

УДК [552.313(265)]+552.23

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНЫХ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ ТИХОГО ОКЕАНА

© 2011 г. Э. Д. Голубева

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

Поступила в редакцию 19.07.2010 г.

Расположенные на юго-востоке Тихого океана петрологические провинции Французской Полинезии (Туамоту, Таити и Тубуаи) и примыкающая к ним с севера Маркизская петрологическая провинция представляют особый интерес с точки зрения анализа геологических этапов становления и характера магматизма вулканических цепочек юго-восточных хребтов Тихого океана. Особенностью этой зоны является Южно-Тихоокеанская изотопная и термическая аномалия (ЮТИТА), выделенная в океане методами сейсмотомографии и свидетельствующая о глобальных разуплотнениях в нижней мантии. Изучение магматизма островных хребтов провинций Полинезии выявило преобладание слагающих полинезийские острова субщелочных и щелочных разновидностей пород. При этом, для вулканических хребтов провинций Полинезии, возраст которых часто не соответствует их формированию над “горячими точками”, характерен магматизм натриевого типа. Отличающаяся площадным расположением более молодых вулканов Маркизская провинция в отличие от полинезийских характеризуется совмещением натриевого и калиево-натриевого типов магматизма.

Ключевые слова: *Тихий океан, острова Французской Полинезии, Маркизские острова, разломные зоны, эволюция магматизма, зональность типов и ассоциаций пород.*

ВВЕДЕНИЕ

Существенный прогресс в изучении геологии океанов наметился в результате работ по глубоководному бурению. Исследования автора в рамках Международной программы “Мировой океан” основаны более чем на 600 кернах бурения б/с “Гломар Челленджер” и опубликованных данных бурения с применением математических методов анализа информации (факторный, кластерный, таксономический и др.) [1, 8].

Модель формирования островов Гавайско-Императорского хребта основана на идее существования подлитосферных плюмов “горячих точек”, над которыми при движении литосферных плит формировались цепочки вулканических островов. По данным сейсмотомографии глубина нахождения магматической камеры под кальдерой гавайского вулкана Килауэа составляет 4–15 км, а мантийная промежуточная камера расположена на глубине 24–37 км [5]. Таким образом, при условии стабильности местоположения источника магматизма (плюма) и движения литосферной плиты в северо-западном направлении со скоростью 9 см в год существует вероятность формирования подобного хребта. Изгиб островной цепочки на границе ~43 млн. лет, по всей вероятности, обусловлен изменением направления движения океанической плиты [36].

Острова Гавайско-Императорского хребта, характеризующиеся прямой зависимостью возраста вулканов от их расстояний до “горячей точки” о-ва Гавайи, сложены калиево-натриевыми титанистыми ассоциациями пород. В островной системе Лайн подобной зависимости не соблюдается, хотя характер магматизма островных хребтов Лайн и Гавайских островов имеет несомненное сходство состава пород дифференцированных серий. Подводные вулканические хребты западной зоны океана, ассоциирующие с системами разломных зон (Магеллановы горы) или сформированные вдоль глубинных разломов (Маршаловы, Гилберта и Тувалу), в основном сложены сходными по составу толеитовыми базальтами и дифференцированными сериями гавайского типа. При этом, магматизм южных подводных плато LIP (**L**arge **I**gneous **P**lateau), **О**нтонг-**Д**жава и **М**анихики, сформированных в результате субширотного мелового магматизма, по всей видимости, обусловлен рифтогенезом, поскольку представлен базальтоидами, состав которых близок составу толеитов срединно-океанического хребта (СОХ), что свидетельствует о менее глубинных условиях их выплавления, близких к условиям формирования базальтов СОХ.

Согласно данным сейсмотомографии [42], поднимающиеся из мантии вертикальные или наклонные столбы разуплотненного (разогретого) веще-

ства образуют конвективные потоки раскаленной лавы (плюмов), подпитывающих “горячие точки”. При подъеме к литосфере субвертикальные плюмы, характеризующиеся тонким подводящим каналом и существенно расширяющейся головной частью, образуют “горячие поля” – суперплюмы, которые, по всей вероятности, могут формировать простирающиеся на большие территории крупные магматические провинции (КМП) [3]. При этом формирование этих провинций, по-видимому, может быть обусловлено образованием “суперсвеллов” – (super-swells) или супервздутиями поверхности D’ над ядром [21]. Проявление “суперсвеллов” по данным сейсмоотографии свидетельствует о глобальных разуплотнениях в нижней мантии, зафиксированных замедленными аномалиями под южными блоками Тихого океана и Африки [34]. Выделенная в южной части океана Южно-Тихоокеанская изотопная и термическая аномалия (ЮТИТА) [39, 40], по данным сейсмоотографии, видимо также представляет собой Южно-Тихоокеанский “суперсвелл”. Островные вулканические хребты Полинезии, где современные вулканы соседствуют с подводными горами, возраст которых достигает 40–45 млн. лет [10], формируются на глубинных разломах, возникших в литосфере при ее движении над ЮТИТА.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСТРОВНЫХ ХРЕБТОВ ТИХОГО ОКЕАНА

Для островных цепочек вулканов Полинезии, подобно хребтам западного блока Тихого океана, представленным в основном щитовыми вулканическими постройками, также характерно северо-западное простираение. Как отмечено выше, в зоне Полинезии выделяется Южно-Тихоокеанская изотопная аномалия ЮТИТА, образованная в результате “воздымания” океанической литосферы [40]. Поскольку глубина “расколов” над ЮТИТА значительно меньше глубины субмеридиональных разломов, на которых формировались островные хребты западного блока океана [22], образование островных систем Полинезии происходило, видимо, в результате глобальных разуплотнений, фиксированных замедленными аномалиями в нижней мантии и обусловленных супервздутиями (“суперсвеллами”) [21].

Вулканические хребты ложа океана обычно формируются на линейных разломах океанического ложа [9]. Субмеридиональная направленность океанических разломов вероятно обусловила формирование подобных Гавайским островных вулканических систем океана. Образование юго-западных вулканических хребтов (Маршаловых, Гилберта и Тувалу) видимо также является следствием формирования субмеридиональных разломов. В юго-восточном блоке океана, согласно палеорекострукции [10], начало становления вулканов

происходило вблизи 20° ю. ш. Возрастные характеристики островных и подводных вулканов Полинезийских хребтов лишь в отдельных ограниченных сегментах островных систем соответствуют модели “горячих точек”, а современные вулканы соседствуют с вулканами, возраст которых достигает 40–45 млн. лет (рис. 1).

ОСОБЕННОСТИ МОРФОТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА ПОЛИНЕЗИЙСКИХ ПРОВИНЦИЙ И МАРКИЗСКИХ ОСТРОВОВ

Расположенное между Северо-Восточной и Южной котловинами Тихого океана Полинезийское сводовое поднятие представляет собой широкий и пологий отрог Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). Его протяженность в районе 13–40° с.ш. и 125–165° з.д. составляет более 4 тыс. км, а ширина превышает 2 тыс. км. Значительная асимметрия свода обусловлена более крутым и меньшим по размеру северо-восточным блоком в сравнении с юго-западным [2]. В зоне поднятия насчитывается множество островов, вулканические цепочки которых, также имеющие северо-западное простираение, расположены в пределах пяти валов: Северный и Южный валы архипелага Туамоту, валы островов Общества, Нижних Кука и Южных островов.

Провинция Туамоту расположена на одноименном поднятии, образованном Северным и Южным валами, северо-восточнее Полинезийского свода. Мощность расположенной между этими валами коры составляет 6.2 км при глубине океана 4.7 км. В пределах валов насчитывается около 80 островов – атоллов, покрытых коралловыми панцирями. Острова и подводные возвышенности архипелага Туамоту представлены щитовыми вулканическими постройками, основания которых сложены потоками платобазальтов. Вулканы Туамоту образовались в поздне меловую эпоху, после чего последовало погружение вулканов, прерывающееся в конце среднего эоцена и начале раннего олигоцена воздыманиями и формированием карбонатных, биогенных и турбидитных обломочных толщ [2].

Пробуренная в юго-западной части архипелага Туамоту, на глубине 2659 м глубоководная скв. 318 не достигла океанического фундамента. В юго-восточном блоке провинции по программе Комиссариата атомной энергии Франции были пробурены скважины в атолле Фангатауфа, глубина которых составляла около 10 км [27]. Вулканический фундамент атолла представлен переслаивающимися пачками пиллоу-лав, туфов и брекчий, пронизанных дайками базальтоидов. Основание атолла сложено толеитовыми базальтами (11.76–11.14 млн. лет) и более поздними, щелочными, вплоть до нефелиновых разностей, породами (9.97–10.29 млн. лет). Потоки пиллоу-лав толеитовых базальтов сформированы в подводных услови-

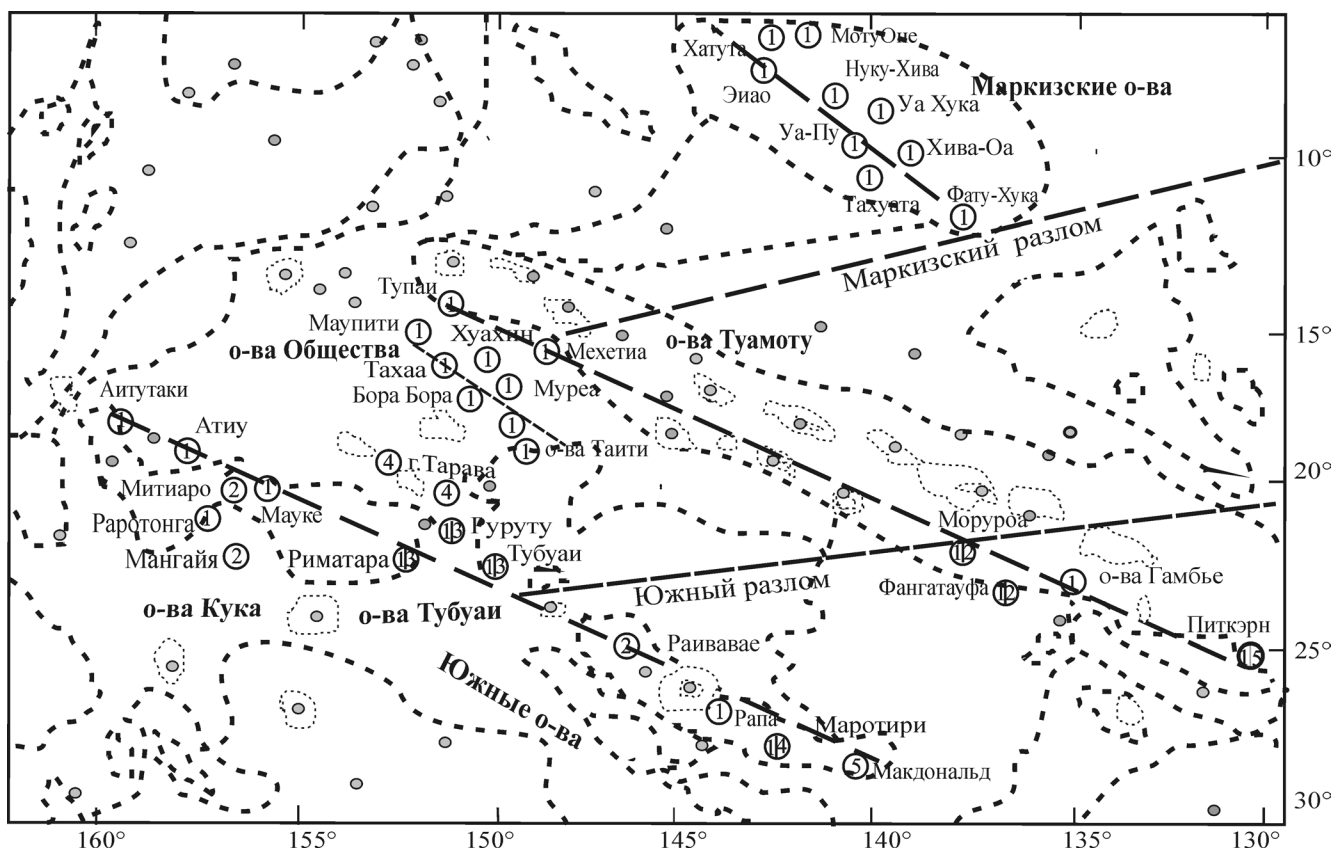


Рис. 1. Схема структур подводных гор и вулканов Французской Полинезии и Маркизских островов.

Цифры в кружках обозначают возраст: 1 – до 10 млн. лет, 2 – 11–20 млн. лет, 3 – 21–30 млн. лет, 4 – больше 31 млн. лет, 5 – действующие вулканы. Серые кружки – подводные возвышенности.

ях, а щелочные породы кристаллизовались в условиях субаэральных.

Атолл Моруроа, расположенный на двух вулканах, представляет собой подводное вулканическое плато. Здесь были пробурены скважины, из них две глубоководные, достигшие 415 и 438 м [15]. В основании этих скважин обнаружены андезиты гавайского типа с абсолютным возрастом 7 млн. лет [2]. Кора океанического основания атолла на глубине около 4 км, имеет возраст 35–55 млн. лет. Расположенный выше субаэральный вулканический комплекс атолла имеет меньший возраст (6.42–8.39 млн. лет). Сложен атолл субщелочными и щелочными базальтами и дифференцированными породами гавайского типа (гавайиты, муджиериты и трахиты).

Провинция Таити, именуемая соответственно названию одного из островов архипелага Общества, протягивающаяся с юго-востока, от о-ва Пихаа, до северо-западного о-ва Маупити, характеризуется пологой, выровненной поверхностью, над которой поднимается более десятка вулканических гор, окаймленных барьерными рифами. Геологически достаточно изучен и описан остров Таити, образованный двумя потухшими вулканами Таити-

Нуи на западе и Таити-Ики на востоке, соединенных узким перешейком Таравао [28]. Оба вулкана представляют собой щитовые вулканические постройки, сформированные лавовыми потоками субщелочных и щелочных базальтоидов и комплексом дифференцированных пород вплоть до трахитов и фонолитов. Выделяемый на острове особый тип щелочных пород, называемых таититами, в отличие от щелочных базальтов, характеризуется повышенными концентрациями кремнекислоты и глинозема и пониженными – магния, кальция и титана. Вблизи центров извержения вулканов рельеф вулканических построек острова осложняется глубокими вертикальными каньонами с отвесными стенами, обнажающими чрезвычайно разнообразные породы интрузивного комплекса, состав которых варьирует от высокомагнезиальных (ямаскит) до щелочных (монзонит и сиенит). Радиологический возраст нефелинового габбро составляет около 150 млн. лет. Эффузивный комплекс порода вулкана Таити-Нуи представлен преимущественно щелочными базанитами и анкарамитами.

О-ва Хуахин, расположенные в 170 км северо-восточнее о-ва Таити представлены двумя островами-вулканами, соединенными узким пе-

решейком. В кромке береговой линии основания вулканической постройки, сложенной потоками пиллоу-лав, наблюдаются гиалокластиты, что свидетельствует о воздымании вулканической постройки после ее образования. Впоследствии остров подвергался действию сил растяжения, в результате чего формировались каньоны и образовывались дайки, заполненные интрузивными породами. На юго-востоке архипелага Общества расположен небольшой о-в Мехетиа (диаметр 1.5 км, высота – около 430 м). Сложен остров щелочными оливиновыми вплоть до нефелиновых разностей базальтами. В северо-западной части Таитянской провинции описаны острова (Бора-Бора и Тахаа), сложенные толеитовыми и субщелочными базальтами [19, 20].

Провинция Тубуаи состоит из цепочек островов и гайотов, о-вов Кука, Тубуаи и Южных. Мощность земной коры в районе наиболее погруженного вала островов Кука составляет около 5.9 км при глубине океана более 5 км. О-ва Кука и Южные, протянувшись на 2.5 тыс. км, представлены островами и гайотами с окаймляющими подводными рифами. О-ва Кука сложены субщелочными и щелочными оливиновыми базальтами; о-в Аитутаки – базанитами и нефелинитами, а о-в Мангайя – толеитами и пикритами. Магматизм о-ва Тубуаи представлен дифференцированными сериями пород, щелочными оливиновыми базальтами, гавайитами и муджиеритами.

Щитовые вулканы архипелагов Южный и Тубуаи поднимаются с глубин более 4 км. Мощность океанической коры Южных о-вов составляет, около 6.7 км [26]. Магматизм о-вов Южного архипелага характеризуется субщелочными базальтоидами, подчиненным количеством толеитовых и щелочных базальтов и ассоциациями дифференцированных комплексов пород. О-в Раивавае сложен толеитовыми базальтами и гавайитами, а расположенный северо-восточнее о-в Руруту – толеитовыми, субщелочными и щелочными базальтами, образующими концентрические вулканические конусы один внутри другого. От гавайитов и муджиеритов до фонолитов варьирует состав пород дифференцированного комплекса о-ва Рапа, а породы о-ва Тубуаи представлены дифференцированными разностями от фонолитовых тефритов до фондитов. На о-ве Маротири выделены нефелиновые и щелочные оливиновые базальты. Южный о-в Макдональд, возраст пород которого варьирует от 41 млн. лет до современного, сложен пикротолитами, субщелочными и щелочными базальтами.

Маркизская провинция расположена северо-восточнее Французской Полинезии на одноименном поднятии, длиной более 500 км и шириной около 200 км, ограниченном с юга разломом. Провинция отличается площадным расположением на Маркизском поднятии и представлена группой вулканических островов архипелага, протянувшихся в северо-западном направлении. Высота вулканиче-

ских построек островных хребтов достигает 1265 м, а основания вулканов находятся на глубинах более 4 км [2]. Радиометрический возраст вулканических пород Маркизских о-вов, равномерно увеличивается с юго-востока на северо-запад от 1.3 до 8.8 млн. лет [24].

В результате изучения островов-вулканов Маркизского архипелага выделены циклы сформировавшегося их плиоценового вулканизма [11]. В начальный цикл изливались слабодифференцированные базальтовые лавы. Последующая дифференциация лав от базальтовых до трахитовых сопровождалась выбросами пирокластического материала и образованием кальдер. Позднее происходило внедрение даек интрузивов, состав которых варьировал от базальтового до трахитового. В соответствии с циклами вулканизма выделены стадии формирования островов архипелага: 1) образование щитовых вулканических построек, 2) их обрушение и формирование кальдер, 3) внедрение интрузий, даек и силлов [24].

Магматизм о-ва Уа-Пу представлен дифференцированными сериями пород, состав которых варьирует от толеитовых, субщелочных и щелочных базальтов до гавайитов, муджиеритов, трахитов или фонолитов. Калиевая направленность магматизма острова, по мнению описавших его авторов [18], была определена уже на ранних этапах эволюции. Свидетельством независимости процессов формирования натриевых и калиевых субсерий острова, по их представлениям, является независимость накопления в них крупноионных некогерентных элементов-примесей (Sr и Ba).

Расположенный в центральной части Маркизского архипелага один из южных островов Фату-Хуку сложен порфирированными лавами, состав которых варьирует от пикритов (океанитов) до бенморейтов [29, 30]. Находящийся южнее о-в Нуку-Хива состоит из двух концентрических гребней, соответствующих стенам кальдер двух вулканов, находящихся один внутри другого. Более древний наружный вулкан (3.93 млн. лет) сформирован субщелочными потоками лав в отличие от внутреннего (3.6 млн. лет), сложенного щелочными базальтами [33].

О-в Эиао Маркизского архипелага, представляющий собой верхнюю часть кальдеры погруженного вулкана, сложен лавовыми потоками и секущими дайками субафировых базальтов и гавайитов. Особенностью магматизма острова является преобладание оливиновых разностей пород, варьирующих от дунитов до пикритов (океанитов), и подчиненным количеством долеритов и трахитов. На о-ве Эиао также выделены пикротолиты, толеиты и субщелочные породы, для которых характерны сходные уровни некогерентных примесей, что позволяет предполагать существование сравнительно древнего субщелочного магматизма Маркизского архипелага [31].

Расположенный севернее Эиао о-в Хатуту сложен горизонтальными лавовыми потоками с вертикальными береговыми утесами. Пикритовые, толеитовые и субщелочные базальты о-ва Хатуту аналогичны по составу породам о-ва Эиао.

В северной части Маркизского архипелага между островами Уа-Пу и Хива-Оа драгирована находящаяся на глубине около 30 м подводная возвышенность Жана Гоге. Верхняя часть возвышенности длиной около 2 км сложена океанитами (пикротолеитами) и субщелочными базальтами. Особенностью магматизма этой возвышенности является проявление неизвестного на соседних островах щелочного и базанитового магматизма [16]. Драгированные на возвышенности базальты характеризуются низкой кремнекислотностью и варьируют по составу от пикротолеитовых и субщелочных до нефелиновых разностей. Кроме того, для пород этих островов характерны высокие содержания стронция в пикротолеитовых и субщелочных лавах, значительно превышающие их концентрации в дифференцированных лавах о-вов Уа-Пу и Нуку-Хива.

В общих чертах, породы, слагающие Маркизские о-ва, в основном представлены оливиновыми толеитовыми и субщелочными базальтами, в подчиненном количестве присутствуют дифференциаты натриевой и калиевой субсерий, состав которых варьирует от гавайитов и муджиеритов до трахитов и фонолитов [25, 31].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА ПОЛИНЕЗИЙСКИХ И МАРКИЗСКОЙ ПРОВИНЦИЙ

Анализ петрогеохимической информации о магматизме островных хребтов Полинезии свидетельствует о чрезвычайно разнообразии состава дифференцированных в разной степени магматических серий пород полинезийских островов. В отличие от сложенных в основном толеитовыми лавами Гавайских островов, магматизм Полинезии и Маркизских островов характеризуется значительно меньшими объемами толеитов, слагающих щитовые постройки островных вулканов и существенно более высокие уровни щелочности базальтов. В сравнении с породами архипелагов Полинезии, породы Маркизских островов в большей степени представлены толеитовыми и субщелочными базальтами и в меньшей степени – щелочными (табл. 1).

Проведенное методами факторного анализа сравнение химизма толеитовых базальтов провинций Полинезии и Маркизских островов, показало существенные различия состава базальтов. На факторной диаграмме (рис. 2) эллипсоидальные области состава островных толеитов, оконтуривающие совокупности фигуративных точек, различаются в большей степени по горизонтальному I-му фактору. Последний соответствует: с одной стороны содер-

жаниям в породах магния и кальция (оливина и пироксена), в противовес содержаниям щелочей и глинозема (плагиоклаза). Характерный для всех представленных на диаграмме островов тренд изменения направления I-го фактора фиксирует обогащение плагиоклазовой составляющей толеитовых базальтов островов Таити и Южных Кука, а оливинпироксеновой – островов Маркизских и Самоа.

Вариации вертикального II-го фактора соответствуют изменениям в толеитах содержания кремнекислоты в противовес концентрациям железа и титана, отражающих вариации фракционирования в толеитах железо-титанистых минералов. В области значений II-го фактора острова Южные-Кука, Лайн, Маркизские и Самоа существенно различаются между собой более высокими концентрациями железа и титана в толеитах островов Лайн и Самоа и пониженными содержаниями этих элементов в толеитах Южных Кука и Маркизских островов. Толеитовые и субщелочные разности базальтов в большей степени распространены на островах Маркизского архипелага, в сравнении с островными архипелагами Полинезии, на которых преобладают щелочные базальты и породы дифференцированных серий.

Анализ распределения содержания литофильных, редкоземельных элементов (РЗЭ) и титана в толеитах Полинезии и Гавайских островов позволяет сравнивать уровни содержания этих элементов в породах островных систем (рис. 3). На диаграмме, наблюдается близость уровней концентраций РЗЭ и титана в толеитовых лавах Полинезии и щелочных лавах Гавайев. Особенностью магматизма толеитов Маркизских островов является существенное превышение содержания титана

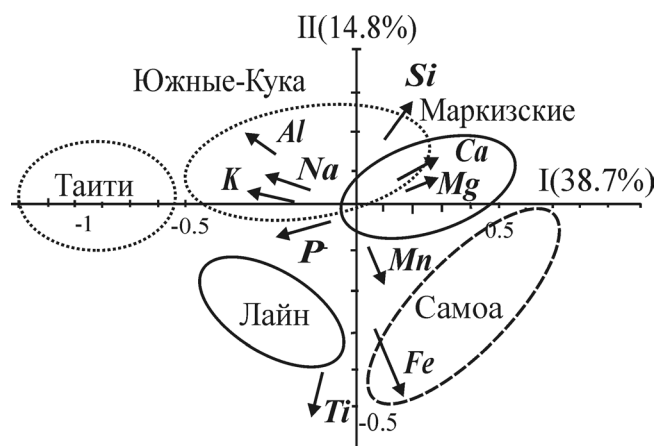


Рис. 2. Факторная диаграмма толеитовых и субщелочных базальтов Полинезийского свода и прилегающих структур.

Координаты центра (оксиды в %): SiO_2 – 46.32, TiO_2 – 2.94, Al_2O_3 – 14.03, FeO – 11.11, MnO – 0.18, MgO – 7.68, CaO – 9.09, Na_2O – 3.34, K_2O – 1.71, P_2O_5 – 0.60.

Таблица 1. Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов островов Французской Полинезии и Маркизских островов

	1(1)	2(1)	3(1)	4(1)	5(2)	6(2)	7(3)	8(1)	9(2)	10(6)	11(2)	12(2)	13(1)	14(6)
SiO ₂	44.46	42.50	47.00	43.96	46.97	44.05	47.43	42.72	43.71	46.16	46.53	41.80	44.75	47.65
TiO ₂	3.55	3.28	3.20	2.46	2.3	3.30	2.10	1.88	2.40	3.57	4.05	4.20	2.66	3.10
Al ₂ O ₃	11.77	9.80	12.21	9.63	14.5	12.01	11.0	7.08	10.05	13.42	13.40	12.04	10.70	13.38
Fe ₂ O ₃	15.44	14.30	12.34	12.90	0.16	0.16	0.14	13.48	13.53	13.06	13.27	15.18	13.54	12.52
MnO	0.17	0.17	0.15	0.19	11.88	12.84	12.53	0.18	0.19	0.18	0.16	0.19	0.18	0.18
MgO	9.73	15.72	10.48	11.73	6.38	12.63	13.24	19.27	12.79	7.75	5.98	8.46	14.63	7.47
CaO	13.36	10.37	9.15	14.45	11.59	9.74	8.71	12.16	12.40	10.75	11.24	11.05	7.85	10.87
Na ₂ O	1.56	2.81	2.21	1.95	2.69	2.24	2.36	0.65	1.79	2.85	2.75	2.30	1.88	2.51
K ₂ O	0.77	0.68	1.81	0.60	0.45	1.14	0.58	0.18	0.60	1.24	0.56	0.81	0.73	0.78
P ₂ O ₅	0.48	0.51	0.52	0.39	0.31	0.66	0.33	0.26	0.44	0.7	0.52	0.43	0.43	0.46
П.п.п.	2.3	0.80	1.69	1.76	2.19	1.24	0.88	2.12	1.49	0.39	0.92	2.42	2.30	0.89
Сумма	101.52	100.94	100.64	100.02	99.40	100.01	99.80	99.98	99.39	100.07	99.38	98.90	99.65	99.63
f	33.3	31.4	37.2	35.7	48.5	33.9	32.3	26.1	34.8	48.6	55.5	48.3	31.8	48.8
Rb	11	11	34	15	10	8	19	5	18	26	8.0	16	18	16
Sr	680	640	595	429	376	750	463	272	800	794	567	685	353	456
Ba	370	335	450	228	135	340	194	153	262	250	137	288	205	236
Zr	288	250	298	200	157	266	—	117	182	247	367	—	—	—
Ni	—	—	—	—	88	234	67	87	242	518	—	263	160	167
Cr	—	—	—	—	214	64	96	1281	773	290	—	788	630	400
V	—	—	—	—	255	210	296	262	263	320	—	382	248	317
[La/Sm] _n	2.28	2.13	2.9	2.91	2.22	2.85	2.51	2.99	3.30	1.74	1.29	—	—	1.85

Примечание: 1–9 – Французская Полинезия; 1–3 – о-ва Общества; 1 – о-в Таити, толеит Е-типа; 2 – о-в Мехетия, субщелочной базальт; 3 – о-в Тахаа, субщелочной базальт [19, 25, 28]; 4 – о-ва Кука; о-в Мангайя, толеит Е-типа; 5–9 – Южные о-ва; 5 – о-в Макдональд толеит Е-типа; 6 – о-в Рапа, толеит Е-типа; 7 – о-в Райваве, толеит Е-типа; 8–9 – о-в Тубуаи; 8 – пикротолеит, 9 – толеит Е-типа; [25, 29, 35]; 10–14 – Маркизские о-ва; 10 – о-в Фату-Хуку, субщелочной базальт; 11 – о-в Уа-Пу, толеит Т-типа; 12 – о-в Нуку-Хива, субщелочной базальт; 13 – о-в Эиао, пикротолеит; 14 – толеит Е-типа [17, 18, 25, 29, 32].

тана и РЗЭ (за исключением лантана) над уровнем их концентраций в гавайских щелочных базальтах. Область содержаний крупноионных элементов (K, Rb, Ba, Sr) полинезийских толеитов расположены на графике в промежутке между толеитовыми и щелочными базальтами Гавайских островов. При этом толеитовый комплекс базальтов островных архипелагов Полинезии, в сравнении с гавайскими, характеризуется более высокими содержаниями щелочных, крупноионных и редкоземельных элементов. Уровень концентрации легких РЗЭ определяется отношением нормированных к хондриту содержаний лантана к самарию $[La/Sm]_n$ (табл. 1). Поскольку в гавайских толеитовых лавах островов Кулау и вулкана Мауна-Лоа это отношение близко к единице (0.9–1.08), они классифицируются как толеитовые нормальные (N-тип) [38]. Для гавайского переходного NT (transitional) типа отношения $[La/Sm]_n$ увеличиваются до 1.35, а для обогащенного NE (enriched) – типа толеитов это отношение возрастает до 1.67; в субщелочных базальтах Гавайев оно равно 2.5–3.0. Высокие значения, превышающие эти отношения в гавайских субщелочных базальтах, наблюдаются в толеитах островов Полинезийского свода; особенно велики значения отношения $[La/Sm]_n$ в базальтах Южных островов Райваве и Тубуаи. Толеиты Маркизских островов характеризуются несколько более низкими значениями отношений лантана к самарию, сходными с NT гавайского типа.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МАГМАТИЗМА ОСТРОВНЫХ ХРЕБТОВ ТИХОГО ОКЕАНА

Изложенные данные свидетельствуют, что между толеитовыми комплексами Полинезии и Гавайских островов наблюдаются существенные различия. Так, если в Гавайской и Императорской провинциях преобладают собственно толеиты, то в Полинезийских – в значительно большей степени распространены субщелочные базальты. Широкое развитие в вулканах Маркизских островов суб-

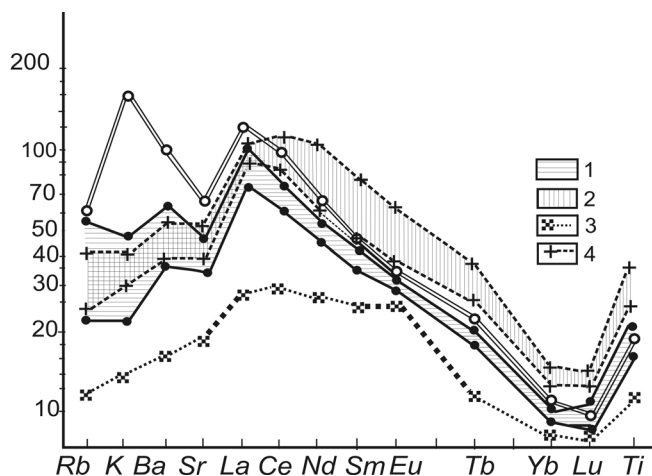


Рис. 3. Спайдердиаграмма распределения нормированных к хондриту содержаний литофильных, РЗЭ и титана в породах линейных островных хребтов Тихого океана.

1–2 – области распространения фигуративных точек толеитовых базальтов: 1 – Южных островов, 2 – Маркизских островов; 3–4 – линии содержаний элементов в гавайских лавах: 3 – толеиты, 4 – щелочные базальты.

щелочных лав свидетельствует в пользу существования сравнительно древнего субщелочного магматизма. С другой стороны, для магматизма Полинезийских и Маркизских островов характерны близкие возрастные характеристики пикритов, толеитовых и субщелочных базальтов островных вулканов [32].

Как отмечено выше, зависимость в породах островных систем океана содержаний суммы щелочей от кремнекислоты свидетельствует о значительном преобладании на островах Полинезии субщелочных и щелочных разностей пород в сравнении с толеитовыми (рис. 4). Особенно значительная степень концентрации щелочей характерна для толеитов Южных о-вов. Так, в сравнении с трендом эволюции гавайских толеитов (Т), параллельным линии разделения толеитовой и щелочной областей диаграммы, тренд эволюции толеитовых базальтов Южных островов (Т₁), пересекая линию разделения, проходит в субщелочную область. При этом тренд эволюции толеитовой серии Маркизских о-вов, совпадающий с трендом Т₁, далее продолжается субщелочным трендом Маркизских о-вов и о-вов Общества (S₂). Эволюционный тренд субщелочных и щелочных нефелиновых базальтов Южных о-вов (S₁), практически параллельный субщелочному гавайскому тренду (S), преломляется в точке, соответствующей составу гавайита.

Широкое развитие щелочных пород на Южных островах обусловило проявление нефелинового тренда эволюции (N). Калиевый эволюционный тренд Маркизских островов (K), соответствующий вариации состава пород щелочной ка-

лиевой серии, расположен в верхней части диаграммы, параллельно граничной линии, разделяющей базанитовую и щелочную области. С другой стороны, сохраняя общую тенденцию роста железистости пород с увеличением содержания в них кремнекислоты, полинезийские толеитовые и субщелочные базальты отличаются значительно меньшей степенью увеличения железистости в сравнении с породами Гавайев.

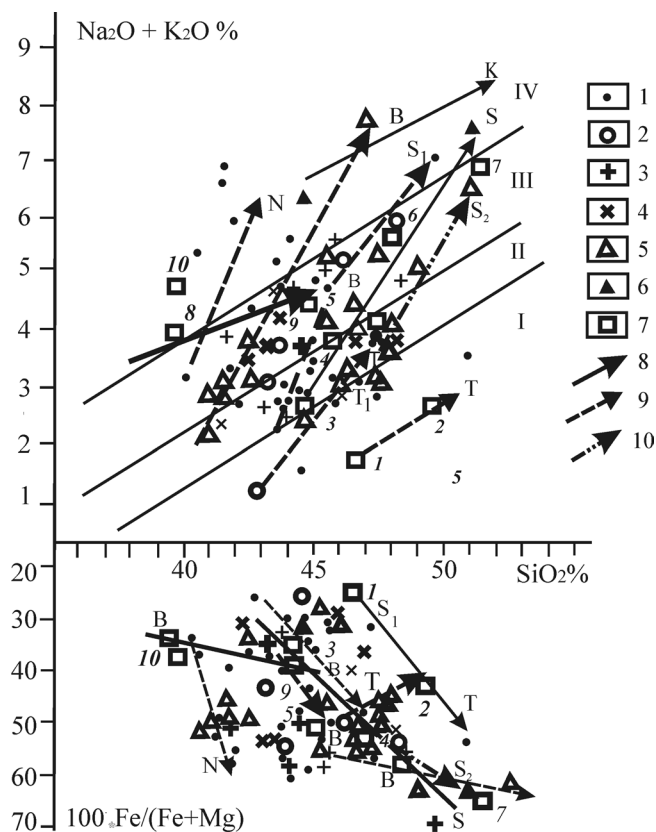


Рис. 4. Диаграмма зависимости SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)– $100\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ пород линейных островных хребтов Тихого океана

I–IV – поля главных петрохимических серий базальтоидов: I – толеитовой, II – субщелочной, III – щелочной, IV – базанитовой; 1–7 – фигуративные точки пород: 1 – Южных островов, 2 – островов Кука, 3 – о-ва Таити, 4 – островов Общества (за исключением Таити), 5, 6 – Маркизских островов: натриевых и калиево-натриевых (5), калиевых (6), 7 – средние составы главных типов пород Гавайских островов: 1 – океаниты, 2 – толеиты, 3 – анкармиты, 4 – субщелочные базальты, 5 – щелочные оливиновые базальты, 6 – гавайиты, 7 – муджириты, 8 – анкармиты, 9 – базаниты, 10 – нефелиниты; 8–10 – тренды эволюции петрохимических серий: 8 – Гавайских островов (Т – толеитовой, S – субщелочной, N – нефелиновой), 9 – островов Южных–Кука (Т₁ – толеитовой, S₁ – субщелочной, N – нефелиновой), 10 – Маркизских островов (S₂ – субщелочной, B – базанитовой, K – калиевой).

Наиболее близки по направленности к гавайским толеитовый (Т₁) и нефелинитовый (N) тренды Южных островов. Меньшая степень роста железистости (пологие тренды) характерна для базанитовой гавайской серии (В) и калиевой серии (К) Маркизских островов. Базальты Южных островов отличаются ростом железистости от толеитов к субщелочным базальтам и падением ее к гавайитам и щелочным разностям пород. Таким образом, при наблюдающихся общих тенденциях направленности трендов увеличения щелочности и железистости пород с ростом их кремнекислотности, полинезийские лавы отличаются значительно более высокими темпами накопления щелочей и значительно более низким увеличением их железистости, в сравнении с гавайскими лавами.

Как видно на диаграмме, при однотипности контуров трендов эволюции большинства полинезийских островов, они расположены на значительно более низком уровне железистости в сравнении с гавайскими. Близкие тренды эволюции характерны для дифференцированных серий пород островов Таити, Маркизского архипелага (Нуку-Хива, Фату-Хуку, Уа-Пу). Отличительной чертой магматизма Южного архипелага (о-в Рапа) является значительно более позднее накопление в дифференцированных разностях пород железа, что отражается в конфигурации тренда его эволюции, резко отличающегося от широко распространенного в Полинезии тренда пород о-ва Таити.

Возможные причины различия трендов дифференциации полинезийских лав выявляются при сравнении минералогических характеристик и порядка кристаллизации минеральных фаз в породах. Так, проведенное Р. Маури с соавторами [33] изучение магматизма о-вов Рапа и Нуку-Хива показало существенное различие условий кристаллизации пород. Движущей силой процесса дифференциации пород о-ва Рапа являлась кристаллизация и отсадка в породах оливина и пироксена на I-й стадии дифференциации, а магнетита и плагиоклаза — на II-й. На о-ве Нуку-Хива на I-й стадии происходила кристаллизация пироксена и магнетита, а на II-й — плагиоклаза, ассоциирующего с гидроксильными фазами амфибола. Увеличение фугитивности кислорода в магматическом резервуаре может быть следствием повышенного давления воды, в результате так называемого внешнего тампонирувания. Расположение вблизи поперечного разлома о-ва Нуку-Хива позволяет предполагать возможность проникновения воды в магматический резервуар уже на ранних стадиях дифференциации пород, что могло обусловить раннюю кристаллизацию магнетита и других окисных минералов.

По данным возраста и состава толеитов и субщелочных базальтов островных цепочек Полинезии, вдоль отдельных островных хребтов выявляется общая тенденция изменения их химизма. Так,

для вулканов Южной цепочки, от острова Руруту к действующему вулкану Макдональд, в базальтах прослеживается увеличение щелочности и уменьшение основности (рост содержания оксида кремния и уменьшение концентраций магния и железа). Подобные зависимости отмечены и для Маркизских о-вов. Так, с уменьшением возраста вулканических построек от о-ва Нуку-Хива к о-ву Фату-Хуку увеличиваются кремнекислотность и щелочность толеитовых базальтов и уменьшаются их основность и титанистость. Толеитовые базальты о-вов Кука, вне зависимости от возраста, характеризуются увеличением кремнекислотности пород и уменьшением их основности в северо-западном направлении, что, по-видимому, связано с уменьшением степени плавления субстрата, в зависимости от температуры и флюидного режима формирования разломной зоны к северо-западу.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ОСТРОВОВ ПОЛИНЕЗИИ И МАРКИЗСКИХ ОСТРОВОВ

Результаты обобщения возрастных данных пород островных архипелагов Южных—Кука (К-Аг-метод) [41], приведенные в табл. 2, разделены на три группы: (1) породы, соответствующие палеомагнитным аномалиям, образованным в результате спрединга океанической коры, (I—III циклы); (2) породы основного цикла, появившиеся в процессе перемещения над “плюмом или суперсвеллом”; (3) породы магматических очагов основного цикла, связанные с тектоно-магматической активацией (IV и V циклы). Скорости движения Полинезийской плиты, полученные на основании возрастных характеристик основного магматического цикла, совпадают с цифрами скоростей спрединга островов Южных—Кука и Общества (10 см в год) и Маркизских островов (10.7 см в год) [37]. Скорости рассчитаны на основании возрастных характеристик основного магматического цикла и расстояний между проекциями центров островов в направлении вектора движения плиты от современного вулкана Макдональд до о-ва Руруту (12.7 млн. лет).

Островные хребты Полинезии и Маркизских о-вов, видимо, образовались в результате начавшегося в миоцене и продолжающегося до настоящего времени “линейного” вулканизма, что ранее послужило основанием выделить в этой зоне магматизма четыре активные “горячие точки” [37]. В результате изучения рельефа Южных о-вов, цепочка островных вулканов была разделена на три отрезка с различной геодинамикой [35]. Эрозионное расчленение вулканического рельефа и погружение вулканических построек было установлено на участках от о-ва Макдональд до о-ва Раивавае. В центральном сегменте Южных о-вов от о-ва Тубуаи до о-ва Атиу и в северо-западном сегменте также зафиксированы по-

Таблица 2. Возрастные данные (млн лет) пород островов Южных – Кука

Острова	Расчетный возраст	Основной цикл	Спреди́нг			Активизация	
			I цикл	II цикл	III цикл	IV цикл	V цикл
Макдональд	0	0					
Рапа	4.2	5.2 – 5.0					
Райвавае	9.0	7.57 – 5.5			14.1		3.3
Тубуаи	10.7	10.8 – 8.4	24.9	16.5			
Руруту	12.7	12.2 – 11.0				4.78	
Риматара							
Мангайя			21.9	19.6 – 16.6	13.7 – 13.5	6.30 – 4.64	
Мауке							
Митиаро			28.6; 21.6		14.4 – 12.3	8.58 – 5.35	
Атиу							3.64 – 1.10
Раротонга							1.93 – 0.63
Аитутаки						8.43 – 6.57	

гружения. В конечном итоге, в [35] было сделано заключение, что, кроме формирования вулканов Южного хребта, имела место вулcano-тектоническая активизация, связанная, с “изгибом океанической литосферы”. Учитывая существование в зоне Полинезии аномалии ЮТИТА, подобные обобщения приведены в работе [10], в которой авторы предполагают формирование вулканических структур Полинезии на глубинных разломах, возникающих в литосфере в результате искривления геоида при движении океанической плиты над ЮТИТА.

В ранних публикациях объяснение формирования архипелагов Французской Полинезии было основано на модели движения жесткой океанической плиты над мантийными плюмами (“горячими точками”, “прожигающими” плиту), что, по всей видимости, явилось причиной начала вулканизма островов, формирующего островные хребты [23, 24]. Далее в печати появились предположения, что кроме спрединга, наращивающего океаническую кору, происходит интенсивная переработка континентальной коры в океаническую [7]. С другой стороны, развитый в настоящее время процесс океанообразования может быть с конца мезозоя (100–120 млн. лет) обусловлен изменением радиуса Земли [6]. При этом, согласно одной из упомянутых моделей [12], главную роль в формировании Полинезийского поднятия играли разноранговые сдвиговые дислокации, сформированные в условиях сжатия океанической литосферы, обусловленные пульсацией Земли и образованием субмеридиональных разломов. В этих условиях под полинезийским сводом продолжает развиваться декомпрессия, которая обусловила магматическую активизацию астеносферы с формированием Южно-Тихоокеанской изотопной и термической аномалии (ЮТИТА), существующей около 120 млн. лет [40].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные результаты изучения магматизма и геодинамики провинций Французской Полине-

зии и Маркизских о-вов свидетельствуют, что, несмотря на общее сходство полинезийского и гавайского вулканизма, формирующихся в условиях движения океанических плит над “горячими точками”, между магматическими комплексами этих провинций наблюдаются существенные различия. Так, если Гавайско-Императорский хребты в основном сложены толеитовыми комплексами пород, то для полинезийских и Маркизской провинций характерны незначительные объемы толеитов на фоне субщелочного базальтового магматизма и широкого развития дифференцированных комплексов пород. Отличие исходных магм полинезийских провинций от гавайских свидетельствует о том, что, если для Гавайско-Императорского хребта предполагается модель селективного плавления первичного ильменит-гранат-перидотитового субстрата, то формирование толеит-субщелочно-базальтовой исходной магмы полинезийских архипелагов обусловлено либо пониженной степенью плавления первичного субстрата, либо плавлением подобного субстрата, претерпевшего стадию метасоматического преобразования.

Результаты изучения океанического магматизма подтверждают предположение о зависимости состава исходных магм от состава плавящегося субстрата и позволяют наметить механизмы, управляющие поведением титана и щелочей в процессах мантийного метасоматоза и дифференциации расплавов. Наиболее важную роль здесь играют четыре фактора: (1) химизм магмогенерирующих глубинных флюидов, (2) свойства соединений титана, в форме которых осуществляется его геохимическая миграция, (3) порядок кристаллизации из расплавов минералов, (4) физико-механические условия становления магматических очагов и магмоподводящих каналов. Сопоставление зависимости изменения состава пород и содержания в них крупноионных примесных элементов свидетельствует о том, что для полинезийских островов (Таити, Уа-Пу, Фату-Хуку, Нуку-Хива и др.) на первых этапах характерна кристал-

лизация в условиях снижения концентрации железа и увеличения щелочей, что позволяет предполагать отсадку магнетита, реализующуюся при высоком окислительном потенциале кристаллизации и повышенной проницаемости океанического фундамента региона.

Согласно экспериментальным исследованиям, состав флюида, особенно соотношение в нем воды и углекислоты, в значительной степени определяет состав сосуществующих с ним магматических жидкостей. Так, Б.Майсеном и А. Беттчером [4] показано, что оливин-клинопироксен-нормативные расплавы образуются при плавлении перидотита при температуре 1150°C и давлении 15–10 кбар (флюидная фаза составляла около 0.4 объема). Состав расплавов изменялся до нефелин-оливин-нормативного при уменьшении доли воды до 0.2 объема и увеличении доли углекислоты до 0.8 объема флюида. При этом, согласно экспериментам [14], наиболее устойчивой формой переноса титана в щелочных флюидах и расплавах являются комплексные титан-карбонатные анионы со щелочами (такие, как щелочнобазальтовые магмы о-вов Общества и Маркизских). В то же время, щелочнобазальтовые (о-ва Гавайские, Южные, Кука и Таити) магмы с умеренно высокими содержаниями титана образовывались, скорее всего, при участии флюидной фазы смешанного углекислородного состава, который обеспечивал свободную миграцию титана вместе со щелочами.

Находки в гавайских лавах ксенолитов гранатовых перидотитов и пироксенитов послужили основанием для предположения связи происхождения титанистых толеитов с плавлением именно этого слоя верхней мантии, поскольку для него характерно повышенное содержание ильменита. Подобное происхождение имеют, вероятно, и толеиты о-вов Французской Полинезии. Дифференцированная субщелочная гавайит-трахитовая субсерия полинезийских островов, как и на Гавайях, по мнению ученых [13], связана, с плавлением глубинных эклогитовых диапиров, возбуждавших своим теплом и флюидами процессы плавления и метасоматоза в ильменит-гранат-перидотитовом слое верхней мантии. Такое предположение представляется оправданным в случае Маркизских островов, где калиево-натриевая и калиевая субсерии базальтов, видимо, связаны с внедрением диапиров натриевых и калиевых эклогитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Говоров И.Н., Голубева Э.Д.* Щелочные и субщелочные базальты Тихого океана. // Тихоокеанская геология. 1998. № 1. С. 36–62.
2. *Головинский В.И.* Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 199 с.
3. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 193с.
4. *Майсен Б., Беттчер А.* Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.
5. *Меланхолина Е.Н.* Соотношение поверхностной и глубинной структуры северо-запада Тихого океана // Геотектоника. 1996. № 3. С. 67–81.
6. *Милановский Е.Е.* Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
7. *Перчук Л.Л.* Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. В.14. М.: Наука, 1987. С. 39–64.
8. *Петрологические провинции Тихого океана/И.Н.Говоров, Э.Д. Голубева, И.К. Пушин и др.* М.: Наука, 1996. 444 с.
9. *Пушаровский Ю.М.* Некоторые современные проблемы тектоники Земли // Геотектоника. 2004. № 5. С. 3–9.
10. *Седов А.П., Матвеевков В.В., Волокитина Л.П. и др.* Качественная модель формирования цепей подводных гор. // Вестник КРАУНЦ Сер. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 24–44.
11. *Удинцев Г.Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
12. *Уткин В.П.* Роль сдвигов океанической литосферы в формировании вулканических поясов Тихого океана // Докл. АН. 2006. Т. 408, № 5. С. 650–655.
13. *Щеглов А.Д., Говоров И.Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 325 с.
14. *Эволюция изверженных пород / Под ред. Х. Йодера.* М.: Мир, 1983. 522 с.
15. *Bardintzeff J.M., Demange J. Gackon A.* Petrology of the volcanic bedrock of Mururoa Atoll (Tuamotu Archipelago, French Polynesia) // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1986. V. 28, № 1-2. P. 55–83.
16. *Barszczus H.G., Liotard J. M.* Petrologie: Etude petrographique et geochemique et roches draguees dans l'Archipel des Marqueses, Polynesie Fracaise (Ocean Pacific Sud): Existence d'un volcanisme basanitique dans le Nord de cet Azchipel // C.R. Acad. Sci. Paris. 1984. T. 299. Ser. 2, № 2. P. 61–64.
17. *Barszczus H.G., Liotard J. M.* Geochimie-Contribution a la connaissance petrographique et geochemique de l'ile de Raivave (Polynesie Francaise, Ocean Pacifique Sud)// C.R. Acad. Sci. Paris. 1985. T. 301. Ser. 2, № 20. P. 1409–1412.
18. *Bishop A.C., Wooley A.R., Din V.K.* A Basalt-Trachyte-Phonolite Series from Ua-Pu, Marquesas Islands, Pacific Ocean // Contr. Mineral. Petrol. 1973. V. 39. P. 309–326.
19. *Brousse R.* Le volcan sous-marin active "Moua Pihaa" a l'extremite (Polynesie Francaise) // C. R. Acad. Sci. 1984. T. 299. Ser. 2, № 14. P. 995–998.
20. *Brousse R., Macherey C., Berger E., Butault G.* Volcanologie. L'ile de Huahine: trois volcans successifs (Archipel de la Societe, Polynesie) // C. r. Acad. Sci. Paris. 1983. T. 296. Ser. 2. P. 1559–1562.
21. *Burke K., Steinberger B., Torsvik T.N., Smethurst M. A.* Plume generations zones at the margins of Large Low Shear Velocity Province on the core-mantle boundary // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 265, № 1-2. P. 49–60.
22. *Calmant S., Cazenave A.* Anomalous elastic thickness of the oceanic lithosphere in the south-central Pacific // Nature. 1987. V. 328, № 6127. P. 236–238.
23. *Duncan R.A., McDougall I.* Linear volcanism in French Polynesian // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1976. V. 1. P. 197–227.

24. *Duncan R.A., McDougall I.* Migration of volcanism with file in the Marquesas islands, French Polynesia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1974. V. 21. P. 414–420.
25. *Dupuy C., Barszczus H.G., Dostal J. et al.* Subducted and recycled lithosphere at the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific // *Chem. Geology.* 1989. V. 77, № 1. P. 1–18.
26. *Fujimoto H.* Processing of gravity data at sea and their geophysical interpretation in the region of the Western Pacific // *Bull. Ocean research institute University of Tokyo.* 1976. № 8. P. 1–81.
27. *Guillon H., Guille G., Brousse R., Bardintzeff J.M.* Evolution de basaltes alcalins dans le substratum volcanique de Fangataufa (Polynesie Francaise) // *Bull. Soc. Geol. France.* 1990. V. 8, № 3. P. 537–549.
28. *Leotot C., Brousse R.* Volcanologie. – Entre les deux ills de Tahiti, la region de Taravao est un volcan autonome a deux caldeiras ouvertes au Sud-Ouest (Archipel de la Societe Polynesie Francaise) // *C. R. Acad. Sc. Paris.* 1987. T. 304. Ser. 2, № 2. P. 99–102.
29. *Liotard J.M., Barszczus H.G.* Petrologie. – Contribution a la connaissance petrographique et geochemique de l'ile Fatu Huku, Archipel des Marquises, Polynesie Francaise (Ocean Pacifique centre-sud) // *C. R. Acad. Sc. Paris.* 1983. T. 297. Ser. 2. P. 509–512.
30. *Liotard J.M., Barszczus H.G.* Petrologie. – Contribution a la connaissance petrographique et geochemique de l'ile de Hatutu, Archipel des Marguises, Polynesie Francaise (Ocean Pacifique Centre-Sud) // *C. R. Acad. Sc. Paris.* 1983. T. 297. Ser. 2. P. 725–728.
31. *Liotard J.M., Barszczus H.G.* Petrologie. Contribution a la connaissance petrographique et geochemique de l'ile d'Eiao, Archipel des Marquises, Polynesie Francaise (Ocean Pacifique Centre-Sud) // *C. R. Acad. Sc. Paris.* 1984. T. 298. Ser. 2. P. 347–350.
32. *Liotard J.M., Barszczus H.G., Dupuy C., Destal J.* Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas Archipelago, French Polynesia // *Contrib. Mineral. Petrology.* 1986. V. 92. P. 260–268.
33. *Mauray R.C., Andriambolona R., Dupuy C.* Evolution comparee de deux series alcalines du Pacifique Central: Role de la fugacite oxygene et de la pression d'eau // *Bull. volcanol.* 1978. V. 41, № 1/2. P. 97–118.
34. *McNutt M.K., Judge A.V.* The Superwell and mantle dynamics beneath the South Pacific // *Science.* 1990. V. 248, № 4958. P. 969–975.
35. *Morhange C.* Mise en evidence d'une deformation de la lithosphere a partir de l'etude quantitative de l'evolution geomorphologique des iles Australes et Cook du sud en Polynesie // *Rev. geomorphol. dyn.* 1990. V. 39? № 1. P. 1–13.
36. *Norton I.O.* Global hotspot reference frames and Plate motion // *The history and dynamics of global motions. AGU Geophys. Monograph.* 2000. № 121. P. 339–357.
37. *Plate tectonic map of the Circum-Pacific region. Circum-Pacific council for energy and mineral resources. Tulsa. Oklahoma. USA.* 1981. 1984.
38. *Shilling J.G.* Rare-element variation across 'normal segments' of Reykianess ridge, 60–53°N, Mid-Atlantic ridge, 29°S, and East Pacific Rise, 2–19°S, and evidence on the composition of the underlying low velocity layer // *J. Geophys. Res.* 1975. V. 80, № 11. P. 1459–1473.
39. *Smith A.D.* A plate model for Jurassic to Recent intraplate volcanism in the Pacific Ocean Basin // *Plates, plums and planetary processes / Eds. G.R. Foulger, D.M. Jurdy. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 430. 2007. P. 471–497.
40. *Smith W.H.F., Staudigel H., Watts A.B., Pringle M.S.* The Magellan Seamounts: Early Cretaceous record of the South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94, № B8. P. 10501–10523.
41. *Summary of radiometric ages from the Pacific. Intergovernment oceanographic commission technical series Unesco.* 1987. P. 20–67.
42. *Zhao D.* Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs into deep Earth dynamics // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 2004. V. 146. P. 3–34.

Рецензент Г.Б. Ферштатер

Features of magmatism evolution of southeast petrological provinces of the Pacific Ocean

E. D. Golubeva

Far East geological institute, FE Branch of RAS

Petrological provinces of French Polynesia (Tuamotu, Tahiti and Tubuai) located in the southeast of Pacific Ocean and adjoining them Markizsky islands petrological province represent special interest for analysis of geological features of formation and character of volcanism of southeast ridges of Pacific Ocean. The feature of this zone is the South Pacific isotope and thermal anomaly (SPITA), allocated in ocean by seismotomography methods and testifying to global softening in the bottom mantle. Studying of the island ridges of Polynesia provinces has revealed prevalence of subalkaline and alkaline rocks in Polynesian islands. The volcanic ridges of Polynesia provinces which often have the age do not correspond to their formation over "hot points", have the magmatism of sodium type. Younger volcanoes of Markizsky province unlike the Polynesian ones have the areal arrangement and characterised by combination of sodium and potassium-sodium types of the magmatism.

Key words: Pacific Ocean, islands of French Polynesia, Marquesas Islands, fault zones, evolution of magmatism, zonality of types and associations of the rocks.