

ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРЫ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ЮЖНО-АТЛАНТИЧЕСКОГО СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКОГО ХРЕБТА¹

Рифтовые зоны срединно-океанических хребтов (СОХ) – ключевые структуры дна океана. Здесь образуется океаническая земная кора, и формируется морфоструктура дна океана. Все, что создается в рифтовых зонах, без существенных изменений перемещается на периферию.

Рельефообразующие процессы в рифтовой зоне многочисленны, разнообразны и характеризуются интенсивной пространственно-временной изменчивостью. На первых порах изучения дна океана с позиций тектоники литосферных плит все срединно-океанические хребты различались по темпам спрединга: быстросрединговые (> 8 см/год), медленносрединговые (< 4 см/год) и переходные между ними (4 см/год $< V_{спр} < 8$ см/год). Этот критерий сохранился до сих пор и в общих чертах по-прежнему соответствует данным по рельефу дна. Рифтовые зоны быстросрединговых СОХ представлены осевым поднятием, напоминающим в поперечном разрезе вулканический конус с пологими склонами и неглубоким грабеном при вершине. Отличительным признаком медленносрединговых хребтов считается рифтовая долина с глубинами до 2–2.5 км и шириной до 35–40 км. Морфоструктура рифтовой зоны переходных или промежуточных СОХ многообразна и неоднозначна.

Накопление данных по разным разделам геодинамики послужило поводом для усложнения первоначальной классификации СОХ. Так в категории медленносрединговых хребтов сделана попытка выделения ультрамедленносрединговых, общая длина которых составляет примерно 20% протяженности всех срединно-океанических хребтов [1]. Анализ морфоструктуры сегментов медленносредингового Южно-Атлантического хребта (ЮАСХ) в Южной Атлантике также показывает, что рифтовые зоны характеризуются здесь рельефом смешанного типа, включающего элементы медленносрединговых и, на первый взгляд, быстросрасширяющихся хребтов. При этом сходство некоторых элементов рельефа с морфологией быстросрединговых хребтов не означает, что в этих фрагментах мы имеем дело с увеличенными темпами спрединга. Как будет показано далее, подобие рельефа связано с избыточным вулканизмом, своеобразными “горячими точками” под некоторыми сегментами ЮАСХ.

Морфоструктура подобного типа характерна, например, для сегмента ЮАСХ между трансформным разломами Вознесения и Боде-Верде (рис. 1). Сегмент простирается в СЗ направлении примерно на 470 км. Осевая зона сегмента представлена обособленным массивным блоком, возвышающимся над окружающим дном примерно на 1000 м.

Важнейшей чертой морфологии осевого блока является разграничение его на три фрагмента – центральный и два концевых, стыкующихся соответственно с трансформными разломами Вознесения и Боде-Верде. Длина северного фрагмента равна 110 км, а южного – 150 км. Средняя часть осевого блока простирается на длину около 210 км. По ширине они также различаются. Концевые фрагменты массива имеют ширину 50–60 км. Таким образом внешние контуры осевого массива блока образуют форму овала или эллипсоида (рис. 2). Различия в рельефе трех фрагментов определяется наличием рифтовой долины в концевых фрагментах и полным ее отсутствием в средней части.

В северном фрагменте рифтовая долина хорошо развита и характеризуется глубинами, превышающими 1000 м, а на отрезке, примыкающем к разлому Вознесения, восточ-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00513).

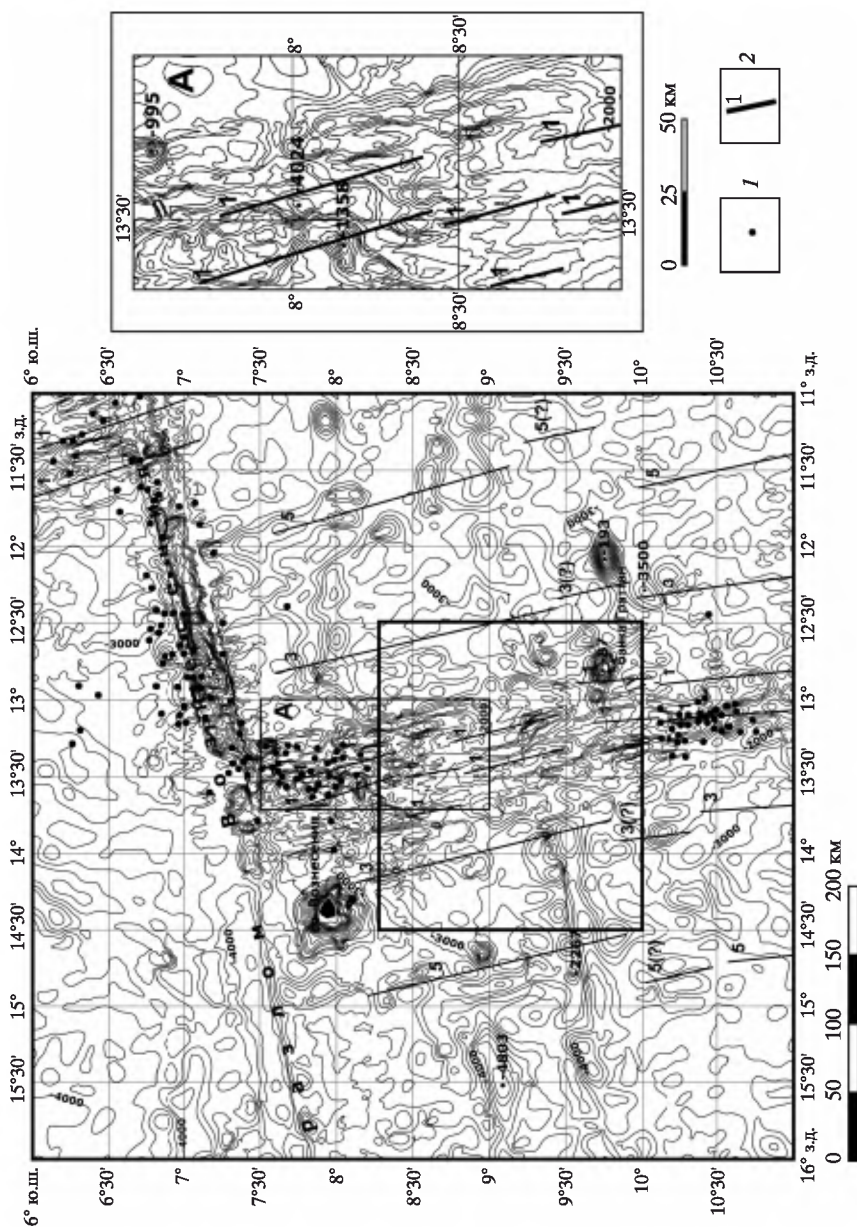


Рис. 1. Батиметрическая карта сегмента рифтовой зоны ЮАХС между трансформными разломами Вознесения и Боде-Верде. Квадратом обозначена центральная асейсмичная часть сегмента. Батиметрическая основа – грид GEBCO_08 с разрешением 30 дуговых секунд. Сечение горизонтов – 200 м.
 1 – землетрясения $M_b > 4$ (1975–2012 г. из каталога Advanced National Seismic System, <http://www.nceds.org/aniss/>), 2 – оси магнитных аномалий (по Cande S.C., LaBrecque J.L., Larson R.L., Pitman W.C. III, Golovchenko X., Haxby W.F. Magnetic Lineations of World's Ocean Basins (map), Amer. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, OK, 1989. Digitized Set by G. Cole, 1993. Global Relief Data CD. NOAA Product # G01093-CDR-A0001, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/93mgg01.html>)

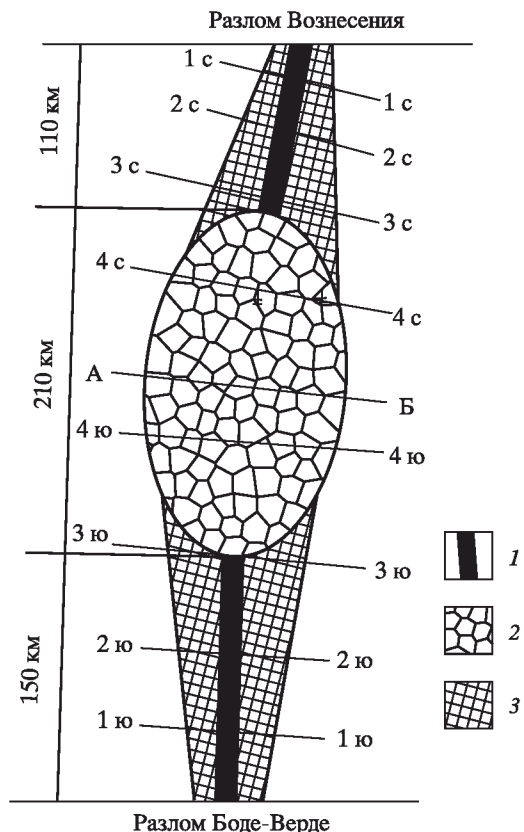


Рис. 2. Схема главных элементов морфоструктуры осевого блока сегмента Вознесения – Боде-Верде
1 – рифтовая долина, 2 – центральный блок, 3 – рифтовые горы

прирусловые валы речных долин. Для морфологии срединной части сегмента больше всего подходят эпитеты – полого-холмистый, волнистый, бугристый, которые характеризуют общую сглаженность рельефа. Подобные оценки рельефа не предполагают возможности проявления существенных тектонических дислокаций в его формировании. Тем самым морфология срединной части сегмента коренным образом отличается от его концевых фрагментов с рифтовой долиной, образование которой обусловлено тектоническими причинами [2]. Об особенностях формирования рельефа средней части сегмента ярко свидетельствует распределение эпицентров землетрясений в пределах рассматриваемого сегмента. Как видно на рис. 1, концевые части сегмента с рифтовой долиной испещрены точками эпицентров землетрясений, зарегистрированных во временном интервале 1975–2012 г. Причина землетрясений связана непосредственно с формированием рифтовой долины. Не останавливаясь подробно на процессах образования этой формы рельефа, отметим, что в осевых зонах медленоспрединговых хребтов или иначе – в центрах спрединга – едва ли не повсеместно фиксируется отрицательная аномалия силы тяжести по той причине, что магма, поднимающаяся вверх по каналу, не достигает в центре спрединга гидравлического равновесия, в результате здесь создается дефицит массы. В процессе спрединга на периферии его центра начинается восстановление гравитационного равновесия земной коры путем тектонического поднятия с образованием склонов рифтовой долины. При этом в слабоструктурированной новообразованной земной коре возникают тектонические

ный склон рифтовой долины поднимается на высоту 1700–2300 м (рис. 3А-1). По мере продвижения к средней части сегмента современный центральный рифт уменьшается по глубине, а в пограничной зоне с центральным блоком рифтовая долина как форма рельефа исчезает (рис. 3А-4).

Рифтовая долина южного окончания сегмента также хорошо проявлена, но отличается от северной меньшими глубинами, редко превышающими 1000 м (рис. 3Б).

Центральная часть сегмента в поперечном разрезе имеет форму купола с минимально пологими склонами (рис. 4). По простиранию осевой блок представляется гигантским монолитом эллипсоидальных очертаний. Субгоризонтальная поверхность блока характеризуется вторичным расчленением (рис. 5). Самые крупные формы рельефа – возвышенности или массивы, ориентированные, в общем, по простиранию осевой зоны. На протяжении всего сегмента (470 км) насчитывается 10–15 таких возвышенностей. Некоторые из них объединены между собой перемычками-седловинами. Грядово-долинная морфология проявляется нечетко. Долины являются скорее ложбинами, а сопряженные с ними гряды – пологими валами, напоминающими по форме

сбросы, генерирующие землетрясения на склонах рифтовой долины. По такой схеме развиваются события в рифтовой зоне медленноспрединговых хребтов, определяющие возникновение землетрясений. Эти события имеют другие следствия [2], но здесь они упоминаются с позиции генезиса землетрясений. Таким образом, в концевых фрагментах избранного сегмента рельеф несет на себе печать интенсивных тектонических дислокаций. То есть формируется морфоструктура тектонической специализации.

В средней части сегмента, протяженностью около 210 км, ничего подобного не наблюдается, а отмечается полное отсутствие сейсмических маркеров, свидетельствующее об ином геодинамическом режиме центра спрединга. Логично предположить, что реологические свойства новообразованной земной коры в срединной части сегмента исключают проявления сколов и других проявлений тектоники, ограничивая механические

преобразования новоявленной коры исключительно пластическими деформациями. Судя по внешним морфологическим признакам, магматические рельефообразующие процессы подавляют здесь тектонические, хотя, подспудно, тектоническое воздействие в осевой зоне – явление постоянное, поскольку сам спрединг генерирует тектонические дислокации. Речь идет лишь о внешних проявлениях тектоники, которая в подобных условиях максимально ослаблена. Ранее отмечалось, что в осевой части среднего фрагмента наблюдается нечеткая линейность грядово-долинного рельефа, который является своеобразной проекцией трещинного вулканизма центра спрединга. В условиях интенсификации этого процесса черты линейности рельефа сохраняются лишь в предельно завуалированном виде. Другими словами, в этой части сегмента на обширном пространстве рельеф несет на себе печать интенсивных вулканических процессов с формированием морфоструктуры магматической специализации.

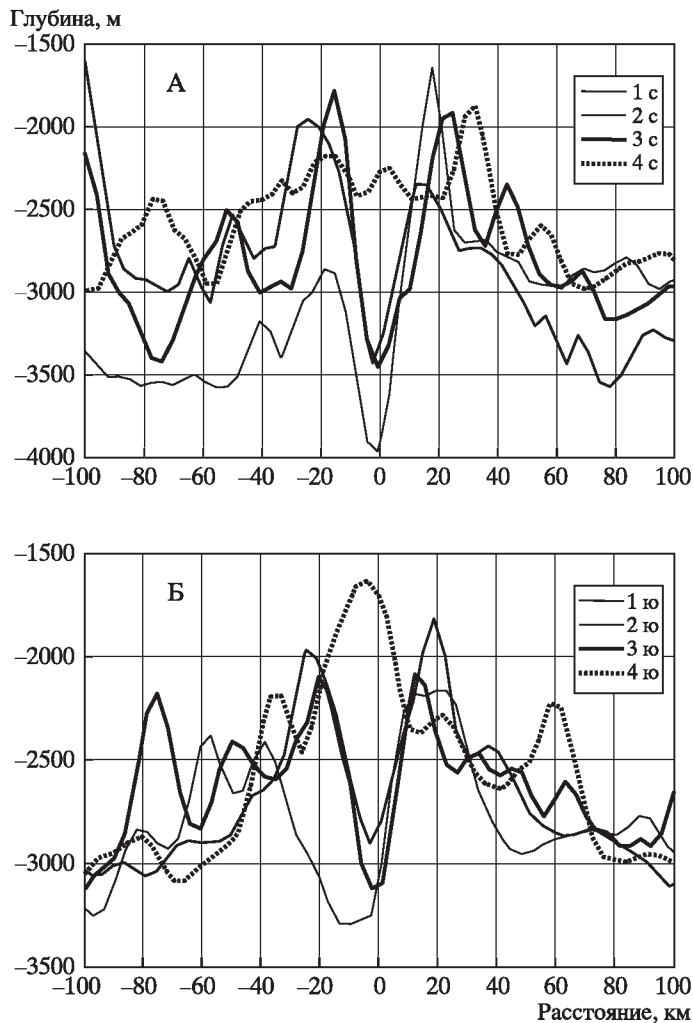


Рис. 3. Рифтовая долина северного (А) и южного (Б) окончаний осевого блока сегмента ЮАСХ между трансформными разломами Вознесения и Боде-Верде

Положение батиметрических профилей показано на рис. 2. Буквы с и ю обозначают северное и южное окончание сегмента, соответственно

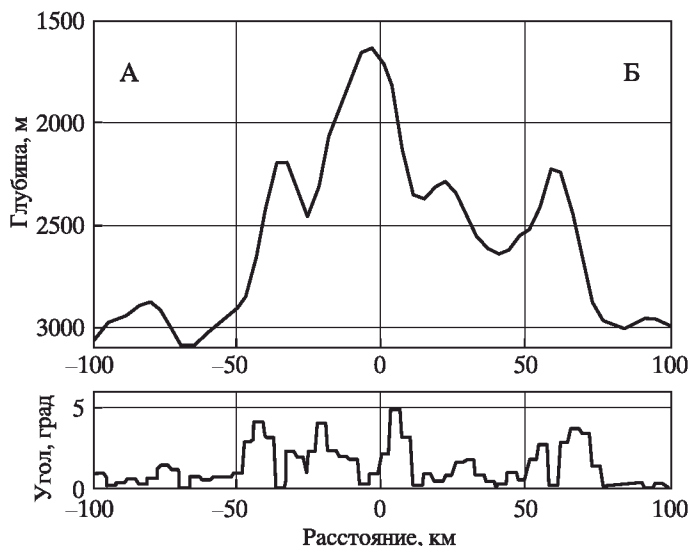


Рис. 4. Репрезентативный батиметрический профиль через середину осевого блока по 9° ю.ш.
Положение А–Б показано на рис. 2

о взаимоотношениях современного рельефа рифтовой зоны и магнитных аномалий подкрепляется высочайшими темпами вулканической деятельности в срединном фрагменте сегмента, где центр спрединга оказывается полностью погребенным.

Подводя итог изложенному фактическому материалу и некоторым попыткам интерпретации, отметим, что в сегменте Вознесение–Бодэ–Верде ЮОСХ сосуществуют два типа морфоструктуры – тектонической и магматической специализации. В связи с этим следует обратить внимание на постоянное и закономерное сужение центрального эллипсоидного блока осевой зоны по направлению к трансформным разломам. Это придает всему массиву сигарообразную форму (рис. 2). Подобные соотношения рельефа отмечались и ранее. Особенно наглядные результаты были получены с помощью гидролокатора бокового обзора “Глория” в районе ФАМОУС (франко-американские подводные исследования срединно-океанических хребтов). Даже беглый взгляд на сонограмму позволяет уловить эффект изгибания линейных форм рельефа (гряд и долин) по мере приближения их к трансформным разломам [4]. При этом общий структурный план, как видно на рис. 1, приобретает форму овала или эллипса, длинная ось которого совпадает с рифтовой долиной. Подобная форма морфоструктуры рифтовой зоны позволила упомянутым авторам напрямую связать особенности морфоструктуры рифтовой зоны с формой магматической камеры, которая располагается под рифтовой долиной. Схема рельефа осевой зоны сегмента Вознесение–Бодэ–Верде больше всего свидетельствует о некой контролирующей роли трансформных разломов в развитии структурных направлений рельефа. Однако вопрос – в чем заключается подобный контроль, почему магматическая камера на подходе к трансформу начинает сужаться? – остается открытым.

Наиболее общая теоретическая модель, позволяющая оценивать геодинамические процессы в центре спрединга, принадлежит Д. Канну [5]. Он полагал, что центр спрединга подстилается совокупностью дискретных магматических камер (вереницей) по простиранию рифтовой зоны. Длина камер, по его мнению, неопределенна, но ширина в несколько раз меньше ее длины. Камеры могут быть непрерывными между двумя трансформными разломами и должны оканчиваться на подходе к трансформному разлому.

Именно с серединой сегмента связана нестабильность магнитных аномалий, их разрыв и смещения по латерали на 15–20 км (рис. 1, врезка А). Более протяженными и стабильными аномалиями становятся в концевых фрагментах с рифтовой долиной. Существует предположение, что временные центры спрединга могли существовать ранее на некотором удалении от современного. В этом случае современная морфоструктура сформировалась позднее, нежели установилась система магнитных аномалий нижележащего фундамента [3]. Такое представление

Эта классическая модель едва ли не идеально реализуется в морфологии сегмента Вознесение–Боде-Верде. В данном случае, очевидна сигарообразная форма общих контуров осевой морфоструктуры (рис. 2). Середина сегмента представляет расширенную зону вулканического рельефа, которая прогрессивно сужается по направлению к трансформным разломам Вознесения и Боде-Верде. При этом сужение в обоих случаях сопровождается проявлением центра спрединга в виде (образе) рифтовой долины с ячеистой структурой. Длина концевых участков сегмента с рифтовой долиной составляет 110–150 км соответственно при ширине примерно 50 км. Средняя часть сегмента без рифтовой долины простирается вдоль осевой зоны на 210 км, а поперек примерно на 100 км. Все эти особенности морфологии сегмента едва ли не идеально вписываются по своему подобию в предполагаемую Канном модель магматической камеры. Иначе, морфология осевой зоны – это не что иное, как визуализация структуры магматической камеры. Конечно рельеф более разнообразен и позволяет, в частности, предположить, что кровля магматической камеры “продырявлена” не в одном месте, а в нескольких, о чем свидетельствуют изолированные или объединенные перемычками вулканические массивы в средней части сегмента. По разнообразию форм рельефа этот фрагмент сегмента представляет собой вулканическое нагорье (рис. 6).

Остается неясным вопрос о причинах сужения магматической камеры и соответствующего преобразования рельефа по мере приближения к трансформным разломам. В этом отношении весьма показательны данные о тепловом потоке в пределах СОХ. Известно, что за границей рифтовой зоны (около 10 млн. л) тепловой поток резко сокращается, и далее происходит очень медленное его угасание [6], поэтому литосферная плита начинает вести себя как низкотемпературная холодная субстанция. Приблизительный расчет показывает, что осевой части сегмента Вознесение–Боде-Верде в районе трансформы Вознесения противостоит фрагмент Американской плиты с возрастом около 15 млн. л. То есть, эта часть плиты уже вышла из сферы интенсивного теплового потока и в результате теплообмена с осевой зоной сегмента (в его северной части) оказывает на нее охлаждающее действие. Магматическая камера сокращается в объеме, что в свою очередь меняет морфоструктуру осевой зоны. Появляется рифтовая долина и, как следствие, возникают тектонические дислокации на ее склонах с формированием провинции рифтовых гор. Поскольку рифтовая долина

Широта, град

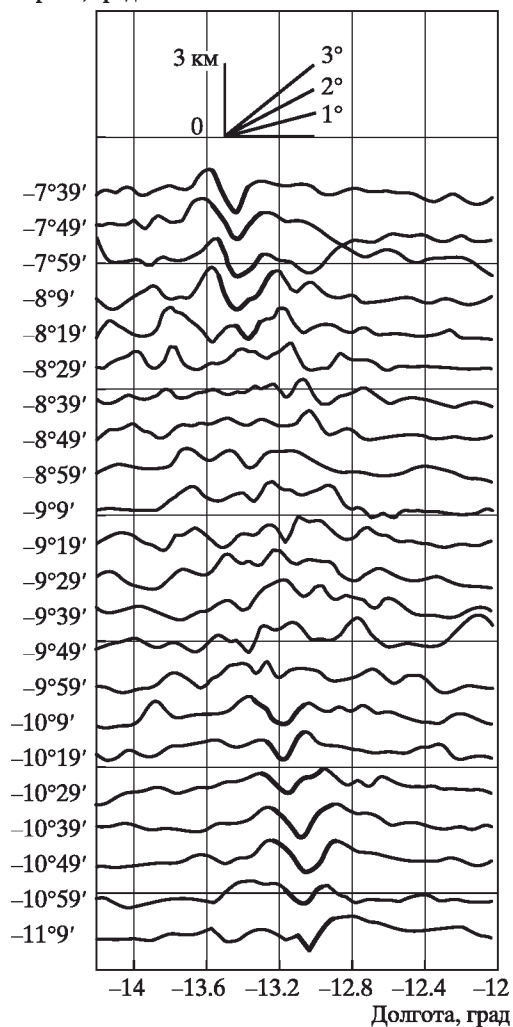


Рис. 5. Морфологические различия трех генеральных фрагментов осевого блока между трансформными разломами Вознесения и Боде-Верде
Утолщенные линии обозначают рифтовую долину

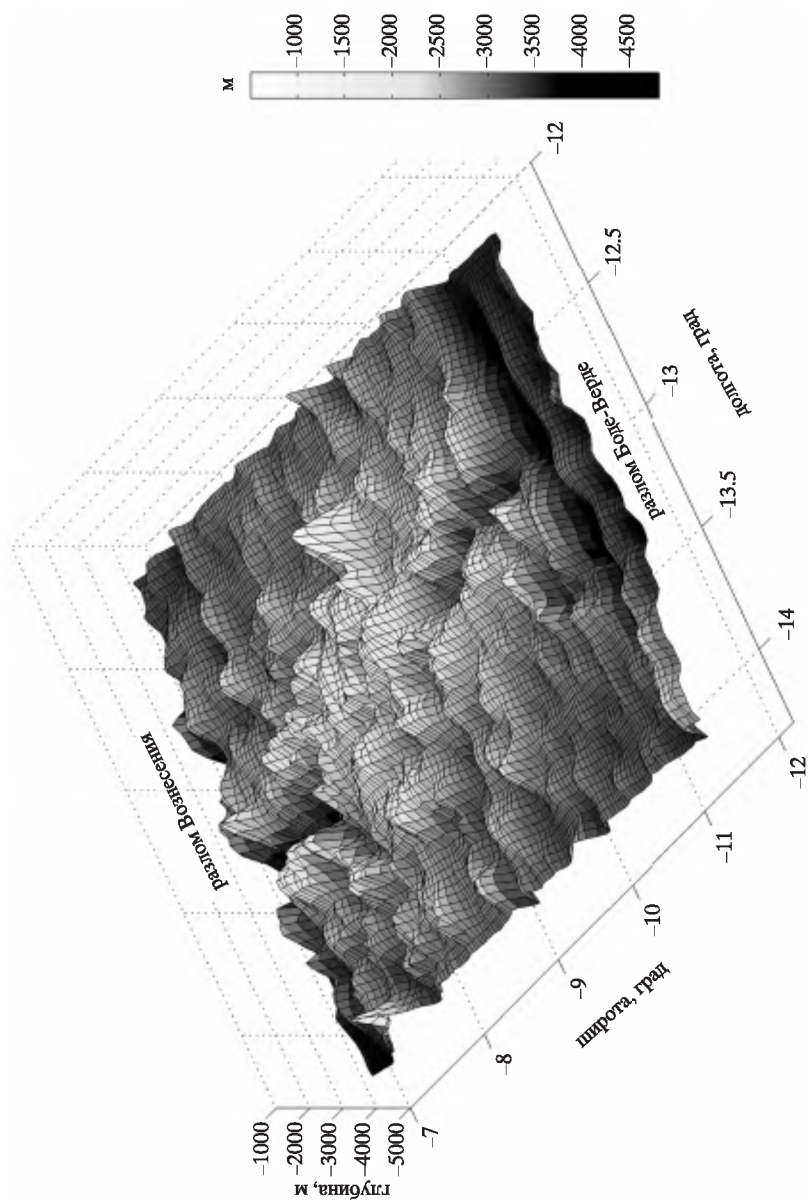


Рис. 6. Панорамное изображение вулканического нагорья в сегменте между трансформами Вознесения и Бодэ-Верде

в северной части сегмента имеет длину 110 км, именно в этих пределах осуществляется влияние активного теплообмена с низкотемпературной плитой и охлаждающее действие последней, представляется возможность проследить, как подобный теплообмен отражается на морфоструктуре рифтовой долины по мере продвижения ее от разлома Вознесения в глубь сегмента на длину 110 км. Это видно на череде батиметрических профилей через рифтовую долину в северной части сегмента (рис. 3А). Самый северный из них характеризуется максимальными глубинами рифтовой долины, один из склонов которой поднимается на высоту 2300 м. По мере движения к югу глубина рифтовой долины уменьшается и на границе со средним фрагментом (без рифтовой долины) составляет сотни метров, а уже в пределах этого фрагмента не определяется (рис. 3А-4). Не исключено, что в подобных переходных зонах между морфоструктурой магматической и тектонической специализации возможен джампинг центра спрединга. Не исключено также, что следствием джампинга являются и разрывы разновозрастных магнитных аномалий, о которых шла речь выше.

Другая картина наблюдается в южной части сегмента, где осевая зона стыкуется с трансформным разломом Боде-Верде. Этот разлом в отличие от разлома Вознесения значительно короче (примерно 150 км), и температурные контрасты между противостоящими сегментами не такие резкие. Рифтовая долина здесь менее выразительная, по всей ее протяженности глубина не превышает 1000 м (рис. 3Б). А уже в пределах южной части центрального фрагмента наблюдается обращенный рельеф, где вместо рифтовой долины возвышается вулканический купол высотой 1300–1400 м (рис. 3Б 4).

Из сопоставления морфологии северного и южного окончаний сегмента можно сделать вывод о некой контролирующей роли трансформных разломов в формировании морфоструктуры осевых зон. В данном случае протяженность трансформы Вознесения (270 км) может служить причиной формирования в северном фрагменте морфоструктуры тектонической специализации. И, напротив, меньшая длина трансформы Боде-Верде (около 150 км) больше отвечает типу рельефа, созданного при паритетном воздействии тектонических и магматических процессов. Возможно, это лишь один из вариантов разнообразия морфоструктуры концевых фрагментов смежных сегментов рифтовых зон. Нельзя исключить, что морфоструктура в области стыка осевых зон с трансформом является следствием саморазвития магматических камер. Но так или иначе, подобие морфоструктуры осевых зон ЮАСХ и некоторых теоретических моделей магматических камер свидетельствует о больших возможностях геоморфологии в решении обратных задач геодинамики океанической земной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Структурообразование и морфология ультра-медленных спрединговых хребтов с косым механизмом спрединга // Совр. тектонофизика. Методы и результаты / М-лы Второй молодежной школы-семинара. М.: ИФЗ РАН, 2011. Т. 1. С. 139–149.
2. Ильин А.В. Происхождение и развитие морфоструктуры рифтовой зоны медленноспрединговых срединно-океанических хребтов // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 262–276.
3. Van Andel T.H., Heath G. Tectonics of the Mid-Atlantic Ridge, 6–8° South Latitude // Marine Geophys. Res. 1970. V. 1. P. 5–36.
4. Whitmarsh R.B., Laughton A.S. A long-range sonar study of the Mid-Atlantic Ridge crest near 37° N (Famous area) and its tectonic implications // Deep-Sea Res. 1976. V. 23. P. 1005–1023.
5. Cam J.R. A model for oceanic crustal structure developed // Geophys. Journ. of the Royal Astronomical Soc. 1970. V. 39. P. 169–187.
6. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Г.Б. Удинцев. М.: МОК (ЮНЕСКО), МинГео СССР, АН СССР, ГУГК СССР, 1989–1990. 158 с.

PECULIARITIES OF THE RIFT ZONE MORPHOSTRUCTURE IN THE SOUTH ATLANTIC MID-OCEAN RIDGE

A.V. ILYIN

Summary

The relief of the rift zone of the South Atlantic Mid-Ocean ridge is presented by tectonic and magmatic morphostructures, the good example of which one can see in the segment between Ascension and Bode-Werde transform faults. Tectonic morphostructures with the clear cut rift valley are typical for the edge parts, which are joined to transform faults. Magmatic morphostructures are characteristic for the middle of the segment. This division of the morphostructure along the segment's axial zone conforms to some theoretical magmatic camera models. Therefore geomorphological data can be important criterion for the solution of the inversed problems in geodynamics of oceanic crust.

УДК 551.468.6(262.81)

© 2014 г. В.Н. КОРОТАЕВ, Г.И. РЫЧАГОВ

ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ УСТЬЕВЫХ СИСТЕМ РЕК БАССЕЙНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ¹

Введение

Устья крупных рек, впадающих в Каспийское море, прошли длительный эволюционный путь развития, следуя за многократными колебаниями его уровня. В низовьях этих рек к настоящему времени сформировались различные морфогенетические типы устьевых геоморфологических систем (УГС) – от выполнения ингрессионных заливов (Кура) до выдвижения на открытом устьевом взморье (Терек, Волга, Урал). Морфологические различия в типах УГС не могут быть объяснены только гидрологическим режимом рек или уклонами подводного склона устьевое взморье. Например, устья Волги и Урала формируются на очень отлогом устьевом взморье (уклон $< 0.0002\%$), сток взвешенных наносов этих рек составляет соответственно 8.6 и 2.7 млн. т (1978–1993 гг.). В дельтовую систему Терека в среднем за год поступает около 15.1 млн. т (1935–1985 гг.), устьевое взморье здесь более приглубое (уклон $> 0.001\%$). Однако морфогенетический тип устьевых систем этих рек одинаковый – это УГС выдвижения на открытом устьевом взморье [1–4].

Реки Кура и Терек впадают на открытом устьевом взморье с одинаковым уклоном и выносят в море почти одинаковое количество взвеси – от 17.12 (1966–1981 гг.) до 15.1 млн. т соответственно, однако формируют различные морфогенетические типы устьевых систем – УГС выполнения ингрессионного залива (Кура) и УГС выдвижения на открытом взморье (Терек). Река Урал на протяжении последних 30 тыс. лет сформировала несколько уникальных устьевых геоморфологических систем, относящихся к так называемым “врезанным дельтам”.

Цель статьи – выявить роль структурно-геологических условий в формировании морфологии устьевых геоморфологических систем крупных рек, впадающих в Каспийское море.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00156).