopes of oxygen and carbon, Belomorian mobile belt