

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И РИФТОГЕНЕЗ В ЯПОНСКОМ МОРЕ

Е.П. Леликов, Б.Я. Карп

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43*

E-mails: pacific@online.marine.su, bkarп@mail.primorye.ru

Поступила в редакцию 10 июля 2003 г.

Японское море характеризуется сложным рельефом дна с большим количеством подводных хребтов, банок и гор. Подводные возвышенности характеризуются корой континентального типа сокращенной мощности, которая составляет 22–24 км. Строение докайнозойского фундамента подводных возвышенностей аналогично разновозрастным образованиям окружающей суши, что может свидетельствовать о единстве строения и развития этих структур в докайнозойское время. Кора глубоководных котловин относится к растянутой континентальной (мощностью 8–11 км) или океанической коре (6 км). Процесс формирования магматического фундамента глубоководных котловин, сложенного базальтами излившимися из магматических расплавов контаминирующих породы сиалического субстрата, в основном завершился в раннемиоценовое время. Морское осадконакопление в котловинах начинается с низов среднего миоцена. Образование впадины Японского моря явилось следствием растяжения, вызванного относительным перемещением Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит, и внедрения мантийного плюма, начало которого приходится, вероятно, на меловое время. Эти процессы сопровождалась разогревом нижней части земной коры, ее разуплотнением и растяжением, проявлением рифтогенеза, в результате которого начали образовываться глубоководные котловины. В течение кайнозоя продолжался рифтогенез, который захватил и подводные возвышенности. Этот процесс сопровождался опусканием блоков земной коры по глубинным разломам, который протекал циклично с различными скоростями. Наиболее быстро на рубеже палеогена и неогена (23–19 млн лет) и сопровождался излиянием субщелочных вулканитов на обширных площадях. Различия в строении земной коры японских структур отражают различные стадии развития рифта на окраине континента.

Ключевые слова: *Японское море, земная кора, подводные возвышенности, котловины, рифтогенез, изотопный состав.*

DEEP CRUSTAL STRUCTURE AND RIFTING OF THE JAPAN SEA

E.P. Lelikov, B.Ya. Karp

V. I. Il'ishev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences

The Japan Sea is characterized by a complicated seafloor topography with many ridges, banks and seamounts. The ridges and banks comprise continental crust with reduced thickness (22–24 km). Submarine rock samples dredged from ridges and banks exhibit that their preCenozoic basement is similar to those of corresponding continental areas around the Japan Sea. The Japan Sea basins are formed by oceanic crust (the eastern part of the Japan Basin, the crustal thickness is 6 km), by either the thick oceanic crust or the extended continental crust (the western part of the Japan Basin, the Yamato Basin and the Tsushima Basin, crustal thickness is 8–11 km). An igneous basement of the basins have substantially formed in early Miocene. The basement comprises basalts those were derived from magmas contaminated by continental crust components. Marine sediments occur on the floor of basins since end of Middle Miocene. It is suggested that the Japan Sea was formed under extensional tectonic condition at the continental margin. The extension is a consequence of the Pacific and Eurasia plates relative motion. Moreover the Japan Sea opening was attended by the intrusion of mantle plum in Cretaceous. These processes were accompanied by rifting, heating of the lower crust, its extension and thinning. The rifting continued in Cenozoic and was attended by subsidence of continental blocks which are characterized by the occurrence

of many normal faults. The process of subsidence was characterized by different rate. The period of early Miocene rapid subsidence (23–19 Ma) was accompanied by intrusion of subcalcareous volcanogenic rocks on vast area. The different stage of rift development is resulted in the variable crustal structures of the main topographic features of the Japan Sea.

Key words: *Japan sea, earth crust, ridge, basin, rifting, isotope composition.*

Введение

Японское море в геологическом отношении является наиболее изученной структурой в системе окраинных морей Тихого океана. Тем не менее, многие проблемы, такие как происхождение его впадины, время ее формирования, состав, мощность и строение земной коры различных структур, остаются дискуссионными.

Происхождение окраинных морей, в том числе Японского, рассматривается с различных точек зрения, наиболее контрастными из которых являются представления В.В. Белоусова [Белоусов, 1968] об их образовании на первичной континентальной коре с последующим опусканием материковой суши и уничтожением “гранитного” слоя коры в процессе его “базификации” и Н.П. Васильковского [Васильковский, 1962] о впадинах морей как об остаточных депрессионных структурах окраины океанического ложа, отделившихся от Тихого океана в процессе геосинклинально-орогенного развития островных дуг и последовательного наращивания континентальной коры на первично океанической. Существуют гипотезы о происхождении краевых морей вследствие рифтогенного раздвига, связанного с субдукцией плит океанической литосферы под окраину Азиатского континента [Кариг, 1974; Ludwig et al., 1966], либо растяжения как результат непрерывного подъема мантийного диапира из субдуцирующей океанической коры [Кропоткин, 1971; Берсенев и др., 1987; Karig, 1971; Хаин, 1973; Милановский, 1976].

Известно несколько гипотез происхождения Японского моря, основанных на различных механизмах задугового спрединга. Предполагается, что в результате спрединга Японские острова мигрировали на юг и юго-восток. Уеда и Мияширо [Uyeda and Miyashiro, 1974] считали, что Японское море образовалось в результате коллизии и субдукции гипотетического хребта спрединга между Тихоокеанской литосферной

плитой и плитой Кулу в период с позднего мела до олигоцена. Уеда [Uyeda, 1979] предполагал также, что море образовано растягивающими силами, которые проявились в результате конвекции в астеносферном клине выше субдуцирующей литосферы.

Относительно недавно широкое распространение получили гипотезы образования Японского моря в результате растягивающих внутриплитных деформаций, вызванных относительным движением Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит [Lalleman and Jolivet, 1986; Kimura and Tamaki, 1986; Tamaki and Honza, 1991; Tamaki et al., 1992]. Кимура и Тамаки [1986] предполагали, что открытие Японского моря является результатом коллизии Индии с Евразийским континентом, вызвавшей, в частности, движение Амурской микроплиты от Тихоокеанской и Филиппинской плит в северо-восточном направлении. Геолого-геофизические сведения по акватории Японского моря, включая данные глубоководного бурения, а также геолого-геофизические данные на Японских островах и на полуострове Корея, послужили обоснованием для рассмотрения механизма открытия Японского моря по модели сложной “pull-apart” котловины [Jolivet and Tamaki, 1992; Jolivet et al., 1994]. Согласно этой модели, открытие моря было инициировано движениями вдоль двух правосторонних систем разломов с горизонтальным сдвигом (strike-slip), одна из которых пересекает острова Хоккайдо и Сахалин, вторая располагается вдоль восточной окраины Кореи и в Цусимском проливе. В результате этих движений Японские острова мигрировали на юг после отделения от Приморья и Кореи. По современным представлениям, основным, в первую очередь, на результатах глубоководного бурения [Ingle, 1992; Tamaki et al., 1992], Японское море открывалось в период от 32 до 10 млн лет. Его открытие сопровождалось быстрым опусканием дна и проявлением активного вулканизма. Наиболее быстро дно моря

опускалось в раннем (23–19 млн лет) и среднем (15–12,5 млн лет) миоцене со скоростью, превышающей временами 900 м/млн лет [Ingle, 1992]. Считается, что ускоренное опускание отражало движение по зонам разломов. После 10 млн лет, режим опускания сменяется на восточных окраинах моря режимом медленного подъёма дна моря [Ingle, 1992]. В плиоцене – плейстоцене скорость подъёма увеличилась и достигла здесь местами 500 м/млн лет.

Авторами получены данные о строении литосферы, земной коры и геологического строения структур Японского моря, анализ которых позволяет высказать соображения о происхождении, времени заложения и истории развития впадины Японского моря.

Методика исследований

Сейсмические исследования методом преломленных волн, направленные на определение полного разреза земной коры, выполнялись в акватории Японского моря, начиная с конца пятидесятих годов прошлого века. На ранних стадиях для этих исследований применялись два судна и сейсмоакустические радиобуи. Источником сейсмических колебаний служили взрывы относительно больших зарядов взрывчатых веществ. С середины 80-х годов в этих исследованиях в качестве регистраторов сейсмических волн используются донные сейсмические станции (ДСС), возбуждение колебаний осуществляется с помощью групп пневмоисточников и взрывов.

В настоящее время в акватории Японского моря выполнен наибольший, по сравнению с другими краевыми морями, объём исследований методом преломленных волн [Карп, 2002]. Получаемые с помощью донных сейсмических станций разрезы земной коры отличаются от предшествующих данных большой детальностью и высокая надёжность. Поэтому в настоящей работе обзор строения земной коры Японского моря основывается на сведениях, полученных с помощью ДСС. Расположение профилей метода преломленных волн с ДСС приведено на рис. 1.

Наибольшее количество сейсмических профилей (6) отработано в Цусимской котловине. Профили пересекают глубоководную часть котловины, материковый склон и шельф Корейского полуострова, зоны перехода от котловины к Японским островам и к Японской котловине. В котловине Ямато профили

располагаются в её глубоководной части и в зонах перехода к Японским островам и к Японской котловине. В обширной Японской котловине отработано всего три сейсмических профиля, вдоль которых охарактеризована только её глубоководная часть. Кроме того, сейсмическими исследованиями определено строение земной коры в троге Кита-Ямато, разделяющем возвышенность Ямато на две части, и на банке Кита-Оки.

Геологическое изучение морского дна проводилось в пределах отдельных полигонов, обычно расположенных в наиболее круглых участках склонов подводных возвышенностей. Оно начиналось с эхолотных промеров, иногда выполняемых совместно с непрерывным сейсмопрофилеированием по галсам, пройденным через 2–5 км, что позволяло уточнить рельеф дна и обнаружить крутые участки склонов, где на поверхность из-под перекрывающих их рыхлых отложений выходят коренные породы. На этих участках проводился отбор образцов пород путем драгирования. Расстояние между станциями драгирования на полигонах составляет 0,5–10 км. Общее количество таких станций в Японском море порядка 800–850. Последующее комплексное изучение поднятых образцов горных пород (петрографическое, геохимическое, радиоизотопное датирование, микропалеонтологическое и т. п.) позволило получить данные о составе, возрасте, условиях их образования, что наряду с использованием геофизических данных и при сравнении с геологией окружающей суши, дает возможность получить представление о геологическом строении отдельных возвышенностей и дна Японского моря в целом. Результаты драгирования дополнялись материалами скважин глубоководного бурения (рис. 2).

Результаты исследований

Строение земной коры

Основные результаты изучения строения земной коры различных морфоструктур дна Японского моря сейсмическим методом суммированы на рис. 3. Разрезы составлены по данным работ [Hirata et al., 1989; Hirata et al., 1992; Shinohara et al., 1992; Hirata and Kurashimo, 1995; Kim et al., 1998; Shinohara et al., 1998; Sato et al., 2001; Karp et al., 2001; Sato, 2002].

Земная кора Японской котловины, имеющая мощность (без осадочного слоя) 6,0 км (во-

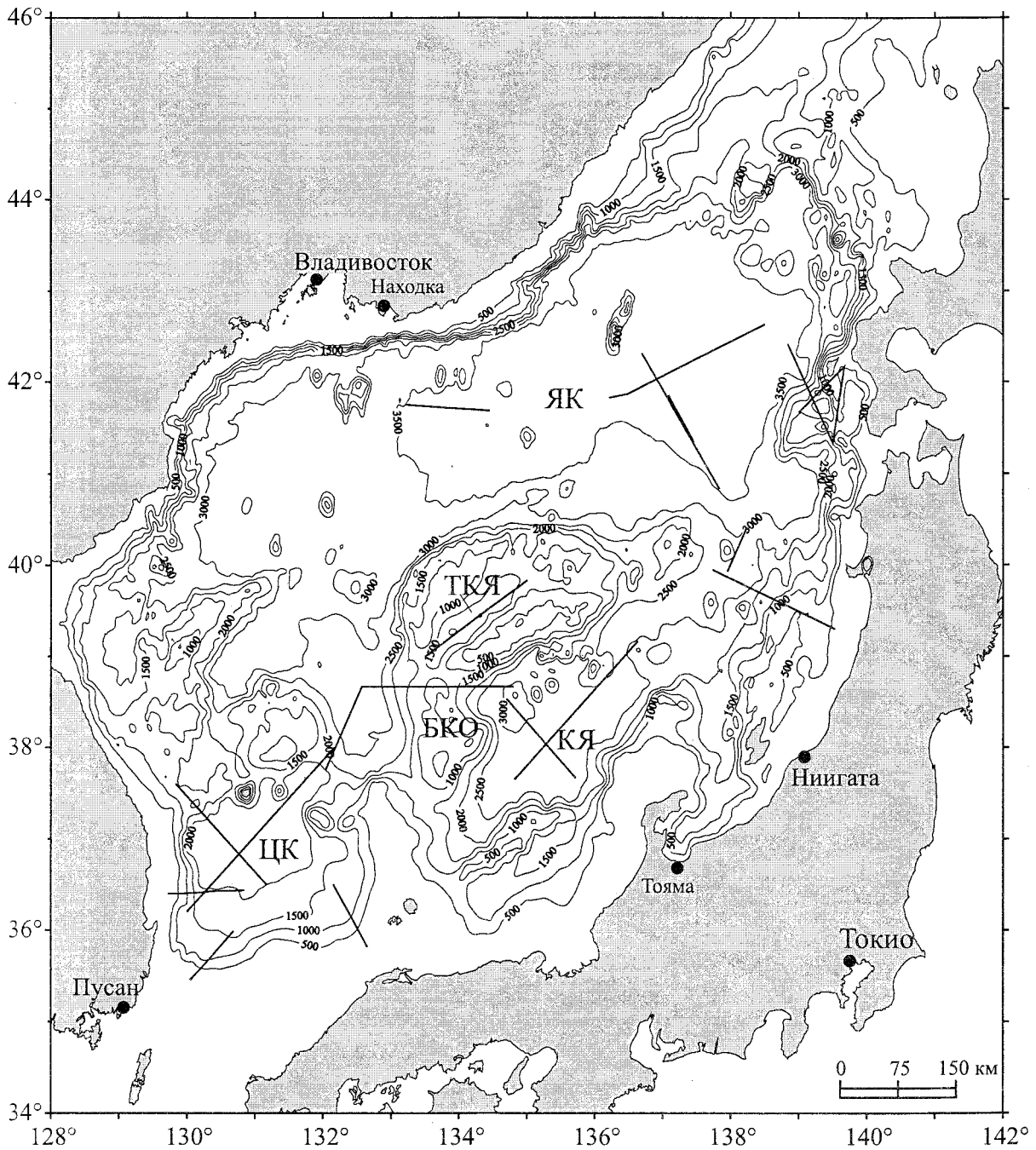


Рис. 1. Расположение профилей сейсмического метода преломлённых волн с донными сейсмическими станциями на акватории Японского моря.

ЯК – Японская котловина, КЯ – котловина Ямато, ЦК – Цусимская котловина, ТКЯ – трог Кита-Ямато, БКО – банка Кита-Оки.

сточная часть) и 8,0 км (западная часть), существенно отличается от земной коры котловин Ямато и Цусимской. Основные параметры земной коры (ниже осадочного слоя) в восточной части котловины типичны для земной коры океанов. Этот факт и обнаруженные здесь линей-

ные магнитные аномалии [Tamaki and Kobayashi, 1988] позволяют считать земную кору востока Японской котловины вновь образованной океанической корой. Мощность земной коры в центре Японской котловины составляет 7,5 км (без осадочного слоя), что прибли-

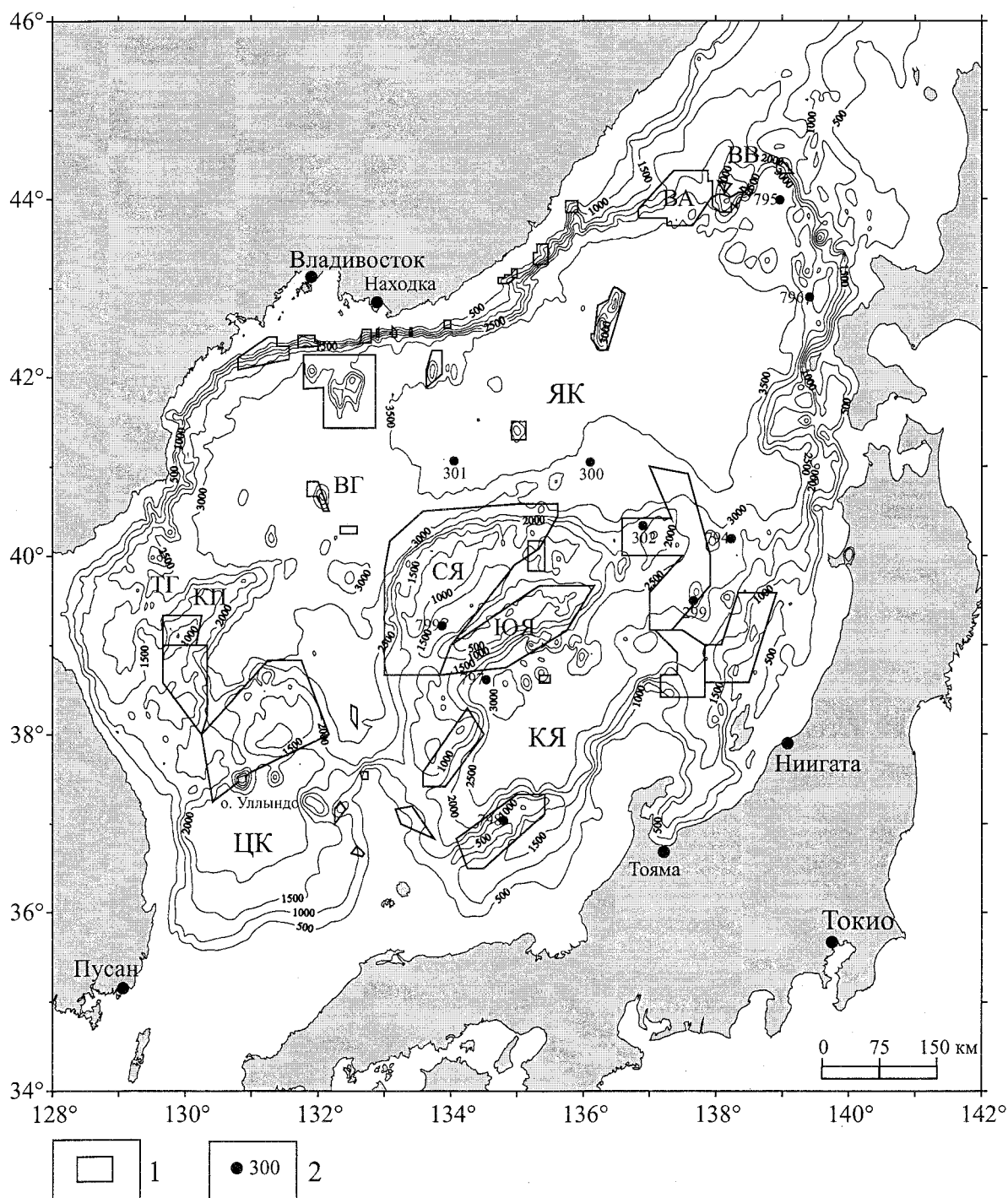


Рис. 2. Положение морфоструктур и схема расположения полигонов в Японском море.
 1 – полигон и его номер, 2 – скважины глубоководного бурения, 3 – поршневые трубки, 4 – изобаты.

зительно на 1,5 км больше мощности коры на востоке, в первую очередь, за счёт повышенной толщины нижней коры. Мощности верхней и нижней коры здесь немного больше, чем мощ-

ности слоёв 2 и 3 океанической коры с возрастом 3–15 млн лет [White et al., 1992]. В районе сейсмического профиля, в центре котловины, отсутствуют линейные магнитные аномалии

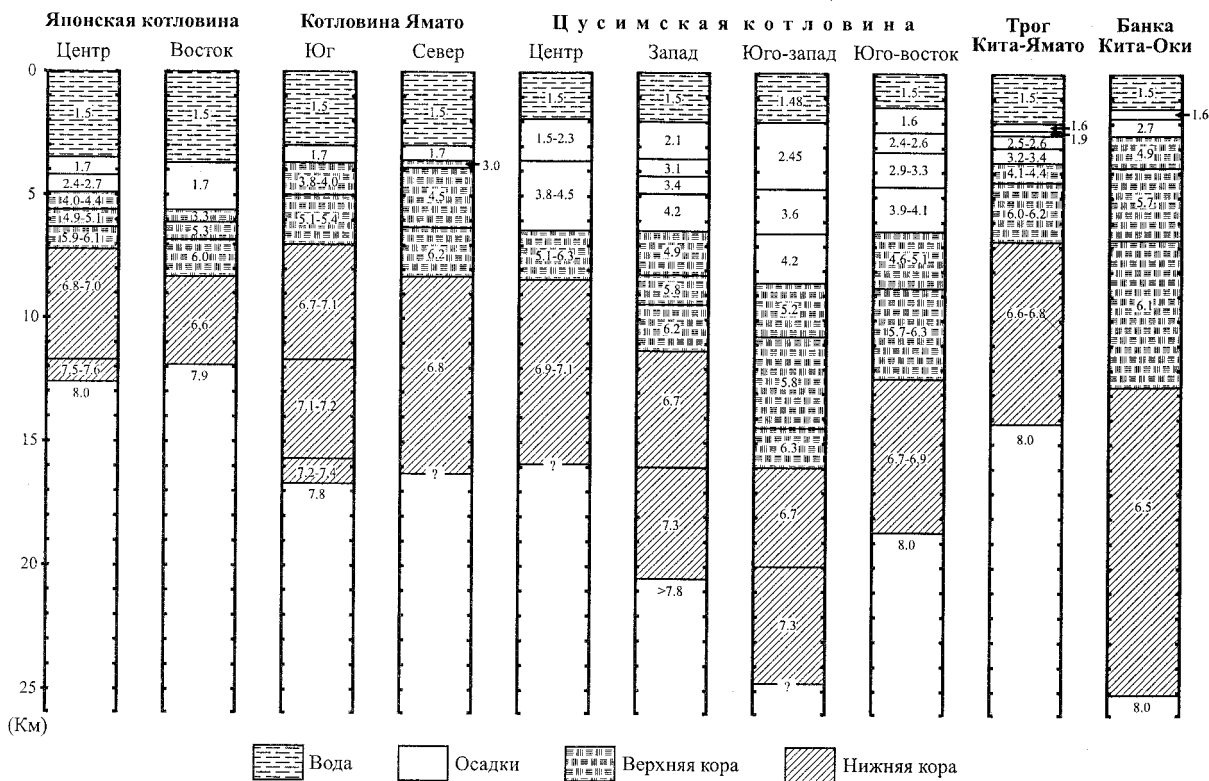


Рис. 3. Сейсмические разрезы изученных морфоструктур дна Японского моря. Цифры в колонках – скорости продольных сейсмических волн в км/с.

[Nakasa and Kinoshita, 1994; Isezaki and Shevaldin, 1996]. Земная кора в центре Японской котловины может рассматриваться или как утолщённая океаническая кора или как сильно растянутая континентальная кора.

Мощность земной коры в центральной и северной глубоководных частях Цусимской котловины составляет 9–11 км (без осадочного слоя) [Kim et al., 1998; Hirata and Kirashimo, 1995]. Мощность верхней коры (2–3 км) приблизительно соответствует мощности 2-го слоя океанической коры, мощность нижней коры (около 7 км) превышает мощность 3-го океанического слоя. При переходе к краевым частям котловины, мощность коры увеличивается до 14–16 км на западе и юго-западе [Karp et al., 2001] и до 12 км на юго-востоке [Sato, 2002]. На западе и юго-западе в низах коры выделяется высокоскоростной слой (скорость 7,3 км/с) мощностью около 4 км. Мощность верхней коры в краевых частях котловины составляет 5–7 км; нижней коры – 6–9 км.

В котловине Ямато мощность коры около 13 км, верхняя кора имеет толщину 3–5 км, нижняя кора – 8–10 км. [Hirata et al., 1989]. Трог Кита-Ямато, разделяющий возвышенность Ямато на северную и южную части, имеет те же параметры земной коры, что и глубоководные части котловин Ямато и Цусимской [Sato et al., 2001].

Единственной возвышенностью в пределах Японского моря, для которой определен полный разрез земной коры сейсмическим методом, является банка Кита-Оки, мощность земной коры которой составляет 23 км. Верхняя часть разделяется на два слоя общей мощностью 12 км. Скорости сейсмических волн в нижней коре и её мощность приблизительно те же, что и в котловинах Ямато и Цусимской [Hirata and Kurashimo, 1995].

Различие в строении земной коры под котловинами и возвышенностями прослеживается в более глубоких горизонтах Земли (в верхней мантии), что отчетливо устанавливает-

ся по характеру электропроводимости [Леликов и др., 2003]. Под возвышенностями кровля астеносферы находится на глубине 120–150 км и характеризуется относительно повышенным удельным сопротивлением 50–70 Ом/м, причем верхняя ее часть более высокоомная. Сопротивление в литосфере здесь также увеличивается до 2000 Ом/м. Под котловинами высокопроводящая кровля астеносферы поднимается до 60 км. Она отличается более низким удельным сопротивлением (5–10 Ом/м), как и литосфера, в котором это сопротивление не превышает 800 Ом/м. Такой порядок величин сопротивлений, возможно, характеризует режим растяжения, связанный с повышенной концентрацией флюидов в литосфере впадин. Характерной особенностью геоэлектрического строения земной коры является наличие в ней в интервале глубин 10–20 км линейных зон высокой проводимости (меньше 10 Ом/м). При этом направление осей этих зон согласуется с направлениями глубинных разломов. Высокая проводимость, возможно, вызвана образованием трещин и их заполнением минерализованным водным раствором, образовавшимся в процессе дегидратации корового вещества. Данные об электропроводимости достаточно хорошо коррелируются со скоростными характеристиками и тепловым потоком, это может свидетельствовать о том, что современные морфоструктуры имеют сверхглубокое заложение и их эволюция связана с протеканием термодинамических процессов в тектоносфере.

Геологическое строение

В геологическом строении шельф, материковый склон и подводные возвышенности, характеризующиеся корой континентального типа, отличаются от глубоководных котловин, кора которых представлена растянутой континентальной или океанической.

Подводные возвышенности. В их строении принимают участие метаморфические, осадочные, вулканогенные и интрузивные породы различного состава и возраста.

Метаморфические породы. Среди них установлены архей-раннепротерозойские (2729–1983 млн лет) образования, распространенные в западной части моря на возвышенностях Корейского плато и являющиеся подводным продолжением Сино-Корейского массива. Они представлены гнейсо-мигматитовым комплек-

сом, сложенным роговообманковыми амфиболитами, биотит-роговообманковыми биотитовыми плагиогнейсами, биотитовыми гнейсами, кварц-биотит-мусковитовыми сланцами, гнейсо-гранитами и мигматитами, которые сформированы в среднеглубинных условиях амфиболитовой ($T = 560\text{--}670^\circ\text{C}$ и $P = 5,0\text{--}7,0$ кбар) фации [Леликов, 1992].

К позднепротерозойскому комплексу отнесены метаморфические образования западной оконечности хребта Южное Ямато, представленные роговообманковыми амфиболитами, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами и биотитовыми гнейсами. Они сформировались в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($T = 550^\circ\text{C}$ и $P = 4,0$ кбар) и по своему составу близки гнейсам Хида Японии и «габброидам» Южного Приморья.

Метаморфизованные вулканогенные и терригенные образования средне-позднепалеозойского комплекса (355,9; 319,2; 272,5; 240,3 млн лет) обнаружены на возвышенностях Витязя, Алпатова и Ямато. Среди первых преобладают metabазальты, реже встречаются альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые, альбит-биотит-хлоритовые и хлорит-альбит-мусковит-карбонатные сланцы, амфиболовые микросланцы и амфиболиты по габбро или диабазам. По составу они близки толетам океанических островов и поднятий, метаморфизованным в условиях зеленосланцевой фации при давлении 2–4 кбар и температуре 480°C . Первично осадочные породы преобладают над метаэффузивами и представлены филлитами, кварц-серицитовыми сланцами и метапесчаниками [Леликов, 1992].

Осадочные породы. Среди осадочных образований выделяется толща конгломератобрекчий, дресвяников, песчаников и алевролитов среднепалеозойского возраста, залегающая на докембрийских и среднепалеозойских гранитах на склоне Корейского плато. Толща песчаников, гравелитов, алевролитов верхнепалеозойского возраста возвышенности Ямато прорвана гранитами с возрастом 270 млн лет. Здесь же развиты нижнемеловые аркозовые песчаники с прослоями алевропесчаников и алевролитов с палинокомплексом альбского возраста, а на Южном Ямато обнаружены континентальные отложения песчанно-алевролитовой толщи, содержащие палинофлору палеоценового возраста [Леликов и др., 1980].

Континентальные озерные отложения олигоцен-нижнемиоценового возраста с пресно-

водной диатомовой флорой и палинокомплексами залегают на многих подводных возвышенностях. Они сложены туфоконгломератами, туфодиатомитами, туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, гравелитами, песчаниками [Цой и др., 1985].

Более молодые кайнозойские отложения представлены морскими осадочными породами, которые перекрывают образования складчатого фундамента и содержат органические остатки (диатомеи, радиолярии). По литологическому составу они близки между собой – это диатомово-глинистые породы с прослойками и линзами песчаников, алевролитов, известняков; диатомовые глины, туфодиатомиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, диатомиты, реже песчаники, алевролиты, алевропелиты и туфогравелиты. На основании диатомового анализа, среди них выделяются нижнемиоценовые, средне-верхнемиоценовые, верхнемиоценовые и плиоценовые отложения [Берснев и др., 1987; Цой, Шастина, 1999]. Наибольшим распространением пользуются средне- и верхнемиоценовые, разрез которых на ряде возвышенностей (интервал глубин 3300–2700 м) начинается горизонтом базальных конгломератов, сложенных валунами и галькой пород фундамента, свидетельствующих о прибрежно-морских условиях их отложений. Мощность морских отложений на шельфе, материковом склоне и возвышенностях колеблется от 0,25 до 1,5 км.

Вулканогенные породы. Верхнемеловой комплекс (103-64 млн лет) сложен дацитами, риолитами и их туфами и является подводным продолжением на шельф вулканитов прибрежного вулканического пояса Сихоте-Алиня.

Олигоцен-раннемиоценовый комплекс (27-18 млн лет) подразделяется на две толщи: трахиандезитовую (свита Оки) и андезитовую. Свита Оки залегает в виде покровов на гетерогенном фундаменте всех крупных возвышенностей и сложена туфами трахиандезитового, трахидацитового, трахилипаритового, смешанного состава, пепловыми и игнимбритами. Ее породы относятся к образованиям субщелочной серии ($K_2O + Na_2O - 8,0-11,5\%$). К андезитовой толще (27,4; 21,5 млн лет) отнесены вулканические постройки возвышенности Ямато, сложенные непрерывным рядом пород от базальтов до дацитов с преобладанием андезитов, представляющих собой образования известково-щелочной серии.

Вулканисты среднемиоцен-плиоценового комплекса (13,1-4,5 млн лет) широко распространены в Японском море, слагая многочисленные вулканические постройки и хребты в глубоководных котловинах (Японской и Ямато), а также в краевых частях крупных подводных возвышенностей. Они представлены дифференциальным рядом пород от базальтов до трахилипаритов при резком преобладании пироксен-плагиоклазовых базальтов и андезитов. Это специфические породы, которые обладают чертами сходства, как с вулканитами известково-щелочной серии островных дуг (по высокому содержанию $Al_2O_3 - 17-20\%$, $K_2O + Na_2O - 3,5-4,5\%$, Rb, Sr, низкому содержанию CaO – 8,5-10%), так и с океаническими толеитами (по высокому уровню Ni – 40-250, Cr – 150-500 г/т и особенностям состава минералов), и были выделены в самостоятельный тип окраинно-морских толеитов [Съедин, 1987].

Среднемиоценовый комплекс (11,1 млн лет) представлен оливин-плагиоклазовыми базальтами, поднятыми с материкового склона Южного Приморья, аналогичными неогеновым платобазальтам Южного Приморья (Шуфанское, Шкотовское плато) [Мартынов, 1999].

Плиоцен-голоценовый комплекс (2,2-3,5 млн лет до современного периода). Вулканисты комплекса развиты в юго-западной части моря, где они образуют вулканические постройки в северном борту Цусимской котловины. Это щелочные породы с высоким содержанием калия до 5,0% и титана до 3,6%. Они образуют эволюционный ряд от пикритовых базальтов до трахитов. По геохимическим особенностям они аналогичны щелочным базальтоидам континентальных рифтов [Съедин, 1987].

Характерной геохимической особенностью кайнозойского вулканизма Японского моря является повышенная щелочность, в частности, калиево-щелочность всех выделенных типов образований, что может быть связано с влиянием сиалического субстрата континентальной коры на исходный состав магмы.

Подтверждением этого может служить повышенные значения отношений изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7048-0,7067$) в оливин-пироксеновых базальтах андезитовой толщи возвышенности Ямато, которые связываются с контаминацией сиалического субстрата исходной магмой [Kaneoka et al., 1996], а также изотопный состав Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7048-0,7097$) щелочных вулканитов (1,4 млн лет до современного

периода) острова Уллындо, расположенного на северном борту Цусимской котловины, свидетельствующий об их образовании из мантийной магмы контаминирующей кристаллические породы [Kim et al., 1999]. В базальтах среднемиоцен-плиоценового комплекса вулканических построек котловины Ямато отношения изотопов стронция составляет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7035-0,7042$), подобное значениям изотопов в базальтах MORB, исходная магма которых контаминировала морские осадки [Kaneoka et al., 1996].

Гранитоиды играют важную роль в строении складчатого фундамента шельфа и крупных подводных возвышенностей, где они слагают массивы, протягивающиеся на десятки и сотни километров. Среди них выделяются породы трех генетических типов: ультраметаморфогенного, известково-щелочного (палингенные) и андезитового ряда, которые подразделяются на шесть разновозрастных комплексов [Леликов, Маляренко, 1994].

На Корейском плато установлены ультраметаморфогенные граниты раннепротерозойского возраста, среднепалеозойские (348,4 млн лет) палингенные абиссальные граниты и раннемеловые (110-102 млн лет) палингенные ($T - 560-650^\circ\text{C}$, $P - 4,1-5,3$ кбар) диориты, гранодиориты, граниты, которые также обнаружены на возвышенности Гэбасс в Японской котловине.

На возвышенности Ямато развиты позднепротерозойские габбро, гранодиориты и граниты производные андезитовой магмы, позднепалеозойские (332,0-181,0 млн лет) кварцевые монзониты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты производные андезитовой магмы, кристаллизовавшиеся при $T - 590-660^\circ\text{C}$ в пограничной области абиссальных и мезоабиссальных интрузий и позднемеловые (74-67 млн лет) гипабиссальные гранодиориты и граниты андезитового ряда. На шельфе Южного Приморья подняты позднемеловые (98-58 млн лет) граниты: палингенные плюмазитового типа ($T - 550-650^\circ\text{C}$) и палингенные гипабиссальные ($T - 720^\circ\text{C}$, $P - 1,1$ кбар) граниты.

Развитие структур Японского моря сопровождается последовательно возрастанием роли магматических пород. При этом увеличивается количество кислых, обогащенных калием, дифференциатов, как в отдельных возрастных комплексах, так и в общей направленности магматизма, т. е. сохраняется гомодромная направленность магматизма от докембрия до позднего

мезозоя. Подобная закономерность может свидетельствовать о конструктивном характере развития этих структур в докайнозойе, заложившихся на докембрийском сиалическом фундаменте. В позднем мелу появляются признаки деструкции коры, к которым можно отнести наличие гранитов плюмазитового типа на материковом склоне Южного Приморья [Леликов, Маляренко, 1994], характерных для геодинамических обстановок калифорнийского типа и континентальных рифтов [Кузьмин, 1985].

Глубоководные котловины. Эти котловины занимают большую часть площади морского дна.

Японская (Центральная) котловина представляет собой наклоненную на северо-восток равнину глубинной 3400–3600 м осложненную многочисленными вулканическими постройками и хребтами. Мощность осадочного чехла в ее восточной части составляет 1,75-2,5 км, иногда достигая 2,95 км, а в западной колеблется в пределах 1,75-2,0 км [Карнаух, Карп, 1997]. На северном склоне котловины пройдена скважина 795, которой вскрыты нижнемиоценовые вулканиды (23,7-17, 1 млн лет), а осадконакопление на основной ее площади начинается предположительно с низов среднего миоцена [Kaneoka et al., 1992].

Котловина Ямато (Хонсю) глубиной 2500 м и более имеет многочисленные вулканы, возвышающиеся над ее дном на 1500–1800 м. Мощность осадков в ней меньше, чем в Японской, и составляет 0,5-1,0 км, достигая 1,6-2,0 км в южной части трога Таямо [Tamaki, 1988]. В котловине Ямато, по данным бурения (скв. 794, 797), базальты с радиоизотопным возрастом 22,2-17,7 млн лет залегают на глубине 600-900 м ниже уровня моря и перекрываются отложениями среднего миоцена [Kaneoka et al., 1992].

Породы фундамента этих котловин (скв. 794, 795, 797) и состоят из силлов базальтов и лавовых покровов. По изотопному составу эти породы образуют широкий ряд, более широкий, чем в других островных дугах или в задуговых системах западной части Тихого океана, и составляют: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70369-0,70499$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51267-0,51317$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17,64-18,36$. На графиках Sr-Pb и Nd-Pb вулканиды располагаются на линии между базальтами MORB производными деплетированной мантии и обогащенной мантии (EM II), что может быть связано с контаминацией магмой кристаллических пород или осадков [Cousens et al., 1992]. При этом базаль-

ты по изотопам Nd подразделяются на две группы: силлы верхнего комплекса (скв. 797) характеризуются высоким Nd отношением (0,513083-0,513158, ϵ_{Nd} =8,68-10,14) и базальты из скважины 794 и силлы нижнего горизонта из скважины 797 имеют низкие Nd отношения (0,512684-0,512862, ϵ_{Nd} =0,90-4,37). Источником базальтов с низкими значениями изотопа Nd (с возрастом 20,6-17,3 млн лет) служила изначально обогащенная субконтинентальная верхняя мантия с незначительным включением деплетированной астеносферной мантии. Последующее изменение состава мантии через физическое замещение субконтинентальной мантии деплетированной астеносферной привело к образованию силлов верхнего комплекса с высоким изотопным отношением Nd. Этот процесс связывается с разрушением перекрывающей литосферы в течение рифтогенеза в задуговой котловине Японского моря [Nohda et al., 1992].

Базальты нижнего горизонта разреза (скв. 797, ниже 750 м) по своим петрохимическим особенностям относятся к формационному типу континентальных рифтов [Коновалов, 2002].

Цусимская котловина – округлой формы, диаметром 250 км и глубиной около 2000 м. Мощность осадочного слоя в ней оценивается порядка 4 км. Он состоит из неогеновых отложений, которые переслаиваются с базальтовыми покровами и силлами, сформированными в процессе вулканической активности среднемиоценового времени [Lee, 1992].

Дискуссия

Строение и образование глубоководных котловин имеет определяющее значение для понимания происхождения япономорской впадины, поэтому вначале остановимся на представлениях ряда авторов по этому вопросу.

В котловинах Цусимской и Ямато, по сравнению с Японской котловиной, наблюдается утолщённая земная кора. Предложено несколько моделей образования утолщённой коры в этих котловинах. Х. Ким и Г. Ли с соавторами [Kim et al., 1998; Lee et al., 1999] предполагают, что земная кора в центральной глубоководной части Цусимской котловины является океанической. Ким и др. [Kim et al.,] предполагают, что глубоководная часть Цусимской котловины подстилается океанической корой, образовавшейся в результате спрединга морского дна и испытавшей воздействие периферийных частей

мантийного плюма. Океаническая кора с мощностью большей стандартной океанической образуется, если температура верхней мантии в месте образования коры выше нормальной [Su et al., 1994], что вызывается относительной близостью мантийного плюма [White and McKenzie, 1989].

Ли и др. [Lee et al., 1999] предполагают, что образование океанической коры в глубоководной части Цусимской котловины происходило согласно механизму Муттера и др. [Mutter et al., 1988], которые предполагают, что увеличение мощности океанической коры может вызываться вторичной конвективной ячейкой небольшого размера, возникающей из-за наличия большого латерального температурного градиента на границе между холодной континентальной плитой и относительно горячей областью утонённой литосферы с развивающейся океанической корой. Увеличение мощности коры в этой модели происходит на ранней стадии спрединга.

Относительно низкий тепловой поток в Цусимской котловине [Suk et al., 1993] и отсутствие источников горячих подземных вод на Корейском полуострове свидетельствуют об отсутствии температурной аномалии под Цусимской котловиной во время её открытия. Согласно расчётам Муттера и Зендера [Mutter and Zehnder, 1988], толщина океанической коры, создаваемой по механизму Муттера и др., остаётся большей, чем мощность нормальной океанической коры, в течение более чем 5 млн лет. С другой стороны, Боханнон и Эйттрейм [Bohannon and Eittreim, 1991] показали, что в Красном море, на окраине Антарктики и на южной окраине Австралии океаническая кора нормальной толщины не образуется до тех пор, пока континентальные плиты, между которыми происходит спрединг, не будут отделены друг от друга на расстояние 300–400 км. Ширина Цусимской котловины менее 250 км [Lee et al., 1999]. Основываясь на ее геометрических размерах и на предполагаемой ограниченной длительности процесса спрединга морского дна в ней, Ли с соавторами полагают, что процесс образования здесь океанической коры прекратился до появления коры нормальной толщины, и считают вновь образовавшуюся земную кору “эмбрионной” или “примитивной” океанической.

Косвенным доводом наличия в Цусимской котловине вновь образованной океанической

кой коры является недавно обнаруженный на разрезах, пересекающих западную и юго-западную окраину котловины, высокоскоростной слой в низах коры [Karp et al., 2001], который неизвестен в разрезах окружающей суши. Параметры этого слоя (скорости сейсмических волн и мощности) примерно те же, что и соответствующие величины, известные для низов коры на так называемых пассивных вулканических окраинах Северной Атлантики [White and McKenzie, 1989]. Предполагается, что появление этого слоя вызвано частичным плавлением мантийного материала из-за повышения температуры астеносферы при расколе континентальной плиты [Kelemen and Holbrook, 1995].

Отличную точку зрения о происхождении земной коры котловин Ямато и Цусимской выдвинули Тамаки и др. [Tamaki et al., 1992], рассматривая ее как растянутую и утоненную первично континентальную кору. Ими принимается, что верхняя и нижняя части коры Прото-Японской островной дуги, которая располагалась на краю Азиатского континента, в процессе тектонического растяжения подвергались деформациям различного типа. Нижняя кора испытала воздействие вязкой (неупругой) деформации. В результате нижняя кора была растянута и уменьшилась в мощности, образовав котловину без верхней части коры; а верхняя кора под воздействием упругой деформации была расколота на отдельные фрагменты, которые остались в виде возвышенностей с континентальной корой. Верхняя мантия под котловинами в результате утонения коры поднялась, что вызвало её частичное плавление и образование верхней коры котловин.

Происхождение и историю развития япономорской впадины мы рассматриваем, исходя из следующих геолого-геофизических данных. Строение докайнозойского фундамента подводных возвышенностей аналогично одновозрастным образованиям окружающей суши, что может свидетельствовать о единстве строения и развития этих структур в докайнозойское время. Метаморфические породы докембрия, абиссальные и мезоабиссальные гранитоиды формировались в структурах с мощной (30–35 км) сиалической корой, мощность промежуточного слоя в которой составляет 10–15 км. Современная мощность коры этих морфоструктур не превышает 22–26 км, что указывает на ее сокращение путем деструктивного преобразования континентальных блоков коры. В нижнем

миоцене завершается формирование на подводных возвышенностях покровов субаэральных щелочных вулкаников трахиандезитовой серии (свита Оки) и отложение олигоцен - нижнемиоценовой толщи с пресноводными диатомеями, свидетельствующими о субаэральных условиях развития этих возвышенностей. Со среднего миоцена на них начинают отлагаться толщи с морской фауной, в основании которых залегает базальный горизонт валунников, сформированный в прибрежно-морских условиях. Современное положение этого горизонта на глубине 1700–2200 м ниже уровня моря указывает на значительное опускание япономорских структур со среднемиоценового времени. В раннемиоценовое время в основном завершился процесс формирования магматического фундамента глубоководных котловин, сложенного базальтами из магматических расплавов контаминирующих кристаллические породы. Морское осадконакопление в котловинах начинается с низов среднего миоцена.

Геологические данные, геохимия и изотопный состав магматических пород указывают на заложение впадины Японского моря на континентальной коре. Появление океанической коры в Японской котловине связано с проявлением спрединга в исходной континентальной коре.

Образование впадины Японского моря явилось следствием растяжения, вызванного относительным перемещением Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит и внедрения мантийного плюма, начало которого приходится, вероятно, на меловое время. Эти процессы сопровождалась разогревом нижней части земной коры, ее разуплотнением и растяжением, проявлением рифтогенеза, в результате которого начали образовываться глубоководные котловины. В течение кайнозоя продолжались рифтогенез и опускание блоков земной коры по глубинным разломам, что сопровождалось подъемом и излиянием щелочных магм. Этот процесс протекал циклично с различными скоростями, наиболее быстро на рубеже палеогена и неогена (23–9 млн лет) и сопровождался излиянием субщелочных вулкаников трахиандезитовой серии на обширных площадях моря и формированием толщи “зеленых туфов” в Японии. Вертикальные движения происходили в глубоководных котловинах на фоне продолжающегося рифтогенеза, который охватывает и крупные подводные возвышенности, разделяя их на более мелкие блоки. Доказательства

наличия в Японском море растянутой и утонённой земной коры получены на сейсмических профилях, пересекающих банку Кита-Оки и трог Кита-Ямато (см. рис. 3). Согласно имеющимся геолого-геофизическим данным, возвышенность Ямато и её продолжение на юг – банка Кита-Оки подстилаются континентальной корой. Верхняя кора банки Кита-Оки представлена двумя слоями: верхним мощностью около 1 км (скорость сейсмических волн – 4,9 км/с) и нижним мощностью до 10 км (скорость – около 6,0 км/с). Нижняя кора сложена слоем со скоростью 6,5–6,8 км/с и мощностью 11 км. Градиенты увеличения скорости с глубиной в верхней коре значительно меньше соответствующих величин в котловинах Ямато и Цусимской. Мощность верхней коры в троге Кита-Ямато, состоящей также из двух слоёв (скорости 4,2 и 6,0 км/с), составляет 2,8 км, мощность нижней коры (скорости 6,6–6,9 км/с) равна 7,8 км. В сравнении, мощность континентальной коры в Приморье и на острове Хонсю [Аргентов и др., 1971; Yoshii, 1977] оценена в 30 км, мощность верхней коры составляет около 16 км и мощность нижней коры – около 12 км. Таким образом, при растяжении континентальной коры мощность её верхней части уменьшается в значительно большей степени, чем мощность нижней коры.

При рифтогенезе краевые части подводных возвышенностей приобретают ступенчатое строение за счет сбросов, поверхность которых имеет крутые борта и в них обнажаются породы складчатого фундамента. Время проявления рифтогенеза в котловинах и на возвышенностях различно. Возраст нижнего горизонта отложений, залегающих на базальтах в Японской котловине – нижнемиоценовый, а в троге Гензан (Корейское плато) – верхнемиоценовый, т. е. раскрытие этих рифтогенных трогов происходило в более позднее время (6–5 млн лет), чем в котловине (17–15 млн лет). Развитие рифта в троге Гензан сопровождается последовательным сокращением мощности земной коры от 24 до 18 км в направлении от Корейского плато в сторону котловины [(Антипова и др., 1993)].

Возможно, наличие утолщенной земной коры в Цусимской котловине связано с более поздним временем проявления рифтинга, чем в Японской котловине, поскольку в ее пределах наблюдаются щелочные вулканы плиоценового возраста, аналогичные базальтоидам континентальных рифтов [Леликов, 2002].

Различия в строении земной коры япономорских структур отражают различные стадии развития рифта на окраине континента.

Мощность, предварительно раздробленной рифтогенными процессами коры, сокращалась в результате магматической эрозии. Развитие в пределах возвышенностей субщелочных (трахиандезитовых) вулкаников, значение изотопных отношений в базальтах котловин и возвышенностей свидетельствуют о влиянии корового материала на формирование магматических расплавов. Процесс замещения базальтовой магмой сиалического слоя земной коры с образованием расплавов более кислого и щелочного состава можно рассматривать в качестве возможного механизма сокращения мощности коры, связанной с формированием впадины Японского моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 02-02-65209

Список литературы

- Антипова С.И., Кулинич Р.Г., Николаев С.М. Глубинное строение земной коры по гравиметрическим данным // Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток, Дальнаука, 1993. С. 26–37.
- Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапов С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 90 с.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов М.: Наука, 1968. 255 с.
- Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток, 1987. 139 с.
- Васильковский Н.П. О направленности геологических процессов в истории Земли // Геология и геофизика. 1962. № 11. С. 41–51.
- Кариб Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 266–288.
- Карнаух В.Н., Карп Б.Я. Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 10–24.
- Карп Б.Я. Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354.
- Коновалов Ю.И. Вулканические комплексы глубоководных котловин Японского моря как индикатор рифтогенных процессов // Рифты литосферы. Екатеринбург. 2002. С. 268–269.

- Кропоткин П.Н.* Динамика земной коры // Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 238–253.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
- Леликов Е.П., Маркевич В.С., Терехов Е.П.* Нижнемеловые и палеогеновые отложения подводной возвышенности Ямато (Японское море) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 3. С. 678–682.
- Леликов Е.П., Терехов Е.П.* Щелочные вулканы дна Японского моря // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 71–77.
- Леликов Е.П.* Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток. 1992. 168 с.
- Леликов Е.П., Маляренко А.Н.* Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.
- Леликов Е.П.* Рифтогенез и формирование впадины Японского моря // Рифты литосферы. Екатеринбург. 2002. С. 151–152.
- Леликов Е.П., Карп Б.Я., Никифоров М.В.* Рифтогенез и глубинное строение Японского моря // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 327–331.
- Мартынов Ю.А.* Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере северо-западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
- Съедин В.Т.* Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 6. С. 1441–1447.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
- Цой И.Б., Ващенко Н.Г., Горюва М.Т., Терехов Е.П.* О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 50–55.
- Цой И.Б., Шастина В.В.* Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи и радиолярии). Владивосток: Дальнаука, 1999. 240 с.
- Bohannon R. G., Eittreim S. L.* Tectonic development of passive continental margins of the southern and central Red Sea with a comparison to Wilkes Land, Antarctica // Tectonophysics. 1991. V. 198. P. 129–154.
- Cousens B. L., Allan J. F.* A Pb, Sr and Nd isotopic study of basaltic rocks from the Sea of Japan, Legs 127/128 // Proc. ODP, Sci. Results, 127/128(2). 1992. P. 805–817.
- Hirata N., Tokuyama H., and Chung T. W.* An anomalously thick layering of the crust of the Yamato Basin, southeastern Sea of Japan: the final stage of back-arc spreading // Tectonophysics. 1989. V. 165. P. 303–314.
- Hirata N., Karp B., Yamaguchi T. et al.* Oceanic crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan – USSR expedition // Geophys. Res. Lett, 1992. V. 19. P. 2027–2030.
- Hirata N. and Kurashimo E.* Seismic crustal structure of the Japan Sea: new results by ocean bottom seismographic observations // In: Band E., Torni M., Talwani M. (eds.) Rifted Ocean – Continent Boundaries. Kluwer Academic Publishers. 1995. P. 355–369.
- Ingle J.C. Jr.* Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections // Proc. ODP, Sci. Results, 127/128(2). 1992. P. 1197–1218.
- Isezaki N. and Shevaldin Y.V.* Geomagnetic anomalies of the Japan Sea // In: Isezaki N., I. Bersenev, K. Tamaki, B. Y. Karp and E. P. Lelikov (eds.), Geology and Geophysics of the Japan Sea, Japan – USSR Monograph Series 1. Terrapub. 1996. P. 41–47.
- Jolivet L., Tamaki K.* Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan arc // Proc. ODP, Sci. Results, 127/128(2). 1992. P. 1311–1327.
- Jolivet L., Tamaki K. and Fournier M.* Japan Sea: opening history and mechanism: a synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 22,237–22,259.
- Kaneoka I., Takigami Y., Takaoka N. et al.* ⁴⁰Ar–³⁹Ar analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results. 127/128(2). 1992. P. 819–836.
- Kaneoka I., Matsuda J., Lelikov E. P., S'edin V. T.* Isotope geochemistry of igneous rocks in the Japan Sea // In: Isezaki N., I. Bersenev, K. Tamaki, B. Y. Karp and E. P. Lelikov (eds.). Geology and Geophysics of the Japan Sea, Japan – USSR Monograph Series 1. Terrapub. 1996. P. 369–383.
- Karig D.E.* Origin and development of the marginal basins in the western Pacific // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 2542–2561.
- Karp B., Medvedev S., Prokudin V., Lee J.M.* High-velocity lower crustal layer in the Tsushima Basin, Japan Sea: results of ocean bottom seismographic observation // Proceedings and Abstracts for fifth IOC / WESTPAC, International Scientific Symposium, Seoul, Republic of Korea. 2001. P. 95.
- Kelemen P.B., Holbrook W.S.* Origin of thick, high-velocity igneous crust along the U. S. East Coast Margin // J. Geophys. Res. 1992. V. 100. P. 10,077–10,094.
- Kim H.J., Han S.J., Lee G.H., Huh S.* Seismic study of the Ulleung Basin crust and its implications for the opening of the East Sea (Japan Sea) // Marine Geophys. Res. 1998. V. 20. P. 219–237.
- Kim K.H., Tanaka T., Nagao K., Jang S.K.* Nb and Sr isotopes and K–Ar ages of the Ulreungdo alkali volcanic rocks in the East Sea, South Korea // Geochemical Journal. 1999. V. 33. P. 317–341.

- Kimura G., Tamaki K.* Collision, rotation and back arc spreading: the case of the Okhotsk and Japan seas // *Tectonics*. 1986. V. 5. P. 389–401.
- Lallemand S., Jolivet L.* Japan Sea: a pull apart basin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 76. P. 375–389.
- Lee K.E.* Geological structure of Ulleung back-arc basin, East Sea // M. S. Thesis, Seoul National Univ. 1992. 121 p.
- Lee G.H., Kim H.J., Suh M.C., Hong J.K.* Crustal structure, volcanism, and opening mode of the Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan) // *Tectonophysics*. 1999. V. 308. P. 503–525.
- Mutter J.C., Buck W.R., Zehnder C.M.* Convective partial melting, 1. A model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 1031–1048.
- Mutter J.C., Zehnder C.M.* Deep crustal structure and magmatic processes: the inception of seafloor spreading in the Norwegian-Greenland Sea // In: Morton A.C. and Parson L.M. (eds.). *Early Tertiary volcanism and the opening of the NE Atlantic*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1988. V. 39. P. 35–48.
- Nakasa Y., Kinoshita H.* A Supplement to Magnetic Anomaly of the Japan Basin // *J. Geomag. Geoelectr.* 1994. V. 46. P. 481–500.
- Nohda S., Tatsumi Y., Yamashita S., Fujii T.* Nd and Sr isotopic study of Leg 127 basalts: implications for the evolution of the Japan Sea backarc basin // *Proc. ODP, Sci. Results*. 127/128(2). 1992. P. 899–904.
- Sato T., Shinohara M., Suyehiro K. et al.* Seismic velocity structure of Kita-Yamato Trough, Lapan Sea revealed by Ocean Bottom Seismometer and airgun survey (Japanese with English abstract) // *Zisin*. 2001. V. 53. № 2. P. 337–355.
- Sato T.* Formation tectonics of the Tsushima Basin and the Japan Sea by seismic exploration using ocean bottom seismographs // Ph. D. Thesis, Chiba University. 2002. 62 p.
- Shinohara M., Hirata N., Suyehiro K. et al.* Detailed crustal structure of northern Yamato Basin // *Proc. ODP, Sci. Results*. 127/128(2). 1992. P. 1075–1106.
- Shinohara M., Sato T., Nishisaka H. et al.* Seismic velocity structures of Japan Basin and Kita – Yamato Trough, Japan sea by ocean bottom seismographic observation // *EOS, Transactions, AGU*, 1998 V. 79. № 45. P. 862.
- Su W., Mutter J.C., Buck W.R.* Some theoretical predictions on the relationships among spreading rate, mantle temperature, and crustal thickness // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 3215–3227.
- Suk B.C., Kim H.J., Park C.H. et al.* An oceanographic study in the East Sea (the Sea of Japan). Korea and Russia cooperative research // *Rep. BSPE 00242-433-5*, Korean Ocean Research and Development Institute, Ansan. 280 p.
- Tamaki K.* 1988. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implication // *Bull. Geol. Survey of Japan*. 1988. V. 39. P. 269–365.
- Tamaki K., Kobayashi K.* Geomagnetic anomaly lineation in the Japan Sea // *Mar. Sci. Monthly*. 1988. V. 20. P. 705–710 (in Japanese).
- Tamaki K., Honza E.* Global tectonics and formation of marginal basins: role of the western Pacific. // *Episodes*. 1991. V. 14. P. 224–230.
- Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al.* Tectonic synthesis and implication of Japan sea ODP drilling // *Proc. ODP, Sci. Results*. 127/128(2). 1992. P. 1333–1348.
- Uyeda S., Miyashiro.* Plate tectonics and the Japanese Islands: a synthesis // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1974. V. 85. P. 1159–1170.
- Uyeda S.* Subduction zone: facts, ideas and speculations // *Oceanus*. 1979. V. 22, P. 52–62.
- White R.S. and Mc Kenzie D.* Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margin and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 7685–7729.
- White R.S., McKenzie D., O'Nions R.K.* Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 19,681–19,175.
- Yoshii T.* Crust and upper-mantle structure beneath northeastern Japan (in Japanese) // *Kagaku*. 1977. V. 47. P. 170–176.

Рецензент член-корр. РАН Н.А. Богданов