

ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ И ФАНОРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ, СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ, ПАМИРА

© 2019 г. В. И. Левицкий^{а,*}, Л. З. Резницкий^{б,**}, И. В. Левицкий^{а,***}

^аИнститут геохимии СО РАН

Россия, 664033 Иркутск, ул. Фаворского, 1а

^бИнститут земной коры СО РАН

Россия, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 128

e-mail: * vlevit@igc.irk.ru; ** garry@crust.irk.ru; *** ilevit@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 20.02.2018 г.

После доработки 18.06.2018 г.

Принята к публикации 19.06.2018 г.

Проведено геохимическое изучение карбонатных пород раннедокембрийских и фанерозойских метаморфических комплексов и выявлены их различия. Докембрийские мраморы и кальцифиры изучены в Онотском зеленокаменном поясе, китойском и шарыжалгайском гранулитовых комплексах Присяянского и енисейской серии Ангаро-Канского выступов Сибирского кратона; беломорском и лапландском комплексах, Северо-Печенгской структуре, сортавальской свите Фенноскандинавского щита; ваханском комплексе Бадахшанского массива. Фанерозойские – в олхонском, слудянском, святоносском комплексах Прибайкалья, боксонской серии и иркутской свите Восточного Саяна, дербинском комплексе и алхадырской свите Присяянья, юдинской свите и Панимбинско-Рыбинском поясе Енисейского кряжа, музкольском комплексе Восточного Памира. Докембрийские карбонатные породы по сравнению с фанерозойскими обогащены Fe, Mn и обеднены Sr, Ba при близко низком уровне содержаний РЗЭ. В архее обогащение Fe, Mn протолитов мраморов и кальцифиров обусловлено доминированием основных и ультраосновных пород в питающих провинциях. В палеопротерозое по сравнению с фанерозоем доля Fe, Mn в карбонатных породах уменьшилась, а Al, K, Ba, Sr возросла за счет участия в формировании их протолитов гранитно-метаморфического слоя Земли. Распределение петрогенных и редких элементов в мраморах и кальцифирах определяется формами их нахождения: 1) в изоморфных рядах Ca–Mg карбонатов с примесью Fe, Mn, Ba, Sr, РЗЭ; 2) присутствием в мраморах минералов Na, K, Ba, Sr; 3) наличием тонких (в мраморах) и крупных (кальцифирах) фракций минералов с железом, Mn, Al, Ti, Zr, Cr, V, Ni, S. По выполненным палеорекострукциям поведения РЗЭ в карбонатных породах в архее – раннем палеопротерозое доминировали интракратонные мелкие моря. Открытые океаны появились на рубеже 2–1,9 млрд лет, но широкое развитие карбонатные породы получили в мезо-неопротерозое и фанерозое. Выявленные особенности являются основой проведения возрастных палеорекострукций протолитов по петрогеохимическим характеристикам карбонатных пород докембрийских и фанерозойских метаморфических комплексов.

Ключевые слова: геохимия, карбонатные породы, докембрий, фанерозой, метаморфические комплексы, палеорекострукции, Сибирский кратон, Фенноскандинавский щит, Памир, складчатые пояса

DOI: 10.31857/S0016-7525644409-426

ВВЕДЕНИЕ

Современные геологические построения, такие как тектоническое районирование с мобилистских позиций, выделение и обоснование границ комплексов (террейнов) и т.п., требуют реконструкции протолитов и оценки палеогеодинамических обстановок формирования слоистых толщ. В метаморфических комплексах или террейнах, в кото-

рых первичная природа и взаимоотношения пород завуалированы и искажены тектоно-метаморфическими, часто неоднократными перестройками, палеогеодинамическая типизация базируется в значительной мере на индикаторных геохимических особенностях пород, преимущественно вулканитов. В значительно меньшей степени используются метатерригенные, и практически не привлекаются карбонатные породы.

Между тем карбонатные породы составляют от 19 до 29% объема литосферы и служат ведущим объектом при анализе эволюции седиментогенеза в истории Земли, происхождения и существования жизни. Фациальному анализу, палеогеографическим условиям и механизмам осаждения и накопления карбонатного материала посвящено много публикаций, включая крупные обобщения, такие как, например, работа Дж. Л. Уилсона (1980). Несравненно более ограничены исследования по геохимии. Накопленная к настоящему времени мировая база геохимических данных для карбонатных пород не только не сопоставима с аналогичной базой для изверженных пород, но заметно уступает и терригенным. Проблема в том, что в существенно карбонатных, т.е. максимально свободных от пелитоморфных и кластогенных примесей породах, концентрации большинства микроэлементов и ряда петрогенных компонентов низкие, и длительное время оставались ниже пределов обнаружения существовавших аналитических методов. Но в последние десятилетия возможности аналитики значительно возросли, заметно повысилась чувствительность эмиссионного спектрального, атомно-адсорбционного и рентгенофлуоресцентного анализов, появились такие прецизионные методы, как ICP-MS, позволяющие фиксировать концентрации в десятитысячной доле процента и ниже.

Периодически стали появляться исследования по палеогеодинамическим реконструкциям на основе геохимии карбонатных пород (Liu et al., 1988; Летникова, 2005; Zhang et al.,

2017; и др.). Наши исследования направлены на пополнение базы геохимических параметров наиболее древних докембрийско-раннепалеозойских карбонатных пород, как правило, испытавших метаморфизм высоких ступеней (амфиболитовая и гранулитовая фации), полностью стерших первичные структурно-текстурные особенности протолитов. Для них единственным инструментом палеореконокструкций могут служить только геохимические параметры, которые также позволяют оценивать геохимическую эволюцию гидросферы.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ

Объекты исследований – типовые структуры континентальной коры метаморфические комплексы в докембрийском фундаменте и фанерозойские подвижные пояса в складчатых зонах его обрамления (рис. 1).

Докембрийские метаморфические комплексы: раннедокембрийские – в Сибирском кратоне Присяянского краевого выступа [Онотский зеленокаменный пояс (ОЗП), китойский и шарыжалгайский гранулитогнейсовые комплексы], в Ангаро-Канском выступе Енисейского кряжа (енисейская серия), в восточной части Фенноскандинавского щита [беломорский, лапландский комплексы (пояса)]; Северо-Печенгская структура (зона) Печенгско-Варзугского пояса; сортавальская свита Свекофеннского (Саво-Ладожского) пояса], в Бадахшанском массиве

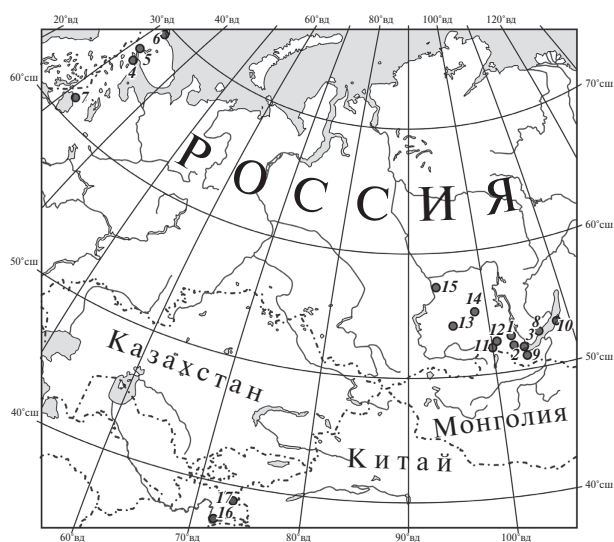


Рис. 1. Схема размещения докембрийских и фанерозойских метаморфических комплексов с карбонатными породами.

1–7, 16 – архейские и палеопротерозойские метаморфические подразделения: Восточной Сибири – Онотский зеленокаменный пояс (1); китойский (2) и шарыжалгайский (3) гранулитовые комплексы; Северо-Запада России – беломорский (4) и лапландский (5) комплексы (пояса), Северо-Печенгская структура Имандра-Варзугского пояса (6), сортавальская свита Свекофеннского (Саво-Ладожского) пояса (7); Юго-Западного Памира – ваханский комплекс (16). 8–15, 17 – фанерозойские метаморфические образования: Восточной Сибири (Прибайкалье, Восточный Саян, Присяянье) – ольхонский (8), слюдянский (9), святоносский (10) комплексы, боксонская серия (11), иркутская свита (12), дербинский комплекс (13), алхдырская (барбитайская) свита (14); Енисейского кряжа (неразделенные на схеме по возрасту – енисейская и юкеевская серии, Панимбинско-Рыбинский пояс (15); музкольский комплекс Восточного Памира (17).

Юго-Западного Памира (горанская серия ваханского комплекса).

В мезо-, неoarхейском ОЗП (рис. 1, 1) (2.67–2.89 млрд лет); (Левицкий, 2006; Туркина и др., 2010; и др.) пласты карбонатных пород мощностью до первых сотен метров присутствуют в бурхутуйской и камчадальской (40% объема) свитах. По изотопным данным они близки к мраморам архейских комплексов Канады и Южной Африки (Горохов и др., 2014). В ОЗП известны только магнезиальные типы – доломиты и магнезиты. С толщами последних связано крупнейшее в мире Савинское магнезитовое месторождение. В неoarхейском китойском комплексе (рис. 1, 2) доля карбонатных пород невелика (20% объема), мощность пластов – обычно десятки метров, кальцитовые мраморы резко доминируют (Левицкий, 2006; и др.). Они переслаиваются с гнейсами с телами гранитов S-типа с возрастом 2483 млн лет (Левицкий и др., 2010). Шарыжалгайский комплекс (рис. 1, 3) – полихронный (Сальникова и др., 2007): присутствуют две возрастные группы метаморфических пород гранулитовой фации – неoarхейские (2.562–2.557 млрд лет) с палео-, мезоархейскими протолитами и палеопротерозойские (1.87–1.85 млрд лет) с протолитами архея-палеопротерозоя. В неoarхейской части комплекса известны маломощные (до 10 м) пласты и пропластки пироксеновых кальцифиров, по-видимому, с мезоархейскими протолитами, в палеопротерозойской – доломитовые мраморы, мощность пластов которых на побережье оз. Байкал достигает 200 м. В Енисейском кряже Ангаро-Канского выступа (рис. 1, 15) формирование протолитов мраморов и кальцифиров в пластах небольшой мощности енисейской серии происходило в палеопротерозое (1.74–1.78 млрд лет), а метаморфизм – 750 млн лет (Ножкин и др., 2016).

В раннеархейских комплексах Фенноскандинавского щита карбонатные породы не известны. В неoarхейско-палеопротерозойском полихронном беломорском комплексе (рис. 1, 4) линзы и пласты доломитовых мраморов описаны в районе реки Поньгома и на острове Мраморный (Степанов, Слабунов, 1994; Левицкий, 2006; и др.). Источники, возраст протолитов, рубежи метаморфизма варьируют в интервале 2.8–1.9 млрд лет (Ранний докембрий..., 2005; и др.). В кандалакшской свите Лапландского гранулитового пояса (рис. 1, 5) развиты пласты мощностью 0.5–10 м пироксеновых и форстеритовых кальцифиров (Виноградов и др., 1981; и др.). Глиноземистые гнейсы, ассоциирующие с ними, имеют

Sm–Nd модельные возраста 2.82–2.88 млрд лет, возраст протолитов 2.0–2.1 млрд лет, а метаморфизма гранулитовой фации – 1.91 млрд лет (Балаганский и др., 1998). В Северо-Печенгской структуре Печенгско-Варзугского пояса (рис. 1, 6) мраморы и кальцифиры ассоциируют с терригенно-вулканогенными породами, U–Pb возраст метаморфизма которых 2215 млн лет (Ранний докембрий..., 2005; и др.). Разнообразные мраморы и кальцифиры в виде мощных пластов составляют порядка 10% объема сортавальской свиты Свекофеннского (Саво-Ладожского) пояса (рис. 1, 7). Их возраст, судя по переслаивающимся с ними гнейсам и амфиболитам, – 1.95–1.97 млрд лет (Ранний докембрий..., 2005 и др.).

В горанской серии ваханского комплекса докембрийского Бадахшанского массива (рис. 1, 16), возраст которого оценивается 3.0–1.8 млрд лет, в нижней части присутствуют кальцифиры, в средней – доломитовые, а в верхней – доломитовые и магнезитовые мраморы, общая доля которых составляет 25% разреза (Киселев, Буданов, 1986; Буданова, 1991).

Фанерозойские метаморфические комплексы. Карбонатные породы в них широко представлены в мощных пластах в обрамлении Сибирского кратона. Они были исследованы в Прибайкалье – ольхонский (рис. 1, 8), слюдянский (рис. 1, 9), святоносский (баргузинский) (рис. 1, 10) комплексы; в Восточных Саянах – боксонская серия (рис. 1, 11), слагающая чехол Тувино-Монгольского микроконтинента и иркутная свита (рис. 1, 12) в чехле фундамента Гарганской глыбы (Кузмичев, 2004); в Присаянье – дербинский комплекс (рис. 1, 13), алхадырская (барбитайская) свита (рис. 1, 14); в Енисейском кряже – юдинская свита Придивинского террейна и Панимбинско-Рыбинский (или Рыбинско-Панимбинский) вулканический пояс (зона) (рис. 1, 15); на Восточном Памире – музкольский комплекс Альпийско-Гималайского подвижного пояса (рис. 1, 17). В палеогеодинамическом плане перечисленные комплексы в большинстве представляют фрагменты островодужных систем. Накопление карбонатных осадков происходило большей частью в окраинных морях (задуговых, отчасти междуговых бассейнах). Количественная доля карбонатных пород в слоистых толщах комплексов значительна и может достигать 50% (например, в слюдянской серии; Васильев и др., 1981). Для составов обычных переходных разности мраморов от существенно кальцитовых до доломитовых и кальцифиров (известковых и магнезиальных).

Протолиты карбонатных пород в слюдяном комплексе, судя по детритовым цирконам, ассоциирующим с ними метатерригенных сланцев (гнейсов), сформировались в интервале 716–850 млн лет (Школьник и др., 2016), метаморфизовались – 480–495 млн лет (Котов и др., 1997). В дербинском комплексе модельный возраст протолитов $T(DM)=762–1893$ млн лет, возраст их образования 705–811 млн лет, секущих гранитов – 498–501 млн лет, завершающий магматизм – 498 млн лет (Ножкин, 2009; Школьник и др., 2016). По данным прямого U–Pb (Pb–Pb) метода, возраст известняков иркутской свиты составляет 1290 ± 40 млн лет, а известняков и доломитов боксонской серии – 620 ± 40 млн лет (Кузнецов и др., 2018). В ольхонском комплексе по детритовым цирконам гнейсов возраст протолитов карбонатных пород оценивается как 535–840 млн лет, метаморфизм – 498–507 млн лет (Гладкочуб и др., 2010 и др.). Метаморфизм святоносского комплекса происходил в этот же период (Левицкий, 2006). Возраст протолитов пород алхадырской (барбитайской) свиты – рифейский, возраст метаморфизма – 600 млн лет, магматизма – 450 млн лет (Поляков и др., 2013). В Панимбинско-Рыбинском поясе присутствуют карбонатные породы мезопротерозойского возраста с рубежами накопления протолитов 1250–1380 млн лет, метаморфизм – 1000–1050 млн лет, магматизм – 780 млн лет (Ножкин, 2009). В юдинской серии Придивинского террейна модельный возраст толщ – неопротерозойский – 872 и 819 млн лет), накопление протолитов – 640 млн лет, метаморфизм – 600–550 млн лет (Ножкин, 2009). В музкольском комплексе возраст протолитов докембрий (?), палеозой (?), триас с альпийским проявлением метаморфизма (Левицкий, 2006). Таким образом, в фанерозойских метаморфических комплексах источники вещества – палео-, мезо-, неопротерозойские, протолиты – мезо-, неопротерозойские (800–1000 млн лет), метаморфизм обычно раннекаледонский (450–510 млн лет) гранулитовой и зеленосланцевой фации (Травин и др., 2008; и др.).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для петрогеохимического изучения после просмотра шлифов под микроскопом (около 8000) отобраны магнезиальные и известковые мраморы с содержанием некарбонатных минералов не более 10% ($SiO_2 \leq 5\%$) и кальцифиры – 10–60% (SiO_2 – 5–60%). Исследовались метаморфиты от зеленосланцевой до гранулитовой фаций, сохраняющие вещественные характеристики про-

толитов карбонатных и смешанных осадков при изохимическом метаморфизме. Для сравнения приведены составы мономинеральных гидротермально-метасоматических карбонатных пород.

Анализы выполнены (1500 проб) в химико-аналитической лаборатории ИГХ СО РАН следующими методами: рентгенофлуоресцентным (петрогенные, редкие – Ba, Sr, Zr, Nb, Ta), мокрой химии и фотометрии пламени (K, Na, Li, Rb, Cs), количественным эмиссионно-спектральным (Ba, Sr, B, Be, F, Mo, W, Sn, La, Ce, Yb, Y, Zr, Cr, V, Ni, Co), атомной абсорбции (Ca, Mg, Fe, Mn, Si, Al). Обычно проба анализировалась разными методами; в таблицах (1–6) приведены результаты, полученные методами с наименьшими пределами обнаружения, рассчитанные по средним значениям. Пределы обнаружения составляют для Na_2O , K_2O – 0,01%; г/г – Li, Rb, Cs – 0,5–1 (фотометрия пламени); Ba, S – 2–3; B – 1, Be – 0,05, F – 50, Mo, Sn – 0,1; La, Ce, Nd, Zr – 5–15; Yb, Y – 0,1–1; Pb, Zn, Cr, V – 1; Ni, Co, Cu – 0,5, Ag – 0,01 (количественный спектральный метод); Ba, Sr – 1; Zr, Nb, Ta – 1–2 (рентгенофлуоресцентный).

Методом ISP-МС на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700x фирмы Agilent Technologies к.г.-м.н. Зарубиной О.В. и к.ф.-м.н. Брянским Н.В. проанализировано 30 проб в Центре коллективного пользования “Байкальский центр нанотехнологий” в технопарке при Иркутском государственном техническом университете (г. Иркутск). Пределы обнаружения элементов – 0,005–0,2 мкг/г, точность – 2–8 отн. %.

ПЕТРОГЕОХИМИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Мраморы и кальцифиры характеризуются отдельно, как разные группы пород, поскольку геохимические особенности мраморов в значительной мере определяются элементами, изоморфно входящими в карбонаты, а петрогеохимические свойства кальцифиров зависят от состава и количества терригенных примесей. Для сравнения с мраморами приведены данные по мономинеральным карбонатным метасоматическим породам – кальцититам, наблюдаемым обычно в виде жил.

Мраморы в целом характеризуются очень низкими концентрациями LILE, HFS, РЗЭ элементов, часто ниже пределов обнаружения, примененных методов (исключая ICP-MS) (табл. 1–6).

Таблица 1. Химический (мас.%) и редкоэлементный (г/т) состав мраморов ОЗП (1–4), китойского (5–6) и шарыжалгайского (7–10) комплексов

Компо- нент	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10	
	Ч251	X (19)	δ (19)	X (45)	δ (45)	278/1	Д9/7	X (19)	δ	X (4)	δ	X (4)	δ	X (4)	δ	X (4)	δ	X (2)		
SiO ₂	0.76	0.94	0.82	0.82	0.62	1.00	0.25	2.02	0.86	2.27	0.08	2.88	0.97	0.42	0.18	2.50				
TiO ₂	н.о.	0.01	0.01	0.01	0.01	н.о.	0.01	0.04	0.08	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02				
Al ₂ O ₃	0.11	0.17	0.17	0.13	0.3	0.05	0.23	0.57	0.26	0.19	0.15	0.44	0.13	0.19	0.02	0.67				
Fe ₂ O ₃ *	0.40	0.90	0.51	1.05	0.23	1.57	1.97	0.95	0.15	0.29	0.23	0.94	0.28	0.86	0.14	3.15				
MnO	0.03	0.28	0.22	0.25	0.03	0.49	1.02	0.87	0.25	0.02	0.01	0.60	0.10	0.84	0.11	0.92				
MgO	21.15	21.15	0.89	45.81	0.75	20.30	19.62	1.26	1.04	22.14	0.71	1.38	0.57	0.73	0.05	3.86				
CaO	31.79	30.31	1.07	0.69	0.56	29.60	31.24	52.40	1.25	30.58	0.56	53.25	0.80	55.34	0.58	49.22				
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.012	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04				
K ₂ O	0.03	0.02	0.02	0.01	0.005	0.03	0.18	0.13	0.10	0.03	0.02	0.08	0.05	0.02	0.01	0.25				
Na ₂ O	0.01	0.06	0.04	0.10	0.07	0.03	0.10	0.65	0.49	0.06	0.03	0.10	0.09	0.10	0.06	0.10				
ппп	46.00	46.25	0.71	51.06	0.45	46.25	45.48	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	40.81	1.01	41.77	0.91	39.17				
CO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	40.59	1,10	44.19	1.05	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.				
Сумма	100.29	100.52	1.52	99.89	0.89	99,53	99.85	99.50	1.25	99.82	0.65	100.5	1.2	100.28	0.8	99.88				
Li	-	-	-	1	0.6	н.о.	1	1	0.8	1	0.5	1	0.7	-	-	1				
Rb,Cs	-	-	-	-	-	н.о.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Ba	10	11	8	6	3.6	20	50	19	16	26	13	66	36	29	9	37				
Sr	30	25	9	11	3.6	23	25	47	12	26	6	262	94	110	8	98				
B	10	1.4	0.48	3	1.1	1	1	1	1	6	2	1	0.5	1	0.2	4				
Be	-	0.3	0.1	0.4	0.2	0.2	-	0.4	0.1	0.3	0.2	0.1	0.05	0.3	0.1	0.2				
F	70	125	55	146	111	110	-	250	36.7	175	51	85	52	н.о.	н.о.	310				
Mo	-	0.29	0.1	0.4	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	-	-	0.2	0.1	0.9	0.3	0.4				
Sn	-	0.73	0.51	0.27	0.1	1.1	1.2	1.3	0.7	3.4	0.8	2.0	0.7	1.4	0.4	0.7				
La,Ce,Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Yb	0.06	1.64	1.8	0.84	0.75	0.10	-	0.26	0.10	0.55	0.17	0.81	1.23	0.15	0.09	0.43				
Y	0.95	11.2	3.1	7.9	2.6	1.3	-	7.2	1.6	0.5	0.01	2.6	1.6	4.7	2.7	4.5				
Zr,Nb,Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Zn	2	7	5	7.4	4.84	5	1	7	8	57	10.5	21	11	10	6	11				
Pb	3	1	1	0.7	0.46	-	-	2	2	1	0.5	5	5	1	1	1				
Cu	1	9	3,1	3	1.55	2	2	4	2	5	2	62	26	50	12.6	7				
Cr	1	2	1	2	1.35	1	2	9	5.1	1	0.3	3	4	1	0.2	11				
V	3	7	4	3.5	2.7	11	2	13	8	5	4	10	3	9	4	7				
Ni	1	3	2	4	3.2	3	3	4	2	1	1	3	3	3	0.3	3				
Co	0.5	1.8	1.6	1.4	0.75	2.6	0.5	2.9	1.0	1.0	0.9	1.2	1.2	2.5	2.3	1.8				
Sc	-	4.4	2.7	1.7	0.22	1.0	0.5	1.5	0.8	-	-	2.7	2.4	3.9	2.6	0.5				

Примечание. 1–4 – Онотский зеленокаменный пояс: бурхутуйская свита – доломитовый (1 – проба Ч251); камчадалская – доломитовые (2, 4 – проба 278/1), магнезитовые (3) мраморы; 5–10 – гранулитовые китойский [5 (проба Д9/7) – доломитовый, 6 – кальцитовые мраморы] и шарыжалгайский [(7 – доломитовые, 8–9 – кальцитовые мраморы); 10 – кальцитит] комплексы.

В этой и последующих таблицах:

1) X – среднее арифметическое значение; δ – стандартное отклонение в выборке.

2) Fe₂O₃* – железо, выраженное в виде Fe₂O₃.

3) “-” – содержания элементов ниже пределов обнаружения методами анализа (фотометрии пламени, количественного спектрального, рентгенофлуоресцентного).

4) н.о. – определение содержаний элементов не проводилось.

5) ппп – потери при прокаливании.

Таблица 2. Химический (мас.%) и редкоэлементный (г/т) состав мраморов восточной части Фенноскандинавского щита (1–7) и Енисейского кряжа (8–10)

Компонент	1	2	3	4	5		6		7		8	9	10
	X (2)	X (2)	X (2)	K223/2	X (4)	δ (4)	X (11)	δ (11)	X (5)	δ (5)	E3/2	E2/10	X (2)
SiO ₂	2.83	0.61	3.64	2.04	1.64	0.58	0.41	0.32	3.06	1.58	0.34	2.57	4.13
TiO ₂	0.02	0.01	0.02	-	0.05	0.04	0.14	0.11	0.11	0.10	0.02	0.02	0.08
Al ₂ O ₃	0.35	0.12	0.15	0.38	0.30	0.29	0.15	0.08	0.18	0.12	0.01	0.97	1.44
Fe ₂ O ₃ *	3.70	1.36	2.55	0.30	0.66	0.46	0.18	0.10	0.27	0.09	0.35	1.34	1.40
MnO	0.32	0.33	0.30	0.20	0.12	0.18	0.05	0.03	0.04	0.02	0.21	0.59	0.21
MgO	19.46	1.37	19.27	21.10	18.23	0.81	0.83	0.64	2.68	0.39	0.23	0.49	0.62
CaO	30.41	52.57	32.16	30.31	34.43	1.51	55.38	1.28	52.37	0.45	56.03	52.73	51.57
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.03	0.03	0.09	0.07	0.03	0.02	0.05	0.03	0.01	0.02	0.03
K ₂ O	0.11	0.03	0.04	0.01	0.07	0.03	0.02	0.01	0.09	0.05	0.07	0.61	0.21
Na ₂ O	0.02	0.10	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.002	0.03	0.02	0.22	0.40	0.44
ппп	0.55	43.25	42.20	45.20	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	42.56	40.27	39.85
CO ₂	42.61	н.о.	-	н.о.	43.50	1.95	42.58	1.55	40.96	0.61	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	100.37	99.76	100.37	99.58	99.70	2.56	99.77	2.35	99.84	1.24	100.05	100.01	99.95
Rb,Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	2	-	-	1	3	1.65	-	-	-	-	-	-	-
Ba	28	5	9	10	624	409	966	409	946	587	5	150	36
Sr	210	403	135	180	132	103	1839	1159	1029	363	320	270	1285
B	-	4	3	10	4	2.3	12	8	16	9	5	3	4
Be	-	0.1	-	0.2	0.4	0.09	0.3	0.1	0.5	0.2	0.1	-	0.4
F	100	120	50	215	267	42	232	148	267	115	230	280	50
Mo	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.8	0.2	0.1	0.3	0.26	0.1	0.1	0.1
Sn	0.2	0.5	0.2	1.0	1.4	0.6	4.8	2.1	3.4	0.6	1.3	0.3	0.9
Ce,La,Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0.14	0.4	0.6	0.22	0.35	0.18	1.18	0.8	1.18	0.6	14.0	3.7	0.6
Y	1.01	13.0	5.2	10.2	2.0	1.7	10.5	3.4	31.5	10.3	95.0	13.0	7.9
Zr,Nb,Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	15	17	23	20	37	19	33	18	60	22	26	13	26
Pb	1	2	10	3	6	4	29	30	13	8	2	8	9
Cu	6	6	1	9	8	4.5	4	3	4	2	3	3	26
Cr	2	2	3	4	12	7	6	5	7	2	3	1	13
V	3	10	8	1	87	57	49	25	41	27	8	21	20
Ni	25	13	2.0	6	10	6	7	5	12	8	1	11	5
Co	1.1	0.5	0.5	4.7	0.5	0.02	0.5	0.09	0.5	0.2	0.5	3.1	6.0
Sc	-	-	-	3.4	1.5	1.0	1.0	0.2	4.6	2.9	8.0	5.0	4.0

Примечания. 1–2 – беломорский, 3 – лапландский, 4 (проба K223/2) – Северо-Печенгская зона; 5–7 – сортавальская свита Свекофеннского пояса; 8 (проба E3/2) – енисейская серия; 9 (проба E2/10) – юдинская свита Прединвинского террейна, 10 – Панимбинско-Рыбинского пояса. Мраморы: 1, 3, 5 – кальцит-доломитовые; 2, 6–7, 9–10 – кальцитовые; 4 – доломитовые; 8 – кальцитит.

Мраморы различных составов и свит ОЗП близки по содержаниям петрогенных (кроме MgO и CaO) и редких элементов, за исключением Y и Yb (табл. 1; 1–4). Сравнительно с ними мраморы китойского и шарыжалгайского гранулитовых комплексов содержат несколько больше Al₂O₃, MnO, K₂O, Na₂O, Ba, Sr, Y; меньше

различия по Fe₂O₃ (табл. 1; 5–9). От метаморфических мраморов заметно отличаются метасоматические «кальцититы» более высокими концентрациями ряда петрогенных компонентов (табл. 1; 10).

В восточной части Фенноскандинавского щита мраморы беломорского и лапландского

Таблица 3. Химический (мас.%) и редкоэлементный (г/т) состав мраморов кулгукской (1–4) и перевальной (6–9) свит слюдянского комплекса

Компо- нент	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	X (6)	δ	X (2)	X (4)	δ	X (5)	δ	X (18)	δ	X (19)	δ	X (10)	δ	X (12)	δ	X (26)	δ	
SiO ₂	1.58	0.79	4.01	3.36	0.67	3.28	0.78	2.84	2.15	3.05	1.23	2.56	1.11	3.38	0.96	2.00	1.42	
TiO ₂	0.04	0.05	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.05	
Al ₂ O ₃	0.09	0.03	0.30	0.43	0.07	0.54	0.26	0.17	0.13	0.24	0.19	0.16	0.21	0.36	0.33	0.41	0.28	
Fe ₂ O ₃ *	0.16	0.03	0.15	0.18	0.08	0.28	0.23	0.18	0.08	0.09	0.07	0.10	0.12	0.06	0.04	0.14	0.20	
MnO	0.01	0.00	0.02	0.11	0.19	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	
MgO	21.13	0.74	15.11	3.82	1.37	1.43	0.78	21.30	0.71	18.12	1.26	7.82	2.48	3.18	0.89	0.91	0.55	
CaO	31.84	1.02	37.97	50.21	1.75	53.09	1.35	31.31	1.17	34.00	1.43	45.16	4.73	51.21	1.22	52.25	10.43	
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	2.32	11.22	
K ₂ O	0.04	0.02	-	-	-	0.10	-	0.02	0.01	0.08	0.05	0.06	0.04	0.23	0.12	0.08	0.07	
Na ₂ O	-	-	-	-	-	0.10	-	0.02	0.01	0.10	0.00	0.08	0.03	0.09	0.02	0.14	0.08	
ппп	44.77	0.57	42.38	41.78	0.72	41.87	0.78	43.81	2.67	43.38	1.48	41.31	0.86	41.40	0.73	41.77	1.04	
Сумма	99.65	0.24	99.93	99.56	0.34	100.22	0.43	99.72	0.39	99.70	0.31	99.60	0.24	99.84	0.33	100.12	0.54	
Rb,Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Li	-	-	-	-	-	-	-	1	0.6	1	0.7	1	0.5	4	2.2	1	0.5	
Ba	144	94	425	229	94	142	86	166	79	115	68	175	73	210	68	127	48	
Sr	97	40	170	1133	789	334	55	143	124	120	38	413	328	748	497	1370	690	
B	4	1.6	-	-	-	2	1	2	1.5	2	1.2	3	2.3	3	1.5	1	0.1	
Be	0.1	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0.2	0.1	0.5	0.1	0.6	
F	260	100	-	110	87	100	52	100	95	100	55	210	156	310	210	171	106	
Mo	0.5	0.2	-	-	-	1.5	0.3	0.2	0.6	0.6	0.3	1.1	1.4	0.2	0.02	0.6	0.03	
Sn	1.8	0.8	-	-	-	2.1	1.6	0.4	0.03	0.4	0.02	1.8	1.3	0.8	0.7	1.6	1.2	
La,Ce, Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Yb	0.50	0.1	0.3	0.4	0.3	0.5	0.2	0.3	0.1	0.42	0.25	0.45	0.35	0.40	0.16	1.81	1.17	
Y	6.3	1.3	10.0	29.5	10.4	3.5	1.3	8.0	2.2	8.0	1.5	5.8	4.9	6.9	3.5	13.5	11.5	
Zr,Nb,Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Zn	17	12	11	15	5	15	1	12	4	16	5	10	3	10	4	11	4	
Pb	1	0.6	9	11	4	9	8	7	3.9	10	6	18	19	3	2	5	4	
Cu	3	2	4	3	1	7	6	6	6	2	1	4	4	7	13	7	3	
Cr	7	2	9	14	4	14	8	6	2	19	9	9	3	10	4	5	3	
V	8	2	11	15	6	16	3	7	2	6	3	6	4	6	3	6	3	
Ni	3	1	4	4	0.8	5	4	3	2	3	2	3	3	3	1	3	2	
Co	0.5	0.2	-	-	-	0.5	0.1	0.5	0.3	0.5	0.09	0.4	0.2	0.4	0.2	0.5	0.1	
Sc	0.5	0.3	4.5	3.7	0.6	2.7	1.2	-	-	1.7	1.3	1.1	0.6	2.1	1.5	2.4	2.2	

Примечания. Мраморы: 1, 5 – доломитовые; 2, 6 – кальцит-доломитовые; 4, 9 – кальцитовые; 3, 7–8 – доломит-кальцитовые.

комплексов, Северо-Печенгской зоны по сравнению с мраморами Присяянского выступа богаче железом, Zn, Sr, B, V, Ni (табл. 2; 1–4), а мраморы сортавальской свиты Свекофеннского пояса относительно других докембрийских мраморов обогащены TiO₂, Ba, Sr, B, Sn, Zn, Pb, Cr и V (табл. 2; 5–7) и близки к фанерозойским. В ваханском комплексе мраморы частью схо-

жи с докембрийскими – кольско-карельскими и восточно-сибирскими (табл. 6; 3–6). В комплексах Енисейского кряжа мраморы по концентрациям петрогенных и редких элементов (табл. 2; 8–10) различаются, что обусловлено присутствием в выборке трех возрастных групп протолитов – раннедокембрийских енисейской серии, мезопротерозойских – Панимбинско-

Таблица 4. Химический (мас.%) и редкоэлементный (г/т) состав мраморов харагольской (1–5) и безымянской (6–10) свит хангарульского комплекса

Компо- нент	1		2	3		4		5		6		7		8		9		10
	X(6)	δ	T69	T71	X(4)	δ	37/1	X(17)	δ	X(4)	δ	X(7)	δ	X(7)	δ	X(7)	δ	X(8)
SiO ₂	1.89	1.28	1.54	2.42	1.98	0.81	4.44	1.97	1.78	2.07	1.25	1.71	1.94	1.25	0.58	3.49		
TiO ₂	0.15	0.13	0.01	0.20	0.07	0.04	0.04	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.00	0.03		
Al ₂ O ₃	0.27	0.08	0.05	0.01	0.52	0.18	1.20	0.57	0.42	0.43	0.29	0.59	0.39	0.52	0.08	0.71		
Fe ₂ O ₃ *	0.19	0.07	0.02	0.19	0.17	0.08	0.37	0.21	0.15	0.19	0.05	0.26	0.21	0.38	0.27	0.38		
MnO	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02		
MgO	20.95	0.94	18.52	5.85	1.22	0.58	0.20	20.95	7.35	17.99	1.25	4.71	0.48	1.77	0.51	11.57		
CaO	31.48	1.00	34.12	49.18	54.20	1.06	53.00	31.84	7.61	34.60	2.13	49.76	1.65	53.38	1.15	42.45		
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.02	0.04	0.07	0.02	0.08	0.23	0.35	0.57	0.29	0.05	0.06	0.03	0.01	0.07		
K ₂ O	0.07	0.03	0.01	0.06	0.07	0.02	0.12	0.03	0.04	0.03	0.03	0.11	0.16	0.07	0.04	0.05		
Na ₂ O	0.07	0.03	0.05	0.10	0.05	0.03	0.05	0.06	0.04	0.04	0.02	0.08	0.10	0.09	0.03	0.05		
ппп	32.05	21.37	45.76	41.50	0.28	0.16	0.04	8.96	17.28	н.о.	н.о.	9.38	2.27	42.33	0.19	1.13		
CO ₂	44.03	0.62	н.о.	41.56	41.65	0.75	40.34	44.41	1.51	43.91	1.16	42.96	1.30	44.54	1.52	40.75		
Сумма	99.59	0.56	100.11	99.60	100.16	0.75	99.92	100.66	1.25	99.85	0.35	100.41	1.11	100.60	0.62	100.68		
Rb,Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Li	-	-	-	-	14	9	12	5	2	9	7	17	9	3	2	-		
Ba	26	17	14	200	175	39	480	55	22	96	56	75	28	96	40	166		
Sr	144	77	46	2400	1491	197	910	319	180	478	220	1930	640	329	189	1374		
B	6	4.2	1	1	3	1	5	35	18	3	2.3	22	15	5	0.6	48		
Be	0.1	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	-	0.2	0.1	-	-	0.4	-	0.1	-	2.4		
F	426	144	320	350	55	22	50	700	169	130	87	150	57	200	98	2300		
Mo	0.6	0.2	0.5	0.5	0.2	0.05	0.2	-	-	-	-	0.2	0.1	1.5	0.8	-		
Sn	0.1	0.02	0.1	2.5	2.7	1.6	0.1	1.3	0.9	0.5	0.2	1.6	0.3	1.7	1.0	-		
La,Ce,Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Yb	0.44	0.13	0.50	0.50	0.25	0.17	0.2	0.41	0.23	0.40	0.14	0.25	0.2	2.50	1.03	3.15		
Y	1.8	1.5	0.5	0.5	0.5	0.2	0.5	3.7	1.3	5.3	2.7	2.8	1.5	0.5	0.2	1.8		
Zr,Nb,Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Zn	23	10	1	-	9	2	-	29	7	5	1.2	20	5.5	13	7	-		
Pb	2	1	2	1	6	2	1	2	1.2	1	1	1	1	2	1	-		
Cu	2	1	1	12	6	-	-	5	1	1	0.5	4	2	4	2	7		
Cr	4	2	3	4	4	1	2	4	1	1	0.4	2	1	4	2	4		
V	9	6	1	4	4	1	1	18	5	1	0.2	29	18	17	11	60		
Ni	6	5	-	6	4	2	2	1	2	-	-	2	1.5	1	0.5	4		
Co	1.3	1.2	0.5	0.5	1.8	0.9	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.7	0.6	0.3	0.1	0.2		
Sc	0.5	0.02	0.5	0.5	1.0	0.2	0.2	0.5	0.03	0.1	0	0.5	0.2	0.8	0.4	0.3		

Примечания. Мраморы: 1, 6 – доломитовый; 2 (проба Т69), 7 – кальцит-доломитовый; 3 (проба Т71), 8 – доломит-кальцитовый; 4–5 (проба 37/1), 9 – кальцитовый; 10 – кальцитит.

Рыбинского пояса, неопротерозойских – юдинской серии.

В комплексах фанерозойского складчатого обрамления Юга Сибири – слюдяном, ольхонском, святоносском, дербинском, их свитах – мраморы, как отмечалось, образуют ряды от доломитовых до кальцитовых. При варьирую-

щих концентрациях петрогенных и редких компонентов в целом они близки, т.е. в значительной мере перекрываются между собой (табл. 3–5; 6, 1–2). Породы боксонской серии, алхадырской свиты, музкольского комплекса характеризуются относительно повышенными варьирующими

Таблица 5. Химический (мас.%) и редкоэлементный (г/т) состав мраморов Чернорудской зоны (1–6) и ангинской серии (7–11) ольхонского комплекса

Компо- нент	1	2	3		4	5	6	7		8		9	10		11
	O1009	X(2)	X(8)	δ (8)	X(4)	O825	O919	X(11)	δ (11)	X(5)	δ (5)	X(2)	X(21)	δ (21)	O536
SiO ₂	1.42	2.12	2.18	0.77	3.93	3.36	0.76	1.58	1.37	2.03	1.52	3.27	0.65	0.35	0.33
TiO ₂	0.03	0.03	0.01	0.001	0.02	-	-	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.04	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	0.01	0.20	0.01	0.002	0.08	-	-	0.29	0.38	0.51	0.20	0.24	0.34	0.09	0.13
Fe ₂ O ₃ *	0.39	0.14	0.11	0.03	0.17	0.40	0.07	0.25	0.16	0.37	0.17	0.40	0.22	0.09	0.13
MnO	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.001	0.03
MgO	21.28	17.00	4.31	0.80	1.48	0.44	0.01	21.10	0.74	15.85	4.54	4.69	0.62	0.29	1.90
CaO	31.87	36.40	51.04	0.97	53.62	52.18	56.00	31.60	0.89	36.94	4.44	48.95	55.69	1.00	54.56
P ₂ O ₅	0.05	-	0.03	0.00	0.03	0.02	-	0.08	0.04	0.10	0.12	0.08	0.06	0.04	0.03
K ₂ O	0.02	0.06	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.10	0.14	0.11	0.06	0.03	0.05	0.02	0.07
Na ₂ O	0.07	0.08	0.04	0.02	0.12	0.04	0.06	0.09	0.04	0.23	0.19	0.17	0.28	0.13	-
ппп	2.00	-	0.53	0.30	-	2.45	-	35.82	20.04	43.37	2.17	40.29	42.71	0.52	-
CO ₂	42.28	43.56	41.72	0.75	40.57	40.68	43.12	44.94	1.31	44.38	0.67	42.66	41.88	0.85	42.60
Сумма	99.46	99.59	100.01	0.46	100.05	99.58	100.04	99.71	0.00	100.45	0.85	98.70	100.69	0.75	99.82
Rb,Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	1	1	-	-
Ba	27	13	19	9	120	150	81	31	15	83	83	79	60	81	50
Sr	48	280	428	227	1933	2000	1900	62	27	258	206	1044	880	1231	320
B	1	1	1	0.3	2	4	1	7	5	3	1.5	1	1	0.03	-
Be	0.1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.2	0.1	0.1	0.6	0.2	0.1	0.4	0.2	0.1	0.1
F	100	140	129	38	130	140	140	294	109	303	182	78	140	96	120
Mo	-	3.5	5.8	2.0	10.5	1.0	5.0	-	-	0.3	-	0.2	2.6	2.0	-
Sn	1.9	3.9	6.3	0.9	5.7	0.9	7.9	5.0	2.7	3.3	2.9	1.7	2.3	2.1	-
La,Ce,Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0.2	0.25	0.56	0.54	3.50	0.4	0.25	0.25	0.25	0.25	-	0.25	0.25	0.002	-
Y	1.2	1.5	2.0	0.6	9.3	1.5	3.5	0.7	0.4	0.5	0.3	2.7	0.5	0.2	-
Zr,Nb,Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	16	-	1	-	5	5	-	13	9	29	13	40	9	5	5
Pb	1	1	1	0.6	1	1	-	1	0.6	1	-	1	1	0.8	-
Cu	4	6	10	8	3	7	2	4	2	5	3	16	10	7	3
Cr	4	8	12	8	9	9	20	6	3	7	4	7	3	1	3
V	2	21	21	16	38	24	22	10	12	27	41	34	7	5	1
Ni	4	5	9	8	3.6	11	2	5	3.5	6	4.2	5	1	0.6	1
Co	0.5	0.3	0.4	0.2	0.5	0.5	-	2.3	1.7	3.2	3.9	0.5	1.0	0.2	0.5
Sc	0.5	0.5	0.5	0.2	0.5	0.5	0.5	0.6	0.2	0.8	0.4	1.5	0.9	0.2	-

Примечания. Мраморы: 1 (проба O1009), 7 – доломитовые; 2, 8 – кальцит-доломитовые; 3, 9 – доломит-кальцитовые; 4–6 (5 – проба O825; 6 – O919), 10–11 (11 – проба O536) – кальцитовые.

содержаниями TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, P₂O₅, Na₂O, K₂O, Sr, Zn, Ni, Cr, V, Ni (табл. 6, 7–13).

Кальцифиды разнообразны как по минеральному, так и, соответственно, петрогеохимическому составу. В целом в них выше, чем в мраморах, содержания всех петрогенных и редких элементов. Общие вариации составов

по основным петрогенным оксидам отражены на рис. 2, и между разными комплексами есть некоторые различия. Так, в шарыжалгайском и китойском комплексах преобладают известковые разности (Cal , $\pm Qz$, $\pm Cpx$, $\pm Amp$, $\pm Pl$, $\pm Ep$, $\pm Grs$, $\pm Bt$) в беломорском и лапландском есть и магнезиальные ($\pm Dol$, $\pm Cal$, $\pm Qz$,

Таблица 6. Химический (мас.%) и редкоэлементный (г/т) состав фанерозойских (1–2, 7–13) и докембрийских (3–6) мраморов святоносского (1–2), ваханского (3–6), музкольского (7–11) комплексов, боксонской серии (12) и алхадырской свиты (13)

Компо- нент	1			2			3			4			5			6			7			8			9		10		11		12		13	
	X(2)	X(6)	δ	X(2)	X(6)	δ	X(4)	X(17)	δ	X(3)	X(6)	δ	П62/5	П10/2	X(4)	X(3)	X(2)																	
SiO ₂	0.43	0.73	0.38	3.21	2.93	1.18	2.47	2.24	0.76	0.71	2.91	1.13	0.47	0.25	0.82	3.01	3.75																	
TiO ₂	0.01	0.01	0.0	0.02	0.01	0	0.10	0.05	0.02	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	0.04	0.05	0.02																	
Al ₂ O ₃	0.20	0.12	0.08	0.53	0.31	0.08	0.68	0.41	0.28	0.28	0.95	0.41	0.06	0.38	0.73	1.26	0.59																	
Fe ₂ O ₃ *	0.36	0.24	0.19	0.19	0.23	0.11	0.36	0.81	0.64	0.76	0.33	0.20	1.68	0.58	0.59	2.41	0.34																	
MnO	0.01	0.03	0.02	0.06	0.26	0.2	0.24	0.02	0.01	0.08	0.02	0.01	0.18	0.01	0.03	0.06	0.01																	
MgO	18.06	1.29	0.63	20.46	16.25	2.65	2.15	45.88	1.38	20.70	2.26	0.64	3.44	3.37	0.86	20.31	0.72																	
CaO	35.18	55.15	0.94	31.66	36.78	2.86	52.08	1.25	1.04	33.12	53.36	1.60	50.63	53.11	55.16	29.23	54.31																	
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.18	0.04	0.01	0.02	0.09	0.06	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.15	0.11																	
K ₂ O	0.04	0.02	0.01	0.14	0.05	0.02	0.20	0.11	0.15	0.08	0.13	0.13	0.03	0.04	0.10	0.18	0.24																	
Na ₂ O	0.01	0.15	0.07	0.01	0.03	0.01	0.17	0.18	0.08	0.10	0.18	0.09	0.01	0.10	0.22	0.05	0.10																	
ппп	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.39	0.23	0.50	3.00	1.05	44.48	39.69	0.87	43.22	41.90	41.6	43.45	40.42																	
CO ₂	46.18	42.45	4.15	43.74	43.08	1.56	40.61	46.00	0.56	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.																	
Сумма	100.49	100.21	0.75	100.19	100.34	1.15	99.57	100.03	0.95	100.45	100.56	0.25	99.74	100.59	99.16	100.32	100.58																	
Rb,Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-																	
Li	-	-	-	-	-	-	8	-	-	-	1	0.6	-	-	-	3	1																	
Ba	8	28	20	24	12	3	280	8	3	12	59	32	24	23	29	23	117																	
Sr	115	473	285	160	105	35	875	5	1.9	116	2373	680	550	260	169	43	2892																	
B	1	1	0.1	7	1	0.1	7	5	1	6	11	14	2	5	1	2	2																	
Be	0.2	0.1	0.0	0.1	0.1	0	-	0.3	0.2	0.1	0.1	0	0.1	0	0.1	0.3	0.5																	
F	170	95	7	380	180	28	400	973	380	450	120	56	180	150	200	557	200																	
Mo	-	0.7	0.1	-	0.1	0	-	0.2	0	0.5	0.8	0.7	0.1	0.5	0.3	1.0	-																	
Sn	0.9	2.7	1.6	-	0.3	0.01	2.2	-	-	0.5	0.5	0.5	1.0	4.0	1.9	1.0	-																	
La,Ce,Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-																	
Yb	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0	0.3	0.2	0.1	0.3	0.2	0.1	-	-	0.10	0.33	0.30																	
Y	-	-	-	-	0.4	0.2	-	0.5	0.2	14.0	22.8	13.5	2	3	5.4	2.8	3.5																	
Zr,Nb,Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-																	
Zn	5	5	-	3	3	1	1	-	-	4	12	6	5	-	14	13	25																	
Pb	2	5	2	3	4	1	2	2	1	-	5	6	1	-	-	2	5																	
Cu	2	1	0.2	1	4	1	-	6	1	5	9	7	1	24	12	16	2																	
Cr	2	4	3	1	1	1	3	7	8	4	11	5	1	16	15	35	1																	
V	3	9	11	6	7	4	7	12	3	5	2	2	2	-	12	31	8																	
Ni	3	2	1	-	-	-	2	2	1	2	8	6	1	15	14	40	1																	
Co	0.5	0.7	0.3	-	0.2	0.1	1.0	-	-	0.5	1.8	1.9	0.5	-	2.1	2.5	1.0																	
Sc	1	1	-	-	0.5	0.4	-	-	-	3	1	-	8.2	-	3.6	1	0.5																	

Примечания. Мраморы: 1, 4 – кальцит-доломитовые; 2, 5, 8, 11, 13 – кальцитовые; 3, 7, 12 – доломитовые; 6 – магнетитовые; 9 (проба П62/5), 10 (проба П10/2) – доломит-кальцитовые.

±Fo, ±Cpx, ±Amp, ±Phl, ±Chl, ±Srp, др.) и известковые, как и в Енисейском кряже (рис. 2; 1–2, 3, 4). В соответствии с широкими по Mg–Ca рядами карбонатных осадков (мраморов) очень сильно варьируют и составы кальцифи-

ров в слюдяном, ольхонском и святоносском комплексах. В кальцифирах алхадырской свиты доминирует известковая матрица, а боксонской серии и иркутной свите – доломитовая.

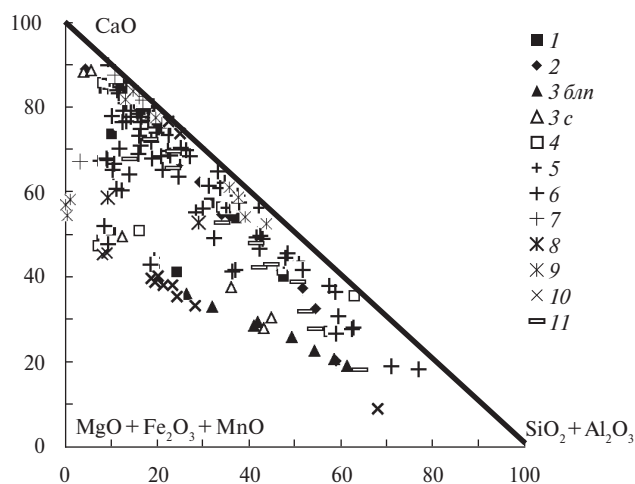


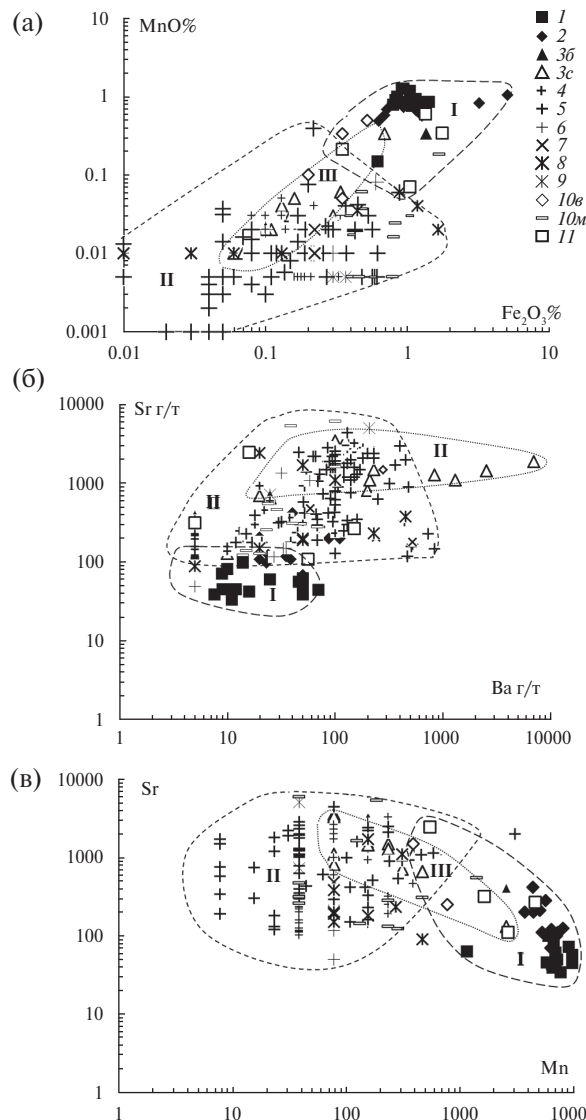
Рис. 2. Диаграмма $MgO+FeO+MnO - SiO_2+Al_2O_3 - CaO$ составов кальцифоров метаморфических комплексов.

1–3 – докембрийские: китойский (1) и шарыжалгайский (2) гранулитовые комплексы; беломорский и лапландский пояса, Северо-Печенгская зона (Зблт); сортавальская свита (3с). 4 – неразделенные по возрасту породы Енисейского кряжа (енисейская серия, юдинская свита, Панимбинско-Рыбинский пояс). 5–11 – фанерозойские: ольхонский (5), слюдянский (6), святоносский (7), дербинский (8), музкольский (11) комплексы; алхадырская свита (9); боксонская серия и иркутная свита (10).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД РАЗНОГО ВОЗРАСТА

Петрогеохимические особенности карбонатных пород. Более-менее стабильные статистически значимые различия между разновозрастными карбонатными породами устанавливаются по соотношениям только некоторых компонентов, в частности Fe_2O_3-MnO , $Ba-Sr$, $Mn-Sr$ (рис. 3, 4), а также $Mn-Ba$, $Mn-Na$, $Fe-Ba$, $Fe-Sr$, $Sr-Na$, $Ba-Na$, $Fe-Na$. На диаграммах [рис. 3 (а-в) – 4 (а-в)] различаются две группы (поля) пород. К первой (поле I) относятся раннедокембрийские карбонатные породы ОЗП, китойского и шарыжалгайского комплексов, Беломорского и Лапландского поясов 3 (а-в) – 4 (а-в). Ко второй (поле II) – породы фанерозойских подвижных поясов, прежде всего ольхонского, слюдянского, святоносского и дербинского комплексов, алхадырской и иркутной свит, боксонской серии, протолиты которых сформировались в основном в неопротерозое. Наиболее четко различия проявляются в кальцитовых мраморах: раннедокембрийские богаче Fe_2O_3 и MnO , несколько беднее Sr и Ba (рис. 3 а-в; поле I). В доломитовых мраморах

те же различия менее заметны, и поля фигуративных точек перекрываются (рис. 4 а-в, поле I–II). В третью группу (поле III) отнесены породы палеопротерозойской сортавальской свиты, которое перекрывается полями первой и второй групп [рис. 3 (а-в) 3с, 4 (а-в), 4с]. Породы ваханского и музкольского комплексов Памира, Енисейского кряжа расположены в этих полях [рис. 3 (а-в), 10в, 10м, 11; 4 (а-в), 10в, 10м]. По ряду элементов, например $Sr-V$ (рис. 3 г – 4 г), а также на не приведенных графиках $Al-Ti$, заметных различий между разновозрастными мраморами не обнаруживается. Для кальцифоров различия достаточно заметны только по соотношениям Fe_2O_3-MnO (рис. 5 а), на других диаграммах поля перекрываются (рис. 5 б-в). Различия в составе мраморов разного возраста проявлены и на диаграмме $CaO-Sr$, где обособлены поля раннедокембрийских – с низкими содержаниями Sr



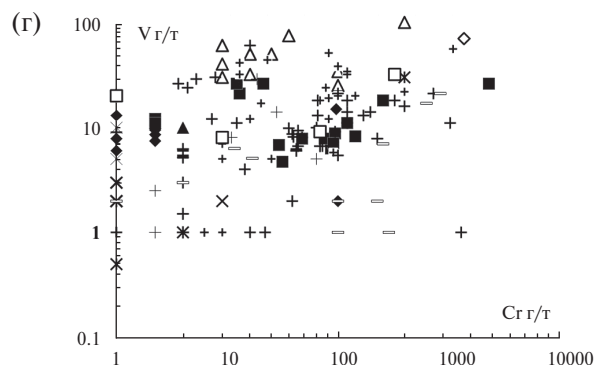


Рис. 3. Соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{--MnO}$ (а), Ba--Sr (б), Mn--Sr (в), Sr--V (г) в кальцитовых мраморах метаморфических комплексов.

1–3с, 10в – докембрийские (поле I): китайский (1) и шарыжалгайский (2) комплексы; Беломорский и Лапландский пояса (3б), сортавальская свита (3с, поле III), ваханский комплекс (10в). 4–10м – фанерозойские (поле II): ольхонский (4), слюдянский (5), святоносский (6), дербинский (8), музкольский (10м); иркутная (7) и алхадырская (9) свиты. 11 – разновозрастные породы Енисейского края (енисейская серия, юдинская свита, Панимбинско-Рыбинский пояс).

(рис. 5 поле I) и фанерозойских (ольхонского, слюдянского, святоносского, музкольского) метаморфических комплексов, боксонской серии, иркутной свиты (рис. 6 поле II). Поле III (рис. 6) пород сортавальской свиты, так же как и на других диаграммах [рис. 3 (а–в) – 4 (а–в)] совмещено с полем I–II карбонатных пород фанерозойских комплексов.

Редкоземельные элементы в мраморах. Мраморы характеризуются очень низкими содержаниями $\Sigma\text{РЗЭ}$ в раннедокембрийских (1.99–14.22 г/т) и фанерозойских (1.73–16.94) комплексах отношениями $\text{ЛРЗЭ/ТРЗЭ} = 2.98\text{--}17.02$ и $3.43\text{--}14.90$, $\text{Y/Gd} = 22\text{--}72$ и $28\text{--}53$ соответственно. Кальцифилы содержат на один-два порядка больше РЗЭ. В мраморах метаморфических комплексов при нормировании содержаний РЗЭ+Y к их содержаниям в постархейских глинистых сланцах Австралии (РААС; Taylor, McLennan, 1985) проявляются различия, обусловленные спецификой становления как протолитов, так и их преобразованиями (рис. 7, 8).

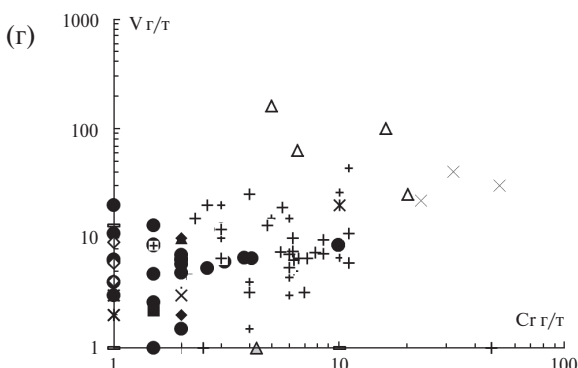
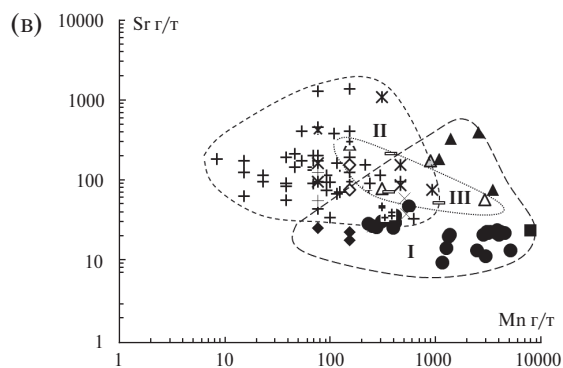
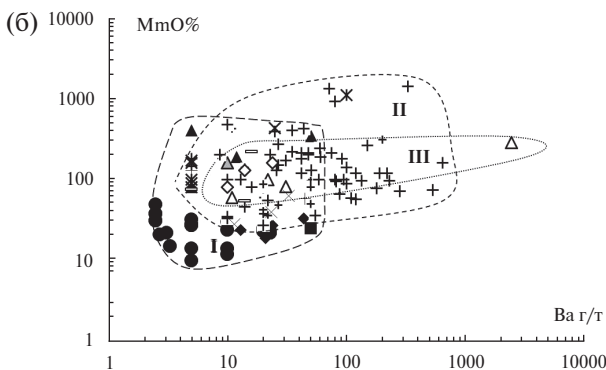
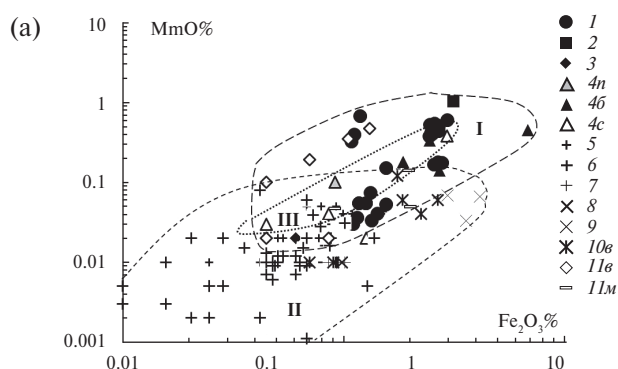


Рис. 4. Соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{--MnO}$ (а), Ba--Sr (б), Mn--Sr (в), Sr--V (г) в доломитовых мраморах метаморфических комплексов.

1–4с, 11в – докембрийские (поле I): бурхутуйская и камчадальская свиты Онотского зеленокаменного пояса (1); китайский (2), шарыжалгайский (3), ваханский (11в) комплексы; Северо-Печенгская зона (4н); беломорский и лапландский комплексы (4б); сортавальская свита (4с, поле III); 5–10, 11м – фанерозойские (поле II): ольхонский (5), слюдянский (6), святоносский (7), дербинский (10) и музкольский (11м) комплексы; иркутная свита (8); боксонская серия (9).

Для неоархейских доломитовых [рис. 7(а) 1–4] и магнезитовых [рис. 7(а) 5–7] мраморов ОЗП фиксируется либо отсутствие наклона линий [рис. 7(а) 1–2], либо слабый наклон при положительных аномалиях Eu [рис. 7(а) 3, 6–7]. Их спектры отражают условия формирования во внутриконтинентальных условиях и на континентальной платформе (Zhang et al., 2017; и др.). Кроме того, положительные аномалии Eu в доломитах бурухтуйской, камчадальской свит [рис. 7(а) 2–3], в перекристаллизованных и крупнокристаллических магнезитах [рис. 7(а) 6–7] могут фиксировать роль гидротермальных изменений (Liu, Schmitt, 1984; и др.) или диагенеза (Brand, 1980; и др.). Отрицательная аномалия Eu и положительная Y на графиках РЗЭ отмечается в ранних мелкозернистых магнезитовых мраморах [Eu/Eu* 0.30; рис. 7(а) 5]. Доломитовые породы кварц-тальковых жил [рис. 7(а) 4], отличаются от мраморов более высокими концентрациями РЗЭ, преобладанием ТРЗЭ над ЛРЗЭ, отсутствием аномалий. Магнезитовые мраморы ваханского комплекса относительно мраморов ОЗП обогащены РЗЭ [рис. 7(а) 8].

В неизменных кальцитовых и доломитовых мраморах неоархейского-палеопротерозойского и палеопротерозойского возрастов в гранулитовом шарыжалгайском комплексе фиксируются такие же, как в ОЗП, пологие линии РЗЭ, отсутствие значимых аномалий Ce, отрицательные и положительные минимумы Eu, положительные аномалии La, Y, Yb [рис. 7(б) 1–3], близкие по спектрам к образованиям континентальных платформ (Zhang et al., 2017). В перекристаллизованных кальцитовых мраморах китойского комплекса фиксируются положительные аномалии Eu [рис. 7(б) 3], возможно, обусловленные их гидротермальными и диагенетическими изменениями. Кальцититы шарыжалгайской серии относительно мраморов обогащены РЗЭ [рис. 7(б) 5] и имеют слабую положительную аномалию Eu, что подтверждает их метасоматическую природу. Мраморы беломорского комплекса и Северо-Печенгской зоны имеют пологие линии спектра, слабые положительные аномалии Eu, [рис. 7(в) 1–2] близкие к внутриконтинентальным образованиям. Кальцитовым и доломитовым мраморам сортавальской свиты

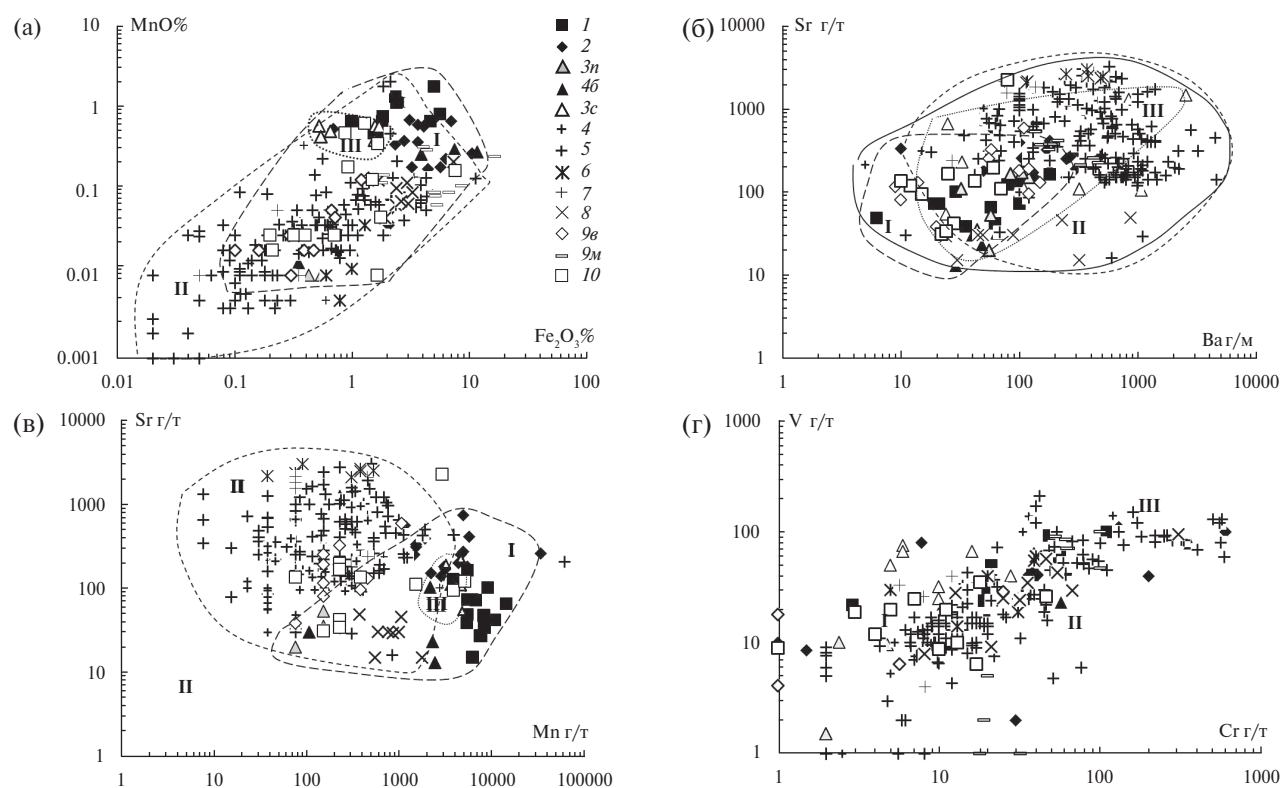


Рис. 5. Соотношение Fe_2O_3 –MnO (а), Ba–Sr (б), Mn–Sr (в), Cr–V (г) в кальцифирах метаморфических комплексов. 1–3с, 9в – докембрийские (поле I): китойский (1), шарыжалгайский (2), ваханский (9в) комплексы; Северо-Печенгская зона (3н); Беломорский и Лапландский пояса (3б); сортавальская свита (3с, поле III). 4–10, 9м – фанерозойские (поле II): ольхонский (4), слюдянский (5), святоносский (7), музольский (9м) комплексы; алхадырская свита (6); боксонская серия (8). 10 – разновозрастные породы Енисейского кряжа (енисейская серия, юдинская свита, Панимбинско-Рыбинский пояс).

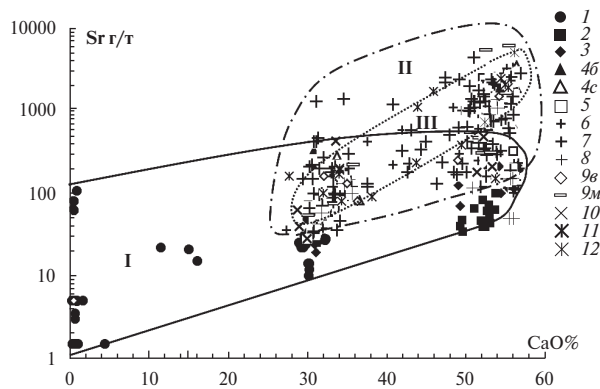


Рис. 6. Соотношение CaO–Sr в кальцитовых, доломитовых и магнезитовых мраморах метаморфических комплексов.

1–4с, 9в – докембрийские (поле I): бурухтуйская и камчадалская свиты ОЗП (1) и шарыжалгайский (3) гранулитовые, ваханский (9в) комплексы; Беломорский, Лапландский пояса, Северо-Печенгская зона (4б); сортавальская свита (4с, поле III). 6–12 – фанерозойские (поле II): ольхонский (6), слюдянский (7), святоносский (8), музкольский (9м), дербинский (11) комплексы; боксонская серия и иркутская свита (10); алхадырская свита (12). 5 – разновозрастные породы Енисейского кряжа (енисейская серия, юдинская свита, Паннимбинско-Рыбинский пояс).

присущи минимумы Се, максимумы Y [рис. 7(в) 3–4], которые указывают на их образование в открытых океанах (Liu et al., 1988; Zhang et al., 2017). Максимумы Eu могут отражать гидротермальные изменения мраморов.

Для доломитовых ($\pm Cal$) и кальцитовых ($\pm Dol$) мраморов разных свит фанерозойских метаморфических комплексов отмечено три типа

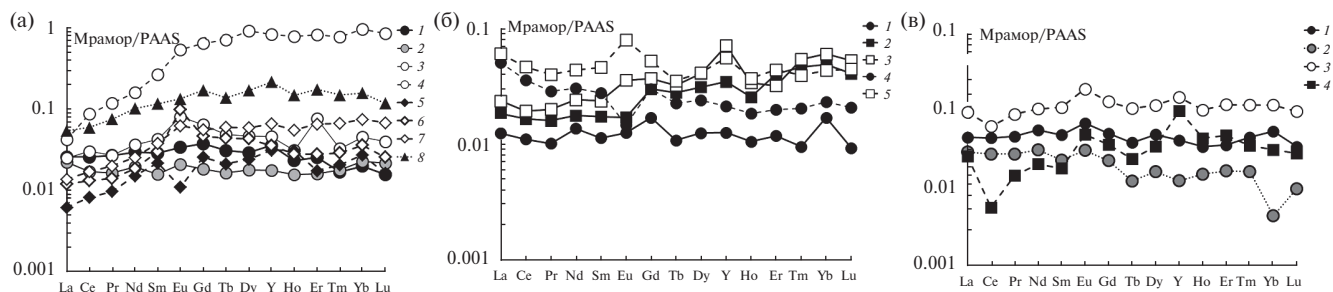


Рис. 7. Нормированное по PAAS (Taylor, McLennan, 1985) распределение PЗЭ+Y в мраморах докембрийских метаморфических комплексов.

(а) 1–4 – доломитовые мраморы ОЗП: мелкозернистые бурухтуйской свиты (1, Ч251); в переслаивании с магнезитами (2, Ч203/2), тонкозернистые доломиты (3, Ч276/10) камчадалской свиты; поздние доломитовые жилы (4, Ч132). 5–7 – магнезитовые мраморы камчадалской свиты ОЗП: тонкозернистые (5, Ч205/2), крупнокристаллические (6, Ч193/2), крупнозернистые (7, Ч170/3). 8 (П43) – магнезиты ваханского комплекса Юго-Западного Памира.

(б) 1–5 – гранулитовые комплексы Присаянского выступа: доломитовые (1, Д9/7) и кальцитовые (2, Д29/4; 3, С36) мраморы китайского комплекса; доломитовый мрамор (4, В10/3) и кальцитит (5, Ж110/10) шарыжалгайского комплекса.

(в) 1–4 – восточная часть Фенноскандинавского щита: доломитовый мрамор беломорского комплекса (1, К103/2), кальцит-доломитовый мрамор Северо-Печенгской зоны (2, К223/2); кальцит-доломитовый (3, К73/16) и кальцитовый (4, К73/10) мраморы сортавальской свиты Свекофеннского пояса.

распределения PЗЭ. В первом типе, представленных мраморами слюдянского, ольхонского, святоносского комплексов боксонской серии, отмечены спектры с отрицательными аномалиями Се, обычно положительными аномалиями Y [рис. 8 (а) 1б, 2б, 3а; рис. 8 (б) 1б, 2, 3, 4], присущие образованиям открытых океанов (Zhang et al., 2017). Второй тип распределения PЗЭ присущ кальцитовым мраморам ольхонского, святоносского комплексов и алхадырской свиты [рис. 8 (а) 2а, 3б, 4] близок к образованиям задуговых бассейнов (Zhang et al., 2017 и др.). Третий тип, со значительными аномалиями Eu [рис. 8 (а) 1; 8 (б) 1,5] в кальцитовых и доломитовых мраморах слюдянского и доломитовых музкольского комплексов, близок к спектрам доломитовых и кальцитовых строматолитов (Nutman et al., 2016) или разностям измененных гидротермальными флюидами (Liu, Schmitt, 1984; и др.).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. ВЫВОДЫ

Карбонатные породы (доломитовые и кальцитовые мраморы, кальцифиры) со строматолитами известны с рубежа 3.43–3.7 млрд лет, описаны в Австралии, Южной Африке и Северной Америки, и наиболее обогащены железом (Allwool et al, 2006; Hazen et al., 2013; Nutman et al., 2016; и др.). В Сибирском кратоне в мезо-неоархее (2.9–2.7 млрд лет) ОЗП присутствуют доломитовые мраморы, реже магнезитовые, формирующиеся, судя по палеорекострукциям (Kamber et al., 2001; Allwool et al., 2006; Nutman

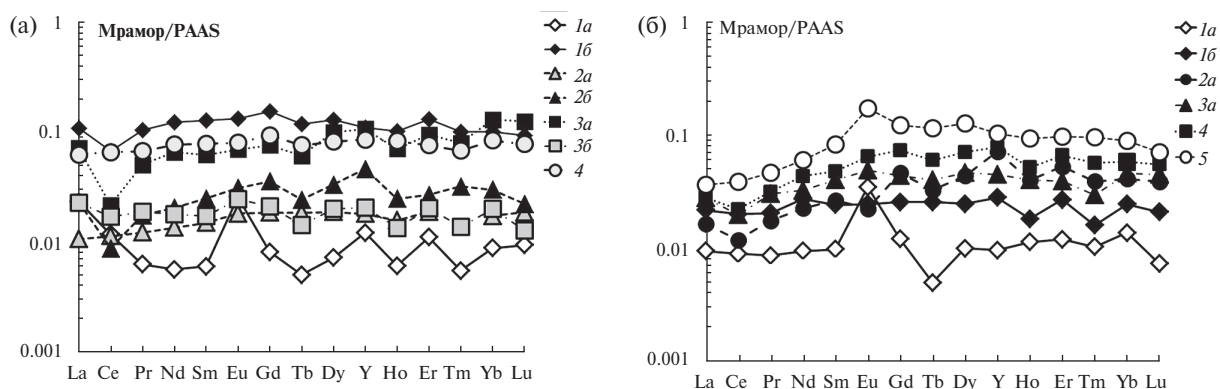


Рис. 8. Нормированное по PAAS (Taylor, McLennan, 1985) распределение PЗЭ+Y в мраморах фанерозойских метаморфических комплексов.

(а) 1а–4 – кальцитовые и доломит-кальцитовые мраморы: слюдянского комплекса (доломит-кальцитовый мрамор, 1а, ПК-87Р; кальцитовый мрамор, 1б, К887Р); ольхонского комплекса (Чернорудская зона, доломит-кальцитовый мрамор, 2а, О837; ангинская серия, кальцитовый мрамор, 2б, Бу2), святоносского комплекса (кальцитовые мраморы; 3а, Э114/3 и 3б, СН10/3), алхадырской свиты (кальцитовый мрамор, 4, А33).

(б) Доломитовые и кальцит-доломитовые мраморы: слюдянского (безымянская свита, перекристаллизованный кальцит-доломитовый мрамор, 1а, Сл342; харагольская свита, доломитовый мрамор, 1б, Т23/1); ольхонского (Чернорудская зона, доломитовый мрамор, 2, Об34), святоносского (доломитовый мрамор, 3, Э114/6), музкольского (доломитовый мрамор, 5, П58/4) комплексов; боксонской серии (доломитовый мрамор, 4, ЯО19).

et al., 2016; Zhang et al., 2017; и др.), также биогенным путем в мелких внутриконтинентальных морях рифтовых зон. В неоархейско–раннепалеопротерозойских (2.7–2.4 млрд лет) гранулитовых (шарыжалгайский, китойский, беломорский) комплексах в условиях зарождения кислородной атмосферы и водных пространств появляются протолиты кальцитовых, реже доломитовых мраморов. Широкое развитие мраморы и кальцифиры получают на рубеже 2.4–1.9 млрд лет в крупных палеобассейнах открытых океанов (сортавальская свита Свекофеннского пояса) и в мелких морях (Фенноскандинавский щит – Лапландский и Беломорский пояса; Сибирский кратон – шарыжалгайский комплекс, енисейская серия; Бадахшанский массив – ваханский комплекс) внутриконтинентальных областей (Zhang et al., 2017; и др.). Глобальное формирование карбонатов (доломит-кальцитовых и кальцит-доломитовых разностей) происходит в мезо-неопротерозое и фанерозое в палеоокеанах (Палеоазиатском, Тетис, Палеотетис), представленных метаморфическими комплексами Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского поясов.

Кальцифиры метаосадочной природы Восточной Сибири и Карелии появились не ранее рубежа 2.4 млрд лет во внутриконтинентальных обстановках в связи с широким развитием кислородной атмосферы, появлением обширных морей, интенсивной дезинтеграцией кристаллических пород. Широкое распространение

карбонатных пород начинается на рубеже 2.0–1.9 млрд лет. Кальцифиры в большей степени, чем мраморы, отражают состав питающих провинций, являясь индикаторами областей сноса при формировании протолитов (Летникова, 2005; Zhang et al., 2017; и мн. др.).

Мраморы и кальцифиры раннедокембрийских метаморфических комплексов по сравнению с фанерозойскими обогащены как Fe, так и Mn, обеднены Sr, Ba при близко низком уровне содержания PЗЭ. В архее обогащение Fe, Mn доломитовой, магнезитовой и кальцитовой матрицы протолитов мраморов и кальцифиров обусловлено доминированием в питающих провинциях основных и ультраосновных пород. В палеопротерозое по сравнению с фанерозоем доля Fe, Mn в карбонатных породах уменьшается, а Al, K, Ba, Sr возрастает за счет преобладания в продуктах дезинтеграции пород гранитно-метаморфического слоя и, возможно, поступлением в гидротермах Sr, Ba, PЗЭ. В ряде фанерозойских комплексов (боксонская серия, алхадырская свита) мраморы обогащены железом, Cr, Ni, V при пониженных содержаниях Mn, что свидетельствует о том, что ультраосновные породы преобладали в питающих их провинциях.

Распределение петрогенных и редких элементов в мраморах и кальцифирах определяется формами нахождения: 1) в изоморфных рядах Ca–Mg карбонатов с примесью Fe, Mn, Ba, Sr, PЗЭ; 2) присутствием минералов Na, K, Ba,

Sr; 3) наличием тонких (в мраморах) и крупных (кальцифирах) фракций минералов с Fe, Mn Al, Ti, Zr, Cr, V, Ni, S. Некоторые элементы (Mo, Ag, V) адсорбируются в *графите*, например мраморах ольхонского комплекса. Повышенные содержания Al, Ti, аномально высокие Cr, V, Ni в мраморах боксонской серии, слюдяном и музкольском комплексах обусловлены присутствием тонкодисперсных фракций шпинелидов и сульфидов. Высокие содержания Ba, Na, K, Sr в мраморах могут быть обусловлены присутствием *барита*, *галита*, *сильвина*, *стронцианита*.

Низкие содержания РЗЭ в мраморах отражают дефицит этих элементов в процессах образования протолитов карбонатных пород как в докембрии, так и фанерозое. При преобразованиях наблюдается возрастание суммы РЗЭ, иногда со значительным увеличением доли ЛРЗЭ. Прслеживается четкая тенденция наличия отрицательных аномалий Eu в ранних неизмененных (мелкозернистых) разностях мраморов. В поздних, перекристаллизованных – фиксируются положительные аномалии Eu. Подтверждено, что отрицательные аномалии Ce и высокие Y характеризуют протолиты мраморов, сформированных в открытых океанах (Liu et al., 1988; Zhang et al., 2017). Вариации спектров РЗЭ, отсутствие аномалий Ce в мраморах неархейских ОЗП, китойского, беломорского комплексов, палеопротерозойских – шарьжалгайского комплекса и Северо-Печенгской зоне по характеру распределения РЗЭ подтверждают представления (Kamber, Webb, 2001; Melezhik et al., 1997; и др.) об их биогенной природе, слабой механической дезинтеграции пород и доминировании процессов выветривания, мелководности морей (до 10–15 м) во внутриконтинентальных рифтогенных впадинах в условиях бескислородной атмосферы. Возможно, в некоторых случаях положительные аномалии Eu в мезо-, неархейских – раннепалеопротерозойских комплексах обусловлены подводными гидротермальными растворами или диагенетическими изменениями. Протолиты мраморов сортавальской свиты и фанерозойских комплексов относятся к образованиям открытых океанов и задуговых бассейнов (Zhang et al., 2017; и др.).

В комплексах, в которых мраморы и кальцифиры сочетают петрогеохимические характеристики раннедокембрийских и фанерозойских карбонатных пород, обусловлены: 1) в памирских (ваханский, музкольский) комплексах покровно-складчатый строением – в одной толще может наблюдаться совмещение пластин пород

с докембрийскими и фанерозойскими протолитами; 2) в сортавальской свите Карелии, как и в слюдяном и ольхонском комплексах, вариации петрогеохимических характеристик отражают их формирование в разных геодинамических обстановках – открытых морских бассейнах разных глубин, задуговых и преддуговых обстановках, пассивных континентальных окраинах.

В результате выполненных исследований установлена петрогеохимическая специфика карбонатных пород докембрия и фанерозоя. Выявленные особенности являются основой для проведения возрастных палеорекоkonструкций, в основе которых лежат петрогеохимические характеристики протолитов, сформированных в разные периоды геологической истории, геодинамических обстановках, условиях преобразований.

Источник финансирования

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3. (№0350-2016-0029) с использованием оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицын Р.В., Дэйли Дж.С., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Шерстеникова О.Г. (1998) Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров. *Вестник МГТУ* 1 (3), 19–32
- Буданова К.Т. (1991) Метаморфические формации Таджикистана. Душанбе: Дониш, 336.
- Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. (1981) Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 195.
- Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. (1980) Гранулитовый комплекс Кольского полуострова. Л.: ЛО Наука, 205.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. (2010) Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины. *Геология и геофизика* 51 (5), 571–588.
- Горохов И.М., Дубинина Е.О., Кузнецов А.Б., Левицкий В.И., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Левицкий И.В. (2014) Изотопный состав стронция, углерода и кислорода в магнезиальных карбонатах Онетского зеленокаменного пояса. *ДАН* 455 (3), 323–328.
- Киселев В.И., Буданов В.И. (1986) Месторождения магнезиально-скарновой формации Юго-Западного Памира. Душанбе: Дониш, 225

- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Казаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережков Н.Г. (1997) О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований. *Петрология* **5** (4), 227–239.
- Кузмичев А.Б. (2004) Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел, 192.
- Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б., Каурова О.К. (2018) Возраст карбонатных пород и фосфоритов в чехле Тувино-Монгольского микроконтинента. *ДАН* **479** (1), 44–48.
- Левицкий В.И. (2006) Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Акад. изд «Гео», 343.
- Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Левицкий И.В., Котов А.Б., Бараш И.Г., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. (2010) Возраст и происхождение Китайского месторождения силлиманитовых сланцев (Восточная Сибирь). *ДАН* **431** (3), 386–391.
- Летникова Е.Ф. (2005) Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана. *Литосфера* (1), 70–81.
- Ножкин А.Д. (2009) Докембрий юго-западной окраины Сибирского кратона. *Известия Томского политехнического университета* **314** (1), 6–17.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.М. (2016) Позднепалеозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок). *Геология и геофизика* **57** (2), 312–332.
- Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изов А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. (2013) Ультрамафит – мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности). *Геология и геофизика* **54** (11), 1689–1704.
- Ранний докембрий Балтийского щита (2005) (отв. ред. В.А. Глебовицкий). СПб.: Наука, 711.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ковач В.П., Яковлева С.З., Мельников А.И., Бараш И.Г., Казаков И.К., Тодт В. (2007) Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона. *Стратиграфия. Геологическая корреляция* **15** (4), 3–19.
- Степанов В.С., Слабунов А.И. (1994) Амфиболиты и карбонатные породы района губы Поньгома (Белое море). *Докембрий Северной Карелии (петрология и тектоника)*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 6–30.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. (2008) Термохронология ранних каледонид Центральной Азии. *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту*. Иркутск **2**, 125–127.
- Туркина О.М. (2010) Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных. *Петрология* **18** (2), 168–187.
- Уилсон Дж. Л. (1980). Карбонатные фации в геологической истории. Москва: Недра. 463.
- Школьник С. И., Станевич А. М., Резницкий Л. З., Савельева Е.Б. (2016) Новые данные о строении и временном диапазоне формирования Хамардабанского террейна: свидетельства U-Pb La-ICP-MS датирования цирконов. *Стратиграфия. Геологическая корреляция* **24** (1), 23–43.
- Allwood A.C., Walter M.R., Kamber B.S., Marshall C.P., Burch I. W. (2006) Stromatolite reef from the Early Archean era of Australia. *Nature* **441** (8), 714–718.
- Brand U., Veizer J. (1980) Chemical diagenesis of a multi-component carbonate system. 1. Trace elements. *Journal of Sedimentary Research* **50** (4), 1219–1236.
- Hazen R.M., Downs R.T., Kah L., Sverjensky D. (2013) Carbon Mineral Evolution. Reviews in Mineralogy & Geochemistry. *MSA* **75**, 79–107.
- Kamber B.S., Webb G.E., (2001) The geochemistry of late Archean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history. *Geochim. Cosmochim. Acta* **65** (15), 2509–2525.
- Liu, Y.G., Schmitt, R.A (1984) Chemical profiles in sediment and basalt samples from deep sea drilling project Leg 74. *Hole 525A, Walvis Ridge, Initial Rep. DSDP 74*, 713–730.
- Liu Y.G., Miah M.R.U., Schmitt, R.A. (1988) Cerium: a chemical tracer for paleo-oceanic redox conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52** (6), 1361–1371.
- Melezhik V. A., Fallick A. E., Makarikhin V. V., and Lyubtsov V. V. (1997) Links between Palaeoproterozoic palaeogeography and rise and decline of stromatolites: Fennoscandian Shield. *Precamb. Res.* (82), 311–348.
- Nutman A. P., Bennett V. C., Friend C. R. L., Van Kranendonk M. J., Chivas A. R. (2016) Rapid emergence of life shown by discovery of 3,700-million-year-old microbial structures. *Nature* **537** (7621), 535–538.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985) The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Cambridge, 312.
- Zhang K.J., Li Q.H., Yan L.L., Zeng L., Lu L., Zhang Y.X., Hui J., Jin X., Tang X.C. (2017) Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings. *Earth-Science Reviews* (167), 27–46.

GEOCHEMISTRY OF CARBONATE ROCKS IN EARLY PRECAMBRIAN AND PHANEROZOIC METAMORPHIC COMPLEXES OF EAST SIBERIA, NORTH-WEST OF RUSSIA, PAMIR

© 2019 V. I. Levitskiy^{a,*}, L. Z. Reznitsky^{b,**}, I. V. Levitskiy^{a,***}

^a*Institute of Geochemistry SB RAS, Russia 664033, Irkutsk, Favorsky str., 1A*

^b*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Russia 664033, Irkutsk, Lermontov str., 128*
*e-mail: *vlevit@igc.irk.ru; **e-mail:garry@crust.irk.ru; ***ilevit@igc.irk.ru*

Received: 20.02.2018

Received version received: 18.06.2018

Accepted: 19.06.2018

Geochemical study of carbonate rocks of Early-Precambrian and Phanerozoic metamorphic Complexes was carried out and their differences were revealed. Precambrian marbles and calciphyres studied in the Onot Greenstone Belt, Kitoy and Sharyzhgaysk granulitic Complexes Presayan uplift, Yenisei Series of the Angara-Kan Protrusion of the Siberian craton, the Belomorian and Lapland Complexes, North of the Pechenga Structure, Sortavala Suite of the Fennoscandian shield, Wakhan Complex of the Badakhshan Array; Phanerozoic – in Olkhon, Slyudyanka, Svyato nosky Complexes of the Baikal region, Boxon Series and Irkutnu Suite of the Eastern Sayan, Derbinsky Complex and Alchadur Suite of the Prisayan, Judin Suite and Panimba-Rybinsk Zone of the Yenisei Ridge, Muzkol Complex of the Eastern Pamirs. Precambrian carbonate rocks are enriched with Fe, Mn and depleted Sr, Ba in comparison with Phanerozoic rocks at a close low level of REE content. The Archean enrichment of Fe, Mn protoliths of marbles and calcifers is due to the dominance of basic and ultrabasic rocks in the feeding provinces. In the Paleoproterozoic, compared with the Phanerozoic, the proportion of Fe, Mn in carbonate rocks decreased, and Al, K, Ba, Sr have increased due to participation in occurrence their protoliths of the granite-metamorphic layer of the Earth. The distribution of petrogenic and rare elements in marbles and calcifers is determined by the forms of their location: 1) in the isomorphic series of Ca-Mg carbonates with admixture of Fe, Mn, Ba, Sr, REE; 2) the presence of minerals Na, K, Ba, Sr in marbles; 3) location of thin (in marbles) and large (calcifications) fractions of minerals with iron, Mn, Al, Ti, Zr, Cr, V, Ni, S. Performed paleoreconstruction behavior of REE in carbonate rocks in the Archean and Early-Paleoproterozoic dominated intracratonic shallow sea. Open oceans appeared at the turn of 2–1.9 billion years, but widespread development of carbonate rocks were in the Meso-Neoproterozoic and Phanerozoic. The revealed features are the basis of age-related paleoreconstructions of protoliths according to petrogeochemical characteristics of carbonate rocks of Precambrian and Phanerozoic metamorphic complexes.

Keywords: Geochemistry, carbonate rocks, Early Precambrian, phanerozoic, metamorphic complexes, paleoreconstructions, Siberian craton, Fennoscandian shield, Pamir, folded belts

(For citation: Levitskiy V.I., Reznitsky L.Z., Levitskiy I.V. Geochemistry of Carbonate Rocks in Early Precambrian and Phanerozoic Metamorphic Complexes of East Siberia, North-West of Russia, Pamir. *Geokhimiya*. 2019;64(4):409–426. DOI: 10.31857/S0016-7525644409-426)