

УДК 550.83:551.242.24(267)

СТРУКТУРНЫЙ ПАРАГЕНЕЗ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ ВНУТРИПЛИТНОЙ ДЕФОРМАЦИИ В ЦЕНТРАЛЬНО-ИНДИЙСКОЙ КОТЛОВИНЕ

© 2025 г. О. В. Левченко^{1,*}, А. В. Тевелев², Ю. Г. Маринова¹, И. А. Веклич¹¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова, РАН, Москва, Россия² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: olevses@mail.ru

Поступила в редакцию 07.05.2024 г.

После доработки 28.05.2024 г.

Принята к публикации 22.11.2024 г.

Батиметрическая съемка с многолучевым эхолотом в 42-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” и рейсе SO258/2 НИС “Зонне” подтвердила мозаично-блоковую структуру области внутриплитной деформации в Центральной котловине Индийского океана. Она состоит из множества изометричных деформированных тектонических блоков. От них своей морфологией резко отличается линейный блок на 0.2–0.6° ю.ш., который в плане имеет вид ветки. Он представляет собой систему разномасштабных структурных элементов (складок, разрывов), которые составляют структурный парагенез, сформированный в механической обстановке правосторонней транспрессии, и частично могут интерпретироваться в рамках модели Риделя.

Ключевые слова: Индийский океан, Центральная котловина, внутриплитная деформация, тектонический блок, транспрессия, взброс, складка

DOI: 10.31857/S0030157425020127, EDN: DZCGPN

1. ВВЕДЕНИЕ

Глубоководные котловины Мирового океана характеризуются обычно ровным субгоризонтальным дном, над поверхностью которого возвышаются редкие одиночные подводные горы. Такое строение обусловлено тектонической пассивностью интерьера океанических литосферных плит вдали от их границ, где расположены глубоководные котловины [4, 14]. Из этой общей картины выпадает Центральная котловина Индийского океана, в северной части которой отмечена необычно высокая тектоническая активность (рис. 1). Здесь находится область самой высокой океанической внутриплитной сейсмичности с магнитудой землетрясений до $M = 8$ [17]. О высокой молодой тектонической активности свидетельствует и аномально высокий тепловой поток с измеренными значениями в 2–4 раза выше фоновых для древней океанической литосферы мелового возраста [26, 34]. Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) выявило в этой области интенсивные складчато-разрывные деформации осадочного чехла и базальтового фундамента, которые образуют большие неровности дна [9, 34]. Ком-

плекс наблюдаемых уникальных тектонических структур, характеризующихся выразительными геофизическими аномалиями, делает область внутриплитной деформации индоокеанской литосферы (ВДИОЛ) в Центральной котловине одной из самых деформированных зон в Мировом океане.

Хотя ВДИОЛ изучается достаточно давно [1, 9, 10, 16, 18–20, 25, 27, 28, 30, 31, 34 и др.], ее строение пока детально не выявлено, а природа до сих пор остается дискуссионной. Во многом это объясняется тем, что основные натурные геолого-геофизические исследования ВДИОЛ были выполнены в конце прошлого века в рейсах научно-исследовательских судов, которые проводились здесь регулярно в 1970–1980-е гг., что подчеркивают ссылки в списке литературы. Основным методом в них было непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) с достаточно мощным пневмоисточником, по данным которого и изучались внутриплитные деформации осадочного чехла мощностью несколько километров и подстилающего его базальтового фундамента в океанической коре спрединговой природы.

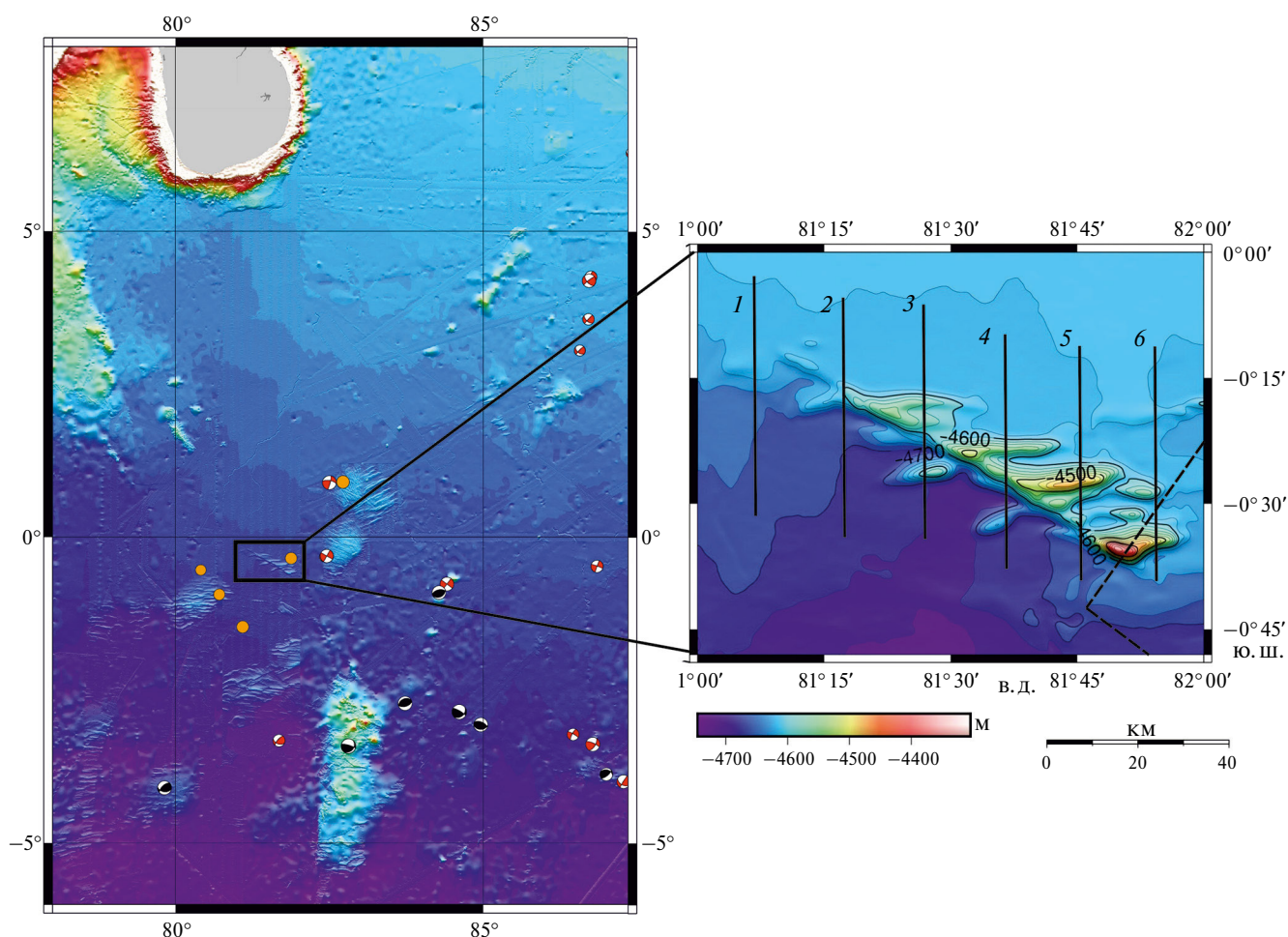


Рис. 1. Карта рельефа дна Центральной котловины Индийского океана с механизмами очагов землетрясений (черно-белые — надвиг, красно-белые — сдвиг, оранжевые — механизм не определен) по [33]. Во врезке — полигон “Ветка”. Черные сплошные линии — сейсмические профили рейса SO258/2 НИС “Зонне”, черный пунктир — профиль НСП 22 рейса НИС “Профессор Штокман”.

Это сейсмическое профилирование показало, что местами фундамент вместе с покрывающими осадками “выжат” вверх с образованием больших поднятий высотой до 1–2 км и размерами до 100–200 км, которые осложнены множеством разломов и складок амплитудой десятки-сотни метров [1, 10, 18–20, 25, 27, 28, 31, 34]. Глубоководное бурение установило, что эти разломы и складки имеют возраст около 8 млн лет, т.е. позднемiocеновый, что определяет время начала внутриплитной деформации индоокеанской литосферы [21]. Также предполагалось, что эта деформация частично началась раньше ~ 14–15 млн лет назад [28]. Геолого-геофизические данные в области ВДИОЛ, собранные к началу 90-х гг. прошлого века, результаты их обработки и интерпретации обобщены и проанализированы в монографии *Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin* [27].

На основании редких профилей НСП и низкодетаальных спутниковых измерений поля

силы тяжести, ранее предположили, что из-за меридионального напряжения сжатия внутри Индо-Австралийской плиты в результате континентальной коллизии Индии с Евразией кора Центральной котловины подверглась короблению (buckling) с образованием серии протяженных сопряженных широтных гряд и впадин [34]. Подобная длинноволновая регулярная складчатость литосферы в области внутриплитной деформации в Центральной котловине была получена в упрощенных моделях этого процесса [16, 29]. Океаническая литосфера Центрально-Индийской котловины аппроксимировалась однородной тонкой эластичной пластиной, в которой в результате меридионального горизонтального сжатия образуются длиннопериодные складки — “хребты и трюги” — субширотного простирания. Такие представления о гофрированной структуре литосферы области ВДИОЛ были обусловлены существовавшими тогда взглядами

о простом строении дна глубоководных котловин Мирового океана [4, 14], что было связано с их слабой изученностью и низкой детальностью региональных геофизических данных в конце прошлого столетия. Эти первые схематичные представления о тектонической структуре и латеральном распределении деформированных поднятий в области внутриплитной деформации в Центрально-Индийской котловине лежат в основе большинства последующих исследований [16, 18–20, 28 и др.] и сохраняются до настоящего времени [например, 25].

Однако первая же детальная геофизическая съемка в 31-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” в 1984 г. внесла коррективы в эти представления. Было установлено, что исследованный сильно деформированный тектонический блок в районе 4° ю.ш. и 80° в.д. имеет изометричную форму ромба, ограниченного со всех сторон разломами двух генераций [5, 7, 31]. С запада и востока он ограничен древними меридиональными палеотрансформами — Индрани вдоль 79° в.д. и безымянным вдоль 80.5° в.д., а с севера и юга — сериями кулисных субширотных молодых позднемиоценовых разломов. Вместо гофрированной структуры области ВДИОЛ, создаваемой серией протяженных широтных поднятий и впадин, была предложена мозаично-блоковая структура области внутриплитной деформации, создаваемая хаотично распределенными изометричными деформированными тектоническими блоками [5, 7]. Вначале предположили, что и все другие деформированные тектонические блоки, на которых в то время не было площадной геофизической съемки, ограничены подобными разломами двух генераций. Физическое моделирование компрессионной деформации Индо-Австралийской плиты в процессе континентальной коллизии Индостана с Евразией показало, что именно таким образом плита деформируется при наличии в ее теле меридиональных ослабленных зон трансформных разломов [15]. Выполненная позже в 22-м рейсе НИС “Профессор Штокман” (1989 г.) геофизическая съемка на трех полигонах в Центральной котловине подтвердила изометричную форму индивидуальных деформированных поднятий и мозаичное распространение таких тектонических блоков [10, 27]. Одновременно эта съемка показала, что эти блоки отличаются друг от друга по морфологии и имеют очень индивидуальное тектоническое строение [1]. Стало понятно, что разработанная нами мозаично-блоковая структура намного сложнее, чем предполагалось, и для ее подробной расшифровки необходимы детальные

полигонные геофизические съемки на каждом деформированном тектоническом блоке в области ВДИОЛ. К сожалению, эти планы в то время не удалось осуществить, так как после 1990 г. рейсы Института океанологии в Индийский океан прекратились.

Возобновить эти исследования удалось частично только в 2017 г. при участии авторов статьи. Зимой, после длительного перерыва, геофизические исследования в Центральной котловине Индийского океана были выполнены в перегонном из Китая в Россию 42-м рейсе НИС “Академик Борис Петров” [11]. Тогда детальная геофизическая съемка была выполнена на двух полигонах. Позже, летом, комплексная геофизическая съемка была выполнена на большом участке ВДИОЛ в рейсе SO258/2 ИС “Зонне” в Центральной котловине Индийского океана [12]. Сплошной батиметрической съемкой с многолучевым эхолотом “мультибимом” было детально закартировано дно котловины в полосе от 6° с.ш. до 3.5° ю.ш. и от 81° до 84 в.д., где расположено несколько деформированных тектонических блоков. Новая детальная карта рельефа дна, построенная по результатам батиметрической съемки с многолучевым эхолотом, однозначно показала четко мозаичное распределение в Центральной котловине именно изометричных поднятий [8], а не рисовавшихся ранее протяженных широтных хребтов [16, 32, 34]. Однако эта первоначальная схема сопряженных широтных гряд и впадин до сих пор принимается многими исследователями, что делает актуальной нашу статью. В данной работе рассматриваются результаты съемки в рейсе SO258/2 на нетипичном линейном деформированном тектоническом блоке в районе 0.5° ю.ш. (рис. 1), который резко отличается морфологией и характером деформации от всех других изометричных тектонических блоков овально-ромбовидной формы.

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Непрерывная геофизическая съемка в рейсе SO258/2 НИС “Зонне”, включавшая многолучевую батиметрию, сейсмоакустическое профилирование, магнитометрию и гравиметрию, выполнялась по всему маршруту судна на скорости 10–13 узлов [12]. В полосе от 6° с.ш. до 3.5° ю.ш. и от 81° до 84° в.д. было выполнено восемь меридиональных профилей протяженностью по 600 миль в коридоре шириной около 140 км, два СЗ–ЮВ профиля (по 250 миль), два ЮЗ–СВ профиля (по 100 миль) и несколько коротких

связующих профилей. Шесть из восьми меридиональных профилей пересекли рассматриваемый нетипичный линейный тектонический блок ВДИОЛ (рис. 1).

Батиметрическая съемка дна в рейсе выполнялась судовым глубоководным многолучевым эхолотом Kongsberg EM122, оснащенным антенной размером 16×8 м, в которой осуществлялась фокусировка до 288 лучей. Продольная и поперечная ширина луча составляла 0.5° и 1.0° , угол обзора — 140° . Это обеспечило высокую плотность и разрешающую способность данных, большую ширину покрытия в полосе с шестью глубинами воды (до 30 км).

Сейсмоакустическая съемка проводилась судовым узколучевым параметрическим профилографом Atlas Parasound DS3 (P70). Он излучает акустические сигналы мощностью 70 кВт, что обеспечивает максимальную глубину проникновения до 200 м в слабоконсолидированных отложениях. В рейсе SO258/2 проникновение не превышало 100 м при частоте сигнала 4 кГц.

Для того, чтобы охарактеризовать строение всего осадочного разреза, использовались результаты непрерывного сейсмопрофилирования с пневмоисточниками, которые ранее были получены в этом районе в 22-м рейсе НИС “Профессор Штокман” [1, 10] и др. [19, 25, 27].

Данные многолучевого эхолота были обработаны в программе GenericMappingTools, визуализация проводилась в программах GlobalMapper 22, GoldenSoftwareSurfer 21. Сейсмоакустические данные обрабатывались в программном пакете RadExPro 2019, интерпретация — в KingdomSoftware 2017. Архивные данные НСП, зарегистрированные в аналоговом виде, интерпретировались в программе CorelDRAW. При переводе временных сейсмических разрезов в глубинные использовались значения скоростей звука в осадках, измеренные в скв. 717 ODP (Ocean Drilling Program) [22].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выполненное ранее в рейсах Института океанологии РАН непрерывное сейсмическое профилирование выявило строение осадочного чехла мощностью 2.5–3 км в исследованном районе Центральной котловины [1, 10, 27]. НСП с мощным пневмоисточником показало, что осадки и фундамент нарушены выразительными конформными складчато-разрывными нарушениями, характерными для всей области ВДИОЛ [27, 30]. На рис. 2 приведен фраг-

мент одного из профилей НСП, пересекающий рассматриваемый в статье линейный тектонический блок “Ветка”, который был выполнен с менее мощным пневмоисточником. На нем четко видны выделенные нами тектонические нарушения в верхнем слое осадочного чехла мощностью до 1 км. Так же четко проявляются: структурное несогласие “А”, маркирующее главную фазу внутриплитной деформации в позднем миоцене (~ 8 млн лет); раннеплиоценовое несогласие “АА” (4.0–3.5 млн лет) в подошве слабо деформированного позднеплиоцен–четвертичного комплекса, перекрывающего деформированный позднемиоценовый–раннеплиоценовый комплекс [1].

Изученный нетипичный для ВДИОЛ линейный тектонический блок (холмистая возвышенность с сильно расчлененным рельефом дна) в плане имеет вид лестницы или ветки (рис. 3а). Северный борт всей структуры приподнят на 70–80 м относительно южного вдоль узкой протяженной гряды ВЮВ (120°) простирания высотой более 100 м. К ней по всей длине примыкает серия коротких субширотных гряд, самые крупные из которых расположены примерно эквидистантно (7–10 км). Эти регулярные короткие гряды четко проявляются в северном блоке, где имеют ту же высоту более 100 м. В южном блоке сформирована собственная система гряд, практически независимая от северной системы. Эта новая карта кардинально отличается от прежней, на которой вместо серии небольших широтных складок показаны три большие широтные гряды [2, 27] и нет никаких признаков косого присдвигового хребта.

Максимальная глубина проникновения сигнала на сейсмических профилях не превышает 100 м (рис. 3б). В этом интервале глубин волновая картина на сейсмоакустическом разрезе достаточно однородная по латерали. При этом рефлекторы в придонной части разреза являются высокоамплитудными, глубже средне- и низкоамплитудными. Складчатая зона также покрыта осадочным чехлом, который выделяется на пологих крыльях складок. На более крутых крыльях и склонах небольших локальных морфоструктур видимая мощность слоистого слоя значительно сокращается.

Исследованный нетипичный линейный тектонический блок ВДИОЛ является в настоящее время сейсмически активным, ближайшие эпицентры землетрясений находятся в 20 км к СВ и 100 км к ЮЗ и имеют среднюю магнитуду 5 (рис. 1).

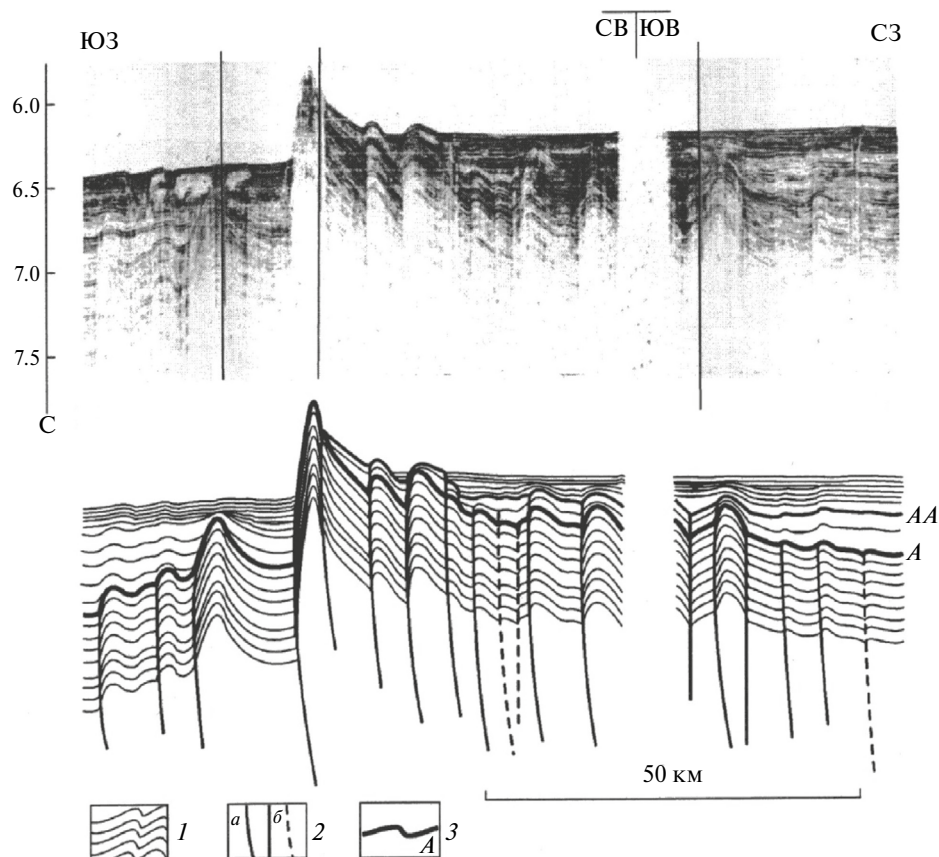


Рис. 2. Профиль НСП (исходный и проинтерпретированный) 22-го рейса НИС “Профессор Штокман”, положение показано на рис. 1 (врезка): 1 – позднемиоценовый–раннеплиоценовый комплекс; 2 – разрывные нарушения (*a* – основные, *b* – второстепенные); 3 – поверхность несогласия (*A* – позднемиоценовое, соответствующее основной фазе внутриплитной деформации, ~ 8 млн лет назад, *AA* – раннеплиоценовое).

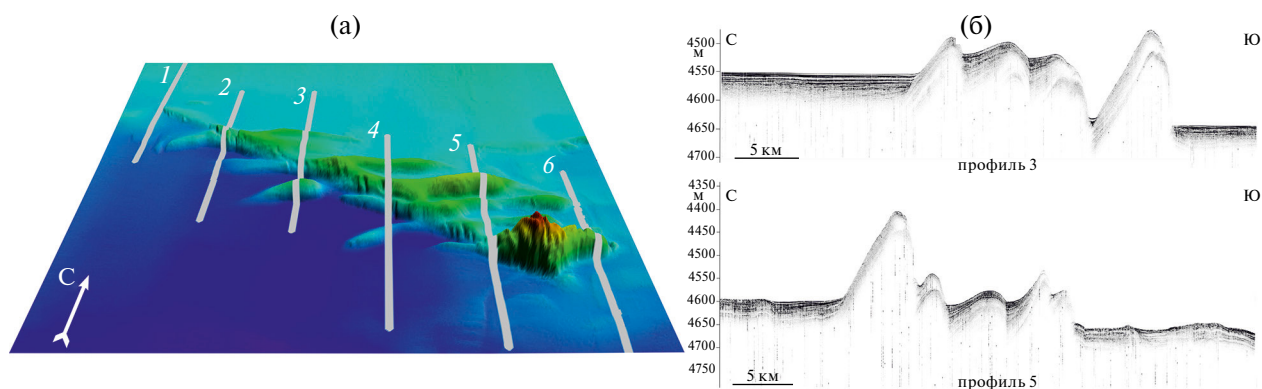


Рис. 3. Нетипичный линейный деформированный тектонический блок “Ветка”: *a* – 3D-изображение; *b* – сейсмические разрезы, пересекающие зону деформаций.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Морфоструктурный анализ, выполненный на основе новых данных, позволил существенно уточнить тектонические схемы этого участка Центральной котловины, которые были ранее построены по профилям НСП [1, 10]. Видно, что часть из выделенных там тектонических структур, которые проявляются в рельефе дна, скорее

являются артефактами или имеют другие морфологию, простираение, параметры и, возможно, природу.

Изученный нетипичный для ВДИОЛ линейный тектонический блок представляет собой структурный парагенез [6, 13] разномасштабных структурных элементов (складок, разрывов). Как указывалось выше, определяющим структурным элементом блока является сложно построенная

сдвиговая зона, имеющая азимут простирания около 120° . Она расположена на гипсометрическом уступе, в котором северный блок поднят относительно южного на 70–80 м. С этим сдвигом сопряжены две правокулисные серии субширотных складок, одна из которых расположена в пределах северного крыла блока, а другая — в пределах южного крыла. Кроме того, структура осложнена несколькими короткими разрывами, косо расположенными к генеральному сдвигу. На первый взгляд, структурные элементы тектонического блока “Ветка” составляют стандартный структурный парагенез, сформированный в механической обстановке правостороннего простого сдвига, и легко могут интерпретироваться в рамках модели Риделя (рис. 4).

Зона генерального сдвига (У по классификации Риделя) имеет сложное строение. Она состоит из нескольких сближенных разрывов, расположенных правокулисно. На юго-востоке генеральный сдвиг резко заканчивается встречным изгибом, с которым сопряжена асимметричная антиклиналь. Антиклиналь изогнута: западная ее часть ориентирована вдоль генерального сдвига, а восточная — субширотно. Эта антиклиналь наиболее выражена в рельефе и имеет максимальное превышение относительно дна. С юго-востока

на северо-запад разрывы генерального сдвига дихотомизируют за счет ответвлений влево (на юг) под углом $5\text{--}15^\circ$, соответствуя, по всей видимости, синтетическим вторичным сдвигам Риделя (Р). На северо-западном окончании зоны, южнее генерального сдвига имеется короткий сдвиг, параллельный генеральному.

На рис. 5 приведена структурная 3D-модель изученного тектонического блока с сечением осадочного чехла вдоль сейсмического профиля 4.

Узкая зона генерального сдвига осложнена многочисленными отрывами (Т-разрывы по Риделю), ориентированными в северо-северо-западном направлении (азимут $335\text{--}355^\circ$), до строго меридионального, т.е. ортогонально структурам сжатия — складкам. В центральной части сдвиговой зоны отрывы часто расходятся, отражая продольное, субширотное растяжение, из-за чего образуются мелкие грабены, ограниченные с севера и юга сдвигами и формирующие своеобразные серии пулл-апартов (рис. 6).

Несмотря на кажущееся сходство строения северного и южного крыльев генерального сдвига, они все-таки устроены по-разному. В первую очередь бросается в глаза одинаковая (южная) вергентность складок в обоих крыльях, что не соответствует стандартной модели простого сдвига,

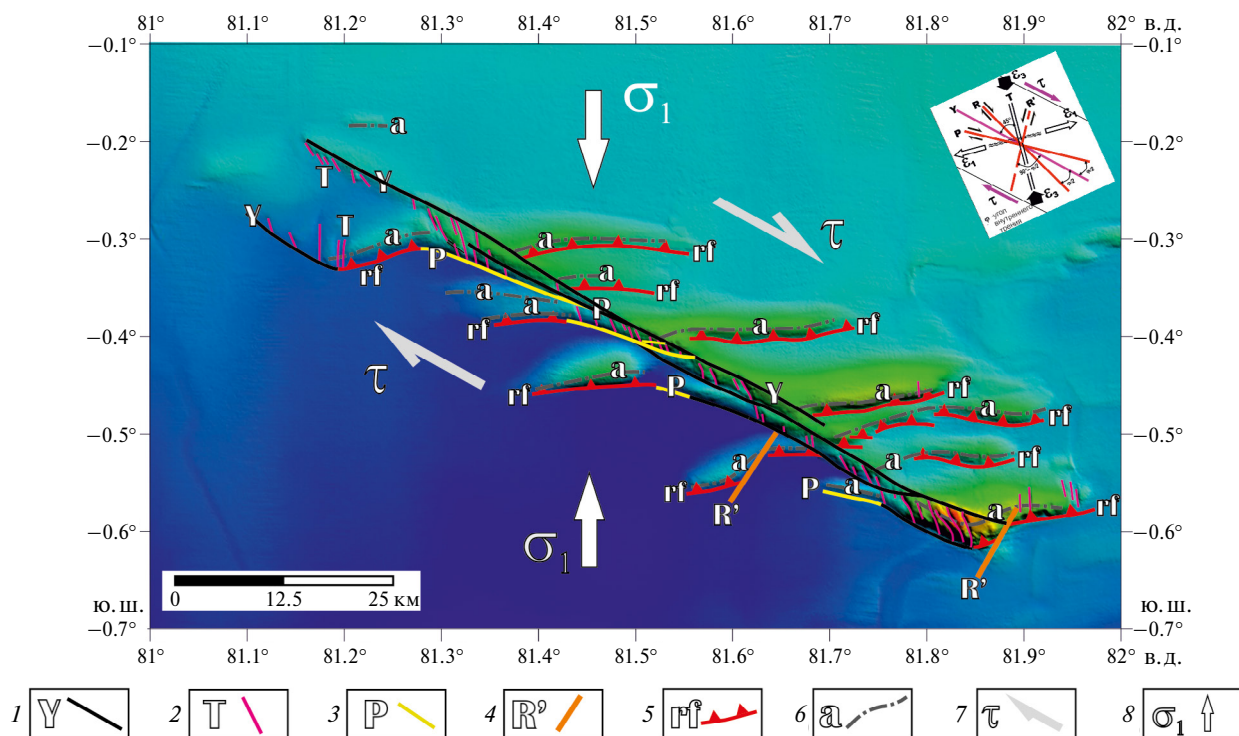


Рис. 4. Общая схема строения блока “Ветка”: 1 — генеральные сдвиги Риделя (Y); 2 — отрывы (T); 3 — вторичные (синтетические) сколы Риделя (P); 4 — сопряженные (антитетические) сколы Риделя (R’); 5 — взбросы (rf); 6 — оси антиклиналей (a); 7 — касательные напряжения (τ); 8 — нормальные напряжения сжатия (σ_1).

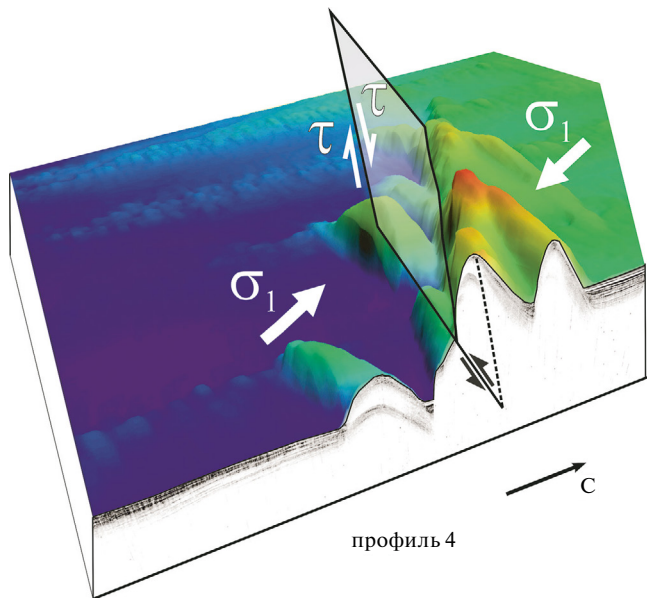


Рис. 5. Структурная 3D-модель блока “Ветка” с сечением вдоль профиля 4. Плоскостью отмечено примерное положение генеральной сдвиговой зоны. Условные обозначения см. на рис. 4, положение профиля см. рис. 1 и 3.

в которой вергентность в противоположных крыльях должна быть встречной.

В северном крыле генерального сдвига семь складок образуют правокулисную серию структур сжатия южной вергентности и непосредственно притерты к самому сдвигу. Складки имеют примерно одинаковую морфологию, они наклонные, резко асимметричные, с округлыми замками. Большая часть из них ограничена взбросами в южном крыле.

Складки в южном крыле не притерты к генеральному сдвигу, а формируются как компенсационные структуры на встречных изгибах Р-сколов, которые, в свою очередь, развиваются из дихотомизирующих разрывов генерального сдвига. Морфологически складки южного крыла во многом похожи на складки северного крыла (наклонные, резко асимметричные, с округлыми замками, ограничены с юга взбросами), но имеют меньшую выраженность и амплитуду. Кроме того, в юго-восточной части сдвиговой зоны присутствуют короткие антитетические (левые) сколы (R'), ориентированные почти ортогонально к генеральному сдвигу.

Проблемой для общей интерпретации является именно разное строение крыльев генерального сдвига и одинаковая вергентность складок в обоих крыльях. Наиболее вероятной причиной возникновения такой ситуации является разница в реологических свойствах пород, слагающих

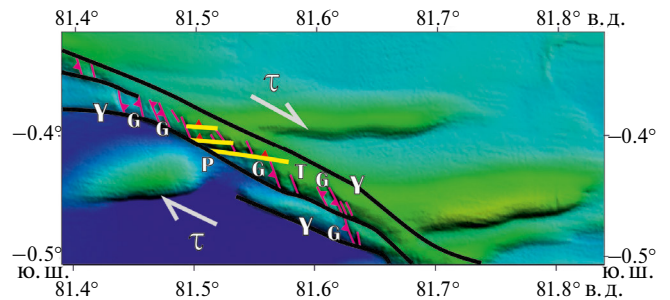


Рис. 6. Схема строения центральной части генеральной сдвиговой зоны. Грабены (пулл-апарты), ограниченные сбросами, обозначены G. Другие условные обозначения см. рис. 4.

крылья сдвиговой зоны. Ее северное крыло представляется более легким и, видимо, более мощным, а южное — более тяжелым и менее мощным. За счет этого разрывы, ограничивающие с юга кулисные складки в разных крыльях, имели разную кинематику. В пределах северного крыла они формировались как взбросы, а в пределах южного крыла — как поддвижки. Кроме того, при общем субмеридиональном сжатии южное крыло сдвиговой зоны, скорее всего, пододвинуто под северное, т.е. генеральный сдвиг не вертикален, а падает на северо-восток и представляет собой не просто сдвиг, а взбросо-сдвиг.

В осадочном чехле в пределах полигона “Ветка” на профилях были выделены три сейсмических комплекса (рис. 7). Сейсмокомплекс (далее — СК) 1 имеет высокоамплитудные протяженные отражения, образующие слоистую волновую картину. Он выделяется практически на всех профилях, особенно в понижениях рельефа дна, залегая местами со структурным несогласием (налеганием) на подстилающих отложениях. Мощность меняется от 0 до 6 м. В складчатой зоне полигона он выделяется весьма редко. Ниже следует СК2, для которого характерны высокоамплитудные слоистые прерывистые горизонтальные границы. Мощность меняется от первых метров в складчатых частях полигона до 35–40 м в пологих. Внутри СК2 выделяются высокоамплитудные отдельные горизонты, которые уверенно прослеживаются в пологих частях профиля и постепенно выклиниваются по мере приближения к складчатым блокам. Однако в целом именно для СК2 отмечается крайне неоднородная волновая картина по латерали. При этом местами для СК2 также характерно несогласие типа налегания в подошве. Далее следует СК3, подошву которого нельзя определить из-за недостаточной проникающей способности профилографа. Он выделяется повсеместно и представлен тонкослоистым

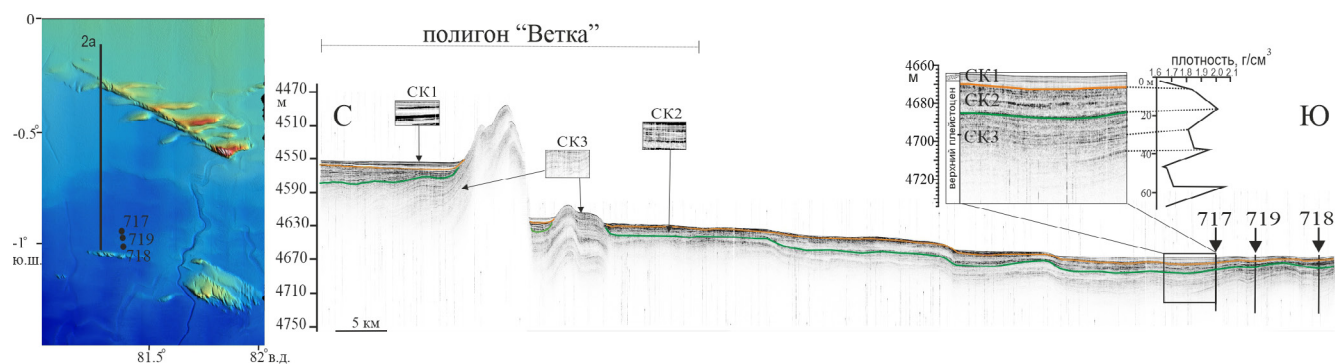


Рис. 7. Основные сейсмокомплексы в пределах полигона и в районе скважин океанического бурения ODP 717–719. Во врезке — корреляция разреза с кривой плотности осадка скв. 717, по [22]. Оранжевым показана граница СК1 и СК2; зеленым — граница СК2 и СК3.

чередованием низко- и среднеамплитудных рефлекторов. Видимые части разрезов складчатых зон также сложены СК3. Однако на некоторых участках в складках наблюдается чередование зон с разной степенью стратифицированности.

В 70 км южнее ODP тектонического блока “Ветка” пробурены скважины 717–719 программы океанического бурения [22] (рис. 7). Как уже было сказано ранее, комплексные геофизические работы в рейсе SO 258/2 НИС “Зонне” проводились по протяженным меридиональным галсам, часть которых пересекла блок “Ветка”. Скважины 717–719 наиболее близки к профилю 2, который, продолжаясь на юг, условно назван 2а. Разрезы скважин состоят в основном из алевроитовых турбидитов с тонкими прослоями известковых глин. Корреляция с данными скважины 717, а также анализ разрезов скважин 719 и 718 [22] позволили дать выделенным сейсмокомплексам условную литолого-стратиграфическую привязку. СК1 представляет собой прослаивание илов и пелагических глин голоцена — верхних частей верхнего плейстоцена. СК2 сложен слюдистыми алевроитовыми турбидитами с прослоями известковых глин верхнего плейстоцена. По данным скважины, осадки этой части разреза более грубозернистые, что повлияло на увеличение плотности и снижение пористости и, возможно, вызвало резкое изменение волновой картины. На сейсмических профилях, выполненных во время бурения, часть разреза, выделенная нами как СК2 и СК3, продолжается до 150 м [22]. Глубже залегает комплекс турбидитов, который обнажается в замках антиклинальных складок. Возраст этих турбидитов — также поздний плейстоцен [22]. Корреляция данных батиметрической и сейсмической съемки показала, что в складчатых зонах, в замках и на крыльях антиклинальных складок, выходят осадки видимой мощности первые десятки метров. Они имеют четкую акустическую стратификацию с протяженными парал-

лельными отражающими границами и сложены синдеформационными турбидитами СК3.

Следует отметить, что блок “Ветка” находится в области глобальной перестройки системы спрединга в Индийском океане в позднем мелу примерно 100 млн лет назад [23–25]. Она разделяет участки океанической коры Центральной котловины, образованной на спрединговом хребте разного простирания. Это отражает различное простирание линейных магнитных аномалий в этих участках — СВ–ЮЗ севернее в Бенгальском заливе и широтное — в котловине южнее экватора. Различные направления спрединга хорошо видны в ориентациях палеотрансформных разломов — СЗ–ЮВ и меридиональное простирание соответственно. Можно предположить, что блок “Ветка” находится в шовной зоне, разделяющей разновозрастные блоки литосферы. Подобные структуры могут образовываться при формировании нового спредингового хребта и его пропагетинге в пределы старой океанической литосферы [3].

Также следует отметить принципиальное отличие представленных в настоящей статье наших новых структурно-тектонических результатов от таковых, полученных ранее английскими исследователями по редкой сетке профилей НСП. В их статьях рассматриваются структурные аспекты области внутриплитной деформации ВДИОЛ, в том числе показаны широтные Риделевские сдвиги [19]. Они совпадают со взбросами, образовавшимися при реактивизации древних спрединговых разломов [18, 19]. Эти их идеи повторяются и в недавней статье М. Деса и М. Рамана [25], где приведен сейсмический профиль с интерпретацией, который пересекает наш линейный тектонический блок “Ветка”. Выделенные там взбросы также рассматриваются как образованные при реактивизации нормальных спрединговых сбросов со ссылкой [18]. Наш генеральный сдвиг СЗ–ЮВ простирания сюда не вписывается

(т.е. образовался в уже существовавшей спрединговой коре позже при реорганизации кинематики плит?). А широтное простираие наших правокулисных зон сжатия Риделя (антиклинали, взбросы) хотя и совпадает с выделенными ранее широтными взбросами (реактивизированные сбросы спредингового центра [18, 19]), но имеет другой генезис. И в целом тектоническая интерпретация нашего участка отличается и, по-видимому, более обоснована, так как у нас более плотная сетка регулярных профилей.

5. ВЫВОДЫ

Таким образом, проведенные исследования подтвердили, что реальное строение дна Индийского океана в районе ВДИОЛ не соответствует принятой ранее простой модели деформации однородной пластины с образованием крупных широтных поднятий и прогибов. Существовавшие на момент деформации неоднородности коры и литосферы, включая тектонические элементы, значительно повлияли на современную структуру области ВДИОЛ.

Выполненный структурный анализ показал, что субмеридиональное сжатие в этом регионе компенсировалось не столько формированием крупных субширотных зон сжатия, сколько образованием сопряженных локальных косых сдвиговых зон, в целом отвечающих механической обстановке чистого сдвига.

В пределах сдвиговых зон деформации реализовывались уже в обстановке транспрессии, т.е. сочетания простого и чистого сдвига. Такая ситуация привела к формированию своеобразных структурных парагенезов, в которых сочетаются кулисно расположенные участки сжатия и растяжения, осложненные сколами Риделя.

Полученные новые результаты подтвердили наши прежние предположения о широком развитии в области деформаций в Центральной котловине разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираия с существенной сдвиговой составляющей и структурном парагенезе сопряженных разломов.

Благодарности. Авторы выражают благодарность начальнику рейса SO258/2 НИС “Зонне” В. Гейсслеру за полученные батиметрические данные многолучевого эхолота и сейсмические данные профилографа Парасаунд, а также экипажу и научному составу экспедиции за помощь в их получении.

Финансирование работы. Данная работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FMWE-2024-0019).

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержбицкий В.Е., Левченко О.В.* Детальная структура области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана (результаты исследований на трех полигонах) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 77–94.
2. *Евсюков Ю.Д.* Новые данные о строении возвышенностей в экваториальной части Центральной котловины Индийского океана // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 3. С. 677–681.
3. *Дубинин Е.П., Ушаков С.А.* Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
4. *Зоненшайн Л.П., Непрочнов Ю.П.* Геолого-геофизическая характеристика основных тектонических структур океана // Геофизика морского дна. Т. 1. М.: Наука, 1979. С. 409–434.
5. *Казьмин В.Г., Левченко О.В.* Современные деформации индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 159–175.
6. *Кирмасов А.Б.* Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.
7. *Левченко О.В.* Геологическое строение области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИОАН, 1986. 23 с.
8. *Левченко О.В., Веклич И.А.* Мозаика деформированных тектонических блоков в Центральной котловине Индийского океана // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 69–75.
9. *Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П.* Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // Геотектоника. 1985. № 1. С. 15–23.
10. *Левченко О.В., Милановский В.Е.* Внутриплитные деформации в центре Индийского океана по данным детального тектонического картирования // Докл. РАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 792–797.
11. *Левченко О.В., Шаповалов С.М.* Возвращение российских океанологов в Индийский океан: мультидисциплинарные исследования в 42-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Борис Петров” // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 181–183.
12. *Левченко О.В., Гейсслер В.* Геофизические исследования в восточной части Индийского океана в рейсе SO258/2 научно-исследовательского судна “Зонне” (Германия) // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 513–516.
13. *Тевелев А.В.* Структурная геология: учебник. 4-е изд., перераб. и доп. М.: ИНФРА-М, 2016. 339 с.
14. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

15. Шменда А.И. Моделирование внутриплитовых деформаций в северо-восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1989. № 3. С. 37–49.
16. Beekman F., Bull J.M., Cloetingh S., Scrutton R.A. Crustal fault reactivation facilitating lithospheric folding in the Central Indian Ocean // Geol. Soc. Spec. Pub. 1996. V. 99. P. 251–263.
17. Bergman E.A., Solomon S.C. Earthquake source mechanisms from body-waveform inversion and intraplate tectonics in the northern Indian Ocean // Phys. Earth Planet. Inter. 1985. № 40. P. 1–23.
18. Bull J.M., Scrutton R.A. Fault reactivation in the central Indian Ocean and the rheology of oceanic lithosphere // Nature. 1990. V. 344. P. 855–858.
19. Bull J.M., Scrutton R.A. Seismic reflection images of intraplate deformation, central Indian Ocean, and their tectonic significance // J. of the Geological Society. 1992. V. 149. P. 955–966.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.6.0955>.
20. Chamot-Rooke N., Jestin F., de Voogd B., Phedre working group. Intraplate shortening in the Central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile // Geology. 1993. V. 21. P. 1043–1046.
21. Cochran J.R. Himalayan uplift, sea level and the record of the Bengal Fan sedimentation at the ODP Leg 116 Sites // Proc. ODP Sci. Results / Eds. J.R. Cochran, D.A.V. Stow et al. College Station, Texas, 1990. V. 116. P. 397–414.
22. Cochran J.R., Stow D.A.V. et al. Proc. ODP, Init. Repts. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1988. V. 116.
23. Desa M.A., Ramana M.V., Ramprasad T. Seafloor spreading magnetic anomalies south off Sri Lanka // Marine Geology. 2006. V. 229. P. 227–240.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.03.006>.
24. Desa M.A., Ramana M.V. Middle Cretaceous geomagnetic field anomalies in the Eastern Indian Ocean and their implication to the tectonic evolution of the Bay of Bengal // Marine Geology. 2016. V. 382. № 1. P. 111–121.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.002>.
25. Desa M.A., Ramana M.V. Integrated analysis of magnetic, gravity and multichannel seismic reflection data along a transect southeast of Sri Lanka, Bay of Bengal: New constraints // Marine Geology. 2021. V. 438. 106543.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106543>.
26. Geller C.A., Weissel J.K., Anderson R.N. Heat transfer and intraplate deformation in the central Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 5560–5570.
27. Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin / Eds. Neprochnov Yu.P., Gopala Rao D., Murthy K.S.R., Subrahmanyam C. Geological Society of India Memoir. Bangalore, 1998. V. 39. 250 p.
28. Krishna K.S., Bull J.M., Scrutton R.A. Evidence for multiphase folding of the central Indian Ocean lithosphere // Geology. 2001. V. 29. P. 715–718.
29. McAdoo D. C., Sandwell D.T. Folding of the oceanic lithosphere // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 8563–8569.
30. Murthy K.S.R., Neprochnov Yu.P., Levchenko O.V. et al. Some new observations on the intra-plate deformation in the Central Indian Basin (CIB) // Marine Geology. 1993. V. 114. P. 185–193.
31. Neprochnov Y.P., Levchenko O.V., Merklin L.R., Sedov V.V. The structure and tectonics of the intraplate deformation area in the Indian Ocean // 1988. Tectonophysics. V. 156. P. 89–106.
32. Stein C.A., Cloetingh S., Wortel R. SEASAT-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean // Geophys. Res. Lett. 1989. V. 16. P. 823–826.
33. U.S. Geological Survey, 2020, Earthquake Lists, Maps, and Statistics, accessed December 18, 2023 at.
<https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/lists-maps-and-statistics>
34. Weissel J.K., Anderson R.N., Geller C.A. Deformation of the Indo-Australian plate // Nature. 1980. V. 287. P. 284–291.

STRUCTURAL PARAGENESIS OF A SHEAR ZONE WITHIN THE INTRAPLATE DEFORMATION OF THE CENTRAL INDIAN OCEAN BASIN

O. V. Levchenko^{a, *}, A. V. Tevelev^b, Y. G. Marinova^a, I. A. Veklich^a

^a Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Department of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia

* e-mail: olevses@mail.ru

The mosaic-block structure of the intraplate deformation area in the Central Basin of the Indian Ocean is confirmed by multibeam bathymetry data collected in cruise 42 of RV *Akademik Boris Petrov* and cruise SO258 of RV *Sonne*. It consists of a set of isometric deformed tectonic blocks. The linear block at 0.2–0.6°S, which looks in plan like a stairs or branch, is sharply distinguished by its morphology. This block is a system of multi-scale structural elements (folds, flexures, breaks) that constitute a structural paragenesis formed in the mechanical environment of a right-sided simple shift, and can be interpreted within the framework of the Riedel model.

Keywords: Indian Ocean, Central Basin, intraplate deformation, tectonic block, transpression, uplift, fold