

ГЕОХИМИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕТАВУЛКАНИТОВ ХОЛОДНИКАНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (ЮГ АЛДАНСКОГО ЩИТА)

© 2010 г. С. Н. Лаврик, М. А. Мишкин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159; e-mail:mishkin35@mail.ru

Поступила в редакцию 04.09.2008 г.

В составе холодниканского метаморфического комплекса выделено две толщи, из которых нижняя имеет исходную вулканогенную, а верхняя – вулканогенно-осадочную природу. На основе закономерностей распределения главных петрогенных элементов и элементов примесей установлено, что нижняя толща представлена исходными вулканитами коматиит-толеитовой серии (коматиит-базальтовая ассоциация), а вулканиты верхней толщи соответствуют известково-щелочной серии (андезит-дацит-риолитовая ассоциация). Принятая модель формирования вулканитов этих ассоциаций включает две стадии. Первая стадия предусматривает декомпрессионное частичное плавление вещества поднимающегося мантийного плюма с образованием расплавов коматиит-базальтовой ассоциации. Во вторую стадию происходит образование вулканитов андезит-дацит-риолитовой ассоциации путем частичного плавления различных пород фундамента юга Алданского щита за счет тепла поднимающегося мантийного плюма. Формирование магматических протолитов холодниканского комплекса происходило в палеопротерозое – 2.41 млрд. лет назад.

Зеленокаменные пояса Алданского щита наиболее детально изучены в Олекминской гранит-зеленокаменной и Западно-Алданской гранулит-гнейсовой областях. Sm-Nd изотопным датированием [1] установлено, что зеленокаменные пояса Алданского щита относятся к четырем возрастным интервалам $T_{Nd}(Dm)$: 3.0–3.2; 2.6–3.0; 2.5–2.6; 2.0–2.4 млрд. лет. При этом наблюдается последовательное омоложение возраста зеленокаменных поясов с запада на восток: от Олондинского – $T_{Nd}(Dm) = 3.0–3.2$ млрд. лет до Балаганахского $T_{Nd}(Dm) = 2.0–2.4$ млрд. лет [1]. В настоящее время установлено, что структуры зеленокаменного типа, относящиеся к временному интервалу $T_{Nd}(Dm) = 2.6–3.0$ млрд. лет формировались и на юге Алданского щита [2]. Примером этих структур является Холодниканский зеленокаменный пояс (рис. 1).

Целью настоящей работы является рассмотрение геохимических особенностей метаморфических пород слабо изученного Холодниканского зеленокаменного пояса, установление природы и условий формирования их вулканогенных протолитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Метаморфические образования Холодниканского зеленокаменного пояса залегают среди позднеархейских гранулитов зверевской серии в виде тектонических блоков, образующих полосу северо-западного простирания от верховьев Северикан до

правобережья р. Иенгры и прослеживаются в бассейне р. Дылинде (рис. 2). Далее к северо-западу, за пределами изученной площади, этот метаморфический комплекс выделялся ранее под названием чульманского [5]. По представлениям Н.И. Московченко с коллегами [6] блоки метаморфических пород холодниканского комплекса представляют собой реликты геотектонической структуры, определяемой как прогиб, заложенный на гранулитовом фундаменте юга Алданского щита. В настоящее время в составе холодниканского комплекса выделяются две толщи – нижняя, представленная амфиболитами, переслаивающимися с эпидот-амфиболовыми и эпидот-биотитовыми сланцами и верхняя, сложенная эпидот-биотитовыми, эпидот-мусковитовыми, мусковитовыми, эпидот-амфиболовыми сланцами, эпидот-мусковитовыми кварцито-сланцами и кварцитами [6, 7]. Амфиболиты, слагающие отдельные пластовые тела только в составе нижней толщи имеют массивную, иногда полосчатую текстуру, гранонематобластовую структуру, состоят из роговой обманки и амфиболов тремолит-актинолитового ряда (до 95 об. %), с примесью хлорита, эпидота, биотита, кальцита, альбита и рудных минералов – сульфидов, магнетита, ильменита. В редких случаях в них наблюдаются реликты первичных магматических минералов – магматической коричневой роговой обманки и клинопироксена, замещаемых бледнозеленым и бесцветным амфиболом. Амфиболовые сланцы сложены роговой обман-

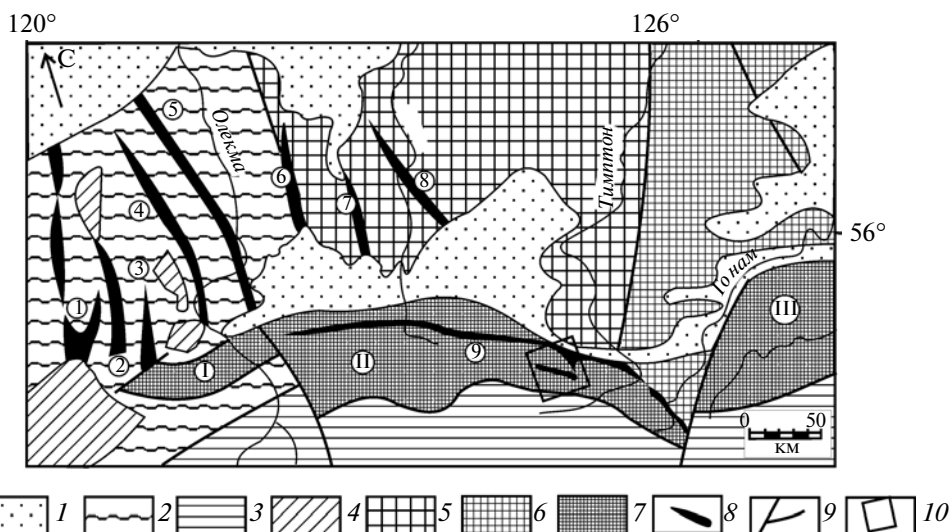


Рис. 1. Тектоническая схема юга Алданского щита по [3] с изменениями.
 1 – отложения платформенного чехла; 2 – Олекминская гранит-зеленокаменная область; 3 – Становая складчатая область; 4 – раннепротерозойские наложенные впадины; 5–7–Алданский щит: 5 – Западно-Алданская гранулитогнейсовая область, 6 – Восточно-Алданская гранулитогнейсовая область, 7 – глубинные гранулитовые блоки южной окраины Алданского щита (I – Курультинский, II – Зверевский, III – Сутамский); 8 – зеленокаменные пояса (1 – Олондинский, 2 – Итчилякский, 3 – Эвонокитский, 4 – Темулякитский, 5 – Тунгурчинский, 6–Субганский, 7 – Булгуняхтахский, 8 – Балаганахский, 9 – Холодниканский); 9 – разрывные нарушения; 10 – положение района исследований.

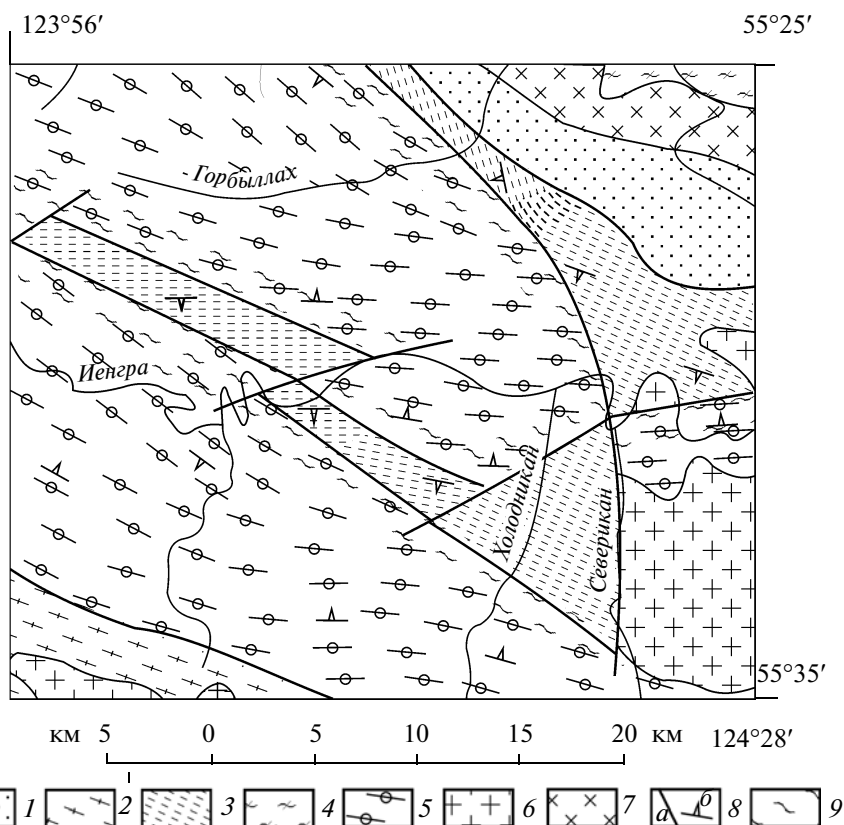


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района исследований. Составлена с использованием [4] и полевых наблюдений авторов.
 1 – юрские платформенные отложения; 2 – позднеархейский становой метаморфический комплекс; 3 – палеопротерозойский холодниканский зеленокаменный комплекс; 4, 5 – Алданский щит: 4 – Западно-Алданский раннеархейский гранулитовый комплекс, 5 – позднеархейский зверевский гранулитовый комплекс; 6 – палеопротерозойские граниты; 7 – раннемезозойский габбро-плаггиогранитный комплекс; 8 – разрывные нарушения – а, б – элементы залегания сланцеватости; 9 – зоны диафореза.

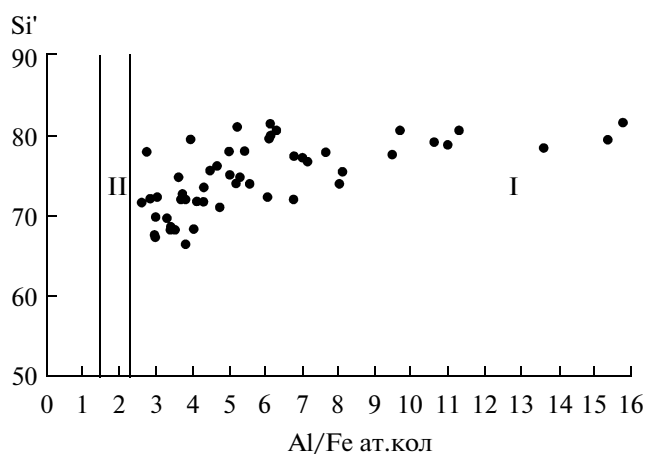


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма разграничения орто- и парамаморфических пород среднего и кислого состава по Деннену и Муру [12]. $Si' = Si / (Si + Fe + Al) \times 100$. I — поле магматических, II — осадочных пород. Точки соответствуют составам метаморфических пород холодниканского комплекса.

кой, амфиболами тремолит-актинолитового ряда — 50–75%, плагиоклазами (№ 32–34) — 10–20%, кварцем до 5%, эпидотом — 5%, хлоритом — до 5%, акцессории — сфен, апатит, ильменит, магнетит, сульфиды.

Группа слюдястых сланцев, преобладающих в составе верхней толщи, представлена, главным образом, эпидот-мусковитовыми, мусковитовыми, эпидот-биотитовыми, эпидот-мусковит-биотитовыми сланцами. Количественные соотношения главных минералов этих сланцев — эпидота, мусковита, биотита, плагиоклаза и кварца варьируют в весьма широких пределах. Значительно реже встречаются кварцито-сланцы, в которых содержание кварца повышается до 50–60% и кварциты. Эти породы установлены только в составе верхней толщи.

Стратифицированные породы холодниканского комплекса прогрессивно метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации с максимальными параметрами $T = 550^\circ\text{C}$ и $P = 5$ кб [8]. Локально проявлен зеленосланцевый диафторез. Возраст кристаллизации магматических протолитов холодниканского комплекса, определенный Sm-Nd изохронным методом по валовым составам кислых метавулканитов, составляет 2.41 ± 0.08 млрд. лет., $\epsilon_{Nd}(T) = -3.4$ [2].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ ИСХОДНАЯ ПРИРОДА

Петрогенные компоненты в породах определялись в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) классическим химическим методом; Cr, Ni — атомно-абсорбционным и количественным спектральным методами (аналитики

Т.А. Бахарева, Л.И. Алексеева, Л.И. Азарова). РЗЭ и редкие элементы определялись в аналитическом центре ГИН РАН (руководитель С.М. Ляпунов) методами инструментальной электронной активации (РЗЭ) и флуоресцентного анализа (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb). Пределы обнаружения для РЗЭ — 0.05 г/т; для Rb, Sr, Nb, Zr, Y — 1 г/т и 15 г/т для Ba. Относительная погрешность (%) определения элементов: РЗЭ — 3; В, Y — 4; Zr — 8; Rb, Nb — 15; Cr, Ni — 5–10 (атомно-абсорбционный анализ) и 30 (количественный спектральный анализ для низких содержаний Cr и Ni).

Данные о химическом составе метаморфических пород холодниканского комплекса основаны на результатах анализа 104 проб. Определение исходного состава метаморфических пород в работе основано на материалах полевых геолого-структурных наблюдений, анализа петрохимических данных и закономерностей распределения элементов примесей в породах.

Имеющиеся в литературе статистические исследования по изменению химического состава пород в условиях низких и средних температур свидетельствуют об относительно инертном поведении главных петрогенных элементов за исключением H_2O и CO_2 [9]. Это положение позволяет считать оправданным применение петрохимических диаграмм для установления исходной природы метаморфических пород. Все вышесказанное не относится к породам, подвергнутым каким-либо видам метасоматических изменений, которые в работе не рассматривались.

Геохимическое поведение рассеянных элементов при метаморфизме рассматривалось во многих работах. Установлено, что РЗЭ относительно инертны даже при высокотемпературном метаморфизме [10]. Инертное поведение при метаморфизме отмечается для элементов с высоким зарядом катионов — Ti, Nb, Y, Zr, Hf, Ta и для феррофильных элементов — Ni, Co, Cr [11]. Как известно, при определении исходной природы метаморфических пород особую сложность вызывают породы среднего и кислого состава, для которых чаще всего возникает неопределенность при отнесении их к магматическим или осадочным. Для решения этого вопроса У. Деннеом и Б. Муром была предложена петрохимическая дискриминантная диаграмма [12] (рис. 3). Положение метаморфических пород среднего и кислого состава холодниканского комплекса на дискриминантной диаграмме (рис. 3) соответствует полю магматических пород. Метаморфические породы холодниканского комплекса на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [13] (рис. 4) располагаются в области пород нормальной щелочности и соответствует полям ультраосновных ($\text{SiO}_2 < 45$ мас. %), основных ($\text{SiO}_2 = 45-52$ мас. %), средних ($\text{SiO}_2 = 52-63$ мас. %), кислых ($\text{SiO}_2 > 63$ мас. %). Незначительная часть метабазитов и метаандезитов относится к субщелочным разностям.

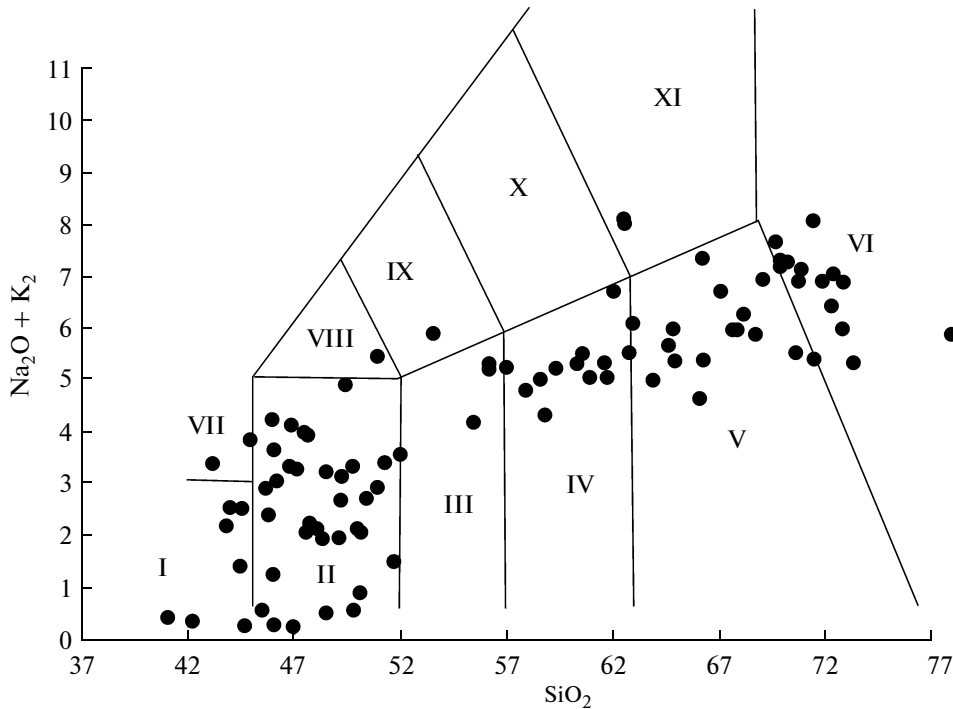


Рис. 4 Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [13]. Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикри-тобазальты, II – базальты, III – андезитобазальты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты, VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – трахиандезитобазальты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты. Точки соответствуют составам метаортопород холодниканского комплекса.

На классификационной диаграмме $\text{Al}-(\text{Fe} + \text{Ti})\text{--Mg}$ [14] составы метаморфических пород холодниканского комплекса располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий (рис. 5).

Метавулканиты коматиит-толеитовой серии

Метавулканитам этой серии соответствуют амфиболиты и эпидот-амфиболовые сланцы, слагающие нижнюю толщу холодниканского комплекса. На основе рассмотренной выше петрохимической диаграммы (рис. 5) среди них выделены исходные коматииты, коматиитовые и толеитовые базальты (коматиит-базальтовая ассоциация).

Метакоматииты. Метакоматииты холодниканского комплекса отвечают требованиям международной классификации магматических пород [13]: содержание MgO в них больше 18 мас. % (21.87–25.90 мас. %), содержание $\text{TiO}_2 < 1$ мас. % (0.30–0.62 мас. %) (табл. 1, ан. 1–6). Магнезиальность ($\text{Mg}^\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) варьирует в пределах 0.80–0.85. Средние отношения в них $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ составляют 17.85 и 0.91 соответственно, что позволяет относить их к Al-недеплегированному типу коматиитов. В сравнении с хондритом [15] коматииты обеднены Zr по отношению к Ti ($\text{Ti}/\text{Zr} = 121.94$) и Y по отношению к Zr ($\text{Zr}/\text{Y} = 2.84$) и Ti ($\text{Ti}/\text{Y} = 347.56$) и обогащены Nb по отношению к Zr ($\text{Zr}/\text{Nb} = 13.78$). Эти отношения подтверждают

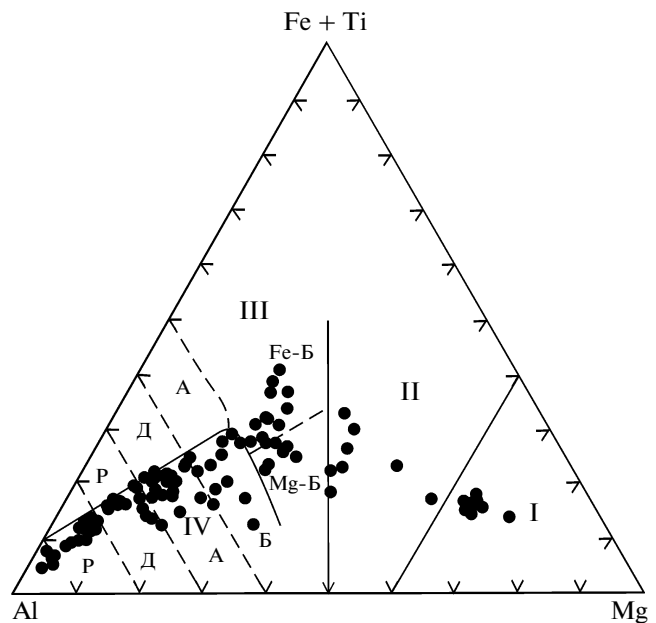


Рис. 5. Классификационная диаграмма $\text{Al}-(\text{Fe} + \text{Ti})\text{--Mg}$ [14]. Римскими цифрами обозначены поля: I – коматиитов, II – коматиитовых базальтов, III–IV – вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий соответственно. Буквенными символами обозначены поля: P – риолитов, Д – дацитов, А – андезитов, Б – базальтов (Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистых и высокомагнезиальных соответственно). Точки соответствуют составам метаморфических пород холодниканского комплекса.

Таблица 1. Химические составы метавулканитов коматиит-толеитовой серии холодниканского комплекса

Компоненты	з-15-е	з-1-д	з-48-д	з-1-е	з-2-н	з-2-л	з-16-в	з-11-б-2	з-3-а
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	метакоматииты						коматиитовые		
SiO ₂	44.69	46.11	42.41	44.40	41.08	45.51	47.54	44.07	47.65
TiO ₂	0.30	0.58	0.58	0.42	0.62	0.38	1.03	1.27	0.98
Al ₂ O ₃	8.56	7.46	8.96	7.83	9.44	6.27	11.84	11.52	13.11
FeO	6.56	7.66	3.73	5.19	4.30	3.57	6.83	7.51	4.97
Fe ₂ O ₃	3.20	2.39	6.53	5.27	6.18	5.35	5.91	7.97	6.54
MnO	0.14	0.17	0.18	0.28	0.29	0.18	0.16	0.24	0.18
MgO	21.87	22.08	22.68	23.23	24.48	25.90	11.29	11.82	11.93
CaO	748	8.14	8.02	6.70	6.43	6.73	8.38	9.84	8.66
Na ₂ O	0.18	0.19	0.18	1.05	0.20	0.40	1.37	0.77	2.89
K ₂ O	0.10	0.11	0.18	0.36	0.26	0.07	2.65	1.83	1.02
P ₂ O ₅	0.10	0.09	0.12	0.10	0.07	0.09	0.20	0.29	0.07
п.п.п.	6.42	4.86	6.24	4.99	6.53	5.14	2.49	2.80	1.83
Сумма	99.61	99.85	99.82	99.83	99.88	99.69	99.69	99.92	99.83
Ba	—	—	172	83	183	33	—	—	260
Rb	—	—	4	3.9	9.5	2.3	—	—	20
Sr	—	—	50	72	61	49	—	—	540
La	—	—	—	3.3	—	1.5	—	—	4.5
Ce	—	—	—	7.8	—	3.5	—	—	12
Nd	—	—	—	4.6	—	2.4	—	—	8.5
Sm	—	—	—	1.2	—	0.42	—	—	2.7
Eu	—	—	—	0.36	—	0.14	—	—	0.9
Tb	—	—	—	0.28	—	0.13	—	—	0.67
Yb	—	—	—	1.1	—	0.55	—	—	2.8
Lu	—	—	—	0.16	—	0.087	—	—	0.48
Zr	—	—	25	23	35	16	—	—	33
Nb	—	—	3	1	4.5	1	—	—	1.8
Y	—	—	14	7.4	13	4.2	—	—	23
Ni	740	1100	810	1100	1000	1100	220	150	170
Co	60	110	80	140	110	70	45	40	67
V	99	160	160	190	180	—	170	120	310
Cr	960	1500	1300	2400	2400	1600	880	350	400
CaO/Al ₂ O ₃	0.87	1.08	0.89	0.86	0.68	1.07	0.71	0.85	0.66
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	28.53	12.84	15.38	18.64	15.23	16.50	11.49	9.06	13.37
CaO/TiO ₂	24.93	14.00	13.76	15.95	10.37	17.71	8.13	7.72	8.83
Mg/(Fe + Mg)	0.81	0.80	0.81	0.80	0.81	0.85	0.62	0.59	0.66
Zr/Y	—	—	1.79	3.11	2.69	3.81	—	—	1.44
Ti/Zr	—	—	136.46	107.41	104.20	139.70	—	—	174.68
Ti/Y	—	—	243.68	333.84	280.52	532.18	—	—	250.60
Zr/Nb	—	—	8.33	23.00	7.78	16.00	—	—	18.33
(La/Yb) _N	—	—	—	2.02	—	1.84	—	—	1.08

Таблица 1. Окончание

Компоненты	з-3-6	з-2-к	з-16-и	з-13-е	з-48-в	з-23-6	з-43-з	з-3-Г	з-3-В
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	метабазальты			толеитовые метабазаьты					
SiO ₂	44.54	44.99	48.07	47.13	47.67	49.92	49.47	49.71	48.53
TiO ₂	0.97	0.79	0.79	1.60	0.67	1.38	1.08	1.20	1.18
Al ₂ O ₃	15.03	15.68	9.53	16.46	12.43	13.80	13.91	15.92	14.6
FeO	5.91	5.88	10.83	9.38	4.74	8.55	4.94	5.94	5.80
Fe ₂ O ₃	6.55	4.40	1.14	3.26	7.84	5.34	6.66	3.88	5.70
MnO	0.21	0.17	0.17	0.21	0.19	0.19	0.18	0.19	0.13
MgO	12.53	13.16	14.09	5.24	6.35	6.33	6.95	7.47	8.96
CaO	9.02	8.54	9.86	9.56	15.32	9.77	8.60	10.40	9.97
Na ₂ O	1.90	3.03	1.25	2.87	1.52	1.82	1.70	2.96	2.16
K ₂ O	0.65	0.83	0.92	0.41	0.59	0.32	3.22	0.37	1.10
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.13	0.25	0.17	0.18	0.23	0.18	0.12
п.п.п.	2.24	2.38	2.90	3.81	2.62	2.22	2.42	1.52	1.74
Сумма	99.63	99.89	99.69	100.15	100.12	99.82	99.62	99.92	100.06
Ba	263	270	—	—	218	—	240	103	300
Rb	7	18	—	—	9	—	45	6	24
Sr	379	820	—	—	401	—	680	328	430
La	—	17	—	—	—	—	22	—	17
Ce	—	33	—	—	—	—	51	—	37
Nd	8.3	19	—	—	—	—	24	—	16
Sm	2.5	4.7	—	—	—	—	4.5	—	3.5
Eu	—	0.98	—	—	—	—	1.2	—	1
Tb	—	0.59	—	—	—	—	0.91	—	0.57
Yb	—	1.7	—	—	—	—	3.4	—	1.5
Lu	—	0.27	—	—	—	—	0.56	—	0.27
Zr	51	72	—	—	36	—	200	61	98
Nb	3	2.5	—	—	3	—	16	10	14
Y	26	19	—	—	17	—	32	15	14
Ni	130	170	—	88	190	—	140	150	120
Co	50	50	100	55	56	73	34	—	50
V	—	200	215	200	230	360	250	—	300
Cr	140	200	1500	92	460	110	400	113	270
CaO/Al ₂ O ₃	0.60	0.54	1.04	0.58	1.23	0.71	0.62	0.65	0.68
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	15.49	19.84	12.06	10.26	18.49	10.00	12.88	13.27	12.37
CaO/TiO ₂	9.29	10.80	12.48	5.97	22.79	7.08	7.96	8.67	8.45
Mg/(Fe + Mg)	0.65	0.70	0.68	0.43	0.49	0.46	0.53	0.59	0.59
Zr/Y	1.96	3.79	—	—	2.12	—	6.25	4.07	7
Ti/Zr	111.87	64.54	—	—	109.47	—	31.76	115.71	70.82
Ti/Y	219.42	244.58	—	—	231.82	—	198.52	470.56	495.75
Zr/Nb	17.00	28.80	—	—	12	—	12.5	—	7
(La/Yb) _N	—	6.75	—	—	—	—	4.36	—	7.65

Примечание. Окислы в мас.%, рассеянные элементы – в г/т; “—” – содержание элемента не определялось; 1–6 – амфиболиты; 7–18 – эпидот-амфиболовые сланцы.

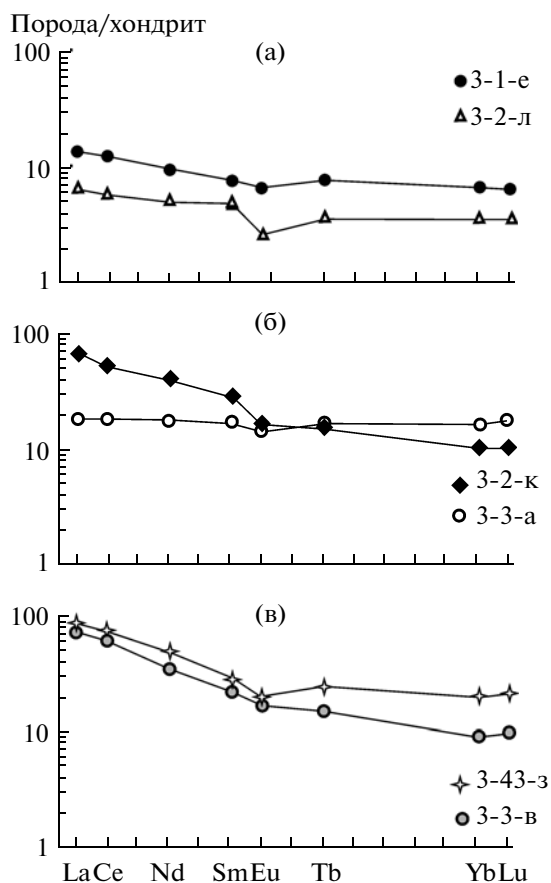


Рис. 6. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту [16], в метавулканитах коматиит-базальтовой ассоциации холодниканского комплекса. а – метакоматииты; б – коматиитовые метабазациты; в – толеитовые метабазациты.

обогащенность мантийного источника Ti и Zr. Учитывая низкий K_D Ti и Zr между оливином и расплавом можно полагать, что анализированные метакоматииты имеют некумулятивную природу. Содержание Ni и Cr в метакоматиитах холодниканского комплекса варьируют в пределах 740–1100 г/т и 960–2400 г/т, что коррелируется с высокими содержаниями в них магния. По спектрам распределения РЗЭ метакоматииты холодниканского комплекса близки к хондриту, отличаясь слабым обогащением ЛРЗЭ – $(La/Yb)_N = 1.84–2.02$ и наличием умеренных отрицательных Eu аномалий (рис. 6а).

Коматиитовые метабазациты (эпидот-амфиболовые сланцы). Содержание MgO в коматиитовых метабазацитах составляет интервал 11.29–14.09 мас. % (табл. 1, ан. 7–12). С уменьшением магнезиальности в коматиитовых метабазацитах растет содержание Ca и Al, что свидетельствует об увеличении в расплаве пироксеновой и плагиоклазовой фаз. Они обладают средним отношением $CaO/Al_2O_3 = 0.73$, что несколько ниже, чем в коматиитах, и обогащены Ti по отношению к Al_2O_3 ($Al_2O_3/PiO_2 = 13.54$) и Ca

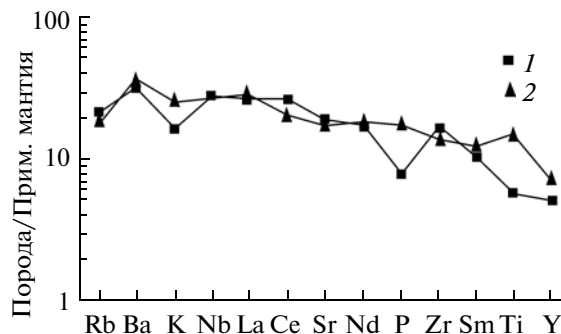


Рис. 7. Мультиэлементная диаграмма для толеитовых метабазацитов холодниканского комплекса. 1 – толеитовые метабазациты холодниканского комплекса. 2 – толеитовые базальты Африкано-Аравийской рифтовой системы [18]. Нормировано по составу примитивной мантии [15].

($CaO/PiO_2 = 9.53$) в сравнении с коматиитами. Коматиитовые базальты обогащены Y по отношению к Ti ($Ti/Y = 238.2$) и Zr ($Zr/Y = 2.49$) и обогащены Nb по отношению к Zr ($Zr/Nb = 21.38$), содержание Ni и Cr в них существенно ниже по сравнению с коматиитами: 130–220 г/т, 140–1500 г/т соответственно, что обусловлено фракционированием оливина в магматических очагах.

По спектрам распределения РЗЭ среди коматиитовых базальтов выделяется две группы. Для первой характерно хондритовое распределение РЗЭ $(La/Yb)_N = 1.08$, вторая группа в значительной степени обогащена легкими РЗЭ – $(La/Yb)_N = 7$ (рис. 6б). В обеих группах отмечаются незначительные Eu аномалии. Повышенное содержание ЛРЗЭ в коматиитовых базальтах второй группы может свидетельствовать о том, что магматический источник коматиитовых метабазацитов претерпел предварительную высокотемпературную дифференциацию различной степени с фракционированием клинопироксена.

Толеитовые базальты. Содержание MgO в толеитовых метабазацитах ниже, чем в коматиитовых базальтах и варьирует в пределах 5.24–8.96 мас. % (табл. 1, ан. 13–18). Толеитовые метабазациты по сравнению с хондритом обеднены Y по отношению к Ti ($Ti/Y = 340.82$) и обогащены Nb по отношению к Zr ($Zr/Nb = 9.28$). Спектры распределения РЗЭ характеризуются умеренной дифференциацией $(La/Yb)_N = 4.36–7.65$ (рис. 6в). По топологии эти спектры соответствуют архейским толеитам ТН-2 [17].

На мультиэлементной диаграмме спектр распределения элементов холодниканских толеитовых базальтов сходен с толеитовыми базальтами кайнозойской Африкано-Аравийской рифтовой системы [18], отличаясь отрицательной аномалией P (рис. 7).

Метавулканиты известково-щелочной серии

В составе метавулканитов этой серии установлены метабазациты, метаандезибазациты (амфиболовые,

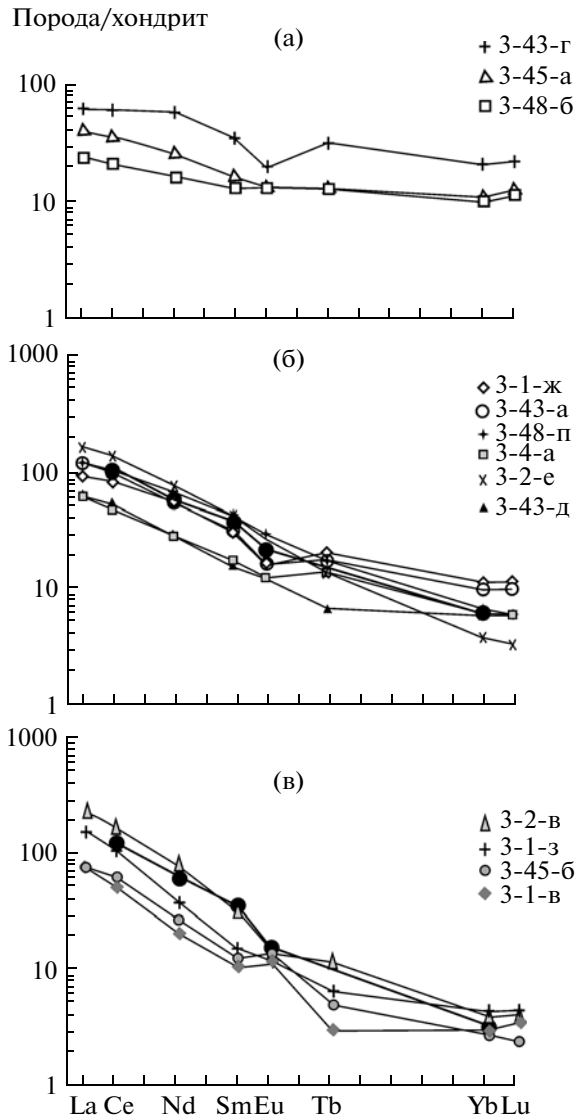


Рис. 8. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту [16], в metavулканитах андезит-дацит-риолитовой ассоциации холодниканского комплекса. а – метабазалты, б – метаандезиты, в – метадациты. Черными кружками на диаграммах б и в показано распределение РЗЭ в модельных андезитовом и дацитовом расплавах. Коэффициенты распределения РЗЭ приняты по [33].

эпидот-амфиболовые сланцы), метаандезиты, метадациты, метариолиты (эпидот-биотит-амфиболовые, эпидот-биотит-мусковитовые, эпидот-мусковитовые, мусковитовые сланцы). Среди них наиболее распространены метаандезиты, метадациты, метариолиты. На этом основании metavулканисты известково-щелочной серии выделены в качестве андезит-дацит-риолитовой ассоциации.

Метабазалты (эпидот-амфиболовые сланцы). Типичные представители метабазалтов известково-щелочной петрохимической серии представлены в табл. 2, ан. 1–3. Метабазалты относятся к высокоглиноземистым разностям ($Al_2O_3 > 15$ мас. %). Спектры распределения РЗЭ в метабазалтах соответствую-

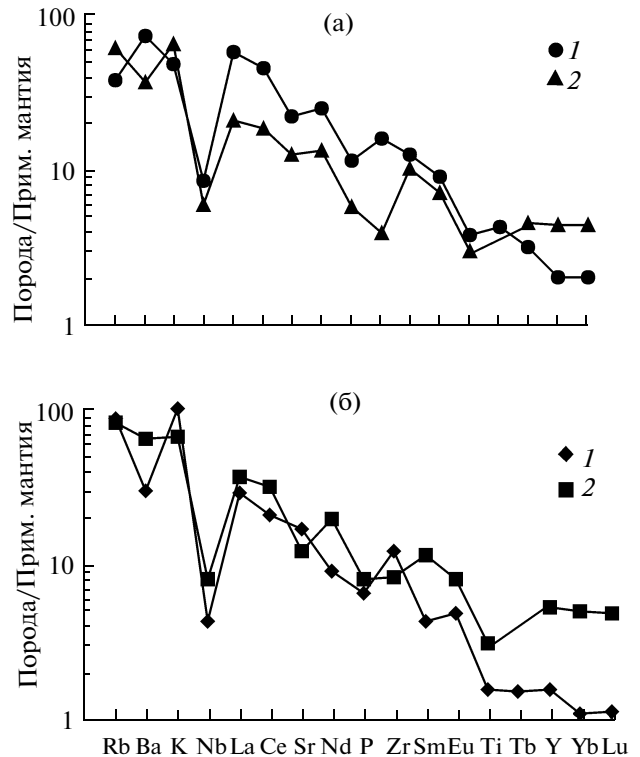


Рис. 9. Мультиэлементная диаграмма для метаандезитов – (а) и метадацитов – (б) холодниканского комплекса. 1 – метаандезиты и метадациты холодниканского комплекса на рис. а и б соответственно, 2 – андезиты и дациты континентальных кайнозойских рифтовых зон Востока Азии [19] на рис. а и б соответственно.

ют архейским базальтам типа ТН-2 по К. Конди [17]. Для них характерно слабое обогащение легкими РЗЭ $(La/Yb)_N = 2.34–3.37$ (рис. 8а), с единичными отрицательными аномалиями Eu $(Eu/Eu^* = 0.52)$.

Метаандезиты. Среди metavулканитов среднего состава широко распространены метаандезиты (эпидот-мусковитовые сланцы), химические составы которых представлены в табл. 2 (ан. 7–12), в то время как метаандезитобазальты (эпидот-биотит-амфиболовые сланцы) присутствуют в подчиненных количествах (табл. 1, ан. 4–6). Метаандезиты по спектру распределения РЗЭ соответствуют архейским андезитам группы II по К. Конди и характеризуются значительной дифференциацией РЗЭ: $(La/Yb)_N = 12.2–55.2$. В некоторых образцах отмечается наличие Eu отрицательных аномалий (рис. 8б).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 9а) метаандезиты холодниканского комплекса отличаются от андезитов мезо-кайнозойских рифтовых зон Востока Азиатского континента [19] несколько пониженным содержанием Rb, тяжелых РЗЭ и повышенным Ba, Zr. В отношении остальных элементов наблюдается топологическое сходство с характерными отрицательными аномалиями Nb и Ti.

Таблица 2. Химические составы метавулканиитов известково-щелочной серии Холонниканского комплекса

Компо- ненты	метабазальты												метаандезиты												метадациты												метариолиты				
	з-43-г	з-45-а	з-48-б	з-1-ж	з-17-в	з-24-б	з-43-а	з-5-б	з-32-е	з-48-п	з-43-д	з-4-а	з-17-д	з-1-в	з-13-а	з-20-в	з-45-б	з-2-в	з-1-з	з-23-а	з-12-а	з-23-в	з-1-з	з-2-в	з-17-д	з-1-в	з-13-а	з-20-в	з-45-б	з-2-в	з-1-з	з-23-а	з-12-а	з-23-в							
SiO ₂	49.08	50.43	51.82	53.64	54.8	56.2	58.45	60.46	62.66	62.92	62.99	63.92	64.99	66.07	66.34	67.95	69.51	69.98	70.89	70.94	72.35	77.95	70.89	69.98	64.99	66.07	66.34	67.95	69.51	69.98	70.89	70.94	72.35	77.95							
TiO ₂	1.28	1.09	0.85	0.42	0.81	0.61	0.88	0.76	0.86	0.88	0.72	0.72	0.85	0.43	0.49	0.35	0.21	0.44	0.44	0.44	0.14	0.07	0.44	0.85	0.43	0.49	0.35	0.21	0.44	0.44	0.44	0.14	0.07								
Al ₂ O ₃	16.13	17.88	15.95	16.00	16.31	16.47	15.70	14.53	15.26	16.06	15.59	15.62	16.10	17.20	15.24	16.32	14.79	13.53	13.04	15.95	14.71	13.55	13.04	16.10	17.20	15.24	16.32	14.79	13.53	13.04	15.95	14.71	13.55								
Fe ₂ O ₃	4.36	5.41	5.17	3.42	3.19	6.74	4.18	3.81	3.28	3.30	3.84	2.13	1.70	2.47	3.90	0.85	1.93	0.05	2.36	—	0.98	—	0.05	2.36	1.70	2.47	3.90	0.85	1.93	0.05	2.36	—	0.98	—							
FeO	7.21	5.70	5.96	3.68	5.06	0.85	3.77	3.42	2.06	3.28	2.51	2.33	2.54	0.80	0.77	2.07	1.34	0.92	0.90	1.14*	1.01	1.21*	0.90	2.54	0.80	0.77	2.07	1.34	0.92	0.90	1.14*	1.01	1.21*								
MnO	0.12	0.18	0.17	0.15	0.08	0.09	0.17	0.12	0.10	0.09	0.07	0.18	0.03	0.05	0.04	0.02	0.05	2.61	0.10	0.01	0.02	0.05	0.01	0.03	0.05	0.04	0.02	0.05	2.61	0.10	0.01	0.02	0.05								
MgO	5.75	5.05	4.48	6.61	5.57	5.15	4.83	3.55	3.07	2.78	2.25	3.71	1.69	2.66	1.27	1.16	1.03	2.16	2.27	0.57	0.71	0.41	2.16	1.69	2.66	1.27	1.16	1.03	2.16	2.27	0.57	0.71	0.41								
CaO	10.26	9.28	13.01	7.34	6.33	5.60	3.66	5.37	3.66	4.75	4.20	4.85	4.07	1.23	4.04	2.32	2.26	1.20	1.58	1.93	2.01	0.05	4.07	4.07	1.23	4.04	2.32	2.26	1.20	1.58	1.93	2.01	0.05								
Na ₂ O	2.48	2.08	1.08	3.99	3.24	4.52	3.37	3.94	5.82	4.80	4.64	3.84	3.87	4.52	3.57	4.47	4.00	4.15	4.55	5.61	5.12	4.32	4.00	3.87	4.52	3.57	4.47	4.00	4.15	4.55	5.61	5.12	4.32								
K ₂ O	0.59	0.64	0.54	1.89	1.91	0.74	3.92	1.32	2.11	0.68	1.39	1.09	2.06	2.74	1.75	1.42	2.85	3.07	2.26	2.26	1.43	1.46	2.85	2.06	2.74	1.75	1.42	2.85	3.07	2.26	2.26	1.43	1.46								
P ₂ O ₅	0.07	0.17	0.13	0.05	0.31	0.28	0.32	0.22	0.34	0.23	0.14	0.20	0.22	0.09	0.25	0.13	0.17	0.14	0.06	0.09	0.07	0.07	0.22	0.22	0.09	0.25	0.13	0.17	0.14	0.06	0.09	0.07	0.07								
п.п.п.	2.29	1.70	1.06	2.40	2.16	2.70	1.13	2.01	0.85	1.10	1.24	1.20	1.74	1.91	1.89	2.89	1.34	1.37	1.14	2.19	1.22	0.84	1.74	1.74	1.91	1.89	2.89	1.34	1.37	1.14	2.19	1.22	0.84								
Сумма	99.62	98.52	100.22	99.59	99.77	99.95	99.50	99.51	100.07	100.87	99.58	99.79	99.86	100.17	99.55	99.95	99.48	99.62	99.59	98.74	98.34	98.77	99.86	99.86	100.17	99.55	99.95	99.48	99.62	99.59	98.74	98.34	98.77								
Ba	390	240	190	860	—	—	800	—	160	360	990	880	—	150	—	—	250	180	140	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Rb	64	18	10	34	—	—	10	—	37	9.8	24	15	—	58	—	—	47	95	57	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Sr	780	520	360	440	—	—	640	—	300	400	690	500	—	290	—	—	400	440	380	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
La	18	11	6.6	23	—	—	40	—	63	40	17	15	—	21	—	—	18	58	40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Ce	46	26	15	54	—	—	82	—	130	83	37	31	—	35	—	—	39	110	75	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Nd	31	14	9	28	—	—	36	—	54	30	16	15	—	11	—	—	13	42	21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Sm	6.2	3	2.4	4.7	—	—	6.3	—	8.9	4.9	2.7	3.0	—	1.8	—	—	1.9	5.1	2.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Eu	1.3	0.94	0.89	0.95	—	—	1.3	—	2.1	1.7	0.81	0.82	—	0.77	—	—	0.79	0.98	0.77	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Tb	1.4	0.58	0.57	0.86	—	—	0.9	—	0.64	0.46	0.3	0.6	—	0.13	—	—	0.19	0.49	0.29	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Yb	3.8	2.2	1.9	2.1	—	—	2.1	—	0.77	1.2	0.94	1.2	—	0.54	—	—	0.48	0.78	0.89	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Lu	0.61	0.37	0.33	0.33	—	—	0.34	—	0.099	0.18	0.17	0.18	—	0.097	—	—	0.063	0.13	0.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Zr	86	55	58	77	—	—	170	—	180	220	130	160	—	140	—	—	120	220	210	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Nb	9	3.3	1.9	3.3	—	—	10	—	7.2	5.7	5.6	4.4	—	4	—	—	2	5.2	4.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Y	44	20	16	20	—	—	24	—	17	16	10	1.5	—	7.4	—	—	6.4	12	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Ni	66	200	200	120	64	95	50	41	40	28	47	50	48	29	24	20	28	40	19	15	15	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Co	15	78	75	28	34	32	19	28	13	15	12	15	16	9	10	11	8	10	10	3	3	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
V	240	210	250	140	180	165	180	200	140	99	120	150	120	72	115	74	51	195	76	49	41	36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Cr	130	340	330	120	180	200	28	160	87	26	47	73	23	36	19	14	15	69	22	26	32	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
(La/Yb)N	3.20	3.37	2.34	7.40	—	—	12.86	—	55.23	22.50	12.21	8.43	—	26.25	—	—	25.31	50.19	30.34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							

Примечание. Окислы в мас. %, рассеянные элементы — в г/т; “—” — содержание элемента не определено; * — все железо в форме FeO; 1—4 — эпидиот-амфиболовые, 5—8 — эпидиот-биотит-амфиболовые, 9—18 — эпидиот-мусковитовые, 19—22 — мусковитовые сланцы.

Метадациты. Метавулканы кислого состава – дациты (эпидот-мусковитовые сланцы), наряду с метаандезитами, широко распространены в составе холодниканского комплекса (табл. 2, ан. 13–18).

Метадациты по спектру распределения РЗЭ соответствуют архейским дацитам группы F2 по Конди [17]. Для них характерна большая степень дифференциации РЗЭ: $(La/Yb)_N = 25.31–50.19$ (рис. 8в), с обогащением легкими РЗЭ в 200 раз превышающий хондритовый уровень. Отмечается наличие положительных $(Eu/Eu^*)_N = 1.6$ и отрицательных $(Eu/Eu^*)_N = 0.6$ аномалий, что может свидетельствовать о вариации окислительных условий в магматическом очаге плавления. На мультиэлементной диаграмме (рис. 9б) метадациты холодниканского комплекса отличаются от дацитов континентальных мезо-кайнозойских рифтовых зон Востока Азии [19] пониженным содержанием Ba, Nd, Sm и тяжелых РЗЭ. Для обоих спектров отмечаются отрицательные аномалии Nb и Ti.

Метариолиты. Метариолиты (мусковитовые сланцы) наиболее кислые разности метавулканитов холодниканского комплекса ($SiO_2 = 70.89–77.95$ мас. %, ан. 19–22 табл. 2). Судя по имеющемуся анализу (табл. 2, ан. 19) метариолиты по спектру распределения РЗЭ не отличаются от рассмотренных выше дацитов (рис. 8в, обр. з-1-3).

ПЕТРОГЕНЕЗИС ИСХОДНЫХ ВУЛКАНИТОВ ХОЛОДНИКАНСКОГО КОМПЛЕКСА

Рассмотренные выше петрохимические и геохимические особенности пород метавулканитов холодниканского комплекса позволяют наметить предполагаемые петрологические модели генезиса расплавов исходных вулканидов коматиит-базальтовой и андезит-дацит-риолитовой ассоциаций.

Коматиит-базальтовая ассоциация

В настоящее время наиболее распространенной моделью происхождения коматиитовых и толеитовых расплавов, формировавших вулканиды докембрийских зеленокаменных поясов, является модель декомпрессионного плавления поднимающегося мантийного плюма. При этом состав расплавов определяется глубиной и температурой плавления мантийного вещества. Эта модель основана на многочисленных экспериментальных и расчетных данных [20–22]. Из этих данных следует, что при высоких $P–T$ параметрах плавления мантийного материала ($T = 2000^\circ C$, $P = 150$ кбар) гранат (мейджорит) является стабильной фазой и концентрируется в рестите, что приводит к деплетированию алюминием ультраосновного расплава. При дальнейшем подъеме мантийного плюма, с падением температуры и давления на глубинах менее 200 км, ликвидусной фазой становится оливин и ультраосновные расплавы при высоких степенях частичного плавления приобретают A1-недеплетированный характер. В

Таблица 3. Результаты расчетов $P–T$ условий формирования исходных коматиитовых расплавов холодниканского комплекса

Параметры	№ образца			
	з-48-д	з-1-е	з-15-е	з-1-д
MgO, мас. %	22.60	23.22	21.87	22.08
$Mg^\# = Mg/(Fe + Mg)$	0.809	0.804	0.806	0.801
Степень частичного плавления (α), %	40	40	40	40
P , кбар по [25]	24	25.6	22	21.8
$T^\circ C$ по [25]	1440	1460	1410	1410
$T^\circ C$ по [26]	1450	1460	1440	1440

малоглубинных условиях (50–80 км) мантийный диапир становится источником магм базальтового состава [23, 24].

Коматииты. Содержания MgO в метакоматиитах холодниканского комплекса варьируют в пределах 21.87–25.90 мас. %, (табл. 1, ан. 1–6), а магнезиальность ($Mg^\# = Mg/(Fe + Mg)$) – от 0.80 до 0.85. Определение термодинамических условий формирования исходных расплавов коматиитов существенно затруднено наложенным на вулканиды метаморфизмом и утратой их первичных структурно-текстурных особенностей (спинифекс-структур). Вследствие указанных обстоятельств затруднено определение некумулятивного первичного состава коматиитов. В этом случае важную роль играет соотношение содержаний MgO и магнезиальности ($Mg^\# = Mg/(Fe + Mg)$). Использование этих соотношений на диаграмме термодинамических условий плавления мантийного лерцолита, построенной по экспериментальным данным [25], позволяет установить, что из выборки проанализированных нами образцов коматиитов холодниканского комплекса первичным коматиитовым расплавам соответствуют анализы з-48-д, з-1-е, з-15-е, з-1-д. Пользуясь диаграммами термодинамических условий плавления мантийного лерцолита [25], содержанием MgO и величинами $Mg^\#$ в указанных выше образцах, можно определить приближенные термодинамические параметры формирования первичных коматиитовых расплавов холодниканского комплекса. Величины их, согласно результатам наших расчетов, приведены в табл. 3.

Из данных этой таблицы следует, что условия плавления коматиитов соответствуют температурам 1410–1460°C. Эти значения температур подтверждаются независимыми расчетами по методу Несбета с соавторами [26]. Величина давления оценена в интервале 22–25 кбар, а степень частичного плавления соответствовала 40%. Результаты Sm-Nd изотопных исследований [2] свидетельствуют о том, что источником для исходных коматиитовых расплавов холодниканского комплекса служила деплетированная мантия – судя по значениям величин $\epsilon_{Nd}(T) = 1.4–2$.

Коматиитовые и толеитовые метабазалы. Содержание MgO в коматиитовых метабазалгах холодниканского комплекса варьируют в пределах 11–14 мас. %, (табл. 1, ан. 7–12) при магнезиальности ($Mg^{\#} = Mg/(Fe + Mg) - 0.62-0.80$). Расчеты, выполненные И.Д. Рябчиковым и О.А. Богатиковым [25] на основе экспериментов, свидетельствуют о том, что коматиитовые базальты с такой низкой магнезиальностью не могут быть получены путем прямого плавления мантийного источника. Они, в соответствии с выводами работы [22], скорее всего, могли формироваться при кристаллизационной дифференциации коматиитов в промежуточных магматических камерах при участии во фракционировании одного оливина.

Содержания MgO в толеитовых метабазалгах холодниканского комплекса варьируют от 5 до 9 мас. %, (табл. 1, ан. 13–18) при магнезиальности ($Mg^{\#} = Mg/(Fe + Mg) - 0.3-0.67$). Химизм толеитов согласуется с моделью фракционирования исходных магм с содержанием MgO около 10–11 мас. % в промежуточных очагах при низких давлениях по феннеровской схеме под контролем оливин–плагиоклазовой и оливин–плагиоклаз–клинопироксеновой котектик [27].

Андезит–дацит–риолитовая ассоциация

Метавулканы андезит–дацит–риолитовой ассоциации известково–щелочной серии составляют главный объем докембрийской серогнейсовых комплексов фундамента древних щитов и слагают значительную долю в стратиграфических разрезах зеленокаменных поясов. При рассмотрении происхождения исходных расплавов магматических образований этой ассоциации в указанных структурах докембрия обычно рассматривают две основные модели: частичного плавления мафических источников и кристаллизационной дифференциации базальтовых магм. В настоящее время петрологическими исследованиями установлено, что формирование магматических пород известково–щелочной серии осуществлялось главным образом по первой модели. Первыми модель генерации магм известково–щелочные серии при частичном плавлении амфиболитов (метабазитов) на нижних уровнях земной коры предложили Т. Грин и А. Рингвуд [28]. Эта модель позднее была подтверждена многими экспериментами в широком диапазоне температур и давлений при $P_{H_2O} < P_{общ}$ [29–32]. Этими экспериментами была показана возможность получения широкого спектра известково–щелочных расплавов – от базальтов до дацитов – при различных вариациях степеней частичного плавления базитового источника. Первое обобщение по возможным моделям происхождения магм зеленокаменных поясов было выполнено К. Конди [17]. Им были рассмотрены различные модели частичного плавления базитового источника (амфиболита, гранатового амфиболи-

Таблица 4. Результаты расчетов составов модельных расплавов вулканитов известково–щелочной серии Холодниканского комплекса

Параметры	Андезит			Дацит		
	C°	C _i	C _i /C _x	C°	C _i	C _i /C _x
Ce	26	83.15	130	40.02	70.41	110.38
Nd	9.9	29.5	62.26	18.07	31.25	65.96
Sm	2.4	6.16	40	3.49	5.96	38.67
Eu	0.62	1.14	24.0	0.75	1.04	17.91
Tb	–	–	–	0.49	0.44	11.73
Yb	1.6	1.11	6.73	1.00	0.48	2.92
Объем (%) расплава и рестита, его состав (об. %)	<i>L</i> – 27 <i>Gr</i> – 17 <i>Hyp</i> – 2 <i>Cpx</i> – 36 <i>Hb</i> – 8 <i>Pl</i> – 10 <i>Kfs</i> – –			<i>L</i> – 54 <i>Gr</i> – 8 <i>Hyp</i> – 16 <i>Cpx</i> – – <i>Hb</i> – – <i>Pl</i> – – <i>Kfs</i> – 22		
<i>P</i> , кбар	10			5		
<i>T</i> °C	925			880		

Примечание. *L* – расплав, *Gr* – гранат, *Hyp* – гиперстен, *Cpx* – клинопироксен, *Hb* – амфибол, *Pl* – плагиоклаз, *Kfs* – калиевый полевой шпат, C° – содержание РЗЭ в источнике расплавов, C_i – содержание элемента в модельном расплаве, C_x – содержание элемента в хондрите С1 [15].

Коэффициенты распределения РЗЭ между минеральными фазами и расплавом приняты по [33].

та, эклогита) и, в частности, показано, что кислые вулканиты известково–щелочной серии типа F II (наиболее обогащенные легкими РЗЭ) архейских зеленокаменных поясов, не могут быть получены путем частичного плавления базитового источника. Для этих типов магм были предложены три основных механизма: 1 – частичное плавление граувакк, 2 – частичное плавление гранулитов андезитового состава, 3 – частичное плавление бимодальной ассоциации трондъемит–тоналитов и амфиболитов.

Андезиты. Выше было показано, что спектры распределения РЗЭ холодниканских метаандезитов обеднены тяжелыми РЗЭ. Это может свидетельствовать о том, что первичный андезитовый расплав находился в равновесии с гранатсодержащим реститом. Существующие эксперименты М.Б. Вольфа и П.Дж. Уайли [31] по плавлению метабазитов свидетельствуют о том, что минимальное давление, при котором в составе рестита плавящегося метабазальта появляется гранат, составляет 10 кбар [31]. В эксперименте указанных авторов расплавам с кремнеземистостью SiO₂ = 62 мас. % (средняя кремнеземистость метаандезитов холодниканского комплекса) соответствует температура 925°С. Степень плавления и состав рестита (об. %) для этой температуры, полученные при эксперименте [31] показаны в табл. 4. Расчеты по результатам эксперимента [31] показывают, что источником расплава для ис-

ходных андезитов холодниканского комплекса могли бы служить известково-щелочные метабазиты гранулитового комплекса Зверевского блока. Сходные геохимически изученные известково-щелочные метабазиты известны в составе смежного Сутамского блока [34]. Эти метабазиты принятые в качестве магматического источника для андезитовых расплавов холодниканского комплекса имеют следующее содержание РЗЭ (г/т): Ce – 26, Nd – 9.9, Sm – 2.4, Eu – 0.62, Yb – 1.6. Используя данные по содержанию РЗЭ в источнике расплава можно рассчитать состав модельного расплава андезита на основе известного соотношения Д. Шоу [35], описывающего зависимость концентрации микроэлемента в расплаве от исходного содержания в источнике, степени плавления и суммарного коэффициента распределения между релитовыми фазами и расплавом. Результаты расчетов состава модельного расплава андезита представлены в табл. 4. Спектр распределения редкоземельных элементов в модельном расплаве приведен на рис. 8б и соответствует спектрам изученных метаандезитов холодниканского комплекса, что подтверждает принятую модель формирования андезитового расплава.

Дациты. Модельные расчеты показывают, что расплавы дацитов холодниканского комплекса не могут быть получены при плавлении базитовых источников в рамках экспериментальных опытов М.Б. Вольфа и Дж. Уайли. Выше было показано, что дациты холодниканского комплекса относятся к группе F II [17]. Для расплавов дацитов этой группы различными авторами были предложены источники сиалического типа, в том числе и граувакки. В состав гранулитового комплекса Зверевского блока входят биотитовые плагиогнейсы, исходный состав которых трактуется как граувакковый [36]. По петрографическому и химическому составам [36] они весьма сходны с геохимически изученными биотитовыми плагиогнейсами исходного грауваккового состава Сутамского блока [34]. Эксперименты плавления биотитовых гнейсов исходного грауваккового состава при давлении 5 кбар были выполнены группой Г. Стивенса [37]. Для модельного расчета условий плавления в качестве источника магматического расплава нами взят химический состав метаграувакки из метаморфического комплекса Сутамского блока [34], содержание РЗЭ в которой следующее (г/т): Ce – 40.02, Nd – 18.07, Sm – 3.49, Eu – 0.75, Tb – 0.49, Yb – 1.00. Модельные расчеты (табл. 4, рис. 8в) показывают, что исходный расплав дацитов холодниканского комплекса мог быть получен при плавлении метаграувакк при $T = 880^\circ\text{C}$ и $P = 5$ кбар.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ ХОЛОДНИКАНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Рассмотренный выше материал позволяет наметить петролого-геодинамическую модель формирования протолитов холодниканского зеленокаменного комплекса. Установлено, что исходные вулканы холодниканского зеленокаменного комплекса представлены ассоциациями двух петрохимических серий: коматиит-толеитовой и известково-щелочной. Метавулканы, соответствующие этим ассоциациям, слагают единый разрез холодниканского комплекса. Анализ литературных материалов свидетельствует о том, что подобное совместное залегание в едином разрезе исходных вулкаников указанных ассоциаций отмечается для раннедокембрийских зеленокаменных поясов всех континентов [17, 38, 39]. Эта закономерность и позволяет представить общую модель формирования вулкаников этих ассоциаций, которая заключается в следующем. Формирование исходных расплавов коматиит-толеитовой ассоциации происходило в результате декомпрессионного плавления поднимающегося мантийного плюма. В результате излияния этих расплавов на поверхность была сформирована нижняя исходная вулканогенная толща холодниканского комплекса, сложенная переслаивающимися коматиитами и базальтами. Этот процесс сопровождался общим подъемом геоизотер, а также появлением дополнительного источника тепла при внедрении магм основного и ультраосновного состава в земную кору, что обеспечивало частичное плавление корового материала. За счет частичного плавления различных коровых пород южной части Алданского щита была сформирована исходная андезит-дацит-риолитовая ассоциация известково-щелочной серии. В последующем, при остывании мантийного плюма, прекратилось излияние лав коматиит-толеитовой серии, и вулканизм известково-щелочного типа стал профилирующим. Одновременно усилилась роль процессов осадкообразования. Этот поздний этап соответствует времени накопления протолитов верхней толщи холодниканского комплекса. К. Конди [40] показал, что с помощью механизма частичного плавления вещества поднимающихся мантийных струй (диапиров) можно объяснить наиболее важные особенности стратиграфического разреза и вещественного состава пород зеленокаменных поясов.

Предложенная петрологическая схема формирования протолитов холодниканского зеленокаменного пояса влечет за собой и выбор его геодинамической модели развития. Первое обобщение по существующим геотектоническим моделям происхождения зеленокаменных комплексов было выполнено К. Конди [17]. Из рассмотренных им моделей в настоящее время наиболее распространены модели, основанные на концепции тектоники плит.

Указанный выше механизм формирования исходных расплавов Холодниканского зеленокаменного пояса может быть реализован при появлении глубинного разлома под воздействием на отдельные части Алданского микроконтинента глобальных тектонических сил, перемещающих отдельные его части. Предполагается, что этот глубинный разлом достигал мантии и служил подводным каналом для мафических магм мантийного плюма. В зоне разлома под влиянием тепла мантийного плюма происходило плавление коровых пород Алданского микроконтинента с образованием магм среднего и кислого состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В составе холодниканского метаморфического комплекса выделено две толщи, из которых нижняя имеет исходную вулканогенную, а верхняя — вулканогенно-осадочную природу. На основе закономерностей распределения главных петрогенных элементов и элементов примесей установлено, что нижняя толща представлена исходными вулканиками коматиит-толеитовой серии (коматиит-базальтовая ассоциация), а вулканики верхней толщи соответствуют известково-щелочной серии (андезит-дацит-риолитовая ассоциация). Исходные вулканики этих серий имеют различные магматические источники, но близки по времени излияния на поверхность Земли, о чем свидетельствует их присутствие в составе единого разреза холодниканского комплекса.

Представленные модели генезиса пород коматиит-базальтовой и андезит-дацит-риолитовой ассоциаций позволяют наметить единую модель формирования исходных магматических протолитов холодниканского комплекса. По представлениям авторов, эта модель включает две стадии. Первая стадия связывается с началом подъема мантийного плюма и его декомпрессионного частичного плавления. Источником плюма служила деплетированная мантия. На глубинах 80–90 км происходило отделение коматиитовых расплавов, а в промежуточных камерах на меньших глубинах в результате дифференциации шло формирование коматиитовых и толеитовых базальтов. Во вторую стадию, за счет тепла поднимающегося плюма, происходило плавление различных пород фундамента южной части Алданского щита. При этом за счет частичного плавления известково-щелочных метабазальтов архейского фундамента происходило выплавление исходных андезитовых расплавов холодниканского комплекса, а за счет биотитовых плагиогнейсов соответствующих грауваккам — дацитовых и риолитовых расплавов.

Имеющиеся Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют о палеопротерозойском (2.41 млрд. лет) возрасте магматических протолитов холодниканского комплекса. Геодинамическая модель форми-

рования протолитов холодниканского комплекса предусматривает появление глубинного разлома достигающего мантии под воздействием на отдельные части Алданского микроконтинента глобальных тектонических сил, перемещающих отдельные его части. Вдоль этого разлома происходил подъем мафических магм мантийного плюма и плавление коровых пород Алданского микроконтинента с образованием магм среднего и кислого состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Котов А.Б.* Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2003. 78 с.
2. *Лаврик С.Н., Мишкин М.А., Моисеенко В.Г., Журравлев Д.З.* Первые данные по Sm-Nd изотопной систематике метавулкаников Холодниканского зеленокаменного пояса юга Алданского щита // ДАН. 2002. Т. 382. № 1. С. 97–100.
3. *Красный Л.И.* Геология района Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 150 с.
4. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000, серия Алданская, лист О-51-XXXV. Москва, 1976.
5. *Другова Г.М., Неелов А.Н.* Полиметаморфизм докембрийских образований южной част Алданского щита и хр. Станового. Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1960. Вып. 11. С. 141–216.
6. *Московченко Н.И., Красников Н.А., Семенов А.П.* Эндогенная эволюция структурно-вещественных комплексов зоны сочленения алданид и становид // В. кн: *Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали.* Л., 1983. С. 97–127.
7. *Лаврик С.Н.* Холодниканский зеленокаменный пояс, природа протолитов метапород как основа структурно-петрологической типизации пояса. Электронный журнал “Исследовано в России”, 003. С. 27–38. 2008 г. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2008/003/pdf>.
8. *Лаврик С.Н.* Холодниканский зеленокаменный пояс: геодинамическая обстановка метаморфической эволюции пород. Электронный журнал “Исследовано в России”, 56. С. 632–646. 2008 г. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2008/056/pdf>.
9. *Кебезинская К.Б.* Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск.: Наука, 1977. 196 с.
10. *Конди К., Аллен П.* Происхождение архейских чернокитов южной Индии. В кн. *Геохимия архея.* М.: Мир, 1987. С. 224–249.
11. *Sun S.S., Nesbitt R.W.* Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // *Contrib. Min. Petr.* 1978. V. 65. № 3. P. 301–325.
12. *Dennen W.H., Moore B.R.* Chemical definition of nature detrital sedimentary rock // *Nat. Phys. Sci.* 1971. V. 234. P. 127–128.
13. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
14. *Jensen L.S.* A new cation plot for classifying subcalic volcanic rocks // *Ontario Div. Mines. Misc. Pap.* 66. 1976.

15. *Rollinson R.* Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical. London, 1993. 352 p.
16. *Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Rare earth elements abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. № 8. P. 1199–1212.
17. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
18. Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. Т. 3. 487 с.
19. *Сахно В.Г.* Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 335 с.
20. *Bickle M.J., Ford C.E., Nesbet E.G.* The petrogenesis of peridotitic komatiites: evidence from highpressure melting experiments // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 37. P. 97–106.
21. *Ohtani E., Kawabe J., Moriyama J.* Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite // *Contr. Miner. Petrol.* 1989. V. 103. P. 263–269.
22. *Гирнис А.В., Рябчиков И.Ф., Богатиков О.А.* // Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 120 с.
23. *Takahashi E., Kushiro I.* Melting of a dry peridotite at high pressure and basalt magma genesis // *Amer. Mineral.* 1983. V. 68. P. 859–879.
24. *McKenzie D., Bickle M.J.* The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrology.* 1988. 29. P. 625–679.
25. *Рябчиков И.Ф., Богатиков О.А.* Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматиитов // *Геохимия.* 1984. Т. 5. С. 625–638.
26. *Nesbet E.G., Cheadle M.J., Arndt N.T.* Constraining the potential temperature of Archean mantle: a review of the evidence from komatiites // *Lithos.* 1993. V. 34. P. 291–307.
27. *Золотухин В.В., Малюк Б.И.* Проблемы петрологии ассоциирующих вулканогенных базитов и ультрабазитов древних платформ и их никеленосности. Новосибирск, 2001. 244 с.
28. *Green T.H., Ringwood A.E.* Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite // *Contr. Miner. Petrol.* 1968. V. 18. № 2. P. 105–162.
29. *Holloway J.R., Burnham C.W.* Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure // *J. Petrol.* 1972. V. 13. N 1. P. 1–29.
30. *Ермаков В.А., Соловьева Т.Н., Геншафт Ю.С.* Экспериментальные исследования в области глубинного петрогенезиса. Москва: Ин-т физики Земли РАН, 1976. С. 3–65.
31. *Вольф М.Б., Уайли П.Дж.* Некоторые результаты экспериментального исследования дегидратационного плавления амфиболита при 10 кбар // *Геология и геофизика.* 1993. № 12. С. 100–115.
32. *Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F.* Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites // *Precambrian Res.* 1991. V. 91. P. 1–25.
33. *Arth J.G.* Behavior of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications // *J. Res. U.S. Geol. Surv.* 1971. V. 4. № 1. P. 41–47.
34. *Вовна Г.М.* Геохимия архейских гранулитов юга Алданского щита. М.: Наука, 2007. 107 с.
35. *Shaw D.M.* Trace element fractionation during anatexis // *Geochim. et cosmochim. Acta.* 1970. 1970. V. 34. № 42. P. 331–340.
36. *Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф.* Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 200 с.
37. *Stevens G., Clemens J.D., Droop G.T.R.* Melt production during granulite-facies anatexis experimental data from “primitive” metasedimentary protoliths // *Contr. Miner. Petrol.* 1997. V. 128. P. 352–370.
38. *Вревский А.Б.* Геолого-петрологическая систематика зеленокаменных поясов архея // *Проблемы эволюции докембрийской литосферы / под ред. Соколова Б.С. Л.: Наука, 1986. С. 37–44.*
39. *Вревский А. Б., Рыбаков С. И., Ефимов М. М.* Сравнительный анализ геологического строения и развития зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов // *Геотектоника.* 1996. № 5. С. 43–56.
40. *Condie K. C.* A mantle plume model for the origin of Archean greenstone belts based on trace element distributions // *Nature.* 1975. V. 258. P. 413–414.