УДК 550.831,838; 551.241

DOI: 10.31431/1816-5524-2020-4-48-36-48

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧАГОС-ЛАККАДИВСКОГО ХРЕБТА (ПЛОТНОСТНОЕ И ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

©2020 А.А. Шайхуллина¹, Е.П. Дубинин², А.А. Булычев¹, М.С. Барановский³, А.Л. Грохольский²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия, 119991; anzhela.shaikhullina@gmail.com ²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия, 119991; edubinin08@rambler.ru ³ООО «PH-Эксплорейшн», Москва, Россия, 121151; maxim_baranovski@mail.ru

Чагос-Лаккадивский хребет представляет собой линейно-вытянутую структуру, примыкающую к пассивной окраине западной Индии. Хребет состоит из трех сегментов: северного — Лаккадивский хребет, центрального — Мальдивский хребет и южного — банка (архипелаг) Чагос. Хребты разделены депрессиями и имеют различную выраженность в морфологии и аномальном гравитационном поле. Моделирование плотностной структуры тектоносферы Чагос-Лаккадивского хребта показало, что Лаккадивский и Мальдивский сегменты, по всей видимости, представляют собой погруженные блоки утоненной континентальной коры, частично отделенные от континентальной окраины Индии рифтогенным бассейном. Наряду с предположением, что банка Чагос может содержать фрагменты континентальной коры, главным фактором в ее формировании видимо является активная магматическая деятельность горячей точки Реюньон, приводящая к увеличению толщины коры за счет андерплейтинга. Физическое моделирование показало, что формирование такой линейной структуры возможно при наличии термических (горячая точка) и структурных (разломы и трещины) неоднородностей в модельной континентальной литосфере, что в пределах континентальной окраины приводило к перескоку (jumping) оси спрединга в сторону молодой окраины и частичному отделению от нее узких линейно-вытянутых микроблоков (хребтов).

Ключевые слова: Чагос-Лаккадивский хребет, тектоносфера, плотностное и физическое моделирование.

ВВЕДЕНИЕ

Чагос-Лаккадивский хребет представляет собой гигантскую линейную структуру протягивающуюся на расстояние ~3000 км от 15° с.ш. до 10° ю.ш. и расположенную в Индийском океане между полуостровом Индостан и Центральным Индийским хребтом (рис. 1). Хребет имеет меридиональное простирание, его ширина в основании составляет ~360 км. Он имеет асимметричное строение, обладает характерной блоковой морфологией и разбит рядом поперечных разломов. Хребет состоит из трех сегментов, которые хорошо проявляются в морфологии и аномальном гравитационном поле: северный сегмент включает Лаккадивский хребет, центральный сегмент — Мальдивский хребет и южный сегмент — банку Чагос. Все три сегмента разделены депрессиями в рельефе дна и пониженными гравитационными аномалиями в свободном воздухе.

Погруженная северная часть Чагос-Лаккадивского хребта отделена от западной окраины Индии рифтогенным прогибом, заполненным толщей кайнозойских осадков мощностью до 6 км. (Хаин, 2001). С востока хребет ограничен относительно молодой корой и литосферой, сформированной на спрединговом хребте Карлсберг.

К югу хребет простирается в пределы океанической литосферы Индийского океана, переходя в систему Мальдивских островов и архипелаг Чагос (рис. 1), расположенных, по всей видимости, на вулканическом цоколе. Вдоль подножия



Рис. 1. Карты рельефа дна Чагос-Лаккадивского хребта (*a*) (Weatherall et al., 2015) и аномалий в свободном воздухе (*б*) (Sandwell et al., 2014) и местоположение профилей плотностного моделирования. Здесь и на рис. 2 и 3: І — Лаккадивский хребет; ІІ — Мальдивский хребет; ІІІ — банка Чагос. Точки — скважины международных проектов глубоководного бурения ODP.

Fig. 1. Seafloor topography map of the Chagos-Laccadive Ridge (*a*) (Weatherall et al., 2015) and gravity anomalies in free-air reduction (δ) (Sandwell et al., 2014) and the location of structural-density modeling profiles. Here and in Fig. 2 and 3: I — Laccadive ridge; II — Maldive ridge; III — Chagos Bank. Points — positions of ODP drill sites.

восточного склона хребта со стороны Центральной Индийской котловины протягивается желоб с глубинами 4500–5000 м. Здесь хребет разделяет Центральную Индийскую и Аравийскую котловины (рис. 1*a*).

По поводу происхождения хребта до сих пор нет однозначного мнения. Наиболее популярна точка зрения, что он является результатом деятельности горячей точки и сложен преимущественно вулканогенными породами. Действительно, важную роль в формировании хребта сыграла горячая точка Реюньон (Bhattacharya, Yatheesh, 2015), ответственная за образование крупной трапповой провинции Декан в период разделения Индии, Мадагаскара и Сейшельского микроконтинента около 66 млн. лет. Последующий вулканизм на Индийской и Африканской плитах привел к образованию Лаккадивского и Мальдивского хребтов, банки Чагос и частей Маскаренского плато, Маврикий и Родригез (Dietz, Holden, 1970; Morgan 1972). Результаты геохимических исследований также позволяют предположить, что вдоль трассы продвижения горячей точки Реюньон, состав базальтов изменялся вследствие ее взаимодействия с сегментами спредингового хребта (Fisk et al., 1989).

С другой стороны, существует точка зрения, что Чагос-Лаккадивский хребет (по крайней мере, его северная часть) сложен континентальной корой и представляет собой частично отторженный от Индии погруженный континентальный блок (Bhattacharya, Yatheesh, 2015). С востока хребет имеет сложную блоковую структуру фундамента с системой грабенов, полуграбенов и одиночных сбросов, которые четко группируются в рифтовую систему Каннаноре (Chaubey et al., 2002).

На основании сейсмических данных Б. Наини и М. Тальвани (Naini, Talwani, 1983) также предположили континентальное строение коры для Лаккадивского хребта. Кроме того, по данным сейсморазведки идентифицировано несколько деформированных блоков, которые интерпретируются как линейные континентальные структуры, связанные с Лаккадивским сегментом Чагос-Лаккадивского хребта (Murty et al., 1999). По данным сейсморазведки, выполненной методом преломленных волн, к югу от Лаккадивского хребта выделена вулканическая толща мощностью 5 км над слоем консолидированной земной коры, мощность которой составляла 10 км, а скорость распространения волн в ней -6.84 км/с (Francis, Shor, 1966). Континентальная природа Лаккадивского хребта в дальнейшем подтвердилась идентификацией отражающих границ на сейсмических профилях на его западном склоне (Ajay et al., 2010).

Мальдивский сегмент Чагос-Лаккадивского хребта, по исследованиям З. Аврахама и И. Бунса (Avraham, Bunce, 1977), также является микроконтинентом, который вероятно откололся от Индии до палеоцена, а банка Чагос сформировалась за счет излияния базальтов. Т. Торсвик с соавторами (Torsvik et al., 2013) высказали мнение, что Чагос-Лаккадивский хребет, а также континентальные фрагменты южной части Маскаренского плато являются частями микроконтинента «Маврикий», который был утонен в процессе рифтогенеза и фрагментирован в меловое — кайнозойское время. П. Куннуммал с соавторами (Kunnummal et al., 2017) выявили постепенное уменьшение мощности земной коры от 27 км у Мальдивского хребта до 9 км у банки Чагос и предположили, что природа коры может быть либо континентальной, либо океанической с андерплейтингом габброидного материала. Исследования скорости продольных волн выявили наращивание нижней коры за счет андерплейтинга различной мощности под Чагос-Лаккадивским хребтом вследствие действия горячей точки Реюньон (Gupta et al., 2010; Fontaine et al., 2015). По результатам анализа передаточных функций данных гравитационного поля и батиметрии, Лаккадивский хребет подстилается утоненной континентальной корой, Мальдивский хребет и банка Чагос, вероятно, были сформированы горячей точкой Реюньон на флангах Центрального Индийского хребта (Sreejith et al., 2019).

К северо-западу от Лаккадивского хребта располагается хребет Лакшми, представляющий собой вытянутую в северо-западном направлении структуру шириной до 200 км, а длиной около 400 км и глубиной ниже уровня моря 2.5–3 км (рис. 1) (Шрейдер, 2001). С северовостока хребет Лакшми примыкает к бассейну Лакшми, а с юго-запада к Аравийской котловине.

Континентальную природу коры хребта Лакшми предположили многие авторы. Б. Наини и М. Тальвани (Naini, Talwani, 1983) на основании сейсмических исследований методом преломленных волн. А. Тодал и О. Элдхольм (Todal, Eldholm, 1998) высказали мнение, что эта структура, включает в себя как континентальную, так и океаническую кору, при этом основание хребта состоит из разрушенных континентальных блоков. По магнитным аномалиям установлено, что хребет Лакшми является фрагментом континентальной коры, отделенным от Сейшельских островов во время спрединга вдоль хребта Карлсберг (Шрейдер, 2001). А. Мизра с соавторами (Misra et al., 2015) идентифицировали несколько геологических и геофизических признаков над хребтом Лакшми, которые, по их мнению, предполагают океаническое строение хребта. Однако они признали, что дискуссия о природе коры хребта Лакшми еще остается открытой. По мнению Г. Бхатачарайя и В.Йатиша (Bhattacharya, Yatheesh, 2015) хребет Лакшми является микроконтинентом.

Целью настоящей работы является выявление на основании плотностного моделирования глубинного строения коры Чагос-Лаккадивского хребта, а на основе физического моделирования — условий его формирования.

ПЛОТНОСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Плотностное моделирование позволило нам существенно уточнить глубинное строение коры и тектоносферы Чагос-Лаккадивского хребта.

На начальном этапе с целью районирования и выделения разных слоев аномалообразующих объектов, а также определения линий профилей для плотностного моделирования были рассчитаны следующие трансформанты гравитационного поля:

 – низкочастотная компонента — пересчет поля аномалий силы тяжести в редукции Буге на высоту 200 км;

– среднечастотная компонента — поле разностных аномалий, полученная путем пересчета аномалий силы тяжести в редукции Буге на высоты 75 и 150 км.

На карте аномалий силы тяжести в редукции Буге Чагос-Лаккадивский хребет представлен областями с пониженными значениями поля, относительно прилегающих котловин и повышенными по отношению к континентальной Индии. Однако по интенсивности они различны (рис. 2*a*).





Рис. 2. Карты аномалий Буге Чагос-Лаккадивского хребта (*a*) и поля ∆Та (*б*) (Maus et al., 2009) и местоположение профилей плотностного моделирования.

Fig. 2. Maps of Bouguer anomalies of the Chagos-Laccadive Ridge (*a*) and the Δ Ta field (δ) (Maus et al., 2009) and the location of the structural-density modeling profiles.

На карте аномалий магнитного поля Δ Та все сегменты Чагос-Лаккадивского хребта представлены хаотичным распределением разнознаковых аномалий, а в прилегающих котловинах наблюдаются разновозрастные линейные аномалии разной интенсивности (рис. 26). Отметим, что в Лаккадивском бассейне, который является переходной структурой между Лаккадивско-Мальдивским сегментом и Индией не наблюдаются линейные магнитные аномалии, что может указывать на континентальную природу коры этого бассейна.

В поле низкочастотной компоненты аномалий силы тяжести в редукции Буге, Лаккадивский и Мальдивский сегменты расположены в области минимума, ответвляющегося от Индии (рис. 3*a*). Банка Чагос характеризуется также областью пониженных значений, относительно прилегающих котловин, значения на которых повышены. Банка Чагос отделена от Мальдивского хребта седловиной, ось которой проходит по параллели около 3° ю.ш. Эта седловина также отмечается в работе (Sreejith et al., 2019) на карте остаточных мантийных аномалий Буге, которые были рассчитаны путем вычитания из аномалий в свободном воздухе влияния рельефа дна, осадков и границы раздела кора-мантия, предполагая, что кора в среднем имеет мощность 6 км.

В поле среднечастотной компоненты Чагос-Лаккадивский хребет характеризуется пониженными значениями гравитационного поля относительно прилегающих бассейнов (рис. 36). Сегменты также различны по интенсивности аномалий. По мере продвижения к югу значения аномалий поля силы тяжести уменьшаются.

Для выяснения глубинного строения хребта было проведено плотностное моделирование по 6 профилям (рис. 1). Расчеты выполнялись по авторской программе интерактивного двухмерного плотностного подбора TG-2 (Булычев, 2008). В данной статье представлены результаты моделирования по четырем профилям, показы-



ШАЙХУЛЛИНА и др.

Рис. 3. Компоненты аномалий Буге и местоположение профилей плотностного моделирования. Низкочастотная компонента (*a*), среднечастотная компонента (*б*).

Fig. 3. Bouguer anomalies components and location of structural-density modeling profiles: Low-frequency component (α), mid-frequency component (δ).

вающим основные особенности и различия в строении сегментов Чагос-Лаккадивского хребта (таблица, рис. 4).

Модели включают в себя пять основных слоев. Первый слой — водный, подошва которого определяется рельефом дна (плотность 1.03 г/см³). Второй слой — осадочный, его мощность определена по данным (Whittaker et al., 2013) (средняя плотность 2 г/см³). Третий слой — слой коры, подошва которой определяется границей Мохо (переменная плотность от 2.60 до 2.80 г/см³). Четвертый слой — слой подкоровой литосферной мантии (плотность 3.31–3.33 г/см³) с подошвой, глубина которой рассчитана по аналитической зависимости «возраст дна — мощность литосферы» (Muller et al., 2008). Пятый слой — астеносфера (плотность 3.30 г/см³). Стоит отметить, что корадля Чагос-Лаккадивского хребта состоит из трех слоев, которые представляют собой эффузивный базальтовый слой, верхнюю и нижнюю кору. При этом в прилегающих к хребту бассейнах эффузивный базальтовый слой отсутствует, и кора состоит из двух слоев — верхней и нижней коры.

По результатам моделирования мощность коры на всем протяжении Чагос-Лаккадивского хребта варьирует в пределах 20-30 км (табл. 1). Мощность литосферы уменьшается к югу от 95 км под Лаккадивским хребтом до 60 км под банкой Чагос, что связано с приближением к Центральному Индийскому хребту. Все сегменты хребта перекрыты слоем базальтов с плотностью 2.60–2.65 г/см³, мощность которых наибольшая на банке Чагос (~6 км), в то время как на Мальдивском и Лаккадивском блоках она составляет ~5 км. Под слоем базальтов находится слой верхней коры, мощность которого для всех блоков варьируется в пределах от 8 до 15 км, плотность для Лаккадивского и Мальдивского блоков в среднем составляет ~2.71 г/см³, что может подтверждать одинаковую природу этих блоков (рис. 4), а для банки Чагос плотности

	Лакка	Чагос-Ј дивский	Таккади Маль	ивский хре дивский	бет Банка Чагос		Лаккадив- ский бассейн		Седловина между Мальдивским хребтом и		Аравийская котловина		Центральная Индийская котловина	
Mouluocti	пребет		хребет						банкой Чагос					
коры, км	25		30		21		14		21		10		5-14	
Мощность литосферы, км	90-95		80-90		60		-70		80		45-55		70	
	КМ	г/см ³	KM	г/см ³	КМ	г/см ³	КМ	г/см ³	КМ	г/см ³	КМ	г/см ³	КМ	г/см ³
Базальтовый слой	5	2.65	5	2.6-2.63	6	2.6	-	-	2	2.6	-	-	-	-
Верхняя кора	10	2.66-2.76	10-15	2.65-2.78	8	2.7-2.77	7	2.66-2.7	10	2.68-2.73	5	2.68-2.75	2-7	2.64-2.85
Слой габбро	10	2.85	10	2.85	7	3	7	2.85	9	2.85	5	2.9	2-7	2.87-3

Параметры разреза по результатам плотностного моделирования The parameters of the cut according to the results of density modelling

выше ~2.74 г/см³ (рис. 4, пр. 6). Мощность слоя нижней коры, варьируется от 7 до 10 км, при этом наименьшая мощность наблюдается на банке Чагос. Плотности для банки Чагос равны 3.00 г/см³, а для Лаккадивского и Мальдивского сегментов — 2.85 г/см³.

Лаккадивский бассейн, который является переходной зоной между Лаккадивским хребтом и Индией, характеризуется небольшой мощностью коры (~14 км) и литосферы (~65 км) по сравнению с прилегающими структурами (рис. 4). В строении коры бассейна отсутствует базальтовый слой, а плотности в верхней и нижней коре схожи с плотностями на Лаккадивском хребте, что может указывать на сходную природу коры для этих структур. Стоит отметить, что диапазон распределения плотностей в верхней и нижней коре для Лаккадивского и Мальдивского хребтов, а также Лаккадивского бассейна и Индии одинаковый, что может подтверждать континентальную природу коры для этих сегментов. Плотности в верхней и нижней коре банки Чагос, завышены по сравнению с другими сегментами Чагос-Лаккадивского хребта, что может указывать на океаническую природу коры для данного блока.

Кора седловины между Мальдивским хребтом и банкой Чагос (рис. 4, пр. 5), также включает в себя три слоя с суммарной мощностью 21 км. Первый (базальтовый) слой имеет небольшую мощность — около 2 км с плотностью 2.60 г/см³. Плотность в верхней коре в среднем составляет 2.71 г/см³ (равна средней плотности верхней коры на Мальдивском хребте), а мощность ~10 км. Мощность нижней коры достигает 9 км, а плотность также равна плотности на Мальдивском хребте — 2.85 г/см³. На основании этих результатов можно сделать вывод о том, что северная часть седловины, которая близка к Мальдивскому хребту имеет континентальное строение, перекрытое базальтовыми потоками. Далее в районе параллели 3° ю.ш. (рис. 3*a*) кора переходит в океанический тип банки Чагос. С запада хребет граничит с Аравийской котловиной (рис. 4), мощность коры которой достигает 10 км и состоит из двух слоев, с мощностями по 5 км (плотность в верхней коре: 2.68–2.75 г/см³, а в нижней — 2.90 г/см³). С востока к хребту примыкает Центральная Индийская котловина, возраст которой больше, по сравнению с Аравийской, соответственно мощность коры в бассейне больше. Кора котловины состоит из двух слоев, мощность которых составляет по 7 км. Плотности в верхней коре варьируются пределах 2.64–2.85 г/см³, а в нижней 2.87–3 г/см³.

Стоит отметить, что полученные модели хорошо согласуются с моделями, представленными в работе (Sreejith et al., 2019), которые были построены на основе результатов расчета эффективной упругой толщины литосферы (Te), а также данных сейсморазведки.

Таким образом, плотностное моделирование свидетельствует о гетерогенном строении коры линейной структуры Чагос-Лаккадивского хребта, включающей как фрагменты утоненной континентальной коры (сегменты Лаккадивский и Мальдивский), подвергнутые воздействию плюмового магматизма горячей точки Реюньон, так и сегменты (банка Чагос), на которых плюмовый магматизм привел к значительному утолщению коры за счет андерплейтинга.

Чтобы понять геодинамические условия, при которых возможно частичное отделение линейно вытянутой полосы континентальной коры от материка было проведено физическое моделирование.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

На основании физического моделирования нами рассмотрена возможность отделения от

ШАЙХУЛЛИНА и др.



Рис. 4. Результаты плотностного моделирования по профилям 1, 3, 5 и 6: 1 — гравитационные аномалии в свободном воздухе; 2 — рассчитанное поле от модели; 3 — аномалии силы тяжести в редукции Буге. Место-положение профилей представлено на рис. 1–3.

Fig. 4. Structural-density models for profiles 1, 3, 5 and 6: 1 -gravity anomalies in free air reduction; 2 -calculated field from the model; 3 -gravity anomalies in Bouguer reduction. The location of the profiles is shown in Fig. 1–3.

материка узкого фрагмента континентальной коры Лаккадивского хребта в условиях действия горячей точки Реюньон.

Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия и методиками, описанными в работах (Дубинин и др., 2018; Grokholskii, Dubinin, 2006; Shemenda, Grokholsky, 1991, 1994). Моделирование проводилось на экспериментальной установке, которая представляет собой текстолитовую ванну (40×30×10 см) с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода. Обогреватели, расположенные внутри установки обеспечивают равномерное температурное поле модельного вещества. Электромеханический привод позволяет варьировать скорости деформации модельной плиты, а также изменять направление растяжения, создавая обстановки ортогонального или косого растяжения. Изменение длительности охлаждения обеспечивает различное соотношение толщины хрупко-пластичного слоя литосферы (Grokholskii, Dubinin, 2006).

Модельное вещество представляет собой смесь твердых (парафиновый ряд) и жидких (минеральные масла) углеводородов, чьи физические характеристики удовлетворяют основному критерию подобия, выполняемому при моделировании (Шеменда, 1983).

В проведенных экспериментах подобие модели и оригинала определялось критерием:

 $\tau s / \rho g H = const,$

где: тs — предел текучести на сдвиг, р — плотность слоя, Н — толщина слоя, g — ускорение свободного падения (Шеменда, 1983).

Используемая методика позволяет создавать двухслойную модель литосферы, состоящую из верхнего хрупкого и нижнего пластичного слоев, которые в вещественном составе являются идентичными друг другу. Модельная литосфера в структурном отношении является однородным слоем. Метод позволяет варьировать значениями толщины верхнего хрупкого слоя модели и создавать участки, имитирующие утоненную литосферу.

Подготовка и проведение экспериментов осуществлялись следующим образом. Сначала однородное модельное вещество с помощью нагревателей разогревалось до необходимой температуры (~ 43°C) и, перемешиваясь, доводилось до однородного жидкого состояния (рис. 5*a*). Затем поверхность модельного вещества охлаждалась сверху с помощью вентилятора

при поддержании определенного термического режима внутри установки (рис. 56). Затвердевшее до необходимой толщины модельное вещество имитировало литосферу, которая припаивалась к поршню и противоположной стенке экспериментальной ванны. В ней, в некоторых экспериментальных сериях, механическим путем задавались различные типы неоднородностей (разрезы рифтовые трещины, ослабленные зоны с более тонкой литосферой в рифтовой зоне, или структурные неоднородности с более прочной, толстой литосферой различной конфигурации и т.д.?) (рис. 5*в*) (Grokholskii, Dubinin, 2006). После того как толщины модельной плиты и отдельных ее фрагментов достигнут необходимых значений начинается горизонтальное растяжение модели и наращивание новой океанической модельной коры (рис. 5*г*).

В процессе растяжения, вдоль рифтовой трещины устанавливался процесс спрединга с образованием новообразованной океанической коры (Маскаренская котловина) (рис 5*д*). Механизм такого процесса описан в работе (Shemenda, Grocholsky, 1994).

Задачей экспериментов было выявление условий, при которых происходит формирование и частичное отделение микроблока с континентальной литосферой, и установление основных



Рис. 5. Последовательность подготовки литосферы осевой зоны спрединга в экспериментальной модели: 1 — расплав модельного вещества; 2 — затвердевшее вещество модельной литосферы; 3 — локальный источник нагрева («горячая точка»); 4 — направление растяжения; 5 — апвеллинг модельной астеносферы в рифтовой зоне.

Fig. 5. The sequence of preparation of the lithosphere of the axial spreading zone in the experimental model: 1 - model substance melt; 2 - solidified model lithosphere substance; 3 - local heating source («hot spot»); 4 - extension direction; 5 - upwelling of the model asthenosphere in the rift zone.

факторов, определяющих форму и размер блока. Поэтому важным элементом исследований являлось установление первоначальной геометрии формирующихся при расколе континента рифтовых трещин с учетом структурно-вещественных и термических неоднородностей в дораскольной литосфере. Наличие горячей точки Реюньон в этом районе является важным фактором, осложняющим процесс рифтинга. Учет влияния горячей точки потребовал отработки специальной методики создания подлитосферной термической аномалии в модели в виде локального источника нагрева (ЛИН). После начала растяжения и некоторого периода спрединга, делался перерыв tп в наращивании модельной литосферы. Она подвергалась дополнительному охлаждению, после которого активизировалась горячая точка в виде ЛИН, расположенного под модельной литосферой в расплаве модельного вещества, имитирующего астеносферу в области молодой модельной континентальной окраины (рис. 5е).

В экспериментах варьировались различные параметры, такие как длина и простирание рифтовых трещин, время действия плюма, расстояние плюма от уже сформировавшегося спредингового хребта, время охлаждения модели



после формирования спредингового хребта и молодой (новой) литосферы.

В эксперименте 2004 (рис. 6) после охлаждения модели в ней был сделан разрез вдоль которого в процессе растяжения происходило наращивание новой модельной литосферы. После того, как она сформировалась, был сделан перерыв в растяжении, в течение которого модель продолжала охлаждаться. Затем был включен ЛИН расположенный в области континентальной окраины модели и после появления на поверхности пятна от термической аномалии на некотором расстоянии от ее края был сделан разрез параллельный оси спрединга, имитирующий структурную неоднородность в литосфере (рис. 6*a*). Далее растяжение модели продолжилось.

Произошел перескок оси спрединга в область разреза. Растущие из концов разрезов трещины соединились с полосой новообразованной модельной литосферы и образовали удлиненный блок (рис. 66). В процессе дальнейшего растяжения и аккреции блок раскололся на три части, крайние из них испытывали вращение относительно друг друга в противоположных направлениях (рис. 66, 66). Нижний блок вращался против часовой стрелки в горизонтальной плоскости,

Рис. 6. Эксперимент 2004. Формирование узких линейно-вытянутых континентальных микроблоков. H₁ = 3×10⁻³ м; V= 3×10⁻⁵ м/с; t_п = 30 мин. (*a*)−(*в*) — стадии эксперимента (вид сверху) и их дешифрирование (вид снизу). 1 — континентальная модельная плита; 2 вновь образованная модельная литосфера; 3 — проекция горячей точки на поверхность модельной литосферы; 4 — блоки континентальной коры частично или полностью отделенные от материка в результате перескока оси спрединга; 5 — область новообразованной литосферы залитая расплавом в процессе действия горячей точки; 6 — разрезы в модельной континентальной литосфере имитирующие структурные неоднородности; 7 — ось спрединга; 8 — депрессии, разделяющие аккреционные валы; 9 — сдвиговые и нетрансформные смещения; 10 — направление вращения блока; 11 — направление растяжения.

Fig. 6. Experiment 2004. Formation of narrow linear-elongated continental microblocks. $H_1 = 3 \times 10^{-3} \text{ m};$ V= 3×10^{-5} m/s; t_n = 30 min. (a)-(b) — stages of the experiment (top view) and their interpretation (bottom view). 1 — continental model plate; 2 — newly formed model lithosphere; 3 -projection of the hot spot on the surface of the model lithosphere, the region of uplift of the model material melt; 4—blocks of the continental crust partially or completely separated from the mainland as a result of a jump of the spreading axis; 5 - sections in the model continental lithosphere imitating structural heterogeneities; 6 — sections in the model continental lithosphere simulating structural inhomogeneities; 7- spreading axis; 8 — depressions separating accretion swells; 9 — shear and nontransform offsets; 10 — direction of block rotation; 11 — direction of stretching.

а также испытывал вращение в вертикальной плоскости (рис. 6*в*). Верхний блок вращался по часовой стрелке только в горизонтальной плоскости. Средний блок не испытывал каких-либо вращений (рис. 6*в*). В процессе дальнейшего наращивания модельной литосферы верхний и средний блоки оказались с одной стороны (левой) от спрединговой оси, а нижний блок с другой (правой).

Моделирование показало, что отделение континентальных микроблоков происходит при наличии термических и структурных неоднородностей (разломов или трещин) в континентальной литосфере. Наличие таких разломов или рифтов на молодой континентальной окраине в модели приводило к формированию узких линейно-вытянутых микроблоков, которые, в зависимости от расположения относительно горячей точки, вращались по часовой, или против часовой стрелки. Иногда, блоки вращались как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Причем они могли разрушаться в процессе вращения на два и более фрагмента. В некоторых экспериментах узкие линейновытянутые континентальные микроблоки отделялись без вращения (рис. 6).

Условия подготовки и проведения эксперимента 1967 были такими же, как и в 2004 (рис. 7). После возобновления растяжения перемещение оси спрединга произошло только в область одного разреза и горячей точки. В процессе дальнейшего растяжения и аккреции блок раскололся на две части (рис. 76). Верхний блок испытывал вращение по часовой стрелке в горизонтальной плоскости, а нижний не испытывал каких-либо вращений (рис. 7*в*). При дальнейшем наращивании модельной литосферы средний блок остался на месте, а верхний оказался в структуре новообразованной коры.

В экспериментах 2004 и 1967 спрединговая ось в процессе развития осевого рельефа разделила горячую точку на две части (рис. 6, 7). В данных экспериментах сформировался континентальный микроблок, который вращался по часовой стрелке. Как видно континентальный микроблок не полностью отделился от материнского блока. При дальнейшем растяжении он может отделиться полностью и представлять собой микроконтинент.

выводы

Характер аномального гравитационного поля обнаруживает значительные его вариации вдоль простирания Чагос-Лаккадивского хребта, что вместе с вариациями рельефа дна свидетельствует о различном строении коры. В пределах



Рис. 7. Эксперимент 1967. Формирование узкого линейно-вытянутого континентального микроблока. $H_1 = 3 \times 10^{-3} \text{ м}; V = 3 \times 10^{-5} \text{ м/c}; t_n = 30 \text{ мин. } (a) - (b) - cта$ дии эксперимента (вид сверху) и их дешифрирование (вид снизу). Условные обозначения приведенына рис. 6.

Fig. 7. Experiment 1967. Formation of narrow linear-elongated continental microblock. $H_1 = 3 \times 10^{-3}$ m; $V= 3 \times 10^{-5}$ m/s; $t_p = 30$ min. (a)–(*e*) — stages of the experiment (top view) and their interpretation (bottom view). Symbols are shown in Fig. 6.

хребта четко выделяются три сегмента с разным характером аномального поля: Лаккадивский хребет, Мальдивский хребет и банка Чагос, которые разделены впадинами со значительными глубинами дна, достигающими 3500 м.

Анализ аномального гравитационного поля и плотностное моделирование, свидетельствует о гетерогенном строении коры линейной структуры Чагос-Лаккадивского хребта.

Условно все сегменты Чагос-Лаккадивского хребта и примыкающие к нему котловины Индийского океана по строению коры можно разделить на следующие типы:

1. Континентальная кора Лаккадивского и Маскаренского хребтов, утонена за счет рифтогенного растяжения и подвергнута интенсивному магматизму горячей точки Реюньон. Наращивание мощности утоненной континентальной коры может происходить снизу за счет андерплейтинга и сверху за счет эффузивного магматизма. 2. Сильно утоненная континентальная кора рифтогенного прогиба, заполненного мощной толщей кайнозойских осадков и отделяющего Лаккадивский хребет от континентальной Индии. В строении коры отсутствует базальтовый слой, а диапазон распределения плотностей схож с плотностями Лаккадивского хребта и Индии.

3. Утолщенная океаническая кора банки Чагос мощностью 15–25 км. Такой тип коры соответствует подводным поднятиям, утолщенным сверху (за счет эффузивных излияний базальтов) и/или снизу за счет магматической активности и андерплейтинга. Этот тип коры характеризуется аномалиями силы тяжести в редукции Буге в диапазоне 10–150 мГал, а на карте аномального магнитного поля Δ Та ему соответствует хаотичное распределение разнознаковых аномалий, в котором, иногда, могут угадываться линейные аномалии.

4. Континентальная кора Индийского материка со средней мощностью около 35–40 км, которая может достигать больших значений, характеризуется областями с отрицательными значениями аномалий силы тяжести в редукции Буге.

5. Океаническая кора относительно древней Центральной Индийской котловины, мощность которой варьируется в диапазоне 5–14 км при средних значениях 6-7 км. Этот тип коры характеризуется повышенными значениями аномалий силы тяжести в редукции Буге (более 300 мГал), а на карте аномального магнитного поля ΔTa ему соответствуют линейные магнитные аномалии. Для этих структур значение аномалий силы тяжести варьируются в зависимости от мощности литосферы, которая в свою очередь зависит от возраста по закону \sqrt{t} . Чем древнее кора, тем толще литосфера и выше аномалии силы тяжести. Кроме этого на величину этой аномалии влияет близость к горячим точкам, которые определяют температуру мантии, контролируют термическое разуплотнение пород и интенсивность магмоснабжения.

6. Океаническая кора относительно молодой Аравийской котловины, ограничивающей хребет с запада, имеет мощность ~10 км. Мощность литосферы значительно уменьшается по мере приближения к Центрально-Индийскому спрединговому хребту.

Установить четкие отличия между утолщенной океанической и утоненной континентальной по значениям аномалий силы тяжести в редукции Буге довольно трудно, несмотря на разное строение поднятий и их генезис. Однако, поднятия с континентальным типом коры имеют аномалии силы тяжести в редукции Буге выше, чем поднятия с океанической корой. Привлечение дополнительной информации, в виде рассчитанных компонент аномальных гравитационных и магнитных полей, может помочь определить природу коры поднятия. Иногда и этих данных недостаточно чтобы однозначно судить о природе коры поднятия, и в таких случаях необходимо привлекать дополнительную геолого-геофизическую информацию.

На основании физического моделирования были выявлены условия, при которых формируются узкие линейно вытянутые континентальные микроблоки и погруженные хребты.

Наши исследования показали, что в формировании такой линейно вытянутой структуры как Чагос-Лаккадивский хребет, особенно его северного сегмента, большое значение имела горячая точка Реюньон. Роль горячей точки значительна не только в отделении континентального блока от материковой Индии, но и, как показало плотностное моделирование, в генерации расплава, оказавшего существенную роль в увеличении мощности коры за счет андерплейтинга на разных этапах ее эволюции.

Физическое моделирование также показало, что в процессе растяжения континентальной литосферы при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу возможен перескок спрединговой оси на молодую пассивную окраину западной Индии, подвергнутую термическому влиянию горячей точки Реюньон. При дальнейшем развитии этого процесса происходит отделение блоков — микроконтинентов от материнского континента. Блок может отделиться частично, как Лаккадивский хребет, или полностью, как, хребет Лакшми, или Мальдивский хребет. При неполном отделении линейного континентального блока от материнского континента, между ними формируется структура типа авлакогена с сильно растянутой континентальной корой, на месте которой образуется перспективный осадочный бассейн (предположительно, Лаккадивский бассейн). В однородной плите формирование подобных структур происходит при наличии горячей точки и разломов (рифтовых трещин) на дораскольной литосфере, которые одновременно существуя, стимулируют перескок оси спрединга. Это нередко приводит к перекрытию рифтовых трещин и формированию вращающегося континентального микроблока, заключенного между ними. Независимо от первоначального расположения рифтовых трещин в процессе своего развития, горячая точка «притягивает к себе» ось спрединга. Этот процесс выражается в перескоке оси спрединга, который приводит к обособлению краевых хребтов и континентальных микроблоков. Формирующиеся блоки могут испытывать вращательные деформации, как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях.

В экспериментах удалось получить структуры удлиненных континентальных блоков, сходные с теми, что существуют в природе, и наблюдать возможный механизм их образования и развития. Моделирование показало, что при определенной геометрии рифтовых трещин возможно частичное, или полное (реже) отторжение узких линейно-вытянутых микроблоков от материнской плиты, а наличие горячей точки в краевой части молодой континентальной окраины во многом объясняет перескок оси спрединга в данную область. Это происходит за счет подплавленной (ослабленной) литосферы, с более высоким температурным режимом. В месте влияния горячей точки преобладают более пластичные деформации, в то время как для областей с более холодной мантией, например, в местах пропагейтинга рифтовых трещин характерны хрупкие деформации. В области между отделяющимся линейным блоком и материнским блоком располагается бассейн, который может подстилаться утоненной вследствие растяжения континентальной корой, либо вновь образованной океанической корой. Отделившийся линейный блок может быть разбит на два или три фрагмента.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00127 и № 18-05-00378).

Список литературы [References]

- Булычев А.А., Зайцев А.Н. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2008611947 TG-2. Зарегистрировано в реестре пограмм для ЭВМ 18 апреля 2008 г. [Bulychev A.A., Zaitscev A.N. Svidetel'stvo o gosudarstvennoj registracii programmy dlya EVM № 2008611947 TG-2. Zaregistrirovano v reestre pogramm dlya EVM 18 aprelya 2008 g. (in Russian)].
- Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И. Физическое моделирование условий образования микроконтинентов и краевых плато континентальных окраин // Физика Земли. 2018. № 1. С. 69–82. https://doi.org/10.7868/S0002333718010064 [Dubinin E.P., Grokholsky A.L., Makushkina A.I. Physical Modeling of the Formation Conditions of Microcontinents and Continental Marginal Plateaus // Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 2018, V. 54. № 1. P. 66–78. https://doi.org/10.1134/S1069351318010056].
- *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир. 2001. 606 с. [*Hain V.E.* Tectonics of continents and oceans. Moscow: Nauchnyy mir, 2001. 606 p. (in Russian)].
- Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19 [Shemenda A.I. Criteria of similarity in physical modeling of geodynamic processes // Geology and Geophysics. 1983. № 10. Р. 10–19 (in Russian)].
- Шрейдер А.А. Геомагнитные исследования Индийского океана. М.: Наука. 2001. 319 с. [Schreider A.A.

ВЕСТНИК КРАУНЦ. НАУКИ О ЗЕМЛЕ. 2020. № 4. ВЫПУСК 48

Geomagnetic studies of the Indian Ocean. M.: Nauka, 2001. 319 p. (in Russian)].

- Ajay K.K., Chaubey A.K., Krishna K.S., Gopala Rao D., Sar D. Seaward dipping reflectors along the SW continental margin of India: Evidence for volcanic passive margin // Journal of Earth System Science. 2010. V. 119. № 6. P. 803–813.
- Avraham Z.B., Bunce E.T. Geological study of the Chagos-Laccadive Ridge, Indian ocean // JGR. 1977. V. 82. Iss. 8. P. 1295–1305. https://doi.org/10.1029/JB082i008p01295.
- Bhattacharya G.C., Yatheesh V. Plate-tectonic evolution of the deep ocean basins adjoining the western continental margin of India — a proposed model for the early opening scenario // Springer International Publishing Switzerland, 2015. S. Mukherjee (ed.), Petroleum Geosciences: Indian Contexts, Springer Geology. https://doi.org/10.1007/978-3-319-03119-4_1.
- *Chaubey A.K., Rao D.G., Srinivas K., Subrahmanyam V. et al.* Analyses of multichannel seismic reflection, gravity and magnetic data along a regional profile across the central-western continental margin of India // Marine Geology. 2002. V. 182(3–4). P. 303–323.
- *Dietz R.S., Holden J.C.* Reconstruction of Pangaea: Breakup and dispersion of continents, Permian to Present // JGR. 1970. V. 75. Iss. 26. P. 4939–4956.
- Fisk M.R., Duncan R.A., Baxter A.N., Greenhough J.D., Hargraves R.B., Tatsumi Y. et al. Reunion hotspot magma chemistry over the past 65 Ma: Results from Leg 115 of the ocean drilling program // Geology. 1989. V. 17. P. 934–937.
- *Fontaine F.R., Barruol G., Tkalčić' H. et al.* Crustal and uppermost mantle structure variation beneath La Réunion hotspot track // Geophysical Journal International. 2015. V. 203(1). P. 107–126. https://doi. org/10.1093/gji/ggv279.
- *Francis T.J.G., Shor G.G.* Seismic refraction measurements in the northwest Indian ocean // JGR. 1966. V. 71. Iss. 2. P. 427–449.
- Grokholsky A.L., Dubinin E.P. Experimental modeling of structure-forming deformations in rift zones of mid-ocean ridges // Geotectonics. 2006. V. 40. № 1. P. 64–80.
- Gupta S., Mishra S., Rai S.S. Magmatic underplating of crust beneath the Laccadive Island, NW Indian ocean // Geophysical Journal International. 2010. V. 183. Iss. 2. P. 536–542. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04759.x.
- Kunnummal P., Anand S.P., Haritha C., Rama Rao P. Moho depth variations over the Maldive Ridge and adjoining Arabian & Central Indian basin, Western Indian Ocean, from three dimensional inversion of gravity anomalies // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. V. 156. P. 316–330. https://doi.org/10. 1016/j. jseaes.2017.12.012.
- Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2009. V.10. Iss. 8. 12 p. https://doi. org/10.1029/2009GC002471.
- Misra A.A., Sinha N., Mukherjee S. Repeat ridge jumps and microcontinent separation: insights from NE Arabian Sea // Marine and Petroleum Geology. 2015. V. 59. P. 406-428. https://doi.org/10.1016/j. marpetgeo.2014.08.019.

- Morgan W.J. Plate motions and deep mantle convection // Memoirs-Geological Society of America. 1972. V. 132. P. 7–22. https://doi.org/10.1130/MEM132-p7.
- Muller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates and spreading symmetry of the World's ocean crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9. № 4. 19 pp. https://doi. org/10.1029/2007GC001743.
- Murty A.V.S., Arasu R.T., Dhanawat B.S., Subrahmanyam V.S.R. Some aspects of deep water exploration in the light of new evidences in the western Indian offshore / Hydrocarbon exploration (ed.) Bhatnagar A.K., 1999. Proceedings of the third international petroleum conference and exhibition (Petrotech-99). P. 457–463.
- Naini B.R., Talwani M. Structural framework and the evolutionary history of the continental margin of western India // Studies in continental margin geology (eds) Watkins J.S. and Drake C.L., Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 1983. V. 3, 4. P. 167–191.
- Sandwell D.T., Muller 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.
 V. 346. № 6205. P. 65–67. https://doi.org/10.1126/ science.1258213.
- Shemenda A.I., Grokholsky A.L. A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modeling) // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 389–404.

- Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical Modeling of Slow Seafloor Spreading // JGR. 1994. Solid Earth V. 99 (B5). P. 9137–9153.
- Sreejith K.M., Unnikrishnan P., Radhakrishna M. Isostasy and crustal structure of the Chagos-Laccadive Ridge, Western Indian Ocean: Geodynamic implications // Journal of Earth System Science. 2019. V. 128(157). 13 p. https://doi.org/10.1007/s12040-019-1161-2.
- *Todal A., Eldholm O.* Continental margin off western India and Deccan large igneous province // Marine Geophysical Research. 1998. V. 20. P. 273–291.
- Torsvik T.H., Amundsen H., Hartz E.H. et al. Precambrian microcontinent in the Indian ocean // Nature Geoscience. 2013. № 6. P. 1–5.
- Weatherall P., Marks K.M., Jakobsson M., Schmitt T., Tani S., Arndt J.E., Rovere M., Chayes D., Ferrini V., Wigley R. A new digital bathymetric model of the world's oceans // Earth and Space Science. 2015. V. 21. № 2. P. 331–345. https://doi.org/10.1002/2015EA000107.
- Weatherall P., Marks K. M., Jakobsson M. et al. A new digital bathymetric model of the world's oceans // Earth and Space Science. 2015. V. 21. № 2. P. 331–345. https:// doi.org/10.1002/2015EA000107
- Whittaker J.M., Halpin J.A., Williams S.E. et al. Tectonic evolution and continental fragmentation of the Southern West Australian margin // West Australian Basins Symposium. Perth. WA. 2013. 18 p.

STRUCTURE OF THE LITHOSPHERE AND CONDITIONS OF FORMATION OF THE CHAGOS-LACCADIVE RIDGE (DENSITY AND PHYSICAL MODELING)

A.A. Shaikhullina¹, E.P. Dubinin², A.A. Bulychev¹, M.S. Baranovsky³, A.L. Grokholsky²

¹Lomonosov Moscow state University, faculty of Geology, Moscow, Russia; ²Lomonosov Moscow state University, Museum of earth science, Moscow, Russia; ³RN-exploration LLC, Moscow, Russia

The Chagos-Laccadiv Range is a linear-elongated structure adjacent to the passive margin of western India. The ridge consists of three segments: northern — Lakkadiv ridge, central — Maldives ridge and southern — bank (archipelago) Chagos. The ridges are separated by depressions and have different manifestations in morphology and anomalous gravitational field. Modeling of the density structure of the Chagos-Lakkadive Ridge tectonosphere showed that the Lakkadive and Maldive segments, most likely, represent submerged blocks of thinned continental crust, partially separated from the continental margin of India by a riftogenic basin. Along with the assumption that the Chagos Bank may contain fragments of the continental crust, the main factor in its formation is apparently the active magmatic activity of the Reunion hot spot, leading to an increase in the thickness of the crust due to underplating. Physical modeling showed that the formation of such a linear structure is possible in the presence of thermal (hot spot) and structural (faults and cracks) inhomogeneities in the model continental lithosphere, which within the continental margin led to a jump (jumping) of the spreading axis towards the young margin and partial separation from it narrow linearly elongated microblocks (ridges).

Keywords: Chagos-Laccadive ridge, tectonosphere, density and physical modeling.

Поступила в редакцию 17.09.2020 г. После доработки 04.12.2020 г. Принята в печать 16.12.2020 г.