

УДК 550.831,838; 551.241

ГЕТЕРОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АНАЛИЗА ГРАВИТАЦИОННОГО И АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ

© 2014 А.А. Булычев¹, Д.А. Гилод¹, Е.П. Дубинин²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
г. Москва, 119991, Геологический факультет;
e-mail: aabul@geophys.geol.msu.ru;

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
г. Москва, 119991, Музей земледования; e-mail: edubin08@rambler.ru

Применяя структурный анализ потенциальных полей совместно с другими геолого-геофизическими данными, можно разрешить многие дискуссионные проблемы строения и эволюции тектоносферы. Выполнен структурный анализ потенциальных полей Восточной части Индийского океана. Результаты этих исследований позволили сделать вывод о типах литосферы основных структур района исследования; они служат основой для последующего создания модели строения и эволюции тектоносферы этого региона.

Ключевые слова: потенциальные поля, тектоносфера, Индийский океан.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование глубинного строения земной коры и развития литосферы восточной части Индийского океана остается до настоящего времени актуальной задачей морских геологов и геофизиков. Сложность строения и развития этой части океана, зафиксированная в разнообразных формах рельефа дна, отражается и в геофизических полях.

Для восточной части Индийского океана нами проведен качественный анализ гравитационного поля и его трансформант с целью выявления разноглубинных плотностных неоднородностей в коре и подкоревой мантии, выделения участков коры с различными характеристиками аномального магнитного поля и построения схемы структурного районирования. Такой анализ играет важную роль при исследовании строения и эволюции тектоносферы, особенно в удаленных регионах (акваториях) с фрагментарным покрытием данными других геофизических методов.

В качестве основного фактического материала авторами были использованы аномалии силы тяжести в редукции Буге, рассчитанные с учетом сферичности Земли (Булычев, 1998) при

плотности промежуточного слоя 2.67 г/см^3 по гридам аномалий силы тяжести в свободном воздухе (Sandwell, Smith, 2005) и батиметрическому гриду (Sandwell et al., 2006) с густотой сети $15' \times 15'$; модель аномального магнитного поля EMAG2 (Maus et al., 2009).

Структурный анализ потенциальных полей включал разложение поля на низко-, средне- и высоко частотные компоненты; качественный анализ аномальных и морфологических особенностей выделенных компонент; их глубинную привязку; установление взаимосвязи выделенных компонент между собой и создание структурных схем гравитационного и магнитного полей; сопоставление с имеющимися данными по батиметрии и возрасту океанического дна и данными других геофизических методов, в частности с данными сейсмотомографии; согласование выявленных структурных особенностей полей с основными особенностями тектонического строения региона.

По результатам структурного анализа гравитационного и аномального магнитного полей была построена схема районирования восточной части Индийского океана, структурные элементы которой охарактеризованы с точки зрения аномальных потенциальных полей.

РЕЛЬЕФ ДНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Главные морфоструктуры дна океана: переходные зоны, срединно-океанические хребты (прежде всего – Юго-Восточный Индийский хребет), а также крупные подводные хребты и плато (Восточно-Индийский хребет, плато Кергелен, хребет Брокен и др.) формируют орографический каркас, разделяющий дно восточной части Индийского океана на ряд глубоководных котловин и бассейнов, имеющих различное строение, возраст коры и историю развития литосферы (рис. 1).

Большую часть переходных зон представляют собой пассивные рифтогенные континентальные окраины (восточной Индии, восточной Антарктиды, и западной Австралии) и

только на северо-востоке Индийского океана в Индонезийском регионе располагается активная переходная зона – Зондская островодужная система.

Крупнейшей структурой этой части Индийского океана является *Юго-Восточный Индийский срединный хребет* (ЮВИХ). Он протягивается к востоку от тройного соединения Родригес до тройного соединения Маккуори и характеризуется средними значениями скоростей спрединга, варьирующими от 5.7 см/год до 7.6 см/год (рис. 1).

ЮВИХ вместе с пересекающими его трансформными разломами образует современную дивергентную границу между Индо-Австралийской и Антарктической плитами. В рифтовой зоне этого хребта сформировалась вся кора восточной части Индийского океана, имеющая возраст от современного до раннего палеогена.

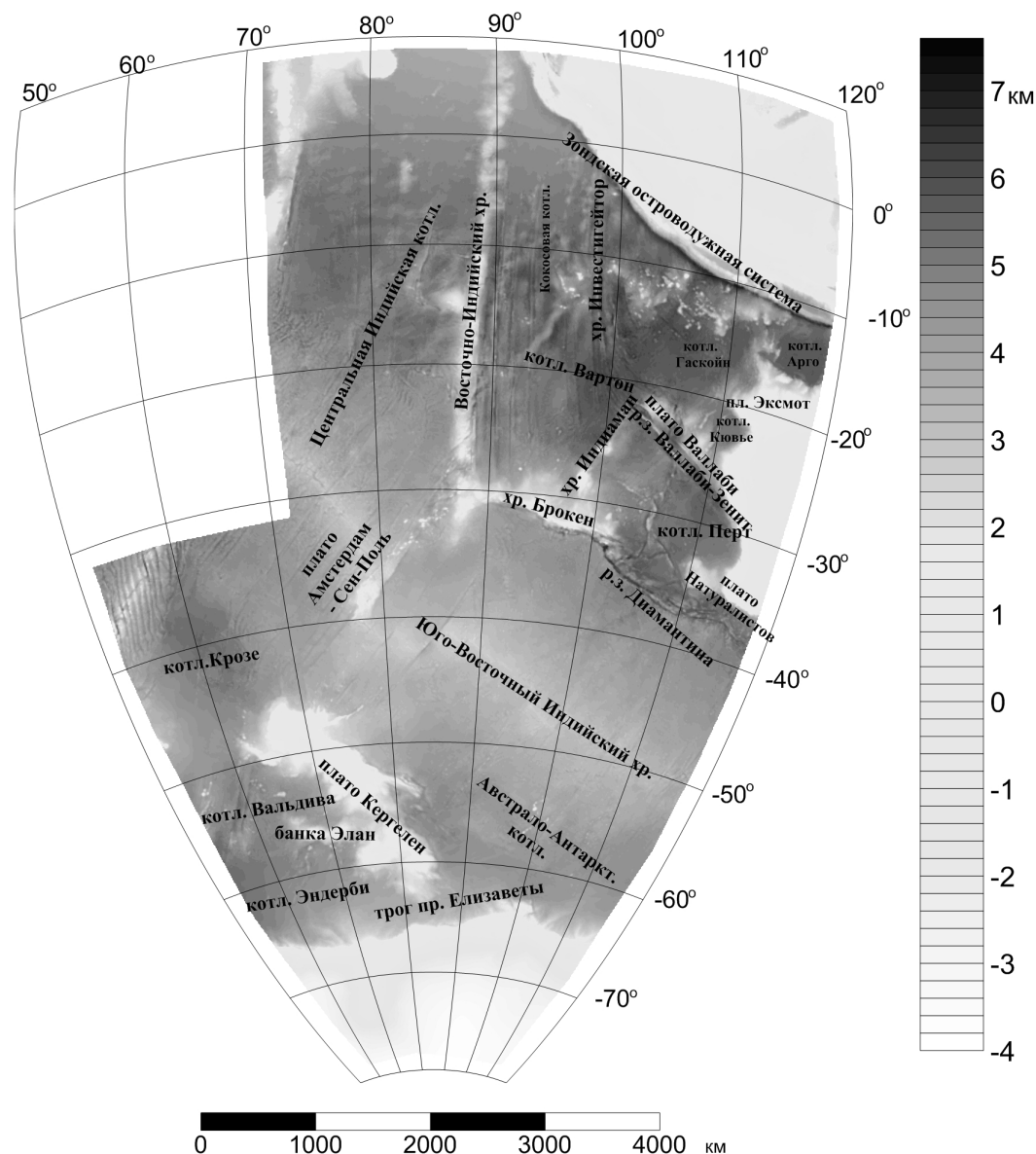


Рис. 1. Рельеф дна юго-восточной части Индийского океана с наиболее крупными тектоническими структурами (Sandwell, Smith, 2006).

Современные термические аномалии, связанные с горячими точками Амстердам – Сен-Поль (АСП) и Кергелен, расположенными в окрестности ЮВИХ, сильно нарушают строение тектоносферы (Вержбицкий, 1993; Дубинин, 2012).

Помимо ЮВИХ в пределах ложа восточной части Индийского океана имеется большое количество асейсмичных хребтов, поднятий и плато, имеющих разную морфологическую выраженность, глубинное строение и происхождение (рис. 1).

Восточно-Индийский хребет (ВИХ) протягивается примерно вдоль 90° в.д. в строго меридиональном направлении от 10° с.ш. до 35° ю.ш. (поэтому часто этот хребет называется хребтом Девяностого градуса). ВИХ занимает центральное положение в северной половине исследуемого региона и делит ее на две области бассейнов с типичной океанической корой, имеющей возраст более 40 млн. лет. Западная область представлена Центральной Индийской котловиной, а восточная зона, именуемая в этой статье Восточным Индийским бассейном, имеет более сложное строение, включая несколько котловин с разной историей развития, зачастую разделенных более мощной океанической корой крупных хребтов (например, хр. Инвестигейтор, Индиаман и др.). ВИХ является одним из уникальных явлений подводного рельефа Земли – узкий, шириной около 150–180 км, он имеет длину, близкую к 5000 км, с относительной высотой от 1000 до 3500 м. Хребет обладает характерной блоковой морфологией и по простиранию делится на многочисленные блоки, разделенные разломами и грабенами. На склонах хребта наблюдается большое количество сбросовых уступов. Мощность коры под хребтом составляет в среднем 22 км (Krishna, Neprochnov et al., 2001), меняясь на разных его участках от 12 до 25 км (Grevemeyer et al., 2001). Бурение показало, что этот хребет сложен океанической корой и по своей структуре может быть отнесен к глыбово-вулканическими хребтам.

Хребет Брокен протягивается примерно на 1200 км в широтном направлении от южного окончания Восточно-Индийского хребта к юго-западной части Австралии (рис. 1). Хребет достигает ширины 400 км в своей самой широкой части. Гребень хребта находится на глубине ~1000 м. Крутой южный склон хребта возвышается над ложем океана ~3500 м, северный склон – очень пологий. На юге хребет ограничен крутым 3000-метровым эскарпом с желобом Обь в основании, имеющим широтное простирание, а далее на восток – зоной разломов Дамантина. Полный размах рельефа южного уступа достигает почти 4000 м. Имеющиеся палеорекострукции свидетельствуют о том, что в доэоценовое время хребет Брокен и плато Кергелен были единым

вулканическим массивом, который раскололся при формировании нового спредингового Юго-Восточного Индийского хребта около 43 млн. лет назад (Benard et al., 2009).

Плато Кергелен расположено в южной части центрального сектора Индийского океана, между 46° и 64° ю.ш. (рис. 1). Оно отделено от Антарктиды глубоким (3500 м) коридором (трог принцессы Елизаветы) и ограничено на северо-востоке Австрало-Антарктической котловиной, на северо-западе – котловиной Крозе, а на юго-западе котловиной Эндерби. Протяженность поднятия, ориентированного в северо-западном направлении, около 2300 км при средней ширине около 500 км и высоте над океаническим дном около 3 км. Оно подразделяется на несколько морфологических провинций (южную, центральную и северную). Северная провинция плато, в пределах которой расположен остров Кергелен, характеризуется меньшими глубинами дна (<1000 м), чем центральная и южная.

Данные бурения показали, что фундамент плато Кергелен представлен преимущественно толеитовыми базальтами, изливавшимися в субаэральных условиях около 120–110 млн. лет назад в южной части плато и 105–100 млн. лет в его центральной части и на банке Элан (Coffin et al., 2002).

Плато имеет гетерогенное, блоковое строение. Северная провинция плато сложена океанической корой и соответствует области крупномасштабной генерации магмы, связанной с деятельностью горячей точки, или мантийного плюма Кергелен. Центральная часть плато, расположенная на глубинах близких к южной части (от 1000 до 2000 м), включает в себя вулканические острова. Что же касается южной части плато и банки Элан, то для объяснения ее формирования существует гипотеза об ее континентальном строении (Schlich, 1982).

Плато Эксмут находится на продолжении северо-западного Австралийского шельфа (рис. 1). Его поверхность залегает на глубинах от 800 до 2000 м. Фундамент, подстилающий плато Эксмут, сформирован архейскими и протерозойскими магматическими, метаморфическими породами. Палеозойские отложения слагают осадочный чехол плато. В позднем триасе на плато Эксмут произошло интенсивное сбросообразование. В ранней и средней юре продолжалась интенсивная эрозия блоков в центральной части плато. В поздней юре произошло сбросообразование в северо-восточной части плато Эксмут. Эти движения были связаны с процессами рифтогенеза и со спредингом севернее и северо-западнее от плато. В течение мела и палеогена происходило медленное и равномерное погружение плато (Ehon, 1978).

Плато Валлаби располагается в районе переходной зоны западной Австралии (рис. 1). Поверхность плато Валлаби залегает на глубинах от 2100 до 4000 м. С севера плато ограничено котловиной Кювье, а к югу – котловиной Перт и крутым уступом разломной зоны Валлаби-Зенит. Северный и южный склоны плато пологие, постепенно погружающиеся в сторону абиссальных равнин.

Природа плато Валлаби обсуждается уже много лет и до сих пор является дискуссионной. Преобладает точка зрения, что плато имеет континентальное происхождение (Gibbons A.D. et al., 2012).

Плато Натуралистов одно из самых больших подводных плато у берегов западной Австралии (рис. 1). Его площадь составляет 90000 км², поверхность лежит на глубинах от 2000 до 5000 м. Плато имеет прямоугольную форму, вытянутую в направлении с запада на восток на 400 км и с севера на юг на 250 км. Плато ограничено с севера и запада котловиной Перт.

В структурном плане плато Натуралистов, видимо, представляет собой фрагмент континентальной коры, подверженной рифтингу в юрско-раннемеловое время и преобразованной вулканическими процессами к концу раннего мела. Фундамент южной части плато Натуралистов рассечен большим количеством сбросов и гораздо больше эродирован по сравнению с северной частью.

Кроме описанных крупных поднятий, в пределах котловин восточной части Индийского океана имеется ~1000 одиночных подводных гор. Система хребтов и поднятий разделяет ложе восточной части Индийского океана на ряд котловин (рис. 1): Центрально-Индийскую (6090 м), Кокосовую (6335 м), Вартон (6500 м), Крозе (5270 м), Австрало-Антарктическую (6089 м), Гаскойн, Кювье, Перт (~5500 м) (Пушаровский, 2007).

В рельефе котловин, существенную роль играют протяженные неактивные следы трансформных разломов субмеридионального простирания, смещающих оси линейных магнитных аномалий. Реже встречаются системы разломов широтного или субширотного простирания. Крупнейшей из таких систем является разломная зона Диамантина. Эта структура не относится к палеотрансформным разломам, а, по-видимому, фиксирует место начального формирования нового спредингового ЮВИХ в пределах более древней океанической литосферы и представляет собой шовную зону, разделяющую разновозрастные и гетерогенные блоки литосферы.

Таким образом, строение рельефа дна восточной части Индийского океана отличается большим разнообразием структур, различающихся по своей морфологии, времени образования, строе-

нию коры и литосферы. Определение типа коры для многих поднятий и плато зачастую является дискуссионным (например, Gibbons A.D. et al., 2012; Coffin M.F. et al., 2002). Особенно это касается идентификации утолщенной океанической коры вследствие активных магматических процессов и андеплейтинга (например, плато Кергелен и хребет Брокен, Восточно-Индийский хребет), или утоненной континентальной коры, погруженной вследствие процессов рифтогенеза и последующего остывания (например, банка Элан, плато Валаби, Эксмут и др.). Сложная эволюция литосферы восточной части Индийского океана, отражающая в своем структурном плане влияние мантийных плюмов и многочисленные кинематические перестройки, предполагает, в свою очередь, гетерогенность глубинного строения тектоносферы, расшифровать которую может помочь анализ аномального гравитационного и магнитного полей.

АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

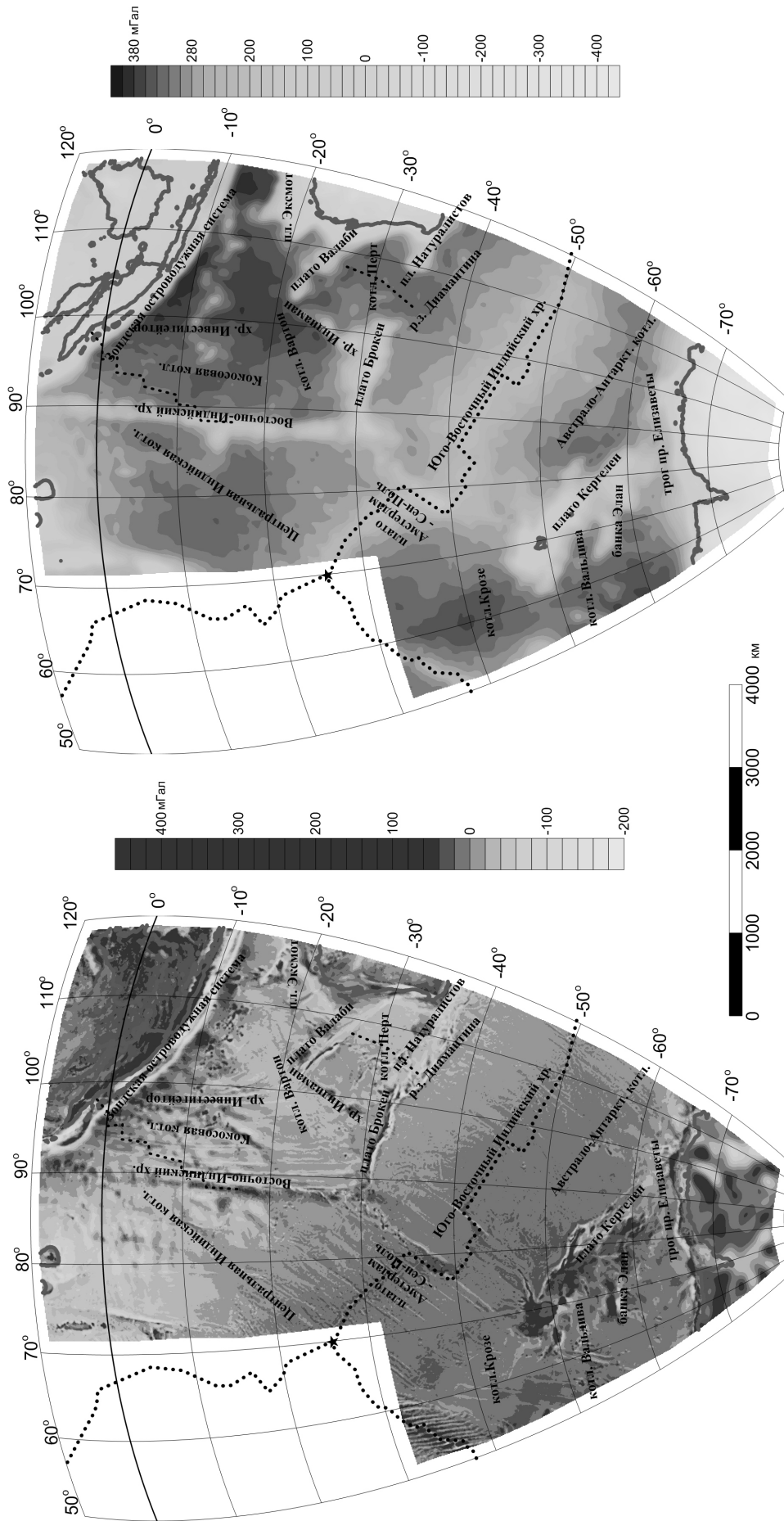
Для понимания глубинной структуры литосферы были проанализированы поля аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе и Буге (рис. 2) и трансформанты этих полей (рис. 3).

Исследуемый регион в поле аномалий силы тяжести в редукции Буге представлен преимущественно положительными значениями поля разной интенсивности в областях океанической, утолщенной океанической и субокеанической коры с фрагментами континентальной коры (рис. 2б).

Юго-Восточный Индийский хребет по структуре гравитационного поля делится вкрест простирания хребта на области: центральную – относительно пониженных и отрицательных значений поля (<200 мГал) и фланговые области (с возрастом коры более 40 млн. лет) повышенных значений поля (250–300 мГал) (рис. 3а и 3б). Кроме зональности вкрест хребта отмечается зональность вдоль простирания хребта, контролируемая трансформными разломами. Выделяется северо-западная область (от тройного сочленения Родригес до трансформной зоны Амстердам–Сен-Поль) с пониженными значениями поля на флангах и достаточно интенсивными отрицательными значениями в осевой части хребта (возраст до 10–20 млн. лет) и три области в направлении на юго-восток вдоль хребта, где имеются небольшие различия в интенсивности локальных аномалий.

Восточно-Индийский хребет в гравитационном поле представлен узкой (≥ 200 км) полосой положительных аномалий в поле аномалий силы тяжести в свободном воздухе и полосой отри-

ГЕТЕРОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ



б

а

Рис. 2. Карты аномалий силы тяжести (Sandwell, Smith, 2005): а – в свободном воздухе; б – Буге. Точечными линиями показаны оси спрединга, звездочкой – тройственное сочленение Родригес.

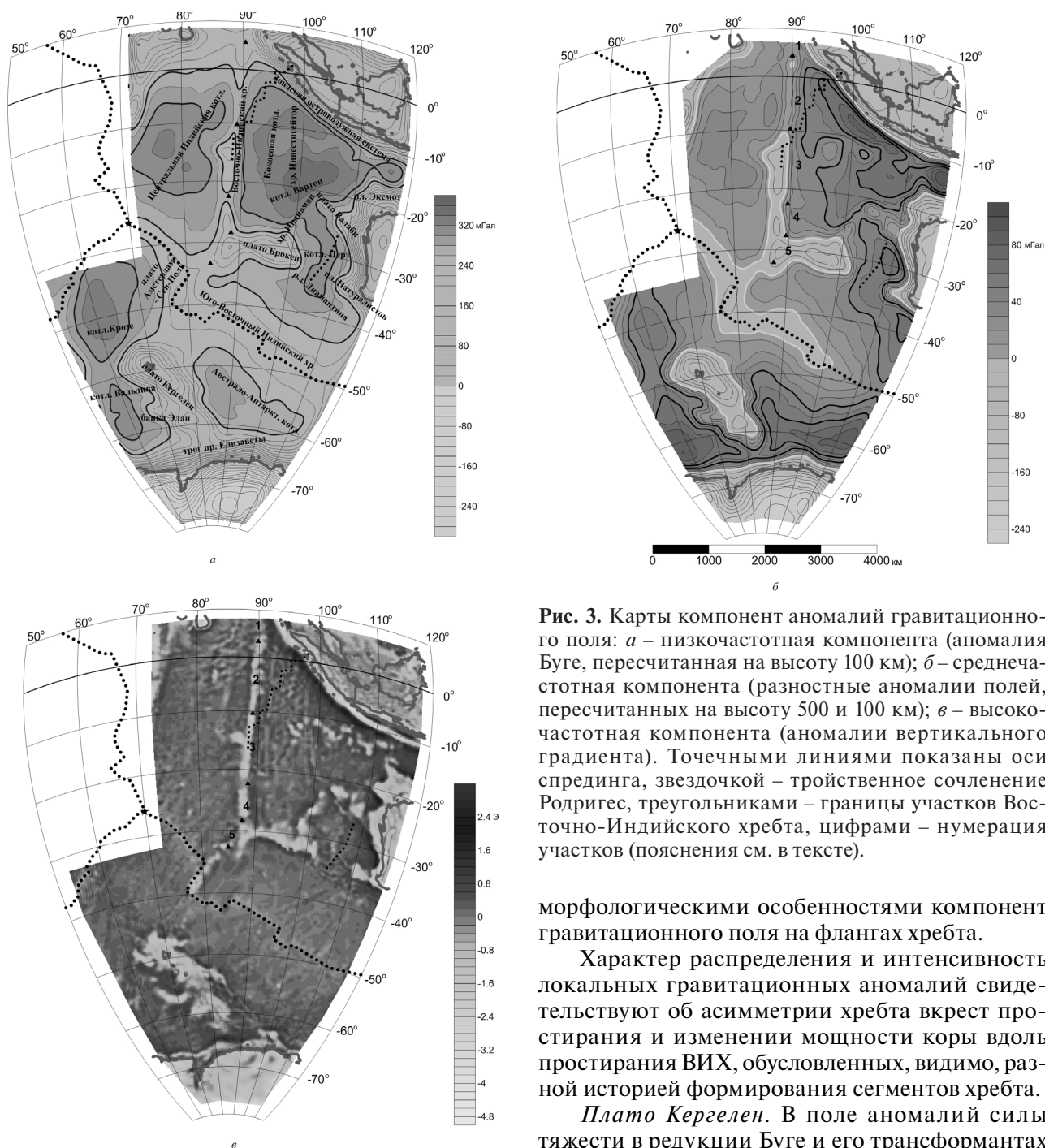


Рис. 3. Карты компонент аномалий гравитационного поля: *а* – низкочастотная компонента (аномалия Буге, пересчитанная на высоту 100 км); *б* – среднечастотная компонента (разностные аномалии полей, пересчитанных на высоту 500 и 100 км); *в* – высокочастотная компонента (аномалии вертикального градиента). Точечными линиями показаны оси спрединга, звездочкой – тройственное сочленение Родригес, треугольниками – границы участков Восточно-Индийского хребта, цифрами – нумерация участков (пояснения см. в тексте).

цательных аномалий силы тяжести в редукции Буге шириной до 300 км, вытянутой практически вдоль меридиана 90° в.д. (рис. 2).

Зона ВИХ имеет неоднородный характер и по интенсивности локальных аномалий силы тяжести может быть разделена вдоль простирания на пять сегментов. Границы выделенных сегментов представлены треугольниками на картах всех компонент поля, а нумерация сегментов возрастает в южном направлении. Сегментация хребта характеризуется не только величиной амплитуды и размером локальных вдольосевых аномалий, но и аномальными и

морфологическими особенностями компонент гравитационного поля на флангах хребта.

Характер распределения и интенсивность локальных гравитационных аномалий свидетельствуют об асимметрии хребта вкост простирания и изменении мощности коры вдоль простирания ВИХ, обусловленных, видимо, разной историей формирования сегментов хребта.

Плато Кергелен. В поле аномалий силы тяжести в редукции Буге и его трансформантах соответственно пониженными (<200 мГал) и отрицательными значениями аномалий силы тяжести четко выделяется зона, включающая само плато Кергелен и примыкающие к нему на юго-западе структуры бассейна Вальдива, банки Элан и трога принцессы Елизаветы на юге (рис. 2, 3). Эта зона на северо-западе сменяется зоной интенсивного положительного регионального гравитационного поля в низко- и среднечастотной компонентах и слабоаномального в высокочастотной компоненте (котловина Крозе). Южнее широты 60° ю.ш. (63-66° ю.ш.) расположена градиентная зона, по которой значения поля резко убывают в южном направ-

лении. По низко-, средне- и высокочастотной компонентам гравитационного поля зона плато Кергелен делится на три области с интенсивными четко выраженными минимумами (рис. 3а и 3б): более интенсивным северо-западным и менее интенсивным юго-восточным. Высокочастотная компонента представлена сильно дифференцированным полем локальных аномалий, не имеющих, как правило, четко выраженного простираения.

Банка Элан в поле высокочастотной компоненты обособляется в виде интенсивной отрицательной локальной аномалии дугообразной формы с северо-западным простираением в западной части и субширотным, восток-северо-восточным в восточной части. К северу от аномалии банки Элан расположена область положительных локальных аномалий северо-западного и северо-восточного направления.

Центральная Индийская котловина. Для оконтуривания границ зоны Центральной Индийской котловины используется низкочастотная и среднечастотная компоненты поля аномалий силы тяжести (рис. 3а). Границы зоны градиентные – от интенсивно градиентной западной границы с Чагос-Лаккадивским хребтом до менее интенсивной градиентной границы с ВИХ и слабоградиентной широкой полосы южной границы, по которой зона котловины контактирует с флангом ЮВИХ (приблизительно вдоль 22° ю.ш.). Зона котловины представлена полем положительных аномалий силы тяжести со средним уровнем наблюдаемого поля в редукции Буге ~320 мГал (рис. 2).

Котловина Крозе. По характеру гравитационного поля и его трансформант эта область во многом похожа на область Центральной Индийской котловины. Котловина характеризуется интенсивной региональной положительной аномалией силы тяжести в редукции Буге в полях низко- среднечастотной компонент (рис. 3а, 3б) и слабоамплитудными изометричными аномалиями разного знака в поле высокочастотной компоненты (рис. 3в), среди которых выделяется несколько цепочек локальных отрицательных аномалий северо-северо-восточного направления также небольшой амплитуды. Границы зоны котловины интенсивно градиентные.

Восточный Индийский бассейн. К востоку от ВИХ до Зондского архипелага и западного побережья Австралии располагается Восточная зона глубоководных котловин, которая нами в результате структурного анализа гравитационного и магнитного полей объединяется в зону Восточно-Индийского бассейна (рис. 1), имеющую градиентные границы с разной степенью интенсивности (рис. 3а, 3б). Восточная граница зоны Восточного Индийского бассейна имеет сильно изрезанный, градиентный характер с

выступами пониженных и отрицательных значений поля, соответствующих соответственно котловинам Арго и Кювье и плато Эксмут, Валлаби и Натуралистов. Южная граница зоны является наиболее градиентной в районе контакта с хребтом Брокен. Далее в восточном направлении в поле низкочастотной компоненты она огибает с юга область интенсивных, положительных значений поля, соответствующих котловине Перт, и в региональном плане ее можно провести вдоль разломной зоны Диамантина, являющейся южной границей котловины Перт. В морфологическом плане зона в целом имеет форму треугольника с западной (граница с ВИХ) и северо-восточной (граница с Зондской островодужной системой) боковыми сторонами и основанием северо-восточного простираения, от центральной части которого отходит в юго-восточном направлении ветвь интенсивной (>300 мГал) положительной аномалии, соответствующей котловине Перт.

По низкочастотной компоненте гравитационного поля зону можно грубо разделить на три части: южную, представленную интенсивной региональной положительной аномалией, центральную – относительно пониженных значений поля, и северную – с градиентным уменьшением значений поля в северо-западном направлении (на рис. 3а, границы выделенных областей грубо соответствуют линиям северо-восточного направления). Такое разделение в основном сохраняется и в поле среднечастотной компоненты, но центральную и южную части в свою очередь можно разделить на две области, западную – относительно пониженных значений поля и восточную – относительно повышенных значений поля (рис. 3б).

На востоке Восточный Индийский бассейн граничит с шельфовой зоной Австралии, которая в низко- и среднечастотной компоненте гравитационного поля представлена широкой (до 800 км) интенсивной градиентной зоной, в пределах которой по характеристикам полей всех компонент можно выделить отдельные области, соответствующие структурным элементам шельфовой зоны, – плато Эксмут, Валлаби, Натуралистов, котловины Кювье, Арго, Гаскойн и др.

АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Аномальное магнитное поле ΔT представлено преимущественно линейными знакопеременными локальными аномалиями разной интенсивности и простираения (рис. 4а, 4б), создавая по этим признакам зональность, в целом, совпадающую с зональностью, установленной по гравитационному полю и его трансформантам.

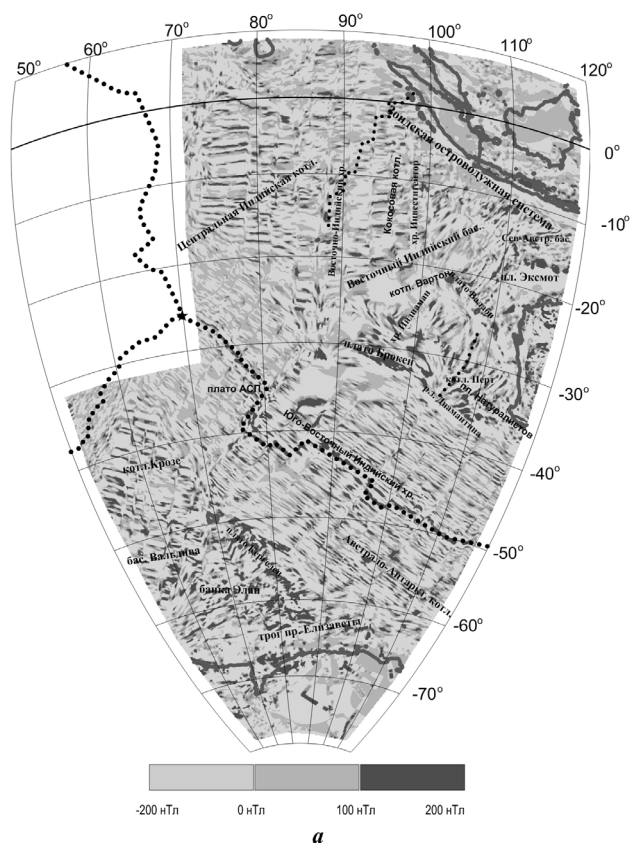
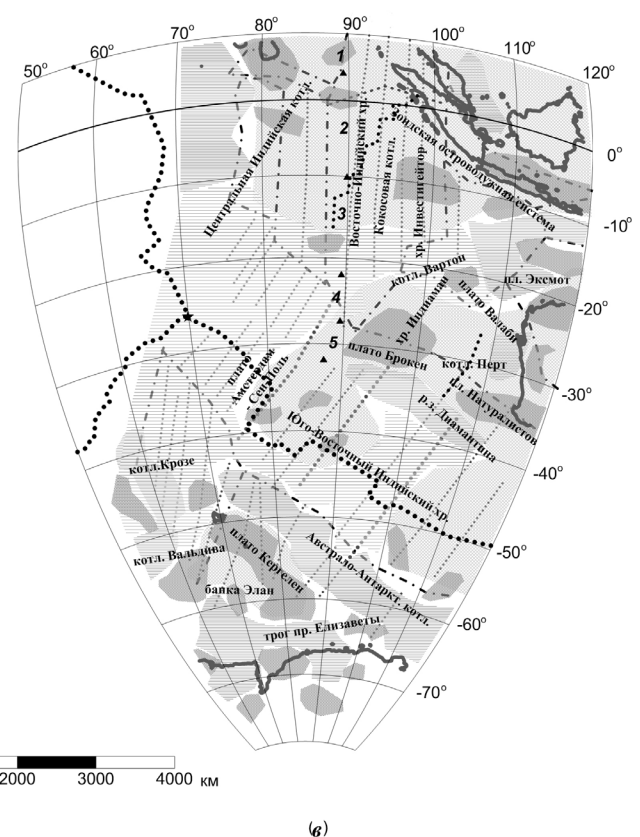
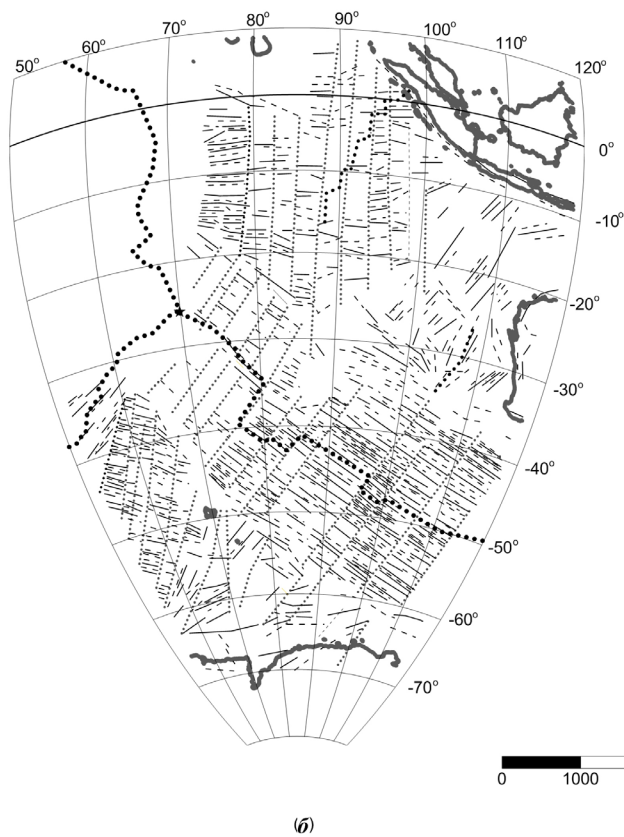


Рис. 4. Карта аномального магнитного поля ΔT (а) (Maus et al., 2009); каркасная схема линейных магнитных аномалий (б); схема структурного районирования аномального магнитного поля (в). Треугольники – границы участков Восточно-Индийского хребта, цифры – нумерация участков (пояснения см. в тексте), звездочка – тройственное сочленение Родригес. 1 – оси линейных магнитных аномалий: а – положительных, б – отрицательных; 2 – линии смещения осей и резкого изменения простираения локальных аномалий; 3 – границы областей аномального поля, различных по морфологии и интенсивности локальных линейных магнитных аномалий; 4 – оси спрединговых хребтов: а – действующих, б – затухших; 5 – зоны регионального положительного аномального магнитного поля; б – зоны регионального отрицательного аномального магнитного поля; 7 – область слабо отрицательного и слабоположительного аномального магнитного поля; 8 – локальные интенсивные положительные аномалии магнитного поля.

Разделение на области и подобласти отражает изменения простираения, амплитуды и густоты линейных аномалий, нарушение линейности локального аномального магнитного поля. Границы областей и подобластей проводятся по линиям изменения этих параметров поля, проходящим, как правило, в направлении, ортогональном преимущественному прости-



ранию линейных аномалий, и следуя линиям разрыва непрерывности линейных локальных аномалий. Вдоль этих границ, как правило, прослеживаются локальные знакопеременные аномалии того же простирания, что и границы. Границы областей и подобластей на схеме районирования аномального магнитного поля показаны соответственно точечно-пунктирной и точечной линиями, а характерные особенности областей и подобластей магнитного поля подчеркиваются нанесенными осями знакопеременных линейных локальных аномалий (рис. 4б, 4в).

ЮВИХ в аномальном магнитном поле характеризуется линейными, вытянутыми в северо-западном направлении локальными знакопеременными аномалиями (рис. 4б). Региональная и локальная сегментация хребта четко устанавливается по аномальным и морфологическим особенностям поля и на схеме структурного районирования магнитного поля представлена соответственно жирными и тонкими точечными линиями северо-восточного направления (рис. 4б, 4в).

Северо-западный сегмент (от тройного соединения Родригес до зоны трансформных разломов Амстердам–Сен-Поль) представлен полем слабо интенсивных линейных магнитных аномалий, наиболее интенсивные из которых приурочены к осевой части хребта с возрастом < 5 млн. лет (рис. 4а, 4б).

Максимальную амплитуду локальные аномалии имеют в центральном сегменте, расположенном между хребтом Броккен и плато Кергелен. Приблизительно тот же характер поля сохраняется и в юго-восточном сегменте, но интенсивность приосевых локальных аномалий несколько ниже, чем в центральном сегменте.

Северо-восточная граница северо-западного сегмента *ЮВИХ* фиксируется сменой слабоинтенсивных магнитных аномалий северо-западного направления на более интенсивные аномалии субширотного направления, характерные для расположенной к северо-востоку Центральной Индийской котловины. То же самое происходит на юго-западной границе с котловиной Крозе, в которой интенсивность локальных аномалий заметно больше и они имеют более резко выраженное северо-западное простирание, чем на *ЮВИХ* (рис. 4а, 4б).

Центральный сегмент *ЮВИХ* на юго-западе граничит с областью плато Кергелен. Вдоль этой границы резко меняется морфология и интенсивность аномального магнитного поля. Практически аналогична ей и северо-восточная граница центрального сегмента *ЮВИХ* с областью плато Броккен (рис. 4а, 4б). Северо-восточная граница юго-восточного

сегмента *ЮВИХ* представлена разломной зоной Диамантина северо-западного направления, вдоль которой простирания линейных локальных магнитных аномалий меняются с северо-западного, характерного для *ЮВИХ*, на северо-восточное, характерное для котловины Перт. Юго-западная граница этого сегмента также хорошо выражена в морфологическом плане: поле линейных локальных аномалий сегмента сменяется на мозаичное поле с более интенсивными локальными аномалиями, расположенными к югу от бассейна Лабван в районе плато Кергелен.

Восточно-Индийский хребет представлен полосой (шириной ~600 км) аномалий обоого знака, небольшой интенсивности и имеющих направления, близкие к широтному, не образующих поля ярко выраженных линейных аномалий, которые расположены по обе стороны от зоны *ВИХ* (рис. 4а, 4б). К осевой части *ВИХ* приурочены преимущественно положительные, как правило, изометричные, или слабо вытянутые в широтном направлении локальные аномалии, наиболее интенсивные из них приходятся на участок (3), а на участке (4) локальные положительные аномалии в осевой части хребта имеют меридиональное направление. По границе участков (1) и (2) и в непосредственной близости от нее ось хребта пересекают небольшие по протяженности и достаточно интенсивные локальные знакопеременные аномалии широтного простирания.

Область плато Кергелен по характеру аномального магнитного поля можно разделить на ряд подобластей – собственно плато Кергелен, подобласти абиссальной равнины Вальдива, банки Элан и трога принцессы Елизаветы. Для каждой подобласти характерно преобладающее простирание локальных аномалий (например, слабо выраженные диагональные – северо-западное и северо-восточное – для плато Кергелен и субширотные для банки Элан и трога принцессы Елизаветы). Расположенная к юго-западу от плато крайняя часть бассейна Эндерби имеет четко выраженное северо-западное простирание линейных знакопеременных локальных магнитных аномалий и по характеру аномального магнитного поля похожа на область котловины Крозе. На восточной границе котловины Эндерби южнее банки Элан простирание линейных локальных магнитных аномалий резко меняется на восток-северо-восточное.

Само плато Кергелен по характеру аномального магнитного поля делится на три подобласти: северо-западную, представленную мозаичным полем локальных магнитных аномалий, центральную – с полем интенсивных локальных аномалий северо-восточного простирания и

южную – с полем интенсивных положительных аномалий, как правило, без четко выраженного простираения. Максимальной интенсивности локальные аномалии достигают в центральной части.

Центральная Индийская котловина в основной своей части, за исключением северной области, представлена линейными знакопеременными достаточно интенсивными локальными аномалиями широтного и субширотного простираения. Густота линейных аномалий, интенсивность и длина их уменьшаются в восточном направлении к ВИХ, образуя три области, разделенные разломами меридионального простираения, по которым происходит не только изменение вышеперечисленных характеристик, но разрыв и небольшое смещение линейных аномалий (рис. 4б). Эти субмеридианальные границы областей проходят вдоль хребтов 80° и 85° в.д.

Для западной половины зоны характерны знакопеременные достаточно интенсивные (до 200 нТл) локальные линейные аномалии широтного простираения, но в восточной половине количество и амплитуда линейных аномалий уменьшается, при этом сохраняется в основном их субширотное простираение.

Южная граница Центральной Индийской котловины четко выделяется по смене широтного простираения локальных аномалий, характерного для Центральной Индийской котловины, на северо-западное простираение линейных аномалий, характерное для ЮВИХ.

Область *котловины Крозе* в магнитном поле характеризуется локальными знакопеременными линейными аномалиями северо-западного направления, интенсивность и густота которых наибольшие в западной части ее и падают в центральной и восточной частях. Указанные изменения характера магнитного поля подчеркиваются линиями северо-северо-восточного направления (разломы, иногда с небольшим смещением).

Восточный Индийский бассейн. В целом бассейн представлен очень неоднородным аномальным магнитным полем, что свидетельствует о сложной эволюции этого бассейна и гетерогенном строении коры в его пределах. Как отмечалось, бассейн включает несколько котловин (Вартон, Северо-Австралийская и Перт), которые в аномальном магнитном поле выражены областями линейных магнитных аномалий различного простираения.

Магнитное поле Кокосовой котловины содержит знакопеременные линейные, но не протяженные, локальные аномалии широтного простираения. Характер поля предполагает присутствие здесь древнего погребенного

спредингового центра, сегментация которого фиксируется узкими линейными локальными отрицательными аномалиями силы тяжести, характерными для трансформных разломов спрединговых систем (рис. 4).

Котловина Вартон, фиксируемая в гравитационном поле интенсивной положительной изометричной аномалией, в магнитном поле имеет мозаичный характер и представлена локальными малоамплитудными аномалиями со слабо выраженным северо-восточным простираением отдельных аномалий (рис. 4б). То же самое относится и к Северо-Австралийскому бассейну, но интенсивность локальных аномалий здесь выше.

Котловина Перт в аномальном магнитном поле представлена редкими линейно вытянутыми локальными аномалиями преимущественно северо-восточного направления. По характеру направления локальных магнитных аномалий (в целом северо-восточное, но азимут меняется в диапазоне около десяти градусов) область бассейна делится на две подобласти. Возможно, это разделение связано с древней погребенной спрединговой зоной северо-восточного направления (спрединговая зона, выделенная по высокочастотной компоненте гравитационного поля, представлена пунктирной линией).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

По результатам структурного анализа гравитационного и аномального магнитного полей была построена схема районирования восточной части Индийского океана, структурные элементы которой охарактеризованы с точки зрения аномальных потенциальных полей (рис. 5). Границы областей и подобластей, как правило, хорошо согласуются на схемах районирования гравитационного и магнитного полей.

Совместный анализ рельефа дна, структуры гравитационного и аномального магнитного поля и их трансформант для акватории восточной части Индийского океана подтверждает сложное гетерогенное строение литосферы этого региона и позволяет сделать следующие выводы:

1. Области интенсивных положительных аномалий силы тяжести Буге (>300 мГал) приходятся на глубины океанического дна >5 км. К ним относятся океанические котловины, расположенные по обе стороны от Восточного Индийского хребта, и котловина Крозе, имеющие довольно древний (меловой) возраст коры и мощную литосферу. Области положительных значений поля меньшей интенсивности (250-300 мГал) приходятся на океаническое дно с глубинами 4-5 км. К ним относятся фланги ЮВИХ с возрастом от 40 до 80 млн. лет. Области океанического

ГЕТЕРОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ

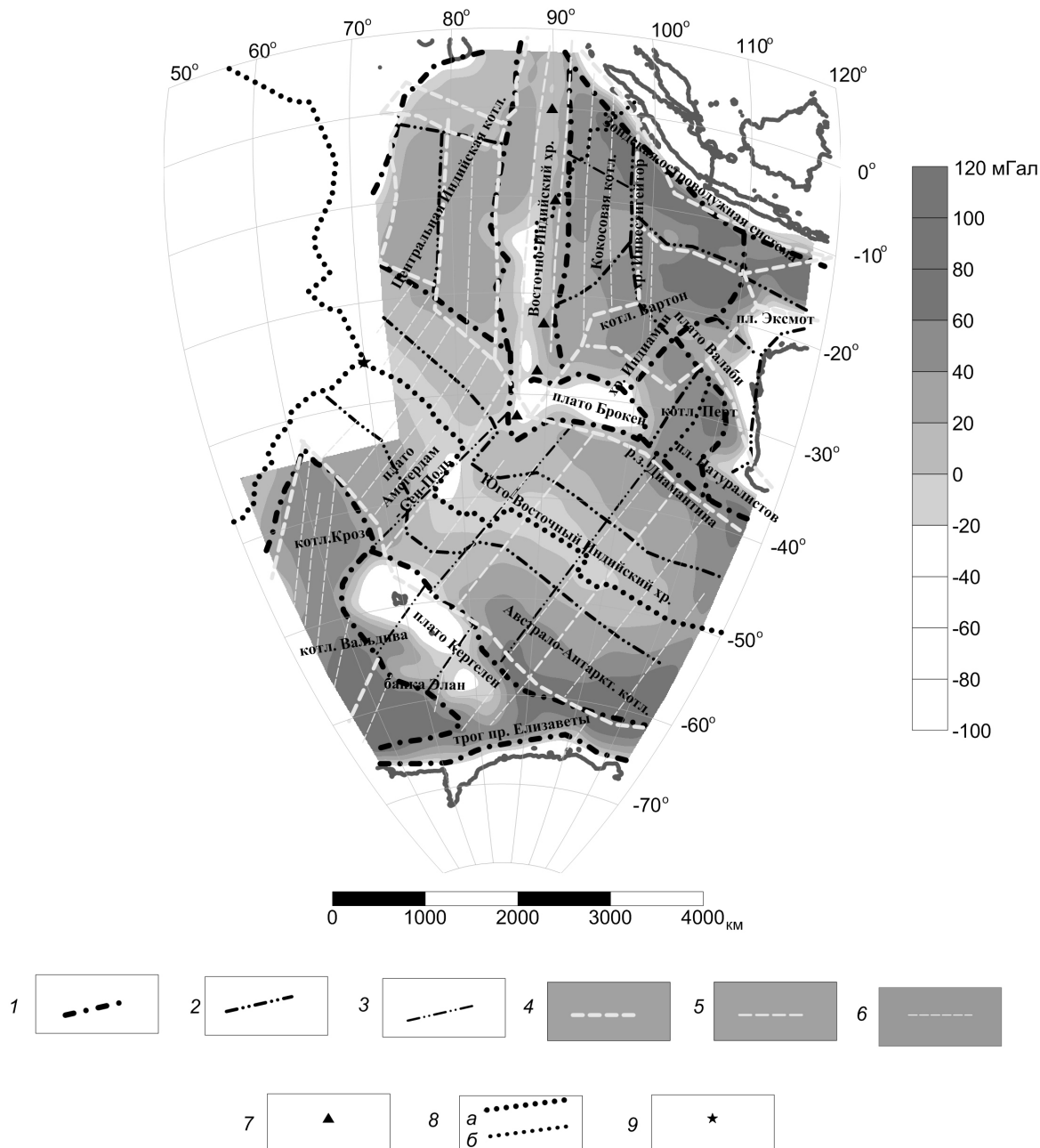


Рис. 5. Структурная схема гравитационного и магнитного полей (наложена на среднечастотную компоненту гравитационного поля): 1 – границы аномальных зон, выделенные по низкочастотной компоненте гравитационного поля; 2 – границы аномальных областей, выделенные по среднечастотной компоненте гравитационного поля; 3 – границы аномальных подобластей, выделенные по высокочастотной компоненте гравитационного поля; 4 – границы аномальных областей с линеациями аномалий магнитного поля одного простирания; 5 – границы аномальных подобластей с различной интенсивностью линейных локальных магнитных аномалий; 6 – линии смещения осей локальных линейных магнитных аномалий (трансформные зоны); 7 – границы сегментов Восточно-Индийского хребта, выделенные по средне- и высокочастотным компонентам гравитационного и аномального магнитного полей; 8 – оси спрединговых хребтов: а – действующих, б – отмерших; 9 – тройственное сочленение Родригес.

дна с глубинами <3 км соответствуют аномальным областям гравитационного поля пониженного положительного, или относительно отрицательного, гравитационного поля (<250 мГал). К ним относятся области хребтов и плато.

2. Зоны Центральной Индийской котловины и котловины Крозе с примыкающей к ней на юге

областью котловины Эндерби имеют сходные характеристики гравитационного и магнитного аномального полей и их трансформант. Характер разделения зон на области в основном аналогичен в обеих зонах, что свидетельствует о возможно сходной истории их развития (рис. 3, 4).

3. Восточный Индийский бассейн отличается сложным сочетанием геометрических особенностей морфологии и аномального характера полей низко-, средне- и высокочастотных компонент гравитационного поля, которое создает картину разделения этой зоны на области и подобласти (рис. 3, 5). Характер поля средне- и высокочастотной компоненты вдоль границ зоны резко отличен, что может быть связано с разными режимами напряжения на этих границах, обусловившими тектонический тип границы – субдукционный режим вдоль Зондского архипелага, коллизийный режим сжатия вдоль северо-западной окраины Австралии, внутриплитные деформации вдоль ВИХ и в примыкающих котловинах, режим растяжения вдоль северо-западной границы котловины Перт.

4. Анализ гравитационного поля и его трансформант, а также аномального магнитного поля позволил разделить Восточный Индийский хребет на пять участков. В целом границы участков ВИХ, выделенные по гравитационному и магнитному полям, совпадают. Но, если интенсивность локальных магнитных аномалий на каждом участке позволяет говорить о сравнительно одинаковой намагниченности и составе магматических пород, образующих хребет, то интенсивность локальных гравитационных аномалий свидетельствует о гетерогенности коры, связанной, в первую очередь, с изменением ее мощности. Последнее обусловлено пространственно-временными вариациями в интенсивности проявления тектонических, магматических и метаморфических структурообразующих процессов по мере развития хребта. С одной стороны, предполагается, что хребет образовался вблизи пересечения трансформного разлома (тип «хребет-дуга») и сегмента спредингового хребта в результате интенсивной магматической деятельности, связанной с действием горячей точки Кергелен. Эта гипотеза поддерживается большим количеством исследователей, в том числе и авторами этой статьи. С другой стороны, существуют гипотезы о значительной роли процесса серпентинизации в формировании ВИХ. Имеется также точка зрения, объясняющая формирование хребта благодаря сжатию и тектоническому скучиванию блоков земной коры и литосферы. Не исключено, что на разных этапах развития ВИХ могли преобладать разные структурообразующие эндогенные процессы.

5. Юго-Восточный Индийский хребет в гравитационном поле по низко- и среднечастотным компонентам делится вкрест простирания хребта на области: центральную – относительно пониженных и отрицательных значений поля (<200 мГал) и фланговые области (с возрас-

том >40 млн. лет) повышенных значений поля (250-300 мГал). Кроме зональности вкрест хребта отмечается зональность вдоль простирания хребта, контролируемая трансформными разломами. Магнитное поле поддерживает эту зональность, отражая смещение линейных аномалий по трансформным разломам.

6. Область плато Кергелен по морфологии рельефа и характеру аномальных полей (и их трансформант) может быть в первом приближении разделена на три части: северо-западную, наиболее приподнятую в топографическом отношении, среднюю, более погруженную, и погруженную юго-восточную. Такое разделение в топографическом плане подчеркивается интенсивностью региональных отрицательных аномалий силы тяжести – наибольшей в северо-западной части и наименьшей в юго-восточной части. Магнитные аномалии, преимущественно интенсивные положительные, имеют либо изометричную форму, либо слабовыраженное простирание (северо-западное и ортогональное ему). В юго-восточной части плато Кергелен, ближе к тропе принцессы Елизаветы, простирание линейных магнитных аномалий меняется на субширотное (восток-северо-восточное). Интенсивность региональных гравитационных аномалий предполагает значительную мощность коры на всех участках плато Кергелен, а характер магнитного поля совместно с высокочастотной компонентой гравитационного поля свидетельствует о разном типе коры и гетерогенном строении ее под выделяемыми в пределах плато Кергелен областями. Идентификация типов коры на плато Кергелен по геофизическим данным (гравитационным и магнитным) не дает однозначных результатов. Это связано с тем, что имеющаяся в структуре плато континентальная кора (например, банка Элан), по всей видимости, сильно растянута и утонена (что приводит к увеличению эффективной плотности литосферы и увеличению значений аномалий Буге по сравнению с нормальной континентальной корой). В то же время изначально океаническая кора северо-западной части плато могла быть подвергнута магматической активизации в результате воздействия горячей точки. Проявлением крупных магматических процессов в районе плато Кергелен могло быть утолщение коры, как за счет эффузивных образований, так и за счет андеплейтинга (что приводит к уменьшению эффективной плотности литосферы и, соответственно, уменьшению аномалий Буге по сравнению с нормальной океанической корой). В результате, несмотря на изначально различные типы коры, в обоих случаях, эффективное распределение плотностей в литосфере может быть очень близким, Идентификация типов

коры в данных геодинамических обстановках на основе анализа гравитационного поля и его трансформант представляется очень важной и актуальной проблемой.

7. Разнообразие типов морфоструктур и сложный рисунок аномальных геофизических полей в восточной части Индийского океана характеризуют историю развития литосферы этого региона.

Наиболее древние этапы развития океанической литосферы юго-восточной части Индийского океана фиксируют линейные магнитные аномалии (M11-M14), расположенные вблизи западной окраины Австралии, сопряженной с окраиной Большой Индии (Sayers et al., 2002). Чуть позже началось отделение Индии от Антарктиды.

По результатам геофизических и геологических исследований Коффин с соавторами (Coffin et al., 2002) сделали вывод, что раскрытие океана между Индией и Антарктидой могло быть вызвано активизацией горячей точки Кергелен в области Восточной Гондваны 132 млн. лет назад, которое проявилось в излиянии базальтов в юго-западной Австралии (комплекс Банбери) и на плато Натуралистов. Около 120 млн. лет назад горячая точка сместилась в северо-западном направлении (или вновь активизировалась) и, при взаимодействии с центром спрединга Индийского океана, стимулировала обильную вулканическую деятельность, сформировавшую южную часть плато Кергелен (Coffin et al., 2002). В дальнейшем магматическая активность горячей точки Кергелен могла сыграть существенную роль в формировании ВИХ. Эта гипотеза объясняет наличие пород континентальной коры в скважине 1137 ODP, расположенной на банке Элан (Coffin et al., 2002). Около 83 млн. лет назад плюмовая активность уменьшилась, а процессы растяжения, ориентированные в направлении северо-восток – юго-запад, достигли максимума своей интенсивности. На востоке произошло открытие океана между Австралией и Антарктидой (Benard et al., 2009) – ЮВИХ начал свою активность.

Около 43-40 млн. лет назад продвижение рифтовой трещины ЮВИХ к северо-западу вызвало разделение крупного поднятия на две части: плато Кергелен и хребет Брокен, имеющие сходный характер гравитационного и магнитного полей. С этого времени началось активное взаимодействие горячей точки Кергелен с корой, сформированной на ЮВИХ, которое продолжается до настоящего времени.

По мнению ряда исследователей мантийный плюм горячей точки Кергелен вплоть до настоящего времени влияет на глубинную мантию этого района на расстоянии более тысячи

километров (Ma, 1996; Scheirer et al., 2000) и даже более, стимулируя формирование мантийных плотностных неоднородностей.

Структурное районирование литосферы восточной части Индийского океана, проведенное на основании анализа рельефа дна, гравитационного и аномального магнитного полей, подтверждает сложное строение литосферы, состоящей из гетерогенных блоков, имеющих разный возраст, глубинное строение и историю развития. Границы этих блоков отмечаются аномальными высоко градиентными зонами, изменением простирания серий линейных магнитных аномалий и, как правило, имеют четкую морфологическую выраженность. Они характеризуют собой как активные, так и палеограницы плит, а также области проявления интенсивных внутриплитных тектонических и магматических процессов, действующих в настоящее время или в геологическом прошлом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 13-05-00143-а).

Список литературы

- Булычев А.А., Кривошея К.В., Мелихов В.Р., Зальцман Р.В.* Вычисление аномального гравитационного потенциала и его производных на сфере // Вестн. Моск. Ун-та. Сер.4. Геология. 1998. № 2. С. 42-46.
- Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И.* Аномальный геотермический режим Центральной и Аравийской котловин Индийского океана // Изв. РАН. Физика Земли. 1993. № 11. С. 16-26.
- Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Розова А.В.* Оценка влияния горячих точек Кергелен и Амстердам–Сен-Поль на термический режим рифтовой зоны Юго-восточного Индийского хребта. // Жизнь Земли / Под ред. Садовниченко В.А., Смурова А.В. М.: Изд-во Московского университета, 2012. С. 4-24.
- Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др.* Тектоническое развитие земной коры и формирование осадочного чехла в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дейвиса, плато Кергелен). // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Первые результаты. Том «Строение и история развития литосферы» / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: Paulsen Edition, 2010. С. 9-38.
- Пуцаровский Ю.М.* Тектонические типы глубоководных впадин Индийского океана // Геотектоника. 2007. № 5. С. 23-37.
- Benard F., Callot J., Vially R., Schmitz J. et al.* The Kerguelen plateau: Records from long-living/composite microcontinent // Marine Petroleum Geology. 2009. P. 1-17.

- Coffin M.F., Pringle M.S., Dungan R.A. et al.* Kerguelen Hotspot Magma Output since 130 Ma // *J. Petrology*. 2002. V. 43. № 7. P. 1121-1139.
- Exon N.F., Willcox J.B.* Geology and petroleum potential of Exmouth Plateau area off Western Australia // *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 1978. V. 62. № 1. P. 40-72.
- Gaina C., Muller R.D., Brown B. et al.* Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica. // *Geophys. Journ. Int.* 2007. V. 170. P. 151-169.
- Gibbons A.D., Barckhausen U., Paul van den Bogaard et al.* Constraining the Jurassic extent of Greater India: Tectonic evolution of the West Australian margin // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2012. V.13. № 5. 25 p.
- Grevenmeyer J., Flueh E.R., Reichert C. et al.* // Crustal architecture and deep structure of the Ninetyeast Ridge hot spot trail from active-source ocean bottom seismology. *Geophys. J. Int.* 2001. V. 144. №2 P. 414-431.
- Krishna K.S., Neprochnov Y.P., Gopala Rao D., Grinko B.N.* // Crustal structure and tectonics of the Ninetyeast Ridge from seismic and gravity studies // *Tectonics*. 2001. V. 20. №3. P. 416-433, doi:10.1029/2001TC900004.
- Ma Y., Cochran J.R.* Transitions in axial morphology along the Southeast Indian Ridge // *JGR*. 1996. V. 101. №B7. P. 15849-15866.
- Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H.* EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (an electronic journal of the earth sciences). 2009. V. 10. № 8. (<http://www.geomag.org/models/emag2.html>).
- Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Retracking ERS-1 Altimeter Waveforms for Optimal Gravity Field Recovery // *Geophys. J. Int.* 2005. V. 163. № 1. P. 79-89.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F., Gille S. et al.* Bathymetry from Space: Rationale and requirements for a new, high-resolution altimetric mission // *Comptes Rendus Geoscience*. 2006. V. 338. № 14-15. P. 1049-1062. (<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071306001246>).
- Sayers J., Borissova I., Ramsay D., Symonds P.A.* Geological framework of the Wallaby Plateau and adjacent areas // *Geoscience Australia. Record* 2002/21. 2012. 133 p.
- Scheirer D.S., Forsyth D.W., Conder J.A. et al.* Anomalous seafloor spreading of the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam–St. Paul Plateau // *JGR*. 2000. V. 105. № B4. P. 8243-8262.
- Schlich R.* The Indian ocean: aseismic ridges, spreading centers and oceanic basins // *The Oceanic Basins and Margins*. V. 6. The Indian Ocean. Plenum / Editors A.E.M. Nairn and F.G. Stehli. New York. Plenum Press. 1982. P. 51-147.

HETEROGENEOUS STRUCTURE OF THE LITHOSPHERE IN THE EASTERN PART OF THE INDIAN OCEAN BASED ON THE RESULTS FROM THE ANALYSIS OF THE GRAVITY AND ANOMALOUS MAGNETIC FIELDS

A.A. Bulychev¹, D.A. Gilod¹, E.P. Dubinin²

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991, Faculty of Geology;*
²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991, Museum of Earth Science*

Structural analysis of potential fields along with other geological and geophysical data (primarily, data on seismology, seismic, drilling, and dredging) allow solving many disputable questions concerning the structure and evolution of the tectonosphere. The authors analyzed structurally the potential fields of the eastern part of the Indian Ocean. The results of the study allowed finding the conclusion for the types of the lithosphere of the basic structures in the study area. They are the basis for the subsequent creation of the model structure and tectonosphere evolution in this region.

Keywords: potential fields, tectonosphere, the Indian ocean.