

УДК 550.831

ТРЕХМЕРНАЯ ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

© 2013 г. А.А. Булычев, Д.А. Гилод

Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Представлена методика построения трехмерных моделей тектоносферы по гравиметрическим данным и приведены результаты ее использования для Юго-Западного Индийского хребта. Формирование трехмерных плотностных моделей базировалось на результатах ранее проведенного структурного анализа гравитационного и магнитного полей исследуемого региона и двумерного плотностного моделирования по нескольким профилям, пересекающим крупные сегменты хребта. Результаты моделирования представлены в виде карт поверхности Мохоровичича и распределения плотности в слое океанической коры.

Ключевые слова: Юго-Западный Индийский хребет, аномалии силы тяжести, плотностное моделирование, тектоносфера.

Введение

Юго-Западный Индийский хребет, формирующий границу между двумя плитами – Антарктической на юге и Сомалийской на севере, – является важной тектоно-топографической структурой юго-западной части Индийского океана. Хребет относится к самым длинным и самым медленным спрединговым системам планеты – его протяженность около 8000 км (от тройного сочленения Буве на западе до тройного сочленения Родригес на востоке); полная скорость спрединга хребта составляет приблизительно 13–16 мм/г. Конфигурация хребта существенно меняется по простиранию; с учетом геометрии и истории спрединга он может быть разделен на несколько участков [Булычев, Гилод, Соколова, 2011; Гилод, Булычев, 2013].

В настоящей статье рассматривается методика трехмерного плотностного моделирования тектоносферы и приводятся результаты применения этой методики для трех участков Юго-Западного Индийского хребта, включающих наиболее крупные его сегменты.

Цель выполненного моделирования – исследование особенностей строения океанической коры вдоль хребта с анализом изменения ее мощности, возможной слоистости и распределения плотности.

В первом разделе рассматриваются методические вопросы трехмерного плотностного моделирования, базирующегося в основном на анализе и интерпретации гравитационного поля. Описывается методика определения рельефа плотностных границ, включая поверхность Мохоровичича (М), и подбора распределения плотности в коре. Во втором разделе приводятся результаты трехмерного моделирования для отдельных участков хребта в сопоставлении с результатами двумерного моделирования.

В статье обсуждаются также некоторые проблемы трехмерного плотностного моделирования в регионах, слабо изученных геофизическими методами, и вопрос достоверности структурно-плотностной модели тектоносферы, получаемой в результате такого моделирования.

Методика трехмерного плотностного моделирования тектоносферы

Основным фактическим материалом при трехмерном плотностном моделировании были карта аномалии силы тяжести в свободном воздухе [Sandwell, Smith, 2005]; карта аномалий силы тяжести в редукции Буге, рассчитанных с учетом сферичности Земли при плотности промежуточного слоя 2.67 г/см^3 по градам аномалий силы тяжести в свободном воздухе и батиметрическому гриду [Smith, Sandwell, 1997; Sandwell, Smith, 2005] с густотой сети $15' \times 15'$; карты рельефа дна океана [Smith, Sandwell, 1997] и его возраста [Muller et al., 1997]; карта мощности литосферы, рассчитанной в зависимости от возраста дна океана [Лукашевич, Приставакина, 1984]. Первая из перечисленных карт представлена на рис. 1; остальные в данной статье не приводятся.

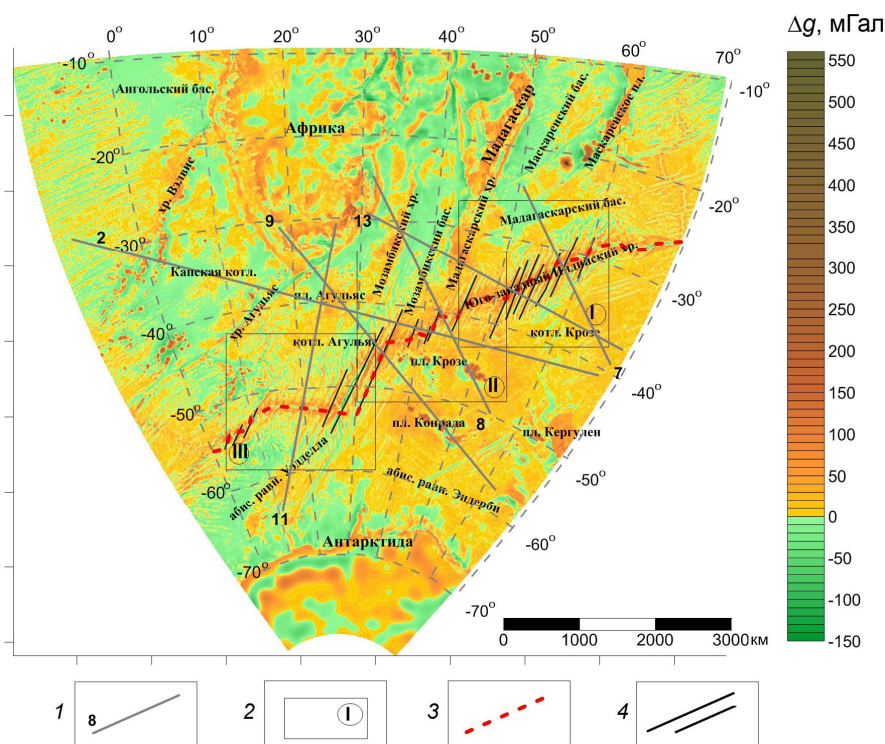


Рис. 1. Карта аномалий силы тяжести в свободном воздухе для юго-западной части Индийского океана, использованная при трехмерном плотностном моделировании океанической коры исследуемого региона. Сечение изолиний – 10 мГал

1 – линии профилей, вдоль которых подобраны двумерные структурно-плотностные модели тектоносферы, с указанием их номеров, используемых в тексте; 2 – контуры участков хребта, для которых выполнено трехмерное моделирование океанической коры, в кружках – номера участков: I – северо-восточный, II – центральный, III – юго-западный; 3 – ось спрединга хребта; 4 – наиболее крупные трансформные разломы, уверенно выделяемые по гравитационному полю

Построение трехмерных моделей базировалось на результатах структурного анализа гравитационного и магнитного полей, выполненного авторами ранее [Булычев, Гилод, Соколова, 2011] с привлечением данных сейсмотомографии [Méglin, Romanowicz, 2000], и на результатах двумерного плотностного моделирования по двенадцати профилям, пересекающим основные тектонические структуры исследуемого региона [Гилод, Булычев, 2013].

Трехмерная модель тектоносферы до глубины 110 км включает четыре основных слоя, гравитационные эффекты от каждого из которых имеют разные частотные и амплитудные характеристики, что следует из анализа структуры гравитационного поля

[Булычев, Гилод, Соколова, 2011]. Первый слой – водный; положение и форма подошвы слоя определяется рельефом дна океана; плотность – 1.03 г/см^3 . Второй слой – слой океанической коры, залегающий между дном океана (кровля слоя) и границей М (подошва слоя); плотность слоя меняется как по вертикали, так и по латерали. Кровлей третьего слоя – слоя подкоровой литосферы – служит граница М; подошва слоя рассчитана по аналитической зависимости мощности литосферы от возраста дна океана [Лукашевич, Приставакина, 1984]; плотность в слое меняется по латерали в зависимости от возраста литосферы. Четвертый слой рассматриваемой модели – астеносферный – ограничен глубиной 110 км; кровля слоя совпадает с подошвой литосферы; плотность зависит от глубины и расстояния до спредингового центра.

Ниже последовательно описываются четыре основных этапа процесса трехмерного плотностного моделирования:

- расчет начального приближения для глубины залегания поверхности М;
- определение глубины залегания подошвы литосферы и задание плотностного распределения в слое подкоровой литосферы;
- задание плотности в астеносферном слое;
- итерационный подбор глубины залегания подошвы океанической коры и распределения плотности в ней.

Расчет начального приближения для глубины залегания поверхности М. При расчете начального приближения для глубины до поверхности М принимались следующие условия:

- использование сглаженного рельефа дна;
- расчет глубины поверхности М для всех глубин океана путем прибавления к сглаженному рельефу дна средней мощности слоя нормальной океанической коры, составляющей 6 км;
- при возрасте дна менее 10 млн. лет мощность слоя океанической коры полагается равной 5 км;
- при возрасте дна от 10 до 110 млн. лет и глубинах океана, превышающих 4 км, учитывается изостатическая компенсация (глубина компенсации 33–35 км) [Булычев и др., 2005];
- при возрасте дна более 110 млн. лет и глубинах океана менее 4 км также учитывается изостатическая компенсации (глубина компенсации 33–35 км); глубина поверхности М в этом случае рассчитывается отдельно для суши и моря.

При двумерном плотностном моделировании [Гилод, Булычев, 2013] было установлено двухслойное строение океанической коры. Верхний слой (собственно океаническая кора) достаточно уверенно выявляется при интерпретации гравитационного поля методом полного нормированного градиента [Березкин, 1988] и на ненарушенных флангах спрединговой зоны имеет типичную для океанической коры мощность 5–7 км. По плотности верхний слой сильно дифференцирован – разница между значениями плотности может достигать $0.20\text{--}0.25 \text{ г/см}^3$.

Поскольку масштаб и точность используемого при моделировании гравитационного поля не позволяют определить мощность нижнего слоя коры, он вводится в модель гипотетически при плотности $3.00\text{--}3.15 \text{ г/см}^3$. Этот слой в области крайне медленного спрединга Юго-Западного Индийского хребта соответствует фронту серпентинизации мантийных пород на границе с океанической корой и является переходным между верхней мантией, в частности, подкоровой литосферой [Дубинин, Галушкин, Свешников, 2010а, б], и верхней частью океанической коры.

При расчете начального приближения трехмерной модели использовалась усредненная для региона плотность океанической коры, составляющая 2.80 г/см^3 ; при учете нижнего (переходного) слоя плотность может быть более высокой – около 2.90 г/см^3 .

Определение глубины залегания подошвы литосферы и задание распределения плотности в слое подкорковой литосферы. Расчет глубин до подошвы литосферы выполнялся по формулам зависимости ее мощности от возраста дна океана [Лукашевич, Приставакина, 1984] с использованием цифрового файла возраста дна, предложенного в [Muller et al., 1997]. При двумерном моделировании в процессе подбора рассчитанные глубины корректировке практически не подвергались; корректировались только плотности в слое подкорковой литосферы, исходно задаваемые в зависимости от ее возраста. При трехмерном моделировании зависимость мощности литосферы от возраста дна принималась единой для всех исследуемых участков; значения плотности в процессе подбора не корректировались. Используемые при трехмерном плотностном моделировании значения плотности приведены в таблице.

Значения плотности, использованные при трехмерном плотностном моделировании

Возраст литосферы, млн. лет	Плотность, σ , г/см ³	
	слой подкорковой литосферы	астеносферный слой
< 10	3.29	3.26
10–20	3.29–3.30	3.27
20–40	3.31	3.29
40–60	3.32	3.31
60–80	3.33	3.32
>80	3.34	3.33

Задание плотности в астеносферном слое. Согласно результатам ранее выполненного двумерного плотностного моделирования тектоносферы осевой зоны спрединга Юго-Западного Индийского хребта [Гилод, Булычев, 2013], области разуплотнения в астеносферном слое ($\sigma=3.27\text{--}3.25$ г/см³) распространяются на всю глубину моделируемого разреза – до 110 км. При анализе полного нормированного градиента фиксируется разуплотнение до глубины 400 км, включая верхнюю мантию. Это соответствует области и глубине распространения аномалий пониженных скоростей, выявляемых по данным сейсмотомографии. Кровля астеносферного слоя совпадает с подошвой литосферы, а его подошва получена при двумерном моделировании по результатам интерпретации гравитационного поля методом полного нормированного градиента. В настоящее время не существует трехмерного варианта этого метода для интерпретации глубинных горизонтов тектоносферы, в связи с чем трехмерная модель была ограничена уровнем 110 км, который, как будет показано далее, не совпадает с нижней границей астеносферного слоя, иногда проходя внутри него, а иногда находясь под его подошвой.

В следующем разделе на конкретных примерах будет показано, что в ряде случаев недоучет регионального фона, обусловленного аномальными массами, расположенными ниже 110 км, оказывает довольно значительное влияние на определение глубины поверхности М и средней плотности океанической коры. Как и при двумерном моделировании, плотность в астеносферном слое определялась в зависимости от глубины его кровли и возраста литосферы (см. таблицу).

По модели начального приближения, представленной цифровыми сетками поверхности М, подошвы литосферы, плотности подкорковой литосферы и плотности астеносферы, рассчитывалось гравитационное поле.

Итерационный подбор глубины подошвы океанической коры и распределения плотности в ней. Обычно вполне удовлетворительное в региональном масштабе совпадение рассчитанного гравитационного поля с исходным полем аномалий силы тяжести достигается уже после третьей итерации. Остаточные региональные аномалии, как правило, могут быть связаны с недоучтенным региональным вкладом плотностного

распределения в слоях подкоровой литосферы и астеносферы. Локальные остаточные аномалии в основном вызваны изменением плотности в слое океанической коры (по результатам двумерного моделирования плотность меняется приблизительно от 2.67 г/см^3 до 2.90 г/см^3 и более), и их вклад в аномальное гравитационное поле сопоставим с вкладом изменений рельефа поверхности М, полученным после третьей итерации при постоянной плотности в слое океанической коры. В связи со сказанным подбор распределения плотности в слое океанической коры вряд ли может быть вполне достоверным. Поэтому, как правило, для дальнейшего подбора плотностей в океанической коре принималась поверхность М, полученная после первой итерации (М₁), а на отдельных площадях – поверхность начального приближения (М₀).

Подбор плотности в слое океанической коры осуществляется на заключительном этапе моделирования, когда важно убедиться, что остаточное гравитационное поле, полученное после подбора границы М, обусловлено преимущественно распределением плотности в океанической коре, а не локальными вариациями ее подошвы по глубине. Для окончательного выбора поверхности М при подборе плотностей ее варианты, получаемые после первой–третьей итераций, сопоставлялись с результатами двумерного моделирования границы М, которые могут считаться вполне достоверными, поскольку исходный вариант границы М основывался и на результатах интерпретации гравитационного поля. О достоверности границы М свидетельствуют также результаты ее сопоставления с сейсмическими данными (в случаях, когда они имелись).

Подбор плотности осуществлялся в итерационном режиме. Как правило, после третьей итерации расхождение между рассчитанным полем аномалий силы тяжести и исходным не превышало 1–2 мГал. Результатом этого этапа моделирования являются карты распределения плотности в океанической коре.

Трехмерное плотностное моделирование океанической коры Юго-Западного Индийского хребта

Как уже отмечалось выше, трехмерное плотностное моделирование было выполнено для трех участков Юго-Западного Индийского хребта: северо-восточного ($55\text{--}70^\circ$ в.д.); центрального ($35\text{--}55^\circ$ в.д.) и юго-западного ($5\text{--}35^\circ$ в.д.), которые на рис. 1 обозначены соответственно цифрами I, II, III. Ниже приводится описание результатов трехмерного моделирования для названных участков в сопоставлении с результатами двумерного.

Результаты трехмерного моделирования в виде построенных для каждого участка карт поверхности М и карт соответствующего этой поверхности распределения плотности в океанической коре приведены на рис. 2 (карты поверхности М – *вверху*; карты распределения плотности – *внизу*).

Использованные для сопоставления двумерные плотностные модели представлены на рис. 3. Для каждого участка приведена модель вдоль проходящего по нему профиля, ограниченная глубиной 110 км, над которой размещены графики аномалий силы тяжести в свободном воздухе (черные кривые) и в редукции Буге (серые кривые). Штриховые линии на моделях отображают распределение плотности в слоях подкоровой литосферы и астеносферы, рассчитанное в зависимости от возраста. Ниже для наглядности приведены фрагменты этих моделей (до 30 км) в более крупном вертикальном масштабе, на которых сплошная черная линия – поверхность М по результатам двумерного моделирования, штриховая – та же поверхность, полученная при трехмерном моделировании. Над моделями помещены графики распределения плотности в океанической коре по профилю, построенные по результатам трехмерного моделирования.

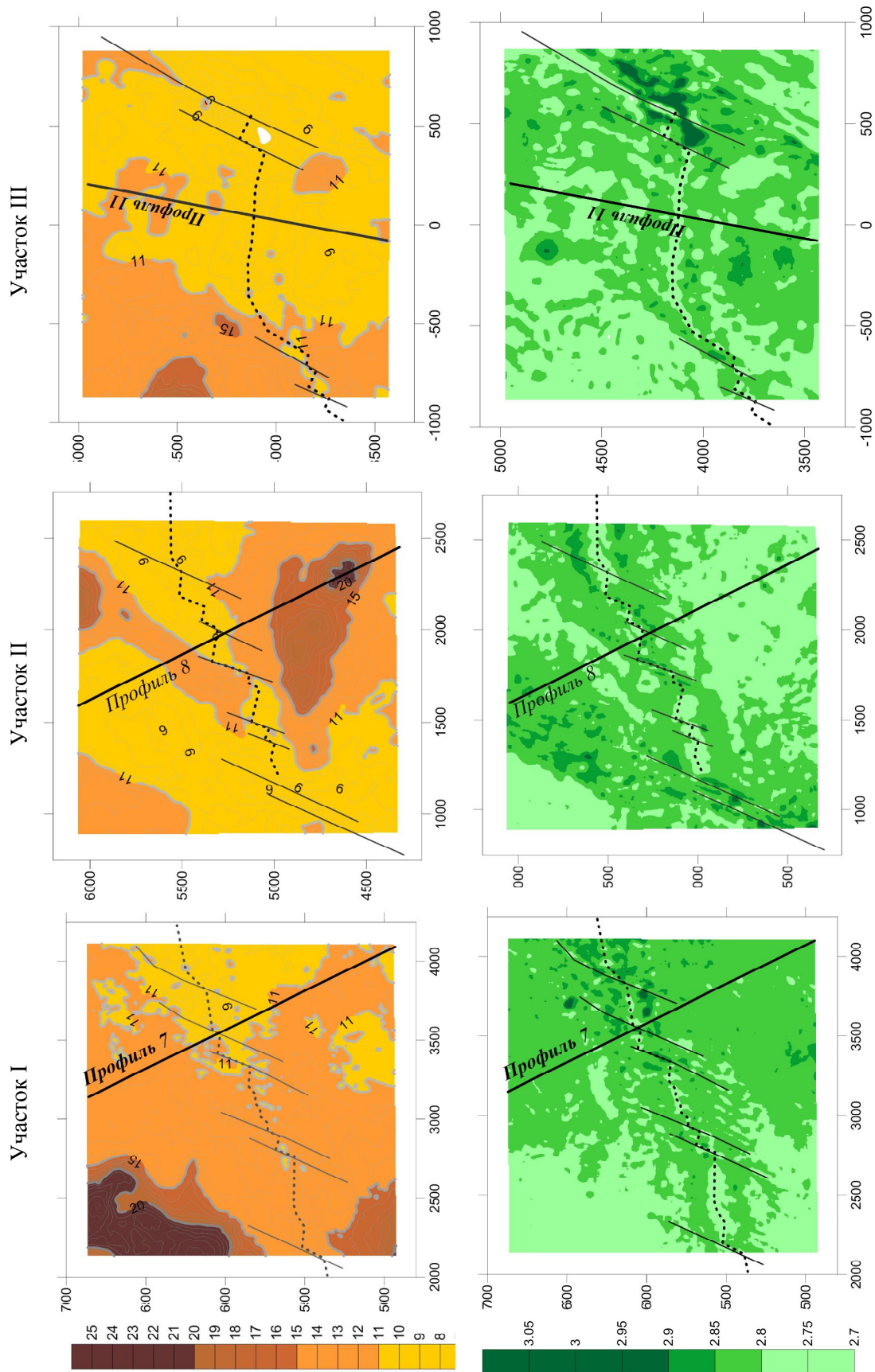


Рис. 2. Результаты трехмерного плотностного моделирования для трех участков Юго-Западного Индийского хребта. Отмечены профили, двумерные плотностные модели вдоль которых приведены на рис. 3; тонкие линии – разломы; пунктирная – ось спрединга. Пояснения см. в тексте

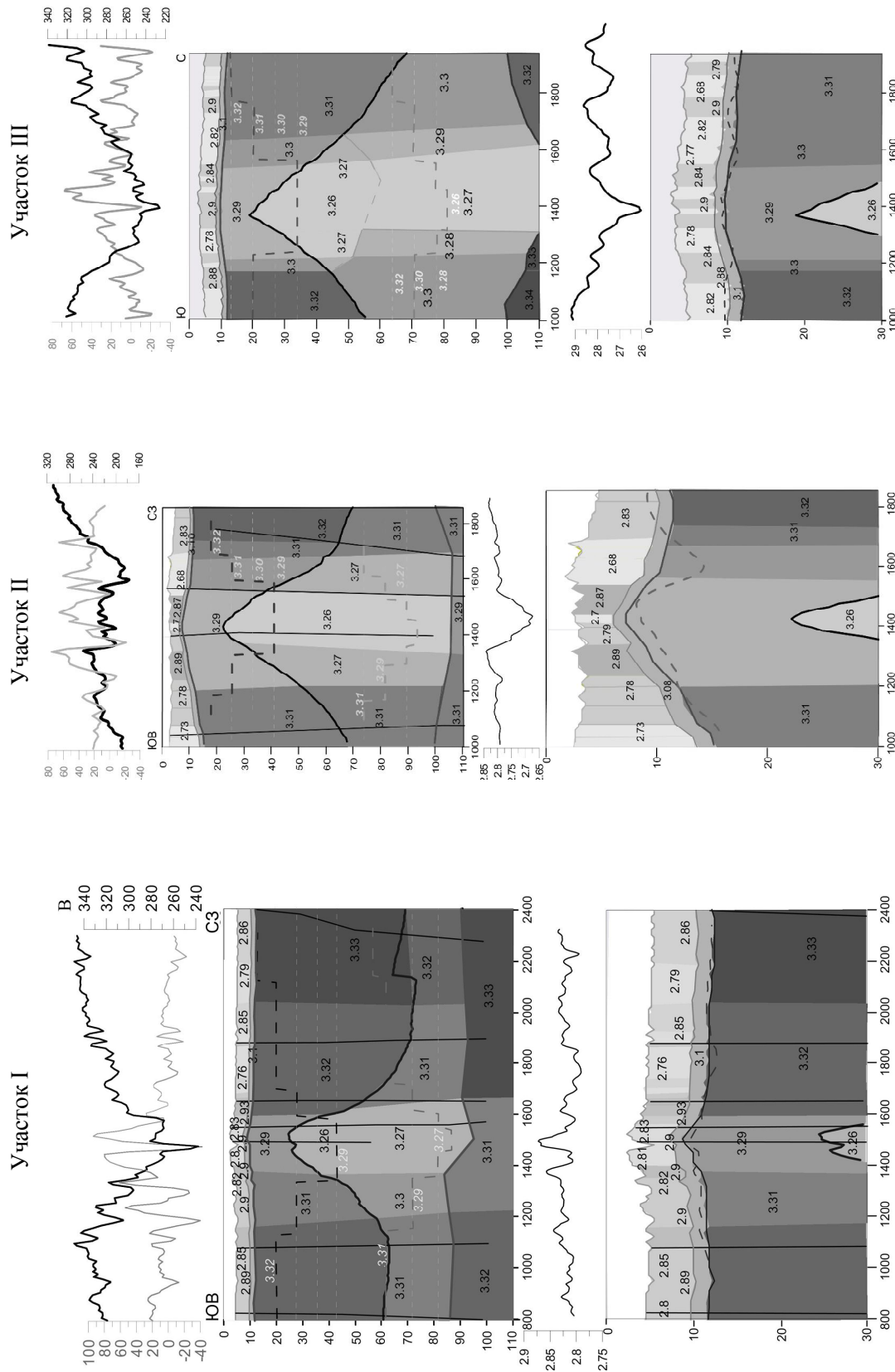


Рис. 3. Двумерные плотностные модели тектоносферы вдоль профилей 7 (участок I), 8 (II), 11 (III) с графиками аномалий силы тяжести в свободном воздухе и в редукции Буге (вверху). Фрагменты этих моделей до 30 км в увеличенном вертикальном масштабе с графиками расчленения плотности в океанической коре (внизу).. Пояснения см. в тексте

Северо-восточный участок хребта (участок I). Карта поверхности М при глубине компенсации 35 км и постоянной плотности океанической коры 2.8 г/см^3 , представленная вверху на рис. 2, получена при трехмерном моделировании после первой итерации; карта соответствующего этой поверхности распределения плотности в океанической коре (рис. 2, *внизу*) – после третьей. Ограниченная глубиной 110 км двумерная плотностная модель по профилю 7 [Гилод, Булычев, 2013] и ее фрагмент до глубины 30 км в увеличенном вертикальном масштабе представлены на рис. 3.

Распределение плотности в слоях подкоровой литосферы и астеносферы, закладываемое в исходные трех- и двумерные модели, не менялось в процессе трехмерного моделирования. Расхождение значений плотности в слоях подкоровой литосферы и астеносферы по результатам трехмерного и двумерного моделирования можно считать незначительным. Оно объясняется тем, что при двумерном моделировании в процессе подбора регионального фона в этих слоях тектоносферы менялась плотность, а глубинное положение подошвы подкоровой литосферы и астеносферы оставалось неизменным.

При сравнении положения границы М в двумерной модели с результатом трехмерного подбора (М_1) можно отметить, что в среднем эти границы лежат на одном глубинном уровне. Расхождения в 1–2 км наблюдаются в приосевой зоне шириной до 200 км. Кроме того, расхождения до ± 1 км наблюдаются на юго-восточном фланге хребта (1100–1400 км) и на северо-западном фланге (1700–1900 км, 2000–2200 км).

Такое региональное (на участках профиля длиной ~ 300 км) расхождение может быть вызвано не только отсутствием корректировки плотностей в слоях подкоровой литосферы и астеносферы при трехмерном моделировании, но и, как ранее было упомянуто, недоучетом регионального фона. Это связано с тем, что трехмерная модель ограничена глубиной 110 км, а при двумерном моделировании подбирался разрез до глубин более 110 км. Этим же, по-видимому, вызвано и расхождение между средним уровнем плотностей в океанической коре, полученных в результате трехмерного и двумерного подбора (рис. 3, *внизу*).

В приосевой зоне спрединга по двумерному и трехмерному моделированию также наблюдаются расхождения и глубин залегания поверхности М (около 1 км), и плотности. Можно предположить, что расхождения на этом участке профиля наряду с вышеназванными причинами вызвано и тем, что здесь возраст дна менее 10–15 млн лет и вместо изостатической компенсации существуют неизостатические напряжения удерживания океанической коры, обеспечивающие ей ту же мощность, что и на флангах. Такое предположение подтверждается результатами двумерного моделирования, при котором не ставилось никаких ограничительных условий относительно динамического или изостатического механизмов компенсации [Гилод, Булычев, 2013].

Центральный участок хребта (участок II). Результаты трехмерного моделирования океанической коры на центральном участке Юго-Западного Индийского хребта представлены на рис. 2, 3 аналогично тому, как это сделано для описанного выше участка I. Отметим, что для этого участка II карта поверхности М, полученная после первой итерации, рассчитывалась при глубине компенсации 33 км (сопоставление результатов двух видов моделирования см. на рис. 3).

Совпадение границ М в трех- и двумерных моделях прослеживается только на юго-восточном фланге хребта. В приосевой части юго-восточного фланга (1200–1400 км) расхождения уже составляют около 1 км, а на северо-западном приосевом фланге (1550–1750 км) возрастают до 4 км. Наблюдаемые расхождения можно объяснить тем, что плотности в подкоровой литосфере при двумерном подборе были на

0.02 г/см³ меньше, чем при трехмерном. На участке максимальных расхождений (1550–1700 км) к северо-западному приосевому флангу подходит южное подводное окончание Мадагаскарского хребта. Если в рельефе дна он проявляется очень слабо (поднятие не более 0.5 км), то на картах аномалий силы тяжести в свободном воздухе и в редукции Буге Мадагаскарский хребет отображен амплитудами аномалий соответственно в 30 и 50 мГал.

В связи со сказанным вполне допустим представленный вариант трехмерного подбора, показывающий усложнение строения коры приосевого северо-западного фланга Юго-Западного Индийского хребта (увеличение мощности и уменьшение плотности океанической коры), вызванное присутствием подводного окончания Мадагаскарского хребта. Если плотность подкоровой литосферы в трехмерной модели уменьшить хотя бы на половину наблюдаемого расхождения между двумя моделями (что вполне допустимо с точки зрения принятой для трехмерного моделирования зависимости возраст–плотность), то амплитуда прогиба подошвы коры на этом участке станет несколько меньше.

Как и на участке I, распределение плотности в океанической коре, полученное при трехмерном моделировании, совпадает с распределением плотности по результатам двумерного подбора, незначительно расходясь по амплитуде (см. рис. 3, *внизу*).

Юго-западный участок (участок III). Результаты трехмерного моделирования океанической коры для юго-западного участка исследуемого хребта – карта поверхности М при глубине компенсации 33 км, полученная после первой итерации (рис. 2, *вверху*), и соответствующая этой поверхности карта распределения плотности в океанической коре (рис. 2, *внизу*), полученная после третьей итерации, – графически представлены так же, как результаты для двух предыдущих участков.

Минимальные расхождения в положении границы М по результатам трех- и двумерного моделирования (см. рис. 3) отмечаются на участке длиной в 400 км вблизи оси спрединга, а максимальное – до 2 км – на более удаленных от оси флангах. Увеличение глубины компенсации до 34–35 км приводит к почти идеальному совпадению сопоставляемых границ на удаленных от оси спрединга флангах, но при этом в приосевой части границы расходятся до 2 км.

Сопоставление плотности в океанической коре по результатам трех- и двумерного моделирования показывает, что средний уровень плотности при трехмерном подборе приблизительно на 0.1 г/см³ ниже. Существующее расхождение между плотностями может быть объяснено теми же причинами, что и для модели северо-восточного участка хребта.

Выводы

1. Трехмерное структурно-плотностное моделирование Юго-Западного Индийского хребта базировалось на результатах ранее проведенного авторами структурного анализа гравитационного поля при их сопоставлении с данными сейсмотомографии и результатах двумерного структурно-плотностного моделирования по ряду профилей, секущих крупные структуры исследуемого региона. Для формирования двумерной структурно-плотностной модели были дополнительно привлечены данные интерпретации гравитационного поля методом полного нормированного градиента, позволившие установить основные плотностные границы раздела в тектоносфере и в определенной степени наложить ограничения на структурные и плотностные особенности разреза при подборе плотностной модели. Благодаря этому удалось выполнить трехмерное плотностное моделирование в условиях недостаточной дополнительной геофизической информации (или практически при полном ее отсутствии), базирясь только на результа-

тах анализа и интерпретации гравитационного поля. Важную роль при определении глубины границ раздела в тектоносфере сыграли батиметрические данные и данные о возрасте океанического дна, полученные при анализе и интерпретации аномального магнитного поля.

2. Модель тектоносферы, ограниченная глубиной 110 км, включает четыре слоя – водный слой, слой океанической коры, слой подкоровой литосферы, слой астеносферы. Положение подошвы подкоровой литосферы и распределение плотности в ней и астеносфере предварительно рассчитывались в зависимости от возраста океанского дна и не менялись в процессе трехмерного подбора. Подошва океанической коры (поверхность М) итерационно подбиралась при постоянной плотности коры 2.8 г/см^3 . По результатам подбора выбиралась поверхность М, наилучшим образом совпадающая с поверхностью подошвы океанической коры в двумерной модели, после чего итеративно подбиралось распределение плотности в океанической коре.

По существу, результат трехмерного моделирования свелся к получению для отдельных площадей исследуемого региона поверхности М и распределения средней плотности в слое океанической коры.

3. Полученные результаты показали, что принятая зависимость поведения подошвы литосферы и распределения плотностей в слоях подкоровой литосферы и астеносферы от возраста океанического дна в целом применима ко всему исследуемому региону. Однако для отдельных структур эта зависимость может нарушаться в соответствии с тектонической позицией моделируемой структуры. Для приосевых участков зоны спрединга на анализируемые параметры модели могут влиять насыщенность сегмента спрединговой зоны трансформными разломами, наличие на ее флангах прилегающих тектонических структур, близость горячей точки и т.д.

4. Двумерное плотностное моделирование [Гилод, Булычев, 2013] показало, что области разуплотнения в слое астеносферы ($3.27\text{--}3.25 \text{ г/см}^3$) распространяются на глубину более 110 км. Анализ функции распределения нормированного градиента аномалий силы тяжести фиксирует область разуплотнения до глубины 400 км, включая верхнюю мантию, и соответствует области и глубине распространения аномалий пониженных скоростей, выявляемых по данным сейсмотомографии. Ограничение трехмерной модели по глубине приводит к недоучету регионального фона, обусловленного глубокими слоями тектоносферы и верхней мантии. При моделировании это сказывается на положении поверхности М и распределении плотности в океанической коре. Для учета части разреза ниже 110 км необходимо использование дополнительной информации, получаемой другими геофизическими методами.

5. Трехмерные модели для рассмотренных участков Юго-Западного Индийского хребта в целом хорошо согласуются с результатами двумерного моделирования. Не превышающие 1–2 км расхождения между границами М, полученными при двумерном и трехмерном моделировании, могут быть вызваны причинами, изложенными выше.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 10-05-00042).

Литература

- Березкин В.М. Метод полного градиента в геофизической разведке. М.: Недра, 1988. 188 с.
- Булычев А.А., Гилод Д.А., Соколова Т.Б. Анализ гравитационного и магнитного полей и данных сейсмотомографии юго-западного сектора Индийского океана // Геофизика. 2011. № 4. С.44–56.
- Булычев А.А., Гилод Д.А., Кривошея К.В., Зайцев А.Н., Шрейдер А.А. Трехмерное моделирование тектоносферы в районе акватории трансформной зоны Романш (Экваториальная Ат-

- лантика) по гравиметрическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2005. № 5. С.74–80.
- Гилод Д.А., Булычев А.А. Двумерное плотностное моделирование тектоносферы структур юго-западного сектора акватории Индийского океана // Геофизика. 2013. № 1. С.55–66.
- Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Свешников А.А. Глубинное строение литосферы рифтовых зон спрединговых хребтов // Жизнь Земли: сб. научных трудов Музея землеведения МГУ. М.: Изд-во МГУ, 2010а. С.32–53.
- Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Свешников А.А. Модель аккреции океанической коры и ее геодинамические следствия // Жизнь Земли: сб. научных трудов Музея землеведения МГУ. М.: Изд-во МГУ, 2010б. С.53–82.
- Лукашевич И.П., Приставакина Е.И. Плотностная модель верхней мантии под океанами // Физика Земли. 1984. № 2. С.103–107.
- Mégnin C., Romanowicz B. The shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface and higher modes waveforms // Geophys. J. Int. 2000. V. 143. P.709–728. (<http://www.seismo.berkeley.edu/>)
- Muller R. D., Roest W. R., Royer J.-Yv., Gahagan L. M., Sclater J. G. Digital isochrones of the world's ocean floor // J. Geophys. Res. 1997. V. 102, N. B2. P.3211–3214. February 10, 1997. (http://gdcinfo.agg.nrcan.gc.ca/app/agegrid_e.html)
- Sandwell D.T., Smith W.H.F. Retracking ERS-1 Altimeter Waveforms for Optimal Gravity Field Recovery // Geophys. J. Int. 2005. V. 163. P.79–89. (<http://www.ngdc.noaa.gov/>)
- Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // Science. 1997. V. 277 (5334). P.1956–1962. (<http://topex.ucsd.edu/>, <http://edcwww.cr.usgs.gov/>)

Сведения об авторах

БУЛЫЧЕВ Андрей Александрович – доктор физико-математических наук, заведующий кафедрой геофизических методов исследования земной коры, МГУ им. М.В. Ломоносова. 119991, ГСП-1, Москва, Ленинские горы, МГУ, геологический факультет. Тел.: 8(495)939-57-66. E-mail: aabul@geophys.geol.msu.ru

ГИЛОД Долорес Алексеевна – научный сотрудник кафедры геофизических методов исследования земной коры, МГУ им. М.В. Ломоносова. 119991, ГСП-1, Москва, Ленинские горы, МГУ, геологический факультет. Тел.: 8(495)939-30-13. E-mail: gilod_dolores@mail.ru

THREE-DIMENSIONAL DENSITY MODEL OF THE STRUCTURE OF THE SOUTHWEST INDIAN RIDGE TECTONOSPHERE

A.A. Bulychev, D.A. Gilod

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. The technique and the results of 3D gravity modeling of the structure of the Southwest Indian Ridge tectonosphere are presented. 3D density models of the tectonosphere are based on the results of previous structural analysis of the gravity and magnetic fields, and 2D density models along a number of profiles crossing main segments of the Ridge. The results of 3D density modeling are maps of the Moho discontinuity and density distribution in the oceanic crust.

Keywords: Southwest Indian Ridge, gravity anomalies, density modeling, tectonosphere.