

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД НЕОАРХЕЙСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАССИВА ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

© 2012 г. И. В. Бучко*, А. А. Сорокин*, С. Д. Великославинский**, А. Б. Котов**

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН
675000, г. Благовещенск, Речной пер.,
E-mail: inna@ascnet.ru

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2
E-mail: akotov@peterlink.ru

Поступила в редакцию 14.01.2011

В данной работе впервые обсуждаются результаты геохимических исследований неоархейского ритмично расслоенного оливинит-вебстерит-габбрового массива Маристого, расположенного в пределах Иликанского блока юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Основными петрохимическими особенностями ультрамафитов и пироксенитов массива являются умеренное увеличение содержаний TiO_2 и FeO^* , при практически постоянных Al_2O_3 , при снижении магнезиальности от наиболее ранних образований к поздним, что свойственно феннеровскому тренду дифференциации. В то время как для габбро-анортозитов характерно увеличение содержаний SiO_2 , Al_2O_3 в процессе кристаллизации при снижении $Mg\#$, что присуще высокоглиноземистым базальтам. Двойственность петрохимических трендов и результаты моделирования позволяют предполагать, что кристаллизация ритмично расслоенных ультрамафитов и габбро-анортозитов происходила из двух различных расплавов, по составу отвечающих пикритам и высокоглиноземистым базальтам. При этом кристаллизация первого происходила при температурах около $1215^\circ C$, а второго – $1110\text{--}1080^\circ C$. Обращают на себя внимание конформность спектров распределения редкоземельных и малых элементов и закономерное увеличение их содержаний с уменьшением степени основности. Это позволяет сделать вывод о том, что выплавление обоих расплавов происходило из одного источника, близкого Al-недеплетированному пикритоиду, в промежуточной магматической камере. Учитывая специфический стиль тектонического развития геологических структур в докембрии, можно предположить, что формирование ультрамафит-мафитов связано с проявлением типичного для архея пикритоидного магматизма.

Ключевые слова: *ультрамафит-мафиты, редкоземельные и редкие элементы, Северо-Азиатский кратон.*

ВВЕДЕНИЕ

Изучение геохимических особенностей докембрийских проявлений ультрамафит-мафитового магматизма является одним из важных аспектов позволяющим реконструировать геодинамические обстановки существовавшие в этот период. В пределах юго-восточной части Северо-Азиатского кратона известны и довольно хорошо изучены два докембрийских этапа ультрамафит-мафитового магматизма, зафиксированных формированием автономных анортозитов: неоархейский [5, 6, 9, 17, 22] и палеопротерозойский [8, 20]. В то же время, исследование раннедокембрийских расслоенных интрузий практически не проводилось ввиду отсутствия надежных изотопно-геохронологических данных, позволяющих относить интрузивы к этому временному периоду.

Одной из основных геологических структур докембрийской консолидации в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона

является Иликанский блок Джугджуро-Станового супертеррейна. Согласно существующим представлениям [13], слагающие его образования метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. При этом время высокоградных структурно-метаморфических преобразований протолита составляет 2647 ± 3 и 1884 ± 9 млн. лет [18]. В пределах этого блока расположены многочисленные тела ультрамафит-мафитов (рис. 1), традиционно относимые к раннеархейскому (?) майско-джанинскому комплексу [19] или раннеархейским метаморфизованным габбро [1].

Типичным их представителем является массив Маристый, геохимические особенности которого и рассматриваются в данной статье.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Массив Маристый является одним из линзовидных ритмично расслоенных тел ультрамафит-

мафитов, протяженностью до 3 км при ширине до 800 м, близширотного и северо-западного простирания (рис. 1). Вмещающими для ультрамафит-мафитов являются интенсивно дислоцированные метаморфические комплексы иликанской серии позднеархейского возраста [11, 13] и плагиограниты древнеархейского (?) комплекса. Время становления последних оценивается в 2828 ± 34 млн. лет [18]. Вмещающие породы подверглись складчатости, региональному метаморфизму и ультраметаморфизму в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации и испытали тектоническое, метаморфическое и магматическое воздействие всех последующих этапов геологической эволюции территории [13]. Это обусловило проявление процессов диафтореза, неоднократной мигматизации и частичного изменения первичных структур.

К собственно массиву Маристый отнесено два изолированных выхода ритмично расслоенных тела ультрамафит-мафитов – Южное и Северное, установленные в нижнем течении р. Унаха в приустьевой части ее правых притоков – Иликана и Ульдегита. Они вытянуты в субширотном направлении (рис. 2) и, по интерпретации данных аэромагнитной съемки, на глубине объединяются и представляют собой единый интрузив.

Следует отметить, что южный выход интрузива Маристый в северной своей части ограничен субширотным разрывным нарушением, а его южная граница не установлена, так как перекрыта чехлом делювиально-аллювиальных отложений. Зафиксированы факты прорывания ультрамафит-мафитов гранитами позднеархейского комплекса. Как отмечалось выше, изучаемый массив ритмично расслоен. При этом в основании преимущественно двухчленных ритмов наблюдаются ультрабазиты или вебстериты, сменяющиеся вверх по разрезу габбро-анортозитами. Общая видимая мощность разреза оливинит-вебстерит-габбровой ассоциации составляет более 400 м. Кроме ритмичной расслоенности, исследование закономерностей распространения пород в пределах массива позволило выявить некоторую зональность в их распределении. Так, в центральной части южного тела преобладают ритмы, сложенные оливинитами с редкими прослоями магнетита и вкрапленностью сульфидов. В то же время, в верхних частях разреза в ультрамафитах в незначительных количествах появляется плагиоклаз, общее количество которого не превышает 5%. В краевых частях выхода установлены оливиниты, вебстериты с прослоями гарцбургитов и габбро-анортозиты. Взаимоотношения габброидов и ультрамафитов в краевой части не установлены. Северный выход интрузива образован ритмами, сложенными оливинитами или гарцбургитами, в верхних частях сменяющихся габбро-анортозитами. Контакты ультрамафит-мафитов с вмещающими их образованиями не выявлены.

Все породы рассматриваемого интрузива претерпели интенсивные преобразования, выразившиеся в серпентинизации и амфиболитизации, причем наблюдаются многочисленные факты как пересечения амфиболами серпентинов, так и наоборот.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования химического состава пород проводилось с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и ICP-MS (Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Hf, Nb, Ta, Sc) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск).

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи 1050–1100 градусов. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составляет 3–10%.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

В составе массива Маристый установлены оливиниты, гарцбургиты, вебстериты и габбро-анортозиты. При этом обращает на себя внимание отсутствие переходных разновидностей пород между ультрамафитами – пироксенитами и габбро-анортозитами.

Оливиниты являются наиболее распространенными образованиями как Южного так и Северного тел. Они представляют собой зеленовато- или буровато-серые среднезернистые породы, расщепленные в условиях амфиболитовой фации. Самыми ранними кумулюсными минералами оливинитов являются хризолит и энстатит. В то же время, интеркумуляус представлен клинопироксеном, магнетитом и сульфидами. Вторичные преобразования ультрамафитов выразились в новообразовании бастита и антигорита в ассоциации с вторичным магнетитом по краям зерен первичных минералов, волокнистых выделений антофиллита и хлорита с формированием петельчатой структуры. При этом центральные части петель сложены ортопи-

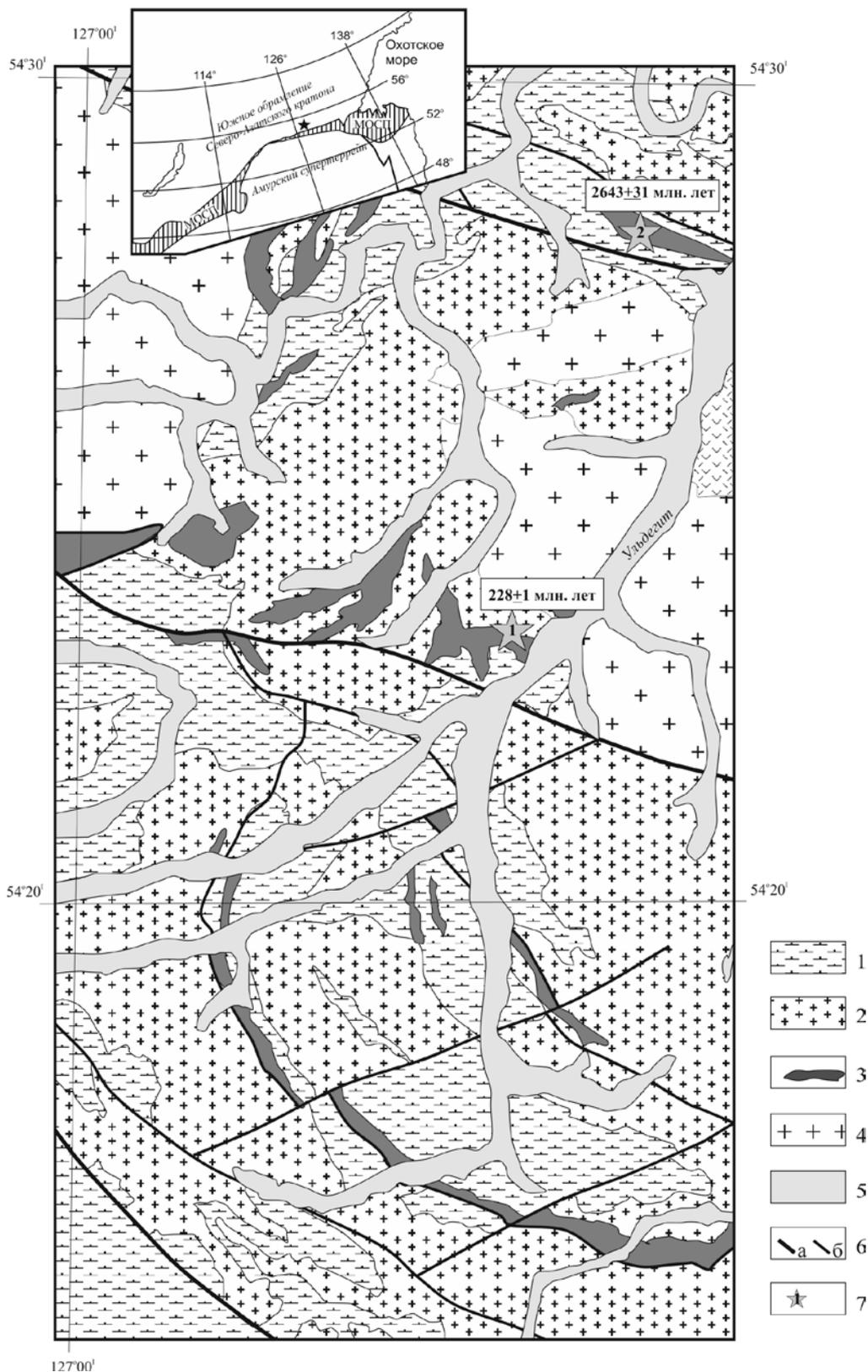


Рис. 1. Схема расположения ультрамафит-мафитовых массивов Дамбукинского блока Джугджуро-Станового супертеррейна, упоминаемых в тексте (составлена по [13] и материалам авторов).

1 – гнейсы и кристаллические сланцы иликанской серии; 2 – плагиограниты древнестанового комплекса; 3 – габброиды; 4 – позднеюрские граниты и гранодиориты; 5 – отложения квартера; 6 – разломы: а – главные, б – второстепенные; 7 – места взятия образцов на геохронологические исследования: 1 – массив Ульдегит, 2 – массив Маристый.

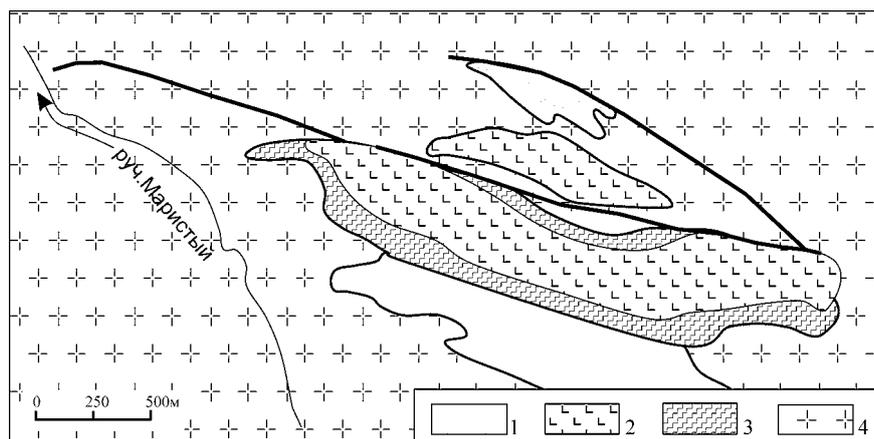


Рис. 2. Схематическая геологическая карта оливинит-вебстерит-габбрового массива Маристый (составлена по материалам авторов).

1 – гнейсы и кристаллические сланцы иликанской серии; 2–3 – оливинит-вебстерит-габбровая ассоциация пород массива Маристый: 2 – оливиниты и гарцбургиты, 3 – вебстериты и габбро-анортозиты; 4 – позднестановые (?) гранитоиды.

роксенном или баститом, а краевые – антигоритом. В рассланцованных разновидностях агрегаты антигорита и магнетита развиваются по спайности в энстатите.

Гарцбургиты представляют собой массивные, среднезернистые, почти черные породы. Кумулусные минералы описываемых пород представлены оливином и энстатитом, а интеркумулусные – клинопироксенном. В незначительных количествах в данной группе пород наблюдаются магнетит, сульфиды и гранат. Оливин образует идиоморфные выделения величиной до 3–4 мм, в то время как энстатит иногда пойкилитово включает хризолит. Между зернами оливина и энстатита отмечается диопсид в выделениях размером 1–2 мм. Следует отметить, что иногда в гарцбургитах присутствует гранат, идиоморфные кристаллы которого, как правило, не превышают 4 мм. Более поздние преобразования пород выражены образованием по краям первичных темноцветов вторичного амфибола, а затем, по трещинкам в минералах – хлорита пеннина и призматических выделений бастита, иногда полностью замещающих энстатит. Затем формируются шестоватые разноориентированные выделения антигорита, имеющие зональное погасание и карбонат, без явных признаков его связи с трещиноватостью. Завершается процесс преобразования гарцбургитов образованием призм антофиллита, в краевых частях ранее образованных минералов, включая хлорит, серпентины и карбонат.

Вебстериты установлены в основании ритмично расслоенной серии и в краевых частях массива. Это массивные среднезернистые, зеленовато-серые породы, первичные минералы которых представлены энстатитом и диопсидом, в незначительных количествах отмечается магнетит и сульфиды. Орто- и клинопироксены в значительной степени замещены амфиболом. Рудные минералы имеют округлую,

каплевидную форму и встречаются в межзерновом пространстве силикатов. Более поздние преобразования вебстеритов привели к новообразованию серпентина и тремолита.

Габбро-анортозиты широко распространены в краевых частях массива, и в верхних частях ритмов. Основными породообразующими минералами этой группы являются плагиоклаз (50–80%) и амфибол (антофиллит) (10–50%), при этом в анортозитах наблюдаются тонкие до 1–2 мм прослои, сложенные исключительно темноцветными минералами. Плагиоклаз (An_{87}) образует призматические выделения, размер которых не превышает 1–2 мм. Следует отметить, что при метаморфических преобразованиях пород, плагиоклаз замещается андезином, который развивается в виде мелких округлых зерен или по краям битовнита. Химический состав новообразованного андезина содержит до 48% анортитовой молекулы. Амфибол, так же как и плагиоклаз, установлен в двух генерациях, первая – крупнозернистая, с идиоморфными выделениями и вторая – мелкозернистая, развитая по трещинам в минералах.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Ультрамафиты характеризуются высокими содержаниями MgO и низкими – TiO_2 , Al_2O_3 и CaO (табл. 1). Следует отметить, что за исключением глинозема, близкие характеристики свойственны и пироксенитам (табл. 1). Габбро-анортозиты массива Маристый обладают высокими значениями Al_2O_3 (табл. 1). В то же время для них установлены низкие количества MgO и TiO_2 (табл. 1).

Анализ вариационных диаграмм (рис. 3), где в качестве индекса магматической дифференциации использована магнезиальность

Таблица 1. Химический состав пород массива Маристый

Образец	с-922/6	59/38	59/9	с-922/5	59/72	с-922/7	с-922/3	с-922/2	с-922	с-922/1	59/90	59/67	59/63
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	36.57	38.45	39.02	39.06	42.68	44.41	49.23	49.37	48.97	49.47	49.78	52.25	49.16
TiO ₂	0.07	0.17	0.08	0.10	0.13	0.20	0.63	0.11	0.14	0.16	0.09	0.09	0.09
Al ₂ O ₃	2.83	1.17	7.25	5.04	8.58	11.65	21.00	22.04	25.39	25.97	27.42	29.94	30.57
Fe ₂ O ₃	17.33	14.36	13.55	15.26	12.77	15.91	8.46	6.60	3.85	3.38	2.45	1.50	1.89
MnO	0.22	0.21	0.38	0.23	0.20	0.21	0.09	0.08	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03
MgO	37.24	39.37	29.12	33.42	28.94	19.60	6.75	8.92	5.51	4.72	3.52	0.98	1.91
CaO	1.09	0.83	1.72	2.50	3.30	6.44	8.34	9.35	11.14	11.21	11.18	10.44	12.72
Na ₂ O	<0.20	0.12	0.07	0.25	0.25	1.96	3.88	3.02	3.12	3.33	4.16	4.48	3.52
K ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.03	0.11	0.12	0.27	0.21	0.28	0.33	0.13	0.25	0.08
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.07	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.04	0.02
ппп	6.37	4.85	8.14	5.23	4.23	0.01	1.17	0.16	1.34	1.21	0.90	1.28	0.98
Сумма	101.77	99.62	99.41	101.15	101.20	100.64	100.02	100.02	99.99	100.03	99.67	101.27	100.97
Cs	0.07	–	–	0.03	0.04	<0.01	0.15	0.02	0.09	0.11	0.03	0.17	0.09
Rb	0.2	–	–	1	0.2	0.4	1	1	3	3	2	1	0.3
Sr	103	–	–	66	10	583	1180	1124	1294	1318	682	263	311
Ba	9	–	–	86	67	385	276	234	299	243	568	139	10
Ga	3	–	–	5	5	8	15	14	13	13	15	6	5
La	0.53	–	–	0.85	0.88	1.54	2.35	2.36	2.35	2.46	2.99	1.14	0.97
Ce	0.81	–	–	0.86	2.49	2.76	4.49	4.08	4.67	4.77	6.3	2.27	1.87
Pr	0.09	–	–	0.14	0.26	0.47	0.62	0.44	0.49	0.56	1.37	0.28	0.2
Nd	0.32	–	–	0.61	1.13	2.27	2.44	1.57	1.89	2.31	7.45	1.05	0.87
Sm	0.07	–	–	0.2	0.33	0.6	0.52	0.3	0.35	0.4	2.2	0.23	0.18
Eu	0.04	–	–	0.11	0.13	0.4	0.59	0.39	0.45	0.38	1.02	0.17	0.13
Gd	0.05	–	–	0.18	0.27	0.51	0.53	0.18	0.26	0.33	2.24	0.22	0.18
Tb	<0.01	–	–	0.03	0.05	0.08	0.07	0.02	0.04	0.05	0.38	0.04	0.04
Dy	0.04	–	–	0.26	0.3	0.47	0.41	0.13	0.19	0.23	2.0	0.22	0.16
Ho	0.01	–	–	0.04	0.07	0.11	0.08	0.04	0.04	0.05	0.41	0.04	0.04
Er	0.04	–	–	0.12	0.18	0.27	0.24	0.06	0.08	0.1	1.07	0.11	0.09
Tm	<0.01	–	–	0.03	0.03	0.05	0.03	0.01	0.02	0.01	0.13	0.01	0.02
Yb	0.05	–	–	0.11	0.16	0.29	0.19	0.04	0.09	0.11	0.73	0.13	0.11
Lu	0.01	–	–	0.02	0.04	0.05	0.03	0.01	0.01	0.02	0.12	0.02	0.01
Y	0.3	–	–	1	1	2	2	1	1	1	10	1	1
Th	0.04	–	–	0.03	0.05	0.02	0.01	0.02	0.05	0.06	0.04	0.05	0.07
U	0.03	–	–	<0.01	0.04	0.01	<0.01	<0.01		0.01	0.01		0.01
Zr	1	–	–	1	1	5	3	2	2	2	11	3	8
Hf	0.01	–	–	0.08	0.14	0.21	0.1	0.07	0.02	0.05	0.48	0.09	0.34
Nb	0.14	–	–	0.14	0.23	0.12	0.21	0.23	0.37	0.53	0.28	0.23	0.19
Ta	0.02	–	–	0.03	0.02	0.03	0.04	0.07	0.08	0.09	0.04	0.05	0.04
Zn	91	–	–	102	73	73	46	32	14	15	40	69	82
Cu	5	–	–	75	101	70	16	25	32	28	44	56	233
Co	136	–	–	140	137	100	37	48	25	21	36	98	121
Ni	1053	–	–	1122	1002	178	54	82	123	119	60	586	891
Sc	5	–	–	8	8	13	7	2	2	2	54	5	5
V	<0.02	–	–	<0.02	<0.02	43	111	6	<0.02	<0.02	271	<0.02	<0.02
Cr	1124	–	–	1535	1401	255	86	24	264	317	252	600	717

Примечание. 1–4 – оливиниты, 5 – гарцбургит, 6 – вебстерит, 7–13 – габбро-анортозиты. Основные петрогенные компоненты приведены в мас. %, элементы-примеси – в г/т.

($Mg\# = MgO \times 100 / (MgO + FeO)$) позволяет наметить две тенденции изменения химического состава пород при их кристаллизации. Особенности первого тренда, присущего в первую очередь ультрамафитам и пироксенитам, являются умеренное увеличение содержаний TiO₂, FeO*, при практически постоянном Al₂O₃ и снижении магнезиальности, что соответствует феннеровскому тренду дифференциации. При этом точки составов группиру-

ются около *Ol-Pl* котектики. Фигуративные точки габбро-анортозитов образуют второй тренд, характеризующийся увеличением содержаний SiO₂ и Al₂O₃ при снижении Mg#, в целом соответствующий боуэновскому тренду дифференциации.

Распределение редкоземельных элементов в оливинитах, гарцбургитах и пироксенитах массива характеризуется незначительным преобладанием LREE над HREE (при величине $(La/Yb)_n = 3.66-7.95$)

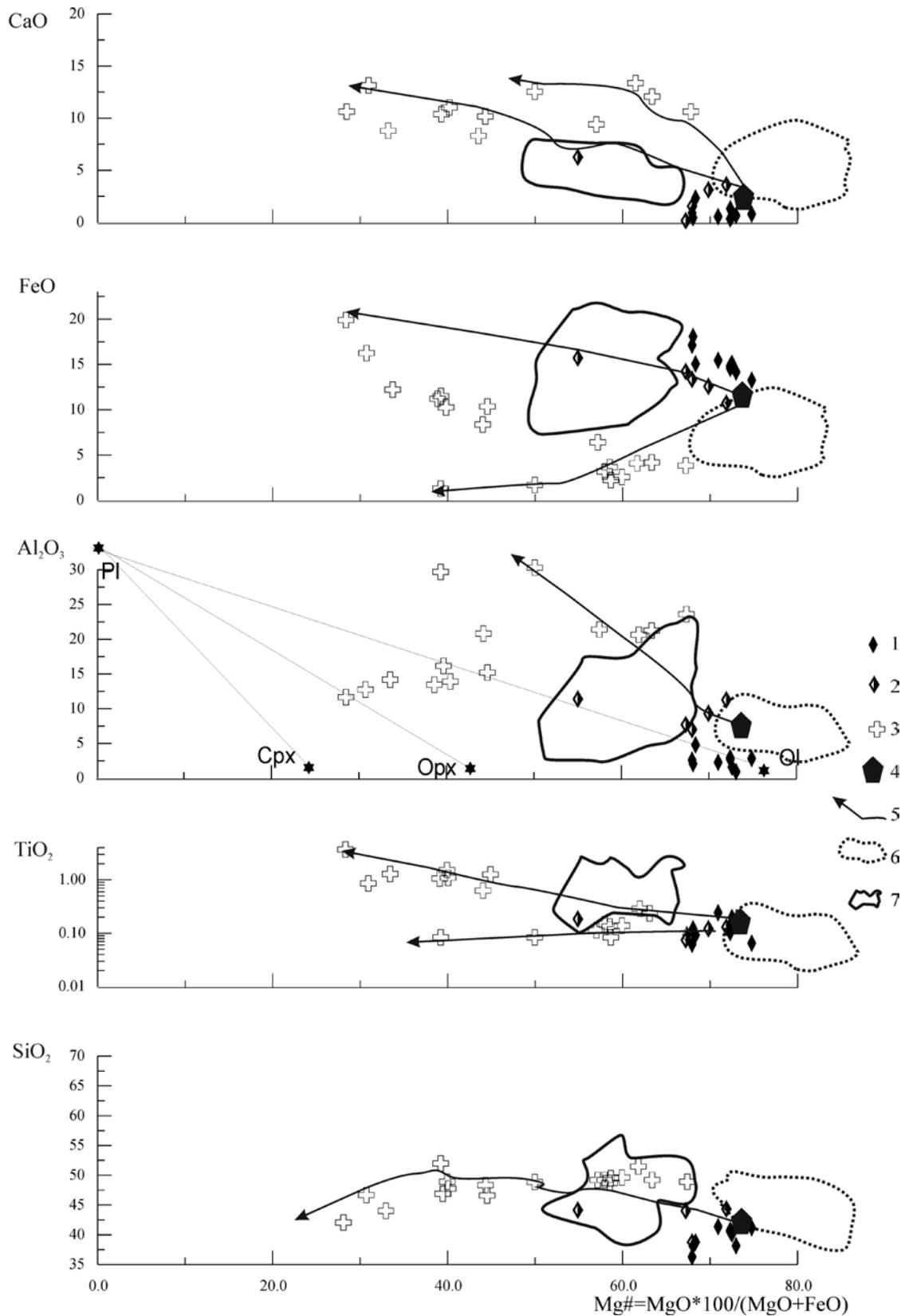


Рис. 3. Петрохимические особенности пород массива Маристый.

1 – ультрамафиты; 2 – пироксениты; 3 – габбро– анортозиты; 4 – состав исходного расплава, рассчитанный по методике А.А. Арискина [2]; 5 – тренды эволюции магматического расплава; 6–7 поля перидотитов по [21]: 6 – мантийных, 7 – коровых.

и отчетливо проявленной европиевой аномалией – $Eu/Eu^* = 1.32–2.11$ (рис. 4а). В то же время графики распределения редкоземельных элементов в габбро-анортозитах (рис. 4б) имеют более дифференцированный характер, о чем свидетельствует величина отношения $(La/Yb)_n = 2.78–39.15$. При этом для данных пород, так же как и для ультрамафитов свойственна отчетливо выраженная положительная аномалия европия ($Eu/Eu^* = 1.39–4.84$), и очень сильное деплетирование относительно известных типов базальтов.

Анализ содержаний малых элементов в ультрамафитах массива Маристый показывает низкие содержания в них Th, U, Y, Nb, Ta, Hf, Zr (рис. 5а, табл. 1) и достаточно высокие концентрации Ba, Sr и тугоплавких элементов группы железа Ni, Cr, по сравнению с легкоплавкими Co и V (табл. 1). В пироксенитах уровень значений LILE незначительно

повышается, при уменьшении тугоплавких элементов группы железа.

Габбро-анортозиты массива характеризуются более высокими содержаниями малых элементов, однако характер их распределения практически не изменяется. По аналогии с ультрамафитами для описываемых пород установлены максимумы Ba, Sr и минимумы Th, U, Y, Nb, Ta, Hf, Zr (рис. 5б). Кроме этого, они обладают относительно высокими содержаниями Ni, Cr, по сравнению с Co и V (табл. 1).

ОЦЕНКА СОСТАВА ИСХОДНОГО РАСПЛАВА

Согласно конвекционно-кумуляционной модели формирования пластовых интрузивов М.Я. Френкеля [23] для любой породы, усреднив по составу вышележащую часть интрузива (без учета верхне-

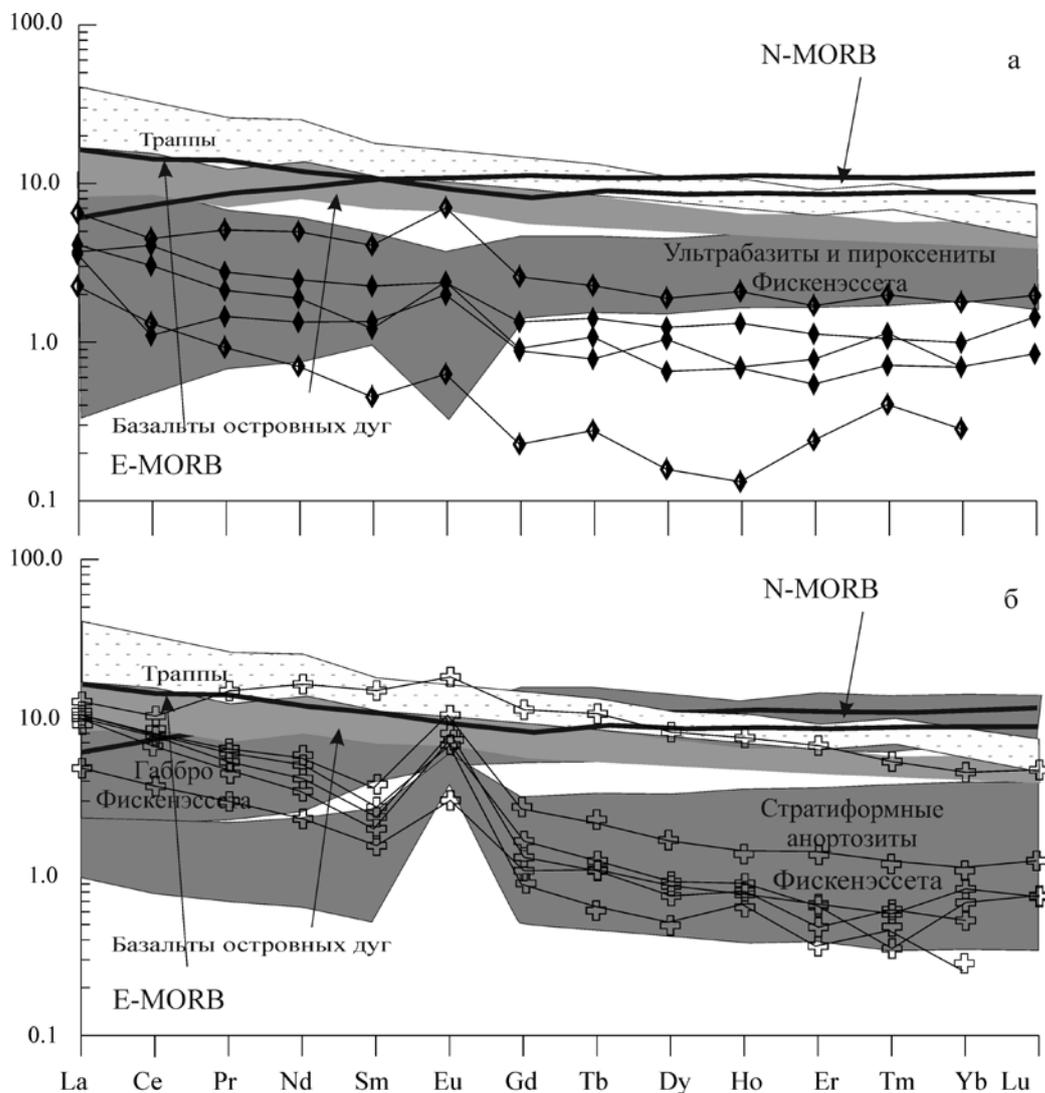


Рис. 4. Нормированные по хондриту C_1 [28] спектры распределения редкоземельных элементов в породах массива Маристый.

а – ультрамафиты, б – габбро-анортозиты. Условные обозначения см. рис. 3.

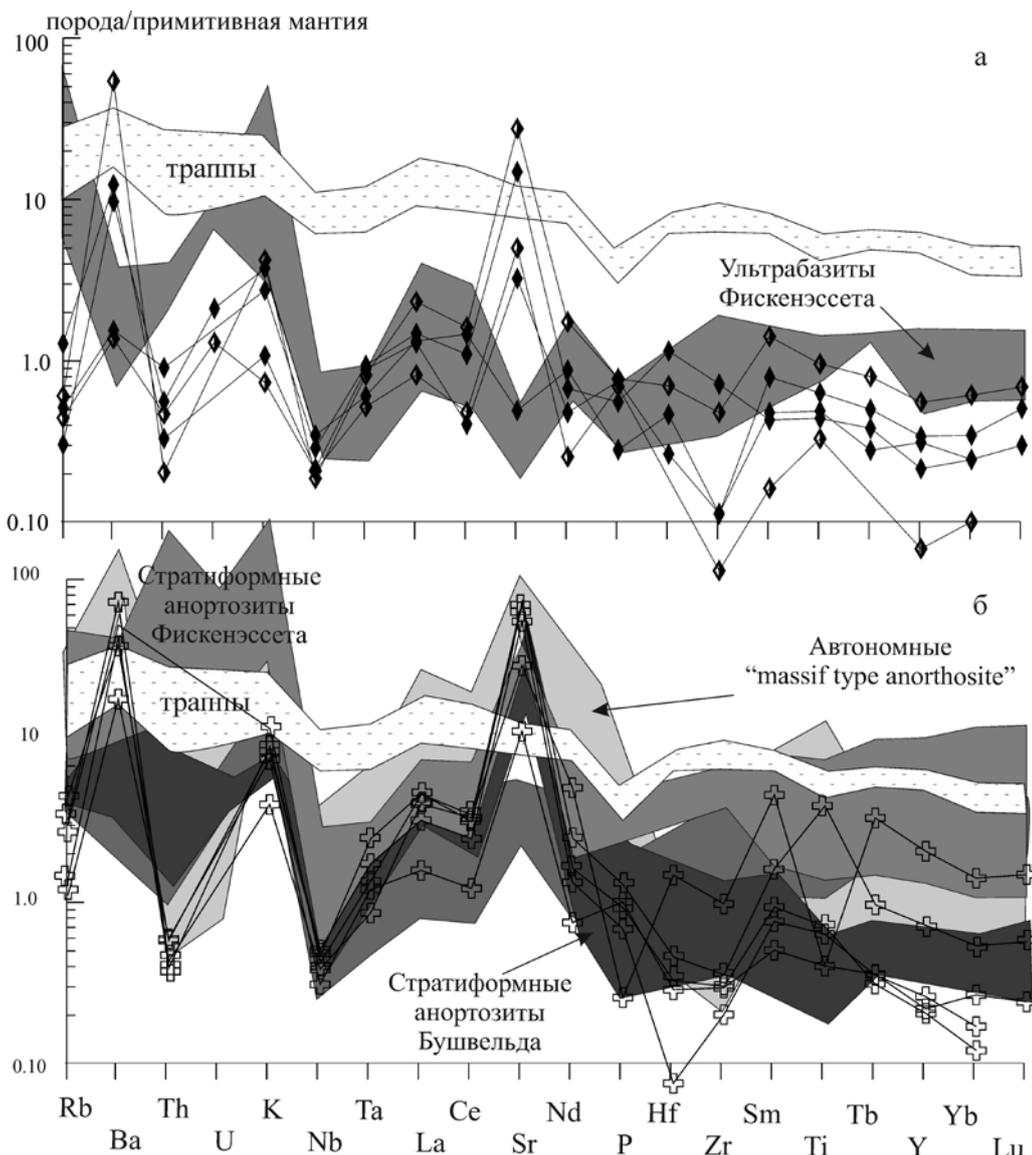


Рис. 5. Нормированные по примитивной мантии [30] спектры распределения малых элементов в породах массива Маристый.

а – ультрабазиты, б – габбро-анортозиты. Условные обозначения см. рис. 3.

го приконтактового слоя), можно получить оценку состава той расплавно-кристаллической смеси, из которой данная порода образовалась. Причем, различие составов породы и этой смеси обусловлено только изменением при кумуляции соотношений между содержаниями расплава и твердых фаз, сами фазы, по составу остаются идентичными [23].

В то же время, согласно другим исследователям, состав исходных расплавов для подобного типа массивов можно оценить, либо по их закалочной фации [2, 16, 24, 25], либо путем расчета средневзвешенного состава [2, 16]. Закалочных фаций у массива Маристый не установлено, поэтому определение состава вероятного исходного расплава произведено методом средневзвешенного и способом геохимической термометрии по методике А.А. Ари-

скина [2]. Для расчета первым способом учитывался состав образцов пород, отобранных из обнажающегося на поверхности разреза через 20 м. Результаты расчетов позволяют предполагать пикритовый состав исходного расплава (Model1, табл. 2). Второй вариант расчета, с применением метода гео-

Таблица 2. Состав исходных расплавов, в мас. %

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO
Model1	44.47	0.75	10.30	11.67	27.60
Model2	30.60	0.04	18.70	23.40	19.90
Model3	45.94	2.53	22.65	5.87	8.24

Примечание. Состав исходного расплава: Model1 – определенным методом средневзвешенного; Model2, Model3 – рассчитанным методом геохимической термометрии.

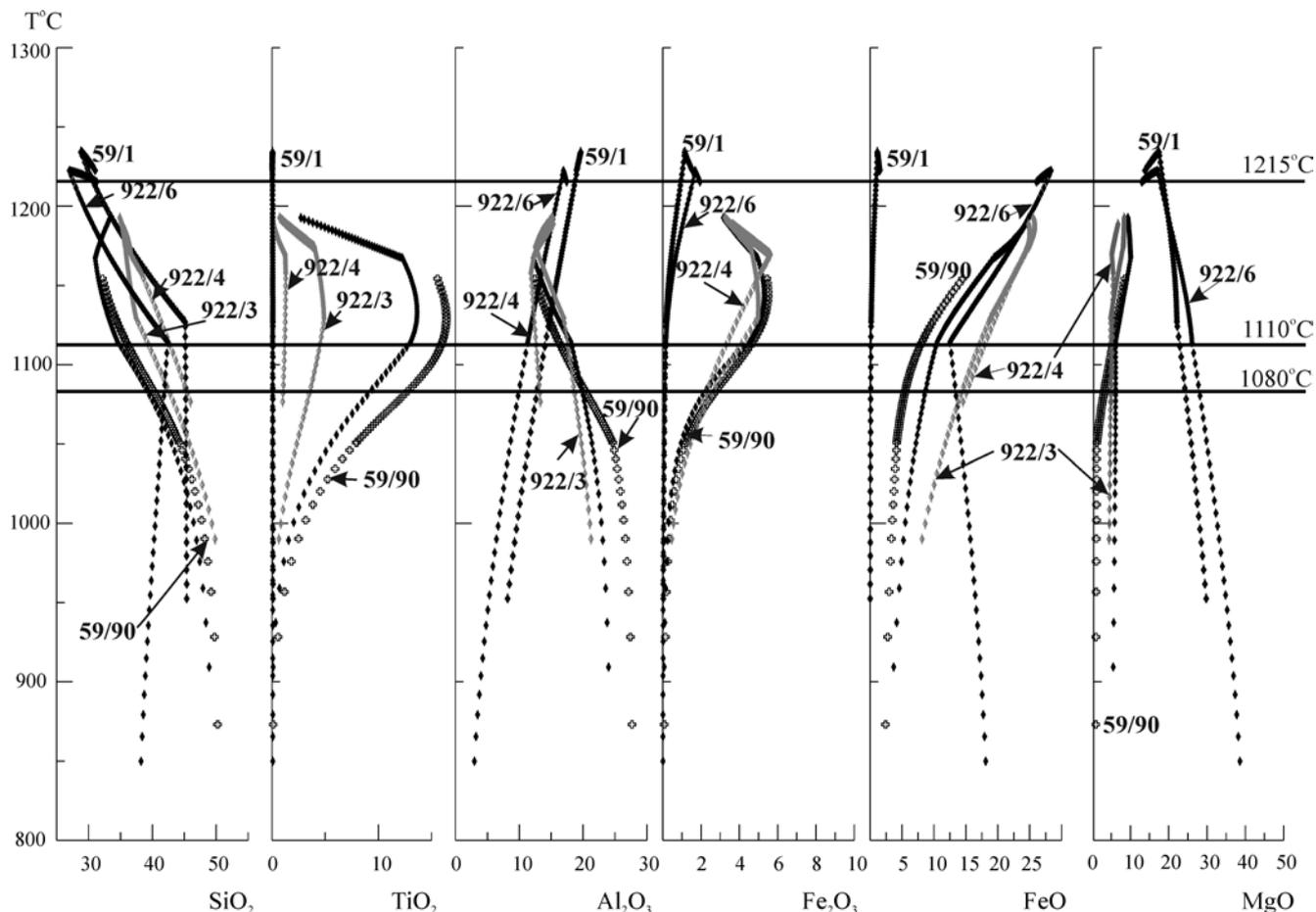


Рис. 6. Рассчитанные по программе Petrolog [27] траектории кристаллизации ультрамафитов (обр. 59/1, 922/6), габбро-анортозитов (обр. 59/73, 922/3, 922/4, 59/90) массива Маристый. Условные обозначения см. рис. 3.

химической термометрии, основан на двух постулатах: 1 – в некоторый начальный момент химические составы минералов и расплава в исходной смеси связаны соотношениями термодинамического равновесия, куда в качестве одного из параметров входит температура; 2 – среди множества пород исследуемого магматического объекта имеются образцы, сформированные из общего источника, вариации химического состава которых обусловлены только изменением первичных фазовых пропорций. Такие образцы представляют собой группы пород, образовавшихся при одной и той же температуре из расплава и минералов одного и того же состава. Используя эти предположения при моделировании равновесной кристаллизации расплавов пород различного химического состава, но образованных из фаз одной и той же “равновесной” ассоциации, получены рассчитанные линии эволюции составов (рис. 6), которые выявили значение температур, при которых составы остаточных расплавов этих пород будут идентичны. Для расчетов использовались составы образцов оливинитов (59/1, С-922-6), габбро (59/73, С-922-3, С-922-4) и анор-

тозита (59/90). Учитывая высокую подвижность кальция и щелочей при метаморфизме, эти элементы при моделировании были исключены.

Следует отметить, что температура, определенная в точке пересечения кривых кристаллизации (рис. 6) рассматривается как общая для данной группы пород, а определенный состав расплава в точке их пересечения, рассматривается в качестве исходного расплава для этой группы пород. Решение задачи становится возможным, если различные по составу кумулюсы (образованы путем смешения в различных пропорциях или разделения одних и тех же фаз равновесной ассоциации) когда-либо находились в термодинамическом равновесии с одним и тем же интеркумулятивным расплавом. Апробация вышеописанной методики проведена на Скергаардском [2], Лукиндинском [16], Веселкинском [7] и других массивах.

Моделирование с помощью программы Petrolog [27] производилось при давлении от 2 до 8 кбар, активности кислорода, отвечающей буферу QFM, без учета водной составляющей при температурах 850–1250°C (рис. 6).

Результаты моделирования отображены на рис. 6. Анализ полученных графиков показал наличие двух дискретных групп пород, что нагляднее всего выражено на диаграммах $\text{SiO}_2\text{--T}^\circ\text{C}$, $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--T}^\circ\text{C}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{--T}^\circ\text{C}$, $\text{MgO--T}^\circ\text{C}$. Первая группа представлена оливинитами, вероятная температура кристаллизации которых составляет около 1215° . Вторая группа включает в себя пироксениты, габбро и анортозиты, тренды кристаллизации которых пересекаются в районе температур 1110°C по MgO и 1080°C по Al_2O_3 .

Исходя из полученных областей пересечения кривых кристаллизации, были рассчитаны вероятные составы исходных расплавов для выделенных групп. Следует отметить, что состав исходного расплава для оливинитов Model2 (табл. 2), близок пикритам, насыщенным кремнеземом и пересыщенным глиноземом, в то время как для габброидов и анортозитов состав исходного расплава отвечает высокоглиноземистому базальту Model3 (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение закономерностей распределения пород в пределах массива Маристый свидетельствует об его ритмичной расслоенности. При этом петрографические особенности ультрамафит-мафитов, позволяют констатировать их кумулятивный генезис.

Выше было показано, что основными петрохимическими особенностями ультрамафитов и пироксенитов массива Маристый является ярко выраженный феннеровский тренд дифференциации, что свойственно производным базальтов типичных мантийных плюмов (о-ва Гавайи, Исландия, Реюньон и др.) [14]. При этом, по соотношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ большая часть ультрамафитов принадлежит к группе Al-недеплетированных ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 > 20$, $\text{Zr/Y} < 3$) пород. Следует отметить, что по содержанию основных петрогенных окислов, а именно Al_2O_3 и TiO_2 , ультрамафиты и пироксениты изучаемого массива (рис. 3), наиболее близки “мантийным” перидотитам [21]. В то же время, более низкие в них количества CaO могут быть обусловлены вторичными преобразованиями пород. При этом по величине отношений FeO/SiO_2 (0.32–0.42) и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.16–0.7) перидотиты интрузива отличаются от реститовых аналогов по [3]. Указанные значения вышеперечисленных параметров соответствуют ультраосновным кумулятивным образованиям. Обращают на себя внимание высокие содержания Al_2O_3 и низкие количества MgO и TiO_2 в габбро-анортозитах, что наиболее характерно для высокоглиноземистых базальтов.

Как отмечалось выше, во всех разновидностях пород массива Маристый установлено отчетливое преобладание LREE над HREE (рис. 4а, б), что может быть обусловлено присутствием граната в источнике [4, 15]. В первом приближении распреде-

ление LREE в ультрамафитах (рис. 4а) и габбро-анортозитах (рис. 4б) сопоставимо с аналогичными породами из неоархейского расслоенного комплекса Фискенэссета, время формирования которых оценивается в 2970 млн.лет [29]. От последних спектры редкоземельных элементов несколько отличаются в области HREE. В отличие от ультрамафитов габбро-анортозиты изучаемого интрузива характеризуются близкими содержаниями HREE и более высокими LREE относительно подобных пород комплекса Фискенэссета (рис. 4б). Во всех группах пород наблюдается положительная европиевая аномалия, увеличивающаяся от 1.32–2.11 (Eu/Eu^*) в ультрамафитах и пироксенитах до 1.39–4.84 – в габбро-анортозитах, обусловленная фракционированием плагиоклаза.

Содержания малых элементов в ультрамафитах и пироксенитах описываемого массива отличаются от ультраосновных пород комплекса Фискенэссета значительно более низкими содержаниями Rb, HFSE, но более высокими Ba, Sr, что отчетливо отражено на спайдерграммах (рис. 5а). В то же время, в габбро-анортозитах массива установлены более высокие концентрации K, Sr и Ba (табл. 1) относительно ультрамафитов и пироксенитов. Однако большинство из них, в менее глиноземистых разновидностях близко таковым в “massif type anorthosite”, а более глиноземистых – “стратиформным” аналогам Бушвельдского интрузива (рис. 5б).

В целом, распределению малых элементов в породах массива Маристый свойственно обогащение Sr, Ba и деплетирование в отношении Rb, Nb, Zr, Hf, Th и REE (табл. 1, рис. 5а, б). Следует отметить, что положительные аномалии Ba и Sr во всех группах пород подтверждают вывод о фракционировании плагиоклаза, а низкие значения $(\text{Th}/\text{Ta})_n = 0.15\text{--}0.96$ и $(\text{La}/\text{Yb})_n = 3.66\text{--}6.48$ в габброидах, вероятнее всего свидетельствует об отсутствии или очень незначительной коровой контаминации. В то же время, все породы рассматриваемого массива заметно обогащены такими элементами, как Co (21–140 г/т) и V (обычно 6–11 г/т), и обогащены Ni (до 1122 г/т) и Cr (до 1535 г/т), что характерно для пикритоидных расплавов, образующихся при плавлении недеплетированного мантийного перидотита.

Изучение двойственности петрохимических трендов и результатов моделирования позволяют предполагать, что кристаллизация ритмично расслоенных ультрамафитов и габбро-анортозитов происходила, как минимум, из двух различных расплавов. Так, исходный расплав для ультрамафитов отвечал пикритам, в то время как габброиды и анортозиты образовались из расплава, по составу отвечающего высокоглиноземистым базальтам (табл. 2). При этом конформность спектров распределения редкоземельных и малых элементов и закономерное увеличение их содержаний с уменьшением степени основности (рис. 4, 5) приводят к

выводу о том, что выплавление пикритов и высокоглиноземистых базальтов происходило из одного источника в промежуточной магматической камере. Наиболее ранними ее производными, вероятнее всего, были пикритоидные расплавы, родоначальные для ультраосновных кумулятов. Следует отметить, что их удаление из магматической камеры могло приводить к смещению состава первичного магматического расплава в сторону высокоглиноземистого базальта. Учитывая высокую магнетиальность исходного расплава и соотношение в нем $Al_2O_3/TiO_2 \approx 20$, можно предполагать его образование из Al-недеплетированного пикритоида, отделение которого от гарцбургитового рестита происходило на глубинах менее 200 км [26].

Обобщая вышеприведенные петро- и геохимические особенности пород массива Маристый можно отметить, что они обнаруживают связь с внутриплитным источником. Учитывая вышеперечисленные петролого-геохимические особенности ультрамафит-мафитов, можно предположить, что их формирование связано с проявлением типичного для архея пикритоидного магматизма, генерация которого происходила в головных частях мантийных плюмов первого поколения [26].

Касаясь ранее полученного неоархейского возраста (~2.6 млрд. лет) анортозитов массива Маристый [10], необходимо отметить, что он очень близок к одному из эпизодов метаморфизма гранулитовой фации (2.647 млрд. лет) [12, 18], обусловленному коллизией Джугджуро-Станового супертеррейна с Олекмо-Алданской континентальной микроплитой. В этой связи, есть все основания полагать, что становление изучаемого расслоенного интрузива происходило до коллизии во внутриплитной обстановке [26].

ВЫВОДЫ

1. Оливинит-вебстерит-габбровый массив Маристый ритмично расслоен и его породы претерпели, как минимум, два этапа метаморфизма.

2. Основными петрохимическими особенностями ультрамафитов и пироксенитов массива являются умеренное увеличение содержаний TiO_2 и FeO^* , при практически постоянных Al_2O_3 , при снижении магнетиальности от наиболее ранних образований к поздним, что свойственно феннеровскому тренду дифференциации. Для габбро-анортозитов характерно увеличение содержаний SiO_2 , Al_2O_3 в процессе кристаллизации, при снижении $Mg\#$, что присуще высокоглиноземистым базальтам.

3. Главной геохимической особенностью массива является обогащенность его пород Sr, Ba и деплетированность такими элементами как Th, U, Y, Nb, Ta, Hf, Zr и REE.

4. Полученные данные позволяют предполагать, что формирование массива связано с проявлением

типичного для архея пикритоидного магматизма, генерация которого происходила в головных частях мантийных плюмов первого поколения.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (грант 09-II-CO-08-007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафоненко С.Г., Яшинов А.Л., Козак З.П. и др. Отчет о результатах геологического доизучения площади м-ба 1 : 200 000 (ГДП-200), в пределах Дамбукинского золоторудного района (листы N-52-XIII, N-52-XIV). Объект "Гилнойская площадь". СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
2. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
3. Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 2003. 381 с.
4. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
5. Богатиков О.А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.
6. Богатиков О.А., Летников Ф.А., Марков М.С., Суханов М.К. Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 246–271.
7. Бучко И.В. Состав исходного расплава и магматического субстрата Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива (Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 1. С. 85–92.
8. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Палеопротерозойские габбро-анортозиты Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона // Докл. АН. 2006. Т. 407, № 4. С. 502–505.
9. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Возраст и тектоническое положение Хорогочинского габбро-анортозитового массива (Джугджуро-Становой супертеррейн) // Докл. АН. 2008. Т. 423, № 5. С. 651–654.
10. Бучко И.В., Сорокин А.А. Неоархейский ультрамафит-мафитовый магматизм Джугджуро-Станового супертеррейна // Геология и минерагения Забайкалья: мат-лы к научно-производственной конф. Чита: Читагеолсъемка, 2010. С. 103–105.
11. Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. Возраст и геодинамическая обстановка формирования метаосадочных и метавулканических пород иликанской серии (Джугджуро-Становой супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): мат-лы совещ. Вып. 8. Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 48–49.
12. Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.
13. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. М-б 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. СПб.–Благовещенск–Харбин: ВСЕГЕИ, 1999. 135 с.
14. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987.

- 248 с.
15. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.
 16. Лавренчук А.В., Балыкин П.А., Бородина Е.В. Состав исходного расплава и мантийного субстрата Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива Становой складчатой системы // Петрология магматических и метаморфических комплексов: мат-лы науч. конф. Т. 1. Томск: ТГУ, 2002. С. 114–119.
 17. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 4–24.
 18. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 245–263.
 19. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Дальгеология, 1990. 215 с.
 20. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. U/Pb возраст Джугджурских анортозитов // Докл. АН. 1992. Т. 323, № 4-6. С. 514–518.
 21. Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.А. Геохимические различия “мантийных” и “коровых” перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких- сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 99–119.
 22. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 3. С. 3–11.
 23. Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с.
 24. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
 25. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983. 200 с.
 26. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Тектономагматическая эволюция Земли // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: мат-лы XLI Тектонического совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 449–454.
 27. Danyushevsky L.V. The effect of small amount of H₂O on fractionation of mid-ocean ridge magmas // Abstr. AGU Spring Meeting. Eos. 79. 1998. № 17. Suppl. 375 p.
 28. McDonough W., Sun S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. № 3-4. P. 223–253.
 29. Polat A., Appel P.W.U., Fryer B. et al. Trace element systematics of the Neoproterozoic Fiskensasset anorthosite complex and associated meta-volcanic rocks, SW Greenland: Evidence for magmatic arc origin // Precambrian Research. 2009. № 175 P. 87–115.
 30. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basin // Geol. Soc. Sp. Pub. № 42. Blackwell Scientific Publ. 1989. P. 313–346.

Рецензент Г.Б. Ферштатер

Geochemical characteristic of rocks of the Neo-Archean ultramafite-mafite massif in the Dzhugdzhur-Stanovoy superterrane (the south-eastern rim of the North-Asian Craton)

I. V. Buchko*, A. A. Sorokin*, S. D. Velikoslavinsky**, A. B. Kotov**

*Institute of Geology and Nature Management, Far East Branch of RAS

**Institute of the Precambrian Geology and Geochronology of RAS

The results of geochemical studies of the rhythmically stratified olivinite-websterite-gabbro Maristii massif located within the Ilikan block of the south-eastern rim of the North-Asian Craton are considered in this paper for the first time. The main petrochemical peculiarities of ultramafites and pyroxenites of the massif are the moderate increase in TiO₂ and FeO* contents at practically constant Al₂O₃, at a decrease of magnesia content from the earliest occurrences to the later ones which is characteristic of the fenner trend of differentiation. At the same time the increase in SiO₂, Al₂O₃ is typical in the process of gabbro-anorthosites crystallization with decrease of Mg# which is characteristic of high aluminiferous basalts. The duality of the petrochemical trends and the results of modelling suggest that crystallization of the rhythmically stratified ultramafites and gabbro-anorthosites occurred from two different melts corresponding in composition to picrites and high aluminiferous basalts, respectively. Thus, crystallization of the former one occurred at the temperatures ca. 1215°C and the second one at 1110–1080°C. The attention is drawn to the conformity of REE spectra and minor elements distribution and regular increase of their contents with decrease of the basicity degree. This lets us to conclude that the fusion of the both melts occurred from a single source close to Al non-depleted picritoid in the intermediate magmatic chamber. Taking into consideration a specific style of tectonic development of geological structures in the Precambrian it may be assumed that the formation of ultramafite-mafites was associated with manifestation of picritoid magmatism typical for the Archean.

Key words: *ultramafite-mafite, rare-earth and rare elements, North-Asian craton.*