

ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ ГЕОСТРУКТУР ТИХОГО ОКЕАНА

© 2013 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 25.06.2012 г.

Геологическая история формирования геоструктур дна Тихого океана, крупнейшего океана Земли, в сравнении с другими океанами, характеризуется сложными этапами становления. Модели доюрского состояния тихоокеанской впадины до сих пор дискуссионны. Изучение структур океанического дна стало возможным в результате экспедиций научно-исследовательских судов, представляющих ценные материалы о строении и рельефе дна океана. Большое значение для определения этапов формирования структур ложа океана и обобщения информации об особенностях магматизма океанического дна имело участие автора в рамках исследований по государственной комплексной программе Международного проекта “Мировой океан”. Изучение и анализ полученных коллекций кернов глубоководного бурения б/с “Гломар Челленджер” с учетом опубликованных данных, позволили выделить этапы становления структур океана и особенности глубинного строения и магматизма ложа Тихого океана.

Ключевые слова: *Тихий океан, особенности строения, магматизм океанических геоструктур, этапы становления океанических структур.*

ВВЕДЕНИЕ

Обобщение информации о становлении ложа Тихого океана показало, что впадина океана представляет собой депрессионную структуру, для которой характерны “океаническое” или “переходное” строение земной коры, обусловленное сочетанием с одной стороны глубокого погружения земной поверхности с другой – особенностей магматизма ультраосновной мантии, подстилающей кору до границы Мохоровичича (М). В общей эволюции океана с глубокого докембрия процессы “океанизации” сочетались с развитием складчатых поясов континентов, последовательно сокращавших площадь мирового океана. В это время океан имел, по всей видимости, внешнюю оболочку маломощного слоя базитовых пород, покрывающих ультраосновную мантию. Результаты изучения петрологии и магматизма структур дна океана свидетельствуют о первозданной природе Тихоокеанской впадины, образовавшейся, возможно, одновременно с сегментами континентов в начале геологической истории Земли.

МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ И ВПАДИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Началом формирования Земли, как и всех планет Солнечной системы, предполагается аккреция т.е. конденсация из капельно-жидкого сгустка газового облака (небулы), масса которого была бы достаточной для эффективности гравитационных сил, придававших этому облаку форму, близ-

кую к фигуре гидростатического равновесия [16]. В сравнении с другими планетами Солнечной системы 4.6 млрд. лет назад Земля отличалась, видимо, значительным запасом в недрах флюидных компонентов, обеспечившим ее дальнейшее развитие. Позднее, около 3.8 млрд. лет назад, происходила эволюция земной коры, представленная покрывающими земную поверхность первичными ядрами континентов. По данным сейсмотомографии, состоящие из оболочек горизонты на разных глубинах Земли характеризовались слоистым строением и возрастанием к центру температур, плотности и степени вязкости вещества [1, 16]. Учитывая расположение сейсмически аномальных полей, внутренняя структура каждой из выделенных глубинных геосфер сложна и отражает геодинамическое многообразие, предполагающее их возможное тектоническое течение, т.е. движение материяла глубинных слоев, как в латеральном, так и в радиальном направлениях. Постепенное раскрытие океанического бассейна во второй половине докембрия обусловлено, по-видимому, формированием континентальных рифтовых систем, завершающимся процессами спрединга [11].

Формирование Тихоокеанской впадины вначале относилось к тому периоду, когда материковые ядра Северной Америки, Австралии и Африки в результате раскола отделялись друг от друга [1, 2]. В раннем протерозое формирование впадины Тихого океана было обусловлено по В.Е. Хаину [13] заложением океанической впадины (Панталасса) с образованием суперконтинента Пангеи. Если становление океана предполагать с возникновения Пан-

геи, то в океане происходили значительные преобразования, продолжающиеся до настоящего времени. С другой стороны, учитывая палеомагнитные и палеогеодинамические реконструкции спутниковой геодезии [14], можно предполагать позднепротерозойское существование Тихого океана (более 600 млн. лет). Пермь-триасовые этапы становления океана характеризуются общей широтной ориентировкой основных осей спрединга и смещением океанических плит к северу. На более поздней, юрской, стадии формирования океан приобрел более замкнутые очертания; ориентировка осей спрединга в которых менялась на меридиональную, а направление смещения плиты – на западное [6].

При этом, представление о неизменности радиуса Земли дополнялось предположением о возможности проникновения коры в глубоководные желоба окраин континентов с последующим ее погружением в мантию в результате субдукции [13]. Подтверждением этим процессам является возраст пород, слагающих океаническое дно: он не древнее мезозойского (160–180 млн. лет), в то время как Тихий океан, судя по геологическим данным, существует не менее 500 млн. лет.

В мелу Тихоокеанская плита увеличивалась в размерах за счет перемещения северной границы к северу, а южной границы с плитой Феникс – к югу. В это время (110–70 млн. лет назад) в Центральной котловине формировались новые оси спрединга в северо-восточном и северном направлении. Этим событиям предшествовало разделение Тихоокеанской плиты вдоль правого сдвига на западную и восточную части по линии, именуемой “главной диагональю” Тихого океана, представленной системой Императорский разлом–хребет Лайн [12]. Уже в позднемеловое (кампанское) время (~70 млн. лет назад) плита океана, по И.Н. Говорову [8], имела размеры близкие к современным.

СТРОЕНИЕ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

Геофизические данные строения океанической коры свидетельствуют о неоднородности и существенном расслоении геологических структур дна океана, характеризующихся вариациями общей мощности и мощности слоев различных зон океанической литосферы. Океанические плиты, выделенные в восточных блоках океана (Неопацифике), характеризуются более молодой и относительно гомогенной океанической корой. С другой стороны, более древняя, представленная западными и центральными блоками коры (Палеопацифика), характеризуется существенно более сложным строением океанического дна. Для широко развитых в океане базальтовых плит, ассоциирующихся с рифтогенными спрединговыми прогибами, характерно подчиненное развитие островных хребтов и архипелагов. Сложенные базальтами океаниче-

ские структуры подвергаются деструкции, сучиванию и погружению.

Сложная картина геологического строения ложа океана обусловлена его существенной структурной неоднородностью. Океаническая кора состоит нескольких слоев (геосфер): 1-й слой осадочных пород (мощностью ~0.5 км); 2-й слой базальтовых пород (мощность ~2 км); и 3-й слой глубинных базальтов, превращенных в результате метаморфизма в сланцы и амфиболиты (мощностью ~5 км). Каждая из глубинных геосфер отражает геодинамическое разнообразие и тектоническое течение слоев в латеральном и радиальном направлениях [10]. Так, на донной поверхности океана, характеризующейся относительно ровным рельефом, выделяется множество геологических морфоструктур океанического дна, представленных сводами, поднятиями, впадинами и вулканическими хребтами.

Изучение кернов глубоководного бурения б/с “Гломар Челленджер” позволило классифицировать результаты анализа типов и состава пород кернов буровых скважин в разных блоках океана. На основании особенностей строения и классификации характера магматизма пород выделены геотектонические области (петрологические провинции), сформированные в разные тектономагматические эпохи (рис. 1). Провинции Тихого океана характеризуются специфическими ассоциациями формационно-геохимических типов базальтов, связанных общностью происхождения и времени формирования (табл. 1) [4, 8].

Анализ данных изучения тектономагматических процессов формирования структур ложа Тихого океана показал существенные различия в разных океанических блоках их становления, что является отражением латеральных и глубинных структурных неоднородностей магматизма структур океанического дна. Геологическое и петрологическое изучение кернов дна океана показало, что главным признаком магматизма ложа океана является петрологическое сходство большинства областей океанических плит, в общем характеризующихся развитым базальтового вулканизма. Магматические породы ложа океана, кроме широко развитых примитивных внутриплитных толеитовых базальтов (PIP – primitive inter plate), представлены титанистыми толеитами и щелочно-базальтовыми сериями гавайского типа (табл. 1) [8].

По данным глубинной сейсмотомографии внутри Земли на разных ее уровнях фиксируются структурные неоднородности, представленные перемежающимися зонами сжатия и растяжения и фазовых переходов вещества оболочек [16]. Для глубинных слоев ложа океана характерно увеличение плотности вещества к центру Земли. При этом в океане выделяются области глубинного уплотненного вещества в виде пластов и линз [5, 15]. Обозначенные на карте-схеме (рис. 2) контуры

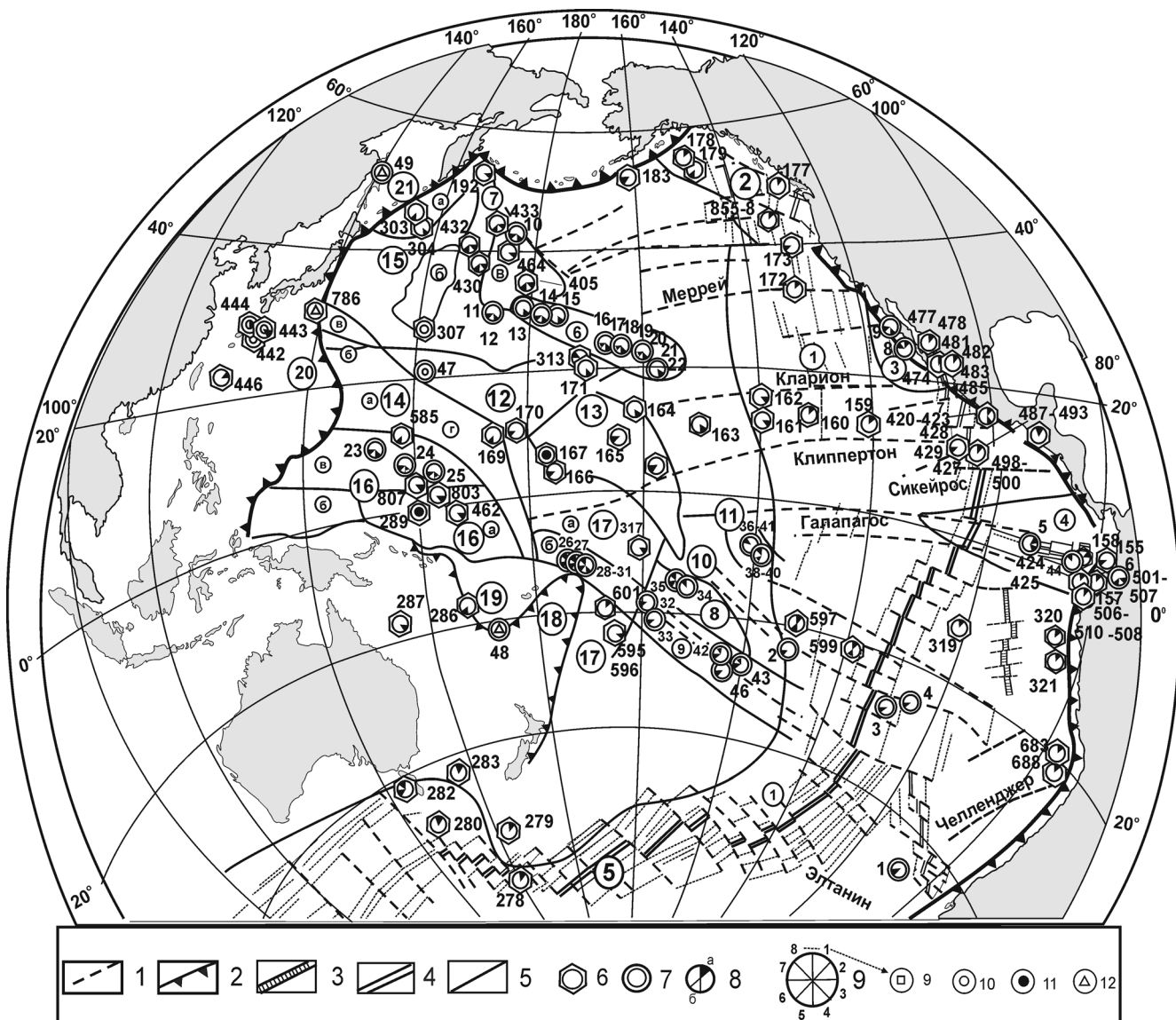


Рис. 1. Схематическая карта петрологических провинций Тихого океана [4].

1 – главные трансформные разломы; 2 – глубоководные желоба; 3, 4 – рифтовые структуры (3 – миоценовые, 4 – плиоцен–плейстоценовые); 5 – границы петрологических субпровинций и провинций; 6 – скважины глубоководного бурения и их номера; 7 – геологические обнажения островов и некоторых подводных гор: 1 – Петр 1, 2 – Питкэрн, 3 – Пасха, 4 – Сала и Гомес, 5 – Галапагосы, 6 – Горгона, 7 – Релавигедо, 8 – Тортуга, 9 – Гвадалупе, 10 – Мейджи, 11 – Юриаку, 12 – Камью, 13 – Безымянный, 14 – Мидуэй, 15 – Перлэндхермес, 16 – Фрегат Шоал, 17 – Неккер, 18 – Ниhoa, 19 – Кауаи, 20 – Оаху, 21 – Мауи, 22 – Гавайи, 23 – Трук, 24 – Понапэ, 25 – Кусайе, 26 – Тутуйла, Уполу, 27 – Мачиас, 28 – Савайи, 29 – Олосега, 30 – Офу, 31 – Тау, 32 – Аитутаки, 33 – Мангайя, 34 – Таити, 35 – Хуахин, 36 – Нуку-Хива, 37 – Хука, 38 – Хива-Оа, 39 – Тахута, 40 – Фату-Хива, 41 – Уа-Пу, 42 – Рапа, 43 – Макдональд, 44 – Кокос, 45 – Сокорро, 46 – Мариотири, 47 – район гайотов Ламонт-Майами, 48 – желоб Хантер, 49 – Восточный Сахалин; 8 – относительная распространенность типов пород: а) – преобладающий, б) – подчиненный; 9 – формационно-геохимические типы океанических базальтоидов: 1 – толеиты СОХ, 2 – ультратитанистые ферротолеиты, 3 – примитивные толеиты плит (РIP), 4 – титанистые толеиты островов и подводных гор, 5 – переходные (субщелочные) базальты, 6 – субщелочная дифференцированная базальт-трахитовая субсерия, 7 – калиевая щелочнобазальтовая субсерия, 8 – калиево-натриевая щелочнобазальтовая субсерия, 9 – автономные анкармиты, 10 – толеиты окраинных морей (ТMS), 11 – базальты КЛАЕР, 12 – бониниты. Петрологические провинции и субпровинции (цифры и буквы в кружках): 1 – Восточно-Тихоокеанская, 2 – Хуан де Фука, 3 – Калифорнийская, 4 – Галапагосская, 5 – Южно-Тихоокеанская, 6 – Гавайская, 7 – Императорская, 8 – Таитянская, 9 – Тубуаи, 10 – Туамоту, 11 – Маркизская, 12 – Мид Пацифик, 13 – Лайн; 14 – Восточно-Марианская (а – Магелланова, б – Огасавара, в – Гейш, г – Маршаллова); 15 – Северо-Западная (Кула) (а – Хоккайдо-Зенкевича, б – Шатского, в – Хесса); 16 – Меланезийская (а – Онтонг-Джава-Науру, б – Муссау, в – Каролинская); 17 – Манихики (а – Манихики-Нова, б – Самоа); 18 – Тонга-Лау, 19 – Новогейбридская, 20 – Филиппинская, 21 – Охотоморская.

Таблица 1. Общая систематика петрологических провинций Тихого океана

	Группы провинций	Тектоническое положение	Формационно геохимический тип базальтов (в скобках – подчиненный)	Последовательность магматизма (абсолютный возраст)
I	толеитовая палеоген–четвертичная 1. Восточно-Тихоокеанская 2. Хуан де Фука 3. Калифорнийская 4. Галапагосская 5. Ю.- Тихоокеанская	рифтовые зоны срединно-океанических поднятий	1 – толеиты (ферротолеиты, субщелочные базальты)	магнотолеит → ферротолеит → (исландит) → субщелочной базальт
II	титанисто-толеитовая палеоген–голоценовая 6. Гавайская 7. Императорская	линейные асейсмичные хребты	4 – титанистые толеиты (дифференцированные серии)	титанистый толеит → дифференцированные серии (0–65 млн. лет)
III	неоген-четвертичная щелочно-базальтовая 8. Таити 9. Тубуаи 10. Туамоту 11. Маркизская	вулканогенно-сводовые поднятия (Полинезийский свод)	8 – щелочно-базальтовая натриевая субсерия (натровые толеиты)	титанистый толеит → щелочной базальт → таитит, фонолит, нефелиновый сиенит (1–25 млн лет)
IV	анкарамит-трахибазальтовая позднеюрско-меловая 12. Мид-Пацифик	субширотные разломы зон глубинного растяжения (тектоногены)	9 – автономные анкарармиты 6 – трахибазальты	анкарамит–трахибазальт–трахит, фонолит (150–30 млн. лет)
V	толеит-субщелочно-базальтовая позднеюрско–плейстоценовая 13. Лайн Восточно-Марианская 15. Северо-Западная	разломы зон глубинного растяжения (тектоногены) субмеридианального направления	4 – титанистые толеиты 6 – базальт-трахитовые субсерии 8 – толеиты (калиево-акцессорные элементы)	базальты KLAEP (140–100 млн лет), толеиты → дифференцированные щелочные (60–30 млн. лет) и субщелочные серии (30–2 млн. лет)
VI	Толеит-щелочно-базальтовая позднеюрско-меловая с позднекайнозойской тектономагматической активацией 16. Меланезийская 17. Манихики	Зоны трансформов, сопровождающиеся рассеянным спредингом и тектоническим скупчиванием	3 – внутриплитные толеиты, 11 – базальты KLAEP 6 – базальт-трахитовые субсерии (толеиты)	толеиты PIP, базальты KLAEP (150–130 млн. лет); трахибазальтовые дифференцированные серии (12–1 млн. лет)

Примечание. Цифры в таблице соответствуют цифрам на карте рис. 1.

современных астенолинз наибольшего разуплотнения (>2%) расположены в океане на глубинах более 50 км. Подобные астенолинзы прослеживаются также в областях распространения наиболее поздних мел-палеогеновых и палеоген-неогеновых базальтовых лав на востоке, в зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), и в западном блоке Филиппинского моря. Астенолинзы отсутствуют в центре океана, в верхних горизонтах верхней мантии. Проявление разуплотненного глубинного вещества в верхней мантии океана свидетельствует о высокой тепловой активности его глубинных слоев. Значительное преобладание обширных астенолинз разуплотнения на разных глубинах под ложем Тихого океана фиксировано в разрезах глубиной до 600 км на 20° северной (рис. 2А) и южной (рис. 2Б) широт. Астенолинзы, являющиеся источниками покровных базальтов, в основном проявлены в приповерхностных сферах (в первых сотнях километров).

Высокотемпературные астенолинзы малой плотности отмечены в зонах Гавайских и Полинезийских “горячих точек”. Плотные (охлажденные) линзобразные фрагменты наблюдаются на глубинах более 300 км. Приповерхностное расплавление астенолинз обусловлено, по-видимому, разломообразованием, поскольку “горячие точки” формируются над глубинным высокотемпературным расплавом [7].

Самая плотная “холодная” верхняя мантия расположена в полосе древнейшего Тихого океана южнее поднятия Шатского. Особенностью Тихого океана является зафиксированная сейсмомоделью центрального океанического блока сплошная разуплотненная “горячая зона”, достигающая глубины 2850 км. Геологическое и петрологическое изучение океанического дна показало, что главным признаком магматизма ложа океана является существенное сходство большинства областей океанических плит, характеризующихся широким распро-

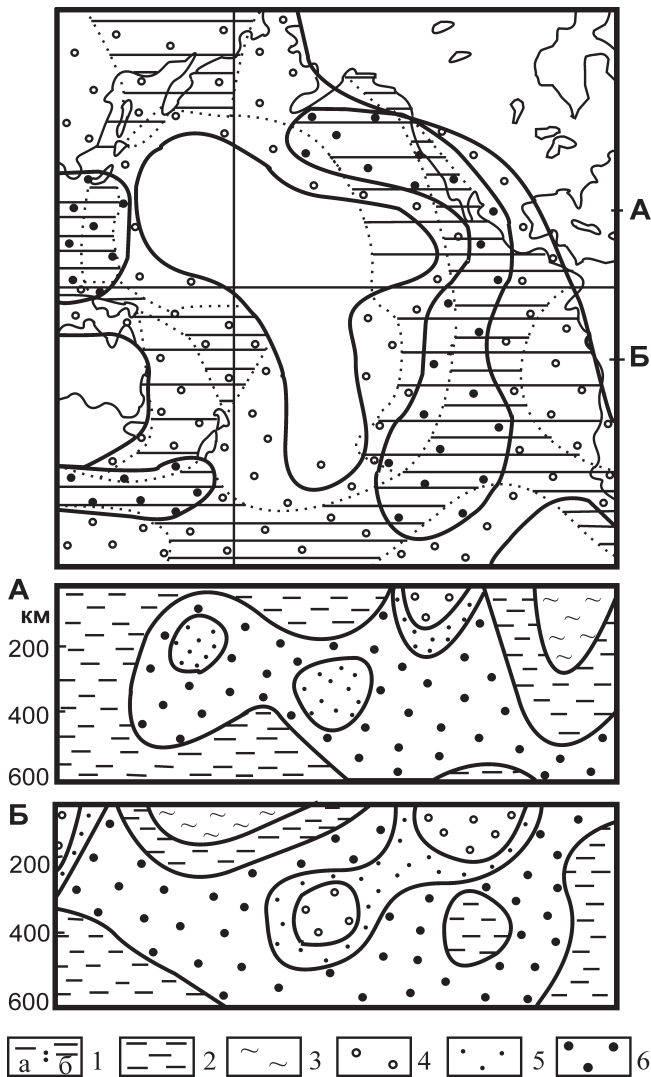


Рис. 2. Карта-схема данных сейсмотомографии Тихого океана.

На карте обозначены астенолинзы A50 (глубина 50 км) [5]. Ниже приведены астенолинзы в верхней мантии (разрез) соответственно для северной (А) и южной (Б) частей Тихого океана [15]. 1 – поля покровных базальтов рубежа мел-палеоген (а) и палеоген-неоген (б), 2–3 – положительные (переплотненные) среды: 2 – (0–2%), 3 – (>2%); 4–6 – отрицательные (разуплотненные) среды: 4 – (0–1%), 5 – (1–2%), 6 – (>2%). Схемы приведены с изменением масштаба из [7].

странением толеит-базальтового вулканизма. Кроме того, в океане широко развиты структуры, сложенные породами, близкими по составу породам окраинно-континентальных базальтов [3, 4]. На этом основании можно предполагать возможность существования в океане процессов “океанизации” континентальной коры, т.е. развития океанических структур за счет континентальных. Таким образом, в общей эволюции океанов процессы “океанизации”, сочетающиеся с развитием складчатых поясов континентов, с докембрия последовательно со-

кращают площадь Мирового океана. В начале океан имел внешнюю оболочку слоя базитовых пород, покрывающих ультраосновную мантию. В дальнейшем континенты вытесняли океаны, кора которых большей частью являлась вторичной, заместившей континентальную кору.

Судя по расположению сейсмически аномальных полей, внутренняя структура каждой из выделенных глубинных геосфер довольно сложна и отражает их геодинамическое многообразие, предполагающее возможное тектоническое течение, т.е. движение материала глубинных слоев, как в латеральном, так и радиальном направлении. Эти сверхглубинные тепломассопотоки, охватывая смежные геосферы, часто бывают сквозьмантийными, достигающими земной поверхности [9, 11].

ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУР ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

Изучение геофизических данных океанической литосферы свидетельствует о существенных вариациях строения коры и мощности ее слоев в разных зонах океана. Различаются строение океанических плит, сложенных относительно гомогенной молодой корой восточных структур океана (Неопацифики) и более древних западных и центральных океанических блоков, представленных множеством геоструктур разных типов (Палеопацифики).

Эволюция структур дна Тихого океана подразделяется на 4 этапа.

1. Позднетриасово-юрско-раннемеловой (200–100 млн. лет). К первой половине этого этапа приурочены формирование и “наращивание” уже существующих субширотных щелочных океанических комплексов океана, подобных анкармит-трахибазальтовому поясу Маркус-Уэйк-Мид-Пацифик, в основании которых, присутствуют древние погребенные субконтинентальные структуры. Океанические структуры, сформировавшиеся в начальные этапы эволюции, имеют утолщенную кору (поднятия Хесса, Шатского и др.) и сложены различными типами пород, состав которых варьирует от щелочных базальтов, примитивных толеитов океанических плит PIP, до “обогащенных” толеитов типа (KLAEP) (английская аббревиатура обозначает: обогащенные калием, литофильными акцессорными элементами и фосфором) (табл. 1).

В этот этап, в результате раздвига и интенсивного спрединга в разделенных зонами спрединга участках сочленения трех океанических плит, происходило становление Тихоокеанской плиты (Кула – на севере, Фараллон – на востоке и Феникс – на юго-западе). Продолжалось также формирование и наращивание Тихоокеанской плиты, что отразилось на особенностях строения океанической коры тектономагматических структур западного и центрального блоков Тихого океана (Восточно-Марианской и Мел-

ланезийской котловин, зоны Муссау, впадины Науру и т.д.). Для этих структур параметры глубинности слоев сопоставимы с параметрами коры более поздних спрединговых структур океана [10].

В мелу излияния толеит-базальтовых лав продолжали усиливаться. Кроме того, в это время формировались и, по-видимому, “наращивались” уже существующие субширотные щелочные комплексы океана (структуры Мид-Пацифик и др.). К этому этапу также приурочены нарастающие к середине мела излияния значительных масс примитивных толеитовых лав поднятий Манихики и Онтонг-Джава, мощность океанической коры которых в 3–5 раз превышает средние параметры коры большей части структур океанических плит. Это позволяет предполагать, что формирование этих структур обусловлено обширным меловым магматизмом в условиях растяжения и площадных трещинных излияний, обусловленных механизмом рассеянного спрединга [9].

Породы первого этапа эволюции, слагающие многие котловины, впадины и плато океана (Северо-Восточная котловина, впадина Науру, плато Манихики и Онтонг-Джава, зона Муссау и др.) представлены, в основном, формационно-геохимическими типами примитивных внутриплитных толеитов (PIP), являющихся петрологическими аналогами толеитов MOR (табл. 1, 2).

2. Позднемеловой-палеоценовый этап (100–55 млн. лет). В этот этап, кроме излияний толеитовых лав, наращивающих океанические плиты, продолжалось формирование щелочных комплексов, образующих на океанической коре субмеридиональные вулканические хребты, приуроченные к разломным зонам. В это время за счет интенсивных, в сравнении с предыдущими, излияний толеитовых лав и становления щелочных комплексов продолжалось формирование Тихоокеанской плиты океана.

Для начального периода этого этапа (100–80 млн. лет) характерна зона спокойного магнитного поля. Магнитные аномалии, расположенные в удаленных от центра хребта зонах ВТП, приурочены к концу этого этапа и свидетельствуют об изменении условий и режима магматических проявлений в океане в течение этого периода. В это же время на дне океана возникали вулканические хребты, приуроченные к субмеридиональным разломным зонам (Императорский, Лайн, Маршалловы острова и др.).

Магматические породы этого этапа, кроме примитивных внутриплитных толеитовых базальтов PIP, представлены титанистыми толеитами и дифференциатами базальтовых серий гавайского типа. В пределах Восточно-Марианской и Северо-Западной провинций наряду с толеитами представлены петрологически близкие базальтам окраин континентов базальты типа KLAEP (рис. 1, табл. 2).

3. Эоцен-олигоценый этап (55–25 млн. лет) является продолжением формирования океаниче-

ских комплексов предыдущих этапов – становления островных систем Императорского хребта и островов системы Лайн, Магеллановых гор, Мид-Пацифик и др. Характерной особенностью этого этапа является начавшееся в восточном блоке океана формирование структур срединно-океанического хребта (СОХ) на фоне существенного снижения объемов толеитового и щелочно-базальтового магматизма в западном блоке океана. Комплексы пород этого этапа, кроме примитивных внутриплитных толеитов PIP, представлены толеитовыми и щелочными дифференцированными комплексами базальтов гавайского типа. Натриево-калиевые щелочные серии пород характерны для Императорского хребта, островной системы Лайн и Магеллановых гор. Калиево-натриевые щелочные комплексы проявлены в хребте Кросс-Лайн (табл. 2).

4. Миоцен-голоценовый этап (25–0 млн. лет) представлен главным периодом формирования рифтогенной структуры срединно-океанического хребта океана. В это время в восточном блоке океана продолжалось формирование многих вулканических систем Императорского хребта, системы Лайн и других островных систем. На востоке формировались прилегающие к Восточно-Тихоокеанскому поднятию (ВТП) рифтогенные структуры Эксплорер, Хуан де Фука; продолжалось также формирование Галапагосской структуры. В западном блоке океана в этот период продолжалось формирование линейных вулканических островных систем Гавайских, Каролинских и других островов. При этом, активизировались не только отдельные вулканы, но и вулканы линейных вулканических структур, ассоциирующих с разломными или ослабленными зонами (острова Полинезии) (табл. 1, 2).

Характерной особенностью магматизма этого этапа в сравнении с магматизмом других этапов формирования океана является появление в зоне срединно-океанического хребта и окаймляющих его рифтовых зон деплетированных толеитов (D-типа) и ферротолеитов (N-типа). Обогащенные базальты (T- и E-типов) в большей степени приурочены к удаленным от оси хребта ВТП зонам. При этом щелочность и калиево-натриевость этих базальтов существенно увеличивается при удалении от оси поднятия. В рифтовых структурах и в разломных зонах поднятия ВТП также выделены ультратитанистые высокожелезистые базальты. Для наиболее древних миоценовых и эоцен-миоценовых базальтов этого этапа Перуанской котловины характерен непрерывный ряд толеитов и ферротолеитов MOR D-, N-, T- и E-типов вплоть до обогащенного натрием и литофильными элементами (Na-тип MOR) (табл. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геолого-петрологическое изучение структур дна Тихого океана показало, что главным призна-

Таблица 2. Петрогеохимическая систематика толеитовых базальтов Тихого океана

Формационно-геохимические типы пород	Средние значения окислов в мас.% и соотношений компонентов						Геодинамическая позиция вулканизма (типичные примеры)
	TiO ₂	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Ba	[La/Sm] _n	
1. <i>Толеиты срединно-океанических хребтов</i> (COX, MOR)							Восточно-Тихоокеанское поднятие: 1, 2, 7 – осевые зоны; 3, 5, 6 – поднятия в зонах спрединга (зоны Галапагос, фланг поднятий ВТП и ЮТП, хребет Хуан де Фука); 4 – участки выклинивания рифтовых зон под покровами континентальной коры (Калифорнийская зона);
1) магнотолеиты (N-тип)	1.2	9.3	2.4	0.08	18	0.45-0.75	
2) ферротолеиты (Fe-тип)	1.9	11.2	2.6	0.10	22	0.4–0.6	
3) K-ферротолеиты (K-Fe-тип)	2.0	11.4	2.7	0.45	31	0.6–1.0	
4) Na-толеиты (Na-тип)	1.8	9.0	3.0	0.24	88	0.8–1.0	
5) переходные (T-тип)	1.4	10.6	2.9	0.18	40	0.75–1.2	
6) обогащенные (E-тип)	2.7	12.7	2.9	0.40	73	1.2	
7) деплетированные (D-тип)	0.9	8.5	2.1	0.07	10	0.45	
2. <i>Ультратитанистые ферротолеиты</i> (UTi-Fe-тип)	2.7	14.0	2.7	0.13	13	0.6–1.0	разломы в поднятиях рифтовых зон Хуан де Фука, Галапагос), трансформные разломы.
3. <i>Примитивные толеиты плит</i> (primitive inherent plate – PIP)							зоны рассеянного спрединга внутри абиссальных плит (впадина Науру) и плато (Манихики, Онтонг-Джава) и др.
магнотолеиты	1.0	10.6	2.0	0.13	8.4	0.75	
ферротолеиты	1.3	12.2	2.5	0.16	13	0.78	
4. <i>Толеиты океанических островов</i>							зоны глубинных разломов (хребты Императорский, Гавайский, Лайн, Полинезийские Магеллановы горы; Маршалловы о-ва
гавайский (H-Ti-тип)	2.5	11.2	2.2	0.40	202	2.30	
самоанский (S-UTi-тип)	2.6	12.6	1.9	0.65	185	2.03	
6. <i>Автономные анкарамиты</i>	2.9	12.0	18	0.9	260		структуры Мид Пацифик, Маркус-Уэйк возвышенности Шатского, Хесса, плато Огасавара, и другие зоны западной Пацифики
7. <i>Базальты KLAEP</i>							
толеитовые	1.3	11.5	2.5	1.1	45		
субщелочные	2.3	11.5	3.0	3.0	200		

ком магматизма ложа океана является петрологическое сходство большинства областей океанических плит, характеризующихся региональным развитием в основном толеит-базальтового вулканизма. В это время, как отмечено выше, ложе океана, имело внешнюю оболочку маломощного слоя базитовых пород, покрывающих ультраосновную мантию. В общем, можно предполагать вероятность существования процессов “океанизации” континентальной коры или становления океанических структур за счет континентальных. Постепенное раскрытие океанического бассейна во второй половине докембрия, по данным сейсмогеографии, связано, по-видимому, с заложением континентальных рифтовых систем в рифее–кембрии, при этом на разных ее уровнях фиксируются структурные неоднородности и перемежающиеся зоны сжатия и растяжения. Сверхглубинные тепломассопотоки, охватывая смежные геосферы и достигающие поверхности Земли, часто бывают сквозьмантийными, что позволяет также предполагать проявление в океане процессов “океанизации” континентальной коры, т.е. развития океанических структур за счет континентальных. Изучение тектономагматических процессов становления структур океанического дна показало существенные различия в разных блоках океана, что является отражением общей латеральной и глубинной, структурной и вещественной неоднородности этапов становления ложа океана. Обусловленные

глубинными процессами эти неоднородности отражают разные тектонические режимы формирования океанических структур, уровни генерации магм, составы мантийного субстрата и флюидного режима, а также различные условия декомпрессии и влияния глубинных плюмов. Геологическое и петрологическое изучение структур дна Тихого океана показало, что основным признаком магматизма ложа океана является петрологическое сходство большинства областей океанических плит, в основном характеризующихся региональным развитием толеит-базальтового вулканизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Б.И. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 559 с.
2. Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М.: Госиздат, 1923. 158 с.
3. Говоров И.Н., Илупин И.П., Харьков А.Д., Голубева Э.Д. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1990. 332 с.
4. Голубева Э.Д. Эволюция магматизма Тихого океана // Владивосток: Дальнаука, 2009. 131 с.
5. Дзивонски А.М., Вудхаус Дж. Г. Сейсмическая томография. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Г.Б. Удинцев (ред). М.: МОК (ЮНЕСКО), МИНГЕО СССР, 1989–1990. 149 с.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 193 с.

7. Макаренко Г.Ф. Покровные базальты и данные сейсмической томографии // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 3. С. 60–72.
8. Петрологические провинции Тихого океана / И.Н. Говоров, Э.Д. Голубева, И.К. Пушин и др. М.: Наука, 1996. 444 с.
9. Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Спрединг в развитии океанических структур // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 1. С. 182–185.
10. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука. 1992. 262 с.
11. Пуцаровский Ю.М. Новые веяния в тектонике // Геотектоника. 1997. № 4. С. 62–68.
12. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Океаны; синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
13. Хаин В.Е. Происхождение Тихого океана – проблема проблем истории Земли // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 7–11.
14. Davidson G. Plicing together the Pacific // New Sci. 1992. V. 133, 31804. P. 25–29.
15. Nolet G. Wortel V. Mantle upper Structure. The Enciclopedia of solid Earth // Geophysics Series / Ed. D.E. James NY, 1989. P. 775–778.
16. Su W.J., Woodward R.L., Dziwonski A.M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, № B4. P. 6945–6980.

Рецензент Л.А. Изосов

Stages of formation of the Pacific Ocean geostructures

E. D. Golubeva

Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of RAS

The geological history of the Pacific Ocean structures, in comparison with other oceans of the Earth, is characterized by the most complicated stages of their formation. The models of pre-Jurassic oceanic hollow condition till now debatable. The study of the ocean floor structures was made possible as a result of the expeditions of research vessels, representing valuable material on the structure and topography of the ocean floor. The participation of the author in the state comprehensive program of the International Project “World Ocean” as well as the study and analysis of the core collections of deep-water drilling of boat “Glomar Challenger” and the published data on ocean floor drilling and dredging was essential for defining the stages of formation of the structures of the ocean floor and summarizing information about the features of the Pacific Ocean magmatism.

Keywords: the Pacific Ocean, formation of the oceanic structures, features of a structure, character of the magmatism.