

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУР ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Е.П. Леликов, Т.А. Емельянова

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток,
e-mail: lelikov@poi.dvo.ru

В окраинных морях Тихого океана – Охотском, Японском и Филиппинском – широким распространением пользуются разновозрастные вулканогенные породы. Они залегают в виде покровов на крупных возвышенностях, образуют вулканические хребты и отдельные возвышенности в глубоководных котловинах. Вулканизм, проявленный на поверхности Земли, является индикатором эндогенных процессов, протекающих в ее недрах, и служит основным показателем энергетической активности земных недр, формирующей главные тектонические элементы зоны перехода. Его источником служат магматические расплавы, геохимическая специализация которых зависит от глубины формирования магматического очага, влияния флюидов, поднимающихся из нижней обогащенной мантии, контаминация расплавом сиалического субстрата.

Геолого-геофизические материалы, включая драгирование и глубоководное бурение показали, что в строении этих морей принимают участие структуры с различным составом (сиалическим и мафическим), строением и степенью зрелости земной коры, что делает их уникальным объектом для определения зависимости петрогеохимического состава магматических пород от состава, мощности и строения земной коры, а также определения роли процессов вулканизма в формировании морских структур.

В Японском море на шельфе установлена типичная континентальная кора мощностью порядка 30 км. Под подводными возвышенностями - редуцированная континентальная (23-25 км). В восточной части Японской (Центральной) котловины развита океаническая кора мощностью 6.0 км (без осадочного слоя), а в западной ее части - мощность коры составляет 8.0 км и она представляет собой сильно растянутую континентальную. Кора других котловин существенно отличается от коры Японской и составляет 9 – 11 км (без осадочного слоя) в Цусимской и около 13 км под котловиной Ямато [Карп, Карнаух, 2004]. Мощность земной коры Охотского моря почти повсеместно составляет 28-32 км, сокращаясь до 24 км во впадине Дерюгина и до 13-15 км в Курильской котловине. Но во всех структурах она имеет трехчленное строение с промежуточным слоем ($V=5,0-6,2$ км/сек) мощностью от 16 км (под возвышенностями) до 1,5 км в Курильской котловине [Харахинов, 2001].

Установлено продолжение континентальных структур на шельф и подводные возвышенности Японского и Охотского морей. В строении ряда возвышенностей Японского моря принимают участие докембрийские метаморфические породы и палеозойские гранитоиды, которые образовались при мощности коры 30-35 км. Современная мощность земной коры этих возвышенностей составляет 24-26 км. Эти факты свидетельствуют о деструкции сиалической коры в процессе формирования впадины Японского моря, которое представляет собой кайнозойскую рифтогенную систему [Леликов, Карп, 2004]. В рельефе акустического фундамента Японской котловины отмечается ряд возвышенностей - Первенца, Богорова, Тарасова, сложенные вулканитами среднемиоцен-плиоценового возраста. Возвышенности расположены на широких пьедесталах, превышающих их поверхностные выходы [Карнаух, Карп 1997]. Эти пьедесталы, вероятно, представляют собой реликты редуцированной континентальной коры, сохранившиеся при рифтогенном образовании 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 (23-19 млн. лет) [Ingle, 1992] и сопровождался излиянием субщелочных вулканитов трахиандезитовой серии на обширных площадях моря. Вертикальные движения происходили на фоне продолжающегося рифтогенеза в глубоководных котловинах, который охватывает и крупные подводные возвышенности, разделяя их на более мелкие блоки. Различия в строении земной коры япономорских структур отражают различные стадии развития рифта на окраине континента. 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) [Леликов, Карп, 2004].

При корреляции вулканитов Японского, Охотского морей и подводного хребта Витязя расположенного на Тихоокеанском склоне Курильской островной дуги установлено несколько разновозрастных вулканических комплексов, что указывает на единство тектономагматических процессов, формирующих северный участок зоны перехода континент - Тихий океан. Породы разновозрастных комплексов этих структур имеют некоторые общие геохимические черты и существенные различия. Вулканиты позднемиоценового комплекса обоих морей обладают близкими петрохимическими характеристиками. Это объясняется принадлежностью охотоморских вулканитов к игнимбритовой формации Охотско-Чукотского вулканогена, а япономорских к образованиям Восточно-Сихоте-Алинского вулканогенного пояса, которые представляют собой фрагменты единого Восточно-Азиатского вулканического пояса. Мезозойский вулканизм предшествовал формированию впадин краевых морей и является подводным продолжением разновозрастных вулканитов Сихоте-Алинского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов. Кайнозойский вулканизм тесно связан с раскрытием впадин Японского и Охотского морей. Его сходство в первую очередь обусловлено заложением и развитием этих морей и хребта Витязя на континентальном фундаменте, когда на генерацию исходных магм активное влияние оказывала сиалическая составляющая литосферы, а отличие, связан с различиями в составе земной коры этих морей и характере проявления рифтогенных процессов, которые оказывают влияние на состав магмагенерирующих источников.

На основании изучения вещественного состава и радиоизотопные определения возраста вулканогенных пород Охотского моря выделено семь возрастных комплексов: позднеюрский, раннемеловой, позднемиоценовый, эоценовый, позднеолигоценый, позднемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый. Все они объединяются в две группы: позднемиоценовую и кайнозойскую, каждая из которых отражает определенный этап развития Охотоморского региона. Позднемиоценовые вулканиты аналогичные вулканитам Охотско-Чукотского вулканогена участвуют в строении фундамента возвышенностей внутренней части моря, а плиоцен-плейстоценовые - близки породам субщелочной серии Курильской дуги и подводным вулканам ее тыловой зоны и отражают этапы тектономагматической активизации и рифтогенеза, которые привели к разрушению континентальной окраины и к образованию рифтогенных прогибов [Емельянова, 2004]. Плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины отражают завершающую стадию ее образования, в течение которой магматическим источником служила обогащенная континентальной корой мантия (ЕМII). Вулканиты Охотского моря относятся к известково-щелочной серии тихоокеанского типа и формировались в геодинамической обстановке активной континентальной окраины. Состав этих пород позволяет предполагать, что фундамент подводных возвышенностей и котловины имеет континентальную природу и образован сиалическим субстратом, влияние которого отражается на составе выплавляющихся расплавов, что обуславливает смещение эвтектических составов к андезитовому температурному минимуму и определяют известково-щелочной характер магматизма [Маракушев, 1988]. Это дает основание считать, что Охотского моря заложилось на континентальной коре раздробленной окраины Азиатского континента [Леликов, Емельянова, 2007].

В Японском море проявлены более разнообразные типы вулканитов, отвечающие различным этапам рифтогенеза. Смена тектонических обстановок вызывала генерацию различных типов магм. На первых этапах континентального рифтогенеза в олигоцене - раннем миоцене основным магмагенерирующим источником служила обогащенная континентальной корой мантия типа ЕМII, в период максимального спрединга в среднем миоцене-плиоцене главную роль стали играть сначала обогащенная флюидами мантия типа ЕМI, а затем деплетированная мантия N-MORB, в период плиоцен-голоценового растяжения на юге моря действовал гетерогенный источник, сформировавший щелочные базальтоиды континентальных рифтов. В большинстве случаев на магмагенерирующий процесс активное влияние оказывает континентальная составляющие литосферы. Лишь в период максимального спрединга, который привел к появлению океанической коры в Японской котловине

магматическим источником являлась деплетированная мантия. Окраинноморские базальтоиды (среднемиоцен-раннеплиоценового комплекса) котловин Японского моря образовались в геодинамической обстановке, близкой к обстановке океанических островов (ОИВ). Субэаральные олигоцен-раннемиоценовые вулканокластические породы южной части Японского моря по формационно-геохимическим особенностям относятся к высокоглиноземистым высококалийным образованиям субщелочной вулканической серии активных континентальных окраин. Сравнительный анализ выявил связь во времени и пространстве олигоцен-раннемиоценового наземного вулканизма Японского моря с поздне меловым и эоцен-раннемиоценовым игнимбритовым вулканизмом Восточно-Евразийской окраины. Более щелочной характер вулканитов Японского моря по сравнению с охотоморскими, вероятно, связан с его формированием на структурах со зрелой глубоко переработанной сиалической корой докембрийского заложения, в отличие от более молодого палеозойского основания впадины Охотского моря [Леликов, Емельянова, 2007].

На хребте Витязя, представляющего собой фронтальную зону Курильской островной дуги, проведено разделение вулканитов на несколько возрастных комплексов: поздне меловой, эоценовый олигоценый, позднемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый. Впервые полученные радиоизотопные данные (4,3-1,6 млн. лет) свидетельствуют о широком развитии молодых плиоцен-плейстоценовым вулканитов на этом хребте в пределах Центрально-Курильской «сейсмической брешии», что позволяет отнести эту структуру к вулканически активным зонам. Это принципиально меняет ранее существовавшие представления о ней как о невулканической дуге в общей системе Курило-Камчатская дуга – желоб. Установлена принадлежность этих вулканитов к дифференциатам толеитовой магмы, формирующей ряд от толеитовых базальтоидов, аналогичных породам фронтальной зоны Курильской дуги к известково - щелочным вулканитам центральной области дуги и до появления субщелочных вулканитов близких по составу ее тыловой зоне. Эти породы несут признаки вулканитов геодинамических обстановок, в которых формировалась Курильская островная дуга [Леликов и др. 2008]. Эта дуга находится в зоне субдукции и преобладающим типом напряжений здесь является сжатие. Однако центральная часть «сейсмической брешии» (хребет Витязя) представляет собой зону активного растяжения и деструкции. Деструктивные процессы в пределах зоны имели наложенный характер и включили в себя не только структурные деформации, но и активный молодой магматизм преимущественно вулканогенного типа. Эти вулканиты, излившиеся вдоль разломных зон, в значительной степени формируют структурно-тектонический облик хребта Витязя [Кулинич и др., 2007].

В Филиппинском море в отличие от вышеназванных морей, состав магматических пород второго и третьего слоев указывает на мафический характер фундамента всех изученных морфоструктур и свидетельствует о заложении впадины этого моря на океанической коре. Это определило геохимическую специализацию вулканитов развитых на плато Урданет и хребте Кюсю-Палау. В котловинах мощность коры колеблется в пределах 4 км (Западно-Филиппинская) и 6 км (Паресе-Вела, Сикоку), под хребтами и поднятиями она увеличится до 12-15 км (Кюсю-Палау, Оки-Дайто) [Ludwig et al., 1973, Хейес, 1984]. В основании хребта Кисю-Палау установлены метаморфические породы зонального комплекса представленные сланцами различного состава и амфиболитами, исходными породами для которых служили вулканиты, отвечающие по составу океаническим толеитам или габброидам офиолитового комплекса. Этот хребет представляет собой аккреционную зону, образовавшуюся при переменном давлении (от 3,8 до 8,0 кбар) в процессе скупивания коры в результате горизонтального перемещения ее блоков [Леликов, 1992]. Формирование линейных зон сжатия можно рассматривать в качестве начального этапа зарождения островной дуги Кюсю-Палау в мезозойское время (150-90 млн. лет). В поздне меловое - раннепалеогеновое время вдоль аккреционной зоны формируются платообразные или щитовые вулканические постройки гавайского типа, сложенные оливин-плагиоклазовыми, оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами, близкими, по составу к базальтоидам океанических островов и поднятий, излившихся в условиях растяжения земной коры. В период среднеэоцен - позднеолигоценовой тектоно-магматической активизации произошло формирование стратовулканов с частичным разрушением щитовых вулканов. Этот процесс, синхронный, вероятно, с заложением субмеридиональных разломов, привел к становлению морфоструктуры хребтов и появлению цепочки островов. Стратовулканы сложены оливин-клинопироксеновыми, клинопироксен-плагиоклазовыми, оливин-двупироксеновыми

базальтами, а также клинопироксен-плагиоклазовыми и плагиоклаз-роговообманковыми андезитами и дацитами. С ними ассоциируют полнокристаллические интрузивные породы: лейкогаббро-нориты, габбро, габбро-диориты, гранодиориты и плагиограниты. По составу породы стратовулканов отвечают вулканитам островодужного типа, формирующимся в условиях преобладающего сжатия коры, которое, вероятно, было обусловлено процессами растяжения литосферы к востоку от хребта и связано с рассеянным спредингом в сопряженных с хребтом котловинах Паресе-Вела и Сикоку [Леликов и др., 1990].

Плато Урданет расположено в западной части Филиппинского моря. Оно образовалось 40 млн. лет назад в результате интенсивной вулканической деятельности в центре спрединга, современным проявлением которого является Центральный разлом. Вулканические постройки, развитые на поверхности плато сложены клинопироксен-плагиоклазовыми высокотитанистыми щелочными базальтами (39,1 млн. лет), трахитами с порфиловыми выделениями плагиоклаза и клинопироксена (40, 0 млн. лет) и фонолитами (23, 1 млн. лет), вкрапленники которых сложены оливином, биотитом редко полевым шпатом. Базальтоиды плато Урданет по своему составу отвечают магматическим породам океанических островов и поднятий, которые формируются в режиме растяжения земной коры [Карп и др. 1995].

Смена состава магматических пород во времени отражает эволюционную направленность развития земной коры структур Филиппинского моря в процессе развития островных дуг, закладывающихся на океаническом основании. В Филиппинском море вулканизм был главным фактором формирования подводных возвышенностей и хребтов, и приводил к увеличению мощности земной коры под этими структурами. В отличие от Японского моря, заложившемся на сиалическом основании, вулканизм в котором сопровождал процессы деструкции континентальной коры. Мощность, предварительно раздробленной рифтогенными процессами коры, сокращалась в результате магматической эрозии. Развитие в пределах возвышенностей субщелочных (трахиандезитовых) вулканитов, 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-ДВО проект 09-05-98602 и ДВО проект 09-III-A-07-320.

Список литературы

- Емельянова Т.А.** Вулканизм Охотского моря. Владивосток // Дальнаука, 2004. 145 с.
- 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., Карнаух В.Н., Леликов Е.П.** и др. Строение плато Урданет (Филиппинское море) по геолого-геофизическим данным // ДАН, 1995. Т. 341. № 4. С. 89-93.
- Карп Б. Я., Карнаух В.Н.** Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным // Геология и полезные ископаемые шельфов России, М.: ГЕОС. 2002. С. 352–354.
- Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В.** др. О структурно – геологической характеристике «сейсмической брешии» в центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 1. С. 5-19.
- Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Съедин В.Т.** и др. Новые данные по геологии Филиппинского моря. Владивосток. 1990. 68 с. (препринт)
- Леликов Е.П.** Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток. 1992. 168 с.
- Леликов Е.П., Карп Б.Я.** Глубинное строение и рифтогенез в Японском море// Литосфера. 2004, № 2. С. 16-29.
- Леликов Е.П., Емельянова Т.А.** Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей.
- Сравнительный анализ // Океанология, 2007. Т. 47. № 2. С. 294-303.

Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // *Океанология*, 2008. Т. 48. № 2. С. 260-270.

Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.

Харахинов В.В. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона М-б 1:2500000. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. С. 71-81.

Хейс Д. Крайние моря юго-восточной Азии: их геофизические характеристики и структура // Докл. 27-го Междунар. Геол. Конгр. М.: Наука, 1984. Т. 6. Ч. 2. С. 30-44.

Ingle J. C., Jr. Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections // *Proc. ODP, Sci. Results*, 1992. V. 127/128(2). P. 1197 – 1218.

Ludwig N.J., Murauchi S., Den S. et al. West Philippine sea margin of Southern Kyushu, Japan // *J. Geograph. Res.* 1973. № 78. P. 2526-2543.