

МАНТИЙНАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ В РАЙОНЕ ТРОЙНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ БУВЕ ПО СОСТАВАМ ОЛИВИНОВЫХ ВКРАПЛЕННИКОВ

Н.А. Мигдисова¹, А.В. Соболев^{1,2}, Н.М. Сушевская¹, Е.П. Дубинин³, Д.В. Кузьмин⁴

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

² Institut des Sciences de la Terre (ISTerre) Université J. Fourier-CNRS Maison des Géosciences

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, Россия

⁴ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Толейтовые расплавы района тройного сочленения рифтовых зон Буве (ТСБ) в Южной Атлантике представляют собой умеренно обогащенные толейты со специфическим характером распределения литофильных элементов. Установленные повышенные значения $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ отношения (до 2.5) в некоторых составах толейтов указывают на вероятное присутствие граната в мантийном источнике первичных расплавов ТСБ.

Повышенные содержания Ni и пониженные концентрации Mn в наиболее магнизальных оливинах, установленные с помощью методики высокоточного определения примесных элементов, отражают возможное присутствие в плавящемся источнике пироксенитового компонента наряду с типичным перидотитовым. Выявленный уникальный широкий диапазон вариаций оцененного количества пироксенитового компонента в плавящемся источнике ($X_{\text{px}} \text{Mn}/\text{Fe} = 0\text{—}90\%$) в рамках одной пробы свидетельствует о разномасштабной неоднородности мантии под спрединговой зоной. По геохимическим характеристикам этот компонент является пересыщенным кремнеземом эцлогитом, взаимодействие которого с перидотитом приводит к образованию безоливинового пироксенита в плавящемся источнике. Такой компонент предположительно мог быть представлен субдуцированной и рециклированной океанической корой или фрагментами древней континентальной литосферы, захороненными в мантии с момента раскола Гондваны. Наблюдаемые глобальные и локальные неоднородности мантийного состава могли возникнуть в процессе сложной геодинамической эволюции Южного океана, раскрытие которого сопровождалось воздействием мезозойского плюма Кару-Мод-Феррар и многочисленными перескоками осей спрединга, приведшими к участию в плавлении фрагментов ранее образованной океанической литосферы.

Срединно-океанические хребты, толейты, пироксенитовый компонент, перидотит, первичные расплавы, тройное сочленение Буве.

MANTLE HETEROGENEITY AT THE BOUVET TRIPLE JUNCTION BASED ON THE COMPOSITION OF OLIVINE PHENOCRYSTS

N.A. Migdisova, A.V. Sobolev, N.M. Sushchevskaya, E.P. Dubinin, and D.V. Kuz'min

Tholeiitic melts from the Bouvet triple junction (BTJ) of rift zones in the South Atlantic are moderately enriched rocks with specific lithophile-element patterns. The high $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ values (up to 2.5) in some tholeiite compositions suggest the presence of garnet in the mantle source of primary BTJ melts. The high Ni and low Mn contents of the most magnesian olivines determined by high-precision probe microanalysis suggest the presence of pyroxenite, along with typical peridotite, in the melting source. The unusually wide within-sample variation in the proportions of pyroxenitic component in the source region ($X_{\text{px}} \text{Mn}/\text{Fe} = 0\text{—}90\%$) indicates different degrees of mantle heterogeneity beneath the spreading zone. Based on geochemical data, this component is a silica-oversaturated eclogite, reacting with peridotite to form olivine-free pyroxenite in the melting source. This component is probably represented either by subducted and recycled oceanic crust or by fragments of the ancient continental lithosphere buried into the mantle after the Gondwana breakup. The observed global and local mantle heterogeneities might have been developed during the complex geodynamic evolution of the Southern Ocean, whose opening was affected by the activity of the Mesozoic Karoo–Maud–Ferrar plume and multiple jumps of the spreading axes, which led to the involvement of fragments of the early oceanic lithosphere in the melting process.

Mid-ocean ridges, tholeiites, pyroxenitic component, peridotite, primary melts, Bouvet triple junction

ВВЕДЕНИЕ

Раскрытие Южной Атлантики в мезозое происходило под влиянием плюма Парана-Этендека. Воздействие плюма на формирование океанической коры проявилось в образовании ряда многочисленных подводных поднятий и гор, главные из которых представлены хр. Китовый — поднятием Риу-Гранде, Дискавери, хр. Шона. Влияние плюма сказывалось и на геодинамическом развитии спрединговой зоны Южного Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ), менявшего направление развития спрединга в процессе формирования. Тройное сочленение Буве (ТСБ), расположенное на южном окончании ЮСАХ и состоящее из трех структур океанического дна: Срединно-Атлантического хребта (САХ), Американско-Антарктического хребта (АМАХ) и Африканско-Антарктического хребта (АФАХ, в английской интерпретации Юго-Западный Индийский хребет), является одним из ключевых объектов Южной Атлантики, в эволюции которого запечатлены этапы перестройки и развития спрединговых зон. По мнению многих исследователей [Dickey et al., 1977; LeRoex et al., 1982, 1983, 1985, 1992; Shilling et al., 1985; Douglass et al., 1995; Peyve et al., 1995; Simonov et al., 1996; Ligi et al., 1997, 1999], формирование океанической коры в районе тройного сочленения Буве происходило под влиянием плюма за счет функционирования океанической горячей точки Буве. Такая обстановка аналогична условиям происхождения ряда подводных гор и поднятий к северу от ТСБ в районе зоны разлома Агульяс (например, Дискавери, хр. Шона).

Установлено, что три спрединговых хребта меняли свое взаимное расположение в течение длительного времени формирования Атлантического океана после раскола Гондваны, последовательно модифицируя конфигурацию хребет-хребет-хребет на хребет-разлом-разлом [LeRoex et al., 1982; Дубинин и др., 1999]. Однако поле напряженности и мантийная динамика сегмента ТСБ меняются с течением времени, что влияет, соответственно, как на тектоническую обстановку, так и на магматическую активность в районе. Примерно 2.0—2.5 млн лет назад в регионе возник о. Буве [LeRoex et al., 1983]. Современная конфигурация тройного сочленения предположительно стабильна более 1 млн лет [Kleinrock, Morgan, 1988]. Широкая зона тектонических нарушений указывает на то, что в районе ТСБ происходили такие события, как перескок осей спрединга, пересечения осевых зон хребтов [Ligi et al., 1997]. Самое западное окончание АФАХ, имеющее название хр. Шписс, представляет собой крупную вулканическую постройку, ориентированную с юго-востока на северо-запад. Ширина хребта достигает 50 км, глубина у подножия составляет 1200—1400 м. На хребте расположена вулканическая кальдера, имеющая 3.5—4.0 км в диаметре, борта которой находятся на глубине около 320 м. На борту хр. Шписс имеется также побочный кратер диаметром примерно 1.0—2.5 км на глубине 800—900 м [Ligi et al., 1997]. Хребет Шписс обладает значительной осевой положительной магнитной аномалией. В отличие от хр. Шписс район АФАХ, расположенный напротив о. Буве, представляет собой более типичный для океанического дна сегмент медленно-спредингового хребта с хорошо сформированной рифтовой долиной. Комбинация в одном месте таких разных структур позволяет изучать влияние геодинамики как на формирование особенностей рельефа морского дна, так и на характер регионального магматизма.

Базальты западного окончания АФАХ представляют собой умеренно обогащенные толеиты [Dickey et al., 1977; LeRoex et al., 1982, 1983, 1985, 1992; Shilling et al., 1985; Peyve et al., 1995; Simonov et al., 1996; Сушевская и др., 1999; Sushchevskaya et al., 2003].

Целью настоящей работы было на основании полученных на высокоточном современном оборудовании новых данных по составам оливина и закалочного стекла выявить основные особенности магматизма и охарактеризовать природу обогащенного компонента первичных расплавов района Буве. Задачей исследования было по результатам проведенного изучения и с использованием собственных и литературных данных установить основные стадии тектонической и магматической эволюции литосферы Южного океана в районе ТСБ.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Станции отбора каменного материала показаны на рис. 1. Толеитовые базальты были драгированы во время научно-исследовательских рейсов 18 НИС «Академик Николай Страхов» (маркировка образцов S18) и «Геленджик»-96 (G96). Драгирование проводилось с 20 станций, располагавшихся на двух основных структурах ТСБ: непосредственно напротив о. Буве (сегмент АФАХ) и на хр. Шписс. Отобранный материал представлял собой обломки подушечных лав с хорошо сохраненной закалочной коркой. Координаты станций отбора образцов представлены в таблице.

Более 500 зерен оливинов из толеитовых базальтов района ТСБ были проанализированы в Институте химии им. Макса Планка в Майнце (Германия) (Max Plank Institute for Chemistry, Mainz, Germany or MPI-Mainz) на приборе СAMEСА IMS3f методом ионной масс-спектрометрии. Условия анализа были следующие: ускоряющее напряжение первичного пучка O^- 12.5 кВ, ускоряющее напряжение вторичного пучка ионов 4.5 кВ, сдвиг -80 В и сила тока первичного пучка электронов $M/IM = 300$ нА.

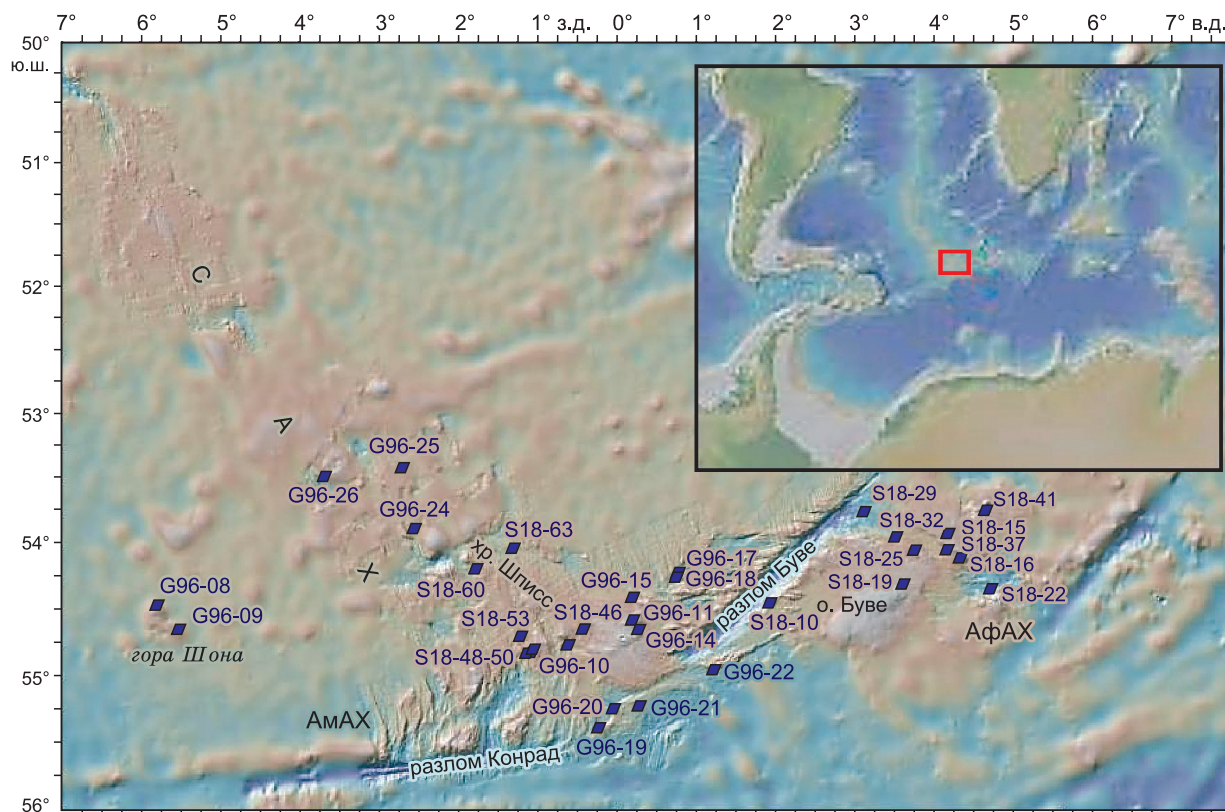


Рис. 1. Батиметрическая карта района тройного сочленения Буве.

Значками показаны станции драгировок во время научных рейсов 18 НИС «Академик Николай Страхов» (S18) и «Геленджик»-96 (G96) [Пейве и др., 1999].

Энергетическая щель центрирована и составляла 25 В. Для калибровки и оценки погрешностей анализа оливиновым стандартом служил образец Сан Карлос [Jarosevich et al., 1980]. Все измерения Si, Fe, Mn, Ni, Ca и Al были скорректированы с учетом погрешностей, выявленных при измерении стандарта. Для редких элементов в оливине погрешность составляла 6—15 г/т по критерию трех сигм, рассчитываемому программным обеспечением Jeol; относительно стандарта погрешность составляла 15—30 г/т для редких элементов и 0.01 мол. % для Fo. Каждое измерение редких элементов в стеклах состояло из пяти профилей от ^{16}O (для юстировки магнита), далее через последовательность ^{30}Si , ^{39}K , ^{44}Ca , ^{47}Ti , ^{51}V , ^{52}Cr , ^{88}Sr , ^{89}Y , ^{90}Zr , ^{93}Nb и далее каждая масса от 133 до 180. Эффекты наложения оксидов, например, интерференция оксидов легких редких земель (LREE) и оксидов тяжелых редких земель (HREE), корректировались с помощью методики деконволюции на основе подхода, предложенного в работах [Zinner, Crozaz, 1986; Fahey et al., 1987]. Относительные факторы чувствительности (RSF — определяется как отношение общей ионной напряженности отдельного элемента к ионной напряженности Si, деленное на отношение атомных весов соответствующих элементов, например, $(\text{K}^+/\text{Si}^+)/(\text{K}/\text{Si})$) были заданы, исходя из анализов референтных базальтовых стекол [Jochum et al., 2000]. Ежедневные повторные измерения образца стандарта KL2-G [Jochum et al., 2000] применялись для оценки погрешностей прибора и калибровки. Итоговая аналитическая ошибка составляла менее 20 % (2σ RSE) для всех измеренных элементов за исключением Gd, для которого ошибка находилась в диапазоне от 18 до 25 % [Gurenko, Sobolev, 2006; Gurenko et al., 2009].

СОСТАВЫ МАГМ

По итогам изучения более чем 300 индивидуальных образцов закалочных стекол из 20 станций отбора был сделан вывод о широких вариациях главных элементов в расплавах тройного сочленения Буве. Две основных крупных структуры района — хр. Шписс и сегмент АфАХ — демонстрируют в целом одинаковые интервалы содержаний главных элементов в базальтовых закалочных стеклах [Sushchevskaya et al., 2003]. Практически все основные элементы отчетливо коррелируют с содержани-

Содержания главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в стеклах района тройного сочленения Буве

Компонент	TOP-1*	Хребет Шпицс										Сегмент АфАХ												
		G96-11/3	G96-12/17	G96-13/13	G96-15/1	G96-15/2	G96-15/3	G96-15/4	G96-15/7	G96-15/9	G96-15/25	S18-15/2	S18-16/6	S18-16/42	S18-19/4	S18-22/21	S18-22/22	S18-29/1	S18-29/2	S18-29/3	S18-29/4	S18-29/5	S18-29/10	S18-29/12
		54.71°S 0.053°W	54.74°S 0.07°E	54.777°S 0.073°E	54.377°S 0.039°W	54.377°S 0.039°W	54.377°S 0.039°W	54.377°S 0.039°W	54.377°S 0.039°W	54.377°S 0.039°W	54.377°S 0.039°W	54.05°S 4.37°E	54.9°S 3.90°E	54.9°S 3.90°E	54.20°S 3.53°E	54.21°S 4.41°E	54.21°S 4.41°E	53.80°S 3.60°E	53.80°S 3.60°E	53.80°S 3.60°E	53.80°S 3.60°E	53.80°S 3.60°E	53.80°S 3.60°E	53.80°S 3.60°E
600-400 ^l	600-400	1050	950-1060	950-1060	950-1060	950-1060	950-1060	950-1060	950-1060	1480	2000	2000	1600	2200	2200	2400	2400	2400	2400	2400	2400	2400	2400	
SiO ₂	49.26	50.62	56.04	50.80	50.97	50.60	51.53	50.73	50.65	50.60	50.69	49.44	51.64	51.69	59.00	50.29	50.29	49.88	49.67	49.86	51.28	49.92	49.86	50.09
TiO ₂	0.60	2.51	2.34	2.50	2.40	2.60	2.75	2.57	2.63	2.48	2.53	2.82	2.42	2.49	1.53	2.47	2.48	2.50	2.41	2.39	1.85	2.31	2.38	1.92
Al ₃ O ₃	15.10	14.41	13.75	14.26	14.41	14.40	14.17	14.24	14.00	14.32	14.27	14.82	14.53	14.53	14.86	14.86	14.91	15.85	15.77	15.80	16.01	16.04	15.79	15.85
FeO	7.56	12.04	12.06	12.07	11.89	12.01	12.71	11.82	12.59	11.89	11.86	10.84	11.31	11.54	9.51	10.29	10.23	9.15	9.14	9.30	9.30	9.03	9.17	8.65
MnO	0.20	0.20	0.24	0.19	0.20	0.19	0.19	0.18	0.19	0.19	0.20	0.20	0.22	0.20	0.23	0.16	0.17	0.15	0.14	0.14	0.17	0.14	0.14	0.14
MgO	13.08	4.97	2.64	4.82	5.04	5.03	4.82	4.97	4.93	4.94	5.17	5.80	5.09	4.74	1.50	5.76	5.77	6.91	6.96	6.99	7.10	6.68	6.98	6.97
CaO	12.38	9.66	6.10	9.37	9.88	9.67	9.52	9.73	9.39	9.83	9.75	10.56	9.46	9.27	4.43	10.72	10.73	10.36	10.34	10.35	11.44	10.62	10.31	11.80
Na ₂ O	1.61	3.76	3.88	3.78	3.73	3.81	2.55	3.74	3.73	3.65	3.71	3.32	3.51	3.68	5.12	3.28	3.30	3.22	3.27	3.22	1.98	3.05	3.29	3.00
K ₂ O	0.06	0.82	1.55	0.76	0.73	0.73	0.78	0.73	0.76	0.70	0.74	0.81	0.77	0.85	2.88	0.75	0.79	1.02	1.05	1.04	0.58	1.02	1.03	0.72
P ₂ O ₅	0.01	0.44	0.69	0.44	0.38	0.34	0.38	0.32	0.33	0.33	0.36	0.55	0.33	0.35	0.55	0.41	0.40	0.36	0.34	0.43	0.23	0.33	0.36	0.25
S	—	0.11	0.08	0.15	0.13	0.14	0.15	0.14	0.14	0.13	0.14	0.13	0.11	0.12	0.02	0.13	0.13	0.08	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09
Cl	—	0.07	0.30	0.11	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.03	0.03	0.03	0.12	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Сумма	99.86	99.62	99.68	99.24	99.83	99.58	99.62	99.25	99.40	99.13	99.47	99.30	99.41	99.50	99.75	99.23	99.16	99.51	99.22	99.64	100.06	99.26	99.42	99.51
Mg#	75.7	42.4	28.1	41.6	43.1	42.8	40.3	42.8	41.1	42.6	43.7	48.8	44.5	42.3	21.9	49.9	50.1	57.4	57.6	57.3	57.7	56.9	57.5	58.9
K ₂ O/TiO ₂	0.1	0.3	0.7	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	1.9	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4
Ca	—	68974	43598	66905	70549	69084	67994	69519	67068	70204	69650	75395	67561	66199	31655	76582	76644	74023	73832	73909	81723	75857	73671	84319
Rb	—	16.1	33.5	15.3	14.1	14.1	16.3	14.6	15.6	14.5	14.2	15.1	14.2	16.1	54.5	14.4	14.4	19.0	19.3	19.1	11.1	18.6	19.0	13.9
Ba	—	180	285	173	160	158	175	160	167	162	159	171	153	162	539	163	172	228	224	224	104	220	222	145
Th	—	2.2	4.9	2.2	2.0	2.1	2.2	2.0	2.1	2.0	2.1	2.0	1.8	2.1	7.9	1.9	1.9	2.0	2.0	2.0	1.6	1.9	2.0	1.7
U	—	0.65	1.51	0.63	0.58	0.58	0.63	0.59	0.60	0.59	0.58	0.59	0.52	0.55	2.38	0.54	0.57	0.54	0.56	0.57	0.45	0.54	0.57	0.47
Nb	—	27.9	46.3	27.6	25.0	24.6	27.5	24.8	26.0	25.0	24.7	26.8	21.6	23.2	96.5	24.1	24.8	28.6	28.3	28.2	18.9	27.2	28.0	21.6
Ta	—	1.7	2.7	1.7	1.5	1.5	1.6	1.5	1.6	1.5	1.5	1.7	1.4	1.5	5.6	1.6	1.5	1.8	1.8	1.7	1.2	1.7	1.7	1.3
La	—	21.2	38.8	20.6	19.2	19.0	21.3	19.3	20.0	19.5	19.0	20.0	18.3	20.2	66.1	19.2	19.6	22.3	21.0	21.0	13.7	20.5	20.9	15.6
Ce	—	46.1	84.3	45.4	42.7	42.2	46.8	42.5	44.0	42.9	42.1	44.3	37.5	39.8	128.3	40.6	41.4	44.0	44.6	44.4	30.2	43.0	44.2	33.7
Pb	—	1.6	3.0	1.5	1.5	1.5	1.6	1.5	1.6	1.5	1.5	1.5	1.5	1.7	4.6	1.4	1.5	1.5	1.8	1.7	1.2	1.7	1.7	1.3
Pr	—	6.2	11.2	6.1	5.8	5.7	6.3	5.7	5.9	5.8	5.7	6.0	5.0	5.4	14.9	5.3	5.2	5.4	5.8	5.7	4.0	5.6	5.8	4.4
Nd	—	28.8	50.2	28.0	26.7	26.6	29.1	26.5	27.4	27.0	26.3	28.0	23.8	26.6	65.3	24.4	24.5	24.6	25.9	25.6	18.3	25.1	25.8	19.8
Sr	—	287	184	257	267	259	261	258	259	267	259	307	231	239	279	283	287	418	400	399	208	399	399	277
Sm	—	7.3	12.3	7.2	6.9	6.7	7.4	6.7	7.0	6.9	6.7	6.7	6.0	6.9	14.5	6.0	6.1	5.9	6.1	5.9	4.7	5.9	6.0	4.7
Zr	—	225	472	219	211	208	228	209	220	213	206	185	205	247	615	188	180	184	194	192	138	188	193	150
Hf	—	5.3	11.1	5.4	5.1	5.2	5.5	5.0	5.1	5.2	5.1	4.5	4.8	5.9	13.1	4.4	4.1	4.4	4.6	4.5	3.4	4.4	4.6	3.6
Eu	—	2.4	3.5	2.4	2.3	2.3	2.5	2.3	2.4	2.3	2.3	2.4	2.1	2.3	4.4	2.2	2.3	2.1	2.0	2.0	1.6	2.0	2.0	1.6
Ti	—	15607	13545	15020	14704	14591	16142	14485	15419	14710	14596	16278	14646	15210	9606	15561	16363	15131	13724	13651	10394	13520	13595	10680
Gd	—	8.1	13.5	8.1	7.7	7.7	8.2	7.6	7.8	7.8	7.6	7.3	6.6	7.5	13.2	6.5	5.8	5.7	6.1	6.2	5.3	5.9	6.1	5.2
Tb	—	1.3	2.2	1.3	1.2	1.2	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	1.1	1.2	2.0	1.0	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8
Dy	—	7.7	13.6	7.8	7.5	7.4	7.9	7.3	7.6	7.5	7.3	6.5	8.0	9.1	14.3	7.5	6.7	5.7	5.4	5.5	5.6	5.3	5.4	5.1
Ho	—	1.5	2.7	1.5	1.5	1.5	1.6	1.4	1.5	1.5	1.5	1.3	1.7	1.9	2.7	1.4	1.4	1.1	1.0	1.0	1.1	1.0	1.0	1.0
Y	—	38.5	71.6	38.6	37.0	36.8	40.2	36.5	38.2	37.4	36.3	31.7	37.6	46.8	61.9	31.6	29.5	22.9	26.3	26.1	28.8	25.8	26.2	25.8
Er	—	4.0	7.6	4.1	3.9	3.9	4.2	3.9	4.0	3.9	3.9	3.4	4.1	4.7	6.4	3.5	3.1	2.6	2.7	2.7	3.1	2.6	2.7	2.7
Tm	—	0.54	1.09	0.55	0.54	0.54	0.58	0.53	0.55	0.55	0.53	0.45	0.53	0.59	0.85	0.46	0.41	0.36	0.36	0.37	0.44	0.35	0.37	0.38
Yb	—	3.6	7.4	3.7	3.6	3.7	4.0	3.6	3.7	3.7	3.6	3.0	3.9	4.6	6.2	3.2	3.0	2.5	2.5	2.4	3.0	2.4	2.4	2.6
Lu	—	0.52	1.06	0.54	0.53	0.53	0.57	0.52	0.54	0.53	0.52	0.43	0.58	0.65	0.89	0.45	0.44	0.32	0.34	0.35	0.45	0.34	0.35	0.37
Ni	—	32.1	1.3	23.2	24.8	21.9	20.4	25.4	21.7	24.7	24.6	43.6	26.0	21.8	1.5	37.1	39.9	104.3	109.9	104.9	84.0	96.3	107.7	87.1
Cu	—	69.4	31.8	53.1	63.4	56.7	69.3	61.4	54.7	63.9	48.1	40.6	32.2	31.7	5.1	43.4	42.2	40.2	40.1	39.6	39.2	41.5	39.7	48.3
Zn	—	119	155	128	121	124	144	121	126	125	124	112	106	91	184	93	107	88	94	96	89	90	96	85
Mn	—	1571	1773	1558	1551	1549	1693	1580	1670	1559	1557	1466	1421	1442	1533	1368	1344	1110	1185	1155	1315	1179	1181	1253
Sc	—	36.2	23.7	36.1	37.1	36.0	36.3	36.6	36.4	36.7	36.6	38.0	38.7	42.8	17.0	37.3	35.5	30.4	30.6	30.6	39.4	30.7	30.6	38.2
Co	—	39.4	23.1	38.4	40.1	39.7	41.8	40.5	41.4	40.6	40.0	36.7	36.6	34.1	8.2	36.7	37.2	38.2	39.1	38.4	37.3	37.4	38.9	41.0
Li	—	7.2	14.3	7.1	6.8	6.8	7.2	7.1	7.8	6.9	7.8	6.0	8.0	9.0	15.2	6.7	6.8	6.6	5.9	5.8	11.8	5.9	5.9	5.3
V	—	283	136	281	284	282	300	282	292	285	285	322	317	307	14	289	306	238	243	240	280	241	240	257
Pd	—	0.20	0.49	0.21	0.20	0.18	0.25	0.20	0.20	0.21	0.22	0.21	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д							

Компонент	TOP-1*	Сегмент АФАХ												
		S18-29/15	S18-32/9	S18-37/1	S18-37/2	S18-37/3	S18-37/4	S18-37/5	S18-37/6	S18-37/7	S18-37/8	S18-37/9	S18-37/10	S18-37/11
		53.80°S	53.89°S	54.12°S	54.12°S	54.12°S	54.12°S	54.12°S	54.12°S	54.12°S	54.12°S	54.12°S	54.12°S	54.12°S
		3.60°E	3.45°E	3.83°E	3.83°E	3.83°E	3.83°E	3.83°E	3.83°E	3.83°E	3.83°E	3.83°E	3.83°E	3.83°E
		2400	2600	1380	1380	1380	1380	1380	1380	1380	1380	1380	1380	
SiO ₂	49.26	50.48	50.39	51.52	50.95	50.82	50.91	50.81	51.27	50.91	51.50	50.94	51.23	49.65
TiO ₂	0.60	1.95	1.37	3.11	3.44	3.33	3.04	3.39	3.29	3.34	3.15	3.20	3.42	3.03
Al ₂ O ₃	15.10	15.66	15.63	14.47	13.93	14.03	14.09	14.06	14.36	14.13	14.35	14.18	14.37	14.81
FeO	7.56	8.93	9.72	12.81	12.74	12.86	12.70	12.69	12.94	12.78	13.01	12.94	12.92	11.06
MnO	0.20	0.16	0.19	0.22	0.20	0.22	0.21	0.21	0.23	0.23	0.21	0.20	0.21	0.19
MgO	13.08	6.86	7.85	4.42	4.14	4.31	4.32	4.31	4.29	4.32	4.34	4.23	4.36	5.29
CaO	12.38	11.46	11.87	8.83	8.69	8.67	8.62	8.65	8.73	8.64	8.80	8.60	8.75	10.11
Na ₂ O	1.61	3.08	2.89	2.67	3.51	3.72	3.73	3.64	3.16	3.77	2.54	3.74	3.17	3.30
K ₂ O	0.06	0.61	0.12	1.08	1.18	1.10	1.11	1.09	1.12	1.07	1.06	1.10	1.09	1.00
P ₂ O ₅	0.01	0.26	0.09	0.47	0.46	0.46	0.52	0.47	0.55	0.45	0.47	0.44	0.47	0.55
S	—	0.08	0.11	0.15	0.14	0.14	0.14	0.12	0.15	0.12	0.14	0.13	0.14	0.13
Cl	—	0.02	0.01	0.10	0.09	0.09	0.10	0.09	0.11	0.10	0.10	0.09	0.10	0.05
Сумма	99.86	99.55	100.23	99.84	99.47	99.75	99.48	99.52	100.19	99.84	99.69	99.79	100.24	99.18
Mg#	75.7	57.8	59.0	38.1	36.7	37.4	37.8	37.7	37.1	37.6	37.3	36.8	37.6	46.0
K ₂ O/TiO ₂	0.1	0.3	0.1	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Ca	—	81846	84786	63074	62102	61929	61577	61759	62374	61712	62839	61419	62509	72189
Rb	—	12.6	1.9	20.7	21.9	20.5	20.6	20.4	21.5	20.3	20.6	20.7	20.7	19.4
Ba	—	126	23	209	220	207	209	206	212	205	205	208	207	198
Th	—	1.6	0.2	2.9	3.0	2.9	2.9	2.9	2.8	2.9	2.9	2.8	2.9	2.6
U	—	0.47	0.06	0.86	0.89	0.85	0.87	0.85	0.86	0.85	0.85	0.86	0.85	0.81
Nb	—	21.5	2.7	37.4	39.7	37.3	37.8	37.1	37.9	37.0	37.0	37.5	37.2	35.5
Ta	—	1.3	0.2	2.4	2.5	2.4	2.4	2.4	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.2
La	—	14.9	3.4	26.5	27.7	26.2	26.6	26.3	26.4	26.0	26.4	26.2	26.4	24.7
Ce	—	32.5	9.7	57.9	60.4	57.7	58.3	57.4	57.8	56.9	57.3	58.1	57.6	52.8
Pb	—	1.3	0.6	2.1	2.1	2.1	2.1	2.0	2.2	2.1	2.1	2.1	2.1	1.9
Pr	—	4.3	1.6	7.8	8.1	7.7	7.8	7.7	7.7	7.6	7.7	7.7	7.7	7.0
Nd	—	19.9	9.0	35.1	36.3	34.6	35.3	34.7	34.5	34.4	34.7	34.9	34.9	31.5
Sr	—	227	122	278	281	276	276	275	279	272	276	274	278	355
Sm	—	5.0	3.1	8.3	8.7	8.3	8.5	8.5	8.4	8.3	8.4	8.4	8.4	7.4
Zr	—	152	77	277	286	271	274	272	276	271	273	276	275	239
Hf	—	3.7	2.0	6.7	7.0	6.6	6.8	6.7	6.4	6.6	6.7	6.6	6.6	5.5
Eu	—	1.7	1.2	2.7	2.8	2.7	2.8	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7	2.5
Ti	—	10797	7375	20139	20425	19727	19675	19798	19915	19669	20100	19691	19878	17675
Gd	—	5.7	4.3	9.1	9.4	9.0	9.2	9.1	9.0	8.9	9.1	9.0	9.1	7.5
Tb	—	0.9	0.7	1.4	1.5	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.1
Dy	—	5.9	4.9	8.6	8.8	8.5	8.7	8.6	8.7	8.5	8.6	8.5	8.7	6.7
Ho	—	1.2	1.0	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.3
Y	—	29.7	27.0	43.2	43.4	42.5	43.1	42.7	42.5	42.5	43.0	42.4	43.2	32.5
Er	—	3.2	2.9	4.6	4.6	4.5	4.6	4.6	4.5	4.5	4.6	4.5	4.6	3.3
Tm	—	0.44	0.42	0.63	0.64	0.62	0.64	0.63	0.62	0.62	0.62	0.62	0.64	0.45
Yb	—	3.0	2.9	4.3	4.3	4.3	4.3	4.3	4.3	4.2	4.2	4.2	4.3	3.1
Lu	—	0.44	0.43	0.63	0.62	0.62	0.63	0.62	0.61	0.61	0.62	0.60	0.63	0.42
Ni	—	76.5	110.3	16.1	13.3	15.0	14.9	16.0	16.9	15.6	15.9	15.0	16.5	34.6
Cu	—	50.9	70.5	26.4	29.4	26.2	25.9	26.1	25.8	26.1	26.3	25.9	25.7	34.1
Zn	—	85	86	136	137	134	130	136	129	133	137	136	127	105
Mn	—	1254	1394	1698	1669	1663	1648	1680	1712	1667	1688	1667	1705	1460
Sc	—	38.5	43.8	36.0	34.9	35.0	35.0	35.4	35.2	35.2	36.0	35.0	35.6	34.6
Co	—	35.9	43.8	38.5	37.4	37.8	37.6	38.5	39.0	37.6	38.3	38.1	38.2	36.8
Li	—	5.7	5.7	8.1	8.1	8.0	8.2	8.0	8.3	7.9	7.9	8.0	8.1	6.5
V	—	269	278	381	374	375	374	379	382	376	383	374	381	320
Pd	—	0.14	0.08	0.26	0.29	0.25	0.27	0.30	0.23	0.29	0.24	0.26	0.25	0.20
W	—	0.24	0.02	0.38	0.42	0.39	0.41	0.39	0.42	0.39	0.41	0.40	0.38	0.39
Fe	—	69552	76959	101290	99670	99399	98564	100894	102489	98989	100449	99564	101047	85667
Fe/Mn	—	55.5	55.2	59.7	59.7	59.8	59.8	60.0	59.9	59.4	59.5	59.7	59.2	58.7
Zn/Mn	—	0.07	0.06	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07
Zn/Fe·10	—	12.3	11.2	13.4	13.7	13.4	13.2	13.5	12.5	13.4	13.6	13.6	12.6	12.2
La/Sm	—	3.0	1.1	3.2	3.2	3.1	3.1	3.1	3.1	3.1	3.1	3.1	3.2	3.3
Nb/U	—	45.3	44.2	43.6	44.6	43.8	43.4	43.4	44.1	43.3	43.5	43.8	44.0	44.1
Dy/Yb	—	1.9	1.7	2.0	2.1	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.2

Примечание. TOP-1* представляет собой модифицированный состав выплавки из первичного состава TOP-1 [Sushchevskaya et al., 1999]. Анализы выполнены в Институте Макса Планка (Майнц, Германия) на приборе CAMECA IMS3f методом ионной масс-спектрометрии, аналитик Д.В. Кузьмин. Н.д. – нет данных.

¹ Глубина (м).

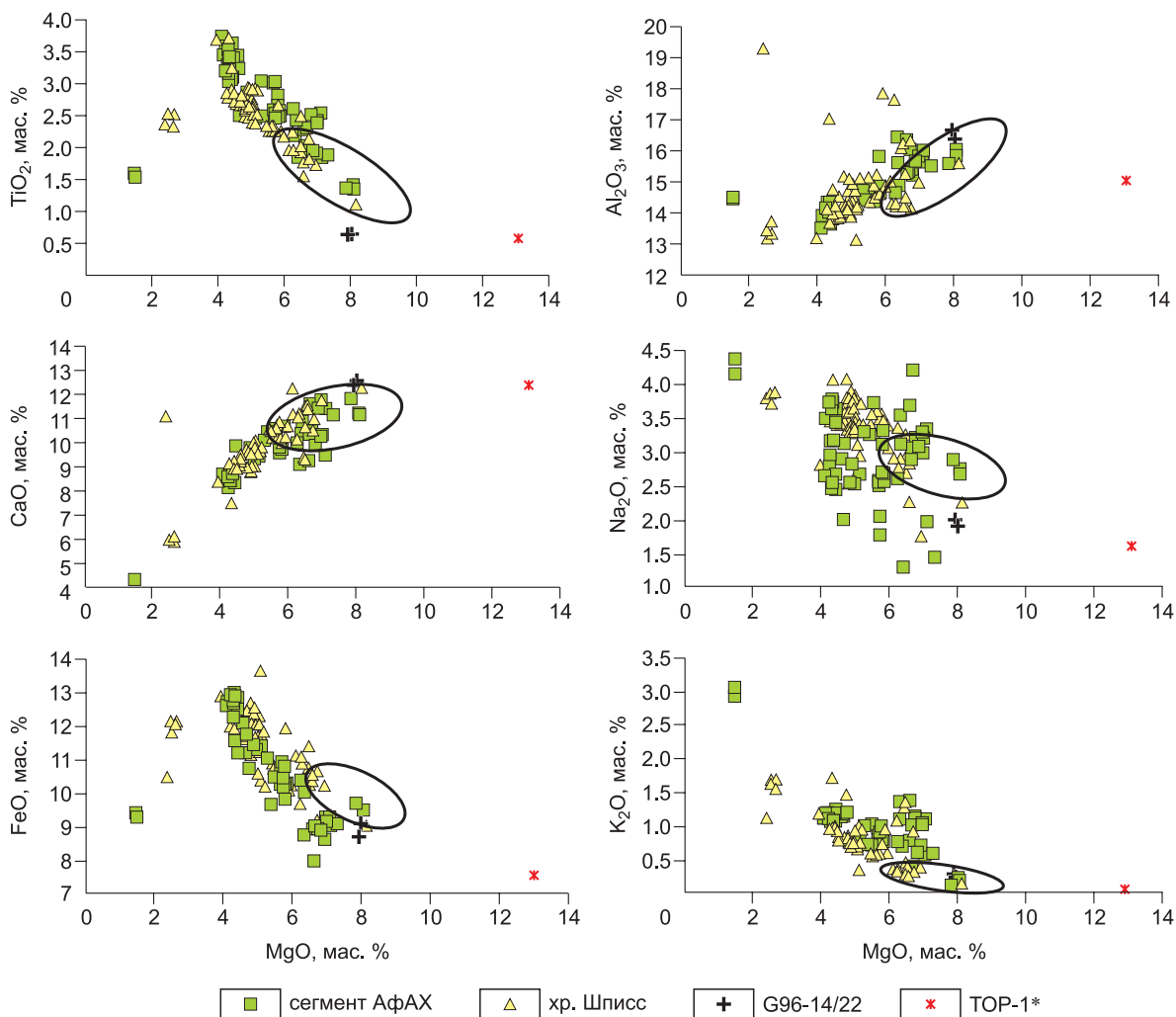


Рис. 2. Вариационные диаграммы главных химических элементов закалочных стекол базальтов ТСБ.

Поле составов типичных срединно-океанических базальтов южного сегмента САХ 40—56 °ю.ш. показано по данным [Le Roex et al., 1982] и базы данных <http://petdb.org/>.

ем магния в стекле. В ходе эволюции с падением концентраций MgO (от 8 до 1 мас. %) происходит заметное снижение содержаний CaO, Al₂O₃ и рост содержаний FeO, Na₂O, K₂O, TiO₂ (рис. 2). Наблюдаемые тренды указывают на проходившую в системе кристаллизационную дифференциацию. При сравнении составов закалочных стекол тройного сочленения Буве с доступными данными по Южной Атлантике (САХ 40—56 ° ю.ш.) ([Le Roex et al., 1998] и база данных <http://petdb.org/>) видно, что поле стекол ТСБ по всем элементам значительно шире, чем для типичных океанических толеитов ЮСАХ. Содержания SiO₂ варьируют в диапазоне 49.5—59.0 мас. %. Концентрации FeO и TiO₂ растут с падением концентраций MgO, достигая 13 и 3.7 мас. % соответственно. Однако при достижении MgO концентрации в 3 мас. %, очевидно, в связи с появлением титаномагнетита, содержания FeO и TiO₂ резко падают и составляют в конце дифференциации 9.0 и 1.5 мас. % соответственно. Содержание K₂O в расплавах ТСБ нетипично высокое в сравнении с обычными рифтовыми толеитами: от 0.1 до 1.6 мас. % в стеклах хр. Шписс и от 0.1 до 2.9 мас. % в стеклах сегмента АфАХ. Значение параметра K₂O/TiO₂, используемого в качестве индикатора обогащенности первичных расплавов по причине его нечувствительности к проходящим в магматической системе кристаллизационным процессам, в стеклах ТСБ неоднородно (см. рис. 2). Основываясь на этом параметре, можно говорить о присутствии в районе Буве как деплетированных типичных рифтовых расплавов, так и обогащенных вышпавок. Наиболее обогащенные толеиты были драгированы со склонов о. Буве. Характерно, что на северном окончании сегмента АфАХ с нескольких станций драгировок были подняты как обогащенные, так и деплетированные образцы закалочных стекол (например, ст. S18-32). На гетерогенность мантийного источника ТСБ так-

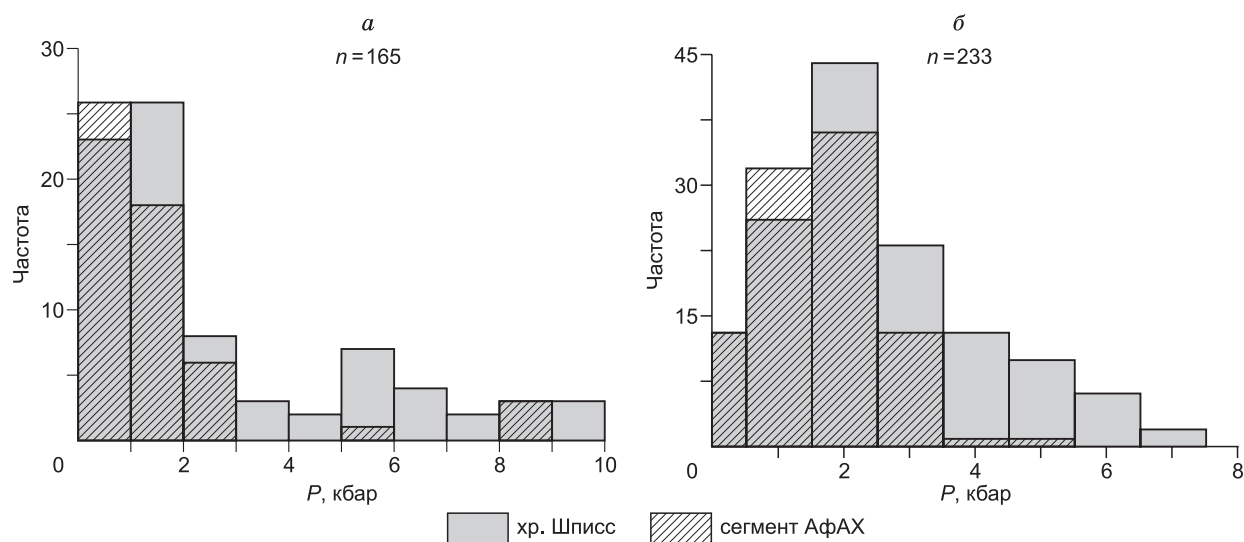


Рис. 3. Гистограммы расчетных давлений кристаллизации магм под сегментом Буве.

Большая часть выборки приходится на значения $P = 0\text{—}3$ кбар, что указывает на кристаллизацию в близповерхностных условиях. Второй пик гистограммы на значениях $P = 5\text{—}7$ кбар маркирует кристаллизацию в промежуточной камере под хребтом. *а* — результаты расчетов по модели Petrolog [Danyushevsky, Plechov, 2011]. Программа Petrolog позволяет моделировать фракционную и равновесную кристаллизацию, а также решать задачу обратной кристаллизационной дифференциации при варьирующих величинах давления, разном содержании H_2O в расплаве, разном окислительно-восстановительном потенциале. Моделирование кристаллизации основано на расчете псевдоликвидусных температур [Danyushevsky, Plechov, 2011]. *б* — значения давлений, рассчитанные при температурах $1100\text{—}1150$ °С по методике [Nimis, Ulmer, 1998].

же указывает присутствие в выборке группы закалочных стекол с низкими содержаниями Na_2O (менее 2.5 мас. %).

Эволюция магматической системы ТСБ проходила по классической схеме кристаллизационной дифференциации толеитовых расплавов: $OI \rightarrow OI + Pl \rightarrow OI + Pl + Cpx \pm Mgt$ [Сушевская и др., 1999; Migdisova et al., 2004]. Результаты расчетов по программе Petrolog [Danyushevsky, Plechov, 2011] показывают, что основная группа закалочных стекол ложится на оливин-плаггиоклазовую котектику. Природные вкрапленники, однако, не находились в равновесии с закалочным стеклом и представляют собой кристаллы более высокотемпературных стадий эволюции магматической системы. Вероятно, имело место смешение расплавов при излиянии на океаническое дно или в промежуточном магматическом очаге [Sushchevskaya et al., 2003; Migdisova et al., 2004].

Родоначальные расплавы района ТСБ близки к выплавкам, получаемым при частичном плавлении экспериментального состава пиролита МРУ [Falloon, Green, 1987; Falloon et al., 1988] при температуре $T = 1348$ °С, давлении $P = 15$ кбар и степенях плавления 15–20 %. В свою очередь, эти расплавы аналогичны по составу первичным расплавам типа ТОР-1* (см. таблицу), ранее предлагавшимся в качестве первичных расплавов для магм района Буве [Сушевская и др., 1999]. Вместе с тем первичные расплавы района ТСБ отличаются от обычных родоначальных магм толеитов повышенным содержанием воды. Предполагаемое количество воды в исходных расплавах оценивается приблизительно в 0.2 мас. %.

Оцененные с помощью математической программы Petrolog [Danyushevsky, Plechov, 2011] параметры кристаллизации базальтов района ТСБ указывают на то, что она происходила при давлениях от 2 до 5 кбар и в температурном интервале $1100\text{—}1300$ °С (рис. 3, *а*). Эти значения подтверждаются результатами, полученными с использованием подхода, основанного на зависимости состава кристаллизующегося клинопироксена от давления и температуры [Nimis, Ulmer, 1998] (см. рис. 3, *б*) [Migdisova et al., 2004]. Такие условия кристаллизации могут быть реализованы в промежуточной магматической камере под хребтом.

СОСТАВЫ ВКРАПЛЕННИКОВ ОЛИВИНА

Изучение составов главной ликвидусной фазы толеитовых расплавов — оливина (проанализировано более 300 зерен) — показало, что вкрапленники неоднородны как по содержанию Fo компонента, так и по концентрациям Ca , Ni , Mn , Cr . По Fo компоненту оливины ТСБ имеют составы от 72 до 92. Самый магнезиальный оливин (Fo_{91}) был зафиксирован в районе хр. АфАХ (табл. S1)¹.

¹ https://www.researchgate.net/publication/315475743_Data_on_olivine_phenocrysts_from_tholeiitic_melts_dredged_in_the_Bouvet_Triple_Junction_region.

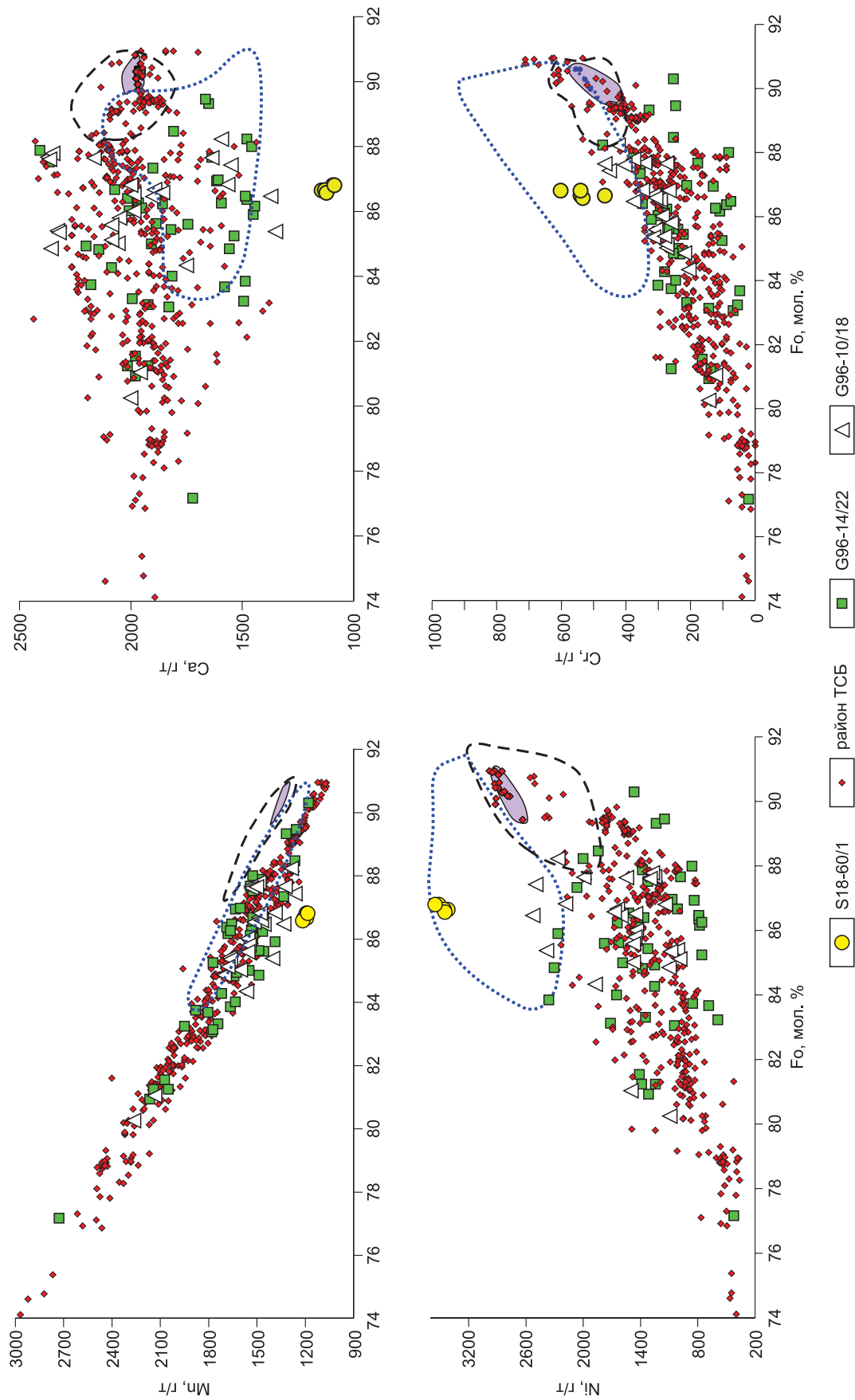


Рис. 4. Содержание Ni, Mn, Ca и Cr относительно Fo во вкрапленниках оливина из толетитов ТСБ.

Погрешность по измеренным элементам и по Fo компоненту не выходит за границы значка. В качестве элементов для сравнения показаны составы оливинов базальтов MORB из базы данных по Южной Атлантике 40—56 °ю.ш. (штриховая линия, <http://retfdb.org/>), данные по оливиновым фенокристам из базальтов Гавайи Мауна Лоа (пунктирная линия), а также затененное поле, очерченное жирной линией, для значений оливинов зоны разлома Секэйрос (Sequeiros FZ) [Goss et al., 2010]. Диапазон значений указанных элементов в оливинах ТСБ шире, чем для всех приведенных объектов, что говорит о существенной гетерогенности кристаллизующихся расплавов.

Диапазоны концентраций редких элементов следующие (г/т): Co — 120—240, Ni от 360 до 3000, Mn от 1100 до 3000, Ca от 5 до 2500, Cr от 14 до 700. Имеющиеся вариации значительно превышают величину аналитической погрешности 2σ SD (± 0.01 для Fo, ± 70 —80 г/т для Ca и Ni и ± 40 г/т для Mn и Cr). Такой разброс содержаний примесных элементов, так же как и вариации магнезиальности оливинов, указывают на проходившую в магматической системе кристаллизационную дифференциацию. Содержания никеля и хрома имеют положительную корреляцию друг с другом и их концентрации падают со снижением значений форстеритового компонента (рис. 4). Марганец отрицательно коррелирует с Fo составляющей. Важно отметить, что перечисленные выше элементы (Ni, Cr, Mn) имеют широкие диапазоны значений при любой магнезиальности оливина. Каждый образец района ТСБ имеет разброс по этим элементам в оливиновых вкрапленниках. Например, один оливиновый фенокрист Fo₈₆ демонстрирует вариации NiO от 0.1 до 0.3 мас. %. Такая неоднородность составов может говорить о присутствии разных родоначальных расплавов в регионе Буве.

Содержание кальция не имеет выраженной корреляции с Fo компонентом. Большинство оливиновых вкрапленников имеют концентрации Ca порядка 2000 г/т, что типично для оливина из базальтовых магм (см. рис. 4). Отдельную группу составов с пониженными концентрациями Ca образуют составы фенокристов оливина из обр. G96-14/22. Самые низкие значения Ca (1200 г/т) отмечены для вкрапленников оливина из пр. S18-60/1, поднятой с сегмента САХ вблизи района ТСБ [Kamenetsky et al., 2001]. Содержания Ca ниже 2000 г/т в оливинах с Fo₈₇₋₉₀ предполагают вовлечение пироксенитового компонента в процесс плавления перидотитового источника магм ТСБ [Herzberg, 2006; Sobolev et al., 2007].

Содержание хрома положительно коррелирует с магнезиальностью оливина. Наибольшие значения Cr (500—600 г/т) относятся к оливиновым вкрапленникам, имеющим Fo₉₀₋₉₁. Такие значения обычны для оливинов толеитов срединно-океанических хребтов. С учетом того, что содержания Cr в расплаве в значительной степени зависят от присутствия в перидотитовом источнике граната и/или шпинели [Sobolev et al., 2007] можно предположить, что источник базальтов ТСБ имел варьирующие содержания шпинели и граната.

На вариационные диаграммы (см. рис. 4) нанесены поля составов оливинов из базальтов ТСБ, а также толеитов из зоны разлома Секейрос (Тихий океан) [Goss et al., 2010] и ЮСАХ 40—56 °ю.ш., отражающих вариации типичных толеитов океанических хребтов, и, кроме того, оливинов Гавайского влк. Мауна Лоа — глубинной горячей точки [Sobolev et al., 2007], данные базы <http://petdb.org/>. Хорошо видно, что разброс значений в оливиновых вкрапленниках толеитов ТСБ заметно больше, чем в оливинах зоны разлома Секейрос (более 100 анализов) и ЮСАХ (более 290 анализов). И хотя оливины из базальтов Мауна Лоа демонстрируют большой диапазон вариаций содержаний Mn, Ca, Ni и Cr, что во многом обусловлено повышенной щелочностью расплавов при общем недифференцированном характере магм (Fo₉₀₋₈₂), оливины ТСБ перекрывают поле составов и для оливинов Мауна Лоа. Выбор именно этих магматических систем для сравнения с районом ТСБ обусловлен их хорошей изученностью и статусом «классических» петрологических — геохимических объектов. Очевидно, на основе полученных данных по составам оливиновых фенокристов района ТСБ (особенно исходя из содержаний Ni и Mn) можно сделать вывод о присутствии в выборке как разных генераций оливиновых вкрапленников, так и оливинов, образованных из неодинаковых по своей природе расплавов.

ОЦЕНКА СОСТАВА ИСТОЧНИКА ТОЛЕИТОВ ТСБ ПО ВКРАПЛЕННИКАМ ОЛИВИНА

Для оценки состава источника толеитовых расплавов района тройного сочленения Буве был использован подход, предложенный А.В. Соболевым с коллегами [Sobolev et al., 2005, 2007]. Метод основан на изучении вкрапленников оливина магматических систем и зависимости распределения в них таких редких элементов, как Ni и Mn, при разных условиях генерации магм. Повышенные содержания Ni и пониженные содержания Mn в оливиновых вкрапленниках обычно унаследованы из родоначального расплава, являющегося смесью перидотитового и пироксенитового компонентов. При плавлении типичного перидотитового источника, имеющего состав оливин + ортопироксен + клинопироксен ± гранат ± шпинель, образующиеся магмы имеют обычные для деплетированных относительно состава первичной мантии Земли толеитов содержания главных и редких элементов, что впоследствии отражается и на составах кристаллизующихся из них минералов-вкрапленников. Тогда как плавление безоливинового пироксенитового источника (ортопироксен + клинопироксен ± гранат ± шпинель) приводит к образованию расплавов необычно обогащенных Si, Ni и обедненных Mg, Ca, Mn. При смешении в источнике перидотитового и пироксенитового компонентов образуются расплавы «гибридного» состава, при эволюции которых, в частности, кристаллизуется оливин с очевидным обогащением Ni и обеднением Mn и Ca.

Оливин представляет собой главную фазу в породах, образованных при плавлении перидотитового источника, тогда как главной минеральной фазой расплавов, полученных из пироксенитового источника, является клинопироксен. Эти два минерала являются концентраторами разных химических эле-

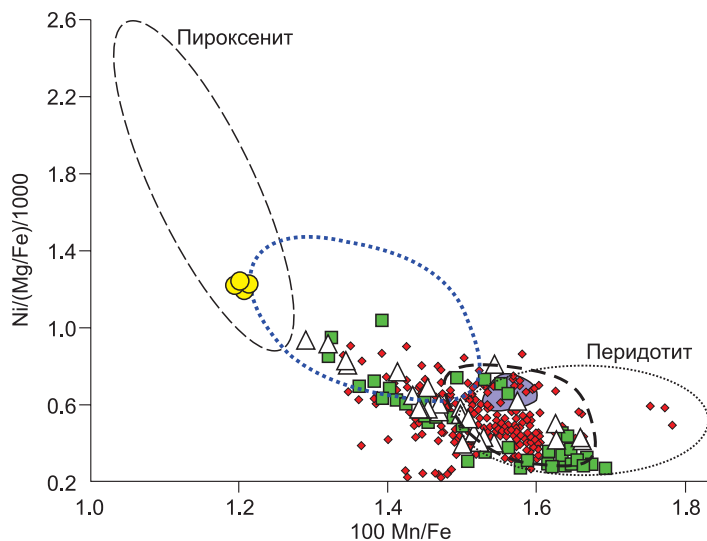


Рис. 5. Значения характеристических отношений $Ni/(Mg/Fe)/1000$ и $100 Mn/Fe$ в оливиновых вкрапленниках толеитов ТСБ.

Поле пироксенита и поле перидотита показаны по работе [Sobolev et al., 2007]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

были рассчитаны параметры $Ni/(Mg/Fe)/1000$, Ca/Fe , $100 Mn/Fe$. Нормированные содержания примесных элементов в оливине на содержания Fe и Mg/Fe в нем позволяют оценить их концентрации в оливинах с одинаковым содержанием Fe и Mg/Fe , что дает возможность избавиться от эффектов дифференциации расплавов, и отражают реальные вариации Ni и Mn в расплаве. Значения этих параметров для оливиновых вкрапленников толеитов района ТСБ при заданном значении Fo компоненты занимают промежуточную позицию между полем составов оливинов, образованных из расплавов из перидотитового источника (поле перидотита с наивысшими $100 Mn/Fe$ и наименьшими $Ni/(Mg/Fe)/1000$), и полем составов оливинов из расплавов из пироксенитового источника (поле пироксенита с наибольшими $Ni/(Mg/Fe)/1000$ и наименьшими $100 Mn/Fe$) (рис. 5, см. табл. S1).

На основании полученных значений нами были рассчитаны средние величины содержания пироксенитового компонента ($X_{px} Ni = 10.54 \cdot NiO/(MgO/FeO) - 0.4368$; $X_{px} Mn = 3.483 - 2.071 \cdot (100 Mn/Fe)$ [Sobolev et al., 2007]) для каждого образца и каждой станции района ТСБ. Результаты приведены в табл. S1 и представлены на рис. 6. Наименьшие количества пироксенитового компонента ($X_{px} Mn/Fe \approx 5\%$) отмечены в образцах со станций драгирования G96-10, G96-14, S18-29, S18-32, расположенных в разных частях рифтовой долины АфАХ и хр. Шписс. В образцах со станций S18-22 из рифтовой долины АфАХ и склона кальдеры Шписс (G96-15, S18-16) значения пироксенитового компонента обычно составляют $X_{px} Mn/Fe = 15-50\%$.

Наибольший диапазон вариаций пироксенитового компонента ($X_{px} Mn/Fe = 5-80\%$) представлен в образцах со ст. G96-10, расположенной на возвышенности, на западном склоне хр. Шписс (см. рис. 1), и ст. G96-14, находящейся на склоне кальдеры Шписс. Оливиновые вкрапленники толеитов ст. S18-29 (западный склон рифтовой долины АфАХ) также демонстрируют широкий диапазон значений пироксенитового компонента $X_{px} Mn/Fe = 10-60\%$.

Из полученных результатов можно сделать вывод о несомненном участии пироксенитового вещества в образовании первичных расплавов ТСБ. Этот компонент представляет собой либо рециклированную через глубокую мантию океаническую литосферу [Hoffmann, 2003], либо фрагменты ранее образованной океанической коры, впоследствии вовлекающиеся в плавление при перескоке осей спрединга [Sushchevskaya et al., 2003]. В любом случае преобразование этого вещества в эклогит предполагает возникновение мантийной породы со свободной фазой SiO_2 [Соболев, Соболев, 1977].

Данные по оливинам ТСБ выделяются среди массива данных по оливинам срединно-океанических хребтов своей неоднородностью. В обработанном нами материале был один необычный образец — G96-14/22. Он представляет собой обломок долерита без закалочного стекла. Состав вкрапленников обычен для толеитов ТСБ: $Ol + Crx + (Pl)$. Содержания элементов в оливиновых вкрапленниках этого образца следующие (г/т): Fo 77—90 мол. %, $Co = 119-229$, $Ni = 423-2361$, $Al = 6-370$, $Fe = 72960-165372$, $Mn = 1179-2728$, $Mg = 257550-295484$, $Ca = 1444-2409$, $Cr = 21-472$. Содержание пироксенитового компонента: $X_{px} Mn = 0-0.8$, $X_{px} Ni = 0-0.6$.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПЛАВОВ ТСБ

Изучение особенностей поведения литофильных элементов в толеитах ТСБ выявило слабообогатщенный характер расплавов, запечатленный в спектрах распределения редких элементов (только два образца имеют отчетливо деплетированный характер распределения редких элементов) [Сушевская,

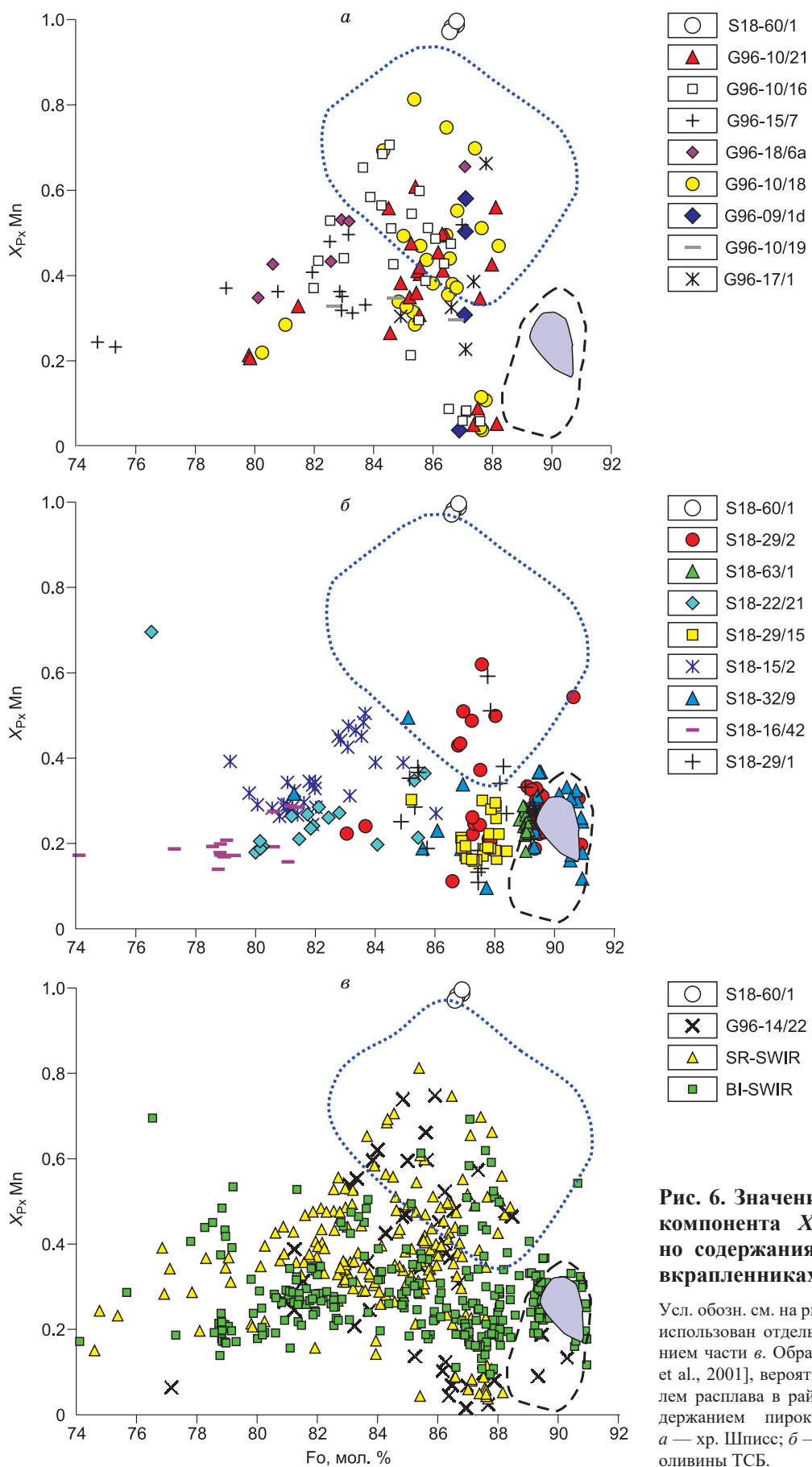


Рис. 6. Значения пироксенитового компонента $X_{Px} Mn$ относительно содержания Fo в оливиновых включениях толеитов ТСБ.

Усл. обозн. см. на рис. 4, для каждого образца использован отдельный значок, за исключением части в. Образец S18-60/1 [Kamenetsky et al., 2001], вероятно, является представителем расплава в районе ТСБ со 100 %-м содержанием пироксенитового компонента. а — хр. Шписс; б — сегмент АфАХ; в — все оливины ТСБ.

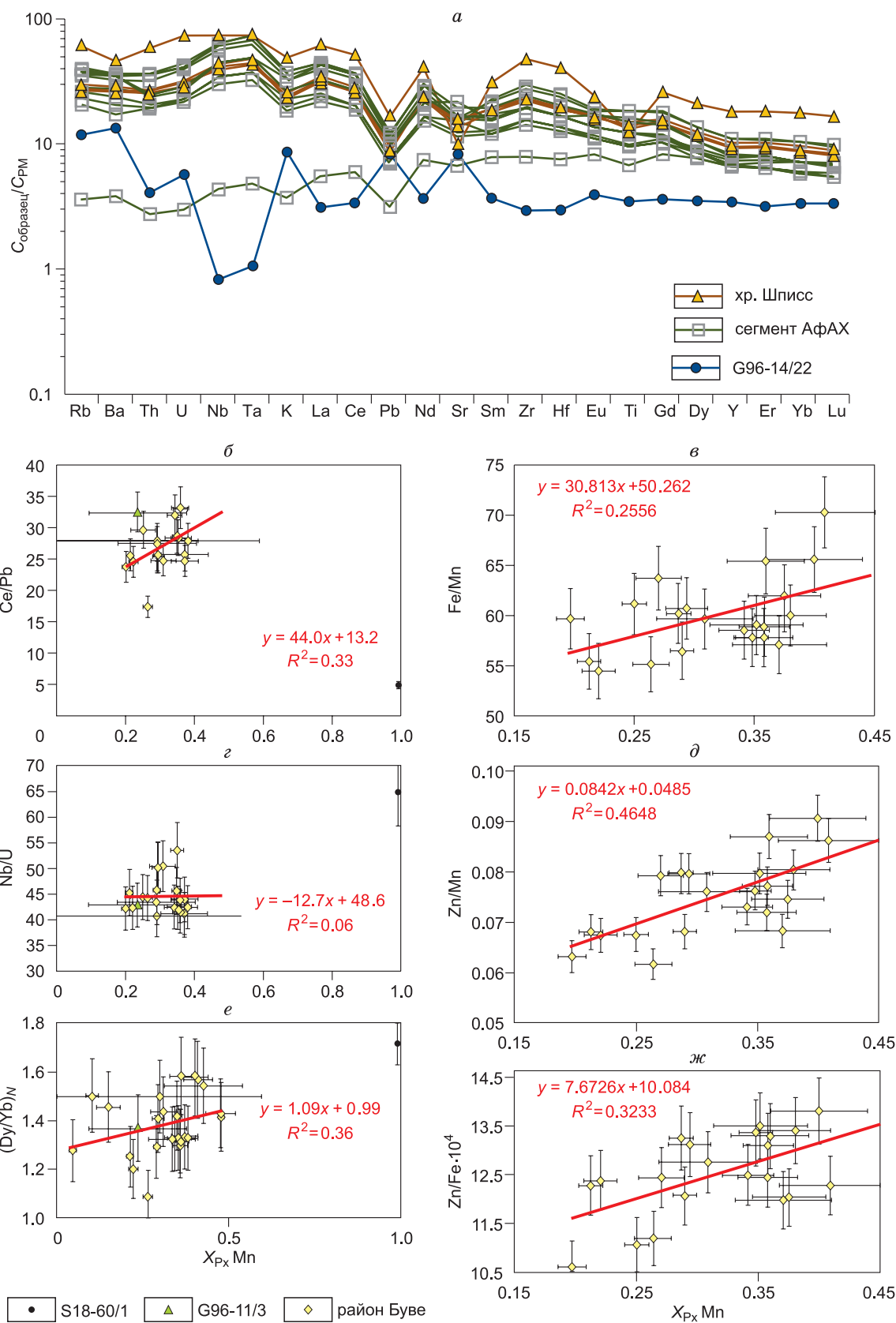


Рис. 7. Геохимические характеристики толеитов района тройного сочленения Буве.

a — спектры распределения редких литофильных элементов, нормированные к примитивной мантии, по [Hoffmann, 1988]; *б–ж* — корреляции количества пироксенитового компонента $X_{Px} Mn$ с характеристическими отношениями несовместимых элементов в расплавах ТСБ. Показаны средние значения для каждой станции.

1999; Sushchevskaya et al., 2003] (см. таблицу, рис. 7, а). Для разных сегментов района ТСБ характерны очень близкие спектры редких и литофильных элементов. Толейты ТСБ демонстрируют обогащение Nb и Ta на фоне Ba и Rb и обеднение Pb, Rb, Ba и менее заметное обеднение Th и U. Такие спектры литофильных элементов близки к спектрам базальтов, имеющим метку HIMU [Willbold, Stracke, 2006]. В наиболее сильнофракционированных составах хр. Шписс наблюдается отчетливый минимум в концентрации Sr, что, вероятно, связано с кристаллизацией плагиоклаза ($D_{\text{plag/melt}}^{\text{Sr}} > 1$), уменьшающего его содержание в расплаве, поскольку коэффициент распределения Sr для плагиоклаза больше 1. Спектры характеризуются повышенными значениями содержаний легких и средних редких земель (LREE и MREE) относительно тяжелых (HREE), обеднение же тяжелыми редкими землями указывает на наличие так называемой «гранатовой метки» (что также подтверждается значениями показателя $(\text{Gd/Yb})_n > 2.5$). Судя по спектрам редких элементов и показателю $(\text{Gd/Yb})_n$, в источнике расплавов ТСБ присутствовал гранат.

Отмеченный ранее обр. G96-14/22 имеет крайне не типичный для толейтов MORB спектр редких элементов с очевидным минимумом на содержаниях Nb-Ta, указывающем на участие коровой составляющей в плавлении вещества источника [Ewart et al., 2004].

Для определения характера обогащения источника толейтов ТСБ на серию корреляционных диаграмм нанесены значения диагностических параметров Ce/Pb, $(\text{Gd/Yb})_n$, Nb/U, Fe/Mn, Zn/Mn, Zn/Fe (средние значения для каждой станции) относительно средних значений содержания пироксенитового компонента $X_{\text{px}} \text{Mn}$ (см. рис. 7 б, в). Для $X_{\text{px}} \text{Mn}$ показаны стандартные отклонения 1σ , для значений характеристических отношений литофильных элементов показана погрешность 10 %. Характеристические отношения Ce/Pb, $(\text{Gd/Yb})_n$ демонстрируют положительную корреляцию со значениями $X_{\text{px}} \text{Mn}$, что подтверждает присутствие граната, а следовательно, и пироксенита в источнике расплавов ТСБ. Коэффициенты корреляции составляют $R^2 = 0.38$ для Ce/Pb и $R^2 = 0.32$ для $(\text{Gd/Yb})_n$. Таким образом, по критерию Пирсона вероятность случайной корреляции составляет менее 5 %. Отношение Ce/Pb равно 25 и достигает значения 50 при участии пироксенитового компонента 40 %, маркируя значение этого отношения в вероятном первичном пироксените.

Отношения Zn/Fe, Zn/Mn и Fe/Mn в расплавах остаются постоянными при частичном плавлении перидотита, так как имеют коэффициенты распределения $K_{\text{Ds}}^{\text{Zn/Fe, Fe/Mn, Zn/Mn}}(\text{Ol, Opx/Melt})$ практически равные 1 [Qin, Namayun, 2008; Le Roux et al., 2010]. Отношение Zn/Fe фракционирует в случае присутствия граната и/или клинопироксена в качестве главных фаз в эволюционирующем расплаве из-за $D_{(\text{Cpx, Gt/Melt})}^{\text{Zn}} \ll 1$, при этом расплав значительно обогащается Zn. Кристаллизация оливина не влияет на изменение отношения Zn/Fe в расплаве, и к концу эволюции оно имеет первичные значения. Следовательно, повышенные значения отношения Zn/Fe будут говорить о гранатовой/клинопироксеновой природе источника [Le Roux et al., 2010]. Значительные положительные корреляции всех вышеперечисленных отношений с пироксенитовым компонентом $X_{\text{px}} \text{Mn}$ определенно указывают на присутствие граната/клинопироксена в виде главных фаз в источнике лав района ТСБ (см. рис. 7, в). Коэффициенты корреляции отношений Zn/Fe · 10⁴, Zn/Mn, Fe/Mn с компонентом $X_{\text{px}} \text{Mn}$ составляют $R^2 = 0.32, 0.47, 0.26$ соответственно; они приведены на графиках, так же как и значения стандартных отклонений 1σ для $X_{\text{px}} \text{Mn}$ и 10 % ошибки для характеристических отношений.

ДИСКУССИЯ

Полученные в этой работе новые данные по составам оливиновых вкрапленников и закалочных стекол толейтов района тройного сочленения Буве значительно расширяют наши представления о природе первичного источника лав ТСБ. Выявленная гетерогенность в составах оливинов и пород позволяет предположить неоднородность первичных расплавов и мантийного источника. В то же время серьезных различий между двумя главными структурами района ТСБ — хр. АфАХ и хр. Шписс — по геохимическим данным не зафиксировано. По всему району в разных точках опробования были обнаружены составы толейтов разной степени обогащения.

Главным и самым очевидным результатом исследования является значительная гетерогенность по редким элементам и по количеству содержания пироксенитового компонента магм, изливающихся в районе ТСБ, проявленная как в составах отдельных образцов, так и по всем станциям драгирования. Разброс значений по геохимическим показателям в районе Буве намного шире, чем во всех районах исследования толейтового магматизма в Южной Атлантике (см. рис. 4, 5, 7). Такое разнообразие составов в пределах одного сегмента океанического дна необычно и не распространено.

Представляется, что разнообразие составов толейтов ТСБ можно объяснить существенной неоднородностью первичных расплавов, выплавляющихся в мантийном источнике под сегментом Буве. Необходимо подчеркнуть, что в то время как для каждого отдельного образца мы фиксируем разное количество пироксенитового компонента (мелкомасштабная гетерогенность), расчетные средние для

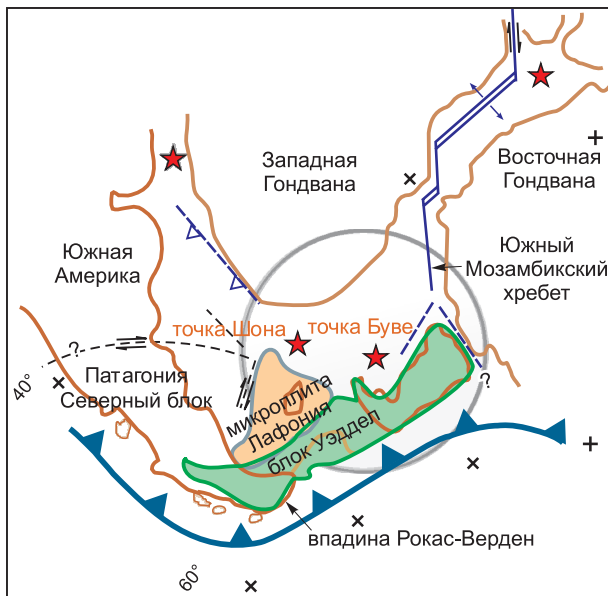


Рис. 8. Модифицированная реконструкция на ~ 175 млн лет по [Ben-Avraham et al., 1993].

Район распространения плюма Кару-Мод-Феррар на ранних стадиях (около 180—170 млн лет) захватывал юго-восточную часть Африки и западную часть Восточной Антарктиды. Сейчас же он отмечается в районе расположения современной горячей точки Буве. Можно отметить существование древней островной дуги, окружающей район Южной Атлантики (жирная линия), а также образование мелких плит (главные из которых представлены Уэдделским блоком и Лафонией), разделенных рифтовыми зонами. Современные горячие точки Шона и Буве (звездочки) приурочены к области распространения суперплюма Кару-Мод-Феррар (круг), возникшего примерно 180 млн лет назад.

образцов и станций тем не менее демонстрируют значимые корреляции с составами закалочных стекол, что говорит о крупномасштабной неоднородности на уровне мантийного источника.

Расплавы района ТСБ в большинстве своем относятся к обогащенным толеитам, полученным

из обогащенного источника. К таким выводам и ранее приходили исследователи, изучавшие данный район [Le Roex et al., 1982]. Однако в пределах ТСБ были встречены и типично астеносферные расплавы, обычные для толеитового магматизма срединно-океанических хребтов. Наиболее значимыми характеристиками с точки зрения генетической принадлежности первичных расплавов ТСБ, подтверждающими их происхождение из мантийного источника, не зараженного коровым компонентом, являются отрицательные аномалии в содержаниях U и Th, положительные аномалии в содержаниях Nb и Ta. Специфической чертой является общая обогащенность спектра по всем некогерентным элементам (см. рис. 7).

Пониженные концентрации тяжелых редких земель в сравнении с легкими и средними землями указывают на наличие граната в мантийном источнике. Значимые корреляции среднего количества пироксенитового компонента, рассчитанного по составам оливиновых вкрапленников, с характеристическим отношением $(Gd/Yb)_n$ в соответствующих закалочных базальтовых стеклах говорят в пользу участия в выплавлении первичных магм на ряду с перидотитом гранатосодержащего пироксенита. Дополнительными аргументами в пользу участия в плавлении источника гранатосодержащего пироксенита служат значимые корреляции отношений главных элементов ($Zn/Fe \cdot 10^4$, Zn/Mn , Fe/Mn) с количеством пироксенитового компонента и с отношениями редких элементов (Ce/Pb , $(Dy/Yb)_n$). На основании корреляции отношения Ce/Pb с количеством пироксенитового компонента X_{px} Mn можно заключить, что одним из контаминантов перидотитовых расплавов ТСБ было вещество с высоким отношением Ce/Pb , возможно, рециклированная океаническая кора [Hoffmann, 1988].

Развитие столь необычного магматизма в районе ТСБ является отражением разнообразия геодинамических обстановок, сменявших друг друга в районе ТСБ. Весь регион был сформирован под воздействием плюма Кару-Мод-Феррар около 180 млн лет назад, вызвавшего раскол Гондваны (рис. 8, 9). В дальнейшем регион претерпел сложную эволюцию, включавшую в себя дрейф осколков Гондваны и образование новых спрединговых центров.

Три главных события запечатлены в истории развития района ТСБ. Первое тройное сочленение Буве, ТС Буве-1, возникло примерно 119—124 млн лет назад. Второе, ТС Буве-2, было образовано 93—105 млн лет назад, и третье, современное ТСБ, ТС Буве-3, сформировалось 25—30 млн лет назад [Dubinin et al., 1999]. Литосферные плиты и спрединговые хребты меняли свое положение относительно друг друга и в пространстве. Такая динамика вызвала плавление более ранней океанической литосферы и привела к миграции расплавов на заметные расстояния. Также нельзя исключать возможного влияния зон субдукции на образование магм ТСБ, имеющих обогащенные характеристики. Такие зоны субдукции были расположены на западной границе плиты Скоша (зона субдукции Южных Сандвичевых островов) и на южной ее границе (зона субдукции дуги Джейн) [McCarron, March, 1998].

Из состава изотопных отношений района Буве видно, что в выплавлении базальтов ТСБ участвовали породы разного генезиса и возраста [Сушевская и др., 1999; Sushchevskaya et al., 2003; Мигдисова, 2012], следовательно, природа пироксенитового компонента, участвующего на ряду с перидотитовым в мантийном плавлении, неоднородна. В районе Буве также описан образец, представляющий собой закалочное андезитовое стекло (S18-60/1) и имеющий изотопные характеристики рециклированной кон-

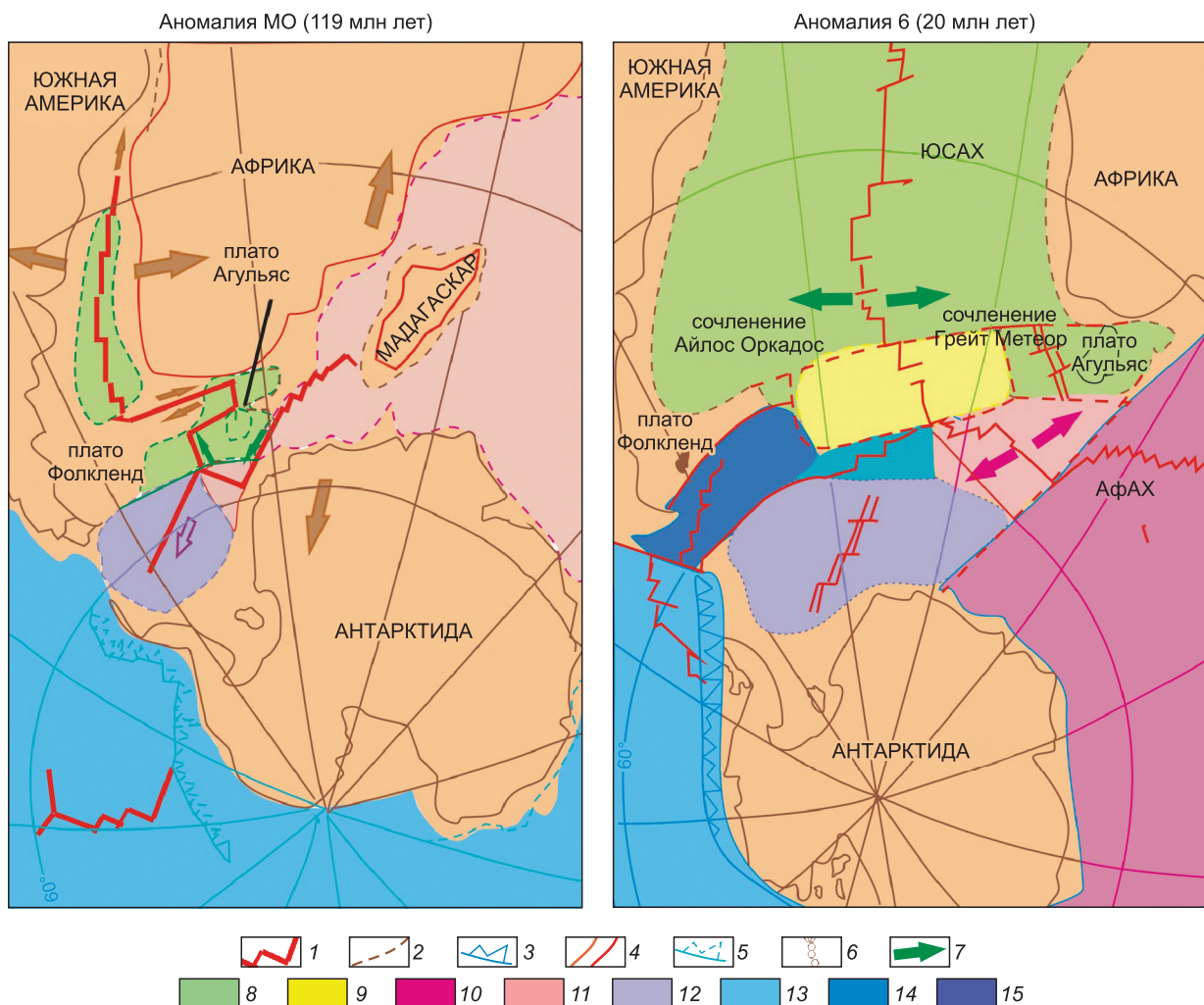


Рис. 9. Реконструкция движения плит при расколе Гондваны и раскрытии Южного океана, по работам [Lawver et al., 1985; Martin, Hartnady, 1986; McCarron, Larter, 1998].

1 — современные СОХ; 2 — разломы и их следы; 3 — зоны субдукции; 4 — палеорифты; 5 — зоны палеосубдукции; 6 — сочленения; 7 — направления спрединга; океаническая кора ЮСАХ (8); юга ЮСАХ (9); АфАХ (10); западной части АфАХ (11); спрединговый хребет моря Уэддела (12); спрединговые хребты Тихого океана (13); АмАХ (14); 15 — плита Скотиа.

тинентальной коры в мантийном источнике [Kamenetsky et al., 2001]. Однако по нашим данным в геохимических особенностях изученных толеитов нет признаков их принадлежности к выплавкам из мантии, зараженной континентальной корой (см. рис. 7). Вероятно, мы можем говорить о присутствии в источнике контаминирующего вещества разного состава и происхождения. На современном этапе исследования мы не можем с уверенностью сказать какая из участвующих в плавлении перидотитового источника ТСБ контаминант является компонентом, принесенным плюмом, а какая связана с деляминацией континентальной или океанической коры.

Из проведенного исследования можно сделать следующие выводы:

1. В районе тройного сочленения Буве обнаружена широкая гетерогенность составов изливающихся толеитов, возникшая в процессе образования конкретной магматической системы, проявленная в разных масштабах — как на уровне отдельных образцов, зерен минералов-вкрапленников, так и на уровне разнесенных по всему району станций опробования.

2. Гетерогенность мантийного источника расплавов ТСБ вызвана смешением перидотитового компонента с пироксенитовым компонентом разного происхождения: как плюмового, так и привнесенного плюмом вещества древней океанической коры либо континентальной литосферы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ №16-17-10139.

ЛИТЕРАТУРА

Дубинин Е.П., Сушевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // *Российский журнал наук о Земле*, 1999, т. 1, № 5, с. 423—435.

Мигдисова Н.А. Особенности образования обогащенных толеитовых магм в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., ГЕОХИ РАН, 2012, 32 с.

Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г., Сушевская Н.М., Лиджи М., Фабретти П., Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Гилод Д.А. Тройное сочленение Буве, особенности строения и эволюции // *Проблемы геодинамики литосферы*. М., Наука, 1999, с. 91—109. (Тр. ГИН РАН, вып. 511).

Соболев В.С., Соболев А.В. Состав глубинных пироксенов и проблема эклогитового барьера // *Геология и геофизика*, 1977 (12), с. 46—59.

Сушевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве А.А., Хворов Д.М., Беляцкий Б.В., Каменецкий В.С., Мигдисова Н.А., Сколотнев С.Г. Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африкано-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве // *Российский журнал наук о Земле*, 1999, т. 1, № 3, с. 221—250.

Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H., Malan J.A. Early tectonic extension between the Agulhas Bank and the Falkland Plateau due to the rotation of the Lafonia microplate // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 117, p. 43—58.

Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2011, v. 12, № 7, Q07021, doi:10.1029/2011GC003516.

Dickey J.S., Frey E.A., Hart S.R., Watson E.B., Thompson G. Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction, South Atlantic // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, p. 1105—1118.

Douglass J., Schilling J.-G., Kingsley R.H. Influence of the Discovery and Shona mantle plumes on the southern Mid-Atlantic Ridge: Rare earth evidence // *Geophys. Res. Lett.*, 1995, v. 22, № 21, p. 2893—2896.

Ewart A., Marsh J.S., Milner S.C., Duncan A.R., Kamber B.S., Armstrong R.A. Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction, mafic lavas and re-evaluation of mantle source components // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, № 1, p. 59—105.

Fahey A.J., Zinner E.K., Crazaz G., Kornacki A.S. Microdistributions of Mg isotopes and REE abundances in a Type A calcium-aluminum-rich inclusion from Efremovka // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, v. 51, p. 3215—3229.

Falloon T.J., Green D.H. Anhydrous partial melting of MORB pyroxene and other peridotite compositions at 10 kbar: Implications for the origin of primitive MORB glasses // *Miner. Petrol.*, 1987, v. 37, p. 181—219.

Falloon T.J., Green D.H., Harris K.L. Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kbar and applications to basalt petrogenesis // *J. Petrol.*, 1988, v. 29 № 6, p. 1257—1282.

Goss A.R., Perfit M.R., Ridley W.I., Rubin, K.H., Kamenov G.D., Soule S.A., Fundis A., Fornari D.J. Geochemistry of lavas from the 2005–2006 eruption at the East Pacific Rise, 9°46'N–9°56'N: Implications for ridge crest plumbing and decadal changes in magma chamber compositions // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2010, v. 11, Q05T09, doi: 10.1029/2009GC002977.

Gurenko A.A., Sobolev A.V. Crust-primitive magma interaction beneath neovolcanic rift zone of Iceland recorded in gabbro xenoliths from Midfell, SW Iceland // *Contr. Miner. Petrol.*, 2006, v. 151, p. 495—520.

Gurenko A.A., Sobolev A.V., Hoernle K.A., Hauff F., Schmincke H.-U. Enriched HIMU-type peridotite and depleted recycled pyroxenite in the Canary plume: A mixed-up mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 277, p. 514—524.

Herzberg C. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano // *Nature*, 2006, v. 444, p. 605—609.

Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 90, p. 297—314.

Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // *Treatise on geochemistry*. Elsevier Ltd., 2003, v. 2, p. 61—101.

Jarosevich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analysis // *Geostandarts Newsletter*, 1980, v. 4, p. 43—47.

Jochum K., Dingwell D., Rocholl A., Stoll B., Hofmann A., Becker S., Besmehn A., Bessette D., Dietze H., Dulski P., Erzinger J., Hellebrand E., Hoppe P., Horn I., Janssens K., Jenner G.A., Klien M., McDonough W.F., Maetz M., Mezger K., Munker C., Nikogosian I.K., Pickhardt C., Raczek I., Rhede D., Seufert H.M., Simakin S.G., Sobolev A.V., Spettel B., Straub S., Vincze L., Wallianos A., Weckwerth G.,

Weyer S., Wolf D., Zimmer M. The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-site microanalysis. *Geostandards Newsletter-the // J. Geostand. Geoanal.*, 2000, v. 24, p. 87—133.

Kamenetsky V.S., Maas R., Sushchevskaya N.M., Norman M.D., Cartwright I., Peyve A.A. Remnants of Gondwan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge // *Geology*, 2001, v. 29, № 3, p. 243—246.

Kleinrock M.C., Morgan J.Ph. Triple junction reorganization // *J. Geophys. Res.*, 1988, v. 93, p. 2981—2996.

Lawver L.A., Sclater J.G., Meinke L. Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic // *Tectonophysics*, 1985, v. 114, p. 233—254.

Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M., Erlank A.J. Ferrobasalts from the Spiess Ridge segment of the Southwest Indian Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, v. 60, p. 437—451.

Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M., Frey F.A., Hart S.R. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 degrees East // *J. Petrol.*, 1983, v. 24, № 3, p. 267—318.

Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M., Frey F.A., Erlank A.J. Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // *Contr. Miner. Petrol.*, 1985, v. 90, p. 367—380.

Le Roex A.P., Dick H.J.B., Watkins R.T. Petrogenesis of anomalous K-enriched MORB from the Southwest Indian Ridge: 11°53' E to 14°38' E // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 110, p. 253—268.

Le Roux V., Lee C.-T.A., Turner S.J. Zn/Fe systematics in mafic and ultramafic systems: implications for detecting major element heterogeneities in the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2010, v. 74, № 9, p. 2779—2796, doi: 10.1016/j.gca.2010.02.004.

Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Penitenti D., Gilod D., Peyve A., Skolotnev S., Turko N. Death and transfiguration of a triple junction in the South Atlantic // *Science*, 1997, v. 276, p. 243—245.

Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P. Bouvet Triple Junction in the South Atlantic: geology and evolution // *J. Geophys. Res.*, 1999, v. 104, № 12, p. 29365—29385.

Martin A.K., Hartnady C.J.H. Plate tectonic development of the South West Indian Ocean: a revised reconstruction of East Antarctica and Africa // *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, p. 4767—4786.

McCarron J.J., Larter R.D. Late Cretaceous to early Tertiary subduction history of the Antarctic Peninsula // *J. Geol. Soc.*, 1998, v. 155, № 2, p. 255—268.

Migdisova N.A., Sushchevskaya N.M., Lattenen A.V., Mikhal'skii E.M. Variations in the composition of clinopyroxene from the basalts of various geodynamic settings of the Antarctic region // *Petrology*, 2004, v. 12, № 2, p. 206—224.

Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 133, p. 122—135.

Peyve A.A., Perfil'ev A.S., Pushcharovskii Yu.M., Simonov V.A., Turko N.N., Raznitsin Yu.N. The structure of the southern end of Mid-Atlantic Ridge (the Bouvet Triple Junction) // *Geotectonics*, 1995, v. 1, p. 40—57.

Qin L., Humayun M. The Fe/Mn ratio in MORB and OIB determined by ICP-MS // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, v. 72, p. 1660—1677.

Shilling J.G., Thompson G., Kinzley R., Humphris S.E. Hotspot-migrating ridge interaction in South Atlantic: geochemical evidence // *Nature*, 1985, v. 313, p. 187—191.

Simonov V.A., Peyve A.A., Kolobov V.Yu., Milosnov A.A., Kovyazin S.V. Magmatic and hydrothermal processes in the Bouvet triple junction region (South Atlantic) // *Terra Nova*, 1996, v. 8, p. 45—424.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*, 2005, v. 434, p. 590—597.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.-L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutsкая N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M. Published online 28 March 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*, 2007, v. 316, p. 412—417, doi:10.1126/Science.1138113.

Sushchevskaya N.M., Migdisova N.A., Belyatskii B.V., Peyve A.A. Genesis of enriched tholeiitic magmas in the western segment of the Southwest Indian Ridge, South Atlantic Ocean // *Geochem. Int.*, 2003, v. 41, № 1, p. 1—20.

Zinner E., Crozaz G. A method for the quantitative measurement of rare earth elements in the ion microprobe // Int. J. Mass Spectrom. Ion Processes, 1986, v. 69, p. 17—38.

Willbold M., Stracke A. Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust // Geochem. Geophys. Geosyst., 2006, v. 7, № 4, Q04004, doi: 10.1029/2005GC001005.

*Рекомендована к печати 8 февраля 2017 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию
1 июля 2016 г.*