

ПРИРОДА ГРАВИТАЦИОННЫХ МИНИМУМОВ ЮЖНЕЕ ХРЕБТА 85° В. Д. (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА)

А. А. Булычев¹ , Е. П. Дубинин¹ , А. Н. Иваненко² ,
И. А. Веклич² , М. В. Коснырева^{*,1} , и А. А. Шайхуллина¹ ¹Московский государственный университет им. М. Ю. Ломоносова, Москва, Россия²Институт океанологии имени П. П. Ширшова, Российская академия наук, Москва, Россия* **Контакт:** Мария Владимировна Коснырева, m.kosnyreva@yandex.ru

Протяженный хребт 85° в. д. характеризуется областью пониженных значений аномального гравитационного поля меридионального простирания. Южнее, в районе 4° с. ш. и 3° ю. ш. выделяются два локальных гравитационных минимума, природа которых остается предметом дискуссий. В данной статье представлены результаты плотностного и магнитного моделирования по данным набортной съемки рейса SO258/2 И/С «Зонне». Комплексный анализ результатов моделирования с данными сейсмопрофилирования показал, что природа гравитационных минимумов связана с процессом серпентинизации пород, и изучаемые объекты не являются продолжением хребта 85° в. д.

Ключевые слова: Индийский океан, хребт 85° в. д., плотностное моделирование, магнитное моделирование.

Цитирование: Булычев, А. А., Е. П. Дубинин, А. Н. Иваненко, О. В. Левченко, И. А. Веклич, М. В. Коснырева, и А. А. Шайхуллина Природа гравитационных минимумов южнее хребта 85° в. д. (Центральная котловина Индийского океана) // Russian Journal of Earth Sciences. — 2024. — Т. 24. — ES3002. — DOI: 10.2205/2024es000884 — EDN: JFADKU

Введение

Северо-восток Индийского океана характеризуется чрезвычайно сложным тектоническим строением, отражающим историю его многоэтапной геодинамической эволюции с мела до настоящего времени. Такая разнообразная структура и эволюция региона связана с закрытием древнего океана Тетис, кинематическими перестройками системы спрединга, магматизмом и структурообразованием, связанными с деятельностью мантийных плюмов, дрейфом Индийской плиты и ее коллизией с Евразией. В результате всех этих процессов здесь сформировались разнообразные геологические структуры, выраженные различным образом в рельефе дна, структуре коры и потенциальных полях. Одними из наиболее загадочных из них остаются хребт 85° в. д. в Бенгальском заливе и область внутриплитных деформаций в Центральной котловине, природа которых до сих пор остается во многом дискуссионной. Их описанию и возможной природе посвящено множество публикаций, например: по хребту 85° в. д. [Curray and Munasinghe, 1991; Desa et al., 2013; Krishna, 2003; Krishna et al., 2014; Ramana et al., 1997] и по области внутриплитных деформаций [Вержбицкий и Левченко, 2002; Казьмин и Левченко, 1987; Левченко и Вержбицкий, 2002; Левченко и др., 1999; Bull and Scrutton, 1990; 1992; Chamot-Rooke et al., 1993; Delescluse and Chamot-Rooke, 2008; Geller et al., 1983; Krishna et al., 2009; 2002; Leger and Loudon, 1990; Loudon, 1995; Neprochnov et al., 1988; Stein et al., 1989; Weissel et al., 1980]. Детальный критический анализ опубликованных гипотез происхождения хребта 85° в. д. дается в статье Альтенбернда с соавторами [Altenbernd et al., 2020]. Различные аспекты геофизики и тектоники области внутриплитных деформаций подробно рассмотрены в специальной монографии

<https://elibrary.ru/jfadku>

Получено: 14 сентября 2023 г.

Принято: 4 декабря 2023 г.

Опубликовано: 11 июля 2024 г.



© 2024. Коллектив авторов.

«Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin» [*Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin*, 1998].

Хотя хребет 85° в. д. попадает в область внутриплитных деформаций, обычно их рассматривают по отдельности. В данной статье рассматривается проблема природы двух локальных гравитационных минимумов, расположенных южнее хребта 85° в. д. (локальные минимумы 1 и 2 на рис. 1б).

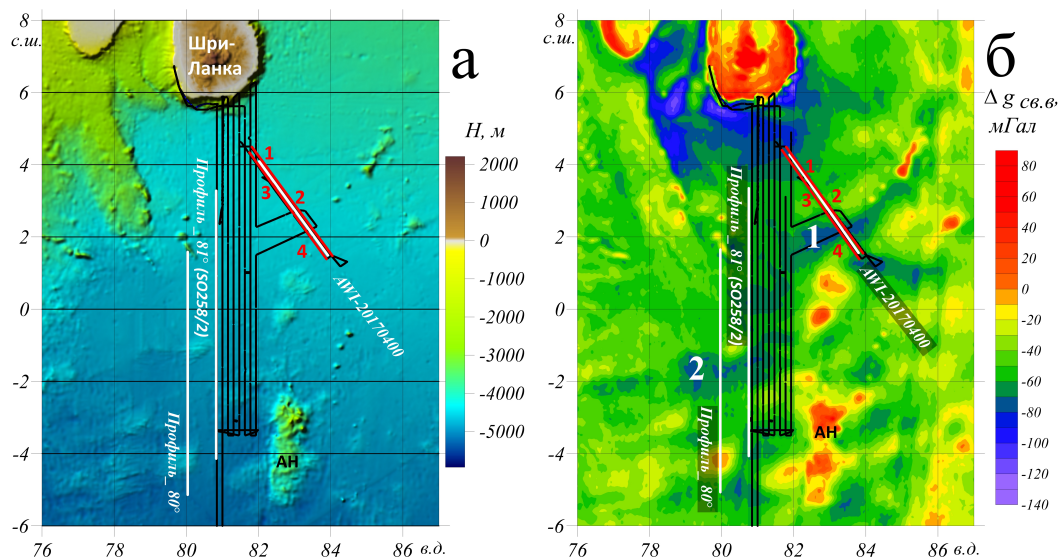


Рис. 1. Исследуемый район Центральной котловины Индийского океана. (а) Карта рельефа дна, построенная на основе спутниковой батиметрической карты [Smith and Sandwell, 1997], дополненной результатами батиметрической съемки с многолучевым эхолотом в рейсе SO258 И/С «Зонне» (2017) и 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» (2017) (б) Спутниковая карта поля силы тяжести в свободном воздухе [Sandwell et al., 2014], в которую инкорпорирован фрагмент набортной съемки в рейсе SO258/2 И/С «Зонне». Черные линии – профили рейса SO258/2 И/С «Зонне». Белые линии с белыми подписями – профили плотностного моделирования. Красные линии с цифрами фрагменты профилей магнитного моделирования. АН – поднятие Афанасия Никитина. Белые крупные цифры 1 и 2 – локальные гравитационные минимумы.

История обсуждения природы гравитационных минимумов довольно противоречивая. Вначале Liu, Ch.-Sh. et al. [1982] объединили эти локальные гравитационные минимумы с расположенной севернее большой меридиональной отрицательной гравитационной аномалией (рис. 1б), как выражение единого хребта 85° в. д. Позже Stein et al. [1989] усомнились в подобной интерпретации, и выявили, что, эти аномалии имеют отличную от хребта 85° в. д. природу. Они предположили, что тренд широтного простиранья, является частью зоны внутриплитной деформации. Потом Curray, Munasinghe [1991] снова объединили обе аномалии в единое выражение хребта 85° в. д., как след горячей точки Крозе. И до недавнего времени именно эта точка зрения была основной [Desa et al., 2013; Krishna, 2003]. Затем исследователи снова усомнились в том, что это единая структура и сочли, что эти локальные отрицательные гравитационные аномалии имеют разные источники [Krishna et al., 2014]. Altenbernd et al. [2020] на основании результатов геофизических исследований, включавших глубинное сейсмическое зондирование, полученных в рейсе И/С «Зонне» (2017 г.), подтвердили, что хребет 85° в. д. в зоне первого гравитационного минимума не прослеживается. Они снова связали этот гравитационный минимум с внутриплитной деформацией индоокеанской литосферы и объяснили эту аномалию прогибом коры в результате деформации сжатия.

В данной статье приводятся результаты плотностного и магнитного моделирования, которые показывают роль вероятного процесса серпентинизации пород нижней коры и верхней мантии под влиянием мигрирующей вниз по разломам морской воды.

Дополнительно, для сравнения, выполнено моделирование для локального гравитационного минимума 2, периферия которого пересечена профилями набортной съемки рейса SO258-2 И/С «Зонне».

Фактические данные

Для исследования проблемы были использованы данные, полученные в рейсе SO258/2 И/С «Зонне» в 2017 году (рис. 1) [Левченко и Гесслер, 2019; Altenbernd et al., 2020], а также общедоступные глобальные цифровые модели: рельефа [Smith and Sandwell, 1997], гравитационного поля и его градиента [Sandwell et al., 2014] и мощности осадков [Левченко и др., 1993] и GlobSed V.3 [Straume et al., 2019].

Гравиметрические данные

На рис. 1б приведена карта аномалий поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе [Sandwell et al., 2014], в которую инкорпорирован фрагмент, построенный по данным набортной съемки в рейсе SO258/2 И/С «Зонне». Для создания карты по этим набортным данным рейса SO258/2 И/С «Зонне» был использован пакет программ Surfer.

Известно, что спутниковые гравитационные данные дают важную дополнительную информацию о неисследованных районах океанов. По оценке Тивари с соавторами точность данных достаточно высокая: 5–10 мГал [Tiwari et al., 2003]. Кроме этого, авторы показали высокую сходимость набортных и спутниковых данных по амплитуде и для длин волн более 20 км.

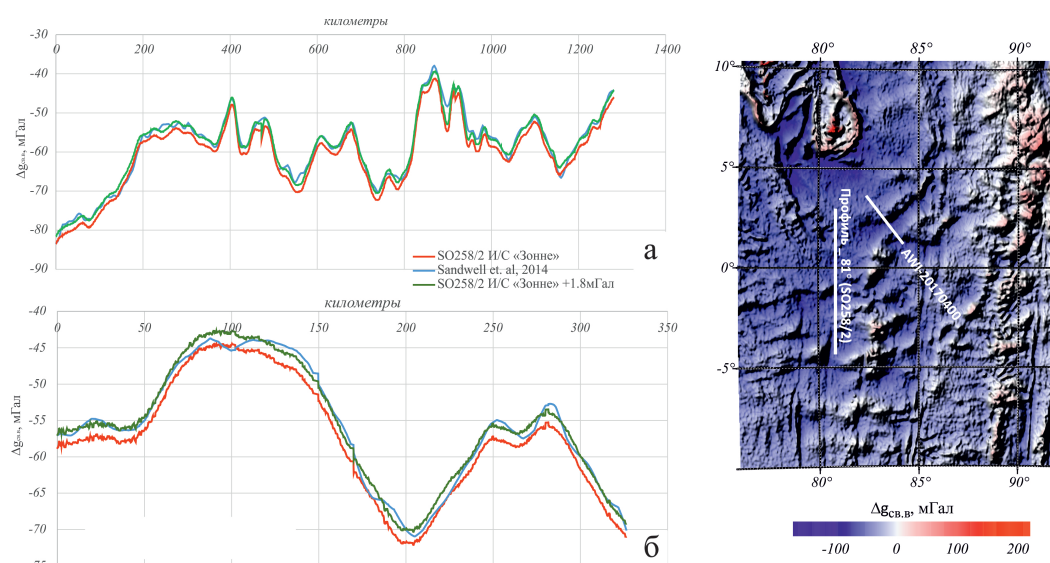


Рис. 2. Сравнительный анализ спутниковых данных [Sandwell et al., 2014] и набортных наблюдений рейса SO258/2 и положение профилей на спутниковой карте поля силы тяжести в свободном воздухе. (а) – профиль вдоль 81° в. д. (196, 195, 194 фрагменты рейса SO258/2); (б) – профиль AWI-20170400 (214, 215 фрагменты рейса SO258/2).

На рис. 2 приводятся примеры сравнения спутниковых [Sandwell et al., 2014] и набортных данных (рейс SO258/2 И/С «Зонне»). Сравнение выполнялось по 2 профилям: первый профиль, расположенный вдоль 81° в. д., был собран из 196, 195, 194 фрагментов рейса SO258/2; второй профиль, соответствующий сейсмическому профилю AWI-20170400, собран из 214 и 215 фрагментов рейса SO258/2. Для точного сопоставления данных, со спутниковой карты аномалий поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе [Sandwell et al., 2014] были сняты значения аномального поля в точках измерений набортной съемки.

Как видно из графиков, изображенных на рис. 2, наблюдается высокая сходимость как в низкочастотном, так и в высокочастотном диапазоне, однако выявлено небольшое

систематическое расхождение, составляющее 1,8 мГал. После введения данной поправки была рассчитана окончательная невязка, определенная как среднеквадратичное отклонение, которая составила $\pm 0,7$ мГал.

Таким образом, по результатам сравнительного анализа показано, что на исследуемом участке спутниковые данные и набортные наблюдения имеют очень высокую сходимоссть, а небольшое систематическое расхождение, по всей видимости, связано с методическими особенностями обработки данных. Все вышесказанное дало возможность на следующих этапах привлекать к интерпретации данные спутниковых наблюдений.

Магнитные данные

В исследованиях использованы данные, собранные в рейсе SO258/2 И/С «Зонне» по двум профилям СЗ-ЮВ простираения (рис. 3). Северный профиль AWI-20170400 отстоит от параллельного ему южного профиля на расстоянии около 20 км. Магнитная съемка на этих профилях состоит из 4-х фрагментов, по два для каждого профиля, причем для северного профиля эти сегменты перекрываются, а для нижнего нет, оставляя небольшой зазор (рис. 3)

Магнитные данные рейса SO258/2 И/С «Зонне» не содержат времени регистрации отсчетов поля, только дату. Поэтому время пришлось рассчитывать по количеству отсчетов до и после смены даты, исходя из предполагаемой скорости судна. Это исключило возможность оценить вероятную временную вариационную помеху. Кроме того, и навигационные, и магнитные данные зашумлены: первые – до 4-го десятичного знака у градусов (>10 м) и до 1 нТл у поля. Данные пришлось интерполировать гладким сплайном, чтобы избежать скачков при расчете производных – скорости по координатам и аналитического сигнала по полю.

При сопоставлении полученных по данным рейса SO258/2 И/С «Зонне» кривых аномального магнитного поля (синяя тонкая линия) с кривыми, снятыми с карты EMAG2v3 (красная линия) (рис. 4) стало очевидно, что имеются существенные отличия в первую очередь в уровнях аномального поля. Мы сочли возможным скорректировать эти данные, приблизив их средние уровни к средним уровням EMAG2v3 за счет добавления/исключения низкочастотного тренда в виде полинома 1-го порядка, для сегмента 3 – 2-го порядка, поскольку не уверены, что в данных рейса SO258/2 не присутствует низкочастотная вариационная помеха. В результате аномалии приобрели более «естественный» вид (черные линии на рис. 3 и 4), а их средние значения приблизились к 0. Кроме того, уровни аномального поля на ЮВ концах фрагментов 2 и 4 были согласованы с данными имеющейся здесь детальной магнитной съемки, выполненной ранее в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» (2017) [Веклич и др., 2020; Левченко и Шаповалов, 2019].

Результаты моделирования

Плотностное моделирование

Для выявления природы исследуемых гравитационных минимумов в пределах рассмотренных выше профилей (рис. 1а, б) было выполнено плотностное моделирование. Построение моделей проводилось в авторском программном комплексе TG-2 [Булычев и Зайцев, 2008], предназначенном для решения задач подбора гравитационного поля от структурно-плотностных разрезов, задаваемых в профильном варианте с возможностью аппроксимации разреза системой замкнутых многоугольников с постоянной плотностью.

Распределение плотности пород, слагающих океаническую кору и верхнюю мантию, при моделировании задавалось на основании общепринятого представления о возможном диапазоне ее изменения в каждом из слоев. На основании многолетнего опыта работы с региональными данными в этом регионе известно, что наибольшие вариации плотностей характерны для блоков верхней и нижней коры.

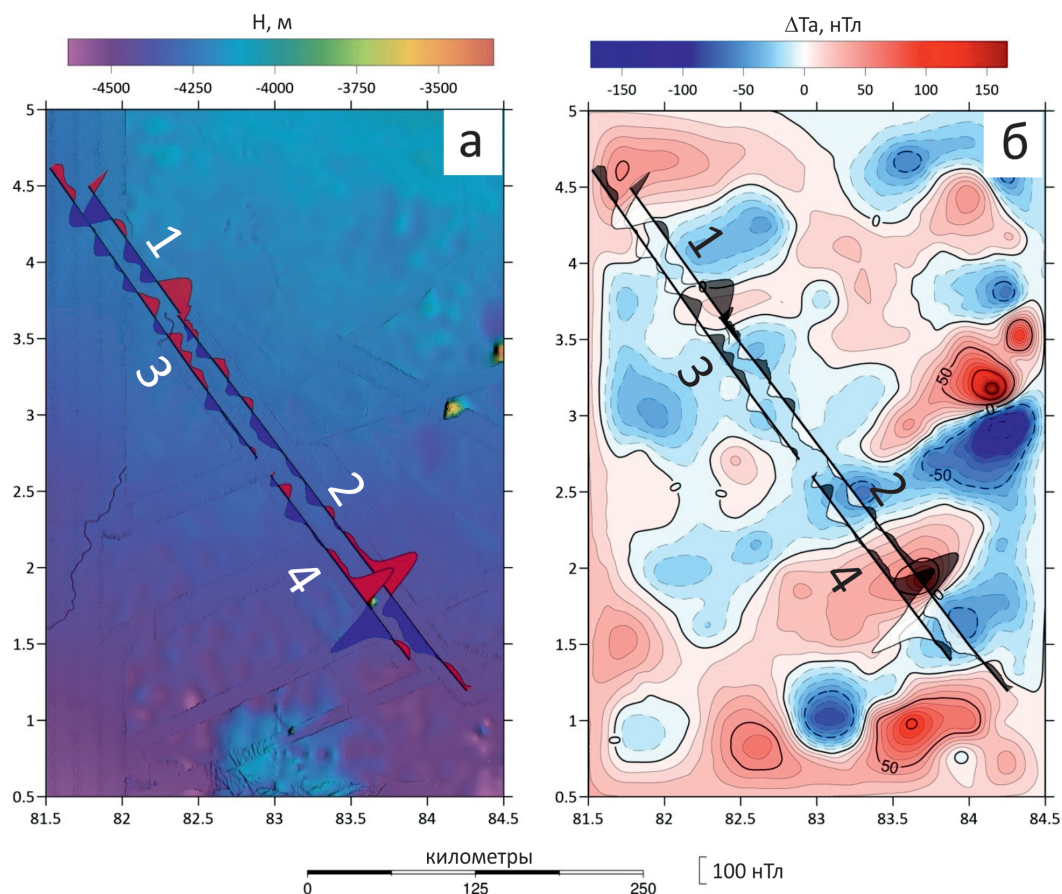


Рис. 3. (а) Карта рельефа дна области гравитационного минимума южнее хребта 85° в. д. по данным альтиметрии [Smith and Sandwell, 1997] с включением результатов многолучевой батиметрии рейса SO258/2 И/С «Зонне». (б) Карта аномального магнитного поля (АМП) по модели EMAG2v3 [Meyer et al., 2017]. На карты наложены графики АМП забортной магнитной съемки рейса SO258/2. Графики рассчитанного по модели IGRF-2020 [Alken et al., 2021] аномального магнитного поля приведены на рис. 4. Цифрами подписаны номера фрагментов профилей магнитного моделирования.

Профиль AWI-20170400 рейса SO258/2.

На рис. 5 приведена плотностная модель по профилю AWI-20170400 рейса SO258/2, который пересекает 1 гравитационный минимум. В качестве каркаса модели использованы результаты интерпретации детальных сейсмических данных по профилю AWI-20170400 рейса SO258/2 и результаты плотностного моделирования, представленные в работе Altenbernd et al. [2020]. Модель состоит из 8 слоев: 1 слой – водный, с плотностью 1,03 г/см³, 2–5 слои – осадочный чехол с плотностью, увеличивающейся с глубиной от 1,9 г/см³ до 2,4 г/см³, 6 слой – верхняя кора с постоянной плотностью 2,7 г/см³, 7 слой – нижняя кора с переменной плотностью 2,84 г/см³–2,87 г/см³, 8 слой – верхняя мантия с небольшими вариациями плотности 3,29 г/см³–3,33 г/см³.

Послойный анализ модели показал, что гравитационный минимум создается суммарным эффектом, который в первую очередь обусловлен разуплотнением в нижней части коры, и второстепенно с увеличением мощности осадочного чехла.

По результатам моделирования выявлено разуплотнение в нижней части коры, при незначительном увеличении мощности коры (глубины границы Мохо) и увеличенной мощности осадочного чехла.

Чтобы понять природу второго локального гравитационного минимума было выполнено моделирование вдоль меридиональных профилей, идущих по 81° в. д. и 80° в. д.

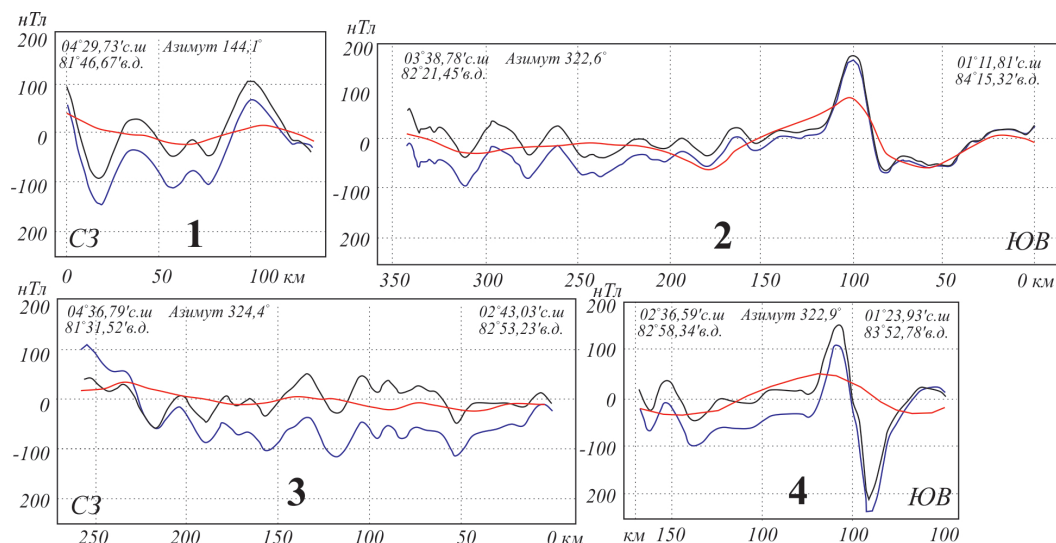


Рис. 4. Коррекция уровня АМП данных НИС Зонне. Красная кривая – АМП по EMAG2v3 [Meyer et al., 2017]; синяя – график АМП профильной съемки до коррекции; черная – поле после коррекции. Цифрами обозначены номера профилей.

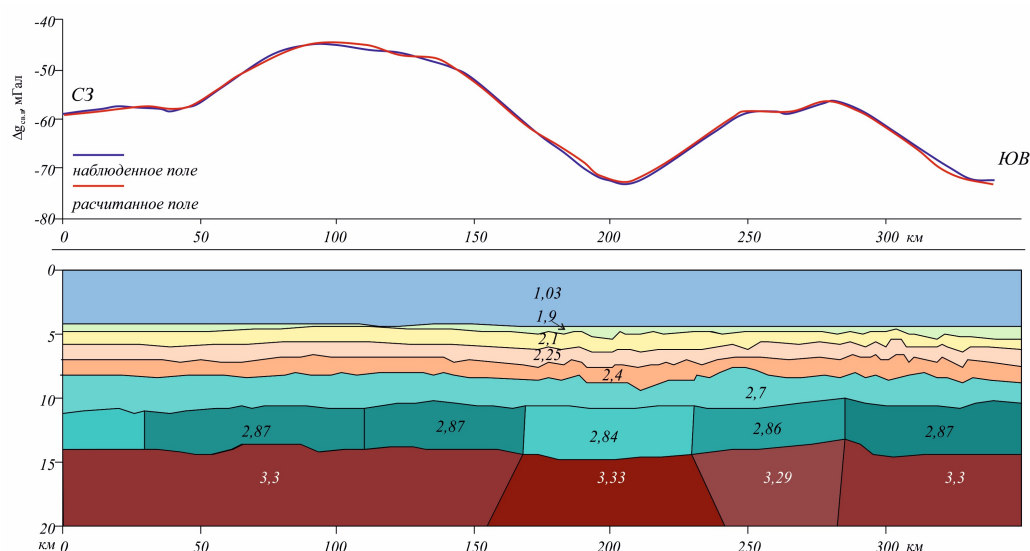


Рис. 5. Плотностная модель по профилю AWI-20170400 рейса SO258/2. 1 слой – водный, с плотностью 1,03 г/см³ (голубой цвет), 2–5 слои – осадочный чехол с плотностью, увеличивающейся с глубиной от 1,9 г/см³ до 2,4 г/см³ (зеленый, желтый, розовый, оранжевый), 6 слой – верхняя кора с постоянной плотностью 2,7 г/см³ (бирюзовый), 7 слой – нижняя кора с переменной плотностью 2,84 г/см³–2,87 г/см³ (темно-бирюзовый), 8 слой – мантия с небольшими вариациями плотности 3,29 г/см³–3,33 г/см³ (коричневый). Нижняя граница модели на глубине 30 км – горизонтальная (вне области представления модели).

Меридиональный профиль 1 рейса SO258/2 вдоль 81° в. д.

На рис. 6а приведены результаты плотностного моделирования вдоль меридионального профиля 81° в. д., протяженностью 800 км, пересекающего второй фрагмент исследуемого минимума. В силу отсутствия детальных сейсмических данных, исходный структурный каркас модели строился с привлечением общедоступных данных рельефа TOPEX [Smith and Sandwell, 1997] и мощности осадков [Левченко и др., 1993] и GlobSed V.3 [Straume et al., 2019].

Модель представлена 6 слоями со следующими характеристиками: 1 слой – водная толща с постоянной плотностью 1,03 г/см³, кровля которого соответствует среднему

уровню моря, а подошва детальному рельефу дна океана [Smith and Sandwell, 1997]. 2 слой – слой осадочных пород, подошва рассчитывалась с использованием модели GlobSed V.3 [Straume et al., 2019]. Этот слой так же задавался с постоянной плотностью 2,4 г/см³ – априорно среднее значение для осадочных пород исследуемого района. Океаническая кора представлена двумя слоями – верхняя кора со средней плотностью 2,7 г/см³ и нижняя кора с переменной плотностью 2,7 г/см³ – 2,9 г/см³. Подошва слоя определяется границей Мохоровичича (Мохо), глубина которой рассчитывалась с использованием следующей аналитической зависимости: $H_{\text{Мохо}} = 30 - 3,54 \cdot h$, где h – глубина рельефа дна (модель TOPEX) осредненная в окне 100 км. 4 слой – слой подкоровой литосферы с плотность 3,29–3,3 г/см³. Глубина подошвы литосферы определялась по аналитической зависимости «возраст дна – мощность литосферы» [Лукашевич и Приставакина, 1984; Müller et al., 2008]. Последний слой – астеносфера с постоянной плотностью 3,1 г/см³. Область моделирования ограничена горизонтальной границей на глубине 100 км.

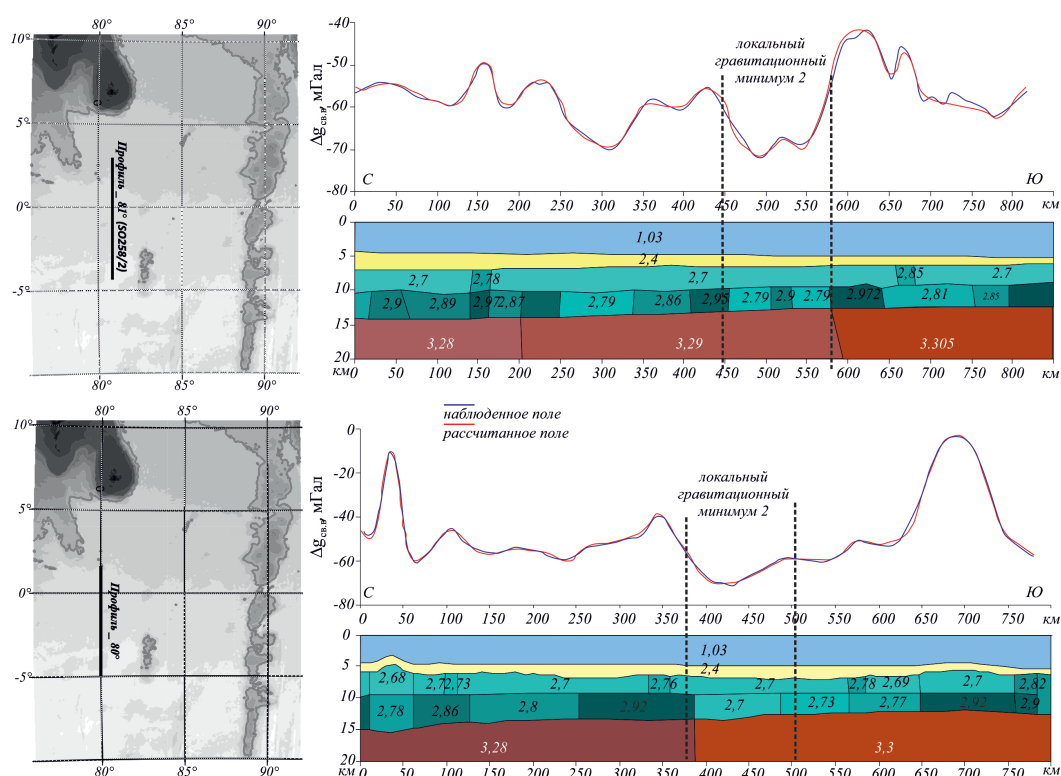


Рис. 6. а – Плотностная модель по меридиональному профилю 1 рейса SO258/2 вдоль 81° в. д. б – Плотностная модель по меридиональному профилю вдоль 80° в. д. Положение профилей показано на картах слева. 1 слой – водный, с плотностью 1,03 г/см³ (голубой цвет), 2 слой – осадочный чехол с плотностью 2,4 г/см³ (желтый), 3 слой – верхняя кора с переменной плотностью 2,7 г/см³ – 2,85 г/см³ (бирюзовый), 4 слой – нижняя кора с переменной плотностью 2,7 г/см³ – 2,87 г/см³ (темно-бирюзовый), 5 слой – мантия с небольшими вариациями плотности 3,285 г/см³ – 3,33 г/см³ (коричневый), 6 слой – астеносфера, с постоянной плотностью 3,1 г/см³ (вне области представления модели, на глубинах 75–85 км). Нижняя граница модели на глубине 100 км – горизонтальная (вне области представления модели).

По результатам моделирования показано, что в сравнении с моделью по профилю AWI-20170400, центральный и южный фрагменты минимума так же формируются разуплотнением в нижней части коры, но плотности блоков здесь еще ниже – 2,79 г/см³. Стоит также отметить, что в центральной части южного фрагмента также выявлен блок уплотненных пород (2,90 г/см³), выраженный в гравитационном поле локальным максимумом, амплитудой 5 мГал, что может свидетельствовать о более сложной тектонической обстановке в этой области.

Меридиональный профиль вдоль 80° в. д. по спутниковым данным

На рис. 4b приведена плотностная модель по меридиональному профилю вдоль ~80° в. д. от 2° с. ш. до 5° ю. ш., проходящая только через южный фрагмент минимума. Для данной модели использовалось поле силы тяжести в редукции в свободном воздухе [Sandwell et al., 2014]. Каркас модели строился аналогично модели профиля рейса SO258/2 вдоль 81° в. д.

В целом, по положению границ и разбросу плотностей модель очень схожа с предыдущей, однако в области минимума в нижней коре разуплотнение становится еще более выраженным и составляет 2,7 г/см³. Возможно, это связано с тем, что профиль захватывает только самый край рассматриваемой структуры.

Сравнительная характеристика структур рассматриваемого региона приведена в табл. 1. В таблице представлены результаты плотностного моделирования для секторов с разными типами литосферы. Для удобства выделены локальные минимумы 1 и 2 (рис. 1б), а также примыкающие с севера и юга секторы 1 и 2, соответственно, с океанической литосферой.

Таблица 1. Сравнительная характеристика локальных гравитационных минимумов по результатам плотностного моделирования (приведены экстремальные значения)

		Локальный минимум 1	Локальный минимум 2	Океаническая литосфера (сектор 1)	Океаническая литосфера (сектор 2)
Δg св. в., мГал		-60(-77)	-60(-70)	-40(-50)	-20(-55)
Δg Б, мГал		220-240	260-270	240-255	280-300
Осадки	Мощность, м	4400	1600-2000	1700-3800	1300-3900
	σ, г/см ³	1,90-2,40	2,40	1,90-2,40	1,90-2,40
Нижняя кора	Мощность, м	4000	3300-3900	3100-4000	2800-3300
	σ, г/см ³	2,82	2,70-2,79	2,86-2,95	2,86-2,97
Верхняя мантия	Глубина, м	14700	12800-13300	13400-14000	12000-13800
	σ, г/см ³	3,30	3,29-3,30	3,29-3,30	3,3-3,31

Подводя итог выполненному моделированию, можно сделать вывод, что для всех трех моделей гравитационный минимум можно объяснить разуплотнением в нижней части коры (табл. 1), однако принимая во внимание различную тектоническую обстановку в областях моделирования, породы здесь находятся в разной степени уплотнения.

Моделирование аномального магнитного поля

Для магнитного моделирования использованы данные съемки, полученные в рейсе SO258/2 И/С «Зонне» по двум профилям СЗ-ЮВ простираения (рис. 3). Их суммарная длина составляет 1280 км.

Для всех 4-х линейных фрагментов съемки было выполнено решение обратной задачи относительно распределения эффективной намагниченности (остаточной + индуктивной) в магнитоактивном слое океанической литосферы, результаты которого приведены на рис. 7.

Технология решения обратной задачи состоит в итерационном построении компактного контрастного распределения эффективной намагниченности на множестве эквивалентных по полю решений [Пальшин и др., 2020]. Для снижения неоднозначности решения этой задачи используется привлечение дополнительной априорной информации в виде ограничений на пределы изменения модуля и направления вектора намагниченности, задания близкой к реальной геометрии верхних и нижних кромок аномальных тел, определяемой посредством других геофизических методов и/или

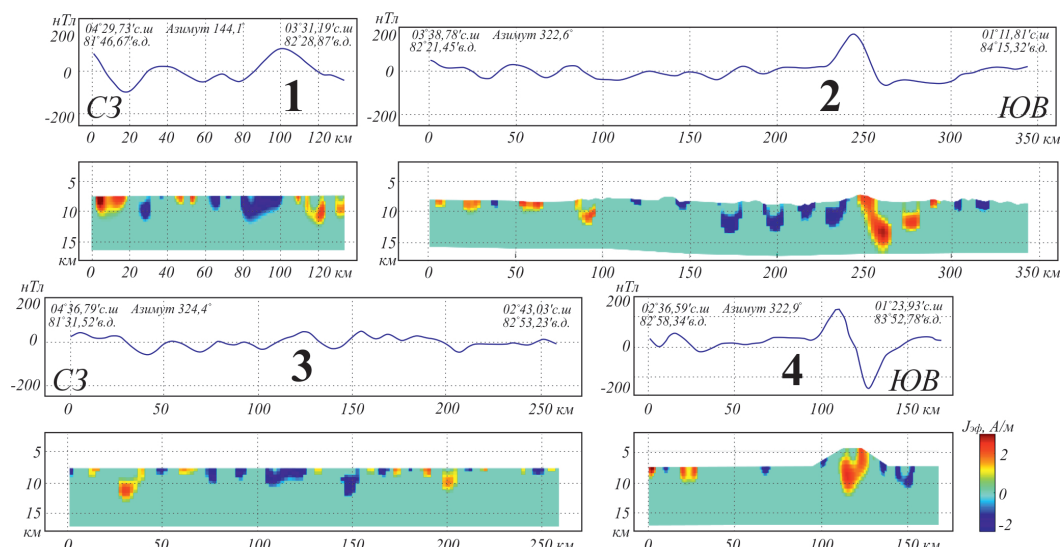


Рис. 7. Результаты решения обратной задачи относительно распределения эффективной намагниченности (остаточной + индуктивной) в магнитоактивном слое океанической литосферы по линейным фрагментам магнитной съемки в рейсе SO258/2 И/С «Зонне».

специальных способов интерпретации, таких как спектральный анализ, деконволюция Эйлера и т.п. Для фрагмента 3, для которого имеются надежные сейсмические данные рейса SO258/2 И/С «Зонне» [Altenbernd et al., 2020], верхняя кромка задавалась как граница фундамента, исходя из общепринятых представлений, что лежащие выше осадки практически не магнитные. Нижняя граница (нижняя кромка) области поиска аномальной намагниченности также задавалась согласованно с сейсмическими данными и соответствует границе Мохо, поскольку обычно эта граница совпадает или близка к изотерме Кюри, которая разделяет магнитоактивный слой и горячую немагнитную мантию [Wasilewski and Mayhew, 1992]. Для остальных профилей эти границы задавались согласно результатам спектрального анализа и поиска в скользящем окне сингулярных источников методом деконволюции Эйлера и нелинейного подбора простых источников по магнитуде и аналитическому сигналу аномалий.

На представленных схемах подбора эффективной намагниченности (рис. 7) в крайней ЮВ части профилей отчетливо выделяется северная из двух частично погребенных под осадками вулканических структур, детально исследованных в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» [Веклич и др., 2020]. Фрагмент 4 пересекает ее прямо через центр, фрагмент 2 проходит через ее северо-восточный склон. Данные рейсов И/С «Зонне» и НИС «Академик Борис Петров» для этой части хорошо согласуются, поэтому все они были объединены для построения улучшенной карты аномального магнитного поля над этими структурами. По объединенным данным методами 3D анализа

[Пальшин и др., 2020] удалось устойчиво оценить направление намагниченности этого вулканического объекта – угол наклонения составил от -57° до -61.5° , что соответствует палеошироте его образования $38^\circ-42.5^\circ$ ю. ш. Согласно последним палеореконструкциям для этой части Индийского океана [Desa et al., 2013] юго-восточные концы обоих профилей расположены близко к изохроне 121 млн лет (аномалия M0), ось спрединга при этом располагалась примерно на 60° ю. ш. Это позволяет нам заключить, что вулкан был образован на фланге СОХ позднее подстилающей литосферы примерно 40 млн лет назад (разница палеоширот 20° при скорости северного дрейфа 0.5° за млн лет дает эту оценку).

Модель реконструкции для 121 млн лет (M0) была получена путем вращения Индии вместе со Шри-Ланкой относительно Антарктиды [Desa et al., 2013]. Эта модель показывает, что зоны разломов Индии и Шри-Ланки дополняют зоны разломов Восточной Антарктиды, подразумевая, что они представляют собой линии течения, описываю-

щие движение между этими двумя плитами. Изохрон M0, выведенный у Шри-Ланки и восточного побережья Индии, довольно хорошо совпадает с таковым у Восточной Антарктиды. При построении моделей направление намагниченности, согласно изложенным выше соображениям, было принято равным -74° , что соответствует палеошироте 60° ю. ш., где и происходило, как считает большинство современных исследователей [Desa et al., 2006; Desa and Ramana, 2016; Neprochnov et al., 1988] образование спрединговой коры.

На обоих профилях СЗ-ЮВ простирания рейса SO258/2 частично погребенной вулканической структуры на ЮВ концах профилей в распределении намагниченности отчетливо выделяется зона повышенных положительных значений до 3 А/м, пространственно совпадающая с (погребенной) постройкой вулкана и областью под ним, распространяясь в глубину вплоть до 13 км. Поскольку по данным 42 рейса АБП в 45 и 110 км юго-западнее расположены еще как минимум две подобные частично погребенные структуры, лежащие на одной линии СВ простирания (совпадающего, с простиранием идентифицированных здесь мезозойских линейных магнитных аномалий [Desa et al., 2006]), естественно предположить, что эти вулканические структуры приурочены к разлому, параллельному древней оси спрединга.

Важной особенностью, восстановленной в магнитоактивном слое намагниченности, является наличие довольно протяженных (15–20 км в ширину) мощных (до 3,5 км) и намагниченных с обратной полярностью блоков, залегающих ниже поверхности фундамента, нижняя граница некоторых из них достигает глубины 12–14 км, располагаясь внутри слоя 3, согласно результатам плотностного моделирования и сейсмическим данным (рис. 5 и 3). Особенно четко эти особенности проявляются на фрагменте 2, совпадающем с сейсмическим профилем AWI-20170400, на котором присутствует выраженная гравитационная отрицательная аномалия, к которой и приурочены 4 отрицательно намагниченных блока размером ~ 20 км \times 3 км, расположенные существенно ниже фундамента. Отрицательную намагниченность выделенных блоков в отсутствие выделяемых в этой зоне линейных магнитных аномалий можно объяснить временем образования вторичной химической намагниченности при серпентинизации – оно приходится на эпоху обратной магнитной полярности, т.е. этот процесс происходил не ранее 0,7 млн лет назад.

Проведенное плотностное моделирование показало наличие в этом месте в нижней части коры области пониженной плотности со значениями около $2,84$ г/м³, что соответствует плотности в том числе и серпентинизированных габброидов и перидотитов (или мантийных пород). Принимая во внимание хорошую корреляцию разуплотненного блока с блоками отрицательной намагниченности и отчетливо выделяемыми по сейсмическим данным разломам [Bull and Scrutton, 1990; 1992; Chamot-Rooke et al., 1993], можно предположить, что гравитационный минимум обусловлен разуплотнением нижней коры в результате серпентинизации из-за миграции вниз морской воды по разломам, которые образовались при известной внутриплитной деформации. Аналогичные, с близкими характеристиками, но единичные изолированные блоки с отрицательной намагниченностью присутствуют и на северо-западных концах профилей (рис. 8). Это позволяет интерпретировать их как проявление здесь описанного выше процесса серпентинизации.

Обсуждение результатов и выводы

На рис. 8 приведена обобщенная модель по профилю AWI-20170400 рейса SO258/2, проходящего через локальный гравитационный минимум 1. Хорошо видно корреляцию разуплотненного блока с блоками отрицательной намагниченности и выделяемыми по данным сейсмопрофилирования разломами.

Следует отметить, что гравитационный минимум 1 (рис. 1б, 8) находится в полосе СВ-ЮЗ простирания, маркирующей границу глобальной перестройки системы спрединга в Индийском океане в позднем мелу [Desa et al., 2006]. Он расположен на стыке фрагментов океанической коры, образованной на разных спрединговых хребтах, что

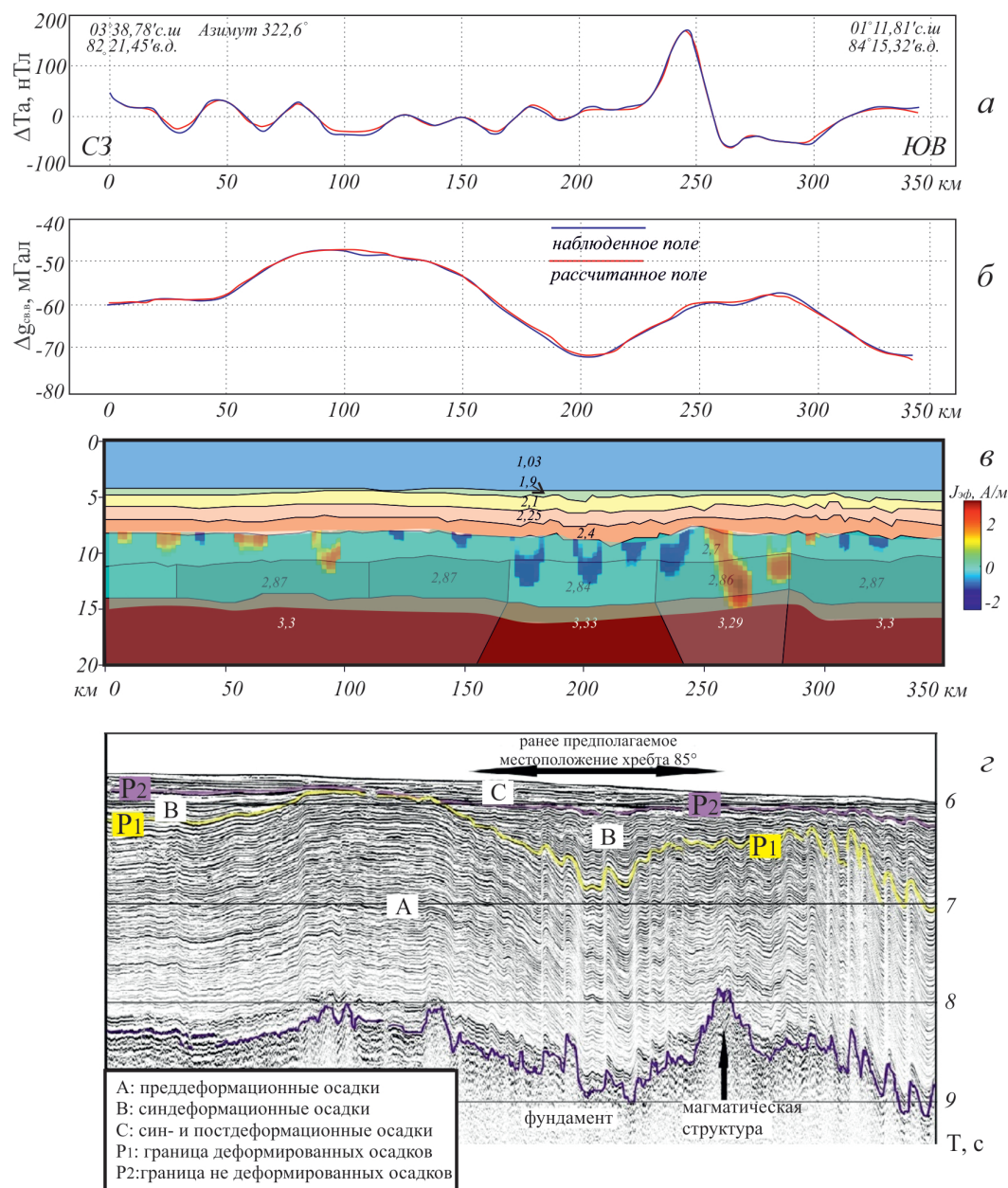


Рис. 8. Профиль AWI-20170400 рейса SO258/2. Графики аномального магнитного поля (а) и поля силы тяжести в свободном воздухе (б); плотностная модель (цифрами на модели показаны значения плотности в $г/см^3$) с включением фрагментов магнитоактивного слоя (в), разрез многоканального сейсмопрофилирования [Altenbernd et al., 2020] (г).

отражается в различном простирании линейных магнитных аномалий и структурном плане коры, контактирующих по этой границе [Altenbernd et al., 2020]. Различные направления спрединга хорошо видны в контрастных ориентациях разломов СЗ-ЮВ и меридионального простирания. Это изменение спрединга произошло примерно 100 млн лет назад [Desa and Ramana, 2016] и, по-видимому, сформировало линию контрастирующей структурной реакции. По сути, эта граница представляет собой псевдоразлом или шовную зону, разделяющую разновозрастные блоки литосферы. Такие структуры могут образовываться при формировании нового спредингового хребта и его пропегейтинге в пределы старой океанической литосферы или при эволюции тройных соединений [Дубинин и Ушаков, 2001]. В любом случае при переходе от рифтинга на старой океанической литосфере к спредингу и аккреции коры на новом хребте обязательно будет стадия с условиями благоприятными, для серпетинизации (наличие благоприятного

температурного интервала, трещиноватости для проникновения воды и мантийных пород). Такие условия нередко отмечаются в трансформных разломах [Дубинин, 1987]. При этом возможно формирование серпентинитовых протрузий, которые, в зависимости от степени серпентинизации, могут формировать поднятия и впадины. Однако это не исключает последующую деформацию слоев коры, вызванную коллизией Индии и Евразии. На это, в частности указывает деформация осадочного слоя и фундамента вдоль сейсмического профиля AWI-20170400, представленного на рис. 8г.

Кроме того, земная кора в юго-восточной части профиля AWI-20170400, образованная меридиональным спредингом, более сильно нарушена разломами, чем далее на северо-запад, в то время как амплитуды складок равны по всему профилю [Altenbernd et al., 2020]. Это может быть связано с ориентацией уже существовавших в коре сбросов, образованных в спрединговом центре. Широтные разломы в более молодой океанической коре более благоприятны к реактивации при субмеридиональном сжатии в миоцене, чем их более древние разломы ЮЗ-СВ простирания на севере. Другой причиной может быть то, что, в зависимости от контрастов скорости спрединга и поступления расплава, широтные разломы на более молодом морском дне могут быть более многочисленными и близко расположенными, чем разломы ЮЗ-СВ простирания далее на север. Т.е. позднемиоценовая внутриплитная деформация в этой ослабленной зоне могла быть более интенсивной, что обусловило более сильную трещиноватость коры в этом месте.

Именно это наблюдается в Центральной котловине Индийского океана. Ранее сообщалось о серпентинитовом диапире в обширной впадине в Центральной котловине в районе $\sim 2^{\circ}40'$ с. ш. и 81° в. д., которая образовалась в процессе известной уникальной внутриплитной деформации [Krishna et al., 2002]. Этот диапир находится восточнее нашего локального гравитационного минимума 1 примерно на той же широте в прогибе фундамента, характеризующемся гравитационным минимумом 20 мГал. Кришна и др. [Krishna et al., 2002] предположили, что этот прогиб образовался в фундаменте под действием доминировавшего здесь сильного горизонтального сжатия. Из-за избыточной мощности осадков над ним внутри фундамента создавались неравномерные нагрузочные напряжения, которые способствовали нестабильности с образованием диапировой структуры. Эти предположения основаны на известных моделях существования слоя серпентинита ниже подошвы земной коры вблизи срединно-океанического хребта, который становится частью литосферы и отодвигается как единое целое в результате спрединга. Согласно концепции двухъярусной тектоники плит полупластичный серпентинитовый слой играет важную роль для Индийской плиты в конкретной коллизионной обстановке [Лобковский, 1988].

Фактические данные ГСЗ выявили внутри нижнего слоя коры области внутриплитной деформации зоны пониженных сейсмических скоростей, сложенные низкоплотностными породами [Curray et al., 1982; Loudon, 1995]. Loudon [1995] объяснял происхождение таких областей серпентинизацией оливина в габбро. Зарегистрированные более высокие скорости вблизи основания слоя 3 океанической коры [Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin, 1998; Leger and Loudon, 1990; Neprochnov et al., 1988] свидетельствуют о существовании серпентинизированных перидотитов в качестве базального слоя в Центральной котловине [Krishna et al., 2002].

Геомагнитные исследования в Мировом океане и петромагнитные изучения океанической литосферы свидетельствуют о значительном вкладе, который вносят в аномальное магнитное поле океана глубинные источники, связанные с серпентинитовыми массивами, образующимися в результате гидратации океанской водой гипербазитов верхней мантии. Непосредственная связь аномалий магнитного поля с серпентинитовым слоем океанической коры зафиксирована в зоне внутриплитной деформации в Центральной котловине [Городницкий и др., 2017]. Магнитное моделирование предполагает, что повышенные аномалии магнитного поля в этой зоне связаны с серпентинитовым нижним слоем коры [Городницкий и Брусилловский, 1996]. Эти авторы показали так-

же, что магнитные аномалии здесь могут создавать узкие протрузии серпентинитов, с которыми связаны локальные тепловые аномалии.

Тепловой поток в зоне внутриплитной деформации в Центральной котловине Индийского океана в среднем на 30 мВт/м² выше теоретического значения 55 мВт/м², прогнозируемого для остывания океанской литосферы мелового возраста. При этом специальные исследования выявили сильную латеральную изменчивость наблюдаемого поверхностного теплового потока в диапазоне от 45 до 200 мВт/м², максимальные значения чередуются с фоновыми [Geller et al., 1983]. Эта пестрота измеренных значений свидетельствует об отсутствии единого глубинного источника дополнительного тепла [Геофизические поля и строение дна океанических котловин, 1990]. Гидротермальный конвективный вынос тепла обусловлен циркуляцией флюидов по многочисленным разломам зоны внутриплитной деформации [Williams, 1990]. Предполагали два потенциальных тектонических механизма разогрева, активированных во время деформации: превращение энергии трения в тепло вдоль глубоко укоренившихся взбросов [Geller et al., 1983; Weissel et al., 1980] или, в рамках двухъярусной тектоники плит, диссипативный разогрев вследствие проскальзывания мантийной части литосферы по ослабленному реологически серпентинитовому слою [Лобковский, 1988]. Позже Вержбицкий, Лобковский [1993] предположили, что требуемый неглубокий источник дополнительного тепла может быть связан с экзотермической серпентинизацией мантийных перидотитов. Количественная проверка подтвердила, что именно экзотермическая модель серпентинизации, а не модель диссипативного разогрева из-за трения является единственным процессом, ответственным за высокий тепловой поток в зоне внутриплитной деформации в Центральной котловине Индийского океана

Ранее по данным геомагнитных, гравиметрических и сейсмических исследований в области внутриплитных деформаций Центральной котловины Индийского океана в нижнем ярусе океанической коры был установлен слой мощностью 2–5 км со скоростями продольных волн 7,2–7,6 км/с, являющийся также зоной пониженной плотности пород, что по физическим параметрам соответствует серпентинитам [Непрочнов и др., 1990]. Выполненное гравитационное моделирование подтвердило пониженную плотностную неоднородность в нижней коре – верхней мантии для исследуемых локальных гравитационных минимумов. Снижение плотности пород может быть связано с процессом серпентинизации в результате циркуляции флюидов в разломах. Это следует также из магнитного моделирования. Основную роль играет тот факт, что гравитационный минимум совпадает с глобальной шовной зоной, разделяющей две спрединговые системы СВ-ЮЗ к северу от нее и С-Ю к югу. Последующая внутриплитная деформация также могла способствовать этому процессу.

Возможный вклад процессов серпентинизации в формирование общего структурного плана области внутриплитной деформации в Центральной котловине Индийского океана и их связь с наблюдаемыми здесь структурными особенностями и геофизическими аномалиями отмечался многими исследователями [например, Вержбицкий и Лобковский, 1993; Левченко и Вержбицкий, 2002; Chamot-Rooke et al., 1993; Delescluse and Chamot-Rooke, 2008; Krishna et al., 2002; Loudon, 1995]. Так некоторые особенности структурного рисунка участка котловины в районе разлома Индира, закартированного по результатам детального непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), нельзя объяснить простыми тектоническими механизмами. Здесь тектонические блоки с конформной деформацией осадочного чехла и фундамента соседствуют с выступами фундамента, которые могут быть серпентинитовыми протрузиями внутри покрывающих осадков [Левченко и Вержбицкий, 2002]. Увеличение эффективной намагниченности магнитоактивного слоя в районе разлома Индира связывали с серпентинизацией пород верхней мантии в активизированной зоне этого палеотрансформа [Матвеенков и Брусиловский, 1999]. Высокий тепловой поток в области внутриплитной деформации на севере Центральной котловины может быть свидетельством серпентинизации пород нижней коры – верхней мантии [Вержбицкий и Лобковский, 1993; Delescluse and Chamot-Rooke, 2008].

Сложное строение зоны внутриплитной деформации в Центральной котловине обусловлено развитием здесь многочисленных разломов, включая глубинные, которые на разрезах многоканального сейсмопрофилирования прослеживаются глубоко под фундаментом в океанической коре и под Мохо на глубину 8–15 км [Bull and Scrutton, 1990; 1992]. К глубинным разломам приурочены многие месторождения углеводородов в пределах акваторий Мирового океана. Одним из источников поступления углеводородов в этих месторождениях могла быть серпентинизация пород верхней мантии придонной морской водой и межпоровыми растворами осадков. Северная часть Центральной котловины Индийского океана является перспективной для аккумуляции углеводородов и может рассматриваться как потенциальный нефтегазоносный район. Предполагаемая здесь серпентинизация пород нижней коры – верхней мантии, сопровождаемая гидротермальной активностью, наличие мощного осадочного чехла, длительный процесс тектонической деформации последние 7–8 млн. лет создают необходимые условия для образования крупных скоплений углеводородов не только в результате глубинного преобразования осадков, но и под влиянием гидротерм. На сейсмическом разрезе здесь зарегистрирована акустическая аномалия типа «яркого пятна» (bright spot), которые обычно развиты в районах месторождений углеводородов [Левченко и др., 2011].

Таким образом, на основании проведенного анализа аномальных гравитационных и магнитных полей, а также, сопоставления полученных плотностных и магнитных моделей с результатами непрерывного сейсмического профилирования можно сделать вывод, что гравитационные минимумы обусловлены разуплотнением нижней коры в результате серпентинизации из-за миграции вниз морской воды по разломам, которые образовались при известной внутриплитной деформации.

Благодарности. Авторы выражают благодарность начальнику рейса SO258/2 И/С «Зонне» В. Гесслеру за полученные гравитационные и магнитные данные. Данная работа выполнена в рамках государственного задания: тема №0128-2021-0005 (О. В. Левченко, А. Н. Иваненко, И. А. Веклич), и в рамках проекта «Геофизические исследования и разработка новых геофизических технологий при решении фундаментальных и прикладных задач геологии, геоэкологии и геоэнергетики», номер договора 5-15-2021, номер ЦИТИС: 121042200088-6 (А. А. Булычев, Е. П. Дубинин, М. В. Коснырева, А. А. Шайхуллина)


Список литературы

- Булычев А. А., Гигод Д. А., Кривошея К. В. Построение трехмерной плотностной модели литосферы океанов по полю высот геоида // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2002. — № 2. — С. 40–47.
- Булычев А. А., Зайцев А. Н. Программа для интерактивного двухмерного подбора плотностной среды по аномальному гравитационному полю Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. No 2008611947. Выдано 18.04.2008. — 2008.
- Веклич И. А., Иваненко А. Н., Левченко О. В. Аномальное магнитное поле ΔT_a экваториальной части Индийского океана (съемка на полигонах) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. — 2020. — Т. 45, № 1. — С. 17–37. — DOI: [10.31431/1816-5524-2020-1-45-17-37](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-1-45-17-37).
- Вержбицкий Е. В., Левченко О. В. Детальная структура области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана (результаты исследований на трех полигонах) // Геотектоника. — 2002. — № 6. — С. 77–94.
- Вержбицкий Е. В., Лобковский Л. И. Аномальный геотермический режим Центральной и Аравийской котловин Индийского океана // Физика Земли. — 1993. — № 11. — С. 16–26.
- Геофизические поля и строение дна океанических котловин / под ред. Ю. П. Непрочнов. — Москва : Наука, 1990. — 220 с.
- Городницкий А. М., Брусиловский Ю. В. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры в зонах асейсмичных хребтов и внутриплитовой дислокации // Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. — Москва : ВНИРО, 1996. — С. 203–241.
- Городницкий А. М., Брусиловский Ю. В., Иваненко А. Н. и др. Гидратация океанической литосферы и магнитное поле океана // Геофизические исследования. — 2017. — Т. 18, № 4. — С. 32–49. — DOI: [10.21455/gr2017.4-3](https://doi.org/10.21455/gr2017.4-3).

- Дубинин Е. П. Трансформные разломы океанической литосферы: геодинамический анализ. — Москва : МГУ, 1987. — 179 с.
- Дубинин Е. П., Ушаков С. А. Океанический рифтогенез. — Москва : ГЕОС, 2001. — 293 с.
- Казьмин В. Г., Левченко О. В. Современные деформации индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. — Москва : Наука, 1987. — С. 159–175.
- Левченко О. В., Вержбицкий В. Е. Разноранговые структуры сжатия и сдвиги в зоне внутриплитных деформаций Индоокеанской литосферы // Океанология. — 2002. — Т. 42, № 6. — С. 902–913.
- Левченко О. В., Гесслер 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. — DOI: [10.31857/s0030-1574593513-516](https://doi.org/10.31857/s0030-1574593513-516).
- Левченко О. В., Евсюков Ю. Д., Милановский В. Е. Детальные исследования морфологии внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана // Океанология. — 1999. — Т. 39, № 1. — С. 121–132.
- Левченко О. В., Матвеевков В. В., Волокитина Л. П. Потенциальный механизм формирования залежей углеводородов в области внутриплитовой деформации индоокеанской литосферы // Океанология. — 2011. — Т. 51, № 3. — С. 461–470.
- Левченко О. В., Милановский В. Е., Попов А. А. Мощность осадочного покрова северо-восточной части Индийского океана // Океанология. — 1993. — Т. 33, № 2. — С. 269–275.
- 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. — DOI: [10.31857/S0030-1574591181-183](https://doi.org/10.31857/S0030-1574591181-183).
- Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. — Москва : Наука, 1988. — 230 с.
- Лукашевич И. П., Приставакина Е. И. Плотностная модель верхней мантии под океанами // Физика Земли. — 1984. — № 2. — С. 103–107.
- Матвеевков В. В., Брусиловский Ю. В. Тектоническая эволюция поднятия Афанасия Никитина // Доклады Академии Наук. — 1999. — Т. 364, № 2. — С. 242–244.
- Непрочнов Ю. П., Левченко О. В., Кузьмин П. Н. Комплексная геолого-геофизическая характеристика океанских котловин // Геофизические поля и строение дна океанических котловин. — Москва : Наука, 1990. — С. 191–200.
- Пальшин Н. А., Иваненко А. Н., Алексеев Д. А. Неоднородное строение магнитоактивного слоя Курильской островной дуги // Геодинамика и тектонофизика. — 2020. — Т. 11, № 3. — С. 583–594. — DOI: [10.5800/GT-2020-11-3-0492](https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0492).
- Alken P., Thébault E., Beggan C. D., *et al.* International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // Earth, Planets and Space. — 2021. — Vol. 73, no. 1. — DOI: [10.1186/s40623-020-01288-x](https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x).
- Altenbernd T., Jokat W., Geissler W. The bent prolongation of the 85°E Ridge south of 5°N – Fact or fiction? // Tectonophysics. — 2020. — Vol. 785. — P. 228457. — DOI: [10.1016/j.tecto.2020.228457](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228457).
- Bull J. M., Scrutton R. A. Fault reactivation in the central Indian Ocean and the rheology of oceanic lithosphere // Nature. — 1990. — Vol. 344, no. 6269. — P. 855–858. — DOI: [10.1038/344855a0](https://doi.org/10.1038/344855a0).
- Bull J. M., Scrutton R. A. Seismic reflection images of intraplate deformation, central Indian Ocean, and their tectonic significance // Journal of the Geological Society. — 1992. — Vol. 149, no. 6. — P. 955–966. — DOI: [10.1144/gsjgs.149.6.0955](https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.6.0955).
- Chamot-Rooke N., Jestin F., Voogd B. de. Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile // Geology. — 1993. — Vol. 21, no. 11. — P. 1043. — DOI: [10.1130/0091-7613\(1993\)021<1043:ISITCI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<1043:ISITCI>2.3.CO;2).
- Curry J. R., Emmel F. J., Moore D. G., *et al.* Structure, Tectonics, and Geological History of the Northeastern Indian Ocean // The Ocean Basins and Margins. — Springer US, 1982. — P. 399–450. — DOI: [10.1007/978-1-4615-8038-6_9](https://doi.org/10.1007/978-1-4615-8038-6_9).
- Curry J. R., Munasinghe T. Origin of the Rajmahal Traps and the 85°E Ridge: Preliminary reconstructions of the trace of the Crozet hotspot // Geology. — 1991. — Vol. 19, no. 12. — P. 1237. — DOI: [10.1130/0091-7613\(1991\)019<1237:OOTRTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<1237:OOTRTA>2.3.CO;2).
- Delescluse M., Chamot-Rooke N. Serpentinization pulse in the actively deforming Central Indian Basin // Earth and Planetary Science Letters. — 2008. — Vol. 276, no. 1/2. — P. 140–151. — DOI: [10.1016/j.epsl.2008.09.017](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.017).
- Desa M., Ramana M. V., Ramprasad T. Seafloor spreading magnetic anomalies south off Sri Lanka // Marine Geology. — 2006. — Vol. 229, no. 3/4. — P. 227–240. — DOI: [10.1016/j.margeo.2006.03.006](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.03.006).

- 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. — Vol. 382. — P. 111–121. — DOI: [10.1016/j.margeo.2016.10.002](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.002).
- Desa M. A., Ramana M. V., Ramprasad T., *et al.* Geophysical signatures over and around the northern segment of the 85°E Ridge, Mahanadi offshore, Eastern Continental Margin of India: Tectonic implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. — 2013. — Vol. 73. — P. 460–472. — DOI: [10.1016/j.jseaes.2013.05.021](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.05.021).
- Geller C. A., Weissel J. K., Anderson R. N. Heat transfer and intraplate deformation in the central Indian Ocean // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1983. — Vol. 88, B2. — P. 1018–1032. — DOI: [10.1029/jb088ib02p01018](https://doi.org/10.1029/jb088ib02p01018).
- Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin / ed. by Y. P. Neprochnov, R. D. Gopal, C. Subramaniyam, *et al.* — Bangalore : Geological society of India, 1998. — 250 p.
- Krishna K. S. Structure and evolution of the Afanasy Nikitin seamount, buried hills and 85°E Ridge in the northeastern Indian Ocean // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2003. — Vol. 209, no. 3/4. — P. 379–394. — DOI: [10.1016/S0012-821X\(03\)00081-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00081-5).
- Krishna K. S., Bull J. M., Ishizuka O., *et al.* Growth of the Afanasy Nikitin seamount and its relationship with the 85°E Ridge, northeastern Indian Ocean // *Journal of Earth System Science*. — 2014. — Vol. 123, no. 1. — P. 33–47. — DOI: [10.1007/s12040-013-0392-x](https://doi.org/10.1007/s12040-013-0392-x).
- Krishna K. S., Bull J. M., Scrutton R. A. Early (pre-8 Ma) fault activity and temporal strain accumulation in the central Indian Ocean // *Geology*. — 2009. — Vol. 37, no. 3. — P. 227–230. — DOI: [10.1130/G25265A.1](https://doi.org/10.1130/G25265A.1).
- Krishna K. S., Rao D. G., Neprochnov Y. P. Formation of diapiric structure in the deformation zone, central Indian Ocean: A model from gravity and seismic reflection data // *Journal of Earth System Science*. — 2002. — Vol. 111, no. 1. — P. 17–28. — DOI: [10.1007/BF02702219](https://doi.org/10.1007/BF02702219).
- Leger G. T., Loudon K. E. Seismic Refraction Measurements in the Central Indian Basin: Evidence for Crustal Thickening Related to Intraplate Deformation // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 116 Scientific Results*. — Ocean Drilling Program, 1990. — DOI: [10.2973/odp.proc.sr.116.156.1990](https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.116.156.1990).
- Liu, Ch.-Sh., Sandwell D. T., Curray J. R. The negative gravity field over the 85°E ridge // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1982. — Vol. 87, B9. — P. 7673–7686. — DOI: [10.1029/JB087iB09p07673](https://doi.org/10.1029/JB087iB09p07673).
- Loudon K. E. Variations in crustal structure related to intraplate deformation: evidence from seismic refraction and gravity profiles in the Central Indian Basin // *Geophysical Journal International*. — 1995. — Vol. 120, no. 2. — P. 375–392. — DOI: [10.1111/j.1365-246x.1995.tb01826.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1995.tb01826.x).
- Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). — 2017. — DOI: [10.7289/V5H70CVX](https://doi.org/10.7289/V5H70CVX).
- Müller R. D., Sdrolias M., Gaina C., *et al.* Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2008. — Vol. 9, no. 4. — DOI: [10.1029/2007gc001743](https://doi.org/10.1029/2007gc001743).
- Neprochnov Y. P., Levchenko O. V., Merklin L. R., *et al.* The structure and tectonics of the intraplate deformation area in the Indian Ocean // *Tectonophysics*. — 1988. — Vol. 156, no. 1/2. — P. 89–106. — DOI: [10.1016/0040-1951\(88\)90285-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90285-5).
- Ramana M. V., Subrahmanyam V., Chaubey A. K., *et al.* Structure and origin of the 85°E ridge // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1997. — Vol. 102, B8. — P. 17995–18012. — DOI: [10.1029/97JB00624](https://doi.org/10.1029/97JB00624).
- Sandwell D. T., Müller R. D., Smith W. H. F., *et al.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. — 2014. — Vol. 346, no. 6205. — P. 65–67. — DOI: [10.1126/science.1258213](https://doi.org/10.1126/science.1258213).
- Smith W. H. F., Sandwell D. T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // *Science*. — 1997. — Vol. 277, no. 5334. — P. 1956–1962. — DOI: [10.1126/science.277.5334.1956](https://doi.org/10.1126/science.277.5334.1956).
- Stein C. A., Cloetingh S., Wortel R. Seasat-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean // *Geophysical Research Letters*. — 1989. — Vol. 16, no. 8. — P. 823–826. — DOI: [10.1029/GL016i008p00823](https://doi.org/10.1029/GL016i008p00823).
- Straume E. O., Gaina C., Medvedev S., *et al.* GlobSed: Updated Total Sediment Thickness in the World's Oceans // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2019. — Vol. 20, no. 4. — P. 1756–1772. — DOI: [10.1029/2018GC008115](https://doi.org/10.1029/2018GC008115).
- Tiwari V. M., Diamant M., Singh S. C. Analysis of satellite gravity and bathymetry data over Ninety-East Ridge: Variation in the compensation mechanism and implication for emplacement process // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2003. — Vol. 108, B2. — DOI: [10.1029/2000JB000047](https://doi.org/10.1029/2000JB000047).
- Wasilewski P. J., Mayhew M. A. The moho as a magnetic boundary revisited // *Geophysical Research Letters*. — 1992. — Vol. 19, no. 22. — P. 2259–2262. — DOI: [10.1029/92GL01997](https://doi.org/10.1029/92GL01997).
- Weissel J. K., Anderson R. N., Geller C. A. Deformation of the Indo-Australian plate // *Nature*. — 1980. — Vol. 287, no. 5780. — P. 284–291. — DOI: [10.1038/287284a0](https://doi.org/10.1038/287284a0).
- Williams C. F. Hydrothermal Circulation and Intraplate Deformation: Constraints and Predictions from In-Situ Measurements and Mathematical Models. — Ocean Drilling Program, 1990. — DOI: [10.2973/odp.proc.sr.116.139.1990](https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.116.139.1990).

ORIGIN OF GRAVITY LOWS SOUTH OF THE 85°E RIDGE (CENTRAL BASIN OF THE INDIAN OCEAN)

A. A. Bulychev¹, E. P. Dubinin¹, A. N. Ivanenko², O. V. Levchenko²,
I. A. Veklich², M. V. Kosnyreva^{**1}, and A. A. Shaikhullina¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

****Correspondence to:** Mariya Kosnyreva, m.kosnyreva@yandex.ru

The 85°E Ridge associated by the free-air gravity low into a meridional orientation. However, there are two gravity lows south between of 4°N and 3°S the nature of which remains a subject of discussion. This article presents the results of density and magnetic modeling based on the data of the expedition SO258/2 with RV Sonne. An analysis of the modeling results with seismic data showed that the nature of gravity lows is associated with the process of serpentinization, and these lows are not a continuation of the 85°E Ridge.

Keywords: The Indian Ocean, The 85°E Ridge, density modeling, magnetic modeling.

Received: 14 September 2023

Accepted: 4 December 2024

Published: 11 July 2024

Citation: Bulychev, A. A., E. P. Dubinin, A. N. Ivanenko, O. V. Levchenko, I. A. Veklich, M. V. Kosnyreva, A. A. Shaikhullina (2024), Origin of Gravity Lows South of the 85°E Ridge (Central Basin of the Indian Ocean), *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES3002, <https://doi.org/10.2205/2024ES000884> EDN: JFADKU



© 2024. The Authors.

References

- Alken P., bault E. T., Beggan C. D., *et al.* International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // *Earth, Planets and Space*. — 2021. — Vol. 73, no. 1. — DOI: [10.1186/s40623-020-01288-x](https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x).
- Altenbernd T., Jokat W., Geissler W. The bent prolongation of the 85°E Ridge south of 5°N - Fact or fiction? // *Tectonophysics*. — 2020. — Vol. 785. — P. 228457. — DOI: [10.1016/j.tecto.2020.228457](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228457).
- Bull J. M., Scrutton R. A. Fault reactivation in the central Indian Ocean and the rheology of oceanic lithosphere // *Nature*. — 1990. — Vol. 344, no. 6269. — P. 855–858. — DOI: [10.1038/344855a0](https://doi.org/10.1038/344855a0).
- Bull J. M., Scrutton R. A. Seismic reflection images of intraplate deformation, central Indian Ocean, and their tectonic significance // *Journal of the Geological Society*. — 1992. — Vol. 149, no. 6. — P. 955–966. — DOI: [10.1144/gsjgs.149.6.0955](https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.6.0955).
- Bulychev A. A., Gilod D. A., Krivosheya K. V. Construction of a three-dimensional density model of the oceanic lithosphere using the geoid height field // *Moscow University Bulletin. Series 4. Geology*. — 2002. — No. 2. — P. 40–47.
- Bulychev A. A., Zaitsev A. N. Program for interactive two-dimensional selection of a density medium based on an anomalous gravitational field Certificate of state registration of a computer program. No. 2008611947. Issued 04/18/2008. — 2008.
- Chamot-Rooke N., Jestin F., Voogd B. de. Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile // *Geology*. — 1993. — Vol. 21, no. 11. — P. 1043. — DOI: [10.1130/0091-7613\(1993\)021<1043:ISITCI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<1043:ISITCI>2.3.CO;2).
- Curry J. R., Emmel F. J., Moore D. G., *et al.* Structure, Tectonics, and Geological History of the Northeastern Indian Ocean // *The Ocean Basins and Margins*. — Springer US, 1982. — P. 399–450. — DOI: [10.1007/978-1-4615-8038-6_9](https://doi.org/10.1007/978-1-4615-8038-6_9).

- Curry J. R., Munasinghe T. Origin of the Rajmahal Traps and the 85°E Ridge: Preliminary reconstructions of the trace of the Crozet hotspot // *Geology*. — 1991. — Vol. 19, no. 12. — P. 1237. — DOI: [10.1130/0091-7613\(1991\)019<1237:OOTRTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<1237:OOTRTA>2.3.CO;2).
- Delescluse M., Chamot-Rooke N. Serpentinization pulse in the actively deforming Central Indian Basin // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2008. — Vol. 276, no. 1/2. — P. 140–151. — DOI: [10.1016/j.epsl.2008.09.017](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.017).
- Desa M., Ramana M. V., Ramprasad T. Seafloor spreading magnetic anomalies south off Sri Lanka // *Marine Geology*. — 2006. — Vol. 229, no. 3/4. — P. 227–240. — DOI: [10.1016/j.margeo.2006.03.006](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.03.006).
- 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. — Vol. 382. — P. 111–121. — DOI: [10.1016/j.margeo.2016.10.002](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.002).
- Desa M. A., Ramana M. V., Ramprasad T., *et al.* Geophysical signatures over and around the northern segment of the 85°E Ridge, Mahanadi offshore, Eastern Continental Margin of India: Tectonic implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. — 2013. — Vol. 73. — P. 460–472. — DOI: [10.1016/j.jseaes.2013.05.021](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.05.021).
- Dubinina E. P. Transform faults of the oceanic lithosphere: geodynamic analysis. — Moscow : MSU, 1987. — P. 179.
- Dubinina E. P., Ushakov S. A. Oceanic rifting. — Moscow : GEOS, 2001. — P. 293.
- Geller C. A., Weissel J. K., Anderson R. N. Heat transfer and intraplate deformation in the central Indian Ocean // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1983. — Vol. 88, B2. — P. 1018–1032. — DOI: [10.1029/jb088ib02p01018](https://doi.org/10.1029/jb088ib02p01018).
- Geophysical fields and structure of the bottom of oceanic basins / ed. by Y. P. Neprochnov. — Moscow : Nauka, 1990. — P. 220.
- Gorodnitskiy A. M., Brusilovskiy Y. V., Ivanenko A. N., *et al.* Hydration of the oceanic lithosphere and the ocean magnetic field // *Geophysical research*. — 2017. — Vol. 18, no. 4. — P. 32–49. — DOI: [10.21455/gr2017.4-3](https://doi.org/10.21455/gr2017.4-3).
- Gorodnitskiy A. M., Brusilovsky Y. V. The nature of magnetic anomalies and the structure of the oceanic crust in zones of aseismic ridges and intraplate dislocation // *The nature of magnetic anomalies and the structure of the oceanic crust*. — Moscow : VNIRO, 1996. — P. 203–241.
- Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin / ed. by Y. P. Neprochnov, R. D. Gopal, C. Subramaniam, *et al.* — Bangalore : Geological society of India, 1998. — P. 250.
- Kazmin V. G., Levchenko O. V. Modern deformations of the Indian Ocean lithosphere // *Modern tectonic activity of the Earth and seismicity*. — Moscow : Nauka, 1987. — P. 159–175.
- Krishna K. S. Structure and evolution of the Afanasy Nikitin seamount, buried hills and 85°E Ridge in the northeastern Indian Ocean // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2003. — Vol. 209, no. 3/4. — P. 379–394. — DOI: [10.1016/S0012-821X\(03\)00081-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00081-5).
- Krishna K. S., Bull J. M., Ishizuka O., *et al.* Growth of the Afanasy Nikitin seamount and its relationship with the 85°E Ridge, northeastern Indian Ocean // *Journal of Earth System Science*. — 2014. — Vol. 123, no. 1. — P. 33–47. — DOI: [10.1007/s12040-013-0392-x](https://doi.org/10.1007/s12040-013-0392-x).
- Krishna K. S., Bull J. M., Scrutton R. A. Early (pre-8 Ma) fault activity and temporal strain accumulation in the central Indian Ocean // *Geology*. — 2009. — Vol. 37, no. 3. — P. 227–230. — DOI: [10.1130/G25265A.1](https://doi.org/10.1130/G25265A.1).
- Krishna K. S., Rao D. G., Neprochnov Y. P. Formation of diapiric structure in the deformation zone, central Indian Ocean: A model from gravity and seismic reflection data // *Journal of Earth System Science*. — 2002. — Vol. 111, no. 1. — P. 17–28. — DOI: [10.1007/BF02702219](https://doi.org/10.1007/BF02702219).
- Leger G. T., Loudon K. E. Seismic Refraction Measurements in the Central Indian Basin: Evidence for Crustal Thickening Related to Intraplate Deformation // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 116 Scientific Results*. — Ocean Drilling Program, 1990. — DOI: [10.2973/odp.proc.sr.116.156.1990](https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.116.156.1990).
- Levchenko O. V., Evsyukov Y. D., Milanovskiy V. E. Detailed studies of the morphology of intraplate deformations in the Central Indian Ocean Basin // *Oceanology*. — 1999. — Vol. 39, no. 1. — P. 121–132.
- Levchenko O. V., Geissler W. H. Geophysical Investigations in the Eastern Indian Ocean in Cruise SO258/2 of the RV Sonne (Germany) // *Oceanology*. — 2019. — Vol. 59, no. 3. — P. 467–469. — DOI: [10.1134/S0001437019030123](https://doi.org/10.1134/S0001437019030123).
- Levchenko O. V., Matveenkova V. V., Volokitina L. P. A probable mechanism of the formation of hydrocarbon deposits in the intraplate deformation area of the Indian Ocean's lithosphere // *Oceanology*. — 2011. — Vol. 51, no. 3. — P. 434–442. — DOI: [10.1134/S0001437011030131](https://doi.org/10.1134/S0001437011030131).
- Levchenko O. V., Milanovskiy V. E., Popov A. A. Sediment thickness of the northeastern Indian Ocean // *Oceanology*. — 1993. — Vol. 33, no. 2. — P. 269–275.
- Levchenko O. V., Shapovalov S. M. Return of Russian Oceanographers to the Indian Ocean: Multidisciplinary Study during the 42nd Cruise of the Research Vessel Akademik Boris Petrov // *Oceanology*. — 2019. — Vol. 59, no. 1. — P. 164–166. — DOI: [10.1134/s0001437019010090](https://doi.org/10.1134/s0001437019010090).

- Levchenko O. V., Verzhbitskii V. E. Compression Structures of Different Sale and Strike Slip Faults within Intraplate Deformation Zone in the Indian Ocean Lithosphere // *Oceanology*. — 2002. — Vol. 42, no. 6. — P. 902–913.
- Liu C., Sandwell D. T., Curray J. R. The negative gravity field over the 85°E ridge // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1982. — Vol. 87, B9. — P. 7673–7686. — DOI: [10.1029/JB087iB09p07673](https://doi.org/10.1029/JB087iB09p07673).
- Lobkovskiy L. I. Geodynamics of spreading zones, subduction zones and two-tier plate tectonics. — Moscow : Nauka, 1988. — P. 230.
- Louden K. E. Variations in crustal structure related to intraplate deformation: evidence from seismic refraction and gravity profiles in the Central Indian Basin // *Geophysical Journal International*. — 1995. — Vol. 120, no. 2. — P. 375–392. — DOI: [10.1111/j.1365-246x.1995.tb01826.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1995.tb01826.x).
- Lukashevich I. P., Pristavakina E. I. Density model of the upper mantle beneath the oceans // *Physics of the Solid Earth*. — 1984. — No. 2. — P. 103–107.
- Matveenkov V. V., Brusilovskiy Y. V. Tectonic evolution of the Afanasy Nikitin uplift // *Doklady Akademii Nauk*. — 1999. — Vol. 364, no. 2. — P. 242–244.
- Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). — 2017. — DOI: [10.7289/V5H70CVX](https://doi.org/10.7289/V5H70CVX).
- Müller R. D., Sdrolias M., Gaina C., *et al.* Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2008. — Vol. 9, no. 4. — DOI: [10.1029/2007gc001743](https://doi.org/10.1029/2007gc001743).
- Neprochnov Y. P., Levchenko O. V., Kuzmin P. N. Comprehensive geological and geophysical characteristics of ocean basins // *Geophysical fields and structure of the bottom of oceanic basins*. — Moscow : Nauka, 1990. — P. 191–200.
- Neprochnov Y. P., Levchenko O. V., Merklin L. R., *et al.* The structure and tectonics of the intraplate deformation area in the Indian Ocean // *Tectonophysics*. — 1988. — Vol. 156, no. 1/2. — P. 89–106. — DOI: [10.1016/0040-1951\(88\)90285-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90285-5).
- Palshin N. A., Ivanenko A. N., Alekseev D. A. Inhomogeneous structure of magnetic layer of the Kuril Island Arc // *Geodynamics & Tectonophysics*. — 2020. — Vol. 11, no. 3. — P. 583–594. — DOI: [10.5800/GT-2020-11-3-0492](https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0492).
- Ramana M. V., Subrahmanyam V., Chaubey A. K., *et al.* Structure and origin of the 85°E ridge // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1997. — Vol. 102, B8. — P. 17995–18012. — DOI: [10.1029/97JB00624](https://doi.org/10.1029/97JB00624).
- Sandwell D. T., Müller R. D., Smith W. H. F., *et al.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. — 2014. — Vol. 346, no. 6205. — P. 65–67. — DOI: [10.1126/science.1258213](https://doi.org/10.1126/science.1258213).
- Smith W. H. F., Sandwell D. T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // *Science*. — 1997. — Vol. 277, no. 5334. — P. 1956–1962. — DOI: [10.1126/science.277.5334.1956](https://doi.org/10.1126/science.277.5334.1956).
- Stein C. A., Cloetingh S., Wortel R. Seasat-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean // *Geophysical Research Letters*. — 1989. — Vol. 16, no. 8. — P. 823–826. — DOI: [10.1029/GL016i008p00823](https://doi.org/10.1029/GL016i008p00823).
- Straume E. O., Gaina C., Medvedev S., *et al.* GlobSed: Updated Total Sediment Thickness in the World's Oceans // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2019. — Vol. 20, no. 4. — P. 1756–1772. — DOI: [10.1029/2018GC008115](https://doi.org/10.1029/2018GC008115).
- Tiwari V. M., Diament M., Singh S. C. Analysis of satellite gravity and bathymetry data over Ninety-East Ridge: Variation in the compensation mechanism and implication for emplacement process // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2003. — Vol. 108, B2. — DOI: [10.1029/2000JB000047](https://doi.org/10.1029/2000JB000047).
- Veklich I. A., Ivanenko A. N., Levchenko O. V. Anomalous magnetic field ΔT_a in the equatorial Indian Ocean (survey at polygons) // *Bulletin of Kamchatka Regional Association «Educational-Scientific Center». Earth Sciences*. — 2020. — Vol. 45, no. 1. — P. 17–37. — DOI: [10.31431/1816-5524-2020-1-45-17-37](https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-1-45-17-37).
- Verzhbitskii E. V., Levchenko O. V. Detailed structure of intraplate deformations zone in the Central Indian Ocean Basin (as deduced from three continuous profiling sites) // *Geotectonics*. — 2002. — No. 6. — P. 77–94.
- Verzhbitskii E. V., Lobkovskiy L. I. Anomalous geothermal regime of the Central and Arabian basins of the Indian Ocean // *Physics of the Solid Earth*. — 1993. — No. 11. — P. 16–26.
- Wasilewski P. J., Mayhew M. A. The moho as a magnetic boundary revisited // *Geophysical Research Letters*. — 1992. — Vol. 19, no. 22. — P. 2259–2262. — DOI: [10.1029/92GL01997](https://doi.org/10.1029/92GL01997).
- Weissel J. K., Anderson R. N., Geller C. A. Deformation of the Indo-Australian plate // *Nature*. — 1980. — Vol. 287, no. 5780. — P. 284–291. — DOI: [10.1038/287284a0](https://doi.org/10.1038/287284a0).
- Williams C. F. Hydrothermal Circulation and Intraplate Deformation: Constraints and Predictions from In-Situ Measurements and Mathematical Models. — Ocean Drilling Program, 1990. — DOI: [10.2973/odp.proc.sr.116.139.1990](https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.116.139.1990).