

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

УДК 551.242.23.001.57

А.В. Кохан¹, Е.П. Дубинин²**ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРНОЙ СЕГМЕНТАЦИИ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА В РАЙОНАХ МАНТИЙНЫХ ТЕРМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ**

Проведен анализ морфоструктурной сегментации рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта на участке между аномалиями с повышенной (горячая точка Амстердам – Сен-Поль) и пониженной (Австрало-Антарктический дискорданс) температурой мантии. Для выявления особенностей сегментации рассмотрены изменения рельефа дна осевой и внеосевой зон хребта на основе детальных батиметрических данных и составлены морфоструктурные схемы. Анализ подтвердил, что эти изменения, по всей видимости, связаны с уменьшением температуры мантии в восточном направлении. Изменения рельефа дна и характера морфоструктурной сегментации осевой зоны могут быть связаны с вдольосевым астеносферным потоком и обусловлены изменением термо-реологических свойств осевой литосферы при удалении от области относительно «горячей» и приближении к области относительно «холодной» мантии.

Ключевые слова: Юго-Восточный Индийский хребет, спрединговые хребты, сегментация рифтовой зоны, рельеф дна.

Введение. Исследование особенностей изменения рельефа, морфоструктурной сегментации и глубинного строения спрединговых хребтов, связанных с вариациями температуры мантии в районах проявления горячих точек и мантийных плюмов, является предметом пристального внимания исследователей [Лобковский с соавт., 2004; Дубинин с соавт., 2009; Dument et al., 2007; Maia et al., 2011].

В ряде работ было показано, что влияние температурных аномалий в мантии приводит к изменению реологических свойств литосферы, геолого-геофизического строения коры и рельефа рифтовой зоны хребта. Как правило, аномалии, характеризующиеся повышением мантийных температур, связывают с горячими точками или мантийными плюмами. В то же время аномалии, связанные с понижением мантийных температур, не имеют однозначного объяснения. Вариации в мантийных температурах в окрестности спрединговых хребтов отражаются в интенсивности магмоснабжения, распределении магматических очагов и прочности осевой литосферы, что, в свою очередь, влияет на морфологию осевого рельефа и морфоструктурную сегментацию [Дубинин, Ушаков, 2001; Дубинин с соавт., 2009; Dument et al., 2007 и др.].

Целью настоящей работы является выявление особенностей изменения рельефа и морфоструктурной сегментации осевой зоны Юго-Восточного Индийского хребта вдоль его простираения в связи с изменением прогретости мантии.

Особенности морфоструктурной сегментации Юго-Восточного Индийского хребта на участке от 79° до 118° в. д. Юго-Восточный Индийский хребет (ЮВИХ) протягивается в субширотном направлении от тройного соединения (ТС) Родригес до ТС Маккуори примерно на 8000 км (рис. 1). Он характеризуется средними скоростями спрединга, варьирующими от 6,5 до 7,5 см/год [DeMets et al., 2010]. Юго-Восточный Индийский хребет является замечательным примером, где вдоль его простираения встречаются как аномально прогретая область, так и аномально холодная область литосферы и подлитосферной мантии. Аномально прогретая область морфологически выражена в виде подводного плато и вулканических островов Амстердам – Сен-Поль (АСП) и связана с воздействием горячей точки [Maia et al., 2011]. Область с относительно холодной мантией расположена между Австралией и Антарктидой и характеризуется переуглубленной рифтовой долиной с сильно расчлененным рельефом и многочисленными трансформными разломами [Christie et al., 1998]. Этот участок ЮВИХ в литературе называется Австрало-Антарктическим дискордансом (ААД).

В настоящей работе детально рассмотрен участок к западу от плато Амстердам – Сен-Поль (район 78–79° в. д.) до западной границы Австрало-Антарктического дискорданса (~120° в. д.), расположенный между участками с относительно горячей (горячая точка АСП) и относительно холодной (ААД) мантией (рис. 1). Здесь при практических постоянных скоростях спрединга происходит значительное изменение строения хребта при перемещении от плато Амстердам – Сен-Поль и приближении к области Австрало-Антарктического дискорданса (рис. 1, 2) [Cochran et al., 1997; Sempere et al., 1997].

¹ ООО «Сварог», ст. инженер, канд. геол.-мин. н.; e-mail: kkkkk1987@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, сектор геодинамики, зав. сектором, профессор, докт. геол.-мин. н.; e-mail: edubinin08@rambler.ru

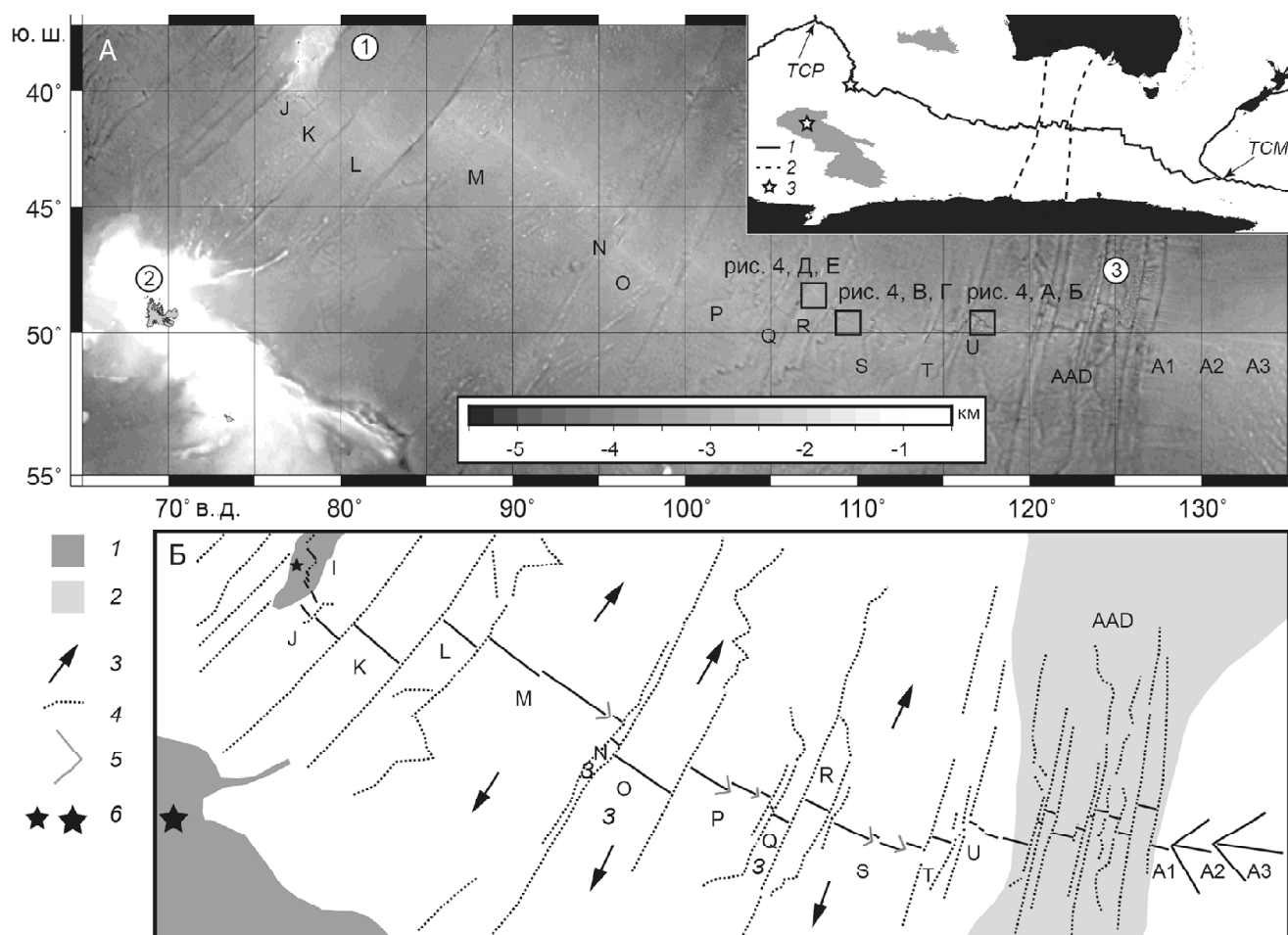


Рис. 1. Строение ЮВИХ на участке от 78° до 135° в. д. Обозначения: А – рельеф дна по данным [GEBCO_14]. I...U, A1, A2, A3 – нумерация сегментов хребта по [Scheirer et al., 2000; Sempere et al., 1997]. Рамками показаны границы участков морфоструктурных схем на рис. 4. Цифрами в кружках обозначены: 1 – плато Амстердам – Сен-Поль, 2 – плато Кергелен, 3 – Австрало-Антарктический дискорданс. Во врезке показано положение ЮВИХ в акватории юго-восточной части Индийского океана: 1 – оси спрединга, 2 – границы Австрало-Антарктического дискорданса, 3 – центр горячей точки Амстердам – Сен-Поль и центр плюма Кергелен. Б – схема сегментации хребта, I...U, A1, A2, A3 – нумерация сегментов хребта по [Scheirer et al., 2000; Sempere et al., 1997]. 3 – «закрывающий» сегмент, по терминологии [Carbotte et al., 2004]. Серой заливкой (1–2) показаны: 1 – плато Амстердам – Сен-Поль и Кергелен, 2 – зона Австрало-Антарктического дискорданса, 3 – направление спрединга, 4 – трансформные и нетрансформные нарушения оси спрединга и их внеосевые следы, 5 – продвигающиеся рифты и их внеосевые следы, 6 – центр горячей точки Амстердам – Сен-Поль и центр плюма Кергелен

Fig. 1. Structure of SEIR at the section of 78°E to 135°E. А – bottom topography according to [GEBCO_14] data. I...U, A1, A2, A3 – numeration of ridge segments, after [Scheirer et al., 2000; Sempere et al., 1997]. Frames show the borders of areas of detailed morphostructural schemes on fig. 4. Numbers in the circles show: 1 – Amsterdam-St. Paul plateau, 2 – Kerguelen plateau, 3 – Australian-Antarctic discordance. The inset shows the location of SEIR in the south-eastern part of the Indian Ocean, 1 – the axis of spreading, 2 – borders of Australian-Antarctic discordance, 3 – center of the Amsterdam-St. Paul hotspot and center of Kerguelen plume. Б – the scheme of ridge segmentation, I...U, A1, A2, A3 – numeration of ridge segments, after [Scheirer et al., 2000; Sempere et al., 1997]. 3 – the «trailing» segment, in terms of [Carbotte et al., 2004]. Grey fill (1–2) is for: 1 – Amsterdam-St. Paul and Kerguelen plateaus, 2 – zone of Australian-Antarctic discordance, 3 – the direction of spreading, 4 – transform and non-transform disturbances of spreading axis and their off-axis traces, 5 – propagating rifts and their off-axis traces, 6 – centers of Amsterdam-St. Paul hotspot and Kerguelen plume

Батиметрические данные, полученные в ходе изучения ЮВИХ [Cochran et al., 1997; Sempere et al., 1997], включены в глобальную компиляцию Global Multi Resolution Topography Synthesis [Ryan et al., 2009] и доступны для использования в разрешении 150×150 м. Опубликованные данные [Cochran et al., 1997; Scheirer et al., 2000; Sempere et al., 1997] и результаты анализа, выполненного авторами на основании этих батиметрических данных, положены в основу настоящей работы.

Для среднеспрединговых хребтов, к которым относится и ЮВИХ, характерна «промежуточная морфология», сочетающая черты быстро-спрединговых хребтов с морфологией «осевых поднятий» и медленно-спрединговых хребтов с «морфологией рифтовых долин». Наиболее широко здесь представлены редуцированные осевые поднятия шириной до 10 км, расчлененные грабенами с относительной глубиной до 100–200 м, и редуцированные рифтовые долины шириной до 10–15 км и относи-

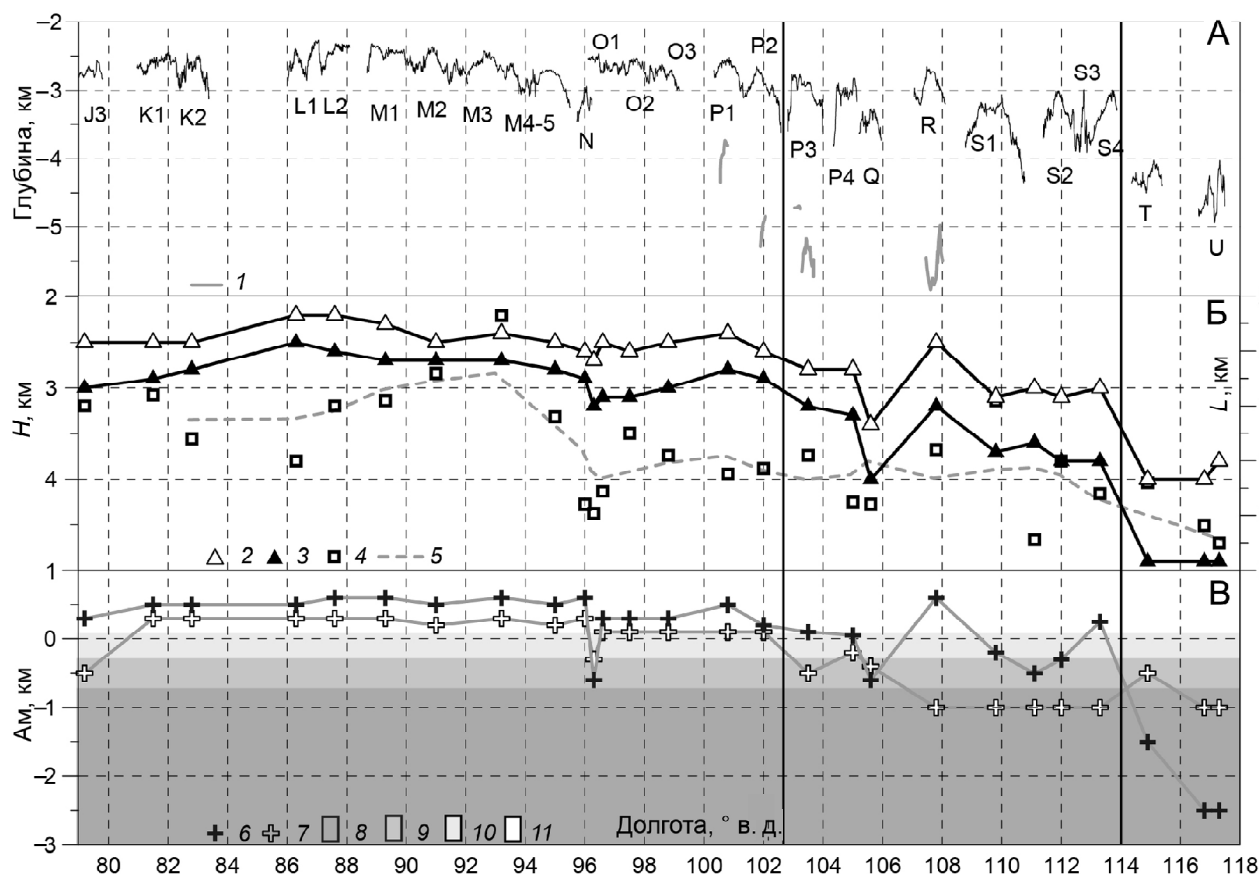


Рис. 2. Изменение морфометрических характеристик сегментов третьего порядка ЮВИХ на участке от 78° до 118° в. д. Обозначения: А – профили рельефа дна вдоль оси сегментов по данным [Ryan et al., 2009], 1 – кровля ОМК по данным [Baran et al., 2005]; Б – графики изменения длины сегментов и максимальных и минимальных глубин сегментов, 2 – минимальные глубины сегментов, 3 – максимальные глубины сегментов, 4 – длина сегментов, 5 – осредненная кривая для длины сегментов; В – максимальные и минимальные амплитуды осевых макроформ рельефа, 6 – максимальные, 7 – минимальные амплитуды, диапазоны амплитуд, соответствующие: 8 – рифтовым долинам, 9 – редуцированным рифтовым долинам, 10 – переходной морфологии, 11 – осевым поднятиям, по [Carbotte et al., 2015]

Fig. 2. Variations of morphometric characteristics of the 3-rd order segments of SEIR at the section 78°E to 118°E. А – along-axis topographic profiles according to [Ryan et al., 2009] data, 1 – top of AMC according to [Baran et al., 2005] data. Б – changes of segment lengths and maximal and minimal segment depths, 2 – minimal segment depths, 3 – maximal segment depths, 4 – segment length, 5 – averaged segment length. В – maximal and minimal amplitudes of axial topographic macroforms, 6 – maximal, 7 – minimal amplitudes, ranges of amplitudes corresponding to: 8 – rift valleys, 9 – reduced rift valleys, 10 – transit morphology, 11 – axial rises, after [Carbotte et al., 2015]

тельной глубиной до 400–500 м. На отдельных участках преобладающая макроформа рельефа рифтовой зоны хребта не прослеживается [Carbotte et al., 2015].

Трансформация рельефа носит постепенный характер и реализуется через закономерную систему морфоструктур разного порядка: их размеры вкрест оси колеблются около примерно постоянных величин ~25–40, 10–15 и 2–5 км. Переход от одного набора форм к другому происходит в ходе уменьшения/увеличения амплитуды сбросов, ограничивающих морфоструктуры, и обусловлен изменением термо-реологических свойств литосферы и характера магматизма при движении вдоль оси спрединга. Ключевую роль в этом процессе играет, вероятно, наличие стационарной осевой магматической камеры, определяющей характер аккреции коры, толщину хрупкого слоя и, как следствие, особенности сбросообразования и морфоструктурный план

рифтовой зоны хребта [Галушкин с соавт., 2007; Дубинин с соавт., 2009; 2013; Cochran et al., 1997; Phipps Morgan & Chen, 1993].

В соответствии с шестиступенчатой иерархической системой сегментации рифтовых зон срединных хребтов (см., например, [Дубинин, Ушаков, 2001; Дубинин с соавт., 2013]), рифтовая зона ЮВИХ на рассматриваемом участке хребта разбита на отдельные сегменты следующими структурами: трансформными разломами с характерными сдвиговыми деформациями (сегменты второго порядка), нетрансформными смещениями (НТС), смещающими ось спрединга без существенных сдвиговых деформаций и перекрытия осей спрединга (сегменты третьего порядка). Согласно схеме сегментации, предложенной в работах [Cochran et al., 1997; Sempere et al., 1997; Scheirer et al., 2000], сегменты здесь имеют обозначения от J3 до U (рис. 1).

При перемещении вдоль простирания ЮВИХ от плато Амстердам – Сен-Поль к Австрало-Антарктическому дискордансу выделяются участки с различной осевой морфологией (рис. 2, 3): с морфологией осевых поднятий ($80\text{--}103^\circ$ в. д.), с преимущественно переходной морфологией, где осевые поднятия, рифтовые долины и переходные формы рельефа чередуются от сегмента к сегменту ($103\text{--}114^\circ$ в. д.), и с морфологией рифтовых долин ($114\text{--}118^\circ$ в. д.).

Как известно, понижение температуры мантии влечет изменение термо-реологической структуры подосевой литосферы, увеличение мощности хрупкого слоя литосферы, изменение механизма сбросообразования и рельефа рифтовой зоны [Галушкин с соавт., 2007; Грохольский с соавт., 2014; Behn, Ito, 2008; Escartin et al., 1997; Phipps Morgan & Chen, 1993]. Общий характер изменений рельефа и морфоструктурной сегментации рифтовой зоны можно описать следующими закономерностями: при охлаждении мантии возрастает общая расчлененность рельефа как вдоль, так и вкрест рифтовой оси, увеличивается амплитуда смещений оси, амплитуда сбросов и расстояние между ними, а также осевая глубина.

Материалы и методы. Для морфометрического анализа рельефа дна рифтовой зоны и флангов хребта были использованы детальные батиметрические данные, полученные в экспедициях НИС «Морис Ивинг» в 2001–2002 гг. (отрезок хребта $100\text{--}118^\circ$ в. д. [Baran et al., 2005], НИС «Мелвилл» в 1994–1995 гг. (отрезок хребта $88\text{--}115^\circ$ в. д. [Sempere et al., 1997; Cochran et al., 1997]) и 1996 г. (отрезок хребта $78\text{--}88^\circ$ в. д. [Scheirer et al., 2000]). Для батиметрической съемки использовались многолучевые эхолоты Atlas Hydrosweep DS-2 (НИС «Морис Ивинг») и Sea Beam 2000 (НИС «Мелвилл»). На основании полученных батиметрических данных были сформированы цифровые модели рельефа дна с размером ячейки 150×150 м, покрывающие рифтовую зону на протяжении всего участка хребта от 79° до 118° в. д. и фланги хребта на сегментах P1, P2, P3, R, S1, S4, T, U на расстояние до 40–50 км от оси спрединга. С учетом скорости спрединга съемкой была покрыта литосфера возрастом до 500–600 тыс. лет. Цифровые модели были интегрированы в глобальную компиляцию детальных батиметрических съемок дна мирового океана с размером ячейки 150×150 м [Ryan et al., 2009].

Морфометрический анализ рельефа дна проводился по двум направлениям, включавшим отслеживание изменений осевых морфоструктур сегментов третьего порядка вдоль оси спрединга и отслеживание изменений морфометрических параметров сбросов рифтовой зоны и флангов хребта вкрест оси спрединга.

В первом случае для каждого сегмента третьего порядка на рассматриваемом участке были измерены максимальные и минимальные осевые глубины (H), длина сегментов (L) (рис. 2, Б), амплитуда осевой макроформы (Am) и откартированы

участки с различными типами осевых морфоструктур в зависимости от показателя Am : рифтовой долиной (РД), редуцированной рифтовой долиной (РРД), переходной морфологией (ПМ), редуцированным осевым поднятием (РОП), осевым поднятием (ОП) (рис. 2, В). Показатель Am рассчитывался на профилях вкрест оси спрединга с межпрофильными расстояниями 3–10 км как разность глубин на оси спрединга и точкой на профиле в рифтовой зоне с максимальной/минимальной глубиной в зависимости от типа макроформы. Среди совокупности измерения выбирались максимальное и минимальное для сегмента значения. Классификация осевых макроформ, ориентировочная градация величины Am и возможная их взаимосвязь с глубинным строением рифтовой зоны представлены в литературе [Дубинин с соавт., 2009; Carbotte et al., 2015].

Во втором случае в соответствии с методикой [Escartin et al., 1999; Howell et al., 2016] были рассмотрены горизонтальные (Az) и вертикальные амплитуды (Av) сбросов и расстояние между соседними сбросами (P) для 1578 сбросов вдоль 81 профиля на северном и 74 на южном флангах хребта на обозначенных сегментах. Сбор и обработка данных велись в свободно распространяемом ПО QGIS [www.qgis.org].

Для каждого профиля были получены средние величин Az , Av , P , Am и величина $M=1-(Az_{cp}/P_{cp})$ (рис. 3). Величина M косвенно отражает интенсивность магматизма, особенности глубинного строения и реологии литосферы рифтовой зоны хребта, которые проявляются через морфометрические характеристики сбросовых нарушений. В целом прослеживается следующая закономерность: чем больше скорость спрединга и/или магматическая активность, обусловленная температурой мантии, тем тоньше хрупкий слой коры в рифтовой зоне, меньше величины Az , Av , Am , P , больше величина M и роль магматических процессов в аккреции коры [Behn, Ito, 2008].

Изменение морфометрических характеристик сегментов третьего порядка. В восточном направлении происходит генеральное заглубление оси от 2,5–3 до 4–5 км (рис. 2, А). Однако изменение осевых глубин неравномерное: скачкообразное их изменение наблюдается при переходе к рифтовым долинам (прирост глубины на 1–1,5 км). В пределах межтрансформных сегментов второго порядка М, О, Р наблюдается внутрисегментное увеличение глубины в восточном направлении. Отчетливо выражены сегменты N, Q, S1 с повышенными осевыми глубинами (рис. 2, А).

Для участка хребта $80\text{--}103^\circ$ в. д. характерны преимущественно осевые поднятия высотой до 0,5 км (рис. 2). Однако на сегменте N отмечена редуцированная рифтовая долина глубиной до 0,6 км. На сегменте О – редуцированное осевое поднятие высотой 0,1–0,3 км. На сегментах P1 и P2 наблюдаются осевое поднятие, редуцированное осевое поднятие, а величина амплитуды (Am) варьирует от 0,1 до 0,5 км (рис. 2, В). Повсеместно сегменты

разделяются нарушениями третьего порядка типа перекрытий центров спрединга с небольшой амплитудой смещения осей 5–15, редко до 20–25 км. Такие структуры часто встречаются на быстроспрединговых хребтах типа Восточно-Тихоокеанского поднятия. Для этого участка хребта характерны максимальные длины сегментов, составляющие 50–220 км и минимальные амплитуды вдольосевых глубин, составляющие 0,2–0,6 км (рис. 2, Б). На графиках видно, что минимальные и максимальные значения осевых глубин минимальны на сегменте L1 и убывают в восточном направлении (рис. 2, А, Б). Сегменты N и O обладают аномальными характеристиками: пониженной длиной, повышенной амплитудой осевых глубин, низкой амплитудой осевых макроформ (M), свидетельствующими о локальном снижении интенсивности магмоснабжения. В целом участок хребта 80–103° в. д. обладает морфометрическими и геофизическими характеристиками, сходными с быстроспрединговыми COX [Carbotte et al., 2015; Cochran et al., 1997; Sempere et al., 1997]. Под осевой зоной сегментов P1 и P2 сейсмическими методами зафиксирована кровля осевой магматической камеры (ОМК) на средней глубине 1,5 и 2,1 км соответственно [Baran et al., 2005] (рис. 2, А). Исходя из особенностей строения, можно предположить, что ОМК прослеживаются и под другими сегментами на участке хребта 80–103° в. д.

На участке хребта 103–114° в. д. отмечается широкий разброс параметров морфоструктурной сегментации (рис. 2). Для сегментов P4, Q, S1, S2, S3 характерна морфология рифтовых долин и редуцированных рифтовых долин, с короткими участками с промежуточной морфологией. На сегментах P3, R, S4 наблюдался полный спектр макроформ – от осевого поднятия до редуцированной рифтовой долины и рифтовой долины (рис. 2, Б, В). На этих сегментах отмечаются большие различия значений амплитуд вдольосевого рельефа и осевых макроформ (рис. 2, Б, В). Осевые глубины изменяются в диапазоне от 2,9 до 4 км (рис. 2, А). Повсеместно сегменты разделяются нарушениями третьего порядка типа нетрансформных смещений рифтовых осей с амплитудой 15–35 км, характерными для медленноспрединговых хребтов, таких как Срединно-Атлантический хребет. Средние длины сегментов для данного участка хребта составляют 30–150 км (рис. 2, Б). Однако сегменты Q, S1 и R, P3 обладают аномальными характеристиками, в первом случае, свидетельствующими о пониженном, а во втором – о повышенном магмоснабжении. Под осевой зоной сегментов P3 и R1 сейсмическими методами зафиксирована кровля ОМК на средней глубине 2,1 и 2,9 км соответственно [Baran et al., 2005] (рис. 2, А), что коррелирует с их аномальными характеристиками. Под сегментами P4 и S1 осевая магматическая камера не была прослежена [Baran et al., 2005]. Под другими сегментами исходя из их строения, существование камеры также маловероятно.

Для участка хребта 114–118° в. д. типичны хорошо выраженные рифтовые долины глубиной 1–2,5 км (рис. 2). На сегменте T наблюдается короткий участок с редуцированной рифтовой долиной глубиной около 0,5–0,6 км (рис. 2, В). Осевые глубины здесь резко увеличиваются, достигая значений от 3,8 до 4,9 км – максимальных для всего участка ЮВИХ от 79–118° в. д. (рис. 2, А). Амплитуда осевых глубин на сегментах также максимальна и достигает 0,9–1,1 км. Однако длина сегментов на этом участке минимальна: 25–80 км (рис. 2, Б).

Несмотря на общее изменение морфометрических характеристик и сокращение магмоснабжения в восточном направлении, прослеживаются локальные аномалии как в сторону уменьшения (сегменты N, O, Q), так и увеличения (сегменты R, P, S4) магмоснабжения. Такие аномалии могут быть связаны с особенностями адиабатического плавления в процессе подъема и вдоль осевой миграции магмы вдоль края более быстро движущейся плиты [Carbotte et al., 2004].

Изменение морфометрических параметров сбросов рифтовой зоны и флангов хребта. Анализ полученных показателей иллюстрирует неустойчивый характер аккреции с неравномерным сочетанием тектонических и магматических процессов при преобладании последних (рис. 3). Изменения морфометрических характеристик не носят четкий однонаправленный от центров к краям сегментов характер, как это зафиксировано на медленно спрединговых хребтах, типа Срединно-Атлантического хребта [Escartin et al., 1999]. Например, минимумы глубин и максимумы амплитуд осевых макроформ, как правило, пространственно не совпадают с минимальными амплитудами сбросов и максимальными значениями параметра M . Это соотносится с данными об активном продвижении рифтовых трещин спрединговых сегментов в восточном направлении [Cochran et al., 1997; Sempere et al., 1997]. Тем не менее, прослеживается генеральная корреляция, когда максимальная магматическая активность приурочена к участкам с осевыми поднятиями и сокращается при удалении от них. Наиболее четко эта закономерность наблюдается на сегментах P1, P2, P3, R, и, в меньшей степени – на сегменте S4. На графиках хорошо прослеживается корреляция между глубиной кровли осевой магматической камеры по данным [Baran et al., 2005] и полученными характеристиками: при минимальной глубине кровли камеры магматическая компонента аккреции максимальна, что хорошо видно на примере сегментов P1, P2, P3, R, S4. Отметим, что морфометрические параметры A_2 и P не показывают направленных изменений на внутрисегментном уровне, что говорит об ином характере аккреции нежели на медленноспрединговых COX, где эти величины закономерно изменяются при удалении от центров сегментов [Escartin et al., 1997, 1999]. На региональном уровне прослеживается сокращение магматической активности при переходе к рифтовым долинам от сегмента S4 к сегменту T, проявляющееся в резком

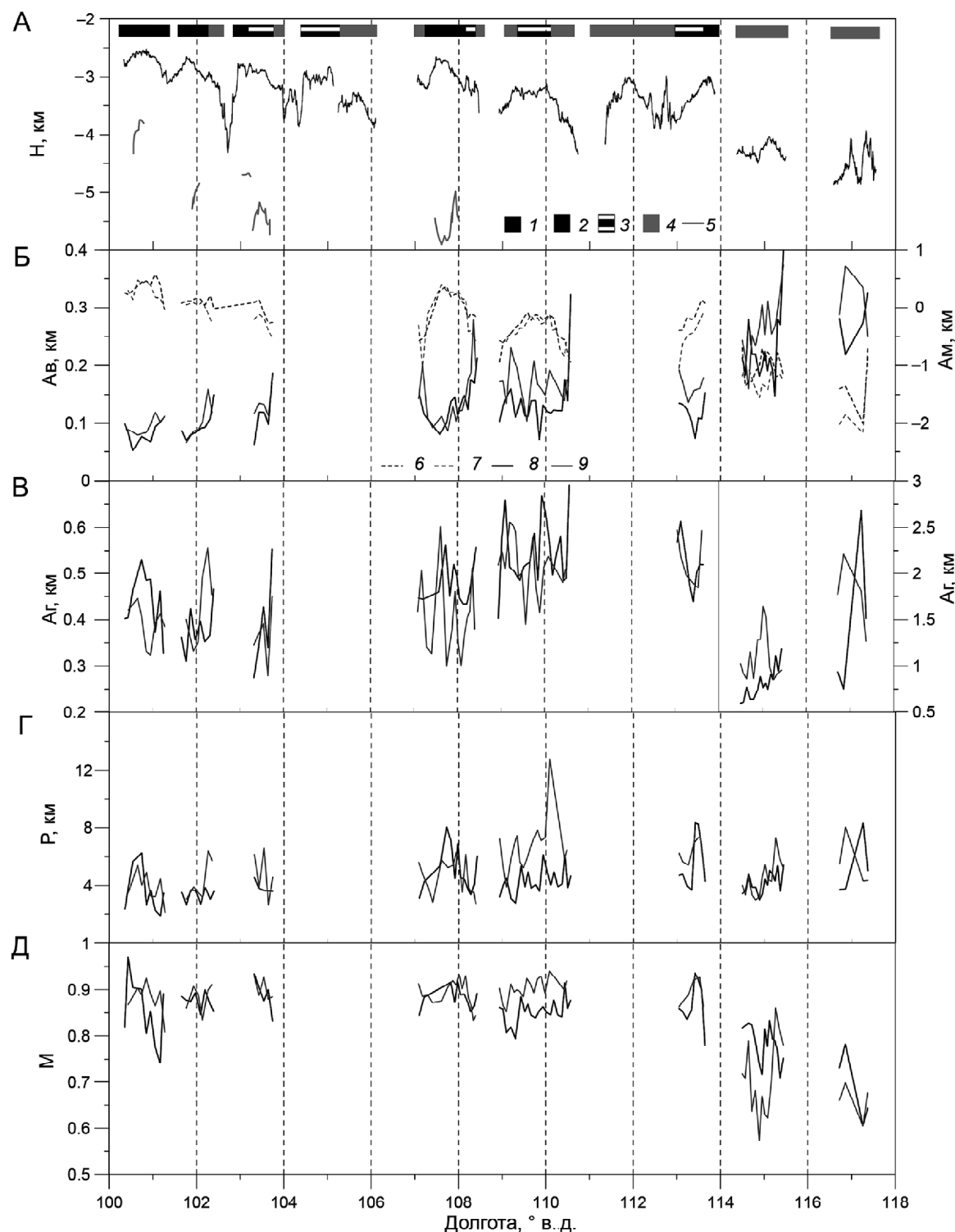


Рис. 3. Изменение морфометрических характеристик сбросов на флангах ЮВИХ на участке 100°–118° в. д. Обозначения: А – рельеф дна [Ryan et al., 2009] и положение кровли ОМК по данным [Baran et al., 2005]; прямоугольниками с различной заливкой показаны участки с различными типами осевых макроформ: 1 – осевые поднятия, 2 – редуцированные осевые поднятия, 3 – переходные формы, 4 – осевые долины, 5 – кровля ОМК; Б – амплитуда осевой макроформы A_m и вертикальная амплитуда сбросов A_v ; 6 – A_m , северный фланг, 7 – A_m – южный фланг рифтовой зоны, 8 – A_v , южный фланг, 9 – A_v , северный фланг рифтовой зоны; В – горизонтальная амплитуда сбросов A_h , здесь и далее серым цветом показаны величины для северного, черным – для южного фланга рифтовой зоны; Г – расстояние между сбросами P ; Д – величина интенсивности магматической аккреции M

Fig. 3. Variations of morphometric characteristics of normal faults on the flanks of SEIR at the section of 100°E to 118°E. A – bottom topography [Ryan et al., 2009] and top of AMC [Baran et al., 2005], rectangles with different fill show sections with different types of axial morphology: 1 – axial rises, 2 – reduced axial rises, 3 – transit morphology, 4 – axial valleys, 5 – top of AMC; Б – amplitude of axial macroform A_m and vertical amplitude of normal faults A_v . 6 – A_m , northern flank, 7 – A_m – southern flank of the rift zone, 8 – A_v , southern flank, 9 – A_v , northern flank of the rift zone. В – horizontal amplitude of faults A_h , henceforward values for northern flank are shown in gray, and for southern flank in black. Г – distance between faults P ; Д – intensity of magmatic accretion M

возрастании величин A_6 , A_2 и уменьшении величины M .

С целью выявления зависимости морфометрических характеристик сбросов от расстояния от центра сегментов была проведена корреляция величин A_6 , A_2 , P , M с A_m и расстояния от окончания сегмента по выборке размером 155 значений. Анализ показал, что чем больше глубина осевой макроформы, тем меньше интенсивность магматизма в ее пределах, что подтверждается данными, полученными на других участках СОХ [Escartin et al., 1999; Howell et al., 2016], в численных моделях [Галушкин с соавт., 2007; Escartin et al., 1997; Behn, Ito, 2008; Phipps Morgan & Chen, 1993] и экспериментальных моделях авторов [Грохольский с соавт., 2014]. Ни на одном из сегментов не было обнаружено зависимости между исследуемыми морфометрическими характеристиками и величиной M от расстояния профиля от окончания сегмента (рис. 3). Отсутствие корреляции отличает характер изменения строения сбросов вдоль сегментов ЮВИХ от аналогичных характеристик САХ, где корреляция проявляется устойчиво: при удалении от центров сегментов там, как правило, наблюдается возрастание расчлененности внеосевого рельефа и сокращение величины M [Escartin et al., 1997]. Аналогичное отсутствие корреляции было отмечено на Чилийском хребте, также имеющим средние скорости спрединга [Howell et al., 2016], что говорит об ином механизме изменения свойств литосферы вдоль сегментов хребтов с переходной морфологией. Возможно, это связано с поведением осевых магматических камер на сегментах хребта.

Анализ изменения строения сегментов хребта на основе морфоструктурных схем. Для детального анализа строения различных сегментов хребта был составлен ряд морфоструктурных схем (рис. 4). Для этого были выбраны сегменты R и S1, расположенные в центральной части зоны с переходной морфологией и сочетающие полный спектр осевых макроформ, и сегмент U, расположенный на западной границе Австрало-Антарктического дискорданса (рис. 1).

Для сегмента U характерна выраженная рифтовая долина с относительной глубиной 1,5–2,5 км, с максимальными значениями глубин до 4,9 км (рис. 3, рис. 4, А, Б). В рифтовой долине не прослеживаются осевые вулканические хребты. Во внеосевой морфологии поверхности с бугристым вулканогенным рельефом не наблюдаются. Напротив, отмечается преобладание тектонических процессов, формирующих преимущественно тектоногенные формы рельефа: коровые комплексы и участки с хаотическим рельефом. Последние по строению рельефа дна сходны с участками погребенных коровых комплексов, по поверхности которых перемещались маломощные разбитые разломами блоки верхнего базальтового слоя океанической коры [Smith et al., 2008]. В западной части сегмента отчетливо фиксируется асимметрия спрединга с преобладанием тектонических процессов на южном

фланге хребта. В области нетрансформного смещения на фланге хребта прослеживается пологосклонный блок, сходный по строению с валообразными поднятиями ультрамедленных спрединговых хребтов [Carbotte et al., 2015]. Для сегмента, исходя из строения морфоструктур, характерен минимальный уровень магматической активности среди всех рассмотренных.

Для сегмента S1 характерно три типа морфологии: рифтовые долины, редуцированные рифтовые долины, переходная морфология (рис. 3, рис. 4, В, Г). Амплитуда макроформ сокращается от –1000 до –100 м вдоль сегмента. На участках $108^{\circ}45'–109^{\circ}$ в. д. и $110^{\circ}10'–110^{\circ}30'$ в. д. отмечаются осевые долины. На участке $109^{\circ}–110^{\circ}30'$ в. д. располагается сложная форма, включающая редуцированную рифтовую долину глубиной 150–500 м и шириной до 20–25 км, срединное поднятие шириной около 10–15 км и высотой до 200–400 м, и центральный грабен глубиной около 100–150 м шириной около 5 км (рис. 4, В, Г). Амплитуда форм сокращается по направлению к 110° в. д., где она минимальна. Как и на сегменте R, перестройка поперечного профиля рифтовой зоны хребта происходит через сокращение амплитуды сбросов, ограничивающих формы переходного рельефа без смещения их вкост оси. Участок в районе 110° в. д. обладает максимальными величинами показателя M , и, возможно, обозначает окончание ареала осевой магматической активности, продвигающегося в восточном направлении. Ареалы развития вулканических построек и бугристого рельефа занимают меньшую площадь, что свидетельствует о более низкой по сравнению с сегментом R магматической активности.

Сегмент R длиной около 120 км характеризуется сменой рифтовых долин осевыми поднятиями и вновь рифтовыми долинами с запада на восток, с участками переходных форм, что позволяет проследить трансформацию осевых макроформ (рис. 3, рис. 4, Д, Е). Осевые глубины на сегменте составляют 2,5–3,2 км. Амплитуда осевой макроформы рельефа возрастает от –600 ...–700 м до 300–400 м и вновь убывает до –300...–500 м при движении вдоль сегмента с запада на восток. В западной части сегмента от 107° до $107^{\circ}15'$ в. д. располагается осевая долина, чья глубина постепенно сокращается в восточном направлении и сменяется осевым поднятием с сопутствующим магматическим плато общей высотой до 600–700 м над флангами хребта. Оно расположено на участке $107^{\circ}15'–108^{\circ}$ в. д. На северном фланге хребта в створе поднятия наблюдаются вулканические горы относительной высотой до 800–1000 м над фоновой поверхностью флангов хребта. Сбросы зачастую погребены под лавовыми потоками. Под осевым поднятием зафиксирована осевая магматическая камера [Baran et al., 2005]. Поднятие обладает куполовидным поперечным профилем с локальным грабеном глубиной до 100 м в осевой части. На флангах осевой зоны прослеживаются реликты более глубокого грабена глубиной до 200–250 м (рис. 4, Д, Е). Глубина осевого

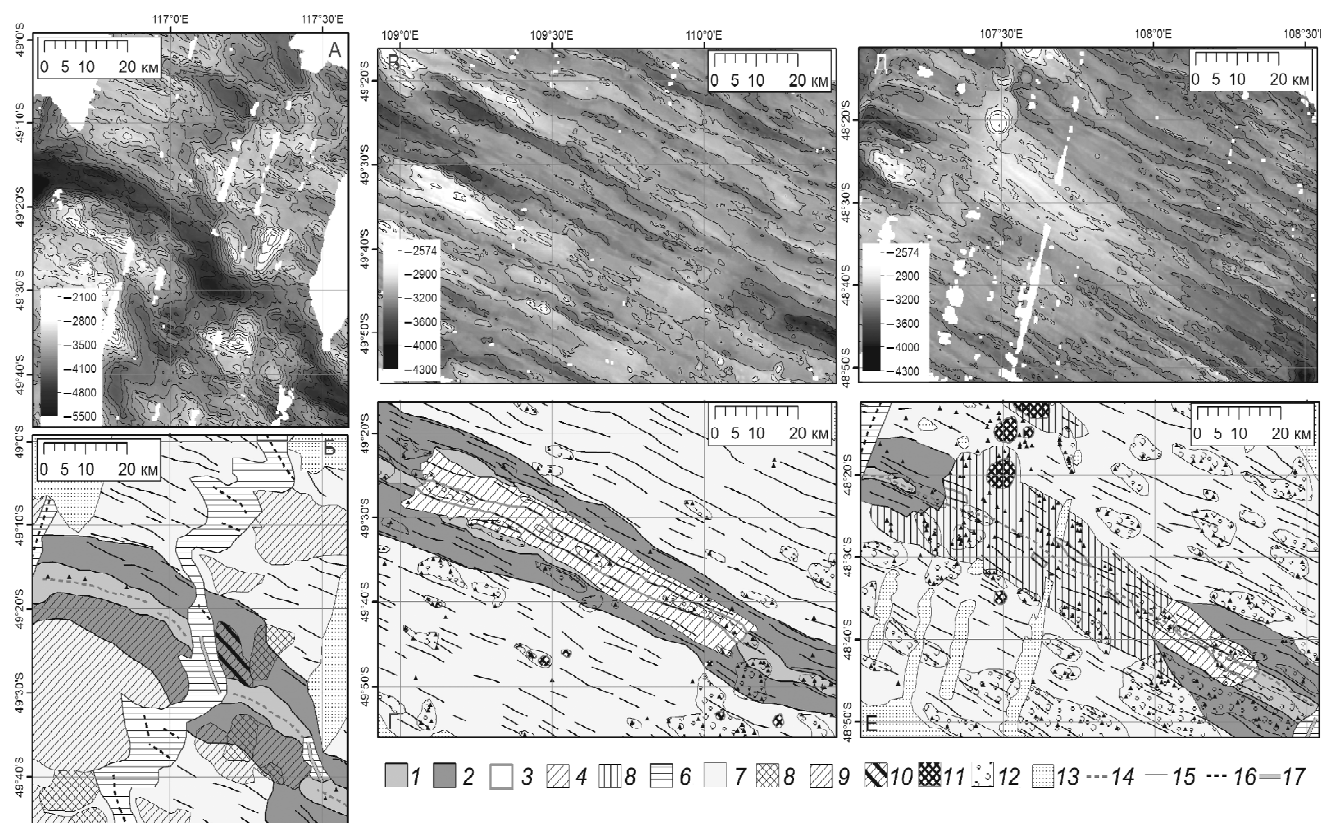


Рис. 4. Морфоструктурные схемы. Обозначения: А, Б – сегмент U; В, Г – сегмент S1; Д, Е – сегмент R; А, В, Д – рельеф дна по данным [Ryan et al., 2009], сечение изобат – 200 м, Б, Г, Е – морфоструктурные схемы; 1 – днище рифтовой долины, 2 – борта рифтовой долины, 3 – центральный грабен, 4 – среднее поднятие, 5 – осевое поднятие и вулканическое плато, 6 – впадины НТС и ТР, 7 – фланговые поднятия, 8 – предполагаемые коровые комплексы, 9 – участки с хаотическим рельефом, 10 – валообразное поднятие, 11 – вулканические постройки, выраженные и не выраженные в масштабе схемы, 12 – участки с бугристым микрорельефом, 13 – участки, не покрытые детальной съемкой, 14 – оси спрединга, 15 – сбросы, 16, 17 – оси впадин НТС и ТР вне оси и на оси

Fig. 4. Morphostructural schemes. A, B – segment U; C, D – segment S1; E, F – segment R; A, C, E – bottom topography [Ryan et al., 2009], contour interval – 200 m, B, D, F – morphostructural schemes. 1 – bottom of the rift valley, 2 – slopes of the rift valley, 3 – central graben, 4 – rise, 5 – axial rise and volcanic plateau, 6 – depressions of NTO and TF, 7 – flank rises, 8 – probable crust complexes, 9 – areas with chaotic topography, 10 – smooth seafloor rises, 11 – volcanic structures shown and not shown at the scale of the scheme, 12 – areas with hummocky microtopography, 13 – areas not covered by the detailed survey, 14 – the axis of spreading, 15 – normal faults, 16, 17 – axes of NTO and TF depressions away from the axis and on the axis

грабена слабо меняется при удалении от центра поднятия, основную роль в исчезновении осевого поднятия играет уменьшение его высоты до околонулевой в районе 108° в. д. На участке $108^\circ-108^\circ 15'$ в. д. морфология осевого поднятия сменяется переходной морфологией. На этом участке осевая макроформа практически не выражена и ограничена малоамплитудными сбросами амплитудой 50–70 м в 3–5 км от оси и до 100–150 м в 15–20 км от оси (рис. 4, Д, Е). Для участка $108^\circ 15'-108^\circ 30'$ в. д. характерна морфология рифтовой долины. Отметим, что вдоль простираения сегмента происходит сокращение или возрастание амплитуды граничных сбросов без значительного изменения общей ширины зоны деформаций, выделяются внутренняя зона деформаций шириной около 10–15 км и внешняя, шириной до 30–45 км. В рельефе внеосевой литосферы четко прослеживается увеличение величины сбросов при переходе к морфологии рифтовых долин.

Таким образом, строение сегментов отражает сокращение магматической активности в восточном направлении. Сегмент R отличается высоким уровнем, сегмент U – минимальным уровнем магматической активности, а сегмент S1 обладает промежуточными морфометрическими характеристиками и промежуточным уровнем магматической активности.

Выводы:

– анализ рельефа рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта показал, что на участке $79^\circ-118^\circ$ в. д. от плато Амстердам – Сен-Поль до Австрало-Антарктического дискорданса в восточном направлении изменяется морфология рифтовой зоны от морфологии осевых поднятий, характерной для быстросрединговых хребтов или районов с относительно прогретой мантией до морфологии рифтовых долин, типичной для медленносрединговых хребтов или районов с относительно холодной мантией. Изменение происходит через область с «про-

межуточной морфологией» типичной, как правило, для среднесрединговых хребтов;

– изменение характерных типов осевой морфологии сопряжено с изменениями морфометрических характеристик рельефа и морфоструктурной сегментацией рифтовой зоны ЮВИХ в восточном направлении на рассматриваемом участке: наблюдается возрастание осевых глубин, внутрисегментных амплитуд рельефа, сокращение высот осевых поднятий и длин сегментов и возрастание глубин рифтовых долин. При незначительных изменениях в скорости спрединга, изменение этих параметров свидетельствует об уменьшении температуры мантии, сокращении магмоснабжения и увеличении прочности осевой литосферы [Дубинин с соавт., 2013];

– в пределах рассматриваемого участка выделяются три отрезка с различной морфоструктурной сегментацией и строением рифтовой зоны хребта;

– на участке 79° – 103° в. д. отмечаются максимальные длины сегментов и минимальные амплитуды вдольосевых глубин. Преобладает морфология осевого поднятия, под которым зафиксирована кровля осевой магматической камеры. Максимальное магмоснабжение, видимо, характерно для сегмента L и западной части сегмента M, которые подвержены наибольшему влиянию горячей точки Амстердам – Сен-Поль и плюма Кергелен;

– для участка 103° – 114° в. д. типичен широкий разброс параметров морфоструктурной сегментации и сложное сочетание макроформ рельефа осевой зоны с преобладающей морфологией рифтовых долин и редуцированных рифтовых долин с корот-

кими участками промежуточной морфологии. Для данного отрезка рифтовой зоны хребта характерен нестабильный режим магматизма, что подтверждает анализ морфометрических характеристик сбросов флангов хребта. Это может быть связано с фрагментарным распространением магматических камер в коре и их нестационарным состоянием, как во времени, так и вдоль/вглубь рифтовой зоны каждого сегмента;

– для участка 114° – 118° в. д. характерна морфология очень глубоких рифтовых долин, сильно изрезанный рельеф, минимальная длина сегментов и отсутствие магматических камер в коре, свидетельствующих о минимальном магмоснабжении.

– изменения строения рельефа дна вдоль рассматриваемого сегмента хребта соотносятся с геофизическими, геохимическими и экспериментальными данными о строении рифтовой зоны хребта [Дубинин с соавт., 2017]. Авторы связывают изменения в строении хребта с наличием относительной «горячей» мантии в области проявления горячей точки Амстердам – Сен-Поль и области относительно «холодной» мантии в районе Австрало-Антарктического дискорданса.

Таким образом, вдоль простирания ЮВИХ, имеющего незначительные вариации в скорости спрединга, отмечаются существенные изменения в осевой морфологии, характере морфоструктурной сегментации и особенностях магматизма. Эти изменения, по всей видимости, вызваны значительными вариациями в температурах мантии, связанных с влиянием «горячих» и «холодных» точек.

Благодарности. Авторы благодарны уважаемым рецензентам, чьи конструктивные замечания способствовали улучшению статьи. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10139).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П., Свешиников А.А. Нестационарная модель термического режима осевых зон СОХ: проблема формирования коровых и мантийных магматических очагов // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 2007. № 2. С. 33–50.
- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Кохан А.В., Петрова А.В. Формирование и развитие внеосевых структур в зонах спрединга по результатам экспериментального моделирования // Геотектоника. 2014. № 2. С. 8–22.
- Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Суцеская Н.М. «Горячие» и «холодные» зоны Юго-Восточного Индийского хребта и их влияние на особенности его строения и магматизма (численное и физическое моделирование) // Геотектоника. 2017. № 3. С. 3–27.
- Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Суцеская Н.М. Срединговые хребты и трансформные разломы // Мировой океан. Т. 1. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане / Под ред. Л.И. Лобковского. М.: Научный Мир. 2013. С. 92–170.
- Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
- Дубинин Е.П., Розова А.В., Свешиников А.А. Эндогенная природа изменений рельефа дна рифтовых зон срединно-океанических хребтов со средней скоростью спрединга // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 1–17.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир, 2004. 612 с.
- Baran J., Cochran J., Carbotte S., Nedimovic M. Variations in upper crustal structure due to variable mantle temperature along the Southeast Indian Ridge // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6. Q11002. Doi:10.1029/2005GC000943.
- Behn M., Ito G. Magmatic and tectonic extension at mid-ocean ridges: 1. Controls on fault characteristics // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. Q08O10, doi:10.1029/2008GC001965.
- Carbotte S., Small C., Donnelly K. The influence of ridge migration on the magmatic segmentation of mid-ocean ridges // *Nature*. 2004. V. 429. P. 743–746.
- Carbotte S., Smith D., Cannat M., Klein E. Tectonic and magmatic segmentation of the Global Ocean Ridge System: a synthesis of observations // *Magmatic Rifting and Active Volcanism*. Geological Society, London, Special Publications. 2015. V. 420. <http://dx.doi.org/10.1144/SP420.5>.
- Christie D., West B., Pyle D., Hannan B. Chaotic topography, mantle flow and mantle migration in the Australian–Antarctic discordance // *Nature*. 1998. V. 394. P. 637–644.
- Cochran J.R., Sempère J.-C., SEIR scientific team The Southeast Indian Ridge between 88° E and 118° E: Gravity anomalies

and crustal accretion at intermediate spreading rates // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 15 463–15 487.

DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 181. P. 1–80.

Dyment J., Lin J., Baker E. Ridge-hotspot interactions // *Oceanography*. 2007. V. 20. № 1. P. 102–116.

Escartin J., Cowie P., Searle R., Allerton S., Mitchell N., MacLeod C., Slootweg A. Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow-spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 29°N // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. №. B5. P. 10 421–10 437.

Escartin J., Hirth G., Evans B. Effects of serpentinization on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-spreading ridges // *Earth Planetary Science Letters*. 1997. V. 151. P. 181–189.

GEBCO 08 grid, ver. 20090202, <http://www.gebco.net>

Howell S., Ito G., Behn M., Martinez F., Olive J.-A., Escartin J. Magmatic and tectonic extension at the Chile Ridge: Evidence for mantle controls on ridge segmentation // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2016. V. 17. doi:10.1002/2016GC006380.

Maia M., Pessanha I. et al. Building of the Amsterdam – Saint-Paul plateau: A 10 Myr history of a ridge – hot spot interaction and

variations in the strength of the hot spot source // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. B09104, doi:10.1029/2010JB007768.

Phipps Morgan J., Chen Y. Dependence of ridge-axis morphology on magma supply and spreading rate // *Nature*. 1993. V. 364. P. 706–708.

QGIS 2.14 software package, www.qgis.org

Ryan W., Carbotte S., Coplan J. et al. Global Multi-Resolution Topography synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. V. 10. Q03014. doi:10.1029/2008GC002332.

Scheirer D., Forsyth D., Conder J., Eberle M., Hung S.-H., Johnson K., Graham D. Anomalous seafloor spreading of the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam-St. Paul Plateau // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 10. P. 8243–8262.

Sempéré J.-C., Cochran J.R., SEIR scientific team. The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E: Variations in crustal accretion at constant spreading rate // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 15 489–15 505.

Smith D., Escartin J., Schouten H., Cann J. Fault rotation and core complex formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13°–15°N) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. Q03003, doi:10.1029/2007GC001699.

Поступила в редакцию 27.01.2017

Принята к публикации 09.06.2017

A.V. Kokhan¹, E.P. Dubinin²

SPECIFIC FEATURES OF MORPHOSTRUCTURAL SEGMENTATION IN THE RIFT ZONE OF THE SOUTH-EAST INDIAN RIDGE IN THE AREAS OF MANTLE THERMAL ANOMALIES

The morphostructural segmentation of the rift zone of the South-East Indian ridge was analyzed at the ridge section between the anomalies with increased (Kerguelen Plume and Amsterdam-St. Paul hotspot) and decreased (Australian-Antarctic discordance) mantle temperatures. To distinguish peculiarities of segmentation the changes of bottom topography of axial and off-axial zones of the ridge were studied using the detailed bathymetric data and the morphostructural schemes were drawn. Results of the study confirm that the changes are probably related to the eastward decrease of mantle temperature. The changes of bottom topography and the rift zone morphostructural segmentation may be caused by the along-axis asthenospheric flow and result from the changes of thermal and rheological properties of the axial lithosphere at the increasing distance from the «hot» and the approach to the «cold» mantle anomaly.

Key words: South-East Indian ridge, spreading ridges, segmentation of the rift zone, bottom topography.

Acknowledgements. Authors are grateful to esteemed reviewers, whose comments contributed to the improvement of the paper. The study was financially supported by the Russian Scientific Foundation (project № 16-17-10139).

REFERENCES

Baran J., Cochran J., Carbotte S., Nedimovic M. Variations in upper crustal structure due to variable mantle temperature along the Southeast Indian Ridge // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6. Q11002, doi:10.1029/2005GC000943.

Behn M., Ito G. Magmatic and tectonic extension at mid-ocean ridges: 1. Controls on fault characteristics // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. Q08O10, doi:10.1029/2008GC001965.

Carbotte S., Small C., Donnelly K. The influence of ridge migration on the magmatic segmentation of mid-ocean ridges // *Nature*. 2004. V. 429. P. 743–746.

Carbotte S., Smith D., Cannat M., Klein E. Tectonic and magmatic segmentation of the Global Ocean Ridge System: a

synthesis of observations // *Magmatic Rifting and Active Volcanism*. Geological Society, London, Special Publications, 420, 2015. <http://dx.doi.org/10.1144/SP420.5>.

Christie D., West B., Pyle D., Hannan B. Chaotic topography, mantle flow and mantle migration in the Australian–Antarctic discordance // *Nature*. 1998. V. 394. P. 637–644.

Cochran J.R., Sempéré J.-C., SEIR scientific team. The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E: Gravity anomalies and crustal accretion at intermediate spreading rates // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 15 463–15 487.

DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 181. P. 1–80.

¹ Svarog Ltd, Senior Engineer, D.Sc. in Geology and Mineralogy; e-mail: kkkkk1987@mail.ru

² Lomonosov Moscow State University, Museum of Earth Sciences, Sector of Geodynamics, Head of the sector, Professor, D.Sc. in Geology and Mineralogy; e-mail: edubinin08@rambler.ru

- Dubinin E.P., Galushkin Yu.I., Grohol'skij A.L., Kohan A.V., Sushhevskaya N.M.* «Goryachie» i «holodnye» zony Jugo-vostochnogo Indijskogo hrebta i ih vliyanie na osobennosti stroeniya i magmatizma (chislennoe i fizicheskoe modelirovanie) [«Hot» and «cold» zones of the South-Eastern Indian Ridge and their influence on the structure and magmatism features (numerical and physical modeling)] // *Geotektonika*. 2017. № 3. С. 3–27 (in Russian).
- Dubinin E.P., Rozova A.B., Sveshnikov A.A.* Endogennaja priroda izmenenij rel'efa dna riftovyh zon sredinno-okeanicheskikh hrebtoy so srednej skorost'ju sprediva [Endogenic origin of changes of the bottom relief in the rift zones of mid-oceanic ridges with medium spreading rates] // *Okeanologiya*. 2009. T. 49. № 1. P. 1–17 (in Russian).
- Dubinin Ye.P., Galushkin YU.I., Sushhevskaya N.M.* Spredivgovye khrebty i transformnye razlomy [Spreading ridges and transform faults] *Mirovoy okean*. T. 1. Geologiya i tektonika okeana. Katastroficheskiye yavleniya v okeane / Pod red. L.I. Lobkovskogo. Nauchnyy Mir. M., 2013. P. 92–170 (in Russian).
- Dubinin Ye.P., Ushakov S.A.* Okeanicheskiy riftogenez [Oceanic rifting]. M.: GEOS, 2001. 293 p. (in Russian).
- Dyment J., Lin J., Baker E.* Ridge-hotspot interactions // *Oceanography*. 2007. V. 20. № 1. P. 102–116.
- Escartin J., Cowie P., Searle R., Allerton S., Mitchell N., MacLeod C., Slootweg A.* Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow-spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 29°N // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № B5. P. 10 421–10 437.
- Escartin J., Hirth G., Evans B.* Effects of serpentinization on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-spreading ridges // *Earth Planetary Science Letters*. 1997. V. 151. P. 181–189.
- Galushkin Ju.I., Dubinin E.P., Sveshnikov A.A.* Nestacionarnaja model' termicheskogo rezhima osevyh zon SOH: problema formirovaniya korovyh i mantijnyh magmaticheskikh ochagov [Non-stationary model of thermal regime of the axial zones of mid-oceanic ridges: the problem of formation of crust and mantle magmatic chambers] // *Izv. RAN. Ser. Fizika Zemli*. 2007. № 2. P. 33–50 (in Russian).
- GEBCO_08 grid, ver. 20090202, <http://www.gebco.net>.
- Grohol'skij A.L., Dubinin E.P., Kohan A.V., Petrova A.V.* Formirovanie i razvitie vneosevyh struktur v zonah sprediva po rezul'tatam jeksperimental'nogo modelirovaniya // *Geotektonika*. 2014. № 2. P. 8–22 (in Russian).
- Howell S., Ito G., Behn M., Martinez F., Olive J.-A., Escartin J.* Magmatic and tectonic extension at the Chile Ridge: Evidence for mantle controls on ridge segmentation // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. V. 17. doi:10.1002/2016GC006380.
- Lobkovskij L.I., Nikishin A.M., Hain V.E.* Sovremennye problemy geotektoniki i geodinamiki [Actual problems of geotectonics and geodynamics]. M.: Nauchnyy Mir, 2004. 612 p. (in Russian).
- Maia M., Pessanha I. et al.* Building of the Amsterdam – Saint-Paul plateau: A 10 Myr history of a ridge – hot spot interaction and variations in the strength of the hot spot source // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. B09104, doi:10.1029/2010JB007768.
- Phipps Morgan J., Chen Y.* Dependence of ridge-axis morphology on magma supply and spreading rate // *Nature*. 1993. V. 364. P. 706–708.
- QGIS 2.14 software package, www.qgis.org.
- Ryan W., Carbotte S., Coplan J. et al.* Global Multi-Resolution Topography synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. V. 10. Q03014. doi:10.1029/2008GC002332.
- Scheirer D., Forsyth D., Conder J., Eberle M., Hung S.-H., Johnson K., Graham D.* Anomalous seafloor spreading of the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam-St. Paul Plateau // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 10. P. 8243–8262.
- Sempéré J.-C., Cochran J.R.* SEIR scientific team The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E: Variations in crustal accretion at constant spreading rate // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 15 489–15 505.
- Smith D., Escartin J., Schouten H., Cann J.* Fault rotation and core complex formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13–15°N) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. Q03003, doi:10.1029/2007GC001699.

Received 27.01.2017

Accepted 09.06.2017