

УДК 551.46

РАЗВИТИЕ ТОЛЕИТОВОГО МАГМАТИЗМА В СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКОМ РЕГИОНЕ

© 2003 г. Е. Н. Меланхолина, Н. М. Сущевская, Б. В. Беляцкий

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 17.01.2003 г.

Поступило 20.01.2003 г.

Изучение базальтовых комплексов и условий развития спрединга в историческом аспекте представляется узловым для понимания геологии Тихого океана. Такое изучение предполагает в первую очередь выяснение изменчивости базальтовых составов в пространстве и во времени. Рядом исследователей была показана несомненная петро- и геохимическая неоднородность океанических базальтов и их мантийных источников, наблюдающаяся как в пределах единого спредингового хребта, так и между океанами [1, 2 и др.]. Особенно значительные вариации базальтовых составов и дробная петрогеохимическая сегментация установлены в Срединно-Атлантическом хребте. Вдоль простирания Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) намечается обособление трех крупных петрогеохимических провинций: северной, юго-восточной и южной (к юго-западу от разлома Элтанин).

При изучении магматизма Тихого океана в качестве самостоятельных провинций кроме абиссальных котловин нередко выделялись также участки океанических поднятий и наложенных вулканических зон, отличающиеся специфическим характером базальтов. Вместе с тем при рассмотрении абиссальных комплексов Северо-Тихоокеанского региона выявляется значительная устойчивость их состава, обычно отвечающего деплетированным толеитам, в разной степени фракционированным [3–5 и др.]. По главным петрогенным компонентам была выявлена близость пород к выделенной в Атлантическом океане группе ТОР-2. Получение новых аналитических данных и сравнительное изучение разновозрастных толеитовых серий дают возможность более широкого обсуждения особенностей их состава и

условий спрединга. Сопоставление древних базальтов со стеклами, изученными в осевой зоне ВТП, приближает нас к пониманию природы раннего тихоокеанского магматизма.

При датировании комплексов в настоящее время могут быть использованы как магнитометрические данные, так и микрофаунистические и радиометрические определения. Имеющиеся результаты наших драгировок и литературные данные (в частности, материалы бурения по проектам DSDP и ODP) уже позволяют охватить в рассмотрении временной интервал более 160 млн. лет. При этом многочисленные петрогеохимические данные по толеитовым стеклам с севера осевой зоны ВТП (с возрастом 0–0.1 млн. лет) [6, 7 и др.] и среднеюрским афировым базальтам, изученным в скв. 801 на западе океана (167 млн. лет, по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировкам и микрофаунистическим определениям) [5], могут быть приняты как опорные. Для сравнения в данной работе использованы анализы пород разновозрастных абиссальных комплексов Тихого океана. Это меловые комплексы, полученные из скв. 166 в Центрально-Тихоокеанской котловине (~120 млн. лет) [8], с разломом Нова (~110 млн. лет) [9], Императорского (~100 млн. лет) [10], Мендосино (~90–80 млн. лет) [11] и Кларион (~80 млн. лет) [9], а также кайнозойские с разлома Меррей (~40 млн. лет) [4] и из скв. 420 на склоне ВТП (~3.5 млн. лет) [12]. Базальты, связанные с внутриплитным магматизмом или вторичным раскрытием рифтов, как и породы океанических поднятий (Шатского и др.), не включались в рассмотрение.

В использованной выборке составы образцов с ВТП и из скв. 801 образуют практически единую группу с интервалом фракционирования по MgO 9–5% для первых и 8–6% для вторых (рис. 1). Ряд образцов нефракционированных базальтов – с 8–9% MgO, с высоким содержанием Ni и Cr (>200 и > 450 г/т соответственно) при низком содержании TiO₂ (<1%) и других несовместимых элементов – приближается к самым примитивным толеитам, известным в океане. MgO имеет отрицательную корреляцию с SiO₂, Na₂O, K₂O,

*Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Российской Академии наук, Москва
Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург*

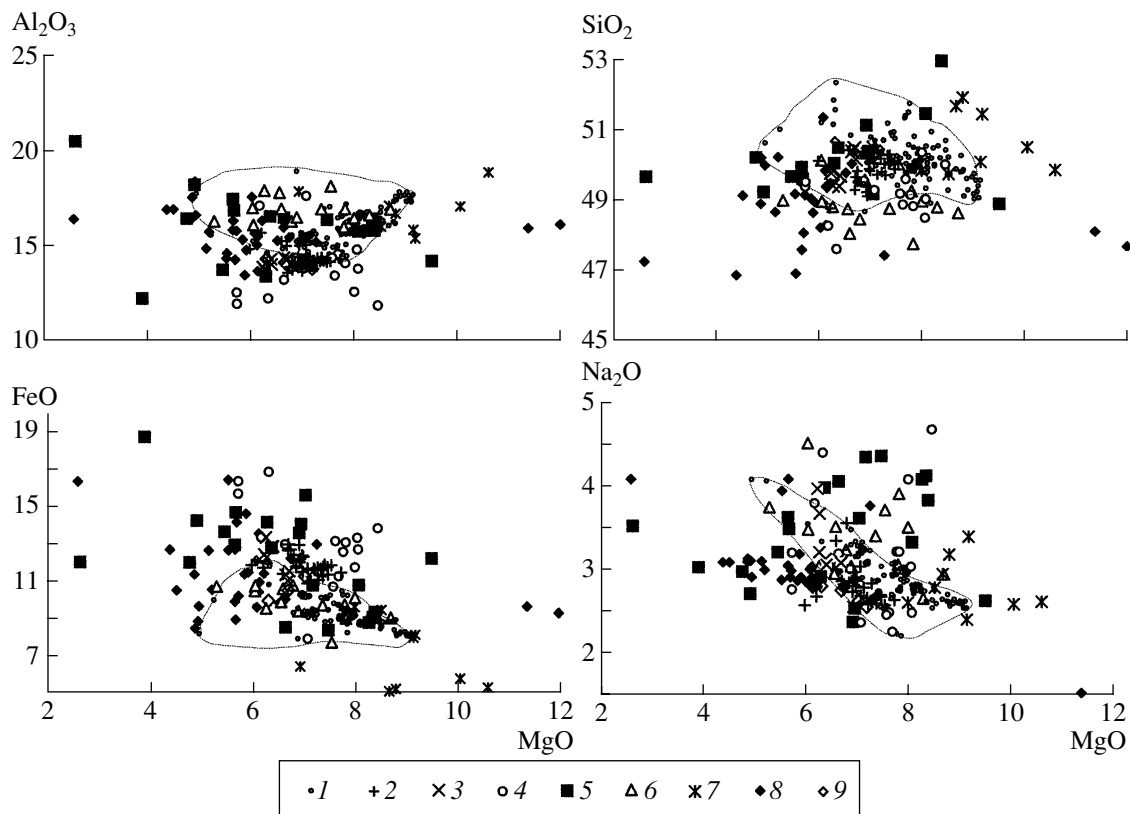


Рис. 1. Вариации составов базальтоидов Северо-Тихоокеанского региона. 1–9 – точки составов разновозрастных комплексов: 1 – с ВТП, 10°–20° с.ш. (0–0.1 млн. лет) [6, 7], 2 – из скв. 801 (167 млн. лет) [5], 3 – из скв. 166 (120 млн. лет) [8], 4 – с разлома Нова (110 млн. лет) [9], 5 – с Императорского разлома (100 млн. лет) [10], 6 – с разлома Мендосино (90–80 млн. лет) [11], 7 – с разлома Клариион (80 млн. лет) [8], 8 – с разлома Мерей (40 млн. лет) [4], 9 – из скв. 420 (3.5 млн. лет) [12]. Тонкой линией показано поле составов современных базальтов ВТП с 10°–20° с.ш. [по 6, 7].

TiO₂, отчасти FeO и положительную с Al₂O₃. Комплекс пород из скв. 801 отличается от базальтовых стекол ВТП немного меньшим содержанием щелочей и SiO₂ и заметно большей железистостью. Близкие составы имеют умеренно дифференцированные толеиты из скв. 420 и 166. В поле ВТП обычно попадают также комплексы базальтов и долеритов с разломов Мерей, Мендосино и Нова, хотя и несколько обедненные SiO₂ – вероятно, за счет вклада вкрапленников оливина и плагиоклаза. Часть образцов с разлома Мерей оказывается значительно обедненной SiO₂ и отчасти CaO; одновременное повышение железистости и титанистости в высокодифференцированных разностях базальтов может происходить благодаря присутствию титаномагнетита (видного в шлифах). В целом приведенное рассмотрение составов базальтов по главным компонентам показывает существенное сходство разновозрастных комплексов и их близость к составам толеитовых расплавов, образующихся в пределах осевой зоны ВТП.

Для составов базальтоидов с разломов Императорского и Клариион во всем диапазоне фракцио-

нирования (от 10 до 3% MgO) наблюдаются заметный разброс значений и обогащение части образцов щелочами. В ряде образцов существенное повышение щелочности лишь частично связано с вторичными изменениями пород и может представлять определенную специфику комплексов, отражающую близость их составов к толеитам переходного типа. Комбинация высоких содержаний Na₂O и FeO, наблюдаемая в базальтах с Императорского разлома, может соответствовать относительно малой степени частичного плавления при высоких давлениях. Породы с разлома Клариион, наоборот, характеризуются в основном чрезвычайно низкой железистостью на фоне относительного обогащения Na₂O и SiO₂. Это может отражать специфичность условий плавления в ВТП вблизи разлома Клариион, происшедшего при низких давлениях.

Степень обогащения толеитовых магм в разновозрастных комплексах Тихого океана может быть прослежена по вариациям характеристического отношения K₂O/TiO₂ (рис. 2). Его значения ниже 0.26, наблюдаемые в стеклах деплетированных толеитов и характерные для большинства

расплавов из осевой зоны ВТП, устанавливаются также для пород скв. 420, комплекса разлома Нова и особенно малыми оказываются в породах скв. 801. В других деплетированных комплексах, включающих более измененные разности базальтов, наряду с такими значениями нередки и более высокие – вплоть до 0.5. В то же время значения K_2O/TiO_2 резко повышаются в части образцов с Императорского разлома, изредка и с разлома Кларион, достигая 1.8 и 1.5 соответственно, что, несомненно, отвечает обогащенному характеру расплавов.

Образцы базальтоидов из рассмотренных комплексов обычно имеют геохимические характеристики деплетированных толеитов (табл. 1), но в отдельных случаях происходит некоторое обогащение их К, Ti, Hf, Zr и другими несовместимыми элементами. Средние величины характеристических отношений $(La/Sm)_n$, Zr/Nb , Th/Ta , La/Ta , Zr/Hf , подсчитанные для всех комплексов, имеющих достаточную геохимическую характеристику, оказываются сопоставимыми и близкими к деплетированным толеитам осевой зоны ВТП [12 и др.] (табл. 2). Величины La/Ta и Zr/Hf в базальтах скв. 801, Th/Ta в породах с разломов Нова, Мендосино и Мерей оказываются слегка повышенными, а Zr/Nb – немного пониженными по сравнению с ВТП, но не выходящими за рамки деплетированных толеитов.

Картина распределения несовместимых элементов, нормированных к примитивной мантии (по работе Sun, 1982), в большей части молодых базальтовых стекол ВТП имеет типично деплетированный характер, хотя около 5% образцов оказываются обогащенными [13 и др.] (рис. 3а). Обогащенные образцы получены как с подводных гор, так частично и из рифтовой долины [14 и др.]. Комплекс среднеюрских пород из скв. 801 содержит только деплетированные толеиты, аналогичные таковым с ВТП [5]. Толеитовый разрез скважины венчается толщей обогащенных щелочных базальтов, типичных для пострифтовых подводных гор.

Рассмотрение представительных образцов меловых и палеогеновых базальтов (преимущественно слабо фракционированных) с разломов Нова, Мендосино и Мерей показывает их типично деплетированный и слабо обогащенный характер (рис.3б). В зоне разлома Мендосино присутствуют и пострифтовые обогащенные породы щелочного комплекса [4]. Толеиты образуют достаточно компактную группу внутри поля ВТП. Большинство пород, в особенности примитивные базальты и долериты с разлома Мендосино, значительно обеднены высоконесовместимыми элементами, как это видно и для базальтов скв. 801. Фракционированные базальты и долериты с разлома Мерей (и отчасти из скв. 166) относительно

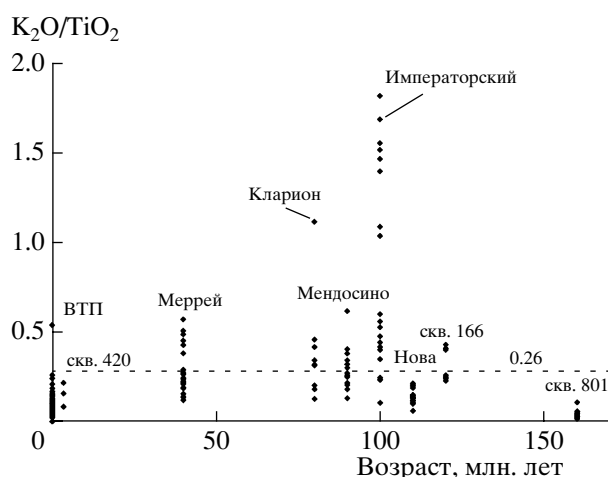


Рис. 2. Вариации величины характеристического отношения K_2O/TiO_2 в базальтовых комплексах Северо-Тихоокеанского региона.

обогащены высоконесовместимыми элементами. Отрицательные аномалии Eu и особенно часто Sr могут быть связаны с фракционированием плагиоклаза. Наблюдаемые в древних базальтоидах положительные аномалии U и Pb (для последнего иногда и отрицательные), скорее всего, представляют результат вторичных изменений пород.

Определенные нами изотопные отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в базальтах, долеритах и габброидах разломных зон Меррей, Мендосино, Нова и Кларион, характеризующих ранние этапы развития спредингового магматизма в Северо-Тихоокеанском регионе, показывают, что они соотносятся с деплетированным и слабообогащенным источником. По данным изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, лежащих в пределах 0.7032–0.7036, и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512947–0.51894$, магмы этих районов пропададут в поле составов современных магм ВТП, его северной провинции. В то же время полученные данные несколько отличаются от трендов составов лав южной части ВТП (района $55^{\circ}–60^{\circ}$ ю.ш.), для которой отмечается относительное обеднение радиогенным Sr.

В целом рассмотрение петро- и геохимических особенностей ряда базальтовых комплексов средней юры, раннего и позднего мела, палеогена и неогена показывает значительную однородность их составов. Сопоставление химизма древних пород с толеитовыми стеклами территориально близких сегментов осевой зоны ВТП выявляет их сходство по содержанию как главных, так и редких элементов и тяготение составов к линии малоуглубинной кристаллизации расплава TOP2-Рас, типичной для ВТП [5]. Это позволяет предполагать общность условий их формирования, происшедшего в долгоживущих магматических камерах,

Таблица 1. Содержания редких элементов в базальтах и долеритах ранних этапов развития Тихого океана, г/т

Элемент	Разлом Меррей					Разлом Мендосино			Разлом Нова	
	1926/10	1926/19	4049/56	4046/7	4048/5	4009/4	4010/2	4010/3а	2503/7	2506/28
Be	0.92	0.43	0.43	0.36	0.36	0.32	0.21	0.18	0.61	0.36
Sc	25.58	23.89	30.73	34.91	28.59	29.67	24.78	22.73	30.20	29.18
Ti	15021	8464	9179	11502	9066	7941	5701	5597	10167	9516
V	310.93	209.34	238.48	322.48	290.37	240.81	225.49	213.32	325.68	307.67
Cr	242.31	314.68	200.91	186.81	239.29	440.66	454.53	422.12	177.14	308.19
Co	44.09	34.99	43.61	44.31	51.12	42.76	49.36	47.60	38.83	48.73
Ni	158.36	183.28	103.42	95.99	162.98	173.83	362.93	312.84	84.90	114.93
Cu	121.26	71.53	146.17	69.40	74.61	90.16	86.49	88.11	34.25	69.85
Zn	149.85	85.84	109.33	116.71	103.82	92.09	90.06	86.95	69.96	87.90
Ga	18.19	14.12	14.28	17.98	16.38	14.32	14.11	13.93	18.05	15.10
Rb	22.59	4.43	9.42	3.94	4.31	7.69	4.37	4.27	4.10	1.69
Sr	218.66	134.71	146.60	129.05	134.85	122.49	87.38	88.02	131.42	112.36
Y	49.29	29.50	26.37	46.91	34.24	27.86	23.21	22.26	49.35	33.19
Zr	215.15	93.58	99.57	115.01	88.22	77.46	48.25	45.43	169.67	93.78
Nb	12.71	3.35	4.46	3.55	5.07	3.14	1.09	1.10	5.17	3.32
Mo	1.57	0.68	0.79	0.45	0.49	0.67	0.50	0.53	0.44	1.13
Cs	1.85	0.19	0.35	0.18	0.34	1.14	0.30	0.30	0.29	0.16
Ba	182.25	19.05	22.30	15.01	16.80	32.48	7.08	6.64	10.09	13.65
La	10.96	4.81	4.06	5.34	4.30	3.83	1.45	1.39	6.91	4.06
Ce	31.33	15.69	12.10	13.90	12.10	9.71	4.96	4.79	20.77	12.62
Pr	4.58	2.10	1.82	2.32	1.96	1.70	0.93	0.90	3.26	1.95
Nd	22.64	10.71	9.18	12.71	10.03	9.12	5.57	5.27	17.04	10.30
Sm	6.40	3.35	2.99	4.29	3.47	3.03	2.19	2.05	5.27	3.43
Eu	2.03	1.15	1.06	1.49	1.26	1.08	0.84	0.81	1.64	1.24
Gd	7.19	4.09	3.68	5.52	4.41	3.78	2.83	2.70	6.54	4.40
Tb	1.23	0.71	0.65	1.01	0.79	0.69	0.52	0.49	1.15	0.78
Dy	7.96	4.72	4.34	6.88	5.37	4.36	3.68	3.39	7.66	5.34
Ho	1.78	1.08	0.97	1.59	1.24	1.00	0.82	0.78	1.77	1.21
Er	4.58	2.87	2.56	4.32	3.18	2.72	2.19	2.04	4.69	3.16
Tm	0.68	0.41	0.38	0.65	0.48	0.39	0.33	0.31	0.70	0.47
Yb	4.25	2.59	2.48	4.09	3.00	2.51	2.05	1.99	4.63	3.01
Lu	0.62	0.37	0.35	0.61	0.44	0.36	0.31	0.29	0.65	0.45
Hf	4.77	2.30	2.41	2.86	2.36	2.02	1.39	1.26	4.04	2.42
Ta	0.61	0.21	0.26	0.22	0.30	0.20	0.07	0.07	0.26	0.21
W	0.70	0.15	0.19	0.13	0.10	0.22	0.11	0.16	0.24	0.29
Pb	4.63	3.84	0.85	2.50	0.95	1.96	0.37	0.70	0.46	2.16
Bi	0.07	0.10	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Th	1.31	0.54	0.24	0.19	0.29	0.42	0.07	0.07	0.32	0.20
U	0.42	0.29	0.12	0.78	0.14	0.12	0.04	0.04	0.22	0.12

Примечание. Обр. 1926/10 и 1926/19 – 31.5° с.ш.–143.5° з.д., глубина 5800 м; обр. 4049/56 – 33° с.ш.–134.6° з.д., гл. 4000 м; обр. 4046/7, 4046/5 – 32.7° с.ш.–134.7 з.д., гл. 4200 и 4000 м; обр. 4009/4, 4010/2, 4010/3а – 37° с.ш.–165° з.д., гл. 4200 м (обр. 4009/4), 4500 м (обр. 4010/2 и 4010/3а); обр. 2503/7 – 01.1° ю.ш.–167.9° з.д., гл. 6900 м; обр. 2506/28 – 01.2° ю.ш.–167.9° з.д., гл. 3900 м. Содержания элементов определены методом ICP-MS в ИГГД РАН.

Таблица 2. Величины характеристических отношений в базальтовых комплексах Тихого океана

Комплекс	$(La/Sm)_n$	Zr/Nb	Th/Ta	La/Ta	Zr/Hf
Деплетированный комплекс ВТП	0.72	44.65	0.93	21.05	37.83
Комплекс скв. 801	0.67	22.5	0.96	32.3	41.41
Комплекс скв. 166	0.59	37.2	0.81	20.7	–
Комплекс с разломов Нова, Мендосино и Мерей	0.76	28.84	1.39	20.22	39.45

устойчивых при быстром спрединге, длительно сохранявшемся в центральных сегментах спредингового хребта. Как и на ВТП, в ряде древних комплексов (в хр. Математиков, на разломе

Мендосино, в скв. 801) фиксируется пострифтовый щелочной вулканизм, который, возможно, представляет распространенное явление в Тихом океане.

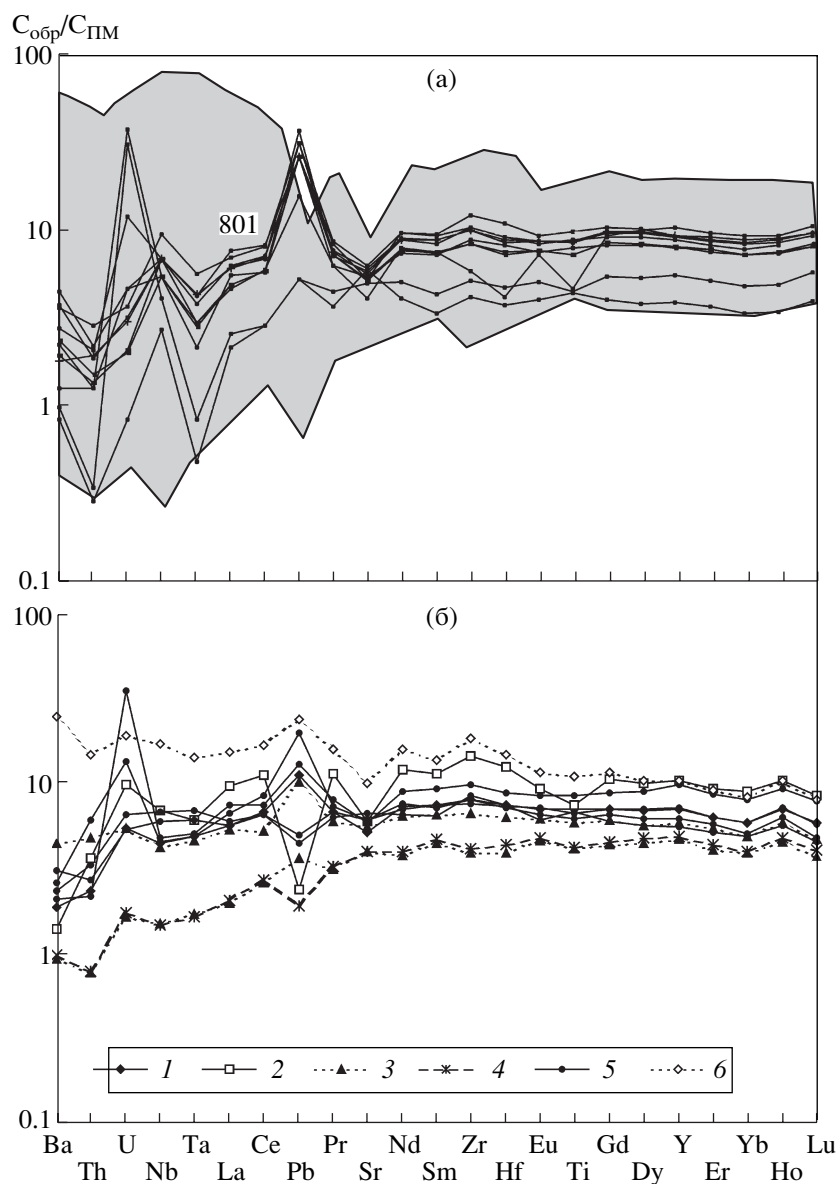


Рис. 3. Распределение редких элементов, нормированных к примитивной мантии (по Sun, 1982), в породах разновозрастных базальтовых комплексов. а – комплексов с ВТП, 10°–20° с.ш. [13] (серым показано поле составов) и из скв. 801 [5] (линии). б – комплексов: 1, 2 – с разлома Нова (1 – в примитивных и 2 – в фракционированных разностях), 3, 4 – с разлома Мендосино, 5, 6 – с разлома Мерей (5 – в примитивных и 6 – в фракционированных разностях) (табл. 1).

Определенная специфика составов намечается для базальтовых комплексов с разломами Императорского и Кларион (100 и 80 млн. лет), близких к толеитам переходного типа и отличающихся от основной части рассмотренных комплексов большими вариациями в содержании главных элементов, относительным обогащением пород щелочами и некоторыми несовместимыми элементами и большей степенью фракционирования крайних членов ряда. Появление таких комплексов на фоне достаточно однообразного толеитового магматизма деплетированного типа требует специального внимания. Одной из возможных причин их образования представляются эпизоды повышенной активности Южно-Тихоокеанского суперплюма, связанные с эпохой спокойного магнитного поля [15] и приводившие к крупным тектоническим перестройкам, интенсификации спрединга, повторному раскрытию рифтов и внутриплитному магматизму. Однако эти события не внесли решающих изменений в развитие тихоокеанского магматизма. Таким образом, в Северо-Тихоокеанском регионе можно предполагать общность условий образования толеитовых магм в обстановке быстрого спрединга, сохранявшейся в течение более 160 млн. лет.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00-05-64163, 00-05-64465).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А. Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 5–19.
2. Суцневская Н.М., Цехоня Т.И., Кононкова Н.Н. и др. // Рос. журн. наук о Земле. 2001. Т. 2. № 3. С. 1–13.
3. Суцневская Н.М., Цехоня Т.И. // ДАН. 1992. Т. 326. № 6. С. 1043–1049.
4. Меланхолина Е.Н., Суцневская Н.М. // ДАН. 2002. Т. 384. № 2. С. 238–242.
5. Floyd P.A., Castillo P.R. Proc. Ocean Drill. Program Sci. Res. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Office. 1992. V. 129. P. 361–388.
6. Melson W.G., Byerly G.R., Helen J.A. et al. // Smithsonian Contr. Earth Sci. 1977. № 19. 100 p.
7. Sinton J.M., Smaglik S.M., Mahoney J.J., MacDonald K.C. // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № B4. P. 6133–6155.
8. Janney P.E., Castillo P.R. // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. № B2. P. 2875–2893.
9. Меланхолина Е.Н., Ляпунов С.М., Разницын Ю.Н. Магматизм и тектоника океана: (Проект "Литос"). М.: Наука, 1990. С. 209–232.
10. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1988. В. 434. 216 с.
11. Меланхолина Е.Н., Баранов Б.В., Кононов М.В. и др. // Геотектоника. 1994. № 3. С. 49–60.
12. Joron J.L., Briquiel L., Bougault H., Treuil M. Init. Repts DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Office. 1980. V. 54. P. 725–735.
13. Niu Y., Batiza R. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 471–483.
14. Niu Y., Collerson K.D., Batiza R. et al. // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № B4. P. 7067–7087.
15. Larson R.L. // Geology. 1991. V. 19. № 6. P. 547–550.