

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.3

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПЕРМСКИХ
УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ РИФТА ДЖИНПИНГ-ШОНГДА
(Юго-Восточная Азия)

П.А. Балыкин, Г.В. Поляков, А.Э. Изох, Чан Чонг Хоа*,
Нго Тхи Фыонг*, Чан Куок Хунг*, Т.Е. Петрова

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

* Geological Institute of the Vietnamese Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam

В рифтогенной структуре Джинпинг-Шонгда, входящей в Эмейшаньскую изверженную провинцию, выделяются пермские высоко- и низкотитанистые вулканические и вулканоплутонические ультрамафит-мафитовые ассоциации, существенно различающиеся особенностями состава и происхождения. Высокотитанистые пикриты, пикробазальты, базальты и долериты обогащены LREE, обеднены HREE, характеризуются низкими Al_2O_3/TiO_2 отношениями (~4), близкими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (+0.5...+1.1) и низкими $(Th/Nb)_{PM}$ отношениями, сходными с OIB обогащенным мантийным источником. Полученные геохимические характеристики свидетельствуют о том, что родоначальные расплавы для этой серии пород генерировались за счет гранатового лерцолита на глубинах стабильности граната ориентировочно от 200 до 400 км. Формировавшиеся вслед за этим высокомагнезиальные низкотитанистые вулканические (коматиты, коматитовые базальты и базальты), а также ассоциирующие с ними небольшие по размерам перидотит-габбровые массивы и дайки коматит-базальтового состава образовались при высокой степени парциального плавления (~20 %) деплетированного обедненного водой (≤ 0.03 мас.% H_2O) перидотитового субстрата на относительно небольших глубинах (100—120 км) из наиболее разогретой верхней части мантийного плюма. Деплетированные LREE коматиты и коматитовые базальты имеют низкие $(Ce/Yb)_{CH}$, $^{187}Re/^{188}Os = 0.05—1.2$ и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.704—0.706$ отношения, положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ величин (+3...+8), вариации γ_{Os} (от -0.5 до +0.9) и сильные отрицательные Ba, K и Sr аномалии на спайдер-диаграммах. Реже встречающиеся обогащенные LREE коматиты, коматитовые базальты и базальты широко варьируют по химическому составу, величинам $\epsilon_{Nd}(T)$ (+6.4...-10.2), $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениям (0.706—0.712) и значениям γ_{Os} (от 14.8 до 56), что обусловлено различной степенью коровой контаминации родоначальных магм. Изотопный возраст базальтового коматита, полученный Rb-Sr методом, составил 257 ± 24 млн лет; Re-Os методом на основе анализа 12 образцов коматитов установлен возраст в 270 ± 21 млн лет. Эти данные согласуются с возрастом флуд-базальтов Эмейшаньской изверженной провинции. Коматит-базальтовый комплекс рифта Шонгда представляет собой пока единственный пример платинометалльно-медь-никеленосного фанерозойского комплекса такого состава. Геохимические особенности сопутствующих Cu-Ni-ЭПГ руд подтверждают их связь с коматит-базальтовым магматизмом.

Мантийный плюм; родоначальные расплавы; пермские высокотитанистые пикриты, пикробазальты, базальты и долериты; низкотитанистые коматиты, коматитовые базальты, базальты; перидотит-габбровые массивы и дайки коматит-базальтового состава, Cu-Ni-ЭПГ месторождения и рудопроявления, рифт Джинпинг-Шонгда Юго-Восточной Азии; Эмейшаньская изверженная провинция.

GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS OF PERMIAN ULTRAMAFIC-MAFIC
COMPLEXES OF THE JINPING-SONG DA RIFT
(southeastern Asia)

P.A. Balykin, G.V. Polyakov, A.E. Izokh, Tran Trong Hoa,
Ngo Thi Phuong, Tran Quoc Hung, and T.E. Petrova

The Jinping-Song Da rift structure joining the Emeishan Large Igneous Province is composed of Permian high- and low-Ti volcanic and volcanoplutonic ultramafic-mafic associations of different compositions and genesis. High-Ti picrites, picrobasalts, basalts, and dolerites are enriched in LREE and depleted in HREE and show low Al_2O_3/TiO_2 ratios (~4), commensurate $\epsilon_{Nd}(T)$ values (+0.5...+1.1) and low $(Th/Nb)_{PM}$ ratios similar to those of OIB-enriched mantle source. The established geochemical characteristics evidence that the parental melts of these rocks were generated from garnet lherzolite at the depths of garnet stability (~200 to 400 km).

Later, high-Mg low-Ti volcanics (komatiites, komatiitic basalts, and basalts) and associating small peridotite-gabbro massifs and komatiite-basalt dikes were produced as a result of ~20% partial melting of depleted water-poor (≤ 0.03 wt.% H_2O) peridotite substratum from the hottest upper part of mantle plume at relatively shallow depths (100–120 km). The LREE-depleted komatiites and komatiitic basalts are characterized by low $(Ce/Yb)_{CH}$ values, $^{187}Re/^{188}Os = 0.05-1.2$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.704-0.706$, positive $\epsilon_{Nd}(T)$ values (+3...+8), $\gamma_{Os} = -0.5...+0.9$, and strong negative anomalies of Ba, K, and Sr on the spidergrams. The scarcer LREE-enriched komatiites, komatiitic basalts, and basalts vary greatly in chemical composition and values of $\epsilon_{Nd}(T)$ (+6.4...-10.2), $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.706–0.712), and γ_{Os} (+14.8...+56), which is due to the different degrees of crustal contamination of parental magmas. The Rb-Sr isotopic age of basaltic komatiite is 257 ± 24 Ma. The Re-Os age determined by analysis of 12 komatiite samples is 270 ± 21 Ma. These data agree with the age of flood basalts of the Emeishan Large Igneous Province. The komatiite-basalt complex of the Song Da rift is still the only Phanerozoic PGE-Cu-Ni-complex of this composition. The geochemistry of accompanying Cu-Ni-PGE-ores confirms their relationship with komatiite-basaltic magmatism.

Mantle plum; parental melts; Permian high-Ti picrites, picrobasalts, and dolerites; low-Ti komatiites, komatiitic basalts, and basalts; peridotite-gabbro massifs; komatiite-basalt dikes; Cu-Ni-PGE deposits and ore occurrences

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время, в связи с обоснованием в рифте Шонгда Северо-Западного Вьетнама позднермского коматиит-базальтового комплекса [Поляков и др., 1991, 1998], возрос интерес к аналогичным по возрасту и близким по составу вулканическим и вулканоплутоническим ультрамафит-мафитовым и мафитовым ассоциациям различных ареалов их проявления на юге Эмейшаньской изверженной провинции (ЭИП) [Поляков и др., 1991, 1995, 1998, 2009; Polyakov et al., 1996; Balykin et al., 1996, 2004; Tran Trong Hoa et al., 1998, 2001, 2004; Hanski et al., 2002, 2004; Zhou et al., 2002, 2008; Изох и др., 2005; Wang et al., 2007]. Установлено, что в пределах ЭИП в пермско-триасовую эпоху формировались под воздействием Эмейшаньского плюма большие объемы флуд-базальтов (траппов), варьирующих по составу от пикритоидов и толеитов до базальтовых андезитов [Chung, Jahn, 1995; Song et al., 2001; Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004]. С лавами ассоциируют различные по размерам перидотит-габбровые и габброидные интрузивы. Такие образования особенно широко развиты в рифтогенной структуре Джинпинг-Шонгда, образующей узкий (в среднем около 20 км) пояс северо-западного простирания протяженностью более 350 км [Wang et al., 2007].

Проблемы формационной типизации, последовательности образования и происхождения этих ассоциаций дискуссионны. На основе анализа оригинальных и литературных данных в статье обсуждаются эти задачи применительно к пермским вулканическим и вулканоплутоническим ультрамафит-мафитовым и мафитовым ассоциациям рифта Шонгда. Особенно большое внимание уделено коматиит-базальтовому комплексу этой структуры, который К. Ванг с соавторами [Wang et al., 2007] отнесли к пикрит-базальтовой ассоциации.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПЕРМСКИХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ И МАФИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

В рифте Шонгда по составу выделяются два типа ультрамафит-мафитовых и мафитовых ассоциаций: преобладающая высоко- и низкотитанистая (рис. 1) [Polyakov et al., 1996; Поляков и др., 1998; Tran Trong Hoa et al., 1998, 2001; Wang et al., 2007]. Высокотитанистая ассоциация представлена риолит-андезит-базальтовым (ареалы Суойчат, Камтхуой и Дойбай), пикрит-андезит-базальтовым (ареалы Намсо и Шонла) и трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовым (ареал Намуой) комплексами, развитыми преимущественно в бортах этой структуры. Ко второй относится коматиит-базальтовый комплекс ареалов Намуой, Деочен и Тахоа, расположенных в центральной (осевой) части рифта Шонгда.

Высокотитанистые комплексы различных ареалов заметно варьируют по составу и набору вулкаников. В центральном ареале (Шонла, Намсо, Намуой) развиты высокотитанистые пикрит-андезит-базальтовый, трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовый и андезит-базальтовый комплексы, а в юго-восточном — высокотитанистые пикрит-андезит-базальтовый и риолит-базальтовый комплексы (Камтхуой, Дойбай, Виеннам, Суойчат). По данным [Hoàng Hữu Thành et al., 2004], Rb-Sr возраст сопряженных с высокотитанистыми базальтами риолитов составляет 256 млн лет. Установлены следующие особенности петрографического и петрохимического составов основных разновидностей пород этих комплексов [Polyakov et al., 1996; Поляков и др., 1998]. В районе Намсо выделяются базальты, пикробазальты и пикриты. Базальты характеризуются преимущественно афировым тонкозернистым строением. Для пикробазальтов и пикритов свойственны порфиновые структуры с вкрапленниками оливина, клинопироксена и плагиоклаза. Химический состав (таблица) пикритов и пикродолеритов отличается высокой

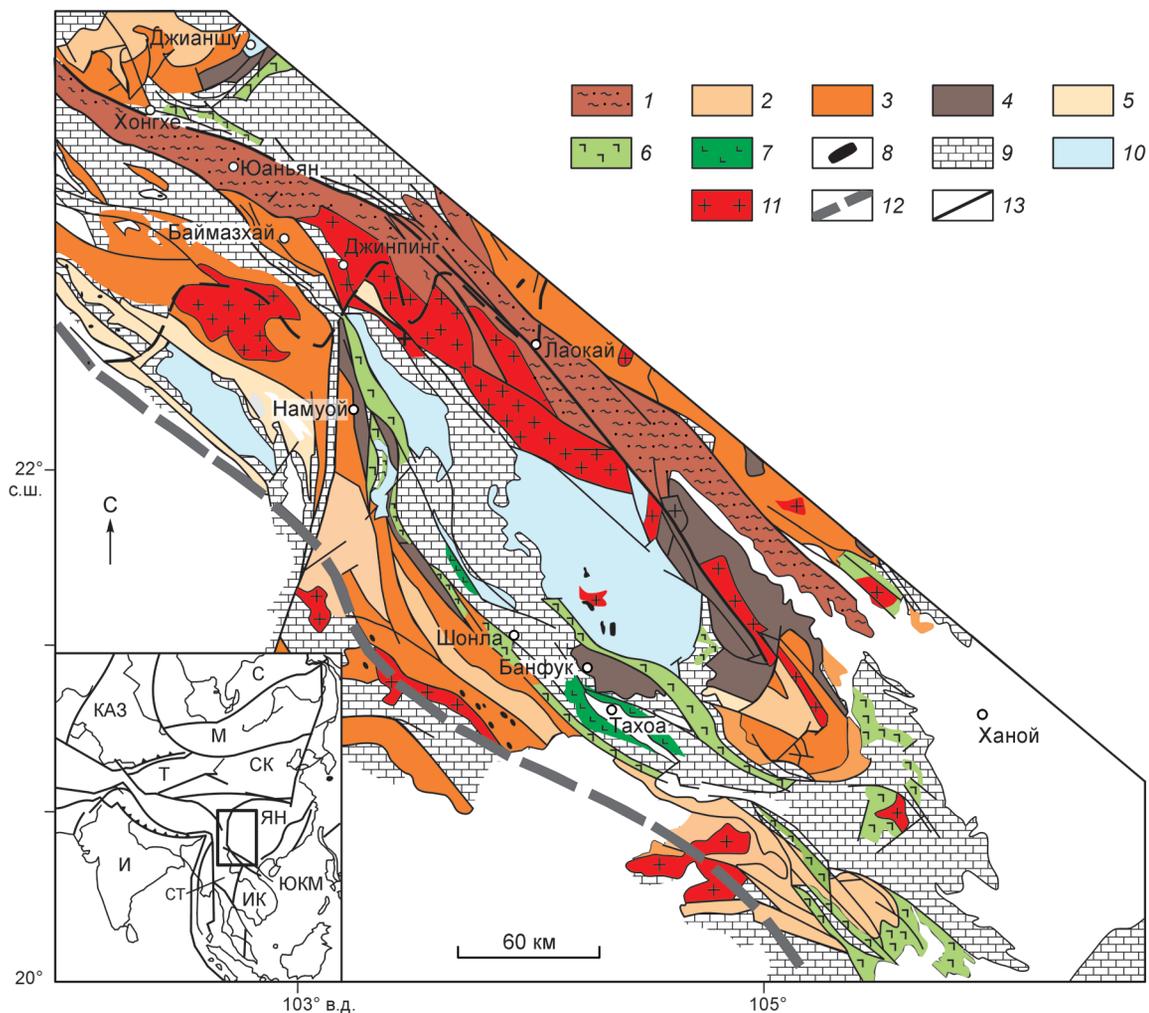


Рис. 1. Геологическая карта Эмейшаньской изверженной провинции ЮЗ Китая и Северного Вьетнама, по [Wang et al., 2007] с дополнениями авторов статьи.

1 — подвижный пояс Айлаошань—Красная река; 2—7 — комплексы: 2 — протерозойские, 3 — синие и раннепалеозойские, 4 — девонские, 5 — карбонские и раннепермские, 6 — высокотитанистые среднепермские пикрит-андезит-базальтовые, андезит-базальтовые, риолит-андезит-базальтовые и трахидацит-трахиандезит-базальтовые, 7 — низкотитанистый коматиит-базальтовый; 8 — пермские ультрамафит-мафитовые массивы; 9 — позднепермские и триасовые комплексы; 10 — юрские и меловые комплексы; 11 — граниты; 12 — Айлаошань—Шонгма сутурная зона; 13 — разломы.

На врезке показаны главные геоблоки: С — Сибирь, М — Монголия, СК — Северокитайский, ЯН — Янцзы, ИК — Индокитайский, Т — Тарим, КАЗ — Казахстан, И — Индия, СТ — Симао терреин; ЮКМ — Южно-Китайское море.

или повышенной магнезиальностью, высокой титанистостью, повышенной общей щелочностью (иногда при преобладании калия) и низкой глиноземистостью. Для субщелочных базальтов, андезитобазальтов и андезитов характерны порфиоровые разновидности с вкрапленниками клинопироксена и плагиоклаза в микродолеритовой, иногда интерсертальной и пилотакситовой основной массе. По химическому составу это в основном андезиты с низкой магнезиальностью, но повышенной титанистостью и общей щелочностью (при относительно высоких содержаниях калия). Аналогичными свойствами обладают базальты и андезитобазальты районов Шонла и Виеннам. Андезиты, дациты и риолиты районов Камтхуой и Дойбай характеризуются наиболее высокими содержаниями калия. Трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовый комплекс района Намуой по химическому составу отвечает натрово-калиевым высокотитанистым и низкомагнезиальным вулканическим ассоциациям субщелочного ряда [Поляков и др., 1998].

Выявлен ряд геохимических особенностей пород пикрит-андезит-базальтовых комплексов Намсо, Шонла и трахидацит-трахиандезит-трахибазальтового комплекса Намуой [Polyakov et al., 1996; Поляков и др., 1998; Wang et al., 2007]. Для этих пород характерны отрицательный наклон спектров распределения содержаний редких и REE с вариациями нормированных на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989] содержаний элементов от 0.1 до 700 (Cs) (рис. 2), высокие концентрации Cs, Rb, Nd, Sm, Eu, P, Ti и

Представительные анализы вулканических и вулканоплутонических ультрамафит-мафитовых комплексов рифта Джинпинг-Шонгда

Компонент	HK-11	TB702	HK-37	HK-53	JP-14	VD3044	VD3007	VD3146	P18	H639	H615	B6887	HK-41
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂ мас.%	48.29	47.14	46.84	47.68	46.66	47.88	46.52	47.86	43.89	46.27	46.07	40.82	43.96
TiO ₂	2.84	2.8	2.72	2.77	3.86	2.9	3.0	3.4	2.14	2.31	2.35	0.3	0.74
Al ₂ O ₃	13.23	12.97	13	13.1	13.97	12.93	12.77	12.92	6.55	9.04	14.02	6.02	11.21
FeO _{общ}	12.10	11.72	11.92	12.49	13.76	13.96	14.79	14.19	11.48	13.23	13.87	10.31	10.23
MnO	0.22	0.21	0.23	0.2	0.2	0.25	0.27	0.29	0.19	0.22	0.24	0.16	0.17
MgO	4.79	5.82	7.04	6.23	5.27	5.54	5.14	5.44	22.91	12.16	7.32	30.94	16.06
CaO	9.11	10.74	6.93	7.51	8.68	8.41	8.97	5.89	10.22	12.78	8.24	5.13	9.81
Na ₂ O	2.59	1.71	3.82	4.37	2.86	2.03	2.5	4.25	0.21	2.49	3.29	—	1.06
K ₂ O	1.62	0.75	0.75	0.34	1.93	1.38	1.81	1.64	0.17	0.63	1.25	0.5	0.05
P ₂ O ₅	0.43	0.4	0.38	0.39	0.4	0.51	0.75	0.75	0.27	0.25	0.21	0.07	0.06
П.п.п.	2.68	—	3.93	3.04	2.02	—	—	—	—	0.58	3.22	5.88	4.54
Сумма	98.56	94.26	97.56	98.78	99.62	95.79	96.52	96.63	98.03	99.96	100.08	100.13	97.89
Ni, г/т	61.3	—	75	68.7	75	—	—	—	—	297	95	1700	526
Co	37.7	—	43.2	42.9	45.1	—	—	—	—	67	59	106	74.1
Sc	26.8	—	28.6	28.2	26.8	—	—	—	—	47	41	18.4	32.7
Cu	108	—	156	135	210	—	—	—	—	87	163	49	125
Cr	110	—	124	116	93.7	—	—	—	—	848	125	2650	981
V	302	—	304	299	383	—	—	—	—	227	285	103	251
Rb	50.5	18.7	23.7	9.4	46.5	28	22	25	—	62	46	2.78	215
Sr	304	723	413	316	518	269	227.5	175	1.6	689	287	24	72.2
Y	33	27.4	28.8	29.1	26.6	18	16.9	21	212	22	26	6.94	17
Zr	188	134.6	181	185	266	121	82.8	129	17.3	209	181	13.7	35.9
Ta	1.69	2.34	1.52	1.61	2.36	0.28	0.83	0.46	197	1.76	1	—	0.066
Nb	23.6	11.3	20.5	21.7	35.8	11.3	8.3	12.4	1.55	59	39	0.34	0.76
Cs	0.89	—	0.51	0.15	0.63	—	—	—	64.9	0.6	3.2	—	1.03
Ba	456	—	263	130	510	—	—	—	—	400	—	15	10
La	28.7	22	22.6	25.2	38	39.4	35.1	60.3	—	33	20.4	0.72	0.87
Ce	63	59.7	53.7	58.4	82.1	78.8	64.8	133	23.6	68	43	1.27	2.82
Pb	14.2	—	—	2.15	4.22	—	—	—	—	—	—	—	—
Nd	34.8	37.2	31.7	34.1	41.8	41.4	34.6	46.2	64	36	24	1.18	3.57
Sm	7.72	7.95	7.41	7.69	8.03	9.2	8.4	11.8	26	7.4	5.63	0.53	1.67
Eu	2.51	2.17	2.43	2.62	2.5	3.2	3.9	2.7	7.8	2.23	1.84	0.23	0.7
Gd	6.75	7.64	6.27	6.59	6.92	—	8.65	—	1.7	5.4	4.9	0.86	1.97
Tb	1.13	—	1.06	1.1	1.06	—	—	—	—	0.78	0.81	0.15	0.45
Yb	3.01	2.91	2.68	2.74	2.39	2.5	2.55	4	—	1.69	1.84	0.68	1.84
Lu	0.41	0.34	0.39	0.37	0.35	0.4	0.38	0.5	2.2	0.23	0.25	0.11	0.26
Hf	5.12	4.63	5.13	5.28	6.56	0.56	0.82	0.75	0.2	4.5	4.1	—	1.17
Th	4.17	3.91	3.51	3.82	4.48	—	4.53	—	3.9	3.1	2	0.50	0.11
U	0.98	0.87	0.89	0.91	1.08	—	0.42	—	—	0.84	0.59	0.20	0.015
Pr	8.25	—	7.43	7.9	10.2	—	—	—	—	—	—	0.23	0.56
Dy	6.79	—	6.25	6.4	5.72	—	—	—	—	—	—	1.05	3.22
Ho	1.33	—	1.22	1.24	1.09	—	—	—	—	—	—	0.23	0.71
Er	3.51	—	3.19	3.23	2.92	—	—	—	—	—	—	0.71	1.97
Tm	0.46	—	0.41	0.42	0.39	—	—	—	—	—	—	0.11	0.27

Примечание. 1—11 — вулканы высокотитанистых ультрамафит-мафитовых комплексов рифта Джинпинг-Шонгда; 1, 2 — вулканы района Камтхуй: 1 — пикробазальт, 2 — базальт; 3, 4 — вулканы района Шонла: 3 — пикробазальт, 4 — базальт; 5 — долерит района Джинпинг; 6 — базальт района Суойчат; 7 — базальт района Дойбай; 8 — базальт района Виеннам; 9—11 — вулканы района Намсо: 9 — пикрит, 10 — пикробазальт, 11 — базальт; 12—26 — породы коматиит-базальтового комплекса рифта Шонгда: 12—14 — породы района Намуой: 12 — коматиит, 13 — коматиитовый базальт, 14 — базальт; 15—17 — породы района Деочен: 15 — коматиит, 16 — коматиитовый базальт, 17 — базальт; 18—20 — породы района Суойчат: 18 — коматиит, 19 — коматиитовый базальт, 20 — базальт; 21 — серпентинизированный перидотит массива Банфук; 22 — коматиит дайки Намчим; 23 — коматиит дайки Банмонг; 24 — коматиитовый базальт района Камтхуй; 25 — коматиитовый базальт района Джинпинг; 26 — базальт района Джинпинг.

P73/89	P9/86	P12/86	G1436	HK-84	HK-92	HK-86	2-101	T1633	SL100-2P	HK-5	JP-27	JP-9
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
54.36	41.86	46.80	47.90	42.95	46.75	47.81	40.00	42.02	43.25	46.21	47.49	49.54
0.64	0.44	0.46	0.61	0.82	0.59	0.94	0.19	0.32	0.81	0.84	0.93	1.44
12.86	8.79	10.97	13.42	8.17	13.39	13.49	2.75	5.67	8.79	10.24	13.28	13.61
8.69	11.57	8.49	9.54	13.51	9.99	9.37	6.67	10.13	13.48	9.58	8.35	10.17
0.15	0.17	0.16	0.15	0.21	0.16	0.16	0.1	0.16	0.21	0.16	0.14	0.17
8.93	24.85	11.39	8.20	22.24	13.45	9.72	39.00	26.89	24.47	14.8	11.51	8.16
9.16	7.09	15.25	12.88	5.66	8.39	10.7	0.70	4.77	8.50	9.36	11.82	6.59
1.58	0.33	0.44	2.76	0.17	2.12	0.83	0.31	0.30	0.33	1.7	1.91	4.39
1.06	0.02	—	0.02	0.04	0.11	0.79	0.64	0.09	0.05	0.28	0.89	0.55
0.20	0.03	0.03	0.05	0.12	0.04	0.09	0.08	0.08	0.11	0.15	0.14	0.16
2.33	4.69	3.95	3.96	3.27	3.06	4.08	8.90	8.73	1.75	5.15	2.59	4.18
99.96	99.84	97.94	99.99	97.16	98.05	97.98	99.34	99.16	101.75	98.47	99.05	98.96
250.0	1259	313	123	1187	355	59.1	2908	1406	1069	371	43.1	47.9
45.0	88	43	36	85.3	64.5	46.8	79	85	106	65.7	41.4	48.7
—	25	38.4	42.1	20.7	42.1	32.2	5.0	22.8	101.8	35.3	38.7	29.5
—	85.0	148	141	113	47.9	29.7	14.0	60	243	88.1	33.7	55
88.0	2575	3687	316	1626	711	129	—	1213	1533	993	422	440
—	152	221	251	157	253	237	55.0	180	185	211	295	229
—	2	0.08	0.52	0.38	2.52	24.7	—	8.90	—	6.42	63	8.74
4.8	71.00	18	72	26.1	79.6	181	—	26	—	52	371	85.9
—	10	12.40	16.50	14.8	15	17.2	—	9.84	—	15.3	15.4	17.4
—	15.20	14.9	28.0	40.2	20.9	68.4	—	26.6	—	59.9	60	92.5
36.0	—	—	99.49	0.21	0.078	0.49	0.2	0.15	—	0.42	0.31	0.47
136.0	0.47	0.74	1.26	3.4	0.87	6.54	—	6.31	—	5.98	4.99	6.85
—	1.30	—	—	0.16	0.053	0.67	2.10	5.2	—	1.34	6.61	0.37
25.7	25.0	33	27	2.24	28.4	160	—	—	—	48.7	162	120
—	1	0.80	2.91	2.22	1.05	8.27	5.9	1.96	—	5.94	9.59	9.5
—	2.39	1.57	6.51	6.47	2.83	18	10.90	4.30	—	13.8	20.8	22.9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	1.82	1.61	4.00	5.42	2.67	10.2	5.10	2.60	—	7.76	12.2	14.1
11.2	0.71	0.71	1.22	1.93	1.1	2.63	1.03	0.75	—	2.04	2.98	3.34
22.0	0.33	0.32	0.51	0.57	0.53	0.86	0.14	0.24	—	0.51	1.14	1.17
—	1.25	1.32	1.90	1.98	1.5	2.64	0.90	0.90	—	2.09	2.93	3.36
12.0	0.24	0.25	0.36	0.43	0.34	0.5	0.15	0.16	—	0.43	0.51	0.6
3.0	1.02	1.38	1.76	1.53	1.69	1.76	0.46	0.69	—	1.73	1.48	1.66
0.6	0.16	0.21	0.27	0.21	0.24	0.25	0.07	0.10	—	0.26	0.22	0.25
3.9	0.56	0.59	0.91	1.2	0.74	2.08	0.84	0.60	—	1.82	1.67	2.45
0.7	0.50	0.50	0.87	0.59	0.2	2.05	2.20	0.62	—	2.84	1.39	1.63
—	0.20	0.20	0.20	0.24	0.044	0.46	0.69	0.19	—	0.45	0.41	0.39
—	0.35	0.27	0.82	1.06	0.47	2.38	—	—	—	1.81	2.72	3.18
—	1.67	1.77	2.47	2.89	2.62	3.23	—	—	—	2.89	3.06	3.49
—	0.37	0.41	0.58	0.61	0.61	0.7	—	—	—	0.63	0.64	0.72
2.2	1.01	1.27	1.90	1.69	1.71	1.91	—	—	—	1.75	1.72	1.95
0.3	0.16	0.19	0.28	0.23	0.24	0.26	—	—	—	0.25	0.24	0.27

Химические анализы 1, 3, 4, 5—8, 13, 18, 19, 24—26 выполнены на Philips PW 2400 спектрометре в Университете г. Хонг-конг (Китай) [Wang et al., 2007], элементы-примеси — в том же университете на плазменном масс-спектрометре ICP-MS методом. Химические анализы 14—17 выполнены рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре в Департаменте геологической службы Финляндии (г. Эспоо), элементы примеси там же — ICP-MS методом. Остальные анализы выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Химические анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре. Элементы-примеси определялись инструментальным нейтронно-активационным методом [Поляков и др., 1991; Polyakov et al., 1996]. Прочерк — не определялось.

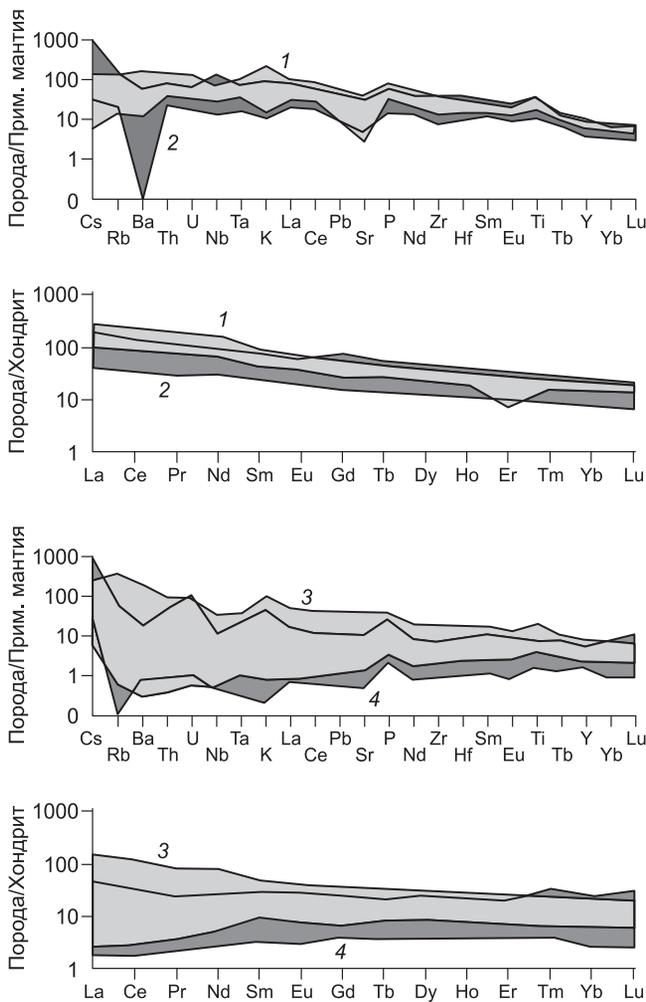


Рис. 2. Характер распределения редких и REE, нормированных на примитивную мантию и хондрит C1 [Sun, McDonough, 1989], в пермских вулканических и вулканоплутонических ультрамафит-мафитовых комплексах рифта Джинпинг-Шонгда.

1 — высокотитанистые пикриты, пикробазальты, базальты, андезиты комплексов Шонла, Камтхуой, Дойбай и Суойчат и долериты рифта Джинпинг-Шонгда Юго-Восточной Азии [Wang et al., 2007]; 2 — пикрит-андезит-базальтовые комплексы районов Намсо и Шонла рифта Шонгда Северо-Западного Вьетнама [Polyakov et al., 1996]; 3 — низкотитанистые пикриты (базальтовые коматииты), пикробазальты (коматиитовые базальты), базальты, перидотиты, пироксениты и габбро рифта Джинпинг-Шонгда Юго-Восточной Азии [Wang et al., 2007]; 4 — коматиит-базальтовый комплекс рифта Шонгда Северо-Западного Вьетнама [Polyakov et al., 1996].

низкие — Nb, Sr, Zr, Hf, Y, Yb и Lu. Редкоземельные элементы, нормированные на хондрит, отличаются фракционированным отрицательным спектром распределения с вариациями содержания от 8 до 400. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в пределах 1.72—3.10 и 5.21—14.01. Для этих пород не характерны аномалии по Eu, что указывает на отсутствие фракционирования плагиоклаза. Такие же геохимические характеристики получены для базальтов ареалов Камтхуой и Шонла. Для высокотитанистых базальтов ареалов Дойбай, Суойчат и Виеннам выявляются резко отличающиеся геохимические данные. При повышенных концент-

рациях Rb, Th, K, La, Ce, P, Sm, Eu, Ti наблюдаются резкие отрицательные аномалии по Nb, Ta, Sr, Zr, Hf, Y и Lu, что свойственно для базитовых магм, генерирующихся в надсубдукционной обстановке [Изох и др., 2005]. Редкоземельные элементы, нормированные на хондрит, характеризуются также фракционированным отрицательным спектром распределения с вариациями содержания от 9 до 500. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют в пределах 1.79—2.40 и 5.43—7.78 (Камтхуой), 1.84—3.27 и 6.04—13.71 (Шонла), 2.32—3.58 и 6.76—14.63 (Суойчат, Дойбай, Виеннам). Согласно К. Ванг [Wang et al., 2007], для высокотитанистых долеритов района Джинпинг на юго-западе Китая установлен слабофракционированный отрицательный спектр распределения редких и REE с вариациями нормированных на примитивную мантию содержаний элементов от 7 до 100 и наличием слабовыраженных положительных аномалий по Cs, Rb, Ba, Pb, P, Ti, отрицательных — по Sr, Y, Yb и Lu (рис. 3, 4). Содержания REE, нормированных на хондрит, колеблются от 15 до 200. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют в пределах 3.06—3.22 и 11.41—12.05. Кроме того, для всех пород высокотитанистых комплексов установлена положительная зависимость между La—Nb, Zr—Y, Ta—Ce, Zr— $(Nb/La)_N$, (Nb/U) — $(Nb/Th)_N$ и отрицательная — между La— (Sm/Nd) , $(La/Yb)_N$ — (Sm/Nd) , $(La/Yb)_N$ — (Lu/Hf) .

В числе установленных геохимических особенностей высокотитанистых комплексов рифта Шонгда обращают на себя внимание следующие характеристики. На мультиэлементных диаграммах, нормированных на примитивную мантию, кривые линии пород этих комплексов имеют явные минимумы по Nb, Zr и иногда Ta. Это согласуется с данными работы [Бинь-Цюань Чжу и др., 2005], в которой авторы указали на роль субдукционных процессов в формировании флуд-базальтов ЭИП. Изотопные исследования показывают, что первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в высокотитанистых базальтах районов Дойбай и Суойчат колеблются в пределах 0.706—0.709, $^{143}Nd/^{144}Nd$ — 0.5119—0.5124, $^{206}Pb/^{204}Pb$ — 18.32—23.5. Это также свидетельствует о контаминации мантийных расплавов субдуцированным коровым материалом [Nguyen Hoang et al., 2004].

Высокомагнезиальный низкотитанистый коматиит-базальтовый комплекс рифта Шонгда представлен вытянутыми в северо-западном направлении покровами, сопровождающимися дайками, силлами и мелкими интрузивными телами основного и ультраосновного составов [Поляков и др., 1991,

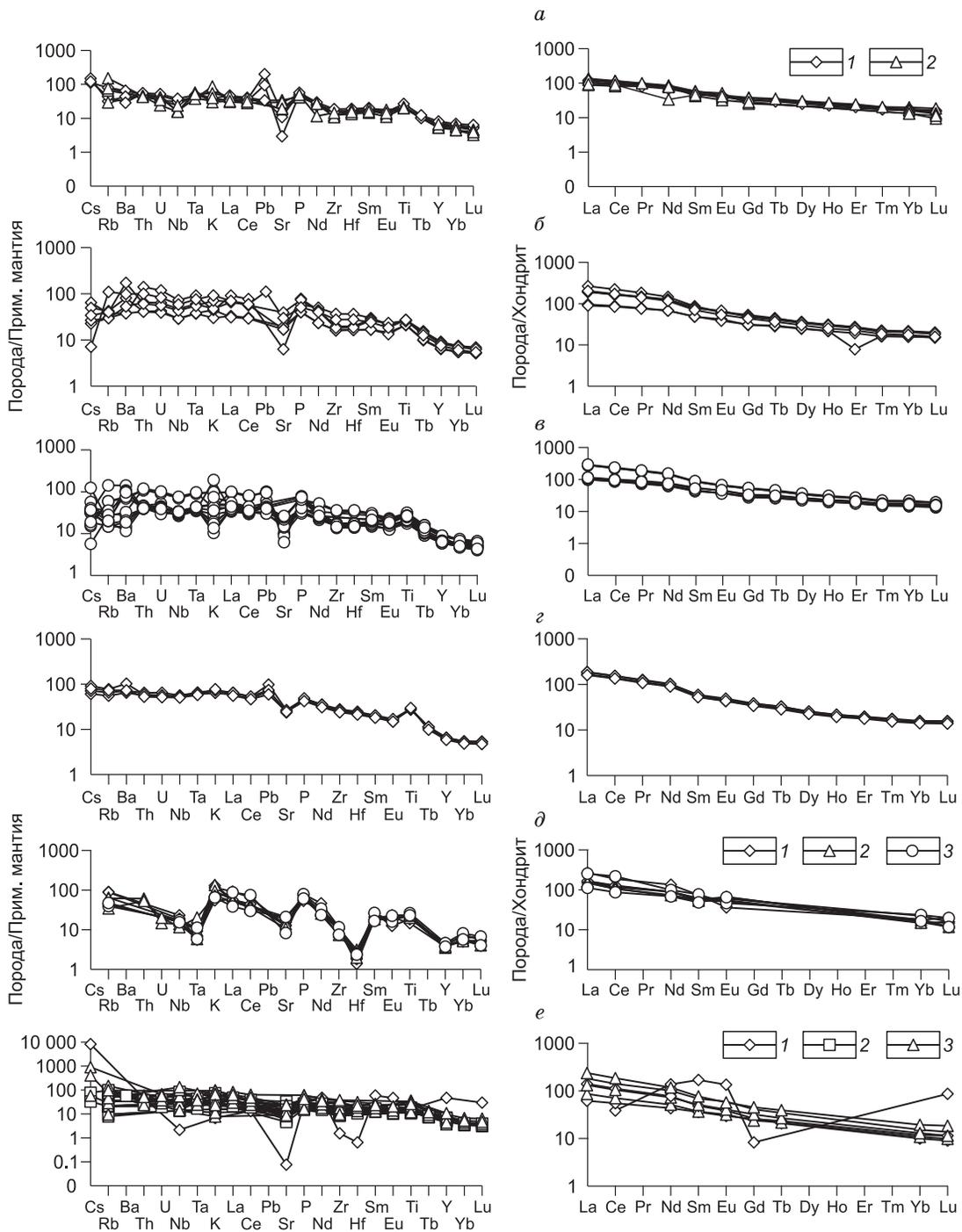


Рис. 3. Характер распределения редких и REE, нормированных на примитивную мантию и хондрит C1, в породах пермских высокотитанистых вулканических ультрамафит-мафитовых комплексов различных ареалов рифта Джинпинг-Шонгда, по данным [Поляков и др., 1996; Polyakov et al., 1996; Hanski et al., 2004; Wang et al., 2007].

a — комплекс Камтхуй: 1 — пикробазальты ($n = 3$), 2 — базальты ($n = 4$); *б, в* — комплекс Шонла: *б* — пикробазальты ($n = 6$), *в* — базальты ($n = 16$); *г* — долериты района Джинпинг ($n = 4$); *д* — базальты комплексов: 1 — Суойчат ($n = 3$), 2 — Дойбай ($n = 3$), 3 — Виенна ($n = 2$); *е* — комплекс Намсо: 1 — пикрит ($n = 1$), 2 — пикробазальты ($n = 8$), 3 — базальты ($n = 14$). n — количество анализов.

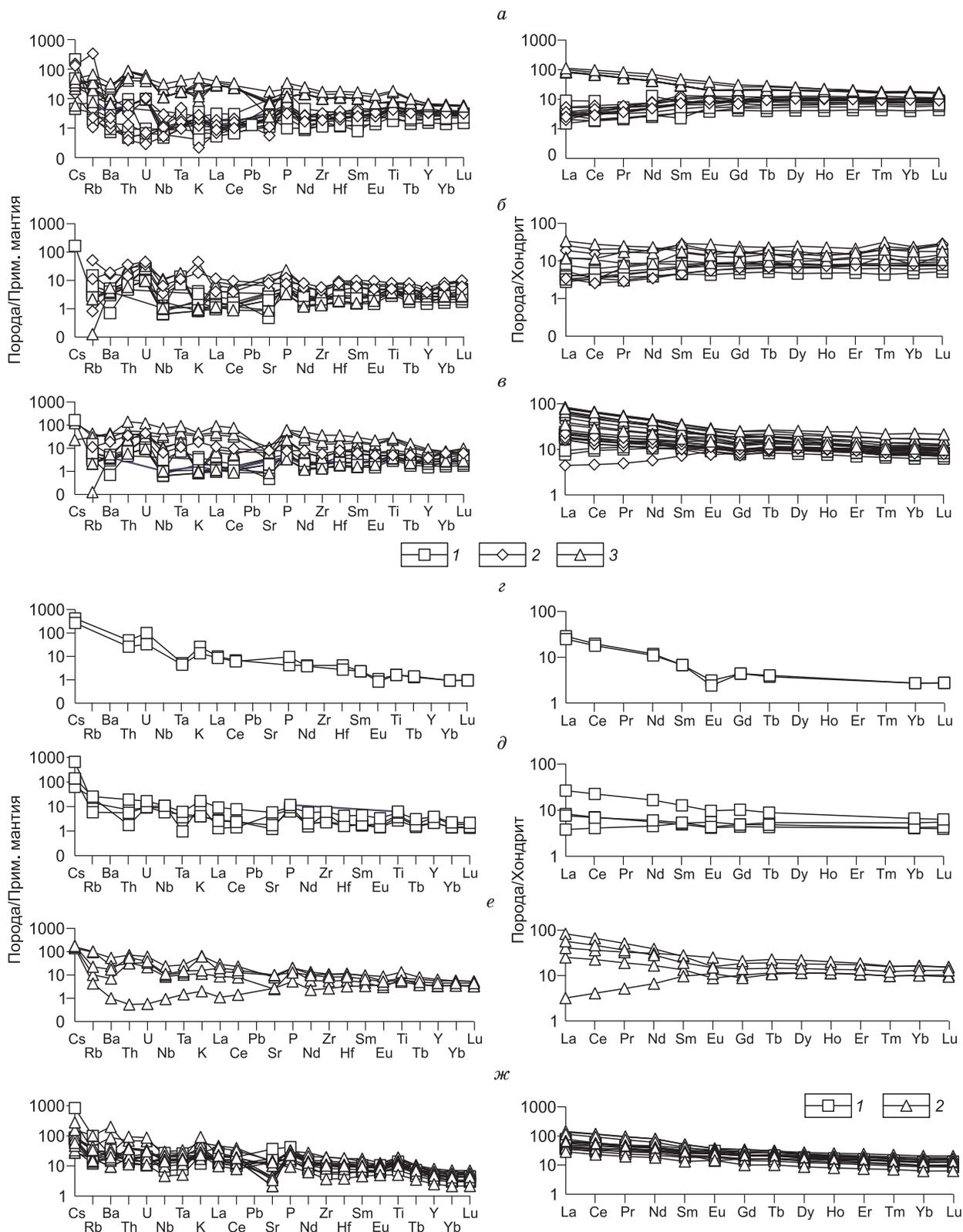


Рис. 4. Характер распределения редких и REE, нормированных на примитивную мантию и хондрит C1, в породах пермского коматиит-базальтового комплекса различных ареалов рифта Джинпинг-Шонгда, по данным [Поляков и др., 1991, 1998; Polyakov et al., 1996; Hanski et al., 2004; Wang et al., 2007].

a–в — комплексы: *a* — Намуой, *б* — Деочен, *в* — Суойчат, *1* — коматииты (*a* — $n=9$, *б* — $n=6$, *в* — $n=8$), *2* — коматиитовые базальты (*a* — $n=5$, *б* — $n=3$, *в* — $n=8$), *3* — базальты (*a* — $n=8$, *б* — $n=3$, *в* — $n=9$); *з* — серпентинизированные дуниты и верлиты массива Банфук района Тахоа ($n=2$); *д* — коматииты даек Намчим и Банмонг района Тахоа ($n=5$); *е* — коматиитовые базальты района Камтхуой ($n=5$); *ж* — район Джинпинг: *1* — коматиитовые базальты ($n=4$), *2* — базальты ($n=12$).

1995; Polyakov et al., 1996; Balykin et al., 1996, 2004; Hanski et al., 2002, 2004]. Наиболее полно он проявлен в трех ареалах в осевой части структуры Шонгда — Намуой, Деочен и Тахоа. В низах вулканических разрезов этого комплекса преобладают коматииты, переслаивающиеся с коматиитовыми базальтами. Выше они сменяются коматиитовыми и оливиновыми базальтами, которые, в свою очередь, перекрываются лейкобазальтами. Породы комплекса характеризуются преимущественно порфировой структурой, вкрапленники представлены оливином и клинопироксеном, причем оливины нередко имеют шестоватые или игловидные формы. В базальтах, кроме того, встречаются классически выраженные структуры пироксенового спинифекса.

Аналогичными по составу породами сложены дайковые и силловые тела северо-восточного крыла структуры Тахоа. Дайки мощностью от 5 см до 10 м в устье р. Намчим имеют зональное строение, варьируя по составу от коматиитов (в центре) до оливиновых долеритов (в краях). Слагающие центральные части даек полосчатые коматииты обладают экзотическим строением, напоминающим структуры харризитов Рамского массива [Уэйджер, Браун, 1970]. Оливины образуют в них цепочечные агрегаты резко удлинённых шестоватых кристаллов, ориентированных параллельно контактам даек. Породы содержат в большинстве случаев густую мелкую вкрапленность магнетита и сульфидов, формирующих, кроме того, тонкие микроскопические жилки. В одном из таких образцов установлен паоловит [Поляков и др., 1999]. Коматиитовые базальты краевых частей даек, как правило, обогащены сульфидами. Перидотитовые тела в районе месторождения Банфук (Банфук, Бансанг, Банхоа и др.), а также дайка Банмонг, расположенная в 15 км западнее массива Банфук, сложены серпентинизированными тонкозернистыми дунитами и верлитами. Таким образом, в центральной наиболее эродированной части антиклинорной структуры Тахоа вскрыта субвулканическая фация коматиит-базальтового комплекса рифта Шонгда, представленная рудосными дунит-верлитовыми интрузивными телами.

Согласно нашим данным [Polyakov et al., 1996], вулканические породы коматиит-базальтового комплекса перекрываются карбонатно-сланцевой толщей с остатками поздне триасовой флоры и фауны. С другой стороны, интрузивные тела этого комплекса прорывают каменноугольные и нижнепермские терригенные осадки в районе Намуой и девонские отложения структуры Тахоа. Изотопный возраст базальтового коматиита района Деочен, полученный Rb-Sr методом, составил 257 ± 24 млн лет [Polyakov et al., 1996], а Re-Os методом на основе анализа 12 образцов коматиитов из того же района — 270 ± 21 млн лет [Hanski et al., 2004]. По данным китайских геологов, аналогичные низкотитанистые базальты, включая пикриты, проявлены в восточной части провинции Эмейшань и в общем разрезе вулканитов располагаются в средней его части, перемежаясь с высокотитанистыми базальтами [Xu et al., 2001]. Это свидетельствует о синхронности проявления низко- и высокотитанистых базальтов.

Главными породообразующими минералами коматиит-базальтового комплекса являются оливин, плагиоклаз и клинопироксен; аксессуарии представлены хромшпинелидами и ильменитом, нередко присутствует вкрапленность сульфидов, сульфидов, самородной меди, минералов ЭПГ и других рудных минералов. В целом для них характерны следующие особенности: 1) лабрадор-битовнитовый состав плагиоклаза (An_{48-85}) с низкими содержаниями ортоклазового минала и повышенными — суммарного железа (до 1.7 мас.% ΣFeO); 2) форстерит-хризолитовый состав оливинов (Fo_{78-93}), обогащенных никелем и кальцием ($NiO = 0.1-0.4$, $CaO = 0.02-0.6$ мас.%); 3) магнезиальный диопсид-авгитовый тип клинопироксенов, обедненных кальцием, титаном, натрием, с умеренной хромистостью и глиноземистостью ($En_{36-53}Fs_{9-17}Wo_{36-48}$, $TiO_2 = 0.2-1.56$, Cr_2O_3 до 0.3 мас.%); 4) преимущественно алюмохромитовый состав хромшпинелидов, заключенных в оливине, низкие содержания в них титана, высокие — хрома и алюминия ($Cr_2O_3 = 34-51$, $Al_2O_3 = 17-31$, $TiO_2 = 0.3-0.6$ мас.%). Следует отметить, что в плагиоперидотитах и коматиитах оливин представлен в основном крупными идиоморфными зернами, варьирующими по составу от форстерита до хризолита (Fo_{84-93} , $CaO = 0.3-0.6$, $NiO = 0.2-0.4$ мас.%). Более высокая железистость свойственна удлинённым кристаллам оливина. В базальтовых коматиитах и коматиитовых базальтах состав оливина отвечает составу хризолита (Fo_{78-92} , $CaO = 0.2-0.6$, $NiO = 0.1-0.4$ мас.%). Встречающиеся в них игловатые кристаллы оливина оказываются более железистыми (Fo_{78-81}) и менее никелистыми (0.12—0.28 мас.% NiO) по сравнению с ранними кумулятивными изометричными зернами.

Петрохимически коматиит-базальтовый комплекс характеризуется высоконариевым, низкощелочным, крайне низкотитанистым и высокомагнезиевым уклонами, породы варьируют при этом от высокоглиноземистых коматиитов до низкоглиноземистых базальтов (см. таблицу). Им свойственны высокие содержания Mg, Al, Ni, Co, Cu, Cr и низкие — Ti, Fe, Na, K, P, Rb, Ba, Sr, Nb, Ta, Nd, Hf, Zr, REE. С использованием нейтронно-активационного и ICP-MS методов получены следующие геохимические характеристики пород комплекса из различных районов рифта Джинпинг-Шонгда. В бассейнах рек Намуой и Деочен [Polyakov et al., 1996; Hanski et al., 2004; Wang et al., 2007] для пород комплекса характерен выположенный спектр распределения редких и REE с вариациями нормированных на примитивную мантию содержаний элементов от 0.1 до 900 (см. рис. 4, а, б). Эти породы имеют положительные аномалии по Cs, Th, U, La, Ce, P, Ti и отрицательные — по Nb, K, Sr, а также выположенный спектр распределения REE с

вариациями нормированных на хондрит содержаний от 0.1 до 500. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в пределах 0.19—2.96 и 0.17—6.77. Серпентинизированные дуниты массива Банфук и коматииты даек Намчим и Банмонг района Тахоа [Polyakov et al., 1996] характеризуются слабофракционированным отрицательным спектром распределения редких и REE с вариациями нормированных на примитивную мантию содержаний элементов от 1 до 100 (см. рис. 4, з, д). Для них свойственны положительные аномалии по Cs, Th, U, K, P, Ti и отрицательные — по Nb, Ta, Sr, Eu, Tb. Характерен слабофракционированный отрицательный спектр распределения содержаний REE с вариациями нормированных на хондрит содержаний от 5 до 50. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют в пределах 0.74—2.10 и 0.72—4.44

К. Ванг с соавторами [Wang et al., 2007] для низкотитанистых перидотитов, пикритов и пикродолеитов районов Камтхуй, Суойчат и Джинпинг (по нашим оценкам коматитов и коматиитовых базальтов) установили следующие геохимические их особенности (см. рис. 4, в, е). Отмечаются слабофракционированные отрицательные спектры распределения редких и REE с вариациями нормированных на примитивную мантию их содержаний от 0.5 до 200, наличием положительных аномалий по Cs, Th, U, K, La, Ce, P, Ti и отрицательных — по Nb, Ta, K, Sr, Zr, Hf, Sm, Eu. Редкоземельные элементы характеризуются слабофракционированным отрицательным спектром распределения нормированных на хондрит содержаний с вариациями значений от 5 до 90. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют в пределах 0.32—8.19 и 0.33—3.18. Низкотитанистым базальтам этих комплексов свойственен слабофракционированный отрицательный спектр распределения редких и REE с вариациями нормированных на примитивную мантию их содержаний от 0.5 до 1000 и наличием сильно выраженной положительной Cs-аномалии, слабой — по Th, U, K, P, Ti и отрицательной — по Nb, Ta, Sr (см. рис. 4, в, е, ж). Редкоземельные элементы характеризуются при этом слабофракционированным отрицательным или выположенным спектром распределения нормированных на хондрит содержаний, изменяющихся от 5 до 90. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в границах 1.44—2.85 и 2.59—8.80. Кроме того, для всех пород коматиит-базальтового комплекса установлена положительная зависимость между La—Nb, Zr—Y, Ta—Ce, Nb—Ce, Zr, (Nb/U)— $(Nb/Th)_N$ и отрицательная — между La—(Sm/Nd), $(La/Yb)_N$ —(Sm/Nd), $(La/Yb)_N$ —(Lu/Hf). Таким образом, по геохимическим характеристикам между породами различных районов проявления коматиит-базальтового комплекса рифта Джинпинг-Шонгда не выявлено существенных отличий. Нами установлено, что $(Ce/Yb)_N$ отношения в породах коматиит-базальтового комплекса колеблются в интервале 0.30—0.62, что свидетельствует о сильнодеплетированном мантийном источнике и идентичности их по составу коматиитам и базальтам комплекса о. Горгона [Hanski et al., 2004]. По содержаниям REE и отношению $(Gd/Yb)_N = 0.8—1.2$ они соответствуют мантийным расплавам, генерирующимся в фации шпинелевых перидотитов. Оливиновые базальты имеют низкие $(Nb/La)_N$ отношения (0.31—0.42) и на дискриминационных диаграммах попадают в поле базальтов океанических островов [Hanski et al., 2002, 2004].

В 14 образцах коматиитов и коматиитовых базальтов районов Намуой и Деочен начальные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ (250 млн лет назад) изменяются от 3.2 до 8.0 [Hanski et al., 2004]. Некоторые низкотитанистые базальты имеют отрицательные начальные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ от -0.8 до -7.5 . Образцы с наиболее высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (около 8) соответствуют современному деплетированному мантийному источнику, аналогичному для MORB DMM [De Paolo, 1981; Goldstein et al., 1984]. Коматииты с наиболее высокими отношениями $^{147}Sm/^{144}Nd$ характеризуются наибольшими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, что согласуется с различной степенью контаминации коматиитовых магм коровым материалом. Содержания Os в коматиитах довольно высокие (от 1.4 до 7.0 мг/т), тогда как для образца коматиитового базальта свойственны низкие концентрации Os (1.2 мг/т). Базальты еще более обеднены Os (0.12 мг/т и меньше), содержания Re относительно низки (от 0.07 до 0.96 мг/т). Благодаря высоким значениям Os и низким Re коматииты имеют относительно низкие отношения $^{187}Re/^{188}Os$ (менее чем 1.2). На основе исследования 12 образцов установлен изохронный возраст 270 ± 21 млн лет (СКВО = 12), а первоначальное отношение $^{188}Os/^{187}Os$ равно $0.12506 \pm \pm 0.00041$ ($\gamma_{Os} = +0.02 \pm 0.40$). Датирование в общем согласуется с определенным ранее Rb-Sr возрастом базальтового коматиита — 257 ± 24 млн лет [Поляков и др., 1998] и возрастом флуд-базальтов (~260 млн лет) и близких к ним по составу субвулканических образований (261—263 млн лет) в провинции Эмейшань [Zhou et al., 2002, 2008]. Характеристика $\gamma_{Os} = 0.02$ по существу соответствует хондритовому стандарту. В отличие от Nd, первоначальные отношения $^{187}Os/^{188}Os$ в отдельных образцах коматиитов показывают относительно небольшой диапазон колебаний от 0.1246 до 0.1264 ($\gamma_{Os} = -0.5...+0.9$). Образцы базальтов обладают более радиогенными изотопными отношениями Os с первоначальными значениями γ_{Os} от +18 до +58. Начальное значение γ_{Os} не коррелирует с начальными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ для коматиитов. Величина γ_{Os} практически постоянна, тогда как $\epsilon_{Nd}(T)$ изменяется от 3 до 8. В целом базальты имеют более высокие значения γ_{Os} и более низкие $\epsilon_{Nd}(T)$ по сравнению с коматиитами.

Исходное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70348$ в базальтовых коматиитах не противоречит их генерации из деплетированного мантийного источника. Оно гораздо менее радиогенно, чем в платобазальтах Сибирской платформы и лишь немного превышает радиогенный минимум (0.7027), свойственный коматиитам

о. Горгоны [Révillon et al., 2002]. В том и другом случаях в мантийных источниках преобладали изотопные составы Os, идентичные хондритовому эталону. Вьетнамские коматииты приближаются к горгонским и по ряду петрохимических данных, в том числе содержаниям Ti и Al. Это позволяет предполагать, что сравниваемые ассоциации имели сходные мантийные источники. Вместе с тем химические и изотопные характеристики пород коматиит-базальтового комплекса рифта Шонгда свидетельствуют о контаминации этих магм коровым материалом. Тем не менее полученные результаты не позволяют судить о степени участия неконтаминированных магм в образовании пород коматиит-базальтового комплекса. Родственные коматиитам низкотитанистые базальты с низким $\epsilon_{Nd}(T)$, высоким γ_{Os} и отрицательными аномалиями Nb и Ta требуют более высокой доли коровой контаминации (от 5 до 20 %). Небольшие колебания в первоначальном изотопном составе Os по сравнению с Nd не кажутся странными. В отличие от изотопной системы Sm—Nd, система Re—Os коматиитов практически не подвержена воздействию умеренного количества примесей континентальной коры. Это обусловлено гораздо более высокими концентрациями элементов платиновой группы, включая Os, в коматиитовой магме (>1 мг/т), что характерно для магм крупных изверженных провинций, включая Эмейшаньскую провинцию [Naldrett, 2004; Изох и др., 2005]. Это на несколько порядков выше относительно средних содержаний Os в континентальной коре (~0.05 мг/т). На этом основании сделан вывод [Hanski et al., 2004], что первоначальный изотопный состав Os, полученный по изохроне Re—Os, отражает состав мантийного источника, несмотря на свидетельства о наличии коровых примесей.

При пересчете химических анализов пород коматиит-базальтового комплекса рифта Шонгда на высокобарический минеральный парагенезис установлен оливин-пироксен-гранатовый его состав. Суммарные содержания апатита, ильменита и флогопита в них не превышают 1—2 мас.%, тогда как в породах пикрит-базальтовых и пикрит-долеритовых комплексов они составляют не менее 5—7 мас.%. Из этого следует, что мантийные субстраты для пикрит-базальтовых и пикрит-долеритовых комплексов по отношению к мантийным субстратам для коматиит-базальтовых ассоциаций были более обогащены легкоплавкими и летучими компонентами. Это согласуется с утверждением Н.Т. Арндта [Arndt, 1976], что коматиитовые расплавы образуются при продвинутом плавлении деплетированного мантийного субстрата после выплавления из него меланобазальтоидных магм, богатых некогерентными элементами. Именно такая последовательность формирования пермских ультрамафит-мафитовых комплексов выявлена в структуре Шонгда [Polyakov et al., 1996; Поляков и др., 1998].

Численное моделирование процессов кристаллизации возможных составов исходных расплавов (коматиит, коматиитовый базальт, оливиновый базальт) проводилось с применением программного комплекса Comagmat-3.3 [Ariskin et al., 1993]. Использование программы преследовало, прежде всего, цель выбрать из этих вариантов тот состав, при моделировании процесса кристаллизации которого реализуется максимальное приближение модельных и реальных минеральных парагенезисов к последовательности их формирования. В результате установлено, что состав исходного расплава для коматиит-базальтового комплекса рифта Шонгда оказался соответствующим составу базальтовых коматиитов с содержаниями MgO = 17.0—23.2 мас.% [Балыкин и др., 2001].

С коматиит-базальтовыми комплексами связаны, как известно, сульфидные медно-никелевые и никелевые месторождения, нередко сопровождающиеся рудопроявлениями элементов платиновой группы. Подавляющее большинство таких месторождений приурочено к докембрийским комплексам [Komatiites, 1982]. Их примеры в фанерозойских структурах единичны. К ним относятся, в частности, сульфидное медно-никелевое месторождение Банфук Северо-Западного Вьетнама, а также ряд аналогичных по составу рудопроявлений этого же района (Банмонг, Намчим и др.), свидетельствующие о продуктивности на этот вид оруденения коматиит-базальтового комплекса рифта Шонгда [Поляков и др., 1999; Glotov et al., 2001].

Месторождение Банфук расположено в центральной части рифта Шонгда (структура Тахоа). Рудовмещающий перидотитовый массив Банфук, с которым связано одноименное Cu-Ni-ЭПГ месторождение, имеет небольшие размеры (около 1 км²) и воронкообразную в разрезе форму. Он сложен преимущественно серпентинизированными дунитами и верлитами. Акцессорные рудные минералы представлены сульфидами, сульфоарсенидами и арсенидами никеля и кобальта, цумоитом, хромшпинелидами, магнетитом, ильменитом и минералами ЭПГ. Несколько меньшими размерами, но сходным составом характеризуются близрасположенные перидотитовые тела Банхоа, Бансанг и др.

По оценкам вьетнамских геологов [Tran Van Tri, 1995; Le Van De, 1995], месторождение Банфук включает два главных рудных тела. Рудное тело жильного типа расположено в юго-западном экзоконтакте массива. Его средняя мощность достигает 1.26 м, и оно сложено массивными халькопирит-(виоларит)-пентландит-пирротиновыми рудами. Рудная залежь в подошве массива, состоящая преимущественно из вкрапленных руд, имеет мощность от 2 до 40 м. Общие запасы месторождения составляют Ni = 119 400, Cu = 40 500, Co = 3400, S = 161 000, Te = 14, Se = 67 т. По нашим данным [Glotov et al., 2001], максимальные содержания Ni в рудах жильного рудного тела экзоконтакта — до 7 и более мас.%, Cu — до 5.5, Co — до 0.24 мас.%, Pt — до 3.55, Pd — до 1.33 г/т, содержания Au и Ag — низкие.

Главным типом руд месторождения являются массивные халькопирит-(виоларит)-пентландит-пирротиновые, в которых в форме мелких включений присутствуют сульфоарсениды никеля и кобальта, гексастегибиопаникелит, паркерит, цумоит, брейтгауптит, сперрилит и майченерит. Средние содержания в них: Ni = 6.42, Cu = 1.63, Co = 0.11, Se = 0.046 мас.%, Au = 0.07—0.27, Ag = 3, Pt = 0.12 г/т. В обогащенных Cu вкрапленных рудах средние содержания Ni = 0.49, Cu = 0.75, Co = 0.02, Se = 0.05 мас.%, Au = 0.08—0.14, Ag = 3, Pt = 0.05 г/т [Поляков и др., 1999].

Северо-западнее массива Банфук находятся дайки коматиит-базальтового состава мощностью от 5 см до 10 м (Банмонг, Намчим и др.). Причем некоторые из них также обогащены сульфидами. В экзоконтакте дайки Банмонг сульфидные рудопроявления имеют прожилковые формы, а в самой дайке обнаруживается равномерно-вкрапленная минерализация. Количество никеля в сульфидизированных дайковых породах достигает 2.53, а меди до 0.66 мас.%, отношение никеля к кобальту и никеля к сере аналогично месторождению Банфук. Содержания Pt здесь достигают 0.8—1.5, Pd — 0.2—0.84, Rh — 0.33 и Ag — до 17—30 г/т. Сульфиды представлены преимущественно пирротином и халькопиритом, находящимися примерно в равных количествах, подчиненное значение имеет пентландит. В экзоконтактных зонах преобладает халькопирит, менее распространены пирротин, пирит и пентландит. Кроме того, установлены виоларит, хизлевудит, сфалерит, галенит, антимонит, арсениды никеля, сульфоарсениды кобальта и никеля, теллуриды висмута, минералы ЭПГ, золото и самородная медь.

Подводя итог приведенным выше данным по коматиит-базальтовому комплексу рифта Шонгда, следует подчеркнуть, что его необходимо рассматривать как часть крупной трапповой провинции Эмейшань, связанной с проявлением на юге Китайского кратона (платформа Янцзы) пермско-триасового мантийного плюма [Chung et al., 1998]. При столкновении Индийского и Азиатского континентов в олигоцен-миоцене (около 27—22 млн л.н.) левосторонние тектонические подвижки ориентированной на северо-запад сдвиговой зоны Айлаошань—Красная река отделили рифт Шонгда от основной массы платобазальтов провинции Эмейшань. Коматиит-базальтовый комплекс рифта Шонгда имеет много общего по составу с фанерозойскими коматиитами о. Горгона и провинции Юньнань на юге Китая [Fang, Niu, 2003]. Ему свойственны, как и коматиитам о. Горгона, относительно высокие содержания Al_2O_3 по сравнению с архейскими коматиитами, низкие концентрации некогерентных элементов и низкие отношения легких REE к тяжелым. Первоначальные изотопные и геохимические характеристики родоначальной магмы коматиит-базальтового комплекса рифта Шонгда свидетельствуют о деплетированности некогерентными элементами и близости по этим параметрам к хондритам. Это означает, что мантийный источник в течение длительного времени был обеднен легкими REE и другими некогерентными элементами и в то же время имел практически хондритовое Re/Os отношение. Коматиит-базальтовый комплекс рифта Шонгда представляет собой, таким образом, редкий пример фанерозойских комплексов, связанных с провинцией континентальных платобазальтов и сохранивших явные свидетельства участия в их образовании сильно истощенного мантийного источника.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В связи с недавно опубликованными новыми геохимическими, изотопными характеристиками пермско-триасовых вулканических и вулканоплутонических ультрамафит-мафитовых ассоциаций рифта Джинпинг-Шонгда [Wang et al., 2007] и данными, приведенными в настоящей статье и в более ранних публикациях ее авторов [Поляков и др., 1991, 1998; Polyakov et al., 1996; Balykin et al., 1996, 2004, 2008; Hanski et al., 2004], появилась возможность обсудить вопросы формационной и геохимической типизации, последовательности и условий их формирования, а также состава исходных для них расплавов и мантийных источников.

По данным [Wang et al., 2007], рассмотренная выше высокотитанистая серия пород имеет незначительные вариации $\epsilon_{Nd}(T)$ величин (от 0.5 до 1.1) и исходных $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношений (0.705—0.706). Высокотитанистые базальты этой серии характеризуются распределением REE, сходным с OIB. Их $\epsilon_{Nd}(T)$ величины типичны и для мантийного источника OIB. Хондрит-нормированные модели REE и относительно высокие $(Gd/Yb)_{PM}$ отношения (1.7—2.6) говорят о присутствии остаточного граната в процессе парциального плавления мантийного субстрата, так как гранат имеет высокие K_D для HREE [Jenner et al., 1990; Green, 1994]. Высокие Tb/Yb отношения в этих породах также свидетельствуют о наличии граната в остатке при парциальном плавлении. Парциальное плавление гранатового лерцолита в качестве источника (с остатком граната) обуславливает более высокие Sm/Yb отношения. В свою очередь, последние отвечают тренду плавления шпинелевого лерцолита с траекторией плавления между гранатовым и гранат-шпинелевым лерцолитом. Все это указывает на то, что высокотитанистая серия пород образовалась за счет гранатового лерцолита с преобладанием в нем граната над шпинелью на глубинах от 200 до 400 км [Wyllie, 1981].

О степени парциального плавления при образовании высокотитанистых базальтов можно судить по высокой концентрации несовместимых элементов в породах. Относительно низкие Al_2O_3/TiO_2 (~4 по

сравнению с 20 в примитивной мантии) и высокие $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ (2.6—4.2) отношения в высокотитанистых базальтах свидетельствуют об относительно небольшой степени парциального плавления глубинного мантийного источника. По оценкам [Wang et al., 2007], основанным на Sm/Yb отношениях, степень парциального плавления для родоначальных магм высокотитанистых базальтов была, вероятно, менее 8%. Вместе с тем такие оценки нельзя считать корректными, так как в составе ареала рифта Шонгда установлены высокотитанистые пикриты, содержащие от 17 до 23 мас.% MgO, которые тесно ассоциируют с высокотитанистыми пикробазальтами и базальтами [Polyakov et al., 1996]. Необходимо отметить, что подобные высокотитанистые пикриты описаны и в других районах провинции Эмейшань, при этом они рассматриваются как родоначальные расплавы для высокотитанистой серии базальтов [Chung, Jahn, 1995]. В общем объеме платобазальтов Эмейшань эти пикриты составляют небольшой процент, но они фиксируются как в западной, так и в восточной частях ареала распространения траппов. При высокой магнезиальности (MgO = 17—27 мас.%) пикриты Эмейшань и рифта Шонгда характеризуются низкими содержаниями глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 6.4\text{—}9.3$ мас.%), кальция ($\text{CaO} = 8\text{—}10$ мас.%) и обогащены V, Ba, Sr, Zr, LREE. Отмечается слабый минимум для Nb и Ta, что характерно и для траппового магматизма Сибирского кратона [Изох и др., 2005]. Проведенные С. Чангом и Б.М. Джаном [Chung et al., 1998] исследования пикритов Эмейшань позволили им предположить, что высокотитанистые пикриты Эмейшань, обладающие изотопными отношениями $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +4\text{...}-5$, отвечают верхней части Эмейшаньского плюма и могут рассматриваться как родоначальные расплавы. Пикриты с более низкими изотопными отношениями $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +4 до -5 и высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0.707 и $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}} = 10\text{—}20$ являются продуктом взаимодействия верхней части плюма и древней субконтинентальной литосферной мантии. В то же время пикриты с сильно варьирующими значениями $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +4 до -6, но постоянными $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$ обусловлены взаимодействием пикритовых расплавов с нижнекоровым материалом. Эти данные свидетельствуют о сильном изменении изотопных и геохимических характеристик родоначальных расплавов и, в свою очередь, не позволяют корректно оценивать глубины их генерации.

Следует отметить, что в некоторых ареалах (Суойчат и Дойбай) высокотитанистые базальты резко отличаются от типичных базальтов Эмейшаньской крупной изверженной провинции. Они имеют более высокие по сравнению с другими ареалами содержания калия и резкие минимумы по Ta, Nb и Hf на спайдер-диаграммах, нормированных на примитивную мантию. Подобные геохимические данные свойственны магмам, генерирующимся в надсубдукционных обстановках. Появление базальтов с надсубдукционными характеристиками согласуется с предположением китайских исследователей о наличии в ранней перми палеосубдукционной зоны, погружающейся с запада под платформу Янцзы [Бин-Цюань Чжу и др., 2005].

Особо следует остановиться на условиях формирования низкотитанистой серии пород рифта Шонгда. В низкотитанистой серии лишь один образец базальтового коматиита имеет высокую $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ величину (+7.0) и низкое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение (0.704). Это говорит о его формировании из деплетированного мантийного источника, в то время как остальные образцы этих пород характеризуются отрицательными $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ величинами (-7.8) и высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношениями (0.713) [Wang et al., 2007]. Низкотитанистые базальты имеют $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ величины в пределах от +6.4 до -10.2 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения, варьирующие от 0.705 до 0.713, сходные с таковыми в низкотитанистых перидотитах, клинопироксенах и габбро района Джинпинг, в которых $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ изменяется от +4.0 до -7.4 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения — от 0.706 до 0.712. В целом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в низкотитанистой серии пород отрицательно коррелируются с $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ величинами и имеют тренд от пикритоидов к обогащенной мантии EM II [Wang et al., 2007]. В связи с характеристикой низкотитанистой вулканической серии пород и реконструкции условий ее образования, по мнению К. Ванг с соавторами [Wang et al., 2007], деплетированные LREE пикриты Северного Вьетнама, описанные в работе [Hanski et al., 2004] как коматииты, не являются таковыми, так как не имеют типичных спинифекс-структур. Действительно, в коматиитах и коматиитовых базальтах рифта Шонгда не выявлены классически выраженные оливиновые спинифекс-структуры. Однако в этих породах наряду с изометричными кристаллами оливина довольно часто встречаются резко удлиненные игловидные зерна, характеризующиеся относительно более высокой железистостью [Polyakov et al., 1996]. Кристаллизация этих пород, согласно проведенному нами численному моделированию, началась с кристаллизации оливина еще в подводящих каналах и продолжалась с образованием игловидных зерен в формирующихся вслед за этим покровах. Кроме того, в ассоциирующихся с коматиитами базальтах в районе Намуй нами были установлены классически проявленные клинопироксеновые спинифекс-структуры. Отсутствие классических оливиновых спинифекс-структур, по нашему мнению, было обусловлено тем, что расплавам, формировавшим коматиит-базальтовый комплекс рифта Шонгда, пришлось пройти через мощную континентальную кору. В результате этого температура оказалась в целом ниже, чем расплавов, образовавших докембрийские коматиитовые серии. Соответственно, кристаллизация родоначальных расплавов для коматиит-базальтового комплекса рифта Шонгда началась еще в подводящем канале, на что указывает присутствие вкрапленников оливина и высокоглиноземистого клинопироксена.

Вьетнамские коматииты с высокой положительной величиной $\epsilon_{Nd}(T)$ (+7) и низким $(Ce/Yb)_N$ отношением (0.3—0.5) свидетельствуют о существенно деплетированном LREE мантийном источнике, сходным с N-MORB источником [Carlson, 1991]. В целом породы рассматриваемого комплекса деплетированы REE и относятся к продуктам примитивных лав. Нами также установлено, что коматииты рифта Шонгда характеризуются $Mg\# = 90$ в оливине, обладающем, кроме того, высокими содержаниями Ni (~1000 г/т) и Cr (~2000 г/т) [Hanski et al., 2004]. Вместе с тем концентрации несовместимых элементов-примесей в них относительно низкие. Это, в частности, относится к Ta, содержания которого составляют 1—2 величины по отношению к примитивной мантии. Породы коматиит-базальтового комплекса рифта Шонгда имеют относительно высокие Al_2O_3/TiO_2 отношения (~17) и деплетированы LREE относительно HREE с $(Sm/Yb)_N = 0.7—1.3$ и $(Tb/Yb)_N = 0.9—1.1$. Высокие концентрации MgO, Ni и Cr в коматиитах показывают, что мантийный источник содержал оливин и отвечал в большей степени перидотитам, чем пироксенитам или эклогитам [Arndt et al., 1998]. Такие породы могли образоваться из родоначальной магмы с экстремально низкими содержаниями воды (<0.03 мас.%) [Hanski et al., 2004]. На основе уравнений Ц. Херцберга и Д. Занга [Herzberg, Zhang, 1996] породы с высокими содержаниями Al_2O_3 (~11.5 мас.%), MgO (15 мас.%) и значениями отношения $Al_2O_3/TiO_2 = 16.7$ образовались при высокой степени плавления сухого мантийного перидотита при давлении 2.8—3.8 ГПа, что соответствует глубинам 100—120 км [Wang et al., 2007]. Степень парциального плавления была, возможно, около 20 %, судя по отношениям Sm к Sm/Yb в породах.

Слабоконтраминированные низкотитанистые базальты и коматииты имеют сходные спектры распределения REE и других элементов-примесей, Sm/Nd и Th/Yb отношений и $\epsilon_{Nd}(T)$ величин. Это, вероятно, свидетельствует о том, что низкотитанистые толеитовые магмы формировались из коматиитового родоначального расплава в результате фракционирования оливина и клинопироксена (\pm плагиоклаза). Таким образом, низкотитанистые базальты были, скорее всего, образованы из примитивных пикритоидных магм, испытавших последующее фракционирование и, кроме того, контраминированных коровым материалом. Они имеют положительную величину $\epsilon_{Nd}(T)$, причем часть из них на диаграмме $\epsilon_{Nd}(T)$ — $^{147}Sm/^{144}Nd$ образует горизонтальный тренд, обусловленный комбинацией парциального плавления и фракционной кристаллизации [Wang et al., 2007]. Остальные разновидности пород характеризуются, по К. Ванг с соавторами [Wang et al., 2007], отрицательной величиной $\epsilon_{Nd}(T)$ и имеют наклонный отрицательный тренд, который отражает смещение мантийного источника и континентальной коры, о чем свидетельствуют и высокие $(Th/Nb)_{PM}$ отношения.

Итак, Эмейшаньский мантийный плюм вызвал появление пикритоидных магм на севере Вьетнама. Высокотитанистые магмы, вероятно, формировались на глубинах 200—400 км при низкой степени парциального плавления обогащенного мантийного гранатового лерцолита и были, судя по всему, обогащены летучими, о чем говорит наличие биотита в породах высокотитанистой ассоциации [Xu et al., 2001]. Богатые летучими высокотитанистые магмы могли сравнительно быстро достигать поверхности, избегая таким образом существенной коровой контраминации. Напротив, низкотитанистые и деплетированные LREE коматиитовые магмы были, возможно, продуцированы позднее на меньших глубинах (100—120 км) при высокой степени парциального плавления деплетированного мантийного источника.

Этот субстрат мог быть локально модифицирован субдуцированной океанической корой с образованием обогащенного мантийного источника, из которого формировались обогащенные LREE коматииты. Такой вариант допускает наличие сложной геодинамической обстановки, совмещающей наличие субдукционной зоны, погружающейся под платформу Янцзы, и Эмейшаньского плюма. При этом пестрота геохимического состава и изотопных характеристик базальтов как между ареалами, так и внутри них может быть объяснена с позиций модели отрыва слэба [Хаин и др., 1996]. Исходя из этой модели, могут быть объяснены и высокие степени плавления, характерные для высоко- и низкотитанистой серий рифта Шонгда.

Низкотитанистые базальты образовались из коматиитовых родоначальных магм, подвергавшихся коровой контраминации и насыщению их серой, что нередко сопровождалось сульфидной сегрегацией рудного вещества и формированием в конечном итоге Cu-Ni-ЭПГ рудных концентраций [Поляков и др., 1999; Glotov et al., 2001].

На основании изотопных данных можно предположить, что литосферная мантия под рифтом Шонгда имела гетерогенный состав. В ее строении принимает участие глубинный плюмовый компонент, фиксирующийся по высоким содержаниям ЭПГ и изотопии Os. Этот глубинный поднимающийся плюм активно взаимодействует с древней континентальной литосферной мантией с образованием высокотитанистых пикритов и базальтов, что характерно для всей провинции Эмейшань. В западной части провинции генерируются расплавы из деплетированной субокеанической мантии, а также присутствуют высокотитанистые базальты, для которых свойственны надсубдукционные характеристики. Эти особенности хорошо увязываются с расположением рифта Шонгда на окраине платформы Янцзы и, следовательно, возможностью существования субдукции под континент со стороны структуры Шонгма. Данный вывод

согласуется с утверждениями китайских исследователей об участии субдукционных процессов в формировании платобазальтов Эмейшань в западной части платформы Янцзы [Бинь-Цюань Чжу и др., 2005].

Результаты экспериментов по плавлению при высоком давлении [Asahara, Ohtani, 2001] показали, что безводное плавление мантийного плюма может быть отнесено к процессам, порождающим коматииты. Расчетные содержания MgO в родоначальных магмах для коматиит-базальтовых комплексов рифта Шонгда и о. Горгона [Hanski et al., 2004] предполагают преимущественно сухие магмы, образующиеся при температурах на 140—320 °C выше, чем это рассчитано для примитивных MORB [Herzberg, O'Hara, 2002]. Столь высокие температуры вряд ли достижимы в DMM. Систематические колебания количества воды и некогерентных элементов в современных океанических базальтах, не связанных с зоной субдукции, позволяют сделать вывод о том, что сильно обедненная некогерентными элементами родоначальная коматиитовая магма рифта Шонгда содержала мало воды и образовалась из существенно-безводной верхней части мантийного плюма. Высокое содержание MgO в родоначальной магме также предполагает глубинный источник и излияние магмы с температурой, превышающей более чем на 200 °C расчетную температуру для примитивной магмы MORB. Такие высокие температуры достигались, по всей видимости, в наиболее горячей части мантийного плюма, что согласуется с высказанным выше предположением. Изотопно-геохимические данные по примитивным магмам Северного Вьетнама в совокупности с аналогичными по Карибскому океаническому плато и Северо-Атлантической магматической провинции, свидетельствуют об их связях с плюмом, образование которого начиналось глубоко в мантии, предположительно на границе между нижней мантией и ядром [Hart et al., 1992; Hanski et al., 2004; Соболев и др., 2009]. При одинаковом поведении некогерентных элементов и воды в коматиитах структуры Шонгда, мы вправе ожидать, что родоначальная магма для большинства истощенных коматиитов с $(Ce/Yb)_N$ около 0.3 должна иметь величину H_2O/Yb менее чем 200, что предполагает очень низкое содержание воды (не выше 0.03 мас.%). Это справедливо и для горгонских коматиитов, чрезвычайно обедненных легкими REE.

В последнее время все большее признание получают гипотетические плюмовые магмы с химическими и изотопными характеристиками, допускающими участие в качестве основного компонента истощенной мантии, которая может и не быть DMM [Arndt et al., 1997; Hart et al., 2004]. Природа истощенных мантийных источников и их вклад в плюмы являются предметом широких дискуссий [Kerr et al., 1995]. Проблемы истощенного плюма и DMM возникают в таких районах, как Исландия, где мантийный плюм накладывается на срединно-океанический хребет.

Еще труднее установить возможные мантийные источники для континентальных платобазальтов плюмового происхождения, поскольку характеристики магм, выплавленных из сублитосферных источников, могут быть изменены коровой ассимиляцией или взаимодействием с силикатной литосферной мантией. В действительности, базальты, обедненные некогерентными рассеянными элементами, подобные современным N-MORB, встречаются очень редко в провинциях платобазальтов [Carlson, 1991]. Породы с наибольшей степенью истощенности отмечаются, как правило, среди примитивных лав, к последним относятся и родоначальные магмы для коматиитов рифта Шонгда.

Если DMM не является источником для коматиитов структуры Шонгда, хондритовый компонент Os мог быть остаточной мантийной составляющей океанической литосферы, имеющей такую же степень истощения, как DMM. А.Ц. Кер с соавторами [Kerr et al., 1995] отдадут предпочтение модели происхождения ультрамафитовых лав из Карибской провинции, согласно которой истощенный материал поступал из нижней мантии. Истощенный материал представляет собой в этом случае истощенную океаническую литосферу, опустившуюся до границы между мантией и ядром. Впоследствии этот материал мог быть захвачен поднимающимся плюмом.

Таким образом, на протяжении большей части истории Земли некоторые примитивные магмы разных геологических эпох могли выплавляться из одинаковых мантийных источников, для которых характерно длительное обеднение легкими REE и близхондритовые отношения Re/Os. Эти магмы, вероятно, могут быть связаны с активностью мантийных плюмов, но до сих пор неясно, был ли мантийный источник истощенной верхней мантией, вовлеченной в периферию плюма, или повторно вовлеченным в процесс литосферной мантией, поднявшейся с границы между нижней мантией и ядром [Hanski et al., 2004]. Аргументы в пользу последнего предположения включают расчетные высокие мантийные температуры, необходимые для выплавления высокомагнезиальных магм. Однако плюмовые источники отнюдь не однородны: они содержат обогащенные прослои или шарики, включенные в истощенную тугоплавкую основную массу, как это предполагается, например, для Гавайского плюма [Regelous et al., 2003]. Высокая степень плавления исходного перидотитового субстрата, обеспечившего генезис коматиитовых магм, скорее всего, была обусловлена мобилизацией тугоплавких порций поднимающегося плюма [Campbell, 2002]. В то же время легкоплавкие порции обогащенных титаном и некогерентными элементами родоначальных магм обеспечили образование пород высокотитанистой серии. На основании всех приведенных выше данных можно предположить, что литосферная мантия под рифтом Шонгда имела гетерогенный

состав [Изох и др., 2005; Чан Чонг Хоа и др., 2008]. В ее строении принимает участие, по всей вероятности, как древняя континентальная литосферная, так и субокеаническая мантия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Пермско-триасовые высоко- и низкотитанистые вулканические и вулканоплутонические ультрамафит-мафитовые комплексы рифта Джинпинг-Шонгда Эмейшаньской изверженной провинции имеют изотопно-геохимические характеристики, указывающие на различные составы их мантийных источников и родоначальных магм, разную степень парциального плавления мантийного источника, фракционной кристаллизации и контаминации этих магм коровым материалом. Высотитанистые типы магм были образованы из обогащенного глубинного гранатового лерцолита без существенной их контаминации коровым материалом. По петро- и геохимическим особенностям породы высотитанистых пикрит-андезит-базальтовых комплексов Намсо и Шонла северо-западной части рифта Шонгда несколько отличаются от пикрит-андезит-базальтовых и риолит-базальтовых комплексов Камтхуой, Дойбай и Суойчат, расположенных на юго-востоке этой структуры. Комплексы Намсо и Шонла, судя по их геохимическим характеристикам, образовались из неконтаминированных коровым материалом пикробазальтовых расплавов. ДеPLETEDность вулканитов юго-восточного фланга рифта Шонгда Nb, Ta и Zr может быть объяснена контаминацией их родоначальных расплавов коровым материалом, вовлеченным в мантию древними субдукционными процессами.

Формировавшиеся вслед за этим коматииты низкотитанистой серии образовались за счет деплетированного перидотитового субстрата при высокой степени парциального безводного плавления на меньших глубинах из наиболее разогретой верхней части мантийного плюма. Сравнительно редко встречающиеся обогащенные LREE разновидности коматиитов могли быть связаны с мантийным источником, частично видоизмененным субдуцированной океанической корой. Низкотитанистые базальты формировались из в разной степени контаминированных коматиитовых расплавов. С коровой контаминацией в ряде случаев было связано насыщение родоначальных расплавов серой, сопровождавшееся сегрегацией сульфидов.

2. Сравнительный анализ пермско-триасовых ультрамафит-мафитовых комплексов Северного Вьетнама и Южного Китая в целом свидетельствует о высоких содержаниях в них ЭПГ. Это, а также установленные для пород коматиит-базальтового комплекса рифта Шонгда хондритовые $^{188}\text{Os}/^{187}\text{Os}$ отношения ($\gamma_{\text{Os}} = 0.02$) позволяют связывать их образование с Эмейшаньским мантийным плюмом. Коматиит-базальтовый комплекс рифта Шонгда, в связи с которым установлены платиноидно-медно-никелевые месторождения и рудопроявления (Банфук, Бансанг и Банмонг), представляет собой пока единственный пример рудоносного Cu-Ni-ЭПГ фанерозойского комплекса такого состава. Геохимические особенности сопутствующих Cu-Ni-ЭПГ руд согласуются с их принадлежностью к коматиит-базальтовым ассоциациям.

3. Изотопный возраст базальтового коматиита из района Намуой, полученный Rb-Sr (257 ± 24 млн лет) и Re-Os (270 ± 21 млн лет) методами, в целом согласуется с возрастом флуд-базальтов ЭИП.

Авторы выражают глубокую признательность безвременно ушедшим из жизни сотрудникам Института геологических наук ВАНТ доктору Хоанг Хыу Тханю и Института геологии и минералогии СО РАН к.г.-м.н. А.И. Глотову, принимавшим активное участие в исследованиях на ранних этапах их проведения и оказавшим тем самую большую помощь в подготовке фактических материалов к статье.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 09-05-00716) и научной школы НШ 2715.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Петрова Т.Е., Шелепаев Р.А., Чан Чонг Хоа, Нго Тхи Фьонг, Хоанг Хыу Тхань, Чан Куок Хунг. Составы исходных расплавов пермтриасовых и триасово-юрских ультрамафит-мафитовых комплексов Северного Вьетнама // Докл. РАН, 2001, т. 378, № 2, с. 225—229.

Бинь-Цюань Чжу, Яо-Гуо Ху, Сянь-Ян Чан, Цзинь Се, Чжэн Вэй Чжан. Крупнейшая магматическая провинция Эмейшань: результат проявления примитивной мантии и субдуцированного слэба // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 924—941.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Хоа Чан Чонг, Балыкин П.А., Фьонг Нго Тхи. Пермтриасовый ультрамафит-мафитовый магматизм Северного Вьетнама и Южного Китая как проявление плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 942—951.

Поляков Г.В., Балыкин П.А., Глов А.И., Чан Куок Хунг, Нго Тхи Фьонг, Хоанг Хыу Тхань, Буй Ан Ньен. Пермтриасовая ассоциация высокомагнезиальных вулканитов зоны Шонгда (Северо-Западный Вьетнам) // Геология и геофизика, 1991 (9), с. 3—15.

Поляков Г.В., Балыкин П.А., Петрова Т.Е., Нго Тхи Фыонг, Хоанг Хыу Тхань, Чан Чонг Хоа, Чан Куок Хунг. Латеральная зональность и эволюция пермотриасового вулканизма зоны Шонгда Северо-Западного Вьетнама, реконструкция геодинамических условий его проявления // Докл. РАН, 1995, т. 340, № 1, с. 80—84.

Поляков Г.В., Балыкин П.А., Чан Чонг Хоа, Нго Тхи Фыонг, Хоанг Хыу Тхань, Чан Куок Хонг, Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Киреев А.Д. Эволюция мезозойско-кайнозойского магматизма рифта Шонгда и структур его обрамления (Северо-Западный Вьетнам) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (6), с. 695—706.

Поляков Г.В., Чан Чонг Хоа, Акимцев В.А., Балыкин П.А., Нго Тхи Фыонг, Хоанг Хыу Тхань, Чан Куок Хунг, Буй Ан Ньен, Толстых Н.Д., Глотов А.И., Петрова Т.Е., Ву Ван Ван. Рудно-геохимическая специализация пермотриасовых ультрамафит-мафитовых комплексов Северного Вьетнама // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (10), с. 1474—1487.

Поляков Г.В., Шелепаев Р.А., Чан Чонг Хоа, Изох А.Э., Балыкин П.А., Нго Тхи Фыонг, Чан Куок Хунг, Буй Ан Ньен. Расслоенный перидотит-габбровый плутон Нуйчуа как проявление пермско-триасового мантийного плюма на севере Вьетнама // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (6), с. 653—669.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970, 552 с.

Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 5—16.

Чан Чонг Хоа, Изох А.Э., Поляков Г.В., Борисенко А.С., Чан Туань Ань, Балыкин П.А., Нго Тхи Фыонг, Руднев С.Н., Ву Ван Ван, Буй Ан Ньен. Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшаньским плюмом // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 637—651.

Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processor // *Computs. Geosci.*, 1993, v. 19, p. 1155—1170.

Arndt N.T. Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at 1 atm and high-pressure // *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, 1976, v. 75, p. 551—561.

Arndt N.T., Kerr A.C., Tarney J. Dynamic melting in plume heads; the formation of Gorgona komatiites and basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 146, p. 289—301.

Arndt N.T., Chauvel C., Czamanske G., Fedorenko V. Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 133, p. 297—313.

Asahara Y., Ohtani E. Melting relations of the hydrous primitive mantle in the CMAS—H₂O system at high pressures and temperatures, and implications for generation of komatiites // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2001, v. 125, p. 31—44.

Balykin P.A., Polyakov G.V., Petrova T.E., Hoang Huu Thanh, Tran Trong Hoa, Ngo Thi Phuong, Tran Quoc Hung. Petrology and evolution of the formation of Permian-Triassic mafic-ultramafic associations in North Vietnam // *J. Geol.*, 1996, Ser. B, № 7—8, p. 59—64.

Balykin P.A., Polyakov G.V., Hanski E., Walker R.I., Huhma H., Tran Trong Hoa, Ngo Thi Phuong, Hoang Huu Thanh, Tran Quoc Hung, Glotov A.I., Petrova T.E. The Late Permian komatiite-basalt complexes in the Song Da Rift, Northwestern Vietnam // *J. Geol.*, 2004, Ser. B, № 23, p. 52—64.

Balykin P.A., Izokh A.R., Polyakov G.V., Tran Trong Hoa, Ngo Thi Phuong, Petrova T.E. Composition, formation, sequence and origin peculiarities of Permian volcanic and volcanic-plutonic ultramafic-mafic complexes of Jinping-Shong Da riftogenic structure in Southeastern Asia // *Lithosphere petrology and origin of diamond. Abstr. Intern. Symp. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS*, 2008, p. 126.

Campbell I.H. Implications of Nb/U, Th/U and Sm/Nd in plume magmas for the relationship between continental and oceanic crust formation and the development of the depleted mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, p. 1651—1661.

Carlson R.W. Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism in Australia // *J. Earth Sci.*, 1991, v. 38, p. 525—544.

Chung S.L., Jahn B.M. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary // *Geology*, 1995, v. 23, p. 889—892.

Chung S.L., Jahn B.M., Genyao W., Lo C.H., Bolin C. The Emeishan Flood Basalt in SW China: a mantle plume initiation model and its connection with continental breakup and mass extinction at the Permian-

Triassic boundary / Eds. M.F.J. Flower, S.L. Chung, C.H. Lo, T.Y. Lee // *Mantle dynamics and plate tectonics in East Asia*, AGU Geodynamics Series, 1998, v. 27, p. 47—58.

De Paolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature*, 1981, v. 291, p. 684—687.

Fang N, Niu Y. Late Paleozoic ultramafic lavas in Yunnan, SW China and their geodynamic significance // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 1, p. 141—157.

Glotov A.I., Polyakov G.V., Tran Trong Hoa, Balykin P.A., Akimtsev V.A., Krivenko A.P., Tolstykh N.D., Ngo Thi Phuong, Hoang Huu Thanh, Tran Quoc Hung, Petrova T.E. The Ban Phuc Ni-Cu-PGE deposit related to the Phanerozoic komatiite-basalt association in the Song Da rift, northwestern Vietnam // *Canad. Miner.*, 2001, v. 39, p. 573—584.

Goldstein S.L., O'Nions R.K., Hamilton P.J. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 70, p. 221—236.

Green T.H. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis—Sedona 16 years later // *Chem. Geol.*, 1994, v. 117, p. 1—36.

Hanski E., Walker R.J., Polyakov G.V., Glotov A.I., Balykin P.A., Tran Trong Hoa, Ngo Thi Phuong. Permian-Triassic komatiites and their Os isotopic characteristics in northwestern Vietnam // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, № 15A, p. A309.

Hanski E., Walker R.J., Huhma H., Polyakov G.V., Balykin P.A., Tran Trong Hoa, Ngo Thi Phuong. Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 147, № 4, p. 453—469.

Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. Mantle plumes and entrainment; isotopic evidence // *Science*, 1992, v. 256, p. 517—520.

Herzberg C., Zhang J.Z. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 8271—8295.

Herzberg C., O'Hara M.J. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, p. 1857—1883.

Hoàng Hữu Thành, Polyakov G.V., Balykin P.A., Trần Quốc Hùng, Ngô Thị Phượng. Island arc nature of the layered intrusions of Núi Chúa Complex in fold belts of North Việt Nam. Evidence from their geochemistry // *J. Geol.*, 2004, Ser. B, № 24, p. 16—28.

Jenner G.A., Longerich H.P., Jackson S.E., Fryer B.J. ICP-MS — a powerful tool for high precision trace element analyses in earth sciences: evidence from analyses of selected USGS reference samples // *Chem. Geol.*, 1990, v. 83, p. 133—148.

Kerr A.C., Saunders A.D., Tarney J., Berry N.H., Hards V.L. Depleted mantle-plume geochemical signatures: no paradox for plume theories // *Geology*, 1995, v. 23, p. 843—946.

Komatiites / Eds. N.T. Arndt, E.G. Nisbet. London, Allen and Unwin, 1982, 526 p.

Le Van De. Outline of mineral resources and some ideas on mineral development of Vietnam // *Proc. Int. Symp. Geology of Southeast Asia and Adjacent Areas. J. Geol. Spec. Issue*. 1995, Ser. B, № 5—6, p. 364—369.

Naldrett A.I. Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. Berlin, Springer, New York, Heidelberg, 2004, 727 p.

Nguyen Hoang, Nguyen Dac Lu, Nguyen Van Can. Paleozoic volcanic rocks of Song Da zone: Rb-Sr age of Doi Bu region // *J. Geol.*, 2004, Ser. A, № 281, p. 11—17.

Polyakov G.V., Balykin P.A., Tran Trong Hoa, Hoang Huu Thanh, Tran Quoc Hung, Ngo Thi Phuong, Petrova T.E., Vu Va Van, Tran Tuan Anh, Hoang Viet Hang. Các thành tạo mafic-sien mafic pecmitriat miền bắc Việt Nam // *Nha xuất bản khoa học và kỹ thuật*. 70 — Tran Hung Dao, Hà Nội, 1996, 173 tr. (In Vietnamese).

Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G. Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, p. 113—140.

Révillon S., Chauvel C., Arndt N.T., Pik R., Martineau F., Fourcade S., Marty B. Heterogeneity of the Caribbean plateau mantle source: Sr, O and He isotopic compositions of olivine and clinopyroxene from Gorgona Island // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 205, p. 91—106.

Song X.Y., Zhou M.-F., Hou Z.Q., Cao Z.M., Wang Y., Li Y. Geochemical constraints on the mantle source of the Upper Permian Emeishan continental flood basalts, southwestern China // *Int. Geol. Rev.*, 2001, v. 43, p. 213—225.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

Tran Trong Hoa, Hoang Huu Thanh, Tran Tuan Anh, Ngo Thi Phuong, Hoang Viet Hang. High-Ti Permian-Triassic basaltoid of Song Da rift. Material composition and geodynamic forming conditions // *J. Geol.*, 1998, Ser. A, № 244, p. 7—15.

Tran Trong Hoa, Ngô Thị Phượng, Phan Lưu Anh. Identification characteristics of the ultramafic formations in Vietnam // *J. Sci. Earth*, 2001, v. 23, № 4, p. 289—299 (In Vietnamese).

Tran Trong Hoa, Tran Tuan Anh, Ngo Thi Phuong, Izokh A.E., Polyakov G.V., Balykin P.A., Ching-Ying Lan, Hoàng Hữu Thanh, Bui An Nien, Pham Thi Dung. Gabbro-syenite associations of East Bac Bo structures: evidences of intra-plate magmatism? // *J. Geol.*, 2004, Ser. B, No. 23, p. 12—25.

Tran Van Tri. Vietnam's tectonic framework and mineral potential // *Proc. Int. Symp. Geology of Southeast Asia and Adjacent Areas*. *J. Geol. Spec. Iss.*, 1995, Ser. B, № 5—6, p. 275—281.

Wang C.Y., Zhou M.F., Qi L. Permian flood basalts and mafic intrusions in the Jinping (SW China) — Song Da (northern Vietnam) district: mantle sources, crustal contamination and sulfide segregation // *Chem. Geol.*, 2007, v. 243, p. 317—343.

Wyllie P.J. Plate tectonics and magma genesis // *Geol. Rundsch.*, 1981, v. 70, p. 128—153.

Xiao L., Xu Y.G., Mei H.J., Zheng Y.F., He B., Pirajno F. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume–lithosphere interaction // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 228, p. 525—546.

Xu Y.G., Chung S.L., Jahn B.M., Wu G.Y. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China // *Lithos*, 2001, v. 58, p. 145—168.

Zhou M.F., Malpas J., Song X.Y., Kennedy A.K., Robinson P.T., Sun M., Leshar C.M., Keays R.R. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 196, p. 113—122.

Zhou M.F., Arndt N.N., Malpas J., Wang C.Y., Kennedy A.K. Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 352—368.

*Рекомендована к печати 29 апреля 2009 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию
4 марта 2009 г.*