

УДК 553.21/24:553.54

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТОВ ИЗ МЕТАКОМАТИИТОВ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Е. Е. Климовская

Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

Изучены соотношения стабильных изотопов углерода и кислорода жильных карбонатов из гидротермально-метасоматически преобразованных мезоархейских метакوماتиитов Костомукшской зеленокаменной структуры, установлены изотопный состав, вероятные источники и предложены основные гипотезы происхождения флюида, под воздействием которого образовались залежи талькового камня на месторождении Озерки и проявлении Пентинсуо. Минералообразующий флюид характеризовался узкими диапазонами значений изотопного состава углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ от $-0,6$ до $+1,1$ ‰ и кислорода $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ от $+5,6$ до $+9,1$ ‰. Полученные изотопные данные свидетельствуют, что флюид образовался в результате процессов дегидратации, декарбонатизации и растворения карбонатов при прогрессивном метаморфизме гидротермально измененных (метаморфизм морского дна) зеленокаменных пород в глубоких уровнях коматиит-базальтовой толщи Костомукшской структуры и/или в результате изотопного обмена магматического флюида позднеорогенных гранитных интрузий с породами коматиит-базальтовой ассоциации.

Ключевые слова: стабильные изотопы; карбонатизация; коматиит; Костомукшская; тальк; карбонат.

E. E. Klimovskaya. CARBON AND OXYGEN ISOTOPE COMPOSITION OF CARBONATES IN METAKOMATIITES OF THE KOSTOMUKSHA GREENSTONE STRUCTURE

Carbon and oxygen stable isotope ratios in vein carbonates from hydrothermally-metasomatically altered Mesoarchaeon metakomatiites of the Kostomuksha greenstone structure were studied, the isotopic composition, probable sources, and the main hypotheses on the origin of the fluid that influenced the formation of soapstone in Ozerki deposit and Pentinsuo occurrence were established. The mineral forming fluid featured narrow ranges of carbon isotopic composition $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (from -0.6 to $+1.1$ ‰) and oxygen isotopic composition $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (from $+5.6$ to $+9.1$ ‰). The obtained isotopic data indicate that the fluid was generated by the processes of dehydration, decarbonation and dissolution of carbonates during progressive metamorphism of hydrothermally altered (sea-floor metamorphism) greenstone rocks at deep levels of the komatiite-basalt sequence of the Kostomuksha structure and/or as a result of isotopic exchange of late orogenic granite intrusions' primary magmatic fluid with rocks of the komatiite-basalt association.

Keywords: stable isotopes; carbonatization; komatiite; Kostomuksha; talc; carbonate.

Введение

Исследования коматиитов в зеленокаменных поясах древнейших кратонов показали, что все они в различной степени изменены в результате вторичных процессов [Конди, 1983; Arndt et al., 2008]. Одним из широко проявленных процессов в архейских вулканических толщах является карбонатизация коматиитов под воздействием H_2O-CO_2 флюидов, в результате которой по мере увеличения концентрации CO_2 происходит последовательное замещение серпентинизированных ультрамафитов (тремолит) серпентин-карбонатными, тальк-карбонатными и кварц-карбонатными породами. С кварц-карбонатными породами пространственно ассоциируют месторождения и рудопроявления Au, Hg, As, Sb, Co, Ni. К областям развития тальк-карбонатных пород приурочены месторождения железистых тальковых руд, магнетита, талькового камня.

Проблема источников H_2O-CO_2 флюидов в архейских зеленокаменных поясах широко освещена в литературе в связи с вопросом установления природы рудообразующих флюидов на орогенных месторождениях золота. Многочисленные изотопные исследования демонстрируют успешное использование соотношений стабильных изотопов в породообразующих и жильных карбонатах для оценки вклада различных источников углерода и воды в гидротермальном флюиде [Fyon et al., 1982, 1983; Groves et al., 1988; Golding et al., 1989; Kerrich, 1989 и др.].

На территории Карельского кратона исследования изотопного состава карбонатов в гидротермально-метасоматически измененных породах архейских вулканоогенно-осадочных ассоциаций проведены преимущественно для финских золоторудных месторождений и проявлений. Несмотря на высокую степень изученности средне- и низкотемпературных метасоматитов российской части кратона, недостаточное внимание уделено изучению соотношений стабильных изотопов в минералах метасоматитов.

В данной работе представлены первые результаты изучения стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатах метакоматиитов Костомукшской зеленокаменной структуры Карельского кратона Фенноскандинавского щита с целью выяснения вероятных источников минералообразующих флюидов, ответственных за формирование талькового камня на месторождении Озерки и проявлении Пентинсуо. Установление возможных источников флюидов имеет важное значение для разработки

геолого-генетической модели формирования месторождения и расшифровки взаимосвязи процессов карбонатизации с тектоно-магматическими этапами геологической эволюции Костомукшской зеленокаменной структуры.

Геологическая характеристика и эволюция эндогенных процессов Костомукшской зеленокаменной структуры

Костомукшская зеленокаменная структура расположена в западной части Костомукшско-Гимольского зеленокаменного пояса Карельского кратона и представляет собой асимметричную синформу (рис. 1). В стратиграфическом разрезе структуры выделяются нижняя терригенная *нюкозерская*, средняя существенно вулканогенная *контокская* и верхняя осадочная *гимольская* серии [Горьковец и др., 1981, 1991; Стратиграфия..., 1992].

Нюкозерская толща включает биотитовые, гранат-биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные гнейсы по метапесчаникам и аркозам, реже прослой полевошпатовых кварцитов и мигматиты.

Вулканогенная часть разреза слагает западный борт структуры и представлена метакоматиитами, метабазальтами (~2,84–2,80 млрд лет), с прослоями углеродсодержащих сланцев, кварцитов и кислых туфов (ниемиярвинская и рувинваарская свиты), а также кислыми вулканитами (~2,79–2,80 млрд лет), туфами, туффитами, магнетитовыми сланцами и кварцитами, углеродсодержащими сланцами (шурловаарская свита). Петрологические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют, что накопление вулканитов коматиит-базальтовой ассоциации происходило в обстановке океанического плато [Puchtel et al., 1998].

Гимольская серия слагает восточный борт структуры и представлена полимиктовыми конгломератами, гравелитами, граувакками с прослоями углеродсодержащих сланцев, ритмично-слоистыми биотитовыми сланцами и горизонтами хемогенных железистых кварцитов, формирующими Костомукшское и Корпангское железорудные месторождения. Верхняя граница пород гимольской серии определяется возрастом (~2,7 млрд лет) прорывающих их плагиогранитпорфиров (геллифлинты).

В обрамлении структуры развиты гранитоиды ТТГ-серии, которые рассматриваются исследователями как фундамент супракрустальных толщ [Горьковец и др., 1981; Лобач-Жученко и др., 2000] либо как синтетектонические интрузии, по времени (~2,78 млрд лет) сопряженные с формированием супракрустальных

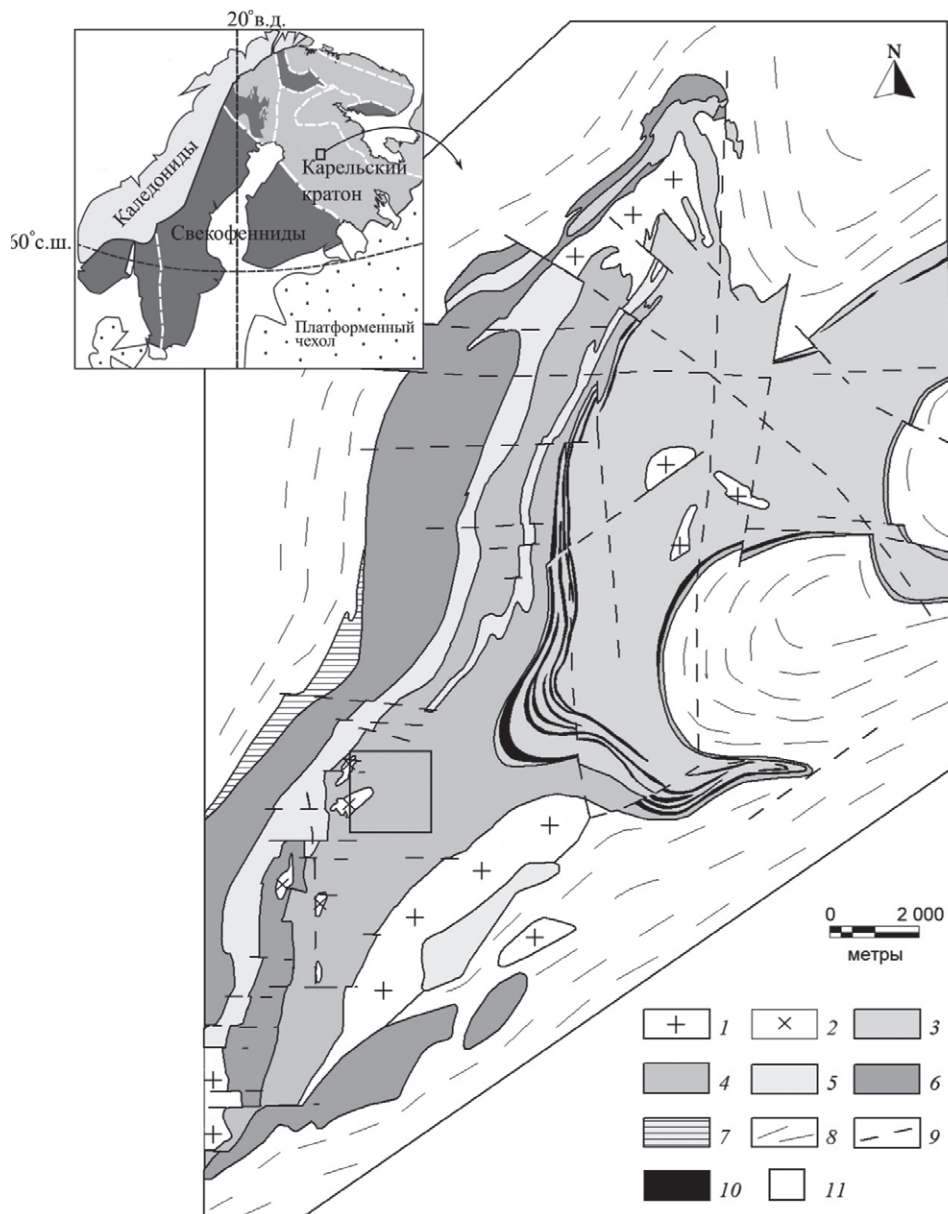


Рис. 1. Схема геологического строения Костомукшской зеленокаменной структуры [по: Кулешевич, 2004 с упрощением]:

1 – Na-K граниты (2,7–2,68 млрд лет), 2 – диориты – гранит-порфиры (2,72 млрд лет), 3 – сланцы гимольской серии. Контокская серия: 4 – метабазалты и метакоматииты рувинваарской свиты; 5 – кислые метавулканыты, магнетитовые сланцы и кварциты шурловаарской свиты; 6 – метабазалты ниemiaрвинской свиты. 7 – гнейсы нюкозерской серии, 8 – гранито-гнейсы и мигматиты, 9 – тектонические нарушения, 10 – железные руды, 11 – местоположение объектов исследования

Fig. 1. Schematic geological map of the Kostomuksha greenstone structure [simplified after Kuleshevich, 2004]:

1 – Na-K granite (2,7–2,68 Ga), 2 – diorite – granite-porphry (2,72 Ga), 3 – schist, Gimoly series. Kon-tokki series: 4 – metabasalts and metakomatiites, Ruvinvaara suite; 5 – felsic metavolcanics, magnetite schists and quartzite, Shurlovaara suite; 6 – metabasalts, Niemijärvi suite. 7 – gneisses, Nyukkoze-ro series; 8 – granite-gneiss and migmatite; 9 – faults; 10 – iron ores; 11 – location of study areas

образований [Самсонов и др., 2001, 2004]. По геохимическим характеристикам ТТГ-гранитоиды западного обрамления соответствуют адакитовой, а восточного – андезит-дацит-ри-

олитовой сериям [Самсонов и др., 2001; Самсонов, 2004].

В геодинамической эволюции Костомукшской структуры выделяются два основных

этапа развития: аккреционный и коллизионно-орогенный [Кожевников, 2000]. На ранней стадии в обстановке активной континентальной окраины происходило формирование океанического мафического плато (ниемиярвинская и рувинваарская свиты), окраинно-континентальной вулканической дуги (шурловаарская свита) и задугового бассейна (гимольская серия), обдукция верхней части океанического плато, находившейся на уровне функционирования гидротермальных ячеек [Puchtel et al., 1998], на периферическую островную дугу с последующим углублением окраинно-континентального бассейна. Прогрессирующее латеральное сжатие приводило к совмещению доменов, образованных в разных геодинамических обстановках. На коллизионно-орогенном этапе развития структуры при интенсивном сжатии и поперечном укорочении происходила трансформация коллажированного разреза, обусловленная полихронными складчатыми и сдвиговыми деформациями, гранитоидным магматизмом, метаморфизмом и метасоматозом.

Деформации коллизионно-орогенной стадии развития структуры происходили с образованием системы крупных параллельных продольных складок северо-восточного простирания и субмеридиональных северо-вос-

точных сдвиговых зон, обусловленных субмеридиональным сжатием, сопровождавшимся внедрением даек габбро, андезитов, дацитов и диорит-гранодиоритовых интрузий сануки-тоидной серии (~2,72 млрд л.). В восточной части структуры происходило формирование плагиогранитпорфиров, секущих сланцы гимольской серии. Поздняя коллизионная стадия сопровождалась внедрением калиевых гранитов Шурловаарского (2,7 млрд л.), Ниемиярвинского и Восточного массивов. Метаморфические преобразования и метасоматические изменения соответствовали эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фации, пик высокотемпературного метаморфизма зафиксирован по результатам Sm-Nd-датирования минералов кислых метавулканитов контоксской серии (2757 ± 113 млн л.) и U-Pb-датирования сфенов из ТТГ-гранитоидов западного обрамления структуры (2690 ± 5 млн л.) [Самсонов, 2004 и ссылки в ней]. Протерозойская активизация Костомукшской зеленокаменной структуры сопровождалась ее блокировкой, внедрением по субширотным и северо-западным разломам габброидов и лампроитов.

Объектами данного исследования (рис. 2) являются метакоматииты рувинваарской свиты контоксской серии, преобразованные в хлорит-

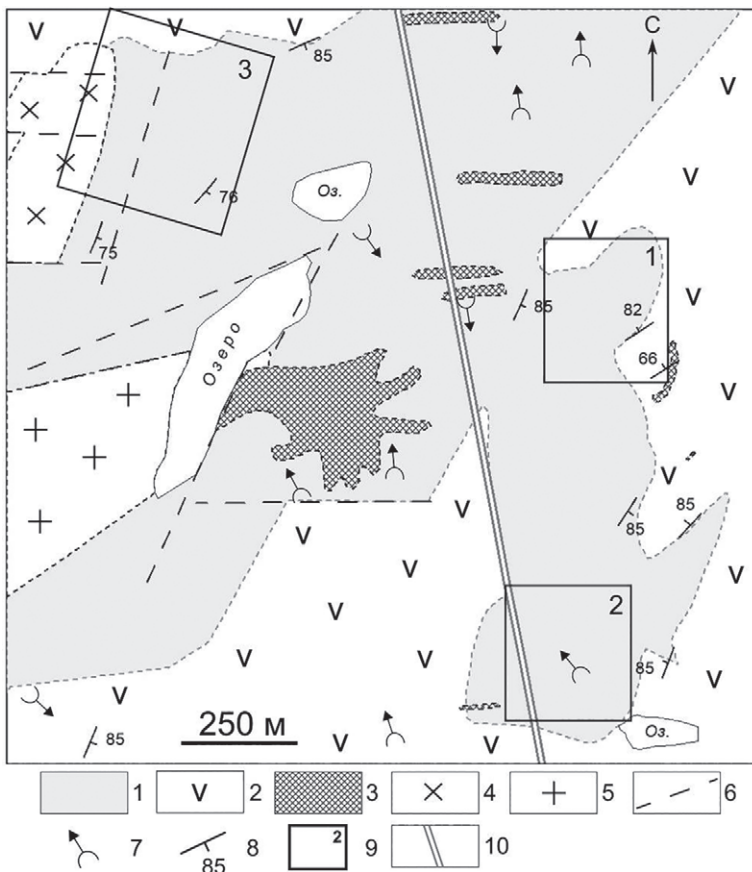


Рис. 2. Схема геологического строения мафитовой толщи в районе исследований с местоположением участков месторождения талькового камня Озерки и проявления Пентинсуо (составлена с использованием данных В. Я. Горьковца [Стратиграфия..., 1992] и Л. В. Кулешевиц [2004]):

1 – метакоматииты; 2 – metabазальты; 3 – метагаббро; 4 – диориты; 5 – гранит-порфиры; 6 – тектонические нарушения; 7 – направление кровли лавового потока; 8 – элементы залегания сланцеватости; 9 – контуры участков: 1 – Озерки-1, 2 – Зеленая горка, 3 – Пентинсуо; 10 – дорога

Fig. 2. Schematic geological map of mafic sequence in the studied area and the location of the Ozerki soapstone deposit prospects and Pentinsuo occurrence (compiled with the use of the data by V. Ya. Gorkovetz [Stratigrafiya..., 1992] and [Kuleshevich, 2004]):

1 – metakomatiites; 2 – metabasalts; 3 – metagabbro; 4 – diorite; 5 – granite-porphyrus; 6 – faults; 7 – direction of the lava flowtop; 8 – schistosity; 9 – prospects outline: 1 – Ozerki-1, 2 – Zelenaya gorka, 3 – Pentinsuo; 10 – road

карбонат-тальковые и карбонат-хлорит-тальковые породы (тальковый камень), имеющие практическое значение. Залежи талькового камня приурочены к линзе коматиитовых перидотитов (проявление Пентинсуо), а также к толще переслаивающихся дифференцированных и недифференцированных (массивных) лавовых потоков и лавобрекчий коматиитов (месторождение Озерки, включающее участки Озерки-1 и Зеленая горка). Геология залежей и минералого-петрографические особенности метакоматиитов детально рассмотрены в работе [Климовская, Иванов, 2018].

Образование талькового камня контролировалось зонами разрывных нарушений северо-восточного простирания, сформированными на позднеорогенном этапе деформаций. С данными тектонически ослабленными зонами, сопровождающимися брекчированием и рассланцеванием, пространственно ассоциируют дайки основных пород мощностью от 1,2 до 5 м, внедрение которых, вероятно, предшествовало формированию талькового камня. На контактах даек и вмещающих метаультрамафитов фиксируется развитие реакционной метасоматической зональности, включающей зоны хлорит-амфиболовых, амфиболовых, (хлорит)-тальковых, биотитовых пород. Породы в приконтактных зонах рассланцованные, полосчатые.

Материалы и методы

Для исследования были отобраны образцы доломита из карбонатных прожилков в карбонат-хлорит-тальковых породах из керна скважин на месторождении Озерки (4 пробы) и проявлении Пентинсуо (1 проба). Анализ изотопного состава углерода и кислорода карбонатов выполнен в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, аналитик И. В. Смоле-

ва). Разложение карбонатов в ортофосфорной кислоте и измерение изотопного состава углерода и кислорода методом проточной масс-спектрометрии в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) производились на аналитическом комплексе фирмы ThermoFisher Scientific (Бремен, Германия), включающем в себя систему подготовки и ввода проб GasBench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage. Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно международного стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – стандарта SMOW. При калибровке использованы международные стандарты NBS 18 и NBS 19. Ошибка определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составила $\pm 0,15\text{‰}$ (1σ).

Изотопные характеристики $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюида рассчитывались для температурного диапазона 390–430 °С, основанного на оценке температурного режима формирования изученных пород с использованием доломит-кальцитового геотермометра [Климовская, Иванов, 2018]. При этом допускалось, что в системах «карбонат – CO_2 » изотопное равновесие между отлагавшимися минералами и гидротермальным флюидом установилось при температуре минералообразования и сохранялось после их отложения.

Результаты и обсуждение

Исследование соотношений стабильных изотопов углерода в доломите месторождения Озерки показало, что значения $\delta^{13}\text{C}$ лежат в узком интервале от $-2,29$ до $-1,1\text{‰}$ (табл.). Изотопный состав углерода доломита проявления Пентинсуо характеризуется близким значением $-2,7\text{‰}$, что свидетельствует о единстве источника флюидов изучаемых объектов.

Рассчитанные в соответствии с уравнением фракционирования в системе «доломит – CO_2 » [Ohmoto, Rye, 1979] соот-

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов и расчетный изотопный состав флюида при формировании талькового камня месторождения Озерки и проявления Пентинсуо

Carbon and oxygen isotope composition of carbonates and calculated isotope composition of fluid under the soapstone formation at the Ozerki deposit and Pentinsuo occurrence

№ образца Sample no.	Изотопный состав карбоната Isotope composition of carbonate		Изотопный состав флюида при различных температурах Isotope composition of fluid at different temperatures			
	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, ‰		$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, ‰	
			390 °C	430 °C	390 °C	430 °C
Oz5–36.36	-1,27	9,49	0,8	0,9	5,6	6,2
Oz6–12.06	-1,4	10,44	0,7	0,8	6,5	7,1
Oz7–18.54	-2,29	11,53	-0,2	-0,1	7,6	8,2
Ozr2–39.22	-1,1	10,43	1,0	1,1	6,5	7,1
Ps2–5.84	-2,7	12,38	-0,6	-0,5	8,4	9,1

ношения изотопов углерода в минералообразующем флюиде $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, равновесном с доломитом, составляют $-0,2...+1,1$ ‰ на месторождении Озерки и $-0,6...-0,5$ ‰ на проявлении Пентинсуо.

При сопоставлении соотношений $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ флюида с изотопным составом основных резервуаров углерода устанавливается их соответствие значениям карбонатов, формировавшихся из морской воды ($\delta^{13}\text{C} \sim 0$ ‰) [Фор, 1989]. Соотношения стабильных изотопов кислорода в карбонатах месторождения Озерки и проявления Пентинсуо характеризуются близкими значениями: от $+9,5$ до $+11,5$ и $12,4$ ‰ соответственно.

Изотопный состав кислорода воды минералообразующего флюида $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ в равновесии с карбонатом, рассчитанный по уравнению фракционирования «доломит – H_2O » [Zheng, 1999], варьирует от $+5,6$ до $+8,2$ ‰ на месторождении Озерки и от $+8,4$ до $+9,1$ ‰ на проявлении Пентинсуо. Расчетные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ позволяют предполагать участие в минералообразовании воды метаморфогенного и/или магматогенного происхождения. Однозначная идентификация источника воды затруднена вследствие частичного перекрытия диапазонов значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ первично-магматического флюида ($+5,5...+10$ ‰ [Taylor, 1997]) и флюида, образованного при дегидратации пород в результате метаморфизма ($+5...+25$ ‰ [Taylor, 1997]) (рис. 3), а также их изменения при взаимодействии с вмещающими породами.

Полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов близки к соотношениям изотопов углерода, характерным для мезоархейских морских карбона-

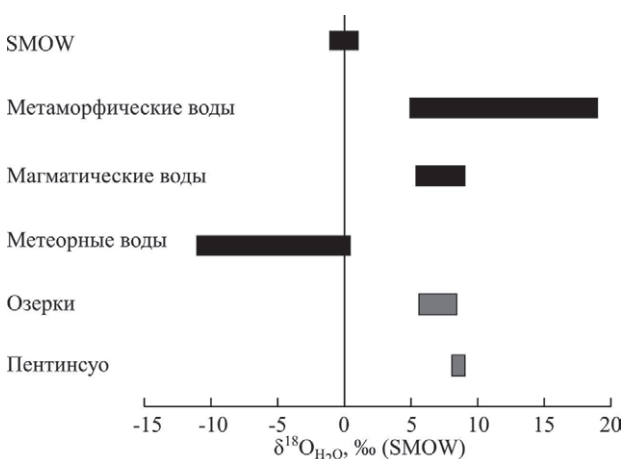


Рис. 3. Изотопный состав кислорода минералообразующего флюида месторождения Озерки и проявления Пентинсуо

Fig. 3. Oxygen isotope composition of mineralizing fluid at the Ozerki deposit and Pentinsuo occurrence

тов Южной Африки ($-0,6...+2,9$ ‰ по: [Schidlowski et al., 1975]; $-1,2...+3,0$ ‰ по: [Veizer, 1989]), сопоставимы со значениями $\delta^{13}\text{C}$ кальцитов из гидротермально-измененных метабазальтов зеленокаменных поясов Западной Австралии, Канады [Fyon, 1983; Golding et al., 1987; Shibuya et al., 2012], а также находятся в пределах диапазона значений $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов из современных базальтов [Coggon, 2006], испытавших гидротермальный метаморфизм морского дна (рис. 4).

Соотношения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ минералообразующего флюида, соответствующие величинам изотопного состава углерода морских карбонатов, а также факт отсутствия в стратиграфическом разрезе Костомукшской зеленокаменной структуры карбонатных пород позволяют предположить, что наиболее вероятным источником углерода флюида выступали карбонаты гидротермально измененных базальтов и коматиитов контоксской серии, формировавшихся в обстановке океанического плато. Считается, что карбонаты, отлагавшиеся в гидротермально измененных под воздействием морской воды вулканических породах и характеризующиеся значениями $\delta^{13}\text{C}$ близкими к 0 ‰, являются одним из основных дометаморфических резервуаров углерода в архейских зеленокаменных поясах [Golding et al., 1987; Groves et al., 1988]. Реликты гидротермально измененной океанической коры обнаружены в ряде разновозрастных зеленокаменных поясов: Исуа, Северный полюс, Марбл-Бар, Барбертон, Кливервилль, Абитиби, Норсман-Вилуна.

Предполагается, что гидротермальные изменения были вызваны циркуляцией морской воды в горячей вулканической толще вследствие процессов, аналогичных тем, которые происходят в современных спрединговых зонах. Результирующие региональные изменения, включающие спилитизацию, окварцевание и карбонатизацию, контролировались пористостью/проницаемостью вулканических толщ и их стратиграфическим положением [Golding et al., 1987].

Поступление в минералообразующий флюид CO_2 за счет карбонатов при высоких температурах возможно в результате реакций растворения и декарбонатизации [Ohmoto, Rye, 1979]. При этом растворение карбонатов сопровождается образованием CO_2 , изотопически близкой к исходным карбонатам, а реакции декарбонатизации приводят к обогащению изотопом ^{13}C до 3 ‰.

Полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ свидетельствуют либо о доминирующей роли процессов растворения дометаморфических карбонатов,

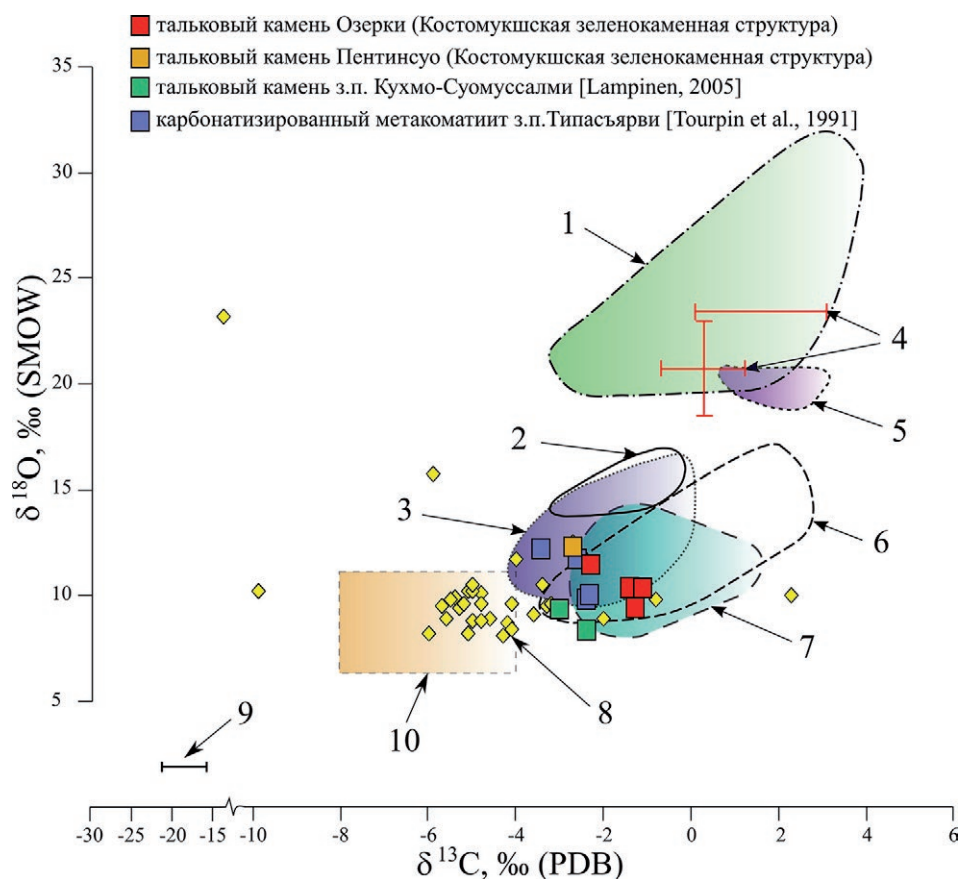


Рис. 4. Изотопный состав углерода и кислорода исследованных карбонатов Костомукшской зеленокаменной структуры в сопоставлении с карбонатами из различной степени карбонатизированных метакоматиитов других архейских зеленокаменных поясов (з. п.) и различными резервуарами углерода:

1 – кальцит в современных СОХ-базальтах [Coggon, 2006]; 2 – карбонат в гидротермально измененных метабазах з. п. Абитибид, р-н Тимминс [Fyon et al., 1980]; 3 – карбонат в карбонатизированных метакоматиитах з. п. Абитибид [Schandl, Naldrett, 1992]; 4 – архейские известняки [Schidlowski et al., 1975; Veizer, 1989]; 5 – карбонат в кровельных зонах гидротермально измененных метакоматиитов з. п. Барбертон [Stoute, 2007]; 6 – кальцит в гидротермально измененных метабазах з. п. Кливервилль [Shibuya et al., 2012]; 7 – кальцит в гидротермально измененных метабазах з. п. Норсман-Вилуна [Golding et al., 1987]; 8 – карбонат в тальк-карбонатных породах, приуроченных к разломам в толще метакоматиитов з. п. Норсман-Вилуна [Groves et al., 1988]; 9 – восстановленный углерод в углеродсодержащих сланцах Костомукшской структуры [Горьковец и др., 1991]; 10 – карбонатиты [Valley, 1986]

Fig. 4. Carbon and oxygen isotope composition of the investigated carbonates from the Kostomuksha greenstone structure and comparison with different carbonatized metakomatiites from other greenstone belts (g. b.) and specified carbon reservoirs:

1 – calcite in modern MORB [Coggon, 2006]; 2 – carbonate in sea-floor altered metabasalts in the Abitibi g. b. [Fyon et al., 1980]; 3 – carbonate in carbonatized metakomatiite in the Abitibi g. b. [Schandl, Naldrett, 1992]; 4 – Archean limestones [Schidlowski et al., 1975; Veizer, 1990]; 5 – carbonate in komatiitic flow top alteration zones in the Barberton g. b. [Stoute, 2007]; 6 – calcite in sea-floor altered metabasalts in the Cleaverville area [Shibuya et al., 2012]; 7 – calcite in sea-floor altered metabasalts in the Norseman-Wiluna g. b. [Golding et al., 1987]; 8 – carbonate in talc-carbonate rocks related to fault-controlled alteration in the Norseman-Wiluna g. b. metakomatiites [Groves et al., 1988]; 9 – reduced C in Kostomuksha black schists [Gor'kovec et al., 1991]; carbonatitic field [Valley, 1986]

либо о вовлечении изотопно легкого источника углерода. Некоторое облегчение изотопного состава углерода карбонатов исследуемых объектов, вероятно, обусловлено окислением

и/или гидролизом восстановленного углерода углеродсодержащих сланцев, которые отмечаются в отложениях коматиит-базальтовой ассоциации в виде прослоев мощностью

1–1,5 м и протяженностью десятки – первые сотни метров. Содержание углеродистого вещества в сланцах составляет 1,9–4 %, и по своему агрегатному состоянию оно представлено скрытокристаллическим графитом. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в углеродсодержащих сланцах составляет от –16,2 до –21,8 ‰, что указывает на биогенную природу углерода [Горьковец и др., 1991].

Для интерпретации расчетных значений изотопного состава кислорода воды минералообразующего флюида $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ могут быть предложены следующие гипотезы происхождения флюида.

Согласно первой гипотезе, прогрессивный метаморфизм гидротермально измененных базальтов, коматиитов и углеродсодержащих сланцев контоксской серии генерировал большой объем метаморфогенного $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюида в ходе потери летучих при переходе от зеленосланцевой к амфиболитовой фации. Результаты термодинамического моделирования [Powell et al., 1991; Elmer, 2006] демонстрируют, что максимальное количество флюида выделяется при разложении хлорита и серпентина с образованием амфибола и оливина соответственно. Соотношение $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ в выделившемся флюиде является функцией P и T и варьирует от ≤ 10 до 40 % CO_2 для низких и высоких геотермических градиентов соответственно [Phillips, 1993], а также определяется долей карбоната, присутствующего в породе до прогрессивного метаморфизма [Elmer, 2006].

Согласно исследованиям [Colvine, 1984 и ссылки в ней], в результате взаимодействия архейских базальтов, изливавшихся в подводных условиях, с большим объемом морской воды исходные значения $\delta^{18}\text{O}$ свежих базальтов (от +5 до +8 ‰) эволюционируют в сторону более тяжелых значений в диапазоне от +6 до +12 ‰. Изотопное уравнивание порового морского водного флюида с мафитовыми породами и осадками в условиях низкой и средней ступени зеленосланцевой фации (т. е. после гидротермальной активности морской воды) будет изменять его $\delta^{18}\text{O}$ с начальных значений 0...+3 ‰ до более тяжелых в диапазоне от +5 до +8 ‰. Породы коматиитовой серии в результате гидротермального воздействия морской воды могут характеризоваться как облегчением значений $\delta^{18}\text{O}$ до +3 ‰, так и утяжелением до +9 ‰ [Beaty, Taylor, 1982] в зависимости от минерального состава. В процессе прогрессивного метаморфизма до высоких ступеней значения $\delta^{18}\text{O}$ изверженных и осадочных пород остаются относительно постоянными до условий, приближающихся к анатексису.

Значения изотопного состава кислорода воды $\delta^{18}\text{O}$ флюидов, образованных в результате метаморфической дегидратации, по существу неотличимы от $\delta^{18}\text{O}$ исходных пород. Таким образом, эти данные показывают, что в результате прогрессивного метаморфизма архейские базальты и коматииты, испытывавшие ранние гидротермальные изменения под воздействием морской воды, а также осадки будут изменять $\delta^{18}\text{O}$ поровых и дегидратационных флюидов в диапазоне от +3 до +12 ‰. Полученные в настоящей работе значения изотопного состава воды минералообразующего флюида (от +5,6 до +9,1 ‰) согласуются с этими данными.

Вторая гипотеза заключается в буферизации флюида, отделившегося от позднеорогенных интрузий гранитоидов, прорываемыми ими породами коматиит-базальтовой ассоциации Костомукшской структуры. По мере проникновения магматического флюида происходили реакции изотопного обмена между флюидом и породами, вследствие чего флюид приобретал характеристики вмещающих пород и значения $\delta^{18}\text{O}$, схожие со значениями $\delta^{18}\text{O}$ метаморфического флюида. Учитывая тесную пространственно-временную связь процессов кислого магматизма и метаморфизма, возможно, минералообразующий флюид имел смешанную магматогенно-метаморфогенную природу. Следует отметить, что полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ исследуемых карбонатов сопоставимы с таковыми для архейских орогенных мезотермальных золоторудных месторождений ($\delta^{13}\text{C}$ от –10 до 0 ‰ [Kerrick, 1989, 1990; Goldfarb et al., 2005], $\delta^{18}\text{O}$ от +3 до +16 ‰ [Colvine et al., 1988; Kerrich, 1990; McCuaig, Kerrich, 1998]).

Выводы

В результате исследования соотношений стабильных изотопов углерода и кислорода жильных карбонатов из гидротермально-метасоматически преобразованных мезоархейских метакоматиитов Костомукшской зеленокаменной структуры установлено, что минералообразующий флюид, ответственный за образование залежей талькового камня на месторождении Озерки и проявлении Пентинсуо, характеризовался узкими диапазонами значений изотопного состава углерода растворенной CO_2 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ от –0,6 до +1,1 ‰) и кислорода воды ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ от +5,6 до +9,1 ‰).

Полученные изотопные данные свидетельствуют, что флюид образовался в результате процессов дегидратации, декарбонатизации и растворения карбонатов при прогрессивном

метаморфизме гидротермально измененных (метаморфизм морского дна) зеленокаменных пород в глубоких уровнях коматиит-базальтовой толщи Костомукшской структуры и/или в результате изотопного обмена магматического флюида позднеорогенных гранитных интрузий с породами коматиит-базальтовой ассоциации.

Формирование залежей талькового камня, предположительно, связывается с поздним коллизионно-орогенным этапом развития структуры и происходило после главных деформационных процессов, сопряженных с внедрением гранитоидов, на регрессивной стадии регионального метаморфизма в тектонически ослабленных зонах северо-восточного простирания.

Автор благодарит д. г.-м. н. В. Л. Андреичева за помощь в проведении изотопных исследований.

Работа выполнена в рамках темы НИР ПФНИ ГАН «Минерагения, технологическая и эколого-экономическая оценка потенциальных минерально-сырьевых ресурсов территории Республики Карелия» (№ гос. рег. АААА-А18-118020290175-2).

Литература

- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Володичев О. И., Голованова Л. С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с.
- Климовская Е. Е., Иванов А. А. Минералого-петрографические особенности метакоматиитов Костомукшской зеленокаменной структуры (Карелия) // Литосфера. 2018. № 6. С. 870–891. doi: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-870-891
- Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2000. 223 с.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 400 с.
- Кулешевич Л. В. Эволюция эндогенных режимов и стадийность золотого рудообразования в Костомукшской структуре, Карелия // ДАН. 2004. Т. 396, № 6. С. 808–812.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Милькевич Р. И., Левченко О. А., Сергеев С. А. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 3–10.
- Самсонов А. В. Эволюция магматизма гранит-зеленокаменных областей Восточно-Европейского кратона: автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2004. 48 с.
- Самсонов А. В., Берзин Р. Г., Заможная Н. Г., Щипанский А. А., Бибилова Е. В., Кирнозова Т. И., Конилов А. Н. Процессы формирования раннедокембрийской коры северо-запада Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала / Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2001. С. 109–143.
- Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 1992. 190 с.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Arndt N. T., Leshner C. M., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge: Cambridge Univ. Press., 2008. 467 p.
- Beatty D. W., Taylor H. P. Jr. The oxygen isotope geochemistry of komatiites: evidence for water-rock interaction // Komatiites / Eds. N. T. Arndt, E. G. Nisbet. London, 1982. P. 267–278.
- Coggon R. M., Teagle D. A. H., Cooper M. J., Hayes T. E. F., Green D. R. H. Data report: compositions of calcium carbonate veins from superfast spreading rate crust, ODP Leg 206 // Eds. D. A. H. Teagle, D. S. Wilson, G. D. Acton, D. A. Vanko. Proceed. Ocean Drilling Program, Sci. Results. Vol. 206: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–6. 2006. doi: 10.2973/odp.proc.sr.206.002.2006
- Colvine A. C., Andrews A. J., Cherry M. E., Durocher M. E., Fyon A. J., Lavigne M. J., Macdonald A. J., Marmont S., Poulsen K. H., Springer J. S., Troop D. G. An integrated model for the origin of Archean lode gold deposits // Ontario Geol. Survey, open-file report 5524. 1984. 98 p.
- Colvine A. C., Fyon J. A., Heather K. B., Marmont S., Smith P. M., Troop D. G. Archean lode gold deposits in Ontario // Ontario Geol. Survey, Misc. Paper 139. 1988. 136 p.
- Elmer F. L., White R. W., Powell R. Devolatilization of metabasic rocks during greenschist-amphibolite facies metamorphism // J. Metamorph. Geol. 2006. Vol. 24. P. 497–513. doi: 10.1111/j.1525-1314.2006.00650.x
- Fyon J. A., Schwarcz H. P., Crocket J. H. Carbon and oxygen isotope chemistry of replacement carbonates from the Timmins-Porcupine Gold Camp // Summary of Research, Geoscience Research Grant Program, Ontario Geol. Survey, Misc. Paper 93. 1980. P. 72–83.
- Fyon J. A., Schwarcz H. P., Crocket J. H., Knyf M. Grant 49: Gold exploration potential using oxygen, carbon and hydrogen stable isotope systematics of carbonatized rock and quartz veins, Timmins area // Ontario Geol. Survey, Misc. Paper 103. 1982. P. 59–64.
- Fyon J. A., Crocket J. H., Schwarcz H. P. Application of stable isotope studies to gold metallogeny in the Timmins-Porcupine camp // Ontario Geol. Survey, open-file report 5464. 1983. 182 p.

Goldfarb R. J., Baker T., Dubé B., Groves D. I., Hart C. J. R., Gosselin P. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // *Economic Geol.* 100th Anniv. Vol. 2005. P. 407–450.

Golding S. D., Groves D. I., VcNaughton N. J., Barley M. E., Rock N. M. S. Carbon isotopic composition of carbonates from contrasting alteration styles in supracrustal rocks of the Norseman-Wiluna Belt, Yilgarn Block, Western Australia: Their significance to the source of Archean auriferous fluids // *Recent Advances in Understanding Precambrian Gold Deposits* / Eds. S. E. Ho, D. I. Groves; Geol. Dep. and Univ. Extension, Univ. of Western Australia, Publication No. 11. 1987. P. 215–238.

Golding S. D., McNaughton N. J., Barley M. E., Groves D. I., Ho S. E., Rock N. M. S., Turner J. V. Archean carbon and oxygen reservoirs: their significance for fluid sources and circulation paths for Archean mesothermal gold deposits of the Norseman-Wiluna Belt, Western Australia // *Econ. Geol. Monogr.* 1989. Vol. 6. P. 376–388. doi: 10.5382/Mono.06.29

Groves D. I., Golding S. D., Rock N. M. S., Barley M. E., McNaughton N. J. Archean carbon reservoirs and their relevance to the fluid source for gold deposits // *Nature.* 1988. Vol. 331. P. 253–257.

Kerrick R. Archean gold: relation to granulite formation or felsic intrusions? // *Geology.* 1989. Vol. 17. P. 1011–1015. doi: 10.1130/0091-7613(1989)017<1011:AGRTGF>2.3.CO;2

Kerrick R. Carbon-isotope systematic of Archean Au-Ag vein deposits in the Superior Province // *Can. J. Earth Sci.* 1990. Vol. 27. P. 40–56. doi: 10.1139/e90-004

Lampinen H. Karbonaattituminen ja siihen liittyvä kultamalmin muodostus arkeaisella Kuhmon-Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeellä (Carbonatization and associated gold mineralization in the Archean Kuhmo-Suomussalmi Greenstone Belt): Master's Thesis. 2005. 174 p.

McCuaig T. C., Kerrich R. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematic // *Ore Geol. Rev.* 1998. Vol. 12. P. 381–453. doi: 10.1016/S0169-1368(98)80002-4

Ohmoto H., Rye R. O. Isotopes of sulfur and carbon // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* / Eds H. L. Barnes. New York: John Wiley and Sons, 1979. P. 509–567.

Phillips G. N. Metamorphic fluids and gold // *Mineralogical magazine.* Vol. 57, iss. 388. 1993. P. 365–374. doi: 10.1180/minmag.1993.057.388.02

Powell R., Will T. M., Phillips G. N. Metamorphism in Archean greenstone belts: calculated fluid composi-

tions and implications for gold mineralization // *J. Metamorph. Geol.* 1991. Vol. 9. P. 141–150. doi: 10.1111/j.1525-1314.1991.tb00510.x

Puchtel I. S., Hofmann A. W., Mezger K., Jochum K. P., Shchipansky A. A., Samsonov A. V. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 155. P. 57–74. doi: 10.1016/S0012-821X(97) 00202-1

Schandl E. S., Naldrett A. J. CO₂ metasomatism of serpentinites, south of Timmins, Ontario // *Can. Mineral.* 1992. Vol. 30. P. 93–108.

Schidlowski M., Eichmann R., Junge C. E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget // *Precambrian Res.* 1975. Vol. 2. P. 1–69.

Shibuya T., Tahata M., Kitajima K., Ueno Y., Komiya T., Yamamoto S., Igisu M., Terabayashi M., Sawaki Y., Takai K., Yoshida N., Maruyama S. Depth variation of carbon and oxygen isotopes of calcites in Archean altered upper oceanic crust: implications for the CO₂ flux from ocean to oceanic crust in the Archean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. Vol. 321–322. P. 64–73. doi: 10.1016/j.epsl.2011.12.034

Stoute J. E. Carbonated Sections from komatiite flow-top alteration zones in the Barberton greenstone belt: implications for near-surface archean environments // *LSU Master's Theses.* 2984. 2007. 112 p.

Taylor H. P. Jr. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* N. Y.: John Wiley and Sons, 1997. P. 229–302.

Tourpin S., Gruau G., Blais S., Fourcade S. Resetting of REE, and Nd and Sr isotopes during carbonization of a komatiite flow from Finland // *Chem. Geol.* 1991. Vol. 90. P. 15–29. doi: 10.1016/0009-2541(91)90030-U

Valley J. R. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // *Stable isotopes in high temperature geological processes* / Eds. J. W. Valley, H. P. Taylor, J. R. O'Neil. 1986. P. 445–489.

Veizer J., Hoefs J., Lowe D. R., Thurston P. C. Geochemistry of Precambrian carbonates: II. Archean greenstone belts and Archean sea water // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. Vol. 53, iss. 4. P. 859–871. doi: 10.1016/0016-7037(89)90031-8

Zheng Y. F. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // *Geochem. J.* 1999. Vol. 33. P. 109–126. doi: 10.2343/geochemj.33.109

Поступила в редакцию 31.01.2020

References

For G. Osnovy izotopnoi geologii [Principles of isotope geology]. Moscow: Mir, 1989. 590 p.

Gor'kovets V. Ya., Raevskaya M. B., Belousov E. F., Inina K. A. Geologiya i metallogeniya Kostomukshskogo zhelezorudnogo mestorozhdeniya [Geology and metallogeny of the Kostomuksha iron ore deposit]. Petrozavodsk: Kareliya, 1981. 143 p.

Gor'kovets V. Ya., Raevskaya M. B., Volodichev O. I., Golovanova L. S. Geologiya i metamorfizm zhelezistokremnistykh formatsii Karelii [Geology and metamorphism of cherty iron-formations of Karelia]. Leningrad: Nauka, 1991. 173 p.

Klimovskaya E. E., Ivanov A. A. Mineralogo-petrograficheskie osobennosti metakomatiitov Kostomuksh-

skoj zelenokamennoi struktury (Kareliya) [Mineralogical and petrographic features of metakomatiites of the Kostomuksha greenstone structure (Karelia)]. *Litosfera* [Lithosphere]. 2018. No. 6. P. 870–891. doi: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-870-891

Kozhevnikov V. N. Arkheiskie zelenokamennye poyasa Karelskogo kratona kak akkretionnye orogeny [Archean greenstone belts of the Karelian craton as accretionary orogens]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2000. 223p.

Kondi K. Arkheiskie zelenokamennye poyasa [Archean greenstone belts]. Moscow: Mir, 1983. 400 p.

Kuleshevich L. V. Evolyutsiya endogennykh rezhimov i stadiinost' zolotogo rudoobrazovaniya v Kostomukshskoi strukture, Kareliya [Evolution of endogenic regimes and stages of gold ore formation in the Kostomuksha greenstone belt, Karelia]. *DAN* [Dokl. Earth Sci.]. 2004. Vol. 397(5). P. 672–676.

Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Mil'kevich R. I., Levchenkov O. A., Sergeev S. A. Stratigraficheskiy razrez Kostomukshskoi struktury (verkhniy arkhei), rekonstruirovannyi na osnove geokhronologicheskikh, geokhimiicheskikh i izotopnykh dannyykh [Stratigraphy of the Kostomuksha belt in Karelia (upper archean) as inferred from geochronological, geochemical, and isotopic data]. *Stratigrafiya. Geol. korrelyatsiya* [Stratigraphy and Geol. Correlation]. 2000. Vol. 8, no. 4. P. 319–326.

Samsonov A. V. Evolyutsiya magmatizma granit-zelenokamennykh oblasteri Vostochno-Evropeiskogo kratona [The evolution of magmatism of the granite-greenstone regions of the East European Craton]: DSc (Dr. of Geol.) thesis. Moscow, 2004. 48 p.

Samsonov A. V., Berzin R. G., Zamozhnyaya N. G., Shchipsanskii A. A., Bibikova E. V., Kirnozova T. I., Konilov A. N. Protsepy formirovaniya rannedokembriiskoi kory Severo-Zapadnoi Karelii, Baltiiskii shchit: rezul'taty geologicheskikh, petrologicheskikh i glubinykh seismicheskikh (profil' 4V) issledovaniy [Early Precambrian crust-forming processes in NW-Karelia, Baltic Shield: evidences from geological, petrological and deep seismic (4B profiles) studies]. *Glubinnoe stroenie i evolyutsiya zemnoi kory vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita: profil' Kem' – Kalevala* [Deep structure and crustal evolution of the Eastern Fennoscandian Shield: Kem – Kalevala reflection profile]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2001. P. 109–143.

Stratigrafiya dokembriya Karelii. Opornye razrezy verkhnearkhekiskikh otlozhenii [Precambrian stratigraphy of Karelia. Key sections of the Upper Archean deposits]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1992. 190 p.

Arndt N. T., Leshner C. M., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge: Cambridge Univ. Press., 2008. 467 p.

Beatty D. W., Taylor H. P. Jr. The oxygen isotope geochemistry of komatiites: evidence for water-rock interaction. *Komatiites*. Eds. N. T. Arndt, E. G. Nisbet. London, 1982. P. 267–278.

Coggon R. M., Teagle D. A. H., Cooper M. J., Hayes T. E. F., Green D. R. H. Data report: compositions of calcium carbonate veins from superfast spreading rate crust, ODP Leg 206. Eds. D. A. H. Teagle, D. S. Wilson, G. D. Acton, D. A. Vanko. Proceed. Ocean Drilling Programm, Sci. Results. Vol. 206: College Station,

TX (Ocean Drilling Program), 1–6. 2006. doi: 10.2973/odp.proc.sr.206.002.2006

Colvine A. C., Andrews A. J., Cherry M. E., Duchrocher M. E., Fyon A. J., Lavigne M. J., Macdonald A. J., Marmont S., Poulsen K. H., Springer J. S., Troop D. G. An integrated model for the origin of Archean lode gold deposits. *Ontario Geol. Survey*, open-file report 5524. 1984. 98 p.

Colvine A. C., Fyon J. A., Heather K. B., Marmont S., Smith P. M., Troop D. G. Archean lode gold deposits in Ontario. *Ontario Geol. Survey*, Misc. Paper 139. 1988. 136 p.

Elmer F. L., White R. W., Powell R. Devolatilization of metabasic rocks during greenschist-amphibolite facies metamorphism. *J. Metamorph. Geol.* 2006. Vol. 24. P. 497–513. doi: 10.1111/j.1525-1314.2006.00650.x

Fyon J. A., Schwarcz H. P., Crockett J. H. Carbon and oxygen isotope chemistry of replacement carbonates from the Timmins-Porcupine Gold camp. *Summary of Research, Geoscience Research Grant Program, Ontario Geol. Survey*, Misc. Paper 93. 1980. P. 72–83.

Fyon J. A., Schwarcz H. P., Crockett J. H., Knyf M. Grant 49: Gold exploration potential using oxygen, carbon and hydrogen stable isotope systematics of carbonatized rock and quartz veins, Timmins area. *Ontario Geol. Survey*, Misc. Paper 103. 1982. P. 59–64.

Fyon J. A., Crockett J. H., Schwarcz H. P. Application of stable isotope studies to gold metallogeny in the Timmins-Porcupine camp. *Ontario Geol. Survey*, open-file report 5464. 1983. 182 p.

Goldfarb R. J., Baker T., Dubé B., Groves D. I., Hart C. J. R., Gosselin P. Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes. *Economic Geol. 100th Anniv.* Vol. 2005. P. 407–450.

Golding S. D., Groves D. I., McNaughton N. J., Barley M. E., Rock N. M. S. Carbon isotopic composition of carbonates from contrasting alteration styles in supracrustal rocks of the Norseman-Wiluna Belt, Yilgarn Block, Western Australia: Their significance to the source of Archean auriferous fluids. *Recent Advances in Understanding Precambrian Gold Deposits*. Eds. S. E. Ho, D. I. Groves; Geol. Dep. and Univ. Extension, Univ. of Western Australia, Publication no. 11. 1987. P. 215–238.

Golding S. D., McNaughton N. J., Barley M. E., Groves D. I., Ho S. E., Rock N. M. S., Turner J. V. Archean carbon and oxygen reservoirs: their significance for fluid sources and circulation paths for Archean mesothermal gold deposits of the Norseman-Wiluna Belt, Western Australia. *Econ. Geol. Monogr.* 1989. Vol. 6. P. 376–388. doi: 10.5382/Mono.06.29

Groves D. I., Golding S. D., Rock N. M. S., Barley M. E., McNaughton N. J. Archean carbon reservoirs and their relevance to the fluid source for gold deposits. *Nature*. 1988. Vol. 331. P. 253–257.

Kerrick R. Archean gold: relation to granulite formation or felsic intrusions? *Geology*. 1989. Vol. 17. P. 1011–1015. doi: 10.1130/0091-7613(1989)017<1011:AGRTGF>2.3.CO;2

Kerrick R. Carbon-isotope systematic of Archean Au-Ag vein deposits in the Superior Province. *Can. J. Earth Sci.* 1990. Vol. 27. P. 40–56. doi: 10.1139/e90-004

Lampinen H. Karbonaattituminen ja siihen liittyvä kultaalmin muodostus arkeaisella Kuhmon-Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeellä (Carbonatization and associated gold mineralization in the Archean Kuhmo-Suomussalmi Greenstone Belt): Master's Thesis. 2005. 174 p.

McCuaig T. C., Kerrich R. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematic. *Ore Geol. Rev.* 1998. Vol. 12. P. 381–453. doi: 10.1016/S0169-1368(98)80002-4

Ohmoto H., Rye R. O. Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Ed. H. L. Barnes. New York: John Wiley and Sons, 1979. P. 509–567.

Phillips G. N. Metamorphic fluids and gold. *Mineralogical magazine*. 1993. Vol. 57, iss. 388. P. 365–374. doi: 10.1180/minmag.1993.057.388.02

Powell R., Will T. M., Phillips G. N. Metamorphism in Archean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *J. Metamorph. Geol.* 1991. Vol. 9. P. 141–150. doi: 10.1111/j.1525-1314.1991.tb00510.x

Puchtel I. S., Hofmann A. W., Mezger K., Jochum K. P., Shchipansky A. A., Samsonov A. V. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 155. P. 57–74. doi: 10.1016/S0012-821X(97)00202-1

Schandl E. S., Naldrett A. J. CO₂ metasomatism of serpentinites, south of Timmins, Ontario. *Can. Mineral.* 1992. Vol. 30. P. 93–108.

Schidlowski M., Eichmann R., Junge C. E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Res.* 1975. Vol. 2. P. 1–69.

Shibuya T., Tahata M., Kitajima K., Ueno Y., Komiya T., Yamamoto S., Igisu M., Terabayashi M., Sawaki Y., Takai K., Yoshida N., Maruyama S. Depth variation of carbon and oxygen isotopes of calcites in Archean altered upper oceanic crust: implications for the CO₂ flux from ocean to oceanic crust in the Archean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. Vol. 321–322. P. 64–73. doi: 10.1016/j.epsl.2011.12.034

Stoute J. E. Carbonated Sections from komatiite flow-top alteration zones in the Barberton greenstone belt: implications for near-surface archean environments. *LSU Master's Theses*. 2984. 2007. 112 p.

Taylor H. P. Jr. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. N.Y.: John Wiley and Sons, 1997. P. 229–302.

Tourpin S., Gruau G., Blais S., Fourcade S. Resetting of REE, and Nd and Sr isotopes during carbonitization of a komatiite flow from Finland. *Chem. Geol.* 1991. Vol. 90. P. 15–29. doi: 10.1016/0009-2541(91)90030-U

Valley J. R. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Eds. J. W. Valley, H. P. Taylor, J. R. O'Neil. 1986. P. 445–489.

Veizer J., Hoefs J., Lowe D. R., Thurston P. C. Geochemistry of Precambrian carbonates: II. Archean greenstone belts and Archean sea water. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. Vol. 53, iss. 4. P. 859–871. doi: 10.1016/0016-7037(89)90031-8

Zheng Y. F. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochem. J.* 1999. Vol. 33. P. 109–126. doi: 10.2343/geochemj.33.109

Received January 31, 2020

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Климовская Екатерина Евгеньевна

научный сотрудник
Институт геологии КарНЦ РАН,
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: klimeee@gmail.com

CONTRIBUTOR:

Klimovskaya, Ekaterina

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: klimeee@gmail.com