© Мирлин Е.Г., Лыгина Т.И., Асавин А.М., Чесалова Е.И., 2019, Океанологические исследования, 2019, Том 47, № 1, С. 198–222

УДК 550.380 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(1).47

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ВОСТОЧНОМ СЕКТОРЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Мирлин Е.Г.[1,3], Лыгина Т.И.[2], Асавин А.М.[1], Чесалова Е.И.[3]

[1]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 111991, Москва, ул. Косыгина, д. 1, e-mail: egmmir@gmail.com
[2]АО «Южморгеология», 353477, Геленджик, ул. Крымская, д. 20, e-mail: lyginat@ymg.ru
[3]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 111991, Москва, ул. Косыгина, д. 19, e-mail: aalex06@inbox.ru
[3]Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, 125009, Москва, ул. Моховая, д. 11, e-mail: e.chesalova@sgm.ru

Статья поступила в редакцию 17.01.2019, одобрена к печати 29.04.2019

На основе анализа материалов спутниковой альтиметрии и глубоководных геолого-геофизических съемок установлен факт тесной связи подводных вулканов с тектоникой на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия, на его западном фланге и в глубоководной котловине. Подводные вулканы характеризуются многомасштабностью, для слагающих их базальтов характерна различная степень дифференциации. Полученные результаты в совокупности обозначают существование и актуальность изучения самостоятельной крупной проблемы вулкано-тектонической активности океанской литосферы на разных стадиях ее эволюции

Ключевые слова: подводные вулканы, петрохимия базальтов, вулканическая и тектоническая активность

Введение

Согласно распространенной точке зрения главный фактор эволюции океанской литосферы после того, как она покидает зону своего формирования на гребне срединно-океанских хребтов (СОХ), – возрастание ее мощности. Соответственно, литосферная плита, двигаясь в сторону от этой зоны, становится все более жесткой и все менее подверженной каким-либо вулкано-тектоническим процессам. Исключение составляют ограниченные по площади области внутриплитного вулканизма, связанные с гипотетическими «мантийными плюмами». Что же касается огромных пространств за пределами этих областей, то они долгое время представлялись по сути «мертвыми» с точки зрения вулканизма и тектоники. Последние десятилетия ознаменовались нарастанием объема фактических материалов, полученных с помощью технологий, обеспечивающих изучение строения океанской коры в существенно различных масштабах: от глобального до самого крупного, позволяющего выявлять объекты с линейными размерами в

десятки метров. К первому типу технологий относится спутниковая альтиметрия, ко второму – глубоководные геолого-геофизические комплексы. Благодаря современным технологиям, возникает возможность по-новому взглянуть на вулкано-тектонические процессы в океанской литосфере. Соответственно, цель настоящей статьи – рассмотреть проявления вулканизма и тектоники в океанской литосфере, основываясь на современных данных, обеспечивающих различный масштаб исследований применительно к восточному сектору Тихого океана. Этот регион выбран, исходя из следующих соображений: во-первых, в этом регионе, благодаря значительному объему исследований с использованием именно этих технических средств, имеется наибольшее количество фактических данных о постройках вулканогенной природы на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). Во-вторых, здесь располагается Российский Разведочный Район железомарганцевых конкреций (РРР-ЖМК), где отечественными исследователями выполнены геологоразведочные работы на эти полезные ископаемые с глубоководными комплексами, соответственно, получены материалы о подводных вулканах (ПВ) разного масштаба и их связи с тектоникой. Наконец, в-третьих, данный регион относится к числу относительно хорошо изученных с точки зрения материалов о составе вулканитов, относящихся к различным геодинамическим обстановкам, что дает возможность их сравнительного анализа.

Методический и технологический аспекты

Начиная с работ Г. Менарда и Дж. Кеннета, подводные горы, широко распространенные на океанском ложе, рассматриваются как подводные вулканы. Основанием для этого, в первую очередь, является их конусообразная форма, основание, близкое к изометрическому, высота не менее 1000 м, крутизна склонов 5–15° (Menard, 1964; Кенетт, 1987). Со временем, по мере совершенствования технических средств изучения дна океана, стало очевидным, что под термином «подводная гора» зачастую понимаются объекты, хотя и обладающие сходной конусообразной формой, но совершенно различные по масштабу. Установлено, что параметры подводных гор предположительно вулканогенной природы (высота, диаметр основания, объем) меняются более чем на порядок (Марова, 2002; Жулева, 2007, Мирлин и др., 2018 и др.).

Конусообразные подводные вулканогенные постройки – это трехмерные объекты. Этот факт, а также весьма большие вариации в их параметрах весьма затрудняют возможность использования единого метода для их изучения и выделения. Постройки высотой от первых десятков до первых сотен метров над окружающим дном могут быть обнаружены и закартированы лишь с помощью технических средств высокого разрешения при достаточной плотности сети наблюдений. К ним относятся глубоководные комплексы, включающие придонные многолучевые эхолоты, гидролокаторы бокового обзора (ГБО), акустические профилографы (АП), работающие на высоких частотах, фото-, теле- и видеоаппараты. Эти технические

средства позволяют не только выявлять и оконтуривать малые по масштабу вулканогенные постройки, но и получать важные сведения о тектонических нарушениях в океанской коре, сопровождающих эти постройки. Однако исследования с такими инструментами по понятным причинам проводятся лишь в пределах небольших по площади участках дна. В первую очередь, это сегменты гребней СОХ. Исключение составляют материалы геолого-геофизических съемок в пределах РРР-ЖМК, именно эти отечественные данные мы используем в нашей работе для описания характеристик ПВ разного масштаба. Эхолоты, установленные на исследовательских судах (набортные эхолоты), обладают значительно меньшим разрешением, чем эхолоты глубоководных комплексов. Кроме того, детальным высокоточным эхолотным промером покрыта лишь весьма небольшая часть ложа Мирового океана (первые проценты от общей площади ложа). По этой причине есть все основания считать, что на основе эхолотной съемки выявлена и закартирована лишь небольшая часть ПВ из тех, которые располагаются в пределах океанского ложа (Kichingman et al., 2007).

Еще один метод изучения вулканов в Мировом океане основан на количественном анализе аномалий поля силы тяжести, измеряемых с помощью искусственных спутников Земли (спутниковая альтиметрия). Метод позволяет строить карты предполагаемого подводного рельефа и далее, основываясь на заданных критериях (изометрический характер основания, крутизна склонов, форма, близкая к конусу), выделять постройки, предположительно имеющие вулканогенную природу. На основе данного метода возможно выделять и изучать лишь крупные конусообразные постройки, имеющие высоту не менее километра, но его достоинство состоит в том, что спутниковой альтиметрией охвачен весь Мировой океан. На основе использования материалов альтиметрии неоднократно предпринимались оценки распространения крупных подводных вулканов как во всем Мировом океане (Etnoyer et al., 2010; Wessel et al., 2010 и др.), так и по отдельным океанам, в том числе и в Тихом (Hiller, 2007). Для того, чтобы убедиться в надежности выделения ПВ по материалам спутниковой альтиметрии, проводилось сопоставление результатов их анализа с данными о ПВ, выделенных на основе высокоточной геоакустики. Соответствующие эксперименты показывают, что альтиметрический метод «работает» вполне успешно, разумеется, только по отношении к достаточно крупным конусообразным объектам подводного рельефа (Gomez, Briais, 2000; Sandwell et al., 2006). В данной работе мы опираемся на фактические данные о ПВ, полученные всеми перечисленными выше техническими средствами и методами.

Подводные вулканы и их связь с тектоникой на гребне и западном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия

Многочисленные подводные вулканы высотой не более первых сотен метров выявлены во всех многочисленных районах гребня ВТП к северу и югу от экватора,

где проведены детальные исследования с использованием упомянутых выше современных технических средств. Так вблизи 9°30′ с.ш. закартировано 55 конусообразных построек высотой 40–70 м, которые располагаются в непосредственной близости от неовулканической зоны, где сосредоточены свежие базальтовые лавы, не перекрытые осадками. Предполагается, что постройки формируются в полосе от 5 до 15 км от ее оси, но продолжают свой рост на расстоянии в 3–4 раза превышающем указанные значения. Согласно проведенным оценкам, постройки вносят весьма небольшой вклад в общий объем вновь формируемой океанской коры: 0,02–0,03% от ее общего объема. Занятая ими поверхность составляет 7–11% поверхности вновь образованного океанского ложа (Alexander, Macdonald, 1996). В интервале гребня ВТП 8–12°с.ш. установлена очевидная корреляция количества и размера вулканогенных построек с сегментацией гребня: общее количество небольших по высоте вулканов и их объем явно возрастают в тех отрезках аккреционной зоны, которые тяготеют к границам сегментов (White et al., 2006).

Подводные вулканы располагаются как поодиночке, так и образовывают в плане протяженные линейные цепи. В интервале между 8° и 17°с.ш. выявлено 179 построек конусообразной формы высотой свыше 200 м, которые в плане образуют 21 цепочку. Наибольшее их количество сосредоточено в пределах полосы шириной около 15 км (с центром, совпадающим с осью неовулканической зоны), что соответствует возрасту океанской коры примерно 0,3 млн.лет. Вывод, который делают авторы: конусообразные вулканы не образуются непосредственно в неовулканической зоне, но в пределах полосы на гребне ВТП, где возраст коры меняется от 0,1 до 0,3 млн.лет (5–15 км) (Scheirer, Macdonald, 1995). Сходная картина в пространственном расположении ПВ выявлена при изучении гребня ВТП к югу от экватора – вблизи 14°ю.ш. (Grevemeyer et al., 1997). В пределах протяженного отрезка гребня ВТП между 27° и 32° ю.ш. с максимальной скоростью спрединга было выявлено 1172 ПВ, при этом установлена четкая связь их количества с морфотектоникой гребня. Вблизи перекрывающихся осей спрединга (ПОС) количество их возрастает и уменьшается в тех отрезках гребня, где уровень его приподнят и характеризуется относительно плоской поверхностью (Bohnenstiel et al., 2008).

Синтез данных о морфотектонике гребня ВТП, полученных с помощью современных технических средств, позволяет прийти к заключению, что ПВ являются неотъемлемой частью строения гребня ВТП на всем его протяжении. Они располагаются за пределами неовулканической зоны, при этом занимаемая ими площадь поверхности дна оказывается относительно невысокой относительно общей площади вновь формируемой океанской коры. Наблюдается также очевидная связь пространственного распределения вулканов с морфотектоникой гребня – их количество заметно возрастает вблизи трансформных разломов разного ранга и смещений оси спрединга нетрансформного типа.

Следующий логичный шаг проводимого анализа: выявление связи ПВ с тектоникой на флангах поднятия и особенностей их пространственного размещения с увеличением возраста литосферы, т.е. на ее разных возрастных срезах. Мы

ограничились рассмотрением этой связи применительно к западному флангу ВТП. Проанализировать эту связь на восточном фланге поднятия затруднительно в силу весьма сложной геодинамической обстановки: сочленения зоны спрединга ВТП с другими зонами спрединга (Чилийской и Галапагосской). Доминирующая особенность морфотектоники гребня поднятия и его западного фланга – разделение на разноранговые сегменты трансформными разломами. Соответственно, решалась задача количественной оценки распределения ПВ в пределах отдельных сегментов на западном фланге ВТП и на разных возрастных срезах океанской литосферы. С этой целью на основе анализа материалов спутниковой альтиметрии осуществлено выделение ПВ и оценка их параметров по методике, изложенной в работе (Мирлин и др., 2018). Осуществлялось предварительное осреднение подводного рельефа в скользящем окне, размер которого 2000×200 км был выбран, исходя из масштаба крупных линейных поднятий и хребтов Тихого океана (Гавайско-Императорский хребет, протяженные поднятия вдоль бортов трансформных разломов, и др.) После удаления длинноволновой компоненты строились карты производного рельефа: его градиент, углы наклона, локальная кривизна поверхности. Геоморфологические объекты квазиконической формы, очерчиваемые замкнутыми изобатами, в пределах которых углы наклона превышают 5°, рассматривались как подводные горы (принято считать, что уклоны ложа океана не превышают этой величины). Далее осуществлялся расчет доли площади, занятой ПВ, по отношению к общей площади участка сегмента с определенным возрастом ложа. Назовем этот параметр S от английского «square»–площадь (рис. 1). Границы сегментов, а также возрастные срезы океанского ложа определены на основе схемы возраста ложа, построенной по линейным магнитным аномалиям (Muller et al., 1997). Рассмотрение схемы показывает, что параметр *S* меняется почти на порядок: максимальное его значение составляет 17,1% минимальное – 2%. Сам по себе факт значительного диапазона изменения *S* указывает на весьма неравномерное пространственное распределение вулканов – имеются как области их сгущения, так и почти полного отсутствия. Ранее уже обращалось внимание (Hiller, 2007 и др.), что наибольшее сгущение ПВ в рассматриваемом регионе наблюдается вдоль протяженных разломов. Другой важный факт, который обращает на себя внимание: уменьшение значений параметра *S* в приэкваториальной области ВТП и увеличение его к югу и к северу от нее. Особенно большие значения *S* наблюдаются на разных возрастных срезах к югу от 40°ю.ш., где ВТП смыкается с Южно-Тихоокеанским поднятием (ЮТП).

Выявленные особенности пространственного распределения ПВ на фланге ВТП находятся в тесной связи с тектоникой океанской коры. Известно, что степень ее тектонической раздробленности обратным образом зависит от скорости спрединга: чем она меньше, тем влияние тектоники значительнее. Соответственно, расчленение подводного рельефа медленно спрединговых хребтов существенно превышает расчленение рельефа СОХ с высокими скоростями разрастания. Плитотектоническая модель связывает эту закономерность с термическим режимом вновь формируемой океанской литосферы: при большей скорости более прогретая

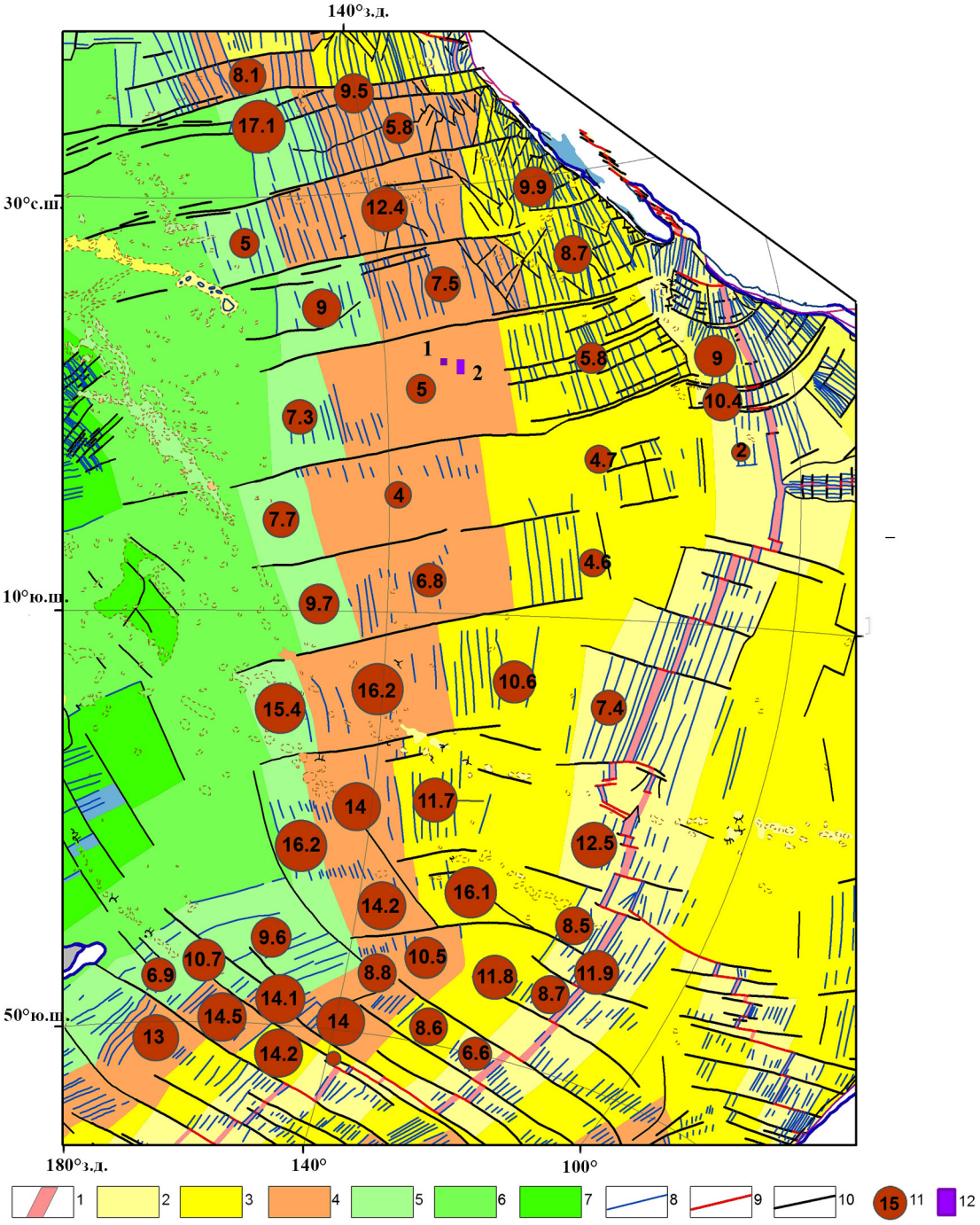

Рис. 1. Площади океанского ложа, занятые подводными вулканами, в процентах к площади участка сегмента с определенным возрастом ложа (S). Океанское ложе различного возраста по (Muller et al., 1997): 1 – голоцен (неовулканическая зона), 2 – плиоцен-поздний миоцен, 3 – ранний миоцен-олигоцен, 4 – эоцен-палеоцен, 5 – поздний мел, 6 – поздний и ранний мел, 7 – ранний мел. 8 – оси линейных магнитных аномалий. Активные (9) и не активные (10) участки трансформных разломов. 11 – параметр S (диаметр кружка соответствует его величине). 12 – положение участков детальной геоакустической съемки в пределах РРР-:ЖМК (1 – положение участка, показанного на рис. 2б, 2 – на рис. 2а).

литосфера ведет себя скорее как вязкое, а не как хрупкое тело. Скорость спрединга в современную эпоху вдоль простирания ВТП меняется весьма значительно, достигая максимальных значений (более 15 см/год) в районе микроплит Пасхи и Хуан-Фернандес и уменьшается до 8–9 см/год к югу и к северу от этой зоны. Судя по геодинамическим реконструкциям (Scotese, 2002), в миоцене–олигоцене наибольшие скорости разрастания наблюдались в приэкваториальной области восточного сектора океана. Именно здесь отмечено уменьшение плотности разломов и наименьшие значения параметра *S*. Напротив, в южной части региона, то есть там, где скорость спрединга относительно невелика, – и в настоящую эпоху, и в геологическом прошлом, преобладают значительные его величины. В той зоне, где ВТП смыкается с ЮТП, наблюдается наибольшая плотность трансформных разломов, весьма существенная расчлененность подводного рельефа и преобладание значительных величин параметра S. В северной части региона, где скорости разрастания вновь уменьшаются, отмечается и увеличение значений параметра *S*. В целом, из рассмотрения схемы (рис. 1) нетрудно прийти к заключению, что площадь, занятая подводными вулканами, то есть особенность их пространственного распределения, напрямую зависит от степени тектонической раздробленности океанской коры.

Мы приходим к выводу, что и на гребне ВТП, и на его западном фланге тектонический фактор играет доминирующую роль в распределении подводных вулканов.

Подводные вулканы и их связь с тектоникой в глубоководной Северо-Восточной котловине

Вопрос о связи вулканогенных построек с тектоникой в глубоководной котловине океана рассмотрен на примере геолого-геофизических материалов РРР-ЖМК, расположенного между трансформными разломами Кларион и Клиппертон и имеющего площадь 75 тыс. км^2 (Юбко, Лыгина, 2015). Исследования проводились с использованием глубоководного комплекса и были сосредоточены в отдельных участках Района, наиболее перспективных с точки зрения изучения и будущего освоения ЖМК. В состав глубоководного комплекса входит ГБО с диапазоном регистрации 1000 м с каждой стороны от него, а также акустический профилограф с глубиной проникновения 150 м в толщу осадков. Геологическое опробование осуществлялось с помощью грунтовых трубок, коробчатых пробоотборников и драг. Рельеф дна в этой части океана характеризуется сочетанием двух существенно различных типов морфоструктур: узких (шириной от первых сотен метров до нескольких километров) линейных поднятий и впадин, вытянутых, большей частью, в субмеридиональном направлении, и изометричных в плане построек разного масштаба, имеющих в первом приближении конусообразную форму и весьма неравномерно распределенных в пространстве. Эта неравномерность хорошо видна при сопоставлении схем подводного рельефа двух участков детальных исследований,

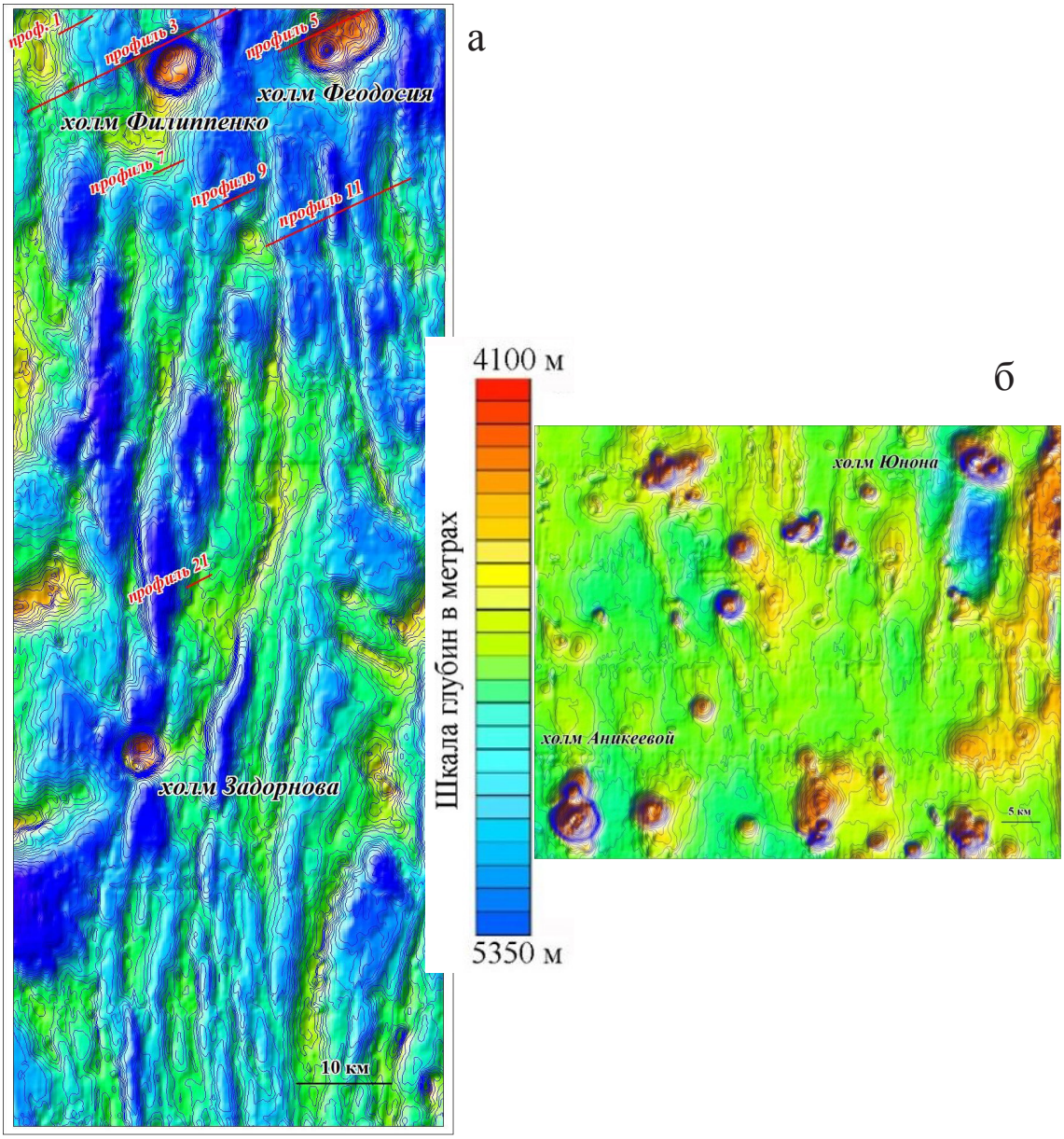

Рис. 2. Основные типы морфоструктур в пределах РРР-ЖМК на примере физиографических схем двух участков детальных исследований. Положение участков на рис. 1. а – участок (площадью 5600 км^2) с преобладанием линейных структур, б – участок (площадь 4250 км^2) с большим количеством конусообразных построек. Красные линии на рис. 2а – положение геоакустических профилей, приведенных на рис. 3–6. Сечение изобат 25 м.

отличающихся не только количеством указанных построек, но и различным средним гипсометрическим уровнем дна (рис. 2а, б). Результаты геолого-геофизической съемки и геологическое опробование проливают свет на природу указанных типов морфоструктур. Присутствие поднятий и впадин в рельефе дна глубоководной котловины обуславливают его высокую расчлененность: перепад глубин превышает 1000 м. Отметим, что линейные поднятия и впадины характерны для рельефа дна всей зоны Кларион-Клиппертон (Лыгина, 2010). Анализ результатов сейсмического профилирования высокого разрешения показывает, что границы между поднятиями

и впадинами имеют отчетливо дизъюнктивный характер и проявляются в рельефе в виде крутых склонов и уступов, высота которых достигает 200 м и более. Этот факт с несомненностью свидетельствует о существенной роли субвертикальных тектонических движений в формировании блоков коры и подводного рельефа Северо-Восточной котловины (рис. 3).

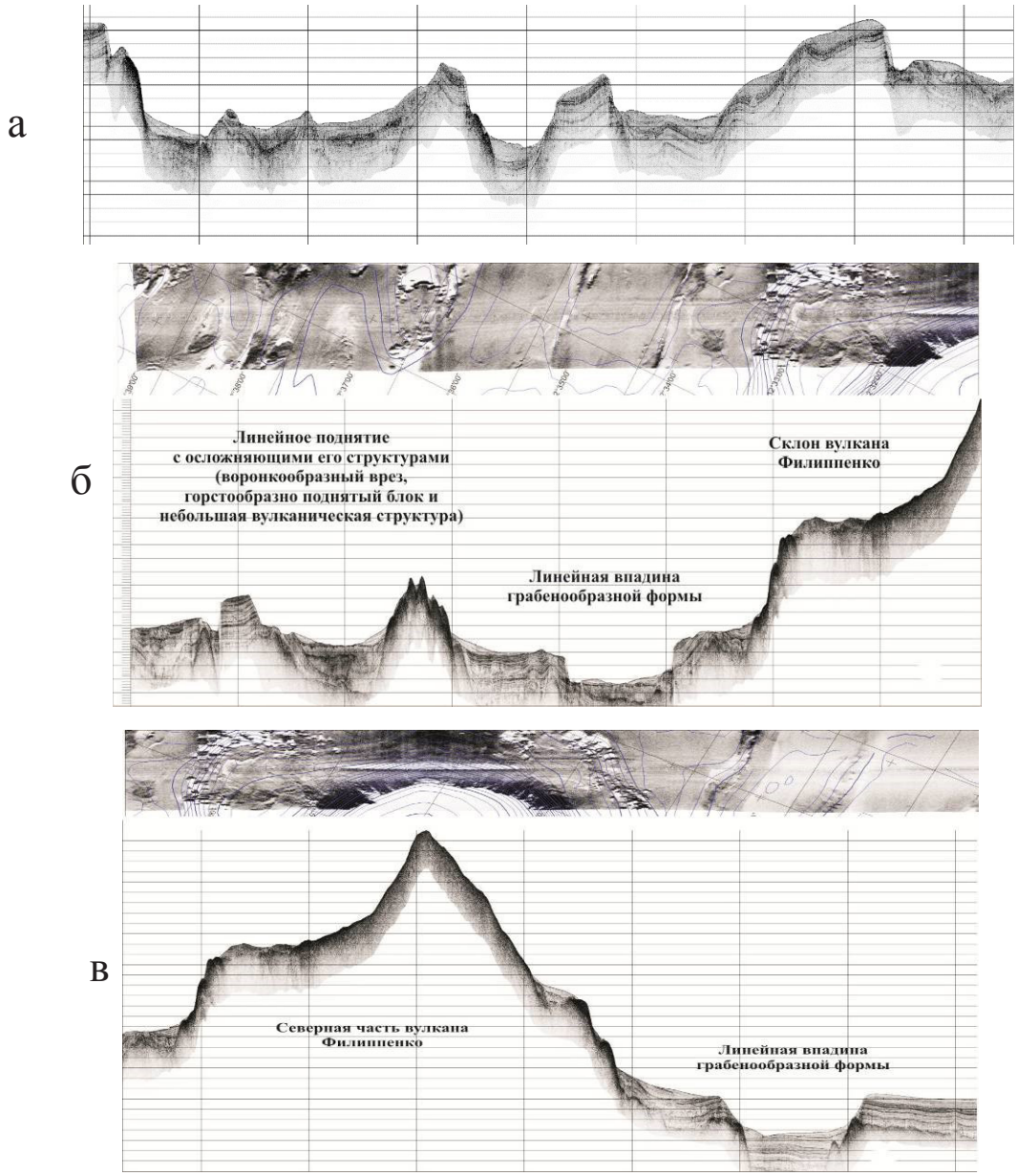

Рис. 3. Поднятия и впадины, ограниченные дизъюнктивными нарушениями, а также вулканогенные постройки по данным геоакустического профилирования и съемки с ГБО в пределах участка РРР-ЖМК. а – поперечный профиль дна и осадочной толщи через поднятия и впадины в рельефе (профиль №11 на рис. 2 а), б – сонограмма (вверху) и геоакустический профиль (внизу) через западный склон вулкана Филиппенко и прилегающие участки дна (западная часть профиля 3 на рис. 2а), в – сонограмма (вверху) и геоакустический профиль через восточной склон этого же вулкана (восточная часть профиля 3 на рис. 2а). Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:10. Горизонтальные метки проведены через 25 м, вертикальные через 2 км.

Конусообразные постройки весьма широко распространены в пределах всех хорошо изученных участков РРР-ЖМК, местами наблюдается их сгущение и, напротив, разрежение. Так на одном из участков площадью 4250 км^2 в западной части РРР-ЖМК (рис. 2б) обнаружено 36 конусообразных построек разной высоты, в то время как на другом участке площадью 5600 км^2 в центральной части района (рис. 2а) зафиксировано всего 14 таких структур. Соответственно, в одном случае плотность размещения такого рода структур составляет одна постройка на 118 км^2, а во втором более в чем три раза меньше, – одна постройка на 400 км^2. Наблюдается тенденция уменьшения количества построек в погруженных (относительно генерального уровня дна) участках РРР и, напротив, увеличение их количества в пределах крупного регионального поднятия в рельефе дна (рис. 2б). Вулканическая природа этого типа морфоструктур подтверждается не только их морфологическим обликом, но и результатами геологического опробования – с их склонов в большом количестве подняты вулканиты. Некоторые из построек получили собственные имена, утвержденные международной комиссией ЮНЕСКО: Аникеевой, Задорнова, Филиппенко, Феодосия и др. (рис. 2, 3).

Вулканические сооружения, имеющие конусообразную, иногда более сложную морфологию, располагаются поодиночке, либо образуют цепочки. На вершинах некоторых из них обнаружены кратерообразные впадины. Среди этих построек имеются как одновершинные вулканы, так и многовершинные вулканические массивы. Диаметр основания одиночно стоящих вулканов достигает 5 км, у многовершинных массивов нередко превышает 10–15 км. Относительная высота конусообразных вулканогенных построек изменяется более чем на порядок: от 50 м до 700–800 м, иногда достигая 1000 м. Один из наиболее крупных вулканов – Филиппенко – имеет форму практически правильного островершинного конуса диаметром в основании 9 км и высотой 825 м, с отметкой глубины на вершине 4185 м (рис. 3). Склоны его осложнены террасовидными ступенями, на которых отмечено присутствие осадочных образований мощностью до 50 м. Вдоль южного склона вулкана выделяется уступ, выровненная поверхность которого располагается на глубинах от 4775 до 4900 м, его подножие оконтуривается изобатами от 4900 до 5000 м. Другой крупный ПВ – Феодосия также представляет собой довольно крупный (высотой немногим более 750 м) двухвершинный холм с минимальными отметками глубин на вершинах 4245 и 4465 м (рис. 4). Основание вулкана очерчено по изобате 5050 м, его размеры в поперечнике составляют 8–13 км. Для вулкана характерна овальная в плане форма, вытянутая в северо-восточном направлении, близком к простиранию трансформных разломов Кларион и Клиппертон. На основании драгирования склона и верхней части постройки и последующего анализа полученного каменного материала установлено, что тело вулкана сложено нормально- и умеренно-щелочными базальтами, в том числе олигоценового и миоценового возраста. Осадки на вершинной поверхности представлены карбонатными породами верхнеэоцен-нижнеолигоценового возраста, что дает основание датировать постройку средним или поздним эоценом. Еще один крупный

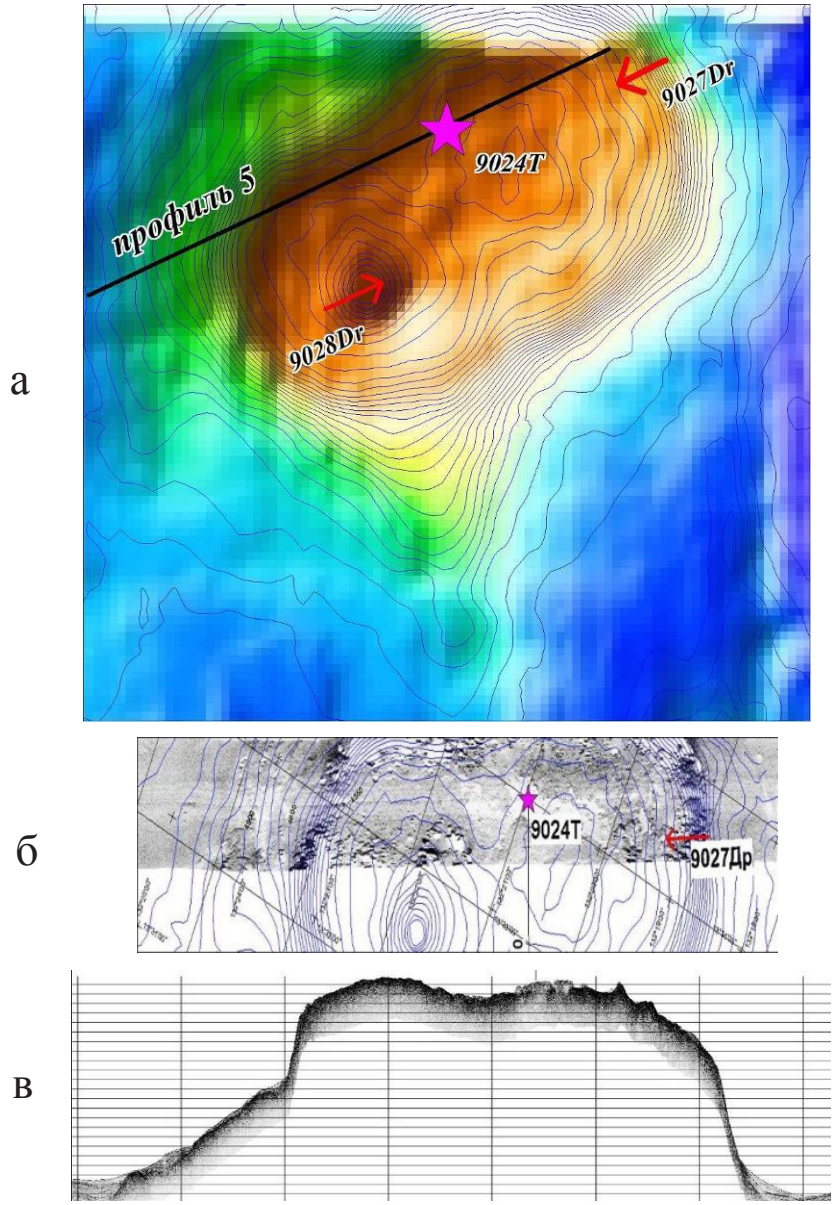

Рис. 4. Вулкан Феодосия. Вверху – схема рельефа, построенная по результатам многолучевого эхолотирования, внизу – данные геоакустического профилирования (профиль 5 на рис. 2а). Стрелками показаны участки драгирования, звездочкой – точка опробования грунтовой трубкой.

ПВ – Задорнова – представляет собой округлую в плане, асимметричную конусообразную постройку относительной высотой около 600 м, с диаметром основания около 6 км и минимальной отметкой на вершине 4455 м.

Наряду с относительно крупными вулканами, возвышающимися над прилегающим дном на несколько сотен метров, на площади РРР широко распространены постройки вулканогенной природы, высота которых не превышает 100 м. Одна из таких построек выявлена геоакустической съемкой к западу от вулкана Филиппенко (рис. 5а). Согласно результатам геологического опробования, постройка сложена миоценовыми плагиобазальтами, она имеет высоту около 100 м,

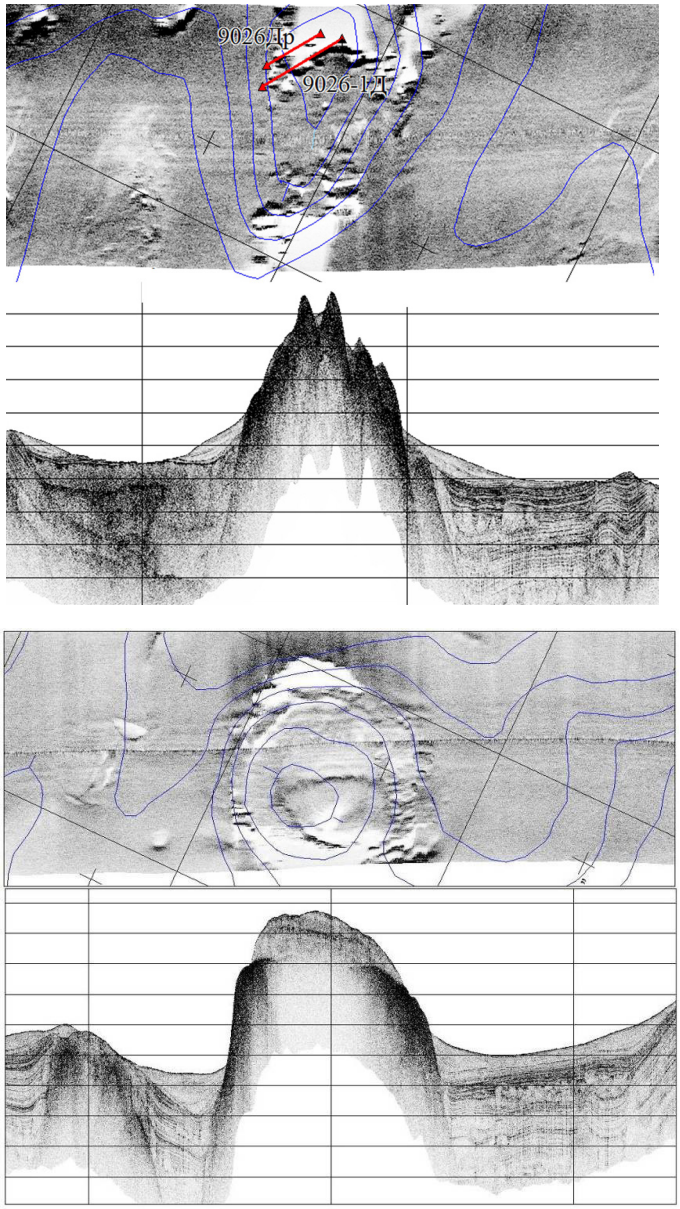

Рис. 5. Вулканогенные постройки высотой около 100 м по материалам придонной геоакустической съемки. Вверху – сонограммы, внизу – профили дна и осадочной толщи. Размеры в основании: а – 1,2×2,5 км (западная часть профиля 3 на рис.2а), б – 1,8×2,0 км (профиль 9 на рис.2а). Красные линии – участки драгирования.

слегка вытянутую в плане форму и размеры в основании 1,2–2,5 км. Миоценовый возраст постройки подтверждается материалами геоакустического профилирования, показывающими отсутствие на ее вершине более древних (домиоценовых) карбонатных осадочных пород. Другим примером может служить постройка (рис. 5б), имеющая в плане практически округлую форму, диаметр в основании около 2 км и высоту несколько более 100 м. На вершине постройки геоакустическим профилированием выявлено наличие осадочной толщи мощностью до 50 м. Нижняя часть толщи, судя по характеру волновой картины, представлена карбонатными породами, что дает основание оценить возраст вулкана по меньшей мере как олигоценовый.

В центральной части ЗКК также широко развиты еще более мелкие, чем упомянутые выше, вулканогенные купольные и линейные в плане структуры: штоки и линейные тела типа даек, также сложенные базальтовыми породами. Большей частью высота этих тел не превышает 50 м, и по этой причине они не выделяются съемкой с многолучевым эхолотом и могут быть выявлены лишь на основании материалов геоакустического профилирования. Они закартированы на всей площади изученного участка и обнаружены в разных структурно-геоморфологических обстановках: как на поднятиях, так и во впадинах, но наиболее часто они приурочены к их дизъюнктивным границам. На площади 31 тыс. км^2 обнаружено множество участков, в пределах которых мелкие вулканогенные структуры расположены поодиночке или группами. Как указывалось выше, при геоакустической съемке ширина полосы охвата в каждую сторону составляет 1 км, при межпрофильном расстоянии – 6 км, это означает, что между профилями остаются весьма широкие полосы, неохваченные съемкой. Отсюда можно предполагать, что в реальности таких малых структур значительно больше. Куполообразные штоки характеризуются изометричной формой, размеры их обычно не превышают в поперечнике 1000 м. На рис. 6а показан шток высотой около 25 м и диаметром 250 м, приуроченный к границе двух структур – поднятия и впадины. Тело настолько мало, что не нашло отражения ни на батиметрической карте, ни на стыковке записи ГБО с разных сторон движения аппарата. Рис. 6б демонстрирует пример штока, связанного с воронкообразным врезом диаметром около 850 м, имеющим правильную округлую форму и асимметричные борта высотой до 50 м. Шток зафиксирован на профилограмме в южной бортовой части воронки шириной 500–600 м в поперечнике. Высота штока на линии профиля составляет 2025 м, ширина около – 300 м. На записи ГБО в периферических частях воронки отмечаются зоны высокой акустической жесткости, что отвечает, по-видимому, выходу на поверхность магматических пород. Вулканогенная природа штока на рис.6в подтверждена драгированием, при котором с его склонов были подняты базальты. Последующие оценки их возраста показали, что они относятся к двум этапам излияний: позднеолигоцен-раннемиоценовому (пироксен-плагиоклазовые разности) и среднемиоценовому (плагиобазальты). Высота этого удлиненного в плане штока составляет около 70 м, ширина около – 300 м, он протягивается на расстояние 1 км. Здесь уместно отметить, что вышеупомянутые воронкообразные врезы широко распространены на площади РРР-ЖМК и даже еще шире, чем вулканогенные постройки. Так, например, на участке площадью 5600 км^2 (рис. 2а) обнаружено около 100 подобных структур, а на детальном полигоне площадью 360 км^2, расположенном в центральной части участка, представленного на рис. 2б, – 20 воронок (Лыгина, 2010). Размеры врезов варьируют от первых десятков до сотен метров, а глубины – от первых метров до 100 м и более. Врезы могут иметь как овальную или изометричную воронкообразную форму, так и линейную, типа рвов. Данный тип структур морфологически не относится к вулканическим постройкам и по этой причине не рассматривается подробно в настоящей статье,

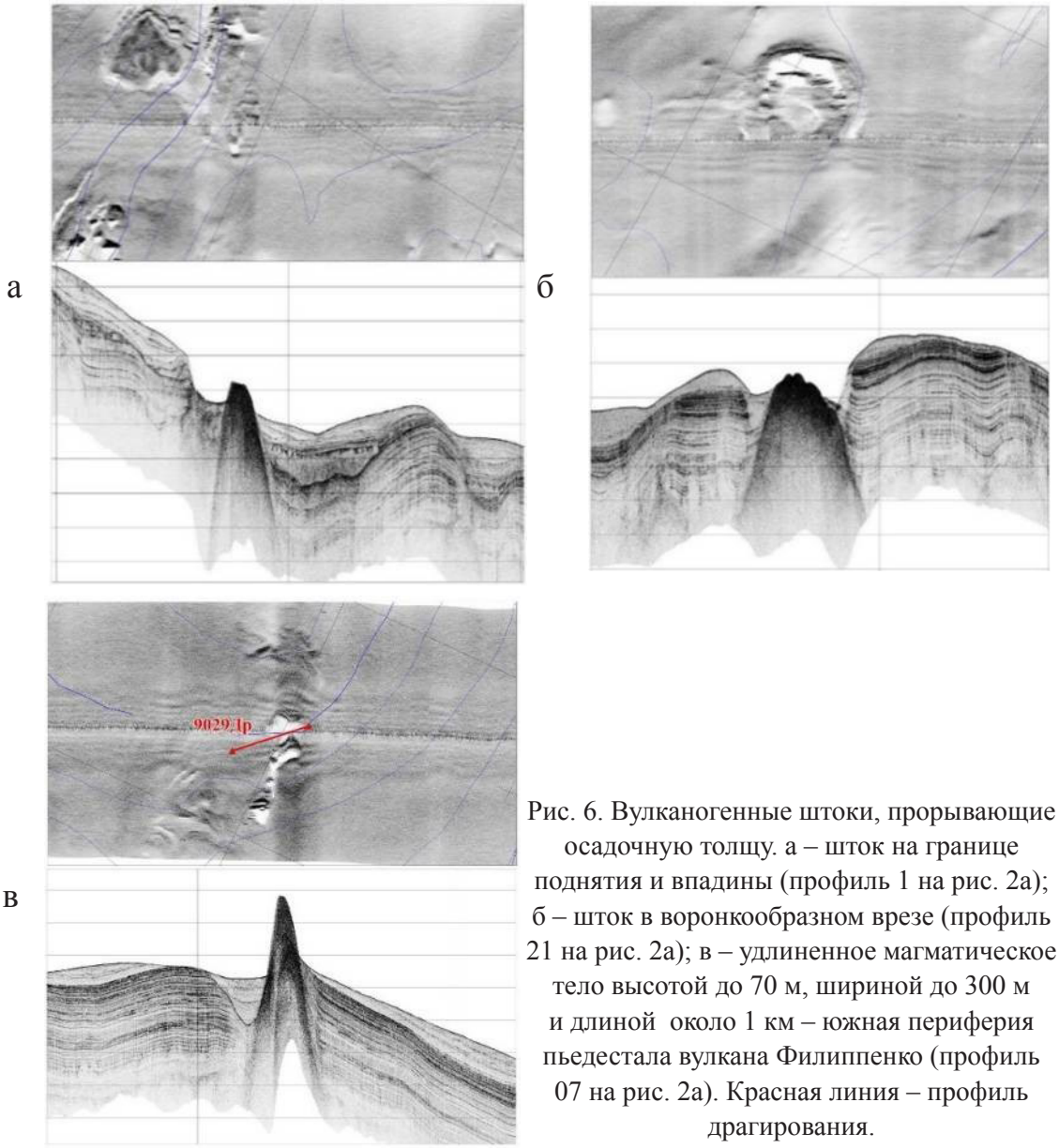

Рис. 6. Вулканогенные штоки, прорывающие осадочную толщу. а – шток на границе поднятия и впадины (профиль 1 на рис. 2а); б – шток в воронкообразном врезе (профиль 21 на рис. 2а); в – удлиненное магматическое тело высотой до 70 м, шириной до 300 м и длиной около 1 км – южная периферия пьедестала вулкана Филиппенко (профиль 07 на рис. 2а). Красная линия – профиль драгирования.

однако установлено, что пространственно и генетически эти врезы связаны с субвулканическими телами, которые в ряде случаев обнажаются в днищах «воронок» или рвов, а в ряде случаев остаются в погребенном состоянии. Важно подчеркнуть, что эти врезы являются не следствием деятельности придонных контурных течений, возникающих вокруг вулканических построек, а результатом растворения карбонатных пород в условиях внедрения в них высокоразогретых базальтовых масс. Подобные структуры обнаружены не только в рамках наших исследований: они зафиксированы в различных частях экваториальной зоны Северо-Восточной котловины Тихого океана (англ. hydrothermal pits или troughs) (Bekins et al., 2007; Kuhn, 2015; Moore et al., 2007; Morel, Le Suave, 1986). Природа воронкообразных врезов связывается с действием гидротермальных систем, сопровождающих вулканогенный процесс (Юбко, Лыгина, 2015).

Важнейшим результатом исследований в пределах глубоководной котловины является выявление связи вулканогенного процесса с тектоникой. Во-первых, постройки вулканогенной природы в пределах всей изученной площади располагаются не случайно, а приурочены к многочисленным дизъюнктивным нарушениям, ограничивающим положительные и отрицательные структуры дна. Во-вторых, цепочки ПВ ориентированы вдоль двух основных тектонических линий. Одна из них соответствует простиранию указанных дизъюнктивных нарушений, имеющему генеральное субмеридиональное направление. Другая – имеет простирание, поперечное субмеридиональному, и соответствует ориентации системы трансформных разломов в данном регионе, в том числе крупнейших разломов Кларион и Клиппертон и находящегося между ними разлома Махи-Махи (Безымянный) (Юбко и др., 1990). Обращает также на себя внимание тот факт, что наиболее часто вулканические постройки тяготеют к узлам пересечений этих основных структурных линий.

Петрогеохимия вулканитов

Характеристика состава вулканитов различных геодинамических обстановок рассматриваемого региона осуществлена на основе базы данных GBAPS (Geological Base Pacific Samples), специально составленной для этой цели. В нее включена также информация из базы GEOROCK по составу базальтов подводных гор данного региона (GEOROCK-database, 2002) по состоянию на 2018 г. База данных GBAPS насчитывает около 2000 определений состава базальтов, относящихся к зоне аккреции на гребне ВТП и хребта Галапагос, к линейным цепям подводных гор и к отдельно стоящим ПВ, расположенных, большей частью, на западном фланге ВТП за пределами провинции Кларион-Клиппертон (рис. 7). Сам по себе факт принадлежности образцов базальтов к различным геодинамическим категориям морфоструктур указывает на вероятность того, что в них следует ожидать присутствия двух основных их типов. Первый, называемый базальты MORB (mid-ocean ridge basalts), свойственный неовулканической зоне на гребне ВТП и отличающийся низкой степенью дифференциации; второй, носящий имя базальты OIB (ocean islands basalts), типичный для океанских островов – это сильно дифференцированные базальты. Возможно также присутствие базальтов смешанного типа. Эти обстоятельства обуславливают специфику сравнительного анализа базальтов: в базе данных GBAPS все они отнесены к различным слоям. Первый слой – выборка из базы, содержащая химические анализы вулканитов на основные петрогеохимические компоненты. В данном случае для разделения расплавов, состав которых является типичным для MORB, от расплавов, свойственных базальтам OIB, использовались отношения K/Ti, Na/Ti, SiO_2/Al_2O_3. Отметим, что эти соотношения успешно используются рядом авторов для решения подобной задачи (Putirka, 1999; Prytulak, Elliott, 2007). Второй слой в базе данных содержит информацию о содержании редких элементов в вулканитах, которые наглядно показывают их реперные соотношения: Zr-Nb, Sm-Yb,

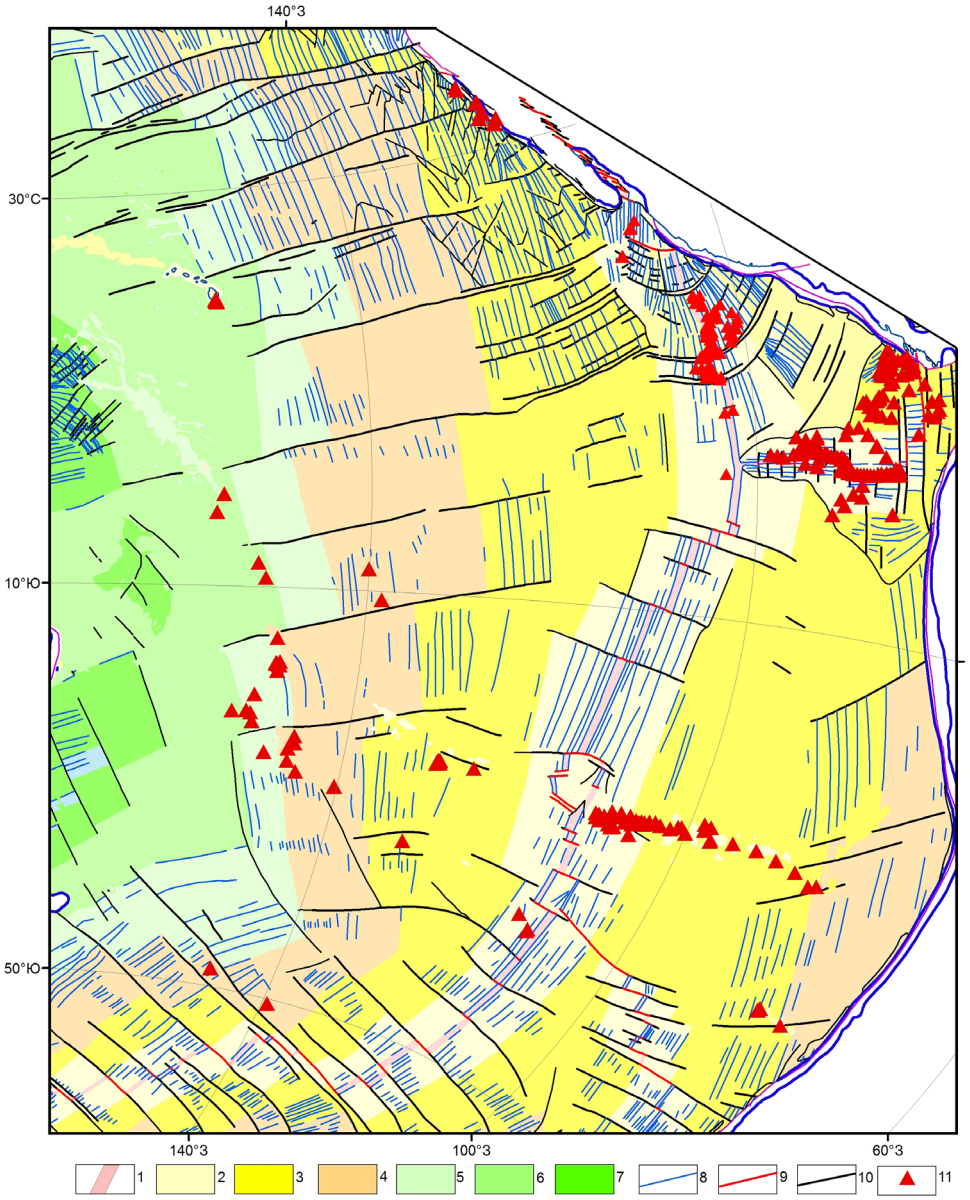

Рис. 7. Расположение ПВ, данные по составу которых использовались при их сравнительном анализе – 11. Условные обозначения 1–10 на рис. 1.

Ba-Nb и другие. Обращаясь к данным о содержании основных петрогеохимических компонентов, нетрудно заметить разделение всей имеющейся выборки базальтов на несколько групп (рис. 8). Поле 3 характеризует вулканиты с высоким содержанием титана и низким натрий-титан отношением при высокой их магнезиальности – это базальты типа OIB. Более глиноземистые промежуточные составы локализуются в поле 4 – как промежуточные между типичными MORB и дифференцированными разностями, но не относящиеся к типичным OIB разновидностям. Поле 2 отвечает вулканитам с высоким отношением щелочей к титану, оно соответствует базальтам, типичным для неовулканической зоны на гребне ВТП. Полю 1 соответствуют, по-видимому, высокомагнезиальные и обогащенные щелочами базальты, более дифференцированные по сравнению с типичными MORB-базальтами.

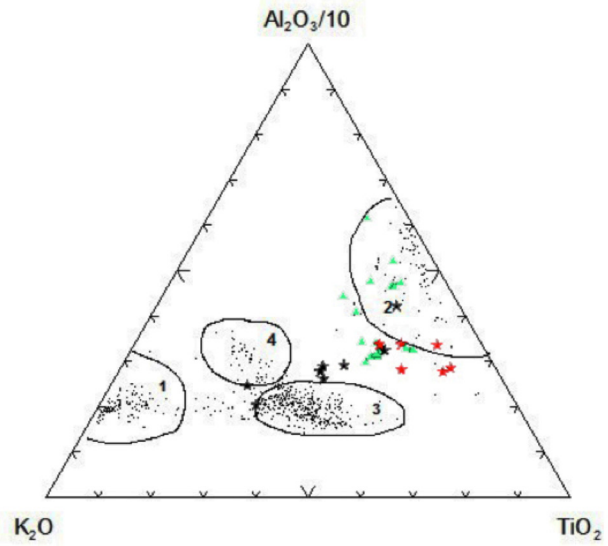

Рис. 8. Типизация вулканитов исследуемого региона. Поля: 1 – высокомагнезиальные и обогащенные щелочами базальты, более дифференцированные по сравнению с типичными MORB, 2 – типичные MORB, 3 – типичные OIB, 4 – базальты, промежуточные между типичными MORB и дифференцированными разностями. Цветные точки – составы базальтов зоны Кларьон-Клиппертон. Зеленые треугольники – собственно базальты, красные звездочки – стекла из базальтов и черные звездочки – дифференциаты.

Обратимся далее к имеющимся данным о петрогеохимии базальтов, слагающих вулканы в пределах РРР-ЖМК. Наиболее детально изучены образцы, которые были отобраны со склонов четырех ПВ в пределах участка, физиографическая карта которого приведена на рис. 2а. Их анализ показал, что они образуют несколько рядов дифференциации: от слабо дифференцированных толеитов (MgO до 7 вес.%;) до субщелочных базальтов и трахибазальтов (Лыгина и др., 2017) с содержаниями SiO^2 до 55 вес.% и суммой щелочей более 5 вес.%.

Существенно, что на каждой из четырех драгированных вулканогенных построек состав образцов, отобранных из разных частей ПВ, весьма заметно различается. Это, несомненно, указывает на влияние эффекта кристаллизационной дифференциации в магматической камере каждой из вулканических построек. На рис. 8 показано положение точек на используемой в нашей работе дискриминационной диаграмме, видно, что хотя большинство базальтов находится в поле 2, N-MORB, но дифференцированные составы и стекловатая основная масса образцов (звездочки на рис. 8) близки к полям 3 и 4, то есть к переходным разностям MORB и OIB. Спектр редкоземельных элементов и уровень суммы концентраций редких земель в этих разностях достаточно высок (до 250 ppm, La/Sm 3–5). Что подтверждает из возможность отнесения к OIB типу.

По результатам абсолютных датировок с использованием K-Ar метода, наименее дифференцированные базальты относятся к верхам позднего олигоцена – раннему

миоцену (от 24,0±3,0 до 18,0±1,6 млн. лет). Дифференцированные плагиобазальты датированы границей раннего-среднего миоцена (15,2±0,7 и 16,1±1,8 млн. лет). Наиболее дифференцированные трахибазальты датируются поздним миоценом (10,5± 0,6 млн. лет). Полученные данные однозначно свидетельствуют о том, что магматическая деятельность в районе работ имела многоэтапный характер. Проявления вулкано-тектонической активности на изученном участке зафиксированы на позднеолигоцен-раннемиоценовом, ранне-среднемиоценовом и позднемиоценовом этапах. Основным периодам активизаций соответствуют излияния базальтовых пород разного состава – от толеитового до умеренно-щелочного. В то же время на других участках РРР-ЖМК, в т.ч. на участке, физиографическая карта которого приведена на рис. 2б, при драгировании склонов конусообразных построек, в т.ч. с холма Аникееевой, получены образцы еще более древних вулканитов, абсолютный возраст которых датируется интервалом от 30,8±1,2 млн. лет до 39,5±2,5 млн. лет, что соответствует верхам среднего эоцена – раннему олигоцену. Вулканиты, слагающие эти постройки, представлены трахибазальтами и субщелочными оливин-плагиоклазовыми базальтами с содержанием щелочей до 6–8 % (при содержании K_2O до 2 % и более), по комплексу геохимических характеристик и в том числе спектру РЗЭ относящимися к типу OIB (Авдонин и др., 2010, Лыгина, 2010).

Заключение
Роль вулкано-тектонических процессов в геодинамике океанской литосферы

Проведенный анализ позволяет сделать следующие выводы.

– Подводные вулканы широко распространены во всех трех рассмотренных геодинамических обстановках восточного сектора Тихого океана: на гребне ВТП, на его западном фланге и в глубоководной котловине.

– Во всех обстановках установлена тесная связь между расположением подводных вулканов и тектоникой.

– Подводным вулканам свойственна многомасштабность, в частности, их основной параметр – высота – меняется более, чем на порядок: от первых десятков метров до километра и более. На гребне ВТП располагаются исключительно невысокие вулканы с высотой от десятков до первых сотен метров, во внутриплитной обстановке выявлены постройки высотой от десятков метров до крупных вулканогенных сооружений высотой более 1000 м.

– Среди базальтов подводных гор выявлены различные петрогеохимические типы: MORB, OIB, а также относящиеся к типу, смешанному между ними. Среди пород, слагающих конкретные вулканогенные постройки в пределах РРР-ЖМК, встречены базальты различной степени дифференциации, отмечается многоэтапный характер магматической деятельности в данном районе.

Рассмотрим геодинамическое значение этих выводов. Долгое время считалось, что поступление вулканогенного материала на гребне ВТП ограничено исключительно узкой неовулканической зоной базальтовых экструзий, имеющей ширину всего около 1–2 км, которая представляет собой, по сути, линейный вулкан. Широкое распространение невысоких конусообразных вулканов на гребне поднятия означает, во-первых, что аккреция океанской коры сопровождается вулканизмом не только линейного, но и центрального типа и, во-вторых, что под гребнем поднятия должны существовать магматические очаги (возможно, единый очаг), питающие вулканические сооружения за пределами неовулканической зоны. Весьма детальные сейсмические исследования гребня ВТП между 9° и 10°с.ш. подтвердили этот факт: на расстоянии 20 км от неовулканической зоны (что соответствует возрасту коры около $0{,}3\times10^{-6}$млн. лет) в интрузивном комплексе выявлена линза расплава (Sohn et al., 2004; Duran, Toomy, 2009). Линза имеет протяженность по латерали около 5 км и фиксируется как зона пониженных скоростей. Отметим, что общий объем излияний центрального типа за пределами неовулканической зоны на гребне ВТП не может быть значительным: в противном случае термоостаточная намагниченность базальтовых экструзий создавала бы «магнитные помехи», препятствующие формированию линейных магнитных аномалий.

Результаты петрогеохимических исследований образцов пород подводных вулканов, расположенных в различных геодинамических обстановках, как и ранее опубликованные данные (Batiza, Vanko, 1984; Niu, Batiza, 1997; Niu et al., 2002), указывают на существенную неоднородность мантийного источника, питающего подводные вулканы. Этот факт, а также отчетливая связь вулканов с тектоникой позволяет предположить, что некоторые из вулканогенных построек образовались на гребне ВТП, а затем двигались вместе с плитой в сторону от зоны аккреции. При этом продолжался рост их объема и высоты, что и сделало возможным их выделение по данным альтиметрии. Если это предположение справедливо, то в теле океанской литосферы должны существовать долго живущие очаги магматического расплава, что, разумеется, возможно лишь при наличии соответствующих геодинамических условий, в первую очередь, источника энергии. Возникновение разномасштабных очагов расплава в относительно древней океанской литосфере становится вероятным, если рассматривать ее не как механическую, а как неравновесную термодинамическую систему, которая насыщена энергией и обменивается ею и веществом с другими оболочками (Садовский, 1986; Mirlin, 2011; Мирлин, 2017). Однако и в этом случае высвобождение внутренней энергии литосферы предполагает наличие внешнего воздействия, возможно, субвертикальные тектонические движения играют именно такую роль.

Что касается подводных вулканов разного масштаба в глубоководной Северо-Восточной котловине, то они образовались в принципиально иной – внутриплитной геодинамической обстановке, то есть за пределами аккреционной границы плит. Этот факт также ставит вопросы относительно природы магматических очагов, питающих эти вулканы. Согласно имеющимся оценкам (Сорохтин, Ушаков, 1991), мощность литосферы с возрастом около 40 млн.лет в пределах РРР-ЖМК составляет около 40 км. Крайне трудно предположить, что небольшие

по масштабу дизъюнктивные нарушения, с которыми ассоциируются невысокие штоки, рассекают всю огромную толщу литосферы, достигая астеносферного слоя с частичным плавлением вещества. Логичнее допустить существование и в этом случае относительно неглубоких магматических очагов в толще литосферы, питающих столь малые вулканические постройки. И в этом случае принципиальный подход к литосфере как неравновесной системе открывает перспективу понимания природы вулканических построек разного масштаба за пределами зоны спрединга

В связи с полученными результатами, нельзя не обратить внимание еще на одну – терминологическую проблему, а именно на неоднозначность термина «внутриплитный вулкан». Вулкан, образованный вдалеке от границ плит (как в пределах РРР-ЖМК), является внутриплитным по своей геодинамической природе. В то же время, вулкан, образованный в зоне аккреции литосферы (как на гребне ВТП), и затем оказавшийся вдалеке от границ плит за счет дрейфа вместе плитой, является внутриплитным по географическому положению, но не по своей геодинамической природе. Очевидно, что в дальнейшем при употреблении этого понятия необходимо делать соответствующую оговорку: что под ним подразумевается.

В заключение подчеркнем, что все затронутые в статье аспекты в совокупности обозначают существование и актуальность изучения самостоятельной крупной проблемы вулкано-тектонической активности океанской литосферы на разных стадиях ее эволюции.

Работа выполнена по Программе Президиума РАН № 149 «Взаимодействие физических, химических и биологических процессов в Мировом океане». В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках госконтракта № 43/01/101-12.

Литература

Авдонин В.В., Кругляков В.В., Сергеева Н.Е. Внутриплитные базальты провинции Кларион-Клиппертон (Тихий океан) // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 1. С. 33–40.

Жулева Е.В. Объемы вулканических гор ложа океана в процессе эволюции океанической литосферы // Вестник КРАУНЦ Науки о Земле. 2007. № 2. № 10. С. 44–48.

Кеннет Дж.П. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1. 397 с.

Лыгина Т.И. Внутриплитная вулканическая и гидротермальная активность в океане – новые факты // Природа. 2010. № 5. С. 36–45.

Лыгина Т.И., Глазырина Н.В., Глазырин Е.А. Результаты изучения магматических пород одного из участков зоны Кларион-Клиппертон (Тихий океан) // Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». М.: ИО РАН, 2017. Т. 2. С. 349–353.

Марова Н.А. Подводные горы Мирового океана: особенности их распределения по высоте и в пространстве // Океанология. 2002. Т. 42(3). С. 409–413.

Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В., Родкин М.В., Чесалова Е.И. Внутриплитные подводные горы северо-западного сектора Тихого океана // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 290–300.

Мирлин Е.Г., Углов Б.Д. Новые данные о структурной геометрии линеаментов в западном секторе Тихого и юго-восточном секторе Индийского океанов // Доклады АН. 2007. Т. 414. № 1. С. 70–73.

Мирлин Е.Г. Тектоника плит: что дальше? // Природа. 2017. № 8. С. 15–23.

Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов // Вестник АН СССР. 1986. Т. 56. № 8. С. 3–11.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Из-во МГУ, 1991. 446 с.

Юбко В.М., Лыгина Т.И. Внутриплитные вулканогенно-гидротермальные системы зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана // Доклады РАН. 2015. Т. 462. № 4. С. 452–455.

Юбко В.М., Стоянов В.В., Горелик И.М. Геологическое строение и рудоносность зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана // Советская геология. 1990. № 12. С. 72–80.

Alexander R.T., Macdonald K.C. Small off-axis volcanoes on the East Pacific Rise // Earth and Planetary Science Letters. 1996. Vol. 139. P. 387–394.

Batiza R., Vanko D. Petrology of Young Pacific Seamounts // Journal Geophys Res. 1984. Vol. 89. No. B13. P. 11,235–11,260.

Bekins B.A., Spivack A.J., Davis E.E., Mayer L.A. Dissolution of biogenic ooze over basement edifi ces in the equatorial Pacifi c with implications for hydrothermal ventilation of the oceanic crust // Geology. 2007. Vol. 35 (8). P. 679–682

Bohnenstiehl D.R., Howell J.K., Hey R.N. Distribution of axial lava domes along superfast overlapping spreading center, 27°–32°S on the East Pacific Rise // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. Vol. 9. No. 1. P. 1525–2027.

Chadwick W.W., Butterfield D.A., Embley R.W. Spotlight 1: Axial seamount // Oceanography. 2010. Vol. 23. No. 1. P. 38–39.

Duran T.D., Toomey D.R. Evidence and implications of crustal magmatism on the flanks of the East Pacific Rise // Tart Planet. Sci. Letters. 2009. Vol. 287. P. 130–136.

Etnoyer P.J., Wood J., Shirley T.C. How Large is the Seamount Biome? // Oceanography. 2010. Vol. 23. No. 1. P. 206.

Fornari D.J., Perfit M.R., Allan J.F., Batiza R., Haymon R., Barone A., Ryan W.B.F., Smith T., Simkin T., Luckman M.A. Geochemical and structural studies of the Lamont seamounts: seamounts as indicators of mantle processes // Earth and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 89. P. 63–83.

Gomez O., Briais A. Near-axis seamount distribution and its relationship with the segmentation of the East Pacific Rise and northern Pacific-Antarctic Ridge, 17°N–56°S // Earth and Planetary Science Letters. 2000. Vol. 175. P. 233–246.

Grevemeyer I., Renard V., Jennrich C., Weigel W. Seamount abundances and hill morphology on the eastern flank of the East Pacific Rise at 14°S // Geophysical Research Letters. 1997. Vol. 24. No. 1. P. 1955–1958.

Hiller J.K. Pacific seamount volcanism in space and time // Geoph. J. Int. 2007. No. 168. P. 877–889.

Kitchingman A., Lai S., Morato T., Pauly D. How many seamounts are there and where are they located? Chapter 2. // Seamount: Ecology, Fisheries and Conservation Blackwell Fish and Aquatic Resources Series 12 / Pitcher T.J. et al. (eds.). Oxford U.K., 2007. P. 28–40.

Korenaga J., Hey R.N. Recent dueling propagation history at the fastest spreading center, the East Pacific Rise, 26°N–32°S // Journal of Geophysical Researches. 1996. Vol. 101. No. B8. P. 18023–18041.

Kuhn T. Low-temperature fluid circulation at seamounts and hydrothermal pits: heat flow regime, impact on biogeochemical processes, and its potential influence on the occurrence and composition of manganese nodules in the equatorial eastern Pacific. RV SONNE SO240 Cruise Report // Fahrtbericht, 2015. P. 1–185.

Menard H.W. Marine geology of The Pacific. New York: McGrow-Hil, 1964. P. 271.

Mirlin E.G. Lithosphere as a nonlinear system: geodynamic consequences. // Tectonics. Intech

Open. Ed.D.Closson. 2011. P. 227–250.
Moore T.C., Mitchell N.C., Mitchell L., Backman J., Palike H. Hydrothermal pits in the biogenic sediments of the equatorial Pacific Ocean // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An Electronic Journal of the Earth Sciences. 2007. Vol. 8 (3). P. 1–14.
Morel J., Le Suave R. Variabilite de l'environnement du Pacifique Nord // Bull. Soc. Geol. Fr. 1986. No. 3. P. 360–372.
Muller R. D., Roest W.R., Royer J-Y., Cahagan L.M., Sclater J.G. Digital isochrons of the world's ocean floor // Geophysical Research-Solid Earth. Vol. 102. P. 3211–3214.
Niu Y., Batiza R. Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle // Earth and Planetary Science Letters. 1997. Vol. 148. P. 471–483.
Niu Y., Regelous M., Wendt I.J., Mike J., O'Hara M.J. Geochemistry of near-EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component // Earth and Planetary Science Letters. 2002. Vol. 199. P. 327–345.
Sandwell D.T., Smith W.H.F., Gille S., Kappel E., Jayne S., Soofi K., Coakley B., Geli L.. Bathymetry from space: Rationale and requirements for a new, high-resolution altimetric mission // ComptesRendus Geoscience. 2006. Vol. 338(14–15). P. 1049–1062.
Scheirer D.S., Macdonald K.C., Forsyth D.W., Miller S.P., Wright D.I., Cormier M-H., Weeiland C.M. A map series of the southern East Pacific Rise and its flanks, 15°S to 19°S // Marine Geophysical Researches.1996. Vol. 18. P. 1–12.
Scotese C.R. Paleomap Project. 2002. URL:http://www.scotese.com.
Sohn R.A., Sims K.W.W. Bending as a mechanism for triggering off-axis volcanism on the East Pacific Rise // Geology. 2005. Vol. 33. No. 2. P. 93–96.
Sohn R.A., Webb S.C., Hildebrand J.A. Fine-scale seismic structure of the shallow volcanic crust on the East Pacific Rise at 9°50'N // Journal of Geophys. Res. 2004. DOI:10.1029/2004JB003152V/109.
Wessel P., Sandwell D.T., Kim S.S. The global seamount census // Oceanography. 2010. Vol. 23(1). P. 24–33.
White S.M., Haymon R.M., Carbotte S.M. A new view of ridge segmentation and near-axis volcanism at the East Pacific Rise, 8°–12°N, from EM300 multibeam bathymetry // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. Vol. 7. No. 12.
White S.M., Macdonald K.C., Sinton J.M. Volcanic Mound fields on the East Pacific Rise, 16°–19°S: low effusion rate eruptions at overlapping spreading centers for the past 1 Myr // Journal of Geophysical Researches. 2002. Vol. 107. No. B10. P. 2240–2251.
Whitehead J.A., Dick H.B., Schouten H. A mechanism for magmatic accretion under spreading centers // Nature. 1984. Vol. 312. P. 146–148.

VOLCANO-TECTONIC ACTIVITY OF OCEAN LITHOSPHERE IN THE EASTERN SECTOR OF THE PACIFIC OCEAN

Mirlin E.G.[1,3], Lygina T.I.[2], Asavin A.M.[1], Chesalova E.I.[3]

[1]*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, 19 Kosygyna, Moscow, 119991, Russia, e-mail: egmmir@gmail.ru*
[2] *JSC Yuzhmorgeologiya, 20, Krymskaya St., Gelendzhik, 353461, Russia, e-mail: yginat@ymg.ru*
[3] *Vernadsky state geological museum of Russian Academy of Sciences, 11, bld.11, Mokhovaya, Moscow, 125009, Russia, e.chesalova@sgm.ru*
Submitted 17.01.2019, accepted 29.04.2019

Based on the analysis of satellite altimetry and deep-water geological and geophysical surveys, it was established that there is a close connection between underwater volcanoes and

tectonics on the crest of the East Pacific Rise, on its western flank and in the deep-water basin. Underwater volcanoes are characterized by different sizes; their basalts are characterized by variable degree of differentiation. The aggregated results denote the existence and relevance of studying the major problem of the volcanic-tectonic activity of the oceanic lithosphere at different stages of its evolution.

Keywords: underwater volcanoes, basalt petrochemistry, volcanic and tectonic activity

References

Alexander R.T. and Macdonald K.C. Small off-axis volcanoes on the East Pacific Rise. *Earth and Planetary Science Letters,* 1996, Vol. 139, pp. 387–394.

Avdonin V.V., Kruglyakov V.V., and Sergeeva N.E. Vnutriplitniye bazalty provincyi Klarion-Klipperton (Tihiy Okean). *Izvestiay vuzov*, *Geologiay i razvedka,* 2010, No. 1, pp. 33–48.

Batiza R. and Vanko D. Petrology of Young Pacific Seamounts. *Journal Geophys Res*, 1984, Vol. 89, No. B13, pp. 235–260.

Bekins B.A., Spivack A.J., Davis E.E., and Mayer L.A. Dissolution of biogenic ooze over basement edifi ces in the equatorial Pacifi c with implications for hydrothermal ventilation of the oceanic crust*, Geology,* 2007, Vol. 35 (8), pp. 679–682.

Bohnenstiehl D.R., Howell J.K., and Hey R.N. Distribution of axial lava domes along superfast overlapping spreading center, 27°–32°S on the East Pacific Rise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, Vol. 9, No. 1, pp. 1525–2027.

Chadwick W.W., Butterfield D.A., and Embley R.W. Spotlight 1: Axial seamount. *Oceanography*, 2010*,* Vol. 23, No. 1, pp. 38–39.

Duran T.D. and Toomey D.R. Evidence and implications of crustal magmatism on the flanks of the East Pacific Rise. *Tart Planet. Sci. Letters*, 2009, Vol. 287, pp. 130–136.

Etnoyer P.J., Wood J., and Shirley T.C. How Large is the Seamount Biome? *Oceanography*, 2010, Vol. 23, No. 1, p. 206.

Fornari D.J., Perfit M.R., Allan J.F., Batiza R., Haymon R., Barone A., Ryan W.B.F., Smith T., Simkin T., and Luckman M.A. Geochemical and structural studies of the Lamont seamounts: seamounts as indicators of mantle processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 1988, Vol. 89, pp. 63–83.

Gomez O. and Briais A. Near-axis seamount distribution and its relationship with the segmentation of the East Pacific Rise and northern Pacific-Antarctic Ridge, 17°N–56°S. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, Vol. 175, pp. 233–246.

Grevemeyer I., Renard V., Jennrich C., and Weigel W. Seamount abundances and hill morphology on the eastern flank of the East Pacific Rise at 14°S. *Geophysical Research Letters*, 1997, Vol. 24, No. 1, pp. 1955–1958.

Hiller J.K. Pacific seamount volcanism in space and time. *Geoph. J. Int.* , 2007, No. 168, pp. 877–889.

Kennet J.P. Morskaya geologiay. Moscow: Mir, 1987, Vol. 1, 397 p.

Kitchingman A., Lai S., Morato T., and Pauly D. How many seamounts are there and where are they located? Chapter 2. Seamount: Ecology, Fisheries and Conservation. Oxford U.K. 2007, pp. 26–40.

Korenaga J. and Hey R.N. Recent dueling propagation history at the fastest spreading center, the East Pacific Rise, 26–32°S. *Journal of Geophysical Researches*, 1996, Vol. 101, No. B8, pp. 18023–18041.

Kuhn T. Low-temperature fluid circulation at seamounts and hydrothermal pits: heat flow regime, impact on biogeochemical processes, and its potential influence on the occurrence and composition of manganese nodules in the equatorial eastern Pacific. RV SONNE SO240 Cruise Report. *Fahrtbericht,* 2015, pp. 1–185.

Lygina T.I. Vnutriplitnaya vulkanicheskay i gidrotermal'naya aktivnost v okeane – noviye facty. *Priroda*, 2010, No. 5, pp. 36–45.

Lygina T.I., Glazyrina N.V., and Glazyrin E.A. Rezultaty izucheniay magmaticheskih porod odnogo iz uchastkov zony Klarion-Klipperton (Tihiy okean). Materialy XXII mezdunarodnoy nauchnoy conferencyi (Shkoly) po morskoy geologii. Geologiya morey i oceanov. Moscow: IO RAS, 2017, Vol. 2, pp. 349–353.

Marova N.A. Podvodnye gory Mirovogo okeana: osobennosti ih raspredeleniya po vysote i v prostranstve. *Okeanologia*, 2002, Vol. 42(3), pp. 409–413.

Menard H.W. Marine geology of The Pacific. New York: McGrow-Hil, 1964, pp. 271.

Mirlin E.G., Mironov J.V., Rodkin M.V., and Chesalova E.I. Vnutriplitnye podvodnye gory severo-zapadnogo sectora Tihogo okeana. *Okeanologiaya*, 2018, Vol. 58, No. 2, pp. 290–300.

Mirlin E.G. and Uglov B.D. Novye dannye o structurnoy geometrii lineamentov v zapadnom sectore Tihogo i uygo-vostochnom sectore Indiyskogo okeanov. Doklady AN, 2007, Vol. 414, No. 1, pp. 70–73.

Mirlin E.G. Tectonika plit: shto dalshe? *Priroda,* 2017, No. 8, pp. 15–23.

Mirlin E.G. Lithosphere as a nonlinear system: geodynamic consequences. *Tectonics. Intech Open. Ed. D. Closson*, 2011, pp. 227–250.

Moore T.C., Mitchell N.C., Mitchell L., Backman J., and Palike H. Hydrothermal pits in the biogenic sediments of the equatorial Pacific Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An Electronic Journal of the Earth Sciences, 2*007, Vol. 8 (3), pp. 1–14.

Muller R.D., Roest W.R., Royer J-Y., Cahagan L.M., and Sclater J.G. Digital isochrons of the world's ocean floor. *Geophysical Research-Solid Earth*, Vol. 102, pp. 3211–3214.

Niu Y. and Batiza R. Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle. *Earth and Planetary Science Letters,* 1997, Vol. 148, pp. 471–483.

Niu Y., Regelous M., Wendt I.J., Mike J., and O'Hara M.J. Geochemistry of near-EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component. *Earth and Planetary Science Letters,* 2002, Vol. 199, pp. 327–345.

Sandwell D.T., Smith W.H.F., Gille S., Kappel E., Jayne S., Soofi K., Coakley B., and Geli L. Bathymetry from space: Rationale and requirements for a new, high-resolution altimetric mission. *Comptes Rendus Geoscience*, 2006, Vol. 338(14–15), pp.1049–1062.

Scheirer D.S., Macdonald K.C., Forsyth D.W., Miller S.P., Wright D.I., Cormier M-H., and Weeiland C.M. A map series of the southern East Pacific Rise and its flanks, 15°S to 19°S. *Marine Geophysical Researches*, 1996, Vol. 18, pp.1–12.

Scotese C.R. Paleomap Project, 2002, URL:http://www.scotese.com.

Sohn R.A. and Sims K.W.W. Bending as a mechanism for triggering off-axis volcanism on the East Pacific Rise. *Geology*, 2005, Vol. 33, No. 2, pp. 93–96.

Sohn R.A., Webb S.C., and Hildebrand J.A. Fine-scale seismic structure of the shallow volcanic crust on the East Pacific Rise at 9°50'N., 2004, doi:10.1029/2004JB003152V/109.

Sadovsky M.A. Avtomodelnost geodynamicheskych processov. *Vestnik AN SSSR*, Vol. 56, No. 8, pp. 3–11.

Sorohtin O.G. and Ushakov S.A. Global'naya evoluciaya Zemli (The Earth global evolution). Moscow: SGU, 1991, 446 p.

Ubko V.M. and Lygina T.I. Vnutriplinye volcano-gidrotermal'nye sistemy zony Klarion-Klipperton Tihogo okeana. *Doklady RAN*, 2015, Vol. 462, No. 4, pp. 452–455.

Ubko V.M., Stoyanov V.V., and Gorelick I.M. Geologicheskoye stroenie i rudonosnost zony Klarion-Klipperton Tichogo okeana. *Sovetskaya geologiya,* 1990, No. 12, pp. 72–80.

Wessel P., Sandwell D.T., and Kim S.S. The global seamount census. *Oceanography*, 2010, Vol. 23(1), pp. 24–33.

White S.M., Haymon R.M., and Carbotte S.M. A new view of ridge segmentation and near-axis volcanism at the East Pacific Rise, 8°–12°N, from EM300 multibeam bathymetry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2006, Vol. 7, No. 12.

White S.M., Macdonald K.C., and Sinton J.M. Volcanic Mound fields on the East Pacific Rise, 16°–19°S: low effusion rate eruptions at overlapping spreading centers for the past 1 Myr. *Journal of Geophysical Researches*, 2002, Vol. 107, No. B10, pp. 2240–2251.

Whitehead J.A., Dick H.B., and Schouten H. A mechanism for magmatic accretion under spreading centers. *Nature*, 1984, Vol. 312, pp. 146–148.

Zuleva E.V. Ob'emy vulkanicheskih gor lozha oceana v processe evolucii okeanicheskoy litosphery. Vestnik KRAUNZ Nauki o Zemle. 2007, No. 2(10), pp. 44–48.