

УДК 546.42:551.72:552.54(71)

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr В НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТАХ С АНОМАЛЬНО ВЫСОКИМ СОДЕРЖАНИЕМ $^{13}\text{C}$ , НАДСЕРИЯ КАНИАПИСКО, ЛАБРАДОРСКИЙ ТРОГ КАНАДСКОГО ШИТА

© 2003 г. А. Б. Кузнецов\*, В. А. Мележик\*\*, И. М. Горохов\*,  
Н. Н. Мельников\*, Э. Фаллик\*\*\*

\*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

\*\*Геологическая служба Норвегии, N-7491 Тронхейм, Норвегия

\*\*\*Шотландский университетский исследовательский центр окружающей среды, Глазго G75 0QF,  
Великобритания

Поступила в редакцию 05.02.2001 г., получена после доработки 21.11.2001 г.

Нижнепротерозойские доломиты формаций Данфи, Портейдж, Олдер и Ув, представляющие нижние горизонты надсерии Каниаписко, Лабрадорский трог Канадского щита, известны аномально высокими значениями  $\delta^{13}\text{C} +5.3...+15.4\%$  PDB. Петрографические признаки доломитов предполагают, что первичный карбонатный осадок мог иметь известковый состав, а его доломитизация произошла сразу после формирования раннедиагенетических кальцитовых цементов в еще неуплотненном осадке. Доломиты группы 1, характеризующиеся  $\text{Mg}/\text{Ca} > 0.62$  и низкими отношениями  $\text{Mn}/\text{Sr}$  и  $\text{Fe}/\text{Sr}$ , образованы в процессе раннего диагенеза и претерпели наименьшие вторичные изменения. Минералогические предшественники доломитов группы 2 ( $\text{Mg}/\text{Ca} < 0.62$ ), содержащих реликты мозаичного друзового кальцита, в момент ранней доломитизации могли содержать арагонит. В ходе изучения Rb-Sr систематики образцы карбонатов предварительно обрабатывались 1N раствором ацетата аммония, что позволило частично удалить эпигенетические карбонатные фазы и тем самым повысить надежность оценки  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в среде седиментации. Нарушение Rb-Sr систем доломитов нижней части надсерии Каниаписко связано с частичной дедоломитизацией, произошедшей, вероятно, во время гудзонского регионального метаморфизма 1.8 млрд. лет назад. Первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70479$  в наименее измененном образце ( $\text{Mn}/\text{Sr} = 2.7$  и  $\text{Fe}/\text{Sr} = 11.8$ ) из формации Олдер является максимальной оценкой этого отношения в морской воде 2.15 млрд. лет назад. Низкое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океане раннего протерозоя не предполагает высокой скорости континентальной эрозии, которая могла обеспечить повышенный темп захоронения органического вещества и соответствующее осаждение карбонатов, обогащенных  $\delta^{13}\text{C}$ .

**Ключевые слова.** Изотопы стронция, карбонатные породы, эпигенез, нижний протерозой, Канадский щит.

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение изотопного состава Sr в нижнепротерозойских карбонатах – важный инструмент для восстановления вариаций отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в раннепротерозойской морской воде и реконструкции условий карбонатакопления. Из-за отсутствия достаточного количества надежных экспериментальных данных современные представления об изотопном составе Sr в морской воде раннего протерозоя (Veizer, Compston, 1976; Veizer et al., 1992; Mirota, Veizer, 1994; Whittaker et al., 1998; Горохов и др., 1998) основаны на результатах анализа лишь небольшого числа образцов карбонатов, отобранных в осадочных последовательностях, не всегда имеющих надежную привязку к хроностратиграфической шкале. Более того, не все первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в этих

образцах пригодны для характеристики морских осадков, поскольку карбонаты могли быть накоплены в палеобассейнах, изолированных от океана. Как следствие, имеющиеся данные (Veizer, Compston, 1976; Mirota, Veizer, 1994) не позволяют проследить вариации отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и обнаружить их связь с известными геологическими событиями раннего протерозоя. Одним из важнейших событий раннего протерозоя 2.3–2.0 млрд. лет назад было крупномасштабное накопление карбонатных осадков с высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  вплоть до  $+16\%$  PDB (Галимов и др., 1975; Shidlowski et al., 1976; Baker, Fallick, 1989; Юдович и др., 1990; Karhu, 1993; Melezhik, Fallick, 1996; Ахмедов и др., 1996; Melezhik et al., 1997а, б, 1999). Формирование карбонатов, обогащенных  $^{13}\text{C}$ , часто связывают либо с повышением скорости за-



Рис. 1. Схема геологического строения восточной части Канадского щита и положение изученных разрезов (1) надсерии Каниапиксо в западной (2) и восточной (3) зонах Лабрадорского трога.

хоронения органического углерода, что предполагает усиление эрозии и увеличение континентального стока (Des Marais et al., 1992, 1994; Deryg et al., 1992), либо с “интенсивными горообразовательными процессами”, выделяемыми вопреки геологическим данным (Галимов, 1999), либо с осаждением карбонатов в изолированных эвапоритовых палеобассейнах (см. напр. Reitsema, 1980; McKenzie, 1981; Stiller et al., 1985). Вместе с тем ряд авторов, обращая внимание на хронологическое совпадение рассматриваемой положительной аномалии  $\delta^{13}\text{C}$ , с одной стороны, и максимального для раннего протерозоя латерального распространения и систематического разнообразия строматолитов, с другой, допускали влияние на глобальный биогеохимический цикл углерода широкой латеральной экспансии бентосных цианобактериальных (строматолитовых) экосистем (Melezhik et al., 1997c; Семихатов и др., 1999). В рамках двух первых концепций, предполагающих увеличение континентального стока и/или “интенсивные горообразовательные процессы”, информация о вариациях изотопного состава Sr в раннепротерозойской морской воде способна внести реальные ограничения в модели формирования карбонатных формаций с аномально высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ .

В предлагаемой работе на основе изотопно-геохимического подхода произведена реконструкция первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в раннепротерозойских осадочных бассейнах. Эти данные использованы для независимой оценки условий формирования карбонатов с тяжелым углеродом —  $^{13}\text{C}$ . Материалом для исследования послужили карбонатные породы нижней части надсерии Каниапиксо, вскрытой в пределах Лабрадорского трога Канадского щита. В отличие от аналогичных формаций Северной Америки, Европы, Африки и Австралии, изученные образцы занимают достаточно определенное положение в хроностратиграфической шкале.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Лабрадорский трог представляет собой субмеридиональную антиформную структуру, расположенную в юго-восточной части Канадского щита (Dimroth, 1970). На западе трог граничит с архейским кратоном Сьюперииор, на востоке — с раннепротерозойской провинцией Черчилл, метаморфизованной в ходе гудзонских складчатых деформаций, а на юге сочленяется с гренвильским складчатым поясом, сформировавшимся в конце среднего-начале позднего рифея (рис. 1). Внутри трога выделяются две литофациальные зоны: западная, сложенная терригенно-карбонатными осадками, и восточная, в составе которой присутствуют толщи вулканических пород и серии даек.

Карбонатно-терригенно-вулканогенные отложения Лабрадорского палеобассейна объединяются в надсерию Каниапиксо, которая несогласно залегает на породах архейского фундамента и характеризует средние горизонты нижнего протерозоя возрастом от 2.17 до 1.87 млрд. лет (Fryer, 1972; Machado et al., 1989; Rohon et al., 1993). Надсерия Каниапиксо расчленяется на две серии: вулканогенно-осадочную серию Ноб Лейк, выделяемую в обеих фациальных зонах Лабрадорского трога, и вулканогенную серию Доублет, завершающую разрез надсерии в его восточной зоне (Dimroth, 1970). Отложения серии Ноб Лейк сформированы двумя трансгрессивно-регрессивными мегациклами. Первый мегацикл объединяет отложения подсерий Сьювард, Пистолет, Свомпи Бей и Аттикамаген, а второй — отложения формаций Уишарт, Сокоман и Менихек (Dimroth, 1970, 1978). Карбонатные породы присутствуют в составе подсерий первого мегацикла — Сьювард, Пистолет и Аттикамаген, однако аномально высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  обнаружены лишь в карбонатах двух нижних подсерий (Melezhik et al., 1997a).

В пределах Лабрадорского трога серия Ноб Лейк имеет сложное литофациальное строение, и мы ограничим ее стратиграфическое описание нижними горизонтами, представляющими инте-



**Таблица 1.** Содержания малых элементов и изотопный состав кислорода и углерода в валовой карбонатной составляющей доломитов нижней части надсерии Каниаписко

Номер образца	Доля С.С. <sup>1</sup> , %	Mg/Ca	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Mn/Sr <sup>2</sup>	Fe/Sr <sup>2</sup>	$\delta^{18}\text{O}^3$ ‰ PDB	$\delta^{13}\text{C}^3$ ‰ PDB
Формация Ув								
ТС-80-264	39	0.530	1940	7360	12.8	48.4	-10.1	8.1
ТС-82-15-1	5.4	0.591	2210	11700	29.9	158.5	-9.6	7.9
ТС-82-19	4.2	0.607	1680	8230	24.1	118.9	-10.4	7.6
ТС-82-89	3.1	0.592	1960	15050	30.6	235.2	-13.2	5.3
ТС-82-97	2.1	0.629	1430	6940	19.7	95.6	-13.2	5.9
ТС-82-101	5.4	0.633	1055	4430	16.2	68.9	-9.3	10.4
ТС-82-106А	3.6	0.580	1865	11500	14.9	95.0	-11.3	8.6
ТС-82-109	8.2	0.642	680	3790	5.5	30.8	-7.3	10.1
Формация Олдер								
ТС-82-8	10.3	0.632	770	1985	9.3	23.8	-7.7	9.9
ТС-82-87	19.8	0.629	900	2040	9.4	21.3	-9.2	8.7
ТС-82-88	3.1	0.641	310	1340	2.7	11.8	-6.7	10.2
Формация Портейдж								
ТС-80-275	60	0.552	1760	785	13.5	6.0	-14.2	6.1
Формация Данфи								
ТС-83-221	11.8	0.659	200	795	3.8	15.0	-6.3	15.0
ТС-83-2532	0.6	0.637	935	4830	13.9	71.7	-8.1	14.5
ТС-146-82	2.9	—	310	1545	5.4	27.2	-6.0	15.4
ТС-149-82	2.5	—	460	3895	5.5	46.4	-7.9	14.2

Примечание. <sup>1</sup> С.С. – доля силикатной составляющей; <sup>2</sup> – элементные отношения рассчитаны в предположении, что содержания Sr (табл. 2) характеризуют валовую карбонатную составляющую образца; <sup>3</sup> – аналитические данные из статьи Melezhik et al., 1997a.

тогда как в доломитах формации Портейдж достигает 60%.

Карбонатные породы формации Олдер представлены светло-серыми строматолитовыми и тонкоплитчатыми доломитами с косою слоистостью и линзами флейкстоунов. Строматолитовые постройки представлены пластовыми и столбчатыми формами. В обломочных карбонатах распознаются текстуры долоаренитов и долорудитов, в которых несортированные интракласты цементированы долоспаритом (Melezhik et al., 1997a). В тонкокристаллическом матриксе иногда встречаются редкие фрагменты неперекристаллизованного микритового доломита. Преобладающим минералом в некарбонатной составляющей доломитов является кварц, однако при увеличении доли этой составляющей до 20% в ней диагностируется слюда.

В составе формации Ув доминируют светло-серые массивные доломиты, которым подчинены темно-серые афанитовые доломиты, местами обладающие тонкой косою слоистостью. Массивные карбонаты сложены средне- и крупнокристаллическим доломитом. Однако в долоспарито-

вом матриксе некоторых образцов распознаются реликты тонкослоистых структур, интракластовых обломков и друзового мозаичного кальцитового спарита. Силикокластическая примесь в доломитах представлена кварцем, содержание которого колеблется в пределах 2.1–8.2% и лишь в кровле разреза повышается до 39% (табл. 1).

Пространственные соотношения литофациальных комплексов в нижней части серии Ноб Лейк отражают постепенное углубление Лабрадорского палеобассейна во время накопления осадков подсерий Сьювард и Пистолет (Dimroth, 1970). Континентальные аллювиально-дельтовые осадки красноцветной формации Чакония сменяются мелководными бассейновыми фациями карбонатной формации Данфи и терригенно-карбонатной формации Портейдж. Вышележащие глинистые осадки формации Лайк Лейк и терригенно-карбонатной формации Олдер отложены в дистальных и прибрежных частях этого мелководного палеобассейна. Карбонаты формации Ув сформированы в относительно глубоководных обстановках ниже базиса действия штормовых волн (Dimroth, 1978).

Таблица 2. Rb–Sr данные в карбонатной фазе, полученной после предварительной обработки доломитов надсерии Каниапско 1N раствором ацетата аммония

Номер образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измеренное	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ первичное
Формация Ув					
ТС-80-264	0.79	152	0.0151	0.70747	0.70700
ТС-82-15-1	0.11	73.8	0.0045	0.70985	0.70971
ТС-82-19	0.18	69.2	0.0076	0.70998	0.70975
ТС-82-89	0.23	64.0	0.0105	0.71052	0.71019
ТС-82-97	0.39	72.6	0.0157	0.71188	0.71140
ТС-82-101	0.13	64.9	0.0058	0.71209	0.71192
ТС-82-106А	0.45	125	0.0104	0.71187	0.71154
ТС-82-109	0.39	123	0.0091	0.70822	0.70794
Формация Олдер					
ТС-82-8	0.10	83.4	0.0036	0.70544	0.70533
ТС-82-87	0.04	95.6	0.0012	0.70654	0.70651
ТС-82-88	0.14	114	0.0037	0.70490	0.70479
Формация Портейдж					
ТС-80-275	0.63	130	0.0141	0.70620	0.70578
Формация Данфи					
ТС-83-221	0.23	52.9	0.0125	0.70704	0.70665
ТС-83-2532	0.35	67.4	0.0149	0.71328	0.71282
ТС-146-82	0.03	56.7	0.0014	0.71192	0.71188
ТС-149-82	0.25	84.0	0.0085	0.71516	0.71490

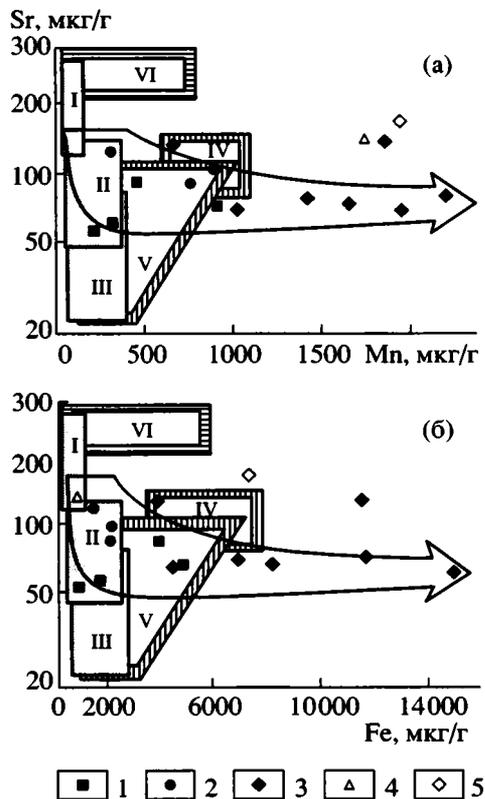
### МЕТОДИКА ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТОВ

Для изотопно-геохимического изучения из первоначальной коллекции, включавшей 21 образец, было отобрано 16 с минимальными признаками вторичной перекристаллизации: из формации Данфи – 4, Портейдж – 1, Олдер – 3 и Ув – 8 образцов. При химическом анализе образцы растворялись в 1N HCl, после чего содержания Ca и Mg определялись весовым, а Mn и Fe – атомно-абсорбционными методами в химической лаборатории ГИН РАН (г. Москва). Изучение Rb–Sr систематики проводилось в карбонатной составляющей доломитов, растворенной в 10% уксусной кислоте, после предварительной обработки навески измельченного образца 1N раствором ацетата аммония (NH<sub>4</sub>OAc). Содержания Rb и Sr определялись масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления. Изотопный состав Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT–261 в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Нормализованные к отношению  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  средние значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в стандартных образцах SRM 987 и EN–1 составляли в период работы соответственно  $0.71025 \pm 0.00002$  ( $n = 6$ ) и  $0.70918 \pm 0.00002$

( $n = 2$ ). При вычислении значений первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  возраст доломитов принимался равным 2150 млн. лет.

Последовательное растворение является обязательной процедурой при изучении изотопной систематики докембрийских карбонатов, поскольку позволяет частично удалить вторичные карбонатные фазы, обогащенные Rb и радиогенным  $^{87}\text{Sr}$  (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997). Эффективность такой процедуры была показана при изучении Rb–Sr систематики рифейских доломитов Сибири, в которых на первой ступени обработки была удалена карбонатная фаза, содержащая в 30 раз больше Rb и в 2 раза больше Sr, по сравнению с основной карбонатной фазой, переходящей в раствор на второй ступени обработки (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 2002). Различие измеренного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в обеих фазах рифейских доломитов достигало в среднем 0.0024.

Обратная корреляция доли карбонатной фазы, удаленной 1N раствором NH<sub>4</sub>OAc, и величины Mg/Ca в доломитах, а также прямая корреляция отношений Mn/Sr и Fe/Sr, с одной стороны, и отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , с другой – ясно указывали на присутствие в доломитах вторичного кальцита, образовавшегося на поздних этапах эпигенетиче-



**Рис. 3.** Зависимость содержания Sr от содержания Mn (А) и Fe (Б) в карбонатах нижней части надсерии Каниапско и сравнение содержаний рассеянных элементов в наименее измененных доломитах, сохранивших первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  морской воды (поля I–III), и в перекристаллизованных карбонатах (поля IV–VI): I – кайнозойские доломиты; II – палеозойские доломиты; III – рифейские и раннепротерозойские доломиты; IV – рифейские известняки; V – палеозойские доломиты; VI – рифейские доломиты. Стрелкой показано направление эпигенетической перекристаллизации карбонатных пород.

1–3 – доломиты формаций: 1 – Данфи, 2 – Олдер, 3 – Ув. 4–5 – доломиты с включениями друзового кальцита в формациях: 4 – Портейдж, 5 – Ув.

ской перекристаллизации карбонатов (Горохов и др., 1995; Овчинникова и др., 1998, 2000; Васильева и др., 1998, 2000; Семихатов и др., 2002). Таким образом, значения первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатной фазе, сохранившейся после предварительного выщелачивания, ближе к изотопному составу Sr исходных карбонатов, чем те же значения, полученные для валовой карбонатной составляющей. Поскольку в рамках данной работы специальное изучение Rb-Sr систематики выщелачиваемой карбонатной фазы не проводилось, вычисление отношений Mn/Sr и Fe/Sr (табл. 1) осуществлялось в предположении, что содержание Sr в доломитах, после их обработки 1N раствором ацетата аммония (табл. 2), характеризует валовый карбонат. Возможность такого предположения определяется не слишком боль-

шим различием (в среднем 4%) содержаний Sr в валовой и основной карбонатной фазе образца (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 2002).

### ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОЛОМИТОВ

Все изученные образцы сложены доломитом, и средняя величина отношения Mg/Ca – 0.62 в карбонатной составляющей близка к этому показателю в стехиометричном доломите (Chilingare et al., 1967). Однако широкие вариации упомянутого отношения (0.53–0.64) позволяют разделить изученные образцы на две группы: группа 1 с Mg/Ca > 0.62 и группа 2 с Mg/Ca < 0.62. Последняя локализована преимущественно в формациях Ув и Портейдж (табл. 1). Самые низкие отношения Mg/Ca обнаруживают два образца (обр. ТС-80-264 и ТС-80-275), содержащие микролинзы кристаллического кальцита и включающие существенную примесь силикокластического материала, соответственно 39 и 60%.

Средние концентрации Mn и Fe в доломитах составляют соответственно 1150 и 5390 мкг/г. Однако в большей части доломитов группы 2 из формации Ув содержания этих элементов достигают соответственно 2210 и 15050 мкг/г (рис. 3). Столь же высокие содержания Mn и Fe характерны для нижнепротерозойских доломитов Австралии, Африки и Северной Америки (Veizer et al., 1992). Доломиты группы 1 из формаций Данфи и Олдер отличаются пониженными концентрациями Mn (<1000 мкг/г) и Fe (<5000 мкг/г), которые тем не менее выше, чем в доломитах некоторых разрезов нижнего протерозоя Балтийского щита, где концентрации этих элементов очень малы. Например, ятулийские доломиты туломозерской свиты содержат в среднем 275 мкг/г Mn и 60 мкг/г Fe (Горохов и др., 1998).

Доломиты нижней части надсерии Каниапско характеризуются относительно высоким содержанием Sr (52.9–152 мкг/г, табл. 2). Концентрация Sr более 100 мкг/г обнаружена в пяти образцах (рис. 4): в доломитах группы 1 из формаций Олдер (обр. ТС-82-88) и Ув (обр. ТС-82-109), а также в доломитах группы 2 из формаций Ув (обр. ТС-82-106А и ТС-80-264) и Портейдж (обр. ТС-80-275). Повышенное содержание Sr в двух последних образцах из группы 2 связано с присутствием реликтов друзового кальцита. Вероятно, образец ТС-82-106А также содержит микровключения кальцита, который, однако, не удалось обнаружить в имеющемся петрографическом срезе породы. В большинстве образцов содержание Rb в карбонатном материале, оставшемся после выщелачивания поверхностных фаз, не превышает 0.45 мкг/г. Более высокие концентрации Rb наблюдаются лишь в двух образцах, содержащих более 20% силикокластической примеси. Первич-

ные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатах формации Данфи варьируют в интервале 0.70665–0.71490, формации Портейдж – 0.70578, формации Олдер – 0.70479–0.70651 и формации Ув – 0.70700–0.71192. Эти отношения не зависят от доли силикокластической примеси, что, вероятно, объясняется отсутствием в составе последней какого-либо заметного количества слюды или полевых шпатов, которые могли бы служить источником радиогенного  $^{87}\text{Sr}$ . В каждой из формаций самые низкие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отмечены в доломитах, которые не содержат включений кальцита и характеризуются низкими отношениями Mn/Sr и Fe/Sr (рис. 5), а также высокими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 6А). Два образца доломитов (обр. ТС-80-275 и ТС-80-264), содержащих реликты друзового кальцита, также имеют достаточно низкие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (табл. 2).

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в доломитах формаций Данфи, Олдер и Ув варьируют от –6.0 до –13.2‰ PDB (табл. 1) и отрицательно коррелированы с содержаниями Mn ( $r = -0.81$ ) и Fe ( $r = -0.81$ ). Самая низкая величина  $\delta^{18}\text{O}$ , равная –14.2‰ PDB, получена для песчанистого доломита (обр. ТС-80-275) из формации Портейдж. По сравнению со многими современными, фанерозойскими и рифейскими карбонатами доломиты нижней части надсерии Каниапско отличаются высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  от +5.3 до +15.4‰ PDB, при этом наиболее высокие значения от +14.2 до +15.4‰ PDB обнаружены в доломитах формации Данфи (Melezhik et al., 1997a).

Широкие вариации содержаний Mn, Fe, Sr и величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в изученных образцах (табл. 1, 2), а также взаимные корреляционные зависимости этих параметров указывают на то, что карбонатные породы серии Ноб Лейк претерпели значительные эпигенетические (метаморфические) преобразования.

### ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ДОЛОМИТОВ

В процессе диа- и эпигенеза карбонатные породы претерпевают ряд структурно-вещественных преобразований, которые, как правило, сопровождаются частичной потерей Sr, обогащением Mn и Fe и уменьшением величины  $\delta^{18}\text{O}$  (Brand, Veizer, 1980, 1981; Горохов, 1996; Wenzel, 2000). Поэтому геохимический подход перспективен для выявления образцов карбонатов с минимально нарушенными Rb-Sr изотопными системами. Содержание Sr в карбонатной породе во многом определяется первичным минеральным составом осадка. При прочих равных условиях кальциты, образованные в результате раннедиагенетической перекристаллизации высокомагнезиальных кальцитов, содержат меньше Sr, чем кальциты, заместившие арагониты (Юдович и др., 1980;

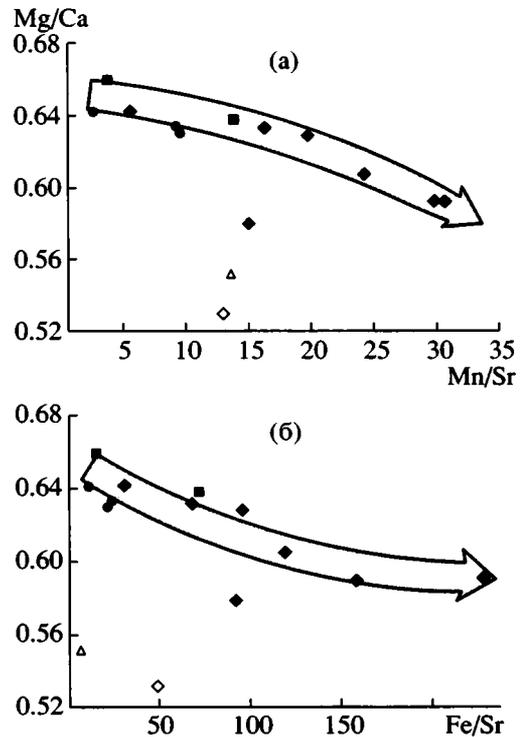


Рис. 4. Зависимость отношения Mg/Ca от отношений Mn/Sr (а) и Fe/Sr (б) в образцах доломитов нижней части надсерии Каниапско. Стрелкой показано направление эпигенетической дедоломитизации карбонатных пород. Условные обозначения см. на рис. 3.

Brand, Veizer, 1980). Причиной этого является значительно более высокое содержание Sr в первичных арагонитах. Доломитизация кальцитов также ведет к частичной потере Sr, поскольку кристаллическая решетка доломитов, по сравнению с кальцитами, содержит в два раза меньше позиций, которые могут быть изоморфно замещены Sr. Дальнейшая потеря Sr может происходить на каждом последующем этапе эпигенетической перекристаллизации. Так, кайнозойские доломиты, возникшие в ходе замещения морских высокомагнезиальных кальцитов, содержат 110–280 мкг/г Sr, тогда как поздние генерации доломитов в палеозойских морских карбонатах – только 40–140 мкг/г (Vahrenkamp, Swart, 1990; Barnaby, Read, 1992; Montanez, Read, 1992). Однако некоторые образцы протерозойских доломитов, содержащие всего 20–95 мкг/г Sr, сохраняют отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , близкое к таковому в древних океанах (Горохов и др., 1995, 1998). В этих случаях следует предполагать, во-первых, прямую связь вещественного состава растворов, вызвавших доломитизацию первичных карбонатных осадков с морской водой, и, во-вторых, отсутствие последующих эпигенетических изменений доломитов.

Подземные и метеорные воды, взаимодействующие с карбонатами, характеризуются высокими

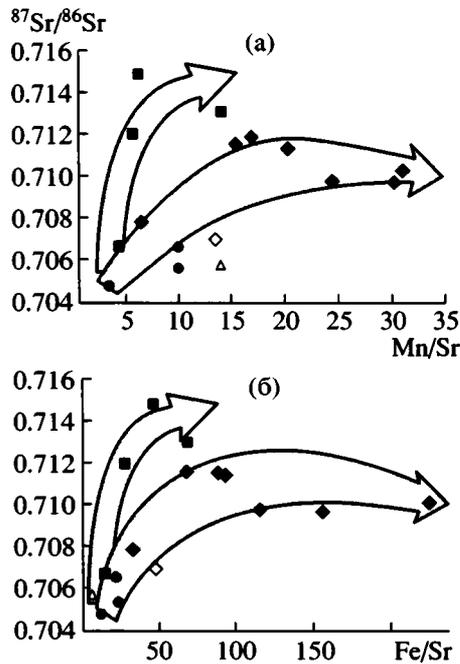


Рис. 5. Связь величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  с отношениями Mn/Sr (а) и Fe/Sr (б) в образцах доломитов нижней части надсерии Каниапско в ходе эпигенетической перекристаллизации. Условные обозначения см. на рис. 3.

отношениями Mn/Sr, Fe/Sr и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  по сравнению с морской водой (McNutt et al., 1984, 1990; Chaudhuri et al., 1987; Banner et al., 1989; Kharaka, Thordsen, 1992; Stueber et al., 1993; Chaudhuri, Clauer, 1993; Hartmann et al., 2000). Поэтому увеличение отношений Mn/Sr и Fe/Sr в карбонатных минералах – показатель эпигенетической перекристаллизации последних в присутствии флюида, изотопный состав Sr в котором, весьма вероятно, отличался от его изотопного состава в морской воде. Таким образом, величины указанных отношений, наряду с  $\delta^{18}\text{O}$ , являются эффективными показателями при выборе карбонатных образцов с наименее нарушенными Rb-Sr системами.

Карбонатные породы формаций Данфи, Портейдж, Олдер и Ув сложены доломитом. Однако присутствие в изученных образцах реликтов синседиментационных цементов обрастания и раннедиагенетических поровых пустот, замещенных доломитом, а также фрагментов биоседиментогенных структур – продуктов жизнедеятельности микробных сообществ, предполагает, что первичный карбонатный осадок имел известковый состав (James, Choquette, 1983; Moore, 1989; Knoll, Sweet, 1990). Массивная доломитизация карбонатного осадка произошла сразу после формирования самых ранних кальцитовых цементов в еще неуплотненном осадке (Cheve et al., 1985). В этом случае раннедиагенетические доломиты могли осаждать стронций в изотопном равновесии с захороненными седиментационными

водами и тем самым сохранять отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  первичного осадка. Нарушение изотопно-геохимических систем раннедиагенетических карбонатов, вероятно, происходило на этапе их эпигенетической (в западной терминологии – позднедиагенетической) перекристаллизации. Подтверждением этому служит увеличение средних содержаний Mn и Fe в доломитах формации Данфи по сравнению с доломитами, в среднем соответственно 0.23% и 0.58% против 0.05% и 0.35% (Cheve et al., 1985).

Высокое содержание Sr (114–152 мкг/г), наблюдаемое в пяти образцах формаций Портейдж, Олдер и Ув, может быть следствием либо первичного минерального состава карбонатного осадка, либо незначительной перекристаллизации раннедиагенетических доломитов. В пользу последнего варианта свидетельствует то обстоятельство, что четыре из упомянутых пяти образцов содержат Sr с относительно низким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – 0.70479–0.70794 по сравнению с образцами, обедненными Sr. Рассмотрение величин Mn/Sr, Fe/Sr и  $\delta^{18}\text{O}$  показывает, что из этих пяти образцов лишь один доломит из группы 1 (обр. TC-82-88) может считаться наименее затронутым процессами эпигенеза и поэтому сохранившим отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , близкое к наблюдаемому в раннедиагенетическом доломите. Низкие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в двух доломитах группы 2 (обр. TC-80-275 и TC-80-264) в сочетании с высоким содержанием Sr означают, что либо первичный осадок содержал арагонит, либо при раннедиагенетической доломитизации сохранилась часть исходного кальцита. Так или иначе, увеличение концентраций Mn и Fe в двух упомянутых образцах и обр. TC-82-106А ясно указывает на эпигенетическую перекристаллизацию этих доломитов (рис. 3).

В образцах доломитов, не содержащих реликтов друзового кальцита, наблюдается отрицательная корреляция отношения Mg/Ca, с одной стороны, и отношений Mn/Sr и Fe/Sr, с другой (рис. 4). Эта зависимость отражает процесс эпигенетической дедоломитизации карбонатных пород формаций Данфи, Олдер и Ув. Аналогичное формирование крупнокристаллического низкомагнезального доломита (Mg/Ca = 0.55–0.61) отмечено в верхнерифейских карбонатах миньярской свиты на Южном Урале. Процесс дедоломитизации происходил в подземной обстановке и был тесно связан с палеозойской тектонической деформацией верхнерифейских отложений (Кузнецов и др., 1998; Овчинникова и др., 2000). Дедоломитизация могла происходить в присутствии растворов с низким отношением Mg/Ca. Примером таких растворов являются современные подземные воды, заключенные в палеозойских песчано-карбонатных толщах Северной Америки (Banner et al., 1989; Stueber et al., 1993), где отношение Mg/Ca лежит в интервале 0.15–0.59. Существенно, что в

этих водах отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  достаточно высокое – 0.7082–0.7161.

Отношение Mg/Ca в эпигенетических растворах, действовавших на доломиты формаций Данфи, Олдер и Ув, вероятно, было одинаковым (рис. 4), тогда как величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в растворе, проникшем в доломиты формации Данфи, была выше, чем 0.715, а в растворах, реагировавших с доломитами формации Ув и частично Олдер, – 0.710–0.712 (рис. 5). Указанное различие может быть связано с тем, что в первом случае основным резервуаром для формирования подземных флюидов была мощная толща (до 1390 м) аркозовых песчаников формации Чаконино, а во втором – вышележащие углеродисто-глинистые сланцы (60–600 м) подсерии Свомпи Бей. Эпигенетические растворы, сформировавшиеся в глинистых сланцах формации Лайк Лейк (310 м), могли проникать как в нижележащую карбонатную формацию Данфи, так и в вышележащую кварцито-карбонатную формацию Олдер (рис. 2), что приводило к близким величинам отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  во вторичных карбонатах обеих толщ.

Таким образом, изотопно-геохимические системы раннедиагенетических доломитов группы 1 нижней части серии Ноб Лейк были нарушены в ходе метасоматической дедоломитизации, а доломитов группы 2 с реликтами друзового кальция – в ходе более поздней доломитизации. Можно предположить, что хотя бы один из этих процессов был связан во времени с гудзонским орогенезом, завершившимся метаморфизмом вулканогенно-осадочных отложений надсерии Каниапско 1.8 млрд. лет назад.

#### ОЦЕНКА ИЗОТОПНОГО СОСТАВА Sr В ОКЕАНЕ 2.15 МЛРД. ЛЕТ НАЗАД

Низкие величины отношений Mn/Sr (2.7) и Fe/Sr (11.8) и высокое значение  $\delta^{18}\text{O}$  (–6.7‰ PDB) в обр. TC-82-88 доломита группы 1 из формации Олдер позволяют предполагать, что этот образец был в наименьшей степени затронут эпигенетическими преобразованиями, и поэтому величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70479$  в нем ближе всего к соответствующему отношению в морской воде раннего протерозоя 2.15 млрд. лет назад (рис. 7). Эта величина несколько выше, чем в обогащенных  $^{13}\text{C}$  морских карбонатах ятулия (2.10–2.06 млрд. лет) юго-восточной Карелии – 0.70343–0.70419 (Горохов и др., 1998; Кузнецов и др., 2000). Однако она практически попадает в интервал значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , наблюдаемых в близких по возрасту карбонатах формации Дак Крик (2.25–1.84 млрд. лет) серии Уайлу западной Австралии и формации Коулес Лейк (1.91 млрд. лет) надсерии Коронейшн северной Канады – 0.70474–0.70508. В то же время рассматриваемая величина заметно ниже, чем это отношение в более молодых раннепротерозойских

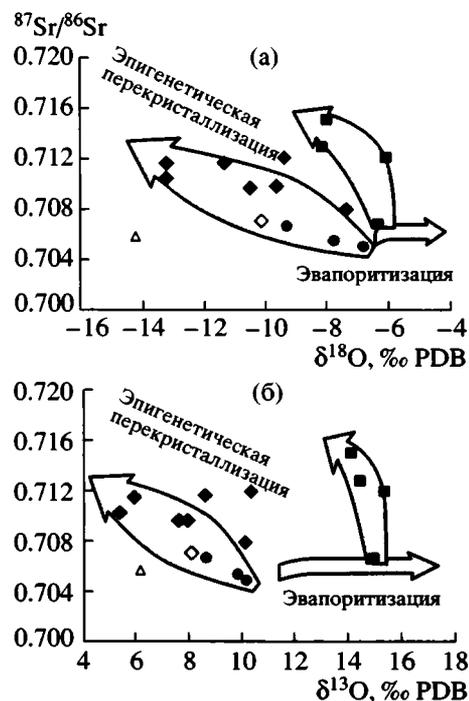


Рис. 6. Зависимость отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от  $\delta^{18}\text{O}$  (а) и  $\delta^{13}\text{C}$  (б) в образцах доломитов нижней части надсерии Каниапско. Условные обозначения см. на рис. 3.

карбонатах формаций Талзелей и Уцинги серии Питей и формации Олбанел (1.85 ± 0.15 млрд. лет) серии Мисстасини Канадского щита – 0.70515–0.70600 (Veizer et al., 1992; Mirota, Veizer, 1994; Whitaker et al., 1998).

Несмотря на значительную позднюю перекристаллизацию доломитов формации Данфи, средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в них несколько выше, чем в доломитах формации Олдер (рис. 6). Это дает возможность предположить, что отложение карбонатов формации Данфи происходило в условиях частично изолированного эвапоритового бассейна. Содержания Mn и Fe в воде такого бассейна могли отличаться от соответствующих содержаний в океанической воде. Таким образом, величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70665$  в доломите формации Данфи с самыми низкими отношениями Mn/Sr (3.8) и Fe/Sr (15.0) может служить показателем изотопного состава Sr в этом палеобассейне. Эта величина согласуется со значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в доломитах, отлагавшихся в изолированных мелководных бассейнах (ponds) туломозерского времени в юго-восточной Карелии – 0.70607–0.70668 (пачки А и В, туломозерская свита, Горохов и др., 1998; Кузнецов и др., 2000). Карбонаты формации Данфи также, как и карбонаты нижних пачек туломозерской свиты, сменяют аллювиально-дельтовые красноцветные фации и представляют собой переходные лагунно-себкховые фации в начале трансгрессивного цикла. Повышенные значения

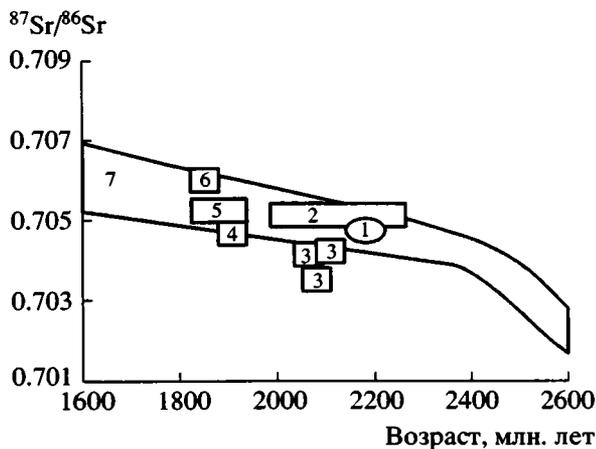


Рис. 7. Вариации изотопного состава Sr в раннепротерозойской морской воде.

1 – формация Олдер, надсерия Каниаписко (эта статья); 2 – серия Уайлу (Veizer et al., 1992); 3 – туломозерская свита, верхний ятулий (Горохов и др., 1998); 4 – надсерия Коронейши (Veizer et al., 1992); 5 – серия Питей (Whittaker et al., 1998); 6 – серия Мисстассини (Mirota, Veizer, 1994); 7 – генерализованный тренд (Veizer, Compston, 1976).

Mg/Ca в карбонатах самых нижних горизонтов формации Данфи и туломозерской свиты также могут косвенно подтверждать предположение об их накоплении в изолированном палеобассейне (табл. 1, Горохов и др., 1998).

Обобщение Sr-изотопных данных по морским карбонатам нижней части надсерии Каниаписко Канадского щита и верхнеятулийским карбонатам Балтийского щита (Карелии) показывает, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в раннепротерозойском океане 2.17–2.06 млрд. лет назад понижалось от 0.7048 до 0.7034. Низкая величина отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океане около 2.0 млрд. лет назад могла быть обусловлена понижением изотопного отношения Sr в континентальном стоке за счет увеличения в нем продуктов размыва ювенильного материала и малой скорости эрозии, возникших коллизионных и аккреционных орогенов, подобно тому, как это было в постгренильском океане 1.05–0.8 млрд. лет назад (Семихатов др., 2002). Какие-либо крупные орогенические события, “тектонические активизации”, формирование крупномасштабных коллизионных структур и орогенов не были характерны для рассматриваемой части раннего протерозоя. Напротив, именно это время (2.3–2.0 млрд. лет назад) отмечено широкой морской трансгрессией на значительные территории эпипрерхейских стабильных кратонов, что привело к развитию многочисленных мелководных водоемов, благоприятных для накопления карбонатных и эвапоритовых осадков (Семихатов, Раабен, 1994, 1996; Ахмедов и др., 1996; Dimroth, 1970; Hoffman, 1989; Melezhik et al., 1997a, б, 1999; Семихатов и др., 1999). Сказанное не согласуется с

предположением об увеличении континентального потока Sr в океан того времени, а, следовательно, ставит под сомнение фактор высокой скорости эрозии и захоронения органического углерода как возможную причину, приведшую к формированию раннепротерозойских карбонатных формаций с аномально высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ .

Данные по изотопному составу углерода в карбонатах надсерии Каниаписко, верхнего ятулия Карелии и некоторых других нижнепротерозойских формациях показывают, что  $\delta^{13}\text{C}$  в морских карбонатах не превышает +6‰ PDB, тогда как в карбонатах изолированных палеобассейнов, содержащих цианобактериальные постройки, эта величина достигает +15.4...+16.7‰ PDB (Melezhik et al., 1997a, 1999). Таким образом, палеофациальный фактор наряду с расширением ареалов распространения цианобактериальных сообществ мог быть одной из локальных причин накопления карбонатов с аномально высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  2.3–2.0 млрд. лет назад (Melezhik et al., 1997b, 1999; Семихатов и др., 1999). Однако влияние этого фактора не может объяснить глобального распространения в раннем протерозое карбонатов со значениями  $\delta^{13}\text{C}$  около +6‰ PDB.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Карбонатные породы нижних горизонтов надсерии Каниаписко подверглись частичной деоломитизации во время крупной термально-тектонической активизации, завершившейся метаморфизмом вулканогенно-осадочных отложений Лабрадорского трога 1.8 млрд. лет назад. Изотопно-геохимический подход и селективное растворение карбонатных пород надсерии Каниаписко позволили выделить образцы с наименее нарушенными Rb-Sr системами, первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в которых можно считать отражением изотопного состава Sr в среде седиментации.

Низкие величины отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатах морских палеобассейнов начала раннего протерозоя –0.70479 (формация Олдер, 2.15 млрд. лет назад) и 0.70343–0.70419 (туломозерская свита, 2.10–2.06 млрд. лет назад) свидетельствуют либо о незначительном вкладе континентального стока в океан того времени, либо о существенной роли в этом стоке продуктов размыва ювенильного материала (коры). Анализ общей палеогеографической обстановки рассматриваемого отрезка истории Земли свидетельствует в пользу первого предположения, следовательно, повышенная скорость эрозии должна быть исключена из возможных причин интенсификации захоронения органического углерода в начале раннего протерозоя.

Авторы выражают искреннюю благодарность М.А. Семихатову и В.А. Пономарчуку за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению рукописи, И.В. Кисловой за предостав-

ленные результаты определения содержаний малых элементов в исследованных карбонатах, а также Г.В. Константиновой, Т.Л. Турченко и Э.П. Кутявину за помощь в аналитической работе. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00-05-64915 и 00-05-72011), ИНТАС (проект 99-9024) и комиссии по делам молодежи РАН (проект 301).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахмедов А.М., Травин Л.В., Тихомирова М. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональные корреляция // Региональная корреляция и металлогения. 1996. № 5. С. 84–97.
- Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б. и др. Эволюция Pb-Pb систем верхнеятулийских карбонатов туломозерской свиты, юго-восточная Карелия // 15-й Симпозиум по геохимии изотопов. Москва: ГЕОХИ РАН, 1998. Тез. докл. С. 42–43.
- Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Мележик В.А. и др. Pb-Pb возраст карбонатных пород туломозерской свиты, Северное Прионежье // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: МУП Полиграф, 2000. Тез. докл. С. 53–54.
- Галимов Э.М. Природа глобальных вариаций изотопного состава углерода в биосфере // Геохимия. 1999. № 8. С. 787–803.
- Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ронов А.Б. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли // Геохимия. 1975. № 3. С. 323–342.
- Горохов И.М. Диагенез карбонатных осадков: поведение рассеянных элементов и изотопов стронция // Литология и палеогеография. Вып. 4. Ред. Ю.Л. Верба. СПб: Изд-во СПбГУ, 1996. С. 141–164.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, Юго-Восточная Карелия // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 533–536.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мележик В.А. и др. Геохимическое и изотопное изучение нижнепротерозойских карбонатных пород Канадского и Балтийского щитов: вариации отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в ятулийской морской воде // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: МУП Полиграф, 2000. Тез. докл. С. 132–133.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Доломитизация верхнерифейских карбонатов миньярской свиты, каратавская серия, Южный Урал // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. СПб: ИГГД РАН, 1998. Тез. докл. С. 31.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. Возможности Pb-Pb датирования карбонатных пород с геохимически открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в гренвилевском и пост-гренвилевском палеоокеане (конец среднего – начало позднего рифея): определяющие геологические факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай, Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 10–32.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–54.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н. и др. Биотические события и положительная аномалия карбонатного углерода 2.3–2.06 млрд. лет назад // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 3–27.
- Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В., Суханов Н.В. Изотопные аномалии углерода в карбонатах Карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972–978.
- Baker A.J., Fallick A.E. Evidence from Lewisian limestone for isotopically heavy carbon in two-thousand-million-year-old sea water // Nature. 1989. V. 337. P. 352–354.
- Banner J.L., Wasserburg G.J., Dobson P.F. et al. Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of saline groundwaters from central Missouri // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. № 3. P. 383–398.
- Barnaby R.J., Read J.F. Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to Middle Cambrian Shady Dolomite, Virginia Appalachians // J. Sediment. Petrol. 1992. V. 62. № 6. P. 1023–1043.
- Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 1. Trace elements // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. № 4. P. 1219–1236.
- Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 2. Stable isotopes // J. Sediment. Petrol. 1981. V. 51. № 3. P. 987–997.
- Chaudhuri S., Clauer N. Strontium isotopic compositions and potassium and rubidium contents of formation waters in sedimentary basins: clues to the origin of the solutes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. № 2. P. 429–437.
- Chaudhuri S., Broedel V., Clauer N. Strontium isotopic evolution of oil-field waters from carbonate reservoir rocks in Bindley field, central Kansas, U.S.A. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. № 1. P. 45–53.
- Cheve S.R., Schrijver K., Tasse N. Cryptalgalaminated dolomite of the Dunphy Formation, Labrador Trough: diagenetic and tectono-metamorphic evolution related to copper mineralization // Canad. J. Earth Science. 1985. V. 22. № 12. P. 1835–1857.
- Chilingare G.V., Bissell J., Fairbridge R.W. Carbonate rocks. I. Origin, occurrence and classification. II. Physical and chemical aspects // Developments in Sedimentology 9A, 9B. 1967.

- Русск. перевод: Карбонатные породы, Т. I, Т. II // Ред. Чилингар Дж., Бисселл Г. и Фейбрид Р. Серия "Науки о Земле". М.: Мир, 1970. Т. 28. 396 с., Т. 30. 268 с.
- Des Marais D.J.* Tectonic control of the crustal organic carbon reservoir during the Precambrian // *Chem. Geol.* 1994. V. 114. № 3/4. P. 303–314.
- Des Marais D.J., Strauss H., Summons R.E., Hayes J.M.* Carbon isotope evidence for the stepwise oxidation of the Proterozoic environment // *Nature.* 1992. V. 359. P. 605–609.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B.* Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. № 3. P. 1317–1329.
- Dimroth E.* Evolution of the Labrador geosyncline // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1970. V. 81. № 9. P. 2717–2742.
- Dimroth E.* Region de la Fosse du Labrador (54°30' and 56°30'). Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG 193. 1978. 396 p.
- Fryer B.J.* Age determinations in the Circum-Ungava geosyncline and the evolution of Precambrian Banded Iron-Formations // *Canad. J. Earth Science.* 1972. V. 9. № 6. P. 652–663.
- Hartmann B.H., Ramseyer K., Matter A.* Diagenesis and pore-water evolution in Permian sandstones, Gharif Formation, Sultanate of Oman // *J. Sediment. Research.* 2000. V. 70. № 3. P. 533–544.
- Hoffman F.* Precambrian geology and tectonic history of North America // *The Geology of North America.* Geol. Soc. America. 1989. V. A. P. 447–512.
- James N.P., Choquette P.W.* Diagenesis 6. Limestones – The sea floor diagenetic environment // *Geosci. Canad.* 1983. V. 10. № 4. P. 162–179.
- Karhu J.A.* Palaeoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1993. V. 371. № 1. P. 1–87.
- Kharaka Y.K., Thordsen J.J.* Stable isotope geochemistry and origin of waters in sedimentary basins // *Isotopic Signatures and Sedimentary Records.* Lect. Notes Earth Sci. 1992. V. 43. P. 411–466.
- Knoll A.H., Sweet K.* Carbonate deposition during the Late Proterozoic era: an example from Spitsbergen // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 290-A. P. 104–132.
- Machado N., Goulet N., Garipey C.* U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough // *Canad. J. Earth Sci.* 1989. V. 26. № 1. P. 1–15.
- McKenzie J.A.* Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E. – a stable isotope study // *J. Geol.* 1981. V. 89. P. 185–198.
- McNutt R.H., Frapé S.K., Fritz P.* Strontium isotopic composition of some brines from the Precambrian Shield of Canada // *Chem. Geol. (Isot. Geosci.).* 1984. V. 2. № 3. P. 205–215.
- McNutt R.H., Frapé S.K., Fritz P. et al.* The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values of Canadian Shield brines and fracture minerals with applications to groundwater mixing, fracture history, and geochronology // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. № 1. P. 205–215.
- Melezhik V.A., Fallick A.E.* A wide spread positive  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  anomaly at around 2.33–2.06 Ga on the Fennoscandian Shield: a paradox? // *Terra Nova.* 1996. V. 8. № 1. P. 141–157.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Clark T.* Two billion year old isotopically heavy carbon: evidence from the Labrador Trough, Canada // *Canad. J. Earth Sci.* 1997a. V. 34. № 3. P. 271–287.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Makarihin V.V., Lubstov V.V.* Links between Palaeoproterozoic palaeogeography and rise decline of stromatolites: Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.* 1997b. V. 82. № 3/4. P. 311–348.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarihin V.V.* Extreme  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  enrichment in ca 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-"red beds" association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // *Earth Sci. Rev.* 1999. V. 48. № 1. P. 71–120.
- Melezhik V.A., Semikhatov M.A., Fallick A.E.* The positive carbon anomaly and stromatolite explosion at around 2.3–2.0 Ga ago: are they linked? // *EUG–9. J. Conference Abstracts.* 1997c. P. 252.
- Mirota M.D., Veizer J.* Geochemistry of Precambrian carbonates: VI. Aphanite Albanel Formations, Quebec, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 7. P. 1735–1745.
- Montanez I.P., Read J.R.* Fluid-rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians // *J. Sediment. Petrol.* 1992. V. 62. № 5. P. 753–778.
- Moore C.H.* Carbonate diagenesis and porosity // *Developments in Sedimentology* 46, Elsevier, 1989. 338 p.
- Reitsema R.H.* Dolomite and nahcolite formation in organic rich sediments: isotopically heavy carbonates // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1980. V. 44. № 12. P. 2045–2049.
- Rohon M.-L., Vialette Y., Clark T. et al.* Aphanite mafic-ultramafic magmatism in the Labrador Trough (New Quebec): Its age and the nature of its mantle source // *Canad. J. Earth Science.* 1993. V. 30. № 8. P. 1582–1593.
- Shidlowski M., Eichmann R., Junge C.E.* Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rodesia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. № 4. P. 449–455.
- Stiller M., Rounick J.S., Shasha S.* Extreme carbon-isotope enrichments in evaporitic brines // *Nature.* 1985. V. 316. P. 434–435.
- Stueber A.M., Walter L.M., Huston T.J., Pushkar P.* Formation waters from Mississippian-Pennsylvanian reservoirs, Illinois basin, U.S.A.: Chemical and isotopic constraints on evolution and migration // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. V. 57. № 4. P. 763–784.
- Vahrenkamp V.C., Swart P.K.* New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites // *Geology.* 1990. V. 18. № 5. P. 387–391.
- Veizer J., Compston W.*  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. № 8. P. 905–914.
- Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N. et al.* Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. № 7. P. 2487–2501.
- Wenzel B.* Differential preservation of primary isotopic signatures in Silurian brachiopods from Northern Europe // *J. Sediment. Research.* 2000. V. 70. № 1. P. 194–209.
- Whittaker S.G., Sami T.T., Kyser T.K., James N.P.* Petrogenesis of 1.9 Ga limestones and dolostones and their record of Paleoproterozoic environments // *Precambrian Res.* 1998. V. 90. № 1. P. 187–202.

Рецензенты  
В.А. Пономарчук, М.А. Семихатов