

ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ЗАПАДНЫХ ПЛАТО И ХРЕБТОВ ТИХОГО ОКЕАНА

© 2009 г. Э. Д. Голубева

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, г. Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159
E-mail: gol_ed@mail.ru

Поступила в редакцию 16.10.2008 г.

На основании обобщения опубликованных данных и данных авторских коллекций по бурению и драгированию дна Тихого океана проведён сравнительный анализ характера магматизма плато и хребтов западной части дна океана. Подводные вулканические хребты приэкваториальной зоны океана, ассоциирующие с системами разломных зон (Магеллановы горы) или расположенные вдоль субмеридианальных глубинных разломов (Маршалловы, Гилберта и др.), образованные, по-видимому, вследствие субмеридианального сжатия Земли с полюсов, сложены породами, в основном сходными с дифференцированными сериями гавайского типа. Подводные плато LIP (Large Igneous Plateau), расположенные южнее экватора (Онтонг-Джава, Манихики), сформированы в результате обширного мелового магматизма, обусловленного зонами субширотного растяжения коры (рифтогенеза), и сложены базальтоидами, магматизм которых близок по составу к толеитам срединно-океанического хребта океана. Магматизм поднятий Шагского и Хесса, находящихся в зоне структур тектонического скупивания северной части океана, представлен базальтоидами различной щёлочности. Южнее этих поднятий простирается огромное субширотное “горячее поле” Маркус-Уэйк–Мид-Пацифик, особенностью магматизма которого является широкое развитие анкармит-трахибазальтовых комплексов.

Ключевые слова: Тихий океан, западная часть, плато LIP, хребты, типы и ассоциации пород, сжатие коры, зональность, эволюция.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение геологии и магматизма дна океана необходимо для реконструкции условий формирования тектонических структур океанического дна и выявления особенностей этапов их становления. Драгирование и глубоководное бурение ложа океана представляют ценную информацию о геологическом строении океанических структур и составе слагающих их пород. В результате проведённого в рамках Международного проекта “Мировой океан” исследования изучены особенности геологии и магматизма провинций океанического дна [11]. Настоящая работа, основанная на данных изучения коллекций кернов глубоководного бурения, драгирования и опубликованных данных, представляет собой анализ характера и особенностей магматизма подводных возвышенностей, островных хребтов и плато LIP западной части Тихого океана. Проанализированы факторы возможного влияния на характер процессов, связанных с глубинной энергетикой Земли. Изучение магматических пород ложа океана проводилось с использованием математических методов анализа, описанных в предыдущей публикации [7].

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

Согласно гипотезе литосферных плит, образующаяся в результате спрединга в срединно-океа-

нических хребтах океаническая кора состоит из плит, находящихся в постоянном движении по поверхности астеносферы. Погружение “излишков коры” под континент объясняется субдукцией. В сравнении с поздне меловым-плейстоценовым поясом спрединга океанического дна Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) центральный и западный блоки океана имеют более сложное строение и представлены океаническими поднятиями, хребтами и обширными подводными плато раннемелового–юрского возраста (рис. 1). Значительная роль магматических пород в океанической коре обусловлена повышенной эндогенной активностью дна океана. Согласно геофизическим данным, разные слои океана значительно различаются скоростями сейсмических волн: 1-й осадочный слой (1.7–2 км/с); 2-й базитовый (4.4–6 км/с) и 3-й глубинный, сложенный интрузивными основными и ультраосновными породами, (6.5–7.5 км/с) [17]. Обобщение этих данных, отражающих геологическое строение структур океанического ложа (табл. 1), показало существенные вариации мощности слоёв разных зон океанической литосферы относительно их средних значений по океану (обобщённой модели). В сравнении с более молодой, утонённой океанической корой восточной части Тихого океана его западный блок имеет существенно большую мощность коры и более сложное строение структур океанического дна. Методы сейсмо-томографии, позволяющие проследить особен-

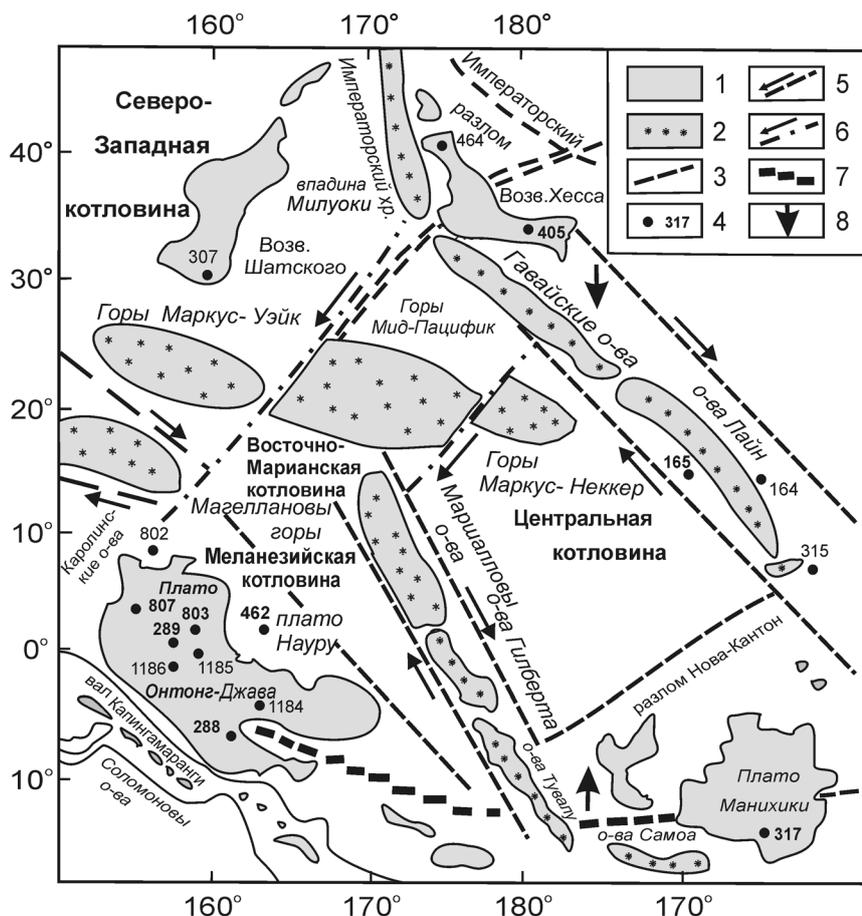


Рис. 1 Карта-схема западного и центрального блоков дна Тихого океана.

1 – сводовые поднятия подводных плато и возвышенностей; 2 – подводные острова и горы; 3 – глубинные разломы; 4 – скважины глубоководного бурения; 5 – границы зон потенциальных сдвигов; 6 – сдвиги, смещающие вулканические пояса; 7 – абиссальные возвышенности, интерпретируемые по батиметрическим данным [47]; 8 – направления сжатия литосферы с полюсов.

ности распространения сейсмических волн на глубине, показали меньшую плотность мантии под океаном в сравнении с континентом до глубины 400 км. Астеносфера в западной части океана расположена значительно выше, чем под континентами (от 50–80 до 250–400 км) [17].

СИСТЕМАТИКА ПОРОД И МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ОСТРОВОВ И ПЛАТО ТИХОГО ОКЕАНА

Представленный глобальной структурой срединно-океанического хребта (СОХ) восточный блок океана сложен магматическими сериями разных типов: D-тип (деплетированный) N-тип нормальный), T-тип (переходный) и P-тип (плюмовый) [7, 11]. Особенностью магматизма структур западной части океана в сравнении с восточной – является обогащенность состава толеитовых типов пород калием, титаном, фосфором и элементами-примесями. Кроме того, в западном блоке океана

присутствуют “обогащенные” породы типа KLAEP (аббревиатура отражает их обогащение калием, лёгкими акцессорными элементами и фосфором), близких по химизму континентальным базальтам. При этом в западных блоках широко проявлены дифференцированные серии пород гавайского типа, а также анкармитовая и трахибазальтовая ассоциации пород, слагающие горы Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик. Магматизм южных плато Онтонг-Джава и Манихики и поднятия Науру близки по составу базальтам СОХ и классифицируются как внутриплитные толеиты PIP (primitive intra plate).

ОСТРОВНЫЕ СИСТЕМЫ ГАВАЙСКО-ИМПЕРАТОРСКОГО ХРЕБТА И СИСТЕМЫ ЛАЙН

Протянувшиеся с северо-запада на юго-восток на расстояние около 6 тыс. км линейные цепи вулканических островов и подводных гор Гавайско-

Таблица 1. Основные параметры мощности слоёв структур океанического ложа Тихого океана по геофизическим данным

Слои	Обобщённая модель Тихого океана	Сейсмические модели коры основных структур океана					
		Восточная часть океана (ВТП)	Центральная флексура	Западная часть Тихого океана			
				Обобщённая модель	Поднятия Шатского, Хесса	Плато Онтонг-Джава, Манихики	Впадина Науру
Водный слой	5.0	4.3	4.8	4.5	4.2	2.4	5.1
Осадочный (1)	0.3	0.3	0.4	0.5	0.4	1.1	0.4
Переходный (2)	1.2	1.2	1.0	2.2	3.3	6.5	1.9
Океанический (3)	4.5	4.2	5.0	5.5	12.0	25.0	5.8
Общая мощность (до границы Мохо)	11.0	10.0	11.2	13.0	20.0	35.0	13.0

Примечание: Средние значения по структурам океана рассчитаны по данным Г.И. Семёновой [16]. Мощности слоев даны в километрах.

Императорского хребта состоят более чем из 100 щитовых вулканических построек и подводных возвышенностей. Формирование хребта происходило в течение 65 млн. лет – от границы мела и палеогена до настоящего времени. Вулканы Гавайско-Императорской цепи сложены на 95–99% титанистыми толеитовыми базальтами (т.н. гавайского типа) и только около 1–5% объема извержений составляют породы дифференцированной субщелочной (анкарамиты, гавайиты, муджиериты, бенморейты, трахиты) и щелочно-базальтовой (нефелиновые базальты и базаниты, нефелиниты) субсерий [21, 41].

Увеличение возраста вулканических построек в северо-западном (Гавайский хребет) и северном (Императорский хребет) направлениях послужило отправным моментом для обоснования модели формирования Гавайско-Императорской цепи в результате взаимодействия фиксированной “горячей точки” и движущейся над ней литосферной океанической плиты [42, 47]. Эта модель мантийных пюмов, принятая многими исследователями, а также имеющиеся данные по полосовым магнитным аномалиям являются главной опорой при построении плейттектонических реконструкций.

Расположенная в центральной части Тихого океана островная система Лайн представлена протягивающимися в несколько рядов параллельными эшелонированными цепочками островов, подводных возвышенностей и атоллов. Острова в южной части системы Лайн пересекаются в запад-северо-западном направлении поясом хребтов и трогов, именуемых изучающим его Дж. Натландом [43] секущим трендом Лайн (Cross Line). На основании суммирования данных [45] в развитии вулканизма хребтов Лайн выделяются следующие этапы формирования: 1) начальный (90–60 млн. лет) этап формирования главной меридиональной структуры, сложенной породами, сходными по составу с гавайскими дифференцированными сериями (гавайиты, муджиериты, трахиты и фонолиты); 2) средний (60–30 млн. лет)

этап образования хребта Кросс-Лайн, характерной чертой магматизма которого является совмещение натриевого и калиевого вулканизма, т.е. кроме пород гавайских серий в нём обнаружены калиевые нефелиниты [43]; 3) конечный (30–2 млн. лет) этап, представленный небольшими вулканическими проявлениями по всей провинции Лайн. Поскольку геохронологические данные показали более раннее начало формирования системы Лайн в сравнении с Императорским хребтом и отсутствие для них однозначной последовательности возрастов по отношению к гипотетической “горячей точке” [36] упомянутые выше плейттектонические реконструкции не обоснованы.

Как отмечено ранее, магматизм островов Лайн сходен с гавайским магматизмом [43]. По данным глубоководного бурения, в расположенной на западном склоне системы Лайн скв. 165А достигнуты меловые базальтовые потоки, состав которых близок толеитовым базальтам гавайского типа и гавайитам. На восточном склоне, в скв. 164, выделены породы, сходные по составу с толеитами СОХ Т-типа [26], а в расположенной южнее островов Лайн скв. 315А [29] – меловые базальтовые потоки, состав которых близок толеитовым базальтам гавайского типа и гавайитам. В общем, породы островных систем центральной субмеридиональной зоны океана характеризуются сходными комплексами и ассоциациями пород толеитовых и дифференцированных серий гавайского типа.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ СЕГМЕНТ ТИХОГО ОКЕАНА

В отличие от океанической коры поздне мелового-кайнозойского возраста, образованной в результате деятельности субмеридиональной оси спрединга северо-восточной зоны океана, северо-западный сегмент океана подстилается более древней раннемеловой-юрской корой, сформированной, по

Таблица 2. Химический состав базальтов поднятий и хребтов северо-западной и центральной частей Тихого океана

	1(2)	2(7)	3(15)	4(7)	5(2)	6(1)	7(5)	8(12)	9(6)	10(1)	11(1)
SiO ₂	48.51	48.83	47.82	47.89	46.17	44.16	47.41	45.28	46.85	37.82	45.38
TiO ₂	1.55	1.35	2.15	2.80	1.74	2.66	2.32	2.84	1.59	3.32	5.07
Al ₂ O ₃	14.83	18.95	16.82	17.69	15.88	14.96	14.87	17.22	16.93	10.63	13.71
Fe ₂ O ₃	5.18	4.32	8.13	9.63	6.38	10.92	4.94	8.97	5.69	14.69	10.14
FeO	5.03	1.36	1.38	1.93	6.81	3.12	5.35	2.77	4.66	3.20	5.58
MnO	0.15	0.15	0.18	0.14	0.27	0.19	0.17	0.14	0.13	0.21	0.19
MgO	5.55	1.98	3.35	3.41	7.86	6.82	7.72	3.77	6.30	9.43	4.37
CaO	11.05	9.19	6.56	8.17	4.32	9.46	5.75	8.35	8.99	10.04	9.54
Na ₂ O	2.71	3.68	2.75	3.06	3.24	2.27	3.01	3.31	2.96	1.32	2.75
K ₂ O	0.72	2.70	2.98	1.16	1.25	1.28	1.71	1.51	1.09	1.52	1.38
P ₂ O ₅	0.26	3.35	1.72	1.22	0.29	0.84	0.67	1.41	0.42	2.35	0.80
п.п.п.	1.06	5.95	3.22	0.29	4.82	3.80	5.98	6.24	4.34	5.47	1.24
Сумма	99.37	99.85	100.18	100.32	100.79	99.96	100.16	99.88	99.95	99.69	100.06
f	49.5	59.8	59.3	63.5	59.6	50.7	41.6	61.7	46.5	49.4	65.4
Rb	–	33	20	6	–	32	–	28	3	–	–
Sr	85	847	356	598	168	561	501	486	318	635	458
Ba	9	298	336	594	–	419	397	415	189	480	298
Zr	50	308	168	245	–	169	216	218	112	286	320
Ni	50	69	152	104	–	370	144	94	208	–	–
Cr	175	59	111	97	–	470	303	136	355	426	–
V	200	121	199	315	–	220	114	198	190	–	–

Примечание. 1–4 – поднятие Шатского: 1 – толеиты KLAEP, скв. 307 [29]; 2 – низкотитанистые субщелочные базальты KLAEP [9]; 3 – субщелочные базальты KLAEP; 4 – субщелочные базальты гавайского типа (3, 4 – по И.Н. Говорову и др. [12]); 5 – поднятие Хесса, субщелочные базальты KLAEP, скв. 464 [32]; 6–9 – Магеллановы горы, драгированные породы: 6 – толеит, 7, 8 – субщелочные базальты (оливиновые – 7, кварцнормативные – 8), 9 – базальт KLAEP (по И.Н. Говорову и др. [12]); 10, 11 – Маршалловы о-ва, драгированные породы: оливиновый ферротолит (10), субщелочной базальт (11) [25], Петрогенные элементы в мас. %, элементы-примеси в г/т, (–) данные отсутствуют, в скобках число анализов.

мнению В.Е. Хаина [18], в результате активности нескольких осей спрединга, имеющих различное простираие.

Северо-западная котловина, протянувшаяся на 4 тыс. км, сложена абиссальными плитами, внутри которых обнаружены выраженные в магнитных аномалиях участки палеоспрединга, расслаивания и деформаций коры. Высокоскоростная верхняя мантля прослеживается на глубину до 150 км [10]. Вулканические поднятия Шатского и Хесса, расположенные на востоке котловины, характеризуются утолщенной корой океанского типа. С юга котловины замыкается полосой подводных вулканических гор и гайотов Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, достигающих уровня океана в виде рифов и атоллов.

Поднятия Шатского и Хесса

Возраст поднятий, расположенных на глубинах до 4 км по разные стороны от Императорско-Гавайского хребта, оценивается в интервале 100–155 млн. лет. Чрезвычайно сходные в геолого-геофизическом отношении поднятия, характеризующиеся блоковым строением и мощностью коры более 25 км, осложнены рифтовыми грабенами.

Драгированные на поднятии Шатского породы представляют собой плотные фрагменты подушечных базальтовых лав, варьирующих по составу от ферротолитов COX T-типа, толеитов гавайского типа до базальтов типа KLAEP и субщелочных базальтоидов (табл. 2).

В порфировых толеитовых базальтах присутствует 15–20% зонального плагиоклаза и мелких фенокристов оливина. Основная масса толеитов микрофитовой или пойкилофитовой структуры содержит лейсты и микролиты плагиоклаза и пироксена (авгита), погруженные в мезостазис, насыщенное рудным веществом. Пиллоу-лавами оливинклинопироксеновых субщелочных стекловатых базальтов сложена наиболее глубинная часть разреза на северо-восточном полигоне драгирования возвышенности Шатского. В южной части возвышенности в основном драгированы породы дифференцированной серии гавайского типа. По данным бурения скв. 307 [28], в её разрезе происходит чередование разных типов пород – от калиевых юрско-меловых ферротолитов до более поздних трахибазальтов.

В основании восточного склона поднятия Хесса драгированы толеитовые, субщелочные и щелоч-

Таблица 3. Химический состав вулканических пород гор Мид-Пацифик и поднятия Маркус-Уэйк

	1(1)	2(1)	3(1)	4(3)	5 (1)	6(31)	7(13)	8(3)	9(18)
SiO ₂	41.39	42.39	47.33	50.88	43.32	42.40	41.57	38.46	43.88
TiO ₂	2.85	3.01	2.68	2.38	1.66	3.21	3.56	3.72	2.57
Al ₂ O ₃	12.42	15.81	18.32	16.55	7.72	11.73	14.94	11.21	15.18
Fe ₂ O ₃	7.88	6.70	6.96	5.34	4.26	8.76	9.53	7.42	8.81
FeO	3.73	5.13	2.83	3.19	7.97	4.43	4.24	6.85	3.70
MnO	0.13	0.20	0.19	0.18	0.20	0.19	0.20	0.23	0.21
MgO	9.15	4.84	3.14	3.07	21.05	9.22	6.00	11.20	5.86
CaO	14.27	11.26	6.49	6.54	8.83	12.78	11.39	11.84	8.85
Na ₂ O	3.11	2.93	4.32	4.12	1.63	1.66	1.93	2.53	3.17
K ₂ O	0.82	1.77	2.52	4.93	0.75	0.96	1.24	1.41	1.90
P ₂ O ₅	0.74	2.64	1.20	0.88	0.49	0.72	0.91	0.77	0.95
П.п.п.	3.35	3.08	3.56	1.82	2.30	3.75	4.16	4.14	3.91
Сумма	99.84	99.76	99.54	99.88	100.20	100.16	99.74	99.83	99.24
f	39.6	56.2	61.7	59.1	23.8	41.6	54.3	40.2	49.4

Примечание. 1–4 – горы Мид-Пацифик: 1 – анкарамит, 2 – оливиновый трахибазальт, 3 – трахибазальт, 4 – тристанит; 5–9 – горы Маркус-Уэйк: 5 – океанит, 6 – анкарамиты, 7 – ферроанкарамиты, 8 – анкаратриты; 9 – трахибазальты. 1, 2 – по [15]; 3, 4 – по [29]; 5–9 – по И.Н. Говорову и др. [12].

ные базальты KLAEP. На южном склоне выделены ассоциации пород, сходные с дифференцированными гавайскими сериями [11]. Субщелочные обогащенные базальты KLAEP также драгированы в скв. 464 [30] (табл. 2). Сходство ассоциаций магматических пород, слагающих поднятия Шатского и Хесса, а также однотипность характера переслаивания разных типов пород в скважинах бурения и на станциях драгирования свидетельствует о сходстве их генезиса.

Горы Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик

Эти подводные горы, протянувшиеся полосой в субширотном направлении на 4300 км при ширине 300–500 км, достигают уровня океана в виде гайотов и атоллов, диаметр которых в основании варьирует от 5 до 45 км. Геологическое изучение по материалам драгирования научно-исследовательских судов (НИС) показало, что магматизм гор существенно отличается от типичного для островных систем океана и характеризуется высокой основностью и мафичностью пород. Слагающие горы комплексы пород представлены анкарамитовой (океаниты, анкарамиты и ферроанкарамиты) и трахибазальтовой (анкаратриты, трахибазальты, тристаниты, фонолиты и щелочные трахиты) ассоциациями пород [5] (табл. 3). Характер дифференциации пород этих комплексов существенно отличается от гавайского толеит-гавайит-трахитового типа. Если для гавайского типа характерен быстрый рост железистости с повышением содержания кремнекислоты и суммы щелочей в породах, то для анкарамит-трахибазальтового типа свойственно

повышение железистости с уменьшением содержания кремнекислоты. Особенности магматизма комплексов гор Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик с учетом их практически одновременного образования на границе юры и мела (133 ± 16 млн. лет) позволили И.Н. Говорову предполагать возможность обусловленности формирования анкарамитовой магмы плавлением погребенных блоков древних расчлененных интрузий [11]. Не исключено также, что их генезис обусловлен формированием в результате плавления докембрийской погруженной континентальной коры платформенного типа [2].

Магеллановы горы

Расположенные в восточной части океана горы представляют собой дугообразную цепь подводных меловых вулканических построек и гайотов, протянувшихся на юго-запад на 1000 км при ширине около 200 км. Формирование гайотов Магеллановых гор, по-видимому, связано с активизацией тектонической и вулканической деятельности на рубеже юры и мела, выразившейся в тектонических подвижках вдоль линейных ослабленных зон и разрывных нарушений с последующим излиянием базальтов. По данным магнитной съемки, в этом блоке океана четко выделяются тектонические нарушения субмеридионального простирания [1]. Основной этап формирования вулкано-тектонических структур Магеллановых гор приходится на границу юры и мела. За 4–5 млн. лет в результате активизации магматизма развивались различные разрывные нарушения и образовывались вулкано-тектонические постройки высотой более 3.5 км.

Формирование вулканических построек Магеллановых гор, сосредоточенных вдоль разломов северо-восточного и северо-западного направлений, по мнению В.П. Уткина происходило в зонах пересечений сопряженных левых и правых сдвигов, вскрывавших магматические очаги [16]. Системы разломов и направленные сдвиги вдоль разломов, по мнению цитируемого автора, формировались в условиях меридионального сжатия океанической литосферы и предопределяли тектонические условия формирования островных систем океана и характер их магматизма.

По данным драгирования экспедициями судов объединения “Дальморгеология”, магматизм Магеллановых гор в основании гайотов представлен позднеюрско-меловыми толеитовыми и субщелочными базальтами [3]. В юго-западной части гор состав гайотов широко варьирует от анкарамитовых и оливиновых базальтов до гавайитов, муджиеритов и бенморейтов, а на северо-западе кроме пород гавайской дифференцированной серии драгированы обогащенные базальты KLAEP [11]. **Особенностью состава комплекса пород Магеллановых гор является существенное преобладание среди них разностей, подобных гавайской, анкарамит-субщелочно-базальтовой серии (табл. 2).**

В результате изучения четырех гайотов Магеллановых гор (Влиндер, Пако, Иоах и Ига-Маи-Таи) [39] обнаружена тенденция снижения возраста драгированных на их вершинах пород от 95.1 млн. лет (гайот Влиндер) до 87.1 млн. лет (гайот Иоах). По данным цитируемых авторов основания гайотов сложено базанитами, а выше драгированы разности от гавайитов до щелочных базальтов. На основании геохронологических данных ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) и геохимических особенностей пород авторы делают вывод о происхождении гайотов в результате существования меловой горячей точки Общества, расположенной в южной части океана. С другой стороны, снижение возраста гайотов могло быть обусловлено процессами постепенного раскрытия разломных зон, в результате которых на дне океана формировались гайоты.

ЭКВАТОРИАЛЬНЫЙ БАССЕЙН ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОКЕАНА

Центральная и Меланезийская обширные котловины глубиной до 5 км, расположенные в этой зоне океана, разделены цепочками островных систем Маршалловых, Гилберта и Тувалу. На юго-западе Меланезийской котловины простирается обширное плато Онтонг-Джава, к которому с севера примыкает впадина Науру. В южной части Центральной котловины находится плато Манихики.

Острова Маршала, Гилберта и Тувалу

Островные хребты, протянувшиеся между котловинами, представлены в основном цепочками

атоллов, образовавшихся на вулканах, сформированных на разломных зонах (рис. 1). В основании атоллов Маршалловых островов обнаружены крупные вулканы высотой до 4 км, диаметр которых в основании достигает 50 км. Геологическое изучение островов показало, что они сложены раннеэоценовыми базальтовыми вулканическими постройками, на разрушенных конусах которых драгированы эоцен-плейстоценовые карбонатные отложения. Расположенные южнее острова Гилберта и Тувалу, протягивающиеся соответственно на 950 и 800 км, подобно Маршалловым островам, представлены горами, достигающими уровня океана в виде гайотов и атоллов. Драгирование гайотов Маршалловых островов и южных хребтов островов Гилберта выявило сходство характера магматизма этих островов и магматизма гайотов Магеллановых гор [11]. На этих островах наблюдается широкое развитие высокотитанистых магнезиальных субщелочных дифференцированных базальтовых комплексов гавайского типа. Кроме того, в драгировках встречаются обогащенные субщелочные базальты KLAEP и отдельные фрагменты анкарамитов и трахибазальтов (табл. 2).

Плато Онтонг-Джава

Мощность океанической коры плато, покрытого толстым слоем осадков, превышает 35 км. Расстояние плато от поверхности океана на севере составляет 1.6 км, а на юге – 3.5 км.

Глубокие разломы, пересекающие плато вдоль и поперёк, возможно свидетельствуют о том, что оно образовалось в результате мощного потокового магматизма в результате раскрытия разломных зон. Под осадочным чехлом вскрыты толеитовые базальты с возрастом более 100 млн. лет. Возраст базальтов, достигнутых на глубине 51 м в скв. 802, расположенной севернее плато Онтонг-Джава, составляет 114.6 ± 3.2 млн. лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -метод) [19].

В скважинах бурения 289, 803D и 807, на глубинах от 1262 до 631 м, достигнуты базальты и туфы [33, 34]. Массивные потоки афировых пиллоу-лав и базальтов скважин, перемежающиеся с пачками осадочных пород, представлены толеитами и ферротолеитами [44]. Вкрапленники в базальтах подобны вкрапленникам базальтов COX (плагиоклаз, авгит и оливин). Состав пород скважин классифицируется как толеитовые и ферротолеитовые разности внутриплитных базальтов PIP, сходные по составу с базальтоидами ВТП (табл. 4).

Применение факторного анализа для расчета химизма пород скважин позволяет провести сравнительный анализ состава пород в скважинах. Направления векторов на диаграмме соответствуют максимальным значениям породообразующих элементов. Как видно из рис. 2, химизм пород в скважинах существенно различается, о чём свидетель-

ствует разделение изолированных областей состава базальтов скважин. Исключение составляют скв. 807С и 803D, для которых в соответствии с их расположением на диаграмме наблюдаются различия факторных значений в верхних и нижних горизонтах скважин. Так, состав пород скв. 807С верхнего комплекса отличается повышенным содержанием Fe, Mg и Ca, а нижнего комплекса – Si, Na и Ti. Базальты скв. 803D нижнего комплекса, в сравнении с верхним, отличаются повышенными концентрациями Ca, Al и K и пониженными – Na и Ti. Включенная в расчет выборка состава пород скв. 802, расположенная в левом верхнем секторе факторной диаграммы, пересекается с областью верхнего комплекса скв. 807С, что позволяет предполагать близость состава базальтов, слагающих северный блок плато Онтонг-Джава, и базальтов окружающей плато океанической плиты.

Впадина Науру

Геологическое изучение расположенной севернее плато Онтонг-Джава впадины проводилось в двух рейсах глубоководного бурения б/с “Челленджер”:

в 61-м (скв. 462) и продолжением бурения этой скважины 89-м (скв. 462А) [30–32]. Магматизм верхнего комплекса впадины Науру (562–728 м) представлен раннемеловыми вулканогенно-осадочными толщами толеит-базальтового состава, которые сменяются силлами долеритов, перемежающимися с пачками базальтовых пиллоу-лав среднего комплекса (743–1068 м). Для нижних комплексов (1072–1203 м) характерны потоки и экструзии базальтов и силлы долеритов [22].

Базальты Науру на разных горизонтах скважин 462 и 462А изменяются по составу. На факторной диаграмме (рис. 3) представлены значения главного фактора для состава пород разных типов по разрезу скважины: в верхнем блоке ферротолеритов – с повышенным содержанием титана; в среднем – магнито- и ферротолеритов – с пониженным содержанием титана и наибольшей вариацией состава и в нижнем блоке толеитов – с умеренным содержанием титана и довольно стабильным, близким к среднему составу, типом пород скважины. При этом для базальтов Науру, в общем сходных по составу с базальтами ВТП, характерны: а) пониженные содержания титана в ферробазальтах (табл. 4, гр. 8); б) при низком

Таблица 4. Химический состав базальтов плато западной части Тихого океана

	1(7)	2(13)	3(19)	4(14)	5(9)	6(4)	7(41)	8(33)	9(36)	10(75)
SiO ₂	49.17	49.12	49.96	49.92	50.41	51.16	50.52	48.93	49.11	50.17
TiO ₂	1.60	1.34	1.34	1.32	1.33	1.17	0.99	1.59	1.01	1.25
Al ₂ O ₃	14.42	15.38	15.24	14.24	15.06	14.44	15.09	14.33	14.37	13.90
Fe ₂ O ₃	4.43						4.41	4.07	1.78	4.08
FeO	7.43	11.24	9.89	11.64	9.52	11.38	6.10	7.96	9.02	8.82
MnO	0.17	0.17	0.18	0.21	0.21	–	0.27	0.22	0.21	0.22
MgO	7.11	5.27	6.48	7.16	7.85	7.82	8.95	7.04	8.20	6.73
CaO	10.64	12.66	12.30	12.05	11.92	11.94	11.35	10.41	11.75	11.37
Na ₂ O	2.23	1.95	2.01	2.24	2.32	1.97	2.05	2.32	2.01	2.46
K ₂ O	0.41	0.62	0.60	0.16	0.36	0.09	0.13	0.15	0.06	0.16
P ₂ O ₅	0.22	0.14	0.15	0.12	0.10	0.02	0.14	0.23	0.08	0.10
П.п.п.	2.06	2.33	2.37	0.46	0.37	–	0.30	2.83	1.55	1.22
Сумма	99.94	100.22	100.54	99.02	100.05	100.0	100.29	100.08	99.50	100.48
f	42.3	55.6	47.3	48.8	41.6	40.5	40.5	48.1	38.2	50.4
Rb	10	13.2	8.9	3.4	7.3	1.7	1.7	8.0	6.7	4.2
Sr	162	167	160	141	120	–	100	110	97	110
Ba	19	–	–	–	–	–	26	23	8,5	13
Zr	88	76	76	80	68	–	72	96	75	64
Ni	180	122	109	96	107	–	92	106	144	82
Cr	284	247	239	149	159	–	296	175	305	149
V	280	290	265	330	347	–	235	319	286	–
[La/Sm] _n								1.0	0.75–0.9	0.8

Примечание. 1–5 – плато Онтонг-Джава: 1 – скв. 289, ферротолериты PIP [28]; 2, 3 – скв. 803D [35]: ферротолериты KLAEP, верхний комплекс (2), нижний комплекс (3); 4, 5 – скв. 807С [38]: ферротолериты PIP, верхний комплекс (4), толеиты KLAEP, нижний комплекс (5); 6 – скв. 802 [20]; 7 – плато Манихики: скв. 317А толеиты ([30] и данные коллекции автора); 8–10 – впадина Науру, скв. 462А [31, 33]: ферротолериты PIP верхнего комплекса (8), магнотолериты PIP среднего комплекса (9), ферротолериты PIP нижнего комплекса (10); отсутствие данных по Fe₂O₃ означает, что железо приводится в виде FeO.

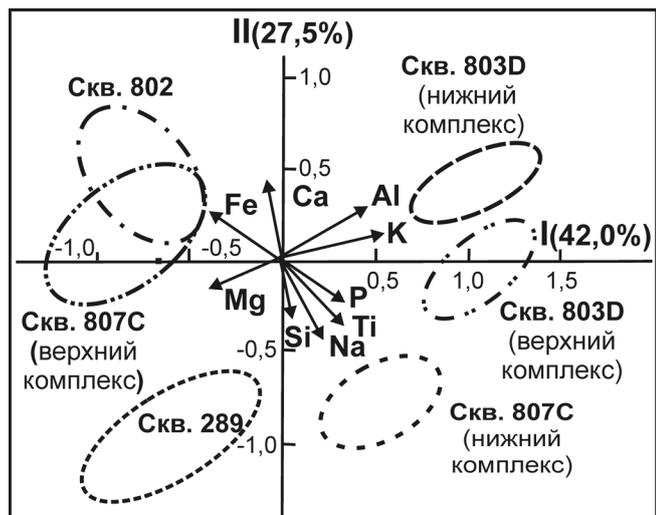


Рис. 2. Факторная диаграмма состава пород скважин глубоководного бурения плато Онтонг-Джава. Объяснения к рис. 2–4 см. в тексте.

уровне калия пониженные содержания стронция и бария (табл. 4, гр. 9); в) более высокие отношения $(La/Sm)_n$ (табл. 4, гр. 10). Эти особенности состава предопределяют выделение базальтов Науру в особый тип примитивных толеитов плит (PIP).

Плато Манихики

Расположенное в южной части Центральной котловины плато также отличается повышенной мощностью океанической коры (табл. 1). При толщине осадочного слоя около 1 км толщина второго и третьего слоёв плато достигает 25 км. Характеризующееся сложным рельефом плато состоит из разделенных разломами фрагментов (блоков) – Высокого, Западного и Северного [25]. Драгированные в разломах между Западным и Высоким блоками плато оливин-толеитовые базальты содержат фенокристы оливина (до 20%) и микрофенокристы шпинели; в стекловатой основной массе присутствует клинопироксен (пижонит), а в толеитах, кроме оливина и шпинели, – фенокристы плагиоклаза и пижонита. [20].

Использование результатов изучения кернов скважины глубоководного бурения 317А, полученных в процессе работы по проекту “Мировой океан”, позволило провести сравнительный анализ характера магматизма по скважине, пробуренной в южной части плато Манихики на глубину более 33 м. Толща базальтов состоит из 10 потоков, четыре из которых переслаиваются с тонкими пачками вулканокластических алевролитов [29]. Возраст базальтов основания составляет около 106 млн. лет. Потоки сложены сходными по составу толеитами, основная масса которых диабазовой или интерсертальной структуры, содержит лейсты плагиоклаза, скопления зёрен пироксена (авгита) и вкрапленники ильменита и магнетита. Верхние горизонты базальтов пористые; количество пор и миндалин с глубиной скважины уменьшается, что обусловлено малоглубинными или субаэральными условиями излияния лав и согласуется с предположением о погружении плато за последние 110–120 млн. лет на глубины 3.0–3.5 км [36].

Характер изменения состава пород скважины по разрезу (n = 41) отражается в вариации значений главного фактора (рис. 4). Пробы верхних горизонтов скважины (керны 31-1–31-3), расположенные в правой части графика, содержат более высокие концентрации титана, алюминия, щелочей и фосфора (соответственно положительным значениям элементов главного фактора: Ti_{80} , Al_{76} , Na_{63} , K_{78} , P_{76}). В нижних горизонтах (керны 32-3–32-4) область состава пород протягивается в центральной зоне вблизи среднего значения состава пород в скважине (табл. 4). Далее, для пород нижних горизонтов (керны 32-5–33-3) область факторных значений проб расположена в отрицательной части диаграмм-

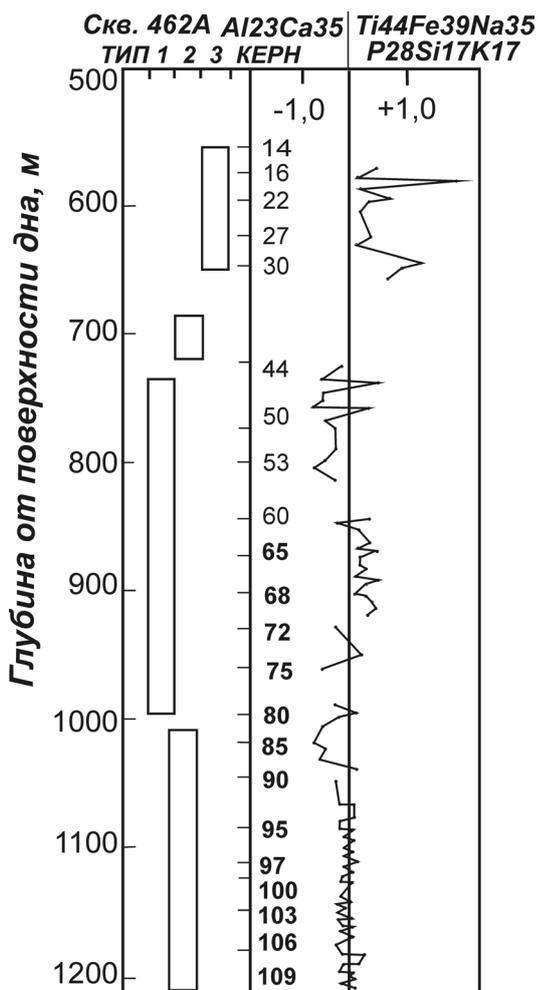


Рис. 3. Диаграмма значений главного фактора в разрезе скважины 462А (n = 144).

мы, что соответствует значениям, отражающим вариации Mg_{35} и Ca_{38} , т.е. базальты содержат более высокие суммарные концентрации этих элементов. И в горизонтах вблизи основания скважины (33-4 и ниже) состав пород снова варьирует от положительных значений главного фактора до средних величин.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА СТРУКТУР ТИХОГО ОКЕАНА

Вулканические породы западной части океана в сравнении с восточной существенно обогащены многими элементами-примесями: K, Rb, Ba, Sr, Ti, P и др. (табл. 2–4), что свидетельствует о том, что мантийные источники, в которых формировались расплавы, менее истощены этими элементами в сравнении с базальтами восточной части океана. По геофизическим данным внутриплитные расплавы поступают с существенно более глубоких горизонтов в сравнении с базальтами СОХ. **Общепринята** точка зрения, что внутриплитные магматические расплавы формируются в областях глубинного горячего субстрата, именуемых “горячими точками”. С другой стороны, образование вулканических цепочек вполне вероятно и при формировании вулканических построек на “острие” постепенно раскрывающегося глубинного разлома [17], что возможно происходит при “изгибе” океанической плиты от экватора к северным широтам. В этом смысле подобную модель формирования можно предполагать для Гавайских островов, возраст которых уменьшается к юго-востоку. Для расположенных с северо-запада и с юго-востока от Гавайев хребтов Императорского и Лайн подобная зависимость отсутствует.

Широко распространена точка зрения о существовании на юго-западе Тихого океана одного из крупнейших на Земле “суперплюмов” (122–90 млн. лет), в результате формирования которого образовалось плато Онтонг-Джава [35]. Сомнение в этом вызывает химизм пород плато. Учитывая, что все плато этой зоны океана имеют огромную для океанических структур площадь, толщину коры (до 40 км) и сходный с рифтогенным состав пород, образование подобных глобальных структур, по всей вероятности, происходит в результате длительно существующих обширных меловых “расколов” (рифтов). В результате были сформированы магматические камеры, из которых лава изливалась в виде площадных излияний, а Онтонг-Джава и Манихики 105 млн лет тому назад были единым плато. [23]. Подобие генезиса плато Онтонг-Джава, сформированного в сравнении с плато Манихики значительно большими объёмами лав (более $101 \cdot 10^6 \text{ км}^3$) [40] и впадины Науру указывают близкие значения изотопных отношений в этих структурах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7060\text{--}0.70374$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512769\text{--}0.512790$) [46].

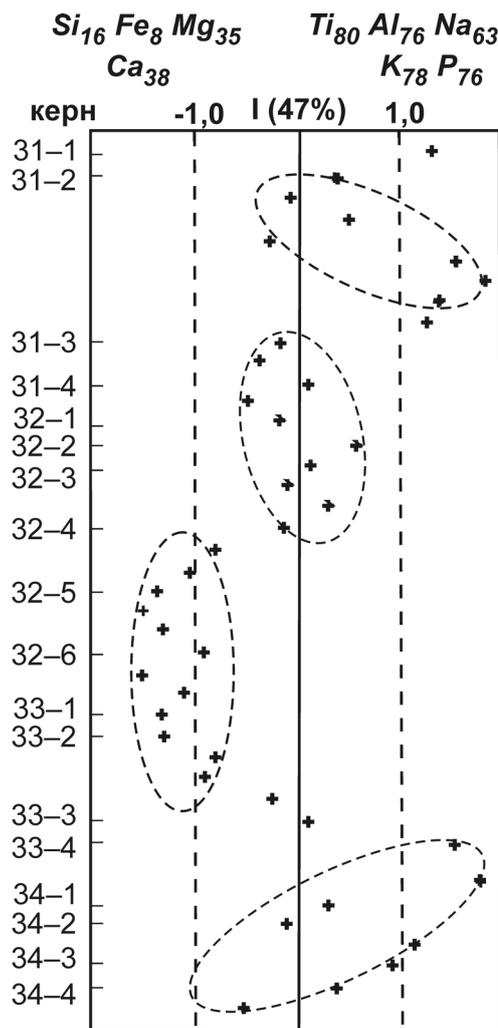


Рис. 4. Диаграмма значений главного фактора в разрезе скважины 317А (n = 41).

Субширотный рифтогенез, по мнению В. Тэйлора [46], прослеживается по многочисленным цепочкам абиссальных холмов, протянувшихся между плато Онтонг-Джава и Манихики (рис. 1). В соответствии с данными сейсмотомографии [38], на глубине более 300 км в радиусе 600 км под плато Онтонг-Джава обнаружены области замедленных скоростных аномалий, возраст которых составляет 120–100 млн. лет. Сложно представить подобные параметры “суперплюма”, для которого, по всей видимости, необходимо иметь более глубокие “корни”.

С другой стороны, изучение вариаций состава базальтов в скважинах бурения этих плато свидетельствует о чрезвычайном разнообразии химизма пород, что, по всей видимости, соответствует представлению о формировании каждой из них в “случайном режиме” образования разломных зон, местонахождение и глубина которых предопределяет состав расплава. При этом длительно существую-

щие магматические камеры “плюмов” в любом случае должны продуцировать дифференциаты, которые отсутствуют на плато.

Характерной особенностью магматизма западной части океана является широкое проявление специфических пород начального (инициального) магматизма, представленных толеитовыми и субщелочными “обогащёнными” базальтами KLAEP, близкими по составу континентальным базальтам [6]. Можно предполагать, что на состав пород океанических комплексов оказывали влияние особенности состава субстрата верхней мантии, вероятно содержащего фрагменты континентальной коры, что свидетельствует о возможности существования в океане процессов “океанизации”, т.е. развития океанических структур за счёт континентальных.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Наиболее древняя раннемеловая–юрская кора, подстилающая Северо-Западную котловину, отличается чрезвычайным разнообразием типов пород – от толеитов гавайского типа до базальтов типа KLAEP, которые слагают вулканические поднятия Шатского и Хесса. Огромное субширотное “горячее поле” субширотной системы гор Маркус-Уэйк-Мид-Пацифик представлены анкарамитовой и трахибазальтовой ассоциациями пород. Генезис этих глобальных субширотных горных систем, по всей вероятности, был обусловлен субширотным рифтогенезом и последующим плавлением погребённых блоков древних расслоённых интрузий (по И.Н. Говорову) или докембрийской погружённой континентальной коры платформенного типа (по Б.И. Васильеву).

2. Изучение и сравнительный анализ магматизма островных хребтов центральной и западной частей океана показали, что они приурочены к разломным зонам и сложены однотипными комплексами пород, сходными с гавайскими дифференцированными магматическими сериями, что свидетельствует об однотипности их формирования в результате глубинного разломообразования океанической коры (острова Лайн, Маршалловы о-ва и др.) Увеличение возраста формирующихся вулканов, по всей вероятности, может наблюдаться вследствие постепенного раскрытия разлома в океанической коре (Гавайские острова, острова Полинезии). В любом случае, формирование длительно существующих т.н. “горячих точек” или плюмов в океане обусловлено нарушением целостности коры при разломообразовании или, возможно, под действием глубинных вертикальных струй “плюмов”.

3. Плато юго-западной части Тихого океана Онтонг-Джава и Манихики, характеризующиеся огромной для океанических структур толщиной коры (до 40 км) и сходным с рифтогенным составом пород (PIP), сформированы в результате рифтогенеза, обусловленного появлением субширотных

расколов, образование которых весьма вероятно, если предположить реальность субмеридианального сжатия Земли [16].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли. СПб.: Недра, 2006. 162 с.
2. Васильев Б.И. Строение и состав фундамента Тихоокеанской мегавпадины. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2005. С. 34–71.
3. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
4. Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. 238 с.
5. Говоров И.Н., Говоров Г.И., Симаненко В.П., Мартынов Ю.А. Анкарамитовая ассоциация гор Маркус-Уэйк (Тихий океан) как показатель погребённых древних структур // Геотектоника. 1993. № 4. С. 87–96.
7. Голубева Э.Д. Геохимия и петрология толеитовых базальтов провинций Тихого океана // Автореф. дисс... докт. геол.-мин. наук. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2004. 70 с.
8. Голубева Э.Д. Зональность ассоциаций магматических пород восточных провинций Тихого океана // Литосфера. 2007. № 2. С. 45–58.
9. Кашинец Г.Л., Сузюмов А.Е. Базальты возвышенности Шатского // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258. № 4. С. 968–972.
10. Маракушев А.А. К проблеме генезиса серий горных пород // Вестн. МГУ. Геология. 1983. № 5. С. 3–19.
11. Меланхолина Е.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структуры северо-запада Тихого океана // Геотектоника. 1996. № 3. С. 67–81.
12. Петрологические провинции Тихого океана / И.Н. Говоров, Э.Д. Голубева, И.К. Пущин и др. М.: Наука, 1996. 444 с.
13. Пуцаровский Ю.М. Спрединг, разломы и магматизм в океанах. Магматизм и тектоника океана // М.: Наука, 1990. С. 4–10.
14. Пуцаровский Ю.М. Сейсмотография и структура мантии: тектонический ракурс // Докл. АН. 1996. Т. 351. № 6. С. 806–809.
15. Рудник Г.Б., Матвеев В.В. Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан) // Океанология. 1978. Т. 28. В. 3. С. 489–495.
16. Семёнова Г.И. Модели земной коры различных структур ложа Тихого океана // Тихоокеан. геол. 1985. № 4. С. 3–12.
17. Уткин В.П. Роль сдвигов океанической литосферы в формировании вулканических поясов Тихого океана // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 5. С. 650–655.
18. Фролова Т.И. Роль магматизма в образовании океанов // Соросовский образовательный журнал. № 8. 1996. С. 69–75.
19. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов // М.: Научный мир, 2001. 605 с.
20. Castillo P.R., Pringle M.S., Carlson R.W. East Mariana Basin tholeiites: Cretaceous intraplate basalts or rift basalts related to the Ontong Java plume? // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 123. P. 139–154.

21. *Clague D.A.* Petrology of basaltic and gabbroic rocks dredged from the Danger island troughs Manihiki plateau // *Init. Repts. DSDP.* 1976. V. 33. P. 891–912.
22. *Clague D.A., Dalrymple G.B.* The Hawaiian-Emperor volcanic chain geological evolution // *Volcanism in Hawaii.* U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1987. 1350. P. 5–54.
23. *Floyd P.A.* Petrology and geochemistry of oceanic intraplate sheet-flow basalts, Nauru basin // *Init. Repts. DSDP.* 1986. V. 89. P. 471–498.
24. *Gradstein F., Ogg J., Smith A.* A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press. 2004. 589 p.
25. *Hein J.R., Schwab W., Davis A.C.* Cobalt and platinum-rich ferromagnesian crusts and associated substrate rocks from the Marshall Islands // *Marine Geology.* 1988. V. 78. P. 255–283.
26. *Hussong D.M., Wipperfurth L.W., Kroenke L.M.* The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 6003–6010.
27. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1973. V. 17. 930 p.
28. *Ibid.* 1975. V. 30. 753 p.
29. *Ibid.* 1975. V. 32. 980 p.
30. *Ibid.* 1976. V. 33. 973 p.
31. *Ibid.* 1981. V. 61. 885 p.
32. *Ibid.* 1981. V. 62. 1120 p.
33. *Ibid.* 1986. V. 89. 678 p.
34. *Ibid.* 1990. V.129. 448 p.
35. *Ibid.* 1991. V.130. 1240c.
36. *Ito Garrett, Clift P.D.* Subsidence and growth of Pacific Cretaceous plateaus // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 161. P. 85–100.
37. *Jackson E.D., Schlanger S.O.* Regional synteses, Line islands chain, Tuamoty island chain, and Manihiki plateau, Central Pacific ocean // *Init. Repts. DSDP.* 1976. V. 33. P. 915–927.
38. *Kloenke L.W., Berger W.H., Janecek T.R.* et al. Ontong Java platea, leg 130: Synopsis of major drilling results // *Proc. ODP. Initial Repts.* 1991. V. 130. P. 497–537.
39. *Klosko E.R., Russo R.M., Okal E.A., Richardson W.P.* Evidence for a rheologically strong chemical mantle root beneath the Ontong-Java Plateau. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 186. № 3-4. P. 347–361.
40. *Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R., Pringle M.S.* The Magellan seamount trail: volcanism and absolute Pacific plate motion // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 163. P. 53–68.
41. *Larson R.L.* Latest pulse of Earth: Evidence for a Mid-Cretaceous superplume // *Geology.* 1991. V. 107. P. 437–447.
42. *Macdonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas // *J. Petrol.* 1964. V. 5. P. 82–113.
43. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motion // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972. V. 56. № 2. P. 203–213.
44. *Natland J.H.* Petrology of volcanic rocks dredged from seamounts in the Line islands // *Init. Repts. DSDP.* 1976. V. 33. P. 749–778.
45. *Sheth H.C.* Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fictions and fallacy // *Tectonophysics.* 1999. V. 311. № 1-4. P. 1–29.
46. Summary of radiometric ages from the Pacific: UNESCO. 1987. P. 20–67.
47. *Taylor B.* The single largest oceanic plateau: Ontong Java–Manihiki–Hikurangi // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 241. P. 372–380.
48. *Wilson J.T.* A possible origin of the Hawaiian Islands // *Canad. J. Phys.* 1963. V. 41. P. 711–717.

Рецензент В.Н. Пучков

Zonality and evolution of magmatism of the Pacific Western plateaus and ridges

E. D. Golubeva

Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of RAS

The comparative analysis of the Pacific Western plateaus and ridges magmatism after generalization of data both published and collected by author during drilling and dredging on the ocean floor is represented in this paper. The underwater volcanic ridges of the ocean subequatorial zone associated with fault systems (Magellan Mountains) or located along the submeridional deep faults (the Marshall and the Gilbert Mountains and so on) appear to have been occurred due to submeridional compression of the Earth from the side of poles. Rock composition of these ridges is generally similar to Hawaiian type differentiated rock series. Underwater Large Igneous Plateaus (LIP) to the south of equator (Ontong-Jawa, Manihiki) are the result of extensive Cretaceous magmatism due to sublatitude crust extension (riftogenesis). They are composed of basaltoids, close to tholeiites of middle-ocean ridge. Magmatism of the Shatsky and Hess highs related to tectonic crowding in the northern part of the ocean are represented by basaltoids of different alkalinity. Southward of those highs there is a vast sublatitude Marcus-Wake – Mid-Pacific “hot field” with widely developed ankaramite and trachybasalt complexes.

Key words: *Pacific Ocean, western part, plateaus LIP, ridges, rock types and associations, crust compression, zonality, evolution.*