

УДК 550.831,838; 551.241

## ДВУМЕРНОЕ СТРУКТУРНО-ПЛОТНОСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРОЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ АКВАТОРИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

© 2015 г. А.А. Булычев, Д.А. Гилод, Е.П. Дубинин

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия*

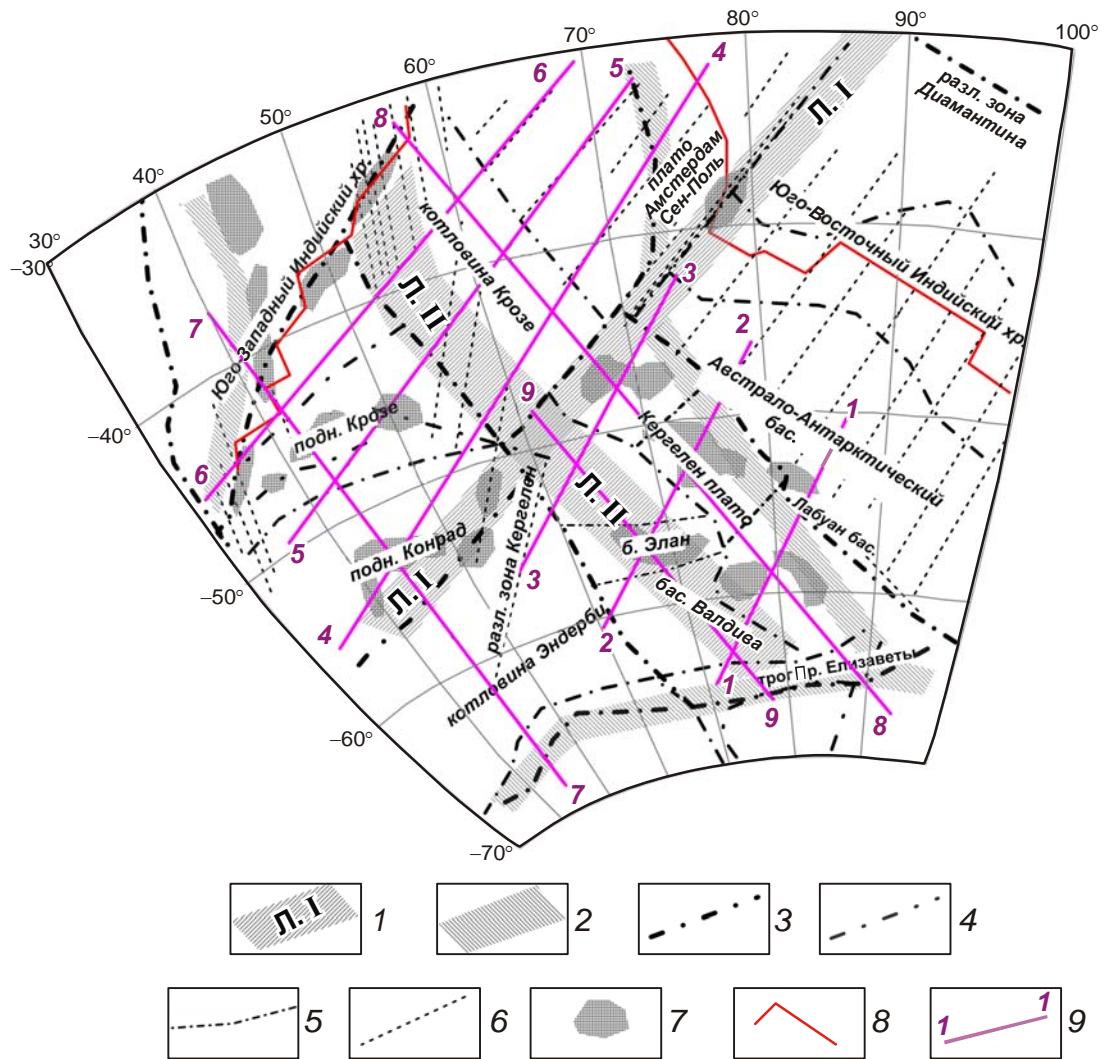
По данным гравитационного поля изучается строение тектоносферы южной части акватории Индийского океана. По ряду профилей, секущих крупные тектонические структуры исследуемого региона, созданы двумерные структурно-плотностные модели с использованием данных поля аномалий силы тяжести в редукции Буге, батиметрии, сейсмотомографии, а также результатов структурного анализа гравитационного и магнитного полей. В статье обсуждаются результаты выполненного двумерного структурно-плотностного моделирования.

**Ключевые слова:** двумерное структурно-плотностное моделирование, Индийский океан, тектоносфера, плато Кергелен, Крозе, Конрад.

### Введение

Южная часть акватории Индийского океана, ограниченная переходной зоной Восточной Антарктиды и двумя современными спрединговыми Юго-Западным и Юго-Восточным Индийскими хребтами полностью входит в состав Антарктической плиты. Разнообразные по истории возникновения, развитию и строению структуры тектоносферы этого региона представлены глубоководными котловинами Крозе и Эндерби соответственно мелового и раннемелового возраста; участками молодой коры кайнозойского возраста на спрединговых Юго-Западном и Юго-Восточном Индийских хребтах; крупными подводными вулканическими плато Кергелен, Крозе, Конрад, сформированными в результате деятельности горячих точек. Названные структуры разделены шовными зонами или псевдоразломами (пассивными следами трансформных разломов или тройных соединений), которые являются границами разновозрастных блоков океанической литосферы или вулканических поднятий и плато с гетерогенной корой.

Проводимые исследования основывались на анализе гравитационного и магнитного аномальных полей, которые благодаря спутниковым измерениям равномерно покрывают всю площадь. Выполненный структурный анализ потенциальных полей позволил выделить области, имеющие различные строение и историю развития тектоносферы: области мощной древней океанической литосферы (котловины Крозе, Эндерби), древней океанической литосферы с аномальной океанической корой (поднятия Крозе, Конрад, Кергелен), океанической литосферы, сформировавшейся в результате спрединга вдоль Юго-Восточного и Юго-Западного Индийского хребтов. Эти области характеризуются разной интенсивностью аномалий силы тяжести в гравитационном поле и его трансформантах, разной интенсивностью и морфологией аномального магнитного поля. Основанная на анализе потенциальных полей структурная схема исследуемого региона приведена на рис. 1 [Булычев, Гилод, Дубинин, 2014]. Здесь же представлено положение фрагментов профилей 1–9, вдоль которых выполнено двумерное плотностное профилирование.



**Рис. 1.** Структурная схема исследуемого региона, построенная по результатам анализа гравитационного и магнитного полей [Булычев, Гилод, Дубинин, 2014], с нанесенными линиями профилей двумерного плотностного моделирования

1 – линеаменты (Л. I, Л. II); 2 – интенсивные градиентные зоны, прослеженные по низкочастотной компоненте гравитационного поля; 3 – границы аномальных зон, выделенных по низкочастотной компоненте гравитационного поля; 4 – границы областей, выявленных по среднечастотной компоненте гравитационного и магнитного полей; 5 – границы подобластей, выявленных по средне- и высокочастотной компоненте гравитационного и магнитного полей; 6 – оси интенсивных линейных отрицательных локальных гравитационных и магнитных аномалий, связанных с разломами разных типов, включая трансформные; 7 – блоки коры аномальной мощности; 8 – оси срединговых систем Юго-Западного и Юго-Восточного Индийского хребтов; 9 – фрагменты профилей, вдоль которых выполнено двумерное структурно-плотностное моделирование с указанием их номеров

Настоящая работа посвящена двумерному структурно-плотностному моделированию строения тектоносферы южной части Индийского океана по профилям, пересекающим основные тектонические структуры исследуемого региона (положение профилей см. на рис. 1).

В качестве фактического материала использовались грид аномалий силы тяжести в свободном воздухе [Sandwell, Smith, 2005] и батиметрический грид [Smith, Sandwell,

1997] с дискретностью 15'×15'; модель аномального магнитного поля EMAG2 [Maus et al., 2009]; сейсмотомографическая модель saw24b16 [Mégnin, Romanowicz, 2000]. Для анализа и интерпретации гравитационного поля по авторским программам, учитывающим сферичность Земли [Булычев и др., 1998], были рассчитаны аномалии силы тяжести в редукции Буге при плотности промежуточного слоя 2.67 г/см<sup>3</sup>.

### Основные структуры южной части Индийского океана

*Юго-Восточный Индийский хребет* протягивается к востоку от тройного соединения Родригес до тройного соединения Маккуори, расположенного к югу от Новой Зеландии. Скорость спрединга сначала быстро возрастает от 5.7 см/год вблизи тройного соединения Родригес до 6.8 см/год в районе островов Амстердам и Сен-Поль; затем этот процесс замедляется; вблизи 50° ю.ш. и 114° в.д. скорость достигает своих максимальных значений 7.6 см/год. Далее в направлении на восток скорость спрединга медленно уменьшается до 7.2 см/год вблизи трансформного разлома Георга V в районе 50° ю.ш. и 139° в.д.

Современные магматические провинции, связанные с горячими точками Амстердам–Сен-Поль и Кергелен, расположенными в окрестности Юго-Восточного Индийского хребта, сильно нарушают и усложняют его строение. В этой области наблюдаются значительные топографические, геофизические и геохимические аномалии. Из-за более обильного магмоснабжения и повышенной температуры мантии на центрах спрединга, расположенных вблизи горячих точек, здесь отмечается интенсивное плавление и образование мощной коры.

*Плато (поднятие) Кергелен* расположено между 46° и 64° ю.ш. в окружении двух активных спрединговых Юго-Западного и Юго-Восточного Индийских хребтов и материка Антарктида (см. рис. 1). От последнего плато отделено глубоким (>3500 м) коридором, соответствующим тропу Принцессы Элизабет в море Дейвиса; границами коридора служат Австрало-Антарктический бассейн на северо-востоке, котловина Крозе на северо-западе и котловина Эндерби на юго-западе. Протяжённость плато по простиранию в северо-западном направлении составляет ~2300 км при средней ширине ~500 км и высоте над океаническим дном ~3 км. В пределах плато выделяются банка Элан и бассейн Лабуан.

В пределах плато выделяются три провинции – южная, центральная, северная. Двум первым соответствуют близкие глубины от 1000 до 2000 м, третья расположена на глубинах менее 1000 м. Центральная провинция включает в себя вулканические острова Херд и Макдональд; в пределах северной находится архипелаг Кергелен.

Согласно геолого-геофизическим данным, кора плато Кергелен отличается сложным гетерогенным строением. Северная провинция плато, по-видимому, является океанической структурой и соответствует площади крупномасштабной генерации магмы, связанной с деятельностью горячей точки или мантийного плюма Кергелен. Что же касается южной провинции, то гипотеза о ее континентальном строении не может быть отвергнута [Benard et al., 2009]. Континентальная кора, по всей видимости, сильно растянута и утонена в процессе рифтогенеза, а океаническая существенно утолщена за счет вулканизма и андерплейтинга под воздействием горячей точки. Средняя мощность коры плато Кергелен составляет 20–25 км.

Возраст плато Кергелен является предметом дискуссии. Большинство исследователей придерживается оценки, превышающей 110–115 млн. лет, хотя предполагается и более молодой возраст [Frey et al., 2000].

Согласно [Gladzenko, Coffin, 2001], пик магматизма горячей точки Кергелен отмечается после начала спрединга между Индией и Австралией (130–120 млн. лет назад). По-видимому, это привело к тому, что около 124 млн. лет назад произошел перескок спредингового хребта бассейна Эндерби к окраине Индийской плиты, в результате чего был обособлен микроконтинент банки Элан. Эта гипотеза подтверждается наличием образцов континентальных пород в скважине ODP 1137 [Reusch, Yates, 2003].

Около 83 млн. лет назад плюмовая активность снизилась, а интенсивность процессов растяжения, ориентированных в северо-восточном и юго-западном направлениях, достигла максимума. На востоке произошло раскрытие океана между Австралией и Антарктидой. В это время начала проявляться активность Юго-Восточного Индийского хребта, который продвигаясь и в восточном, и в западном направлениях [Benard et al., 2009], около 43–42 млн. лет назад пересек плато Кергелен, разбив его на две крупные структуры – хребет Брокен и современное плато Кергелен.

*Плато Крозе* – сложная структура широтного простирания, протягивающаяся к востоку от Юго-Западного Индийского хребта примерно между 40° и 53° в.д. Плато состоит из двух четко различающихся отмельных площадей, разделённых широким проливом глубиной от 2500 до 3000 м.

Восточная часть плато Крозе представляет собой ограниченную крутыми склонами структуру северо-западного простирания, на которой располагаются две отдельные группы вулканических островов. На крайнем востоке находятся два крупнейших острова плато – о. Восточный и о. Поссешен, возвышающиеся над уровнем моря примерно на 1000 м.

Западная часть плато полностью расположена ниже уровня моря; для неё характерен спокойный рельеф с максимальными отметками на глубинах около 1500 м. Исследователи [Schlich, 1982] пришли к заключению, что острова Крозе в пределах плато – сложные щитовые вулканы.

Расположенные в исследуемом регионе абиссальные котловины Крозе, Эндерби и ряд других, примыкающих к флангам Юго-Восточного и Юго-Западного Индийских хребтов, имеют разные региональные глубины. На основании этого можно говорить об их образовании в разное время, что подтверждается и результатами анализа магнитного поля [Benard et al., 2009].

### Методика построения двумерной плотностной модели

Распределение плотности в разрезе тектоносферы до глубины 130–150 км рассчитывалось по системе профилей, пересекающих главные структуры южной части Индийского океана. Модели тектоносферы включают четыре основных слоя, гравитационный эффект от которых, исходя из анализа структуры гравитационного поля, имеет разные частотную и амплитудную характеристики [Булычев, Гилод, 2009; Булычев, Гилод, Дубинин, 2014]. Первый из этих слоёв – водный, подошва которого определяется рельефом дна; плотность в слое 1.03 г/см<sup>3</sup>; второй – слой океанической коры с кровлей, совпадающей с рельефом дна, и подошвой, определяемой границей Мохо; плотность в слое переменна; третий – слой подкоровой литосферы с кровлей, определяемой границей Мохо, и подошвой, рассчитанной по аналитической зависимости “возраст дна – мощность литосферы” [Лукашевич, Приставакина, 1984] на основании данных о возрасте дна мирового океана [Muller et al., 1997]; плотность в слое переменна и зависит от возраста литосферы; четвертый слой – астеносфера с кровлей, совпадающей с нижней границей литосферы, и подошвой, определенной в результате интерпретации поля

аномалий силы тяжести; переменная плотность слоя зависит от глубины и удаления от срединного центра.

Ниже четвертого слоя залегают породы верхней мантии, слагающие слой с постоянной плотностью  $\sim 3.30 \text{ г/см}^3$ , который мы называем “подастенсферным”.

Для формирования двумерной плотностной модели необходимо иметь представление о глубине залегания границ основных слоев тектоносферы и их плотностной характеристике, которые могут быть получены предварительно по результатам геолого-геофизических исследований (сейсмических, магнитных, бурения и др.). На сегодняшний день таких сведений для всей площади исследований практически не существует, за исключением данных по аномальному магнитному полю, нескольких профилей ГСЗ и скважин глубоководного бурения в районе плато Кергелен. В связи с этим необходимую информацию, хотя бы в первом приближении, надо извлекать из самого гравитационного поля.

Наш подход к интерпретации гравитационного поля в континентальных и морских регионах при резкой недостаточности априорной информации демонстрирует эффективность применения различных трансформант гравитационного поля, в том числе и метода полного нормированного градиента силы тяжести (метод ПНГ) [Березкин, 1988]. Методика применения метода ПНГ для формирования исходной плотностной модели изложена авторами в ряде статей по результатам работ, выполненных в процессе изучения строения тектоносферы акватории Атлантического океана по гравиметрическим данным [Булычев, Гилод, 2009, 2013]. Несмотря на известную неоднозначность интерпретации методом ПНГ, его применение, тем не менее, позволяет создать структурно-плотностную модель строения тектоносферы начального приближения, чтобы затем в процессе подбора, накладывая ряд ограничений на структурные и плотностные особенности разреза, уменьшить неопределенность получаемых результатов.

Названные выше основные слои тектоносферы и их границы отчетливо прослеживаются в полях полного нормированного градиента силы тяжести. Так, глубина залегания подошвы коры, предварительно рассчитанная путём добавления к глубине дна средней мощности слоя океанической коры в 7 км, в целом подтверждается результатами анализа полей ПНГ. В то же время на отдельных участках по результатам анализа полей ПНГ выявлена аномальная мощность коры и ее слоистость. В полях нормированного градиента четко прослеживается и подошва литосферы, глубина которой практически совпадает с глубиной, рассчитанной по формуле “возраст дна – мощность литосферы” [Лукашевич, Приставакина, 1984]. Сопоставление полей нормированного градиента, рассчитанных до глубины 150–200 км (и более) по профилям, выбранным для проведения плотностного моделирования, с данными сейсмотомографии показало, что в фоновую (низкочастотную) компоненту гравитационного поля ощутимый вклад вносит слой верхней мантии (подастенсферный).

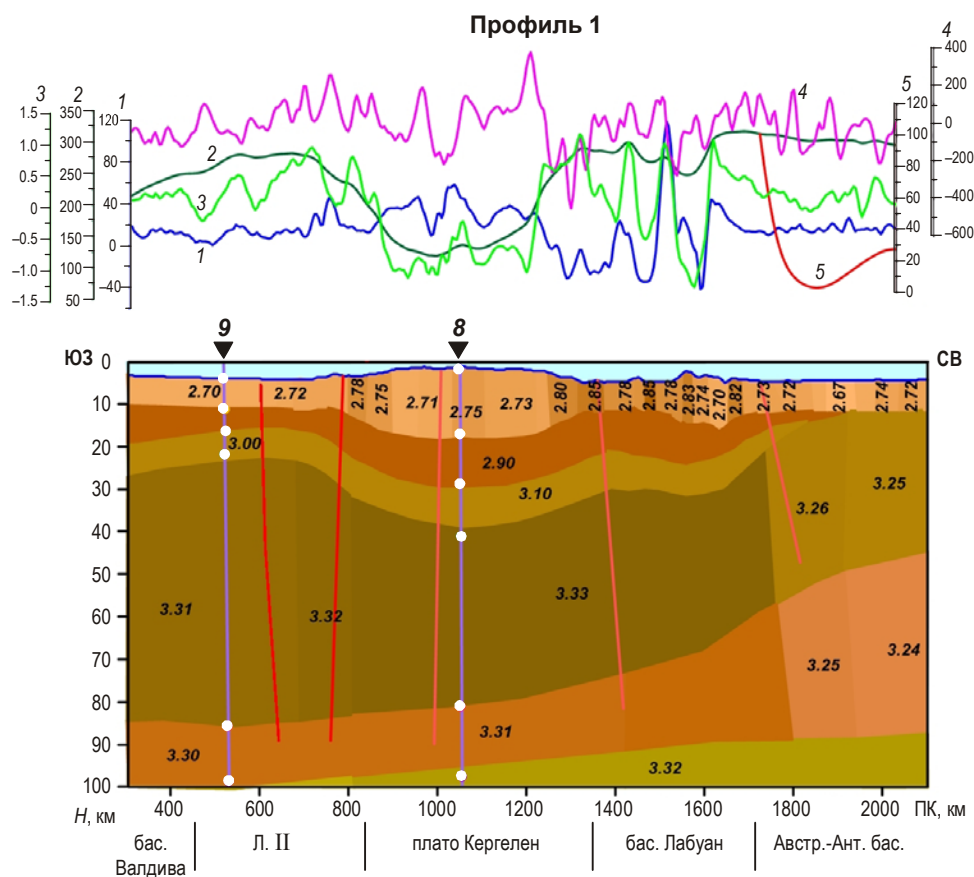
Распределение плотности пород, слагающих тектоносферу, задавалось на основании общепринятого представления о возможном диапазоне её изменения в каждом из слоёв и результатов анализа полей ПНГ с разными частотными характеристиками. Распределение плотности в слоях подкоревой литосферы и астеносферы согласовывалось с возрастом пород, поскольку плотность пород в этих слоях меняется с увеличением их возраста. Так, в подкоревой литосфере плотность пород, имеющих возраст  $< 10$  млн. лет, составляет  $\sim 3.20 \text{ г/см}^3$ , а при возрасте  $> 80$  млн. лет –  $3.34 \text{ г/см}^3$ ; для астеносферного слоя плотность составляет соответственно  $\sim 3.16 \text{ г/см}^3$  и  $3.33 \text{ г/см}^3$ . В разных регионах океанских акваторий эти зависимости могут несколько различаться количественно.

Следует отметить, что плотность в слоях модели задается постоянной в пределах отдельных “блоков” (без градиента изменения по латерали и глубине). В определенной

мере это допустимо при задании распределения плотности в коре, но вряд ли правомерно для слоя подкоровой литосферы, а тем более для астеносферы. Проведенные нами при региональном моделировании оценки замены одного блока с градиентным изменением плотности на систему блоков с постоянной плотностью показали, что такая замена в пределах точности подбора плотностной модели по гравитационному полю не меняет принципиальной картины аномального распределения плотностных масс в разрезе.

Гравитационный эффект от исходных моделей рассчитывался путём решения прямой задачи с использованием алгоритма, разработанного в [Булычев, Зайцев, 2008]. Минимальное расхождение между подобранным суммарным эффектом от модели и наблюдаемым гравитационным полем (аномалии в свободном воздухе) достигалось с помощью интерактивного подбора параметров слоёв разреза. При этом неизменным оставалось положение только двух границ – рельефа океанского дна и подошвы литосферы, рассчитанной по возрасту дна. Для подошвы литосферы исключение составляли некоторые участки, где возраст дна мог быть определен неточно [Muller et al., 1997]. Максимальное расхождение между наблюдаемым и расчетным полями в результате подбора составило менее 5 мГал.

Результаты двумерного плотностного моделирования, выполненного вдоль профилей 1–9, представлены в виде геолого-геофизических структурно-плотностных моделей (рис. 2). Все модели построены единообразно с использованием условных обозначений, описание которых приводится на с. 25.



**Рис. 2.** Двумерные структурно-плотностные модели вдоль профилей 1–9. Описание условных обозначений см. на с. 25

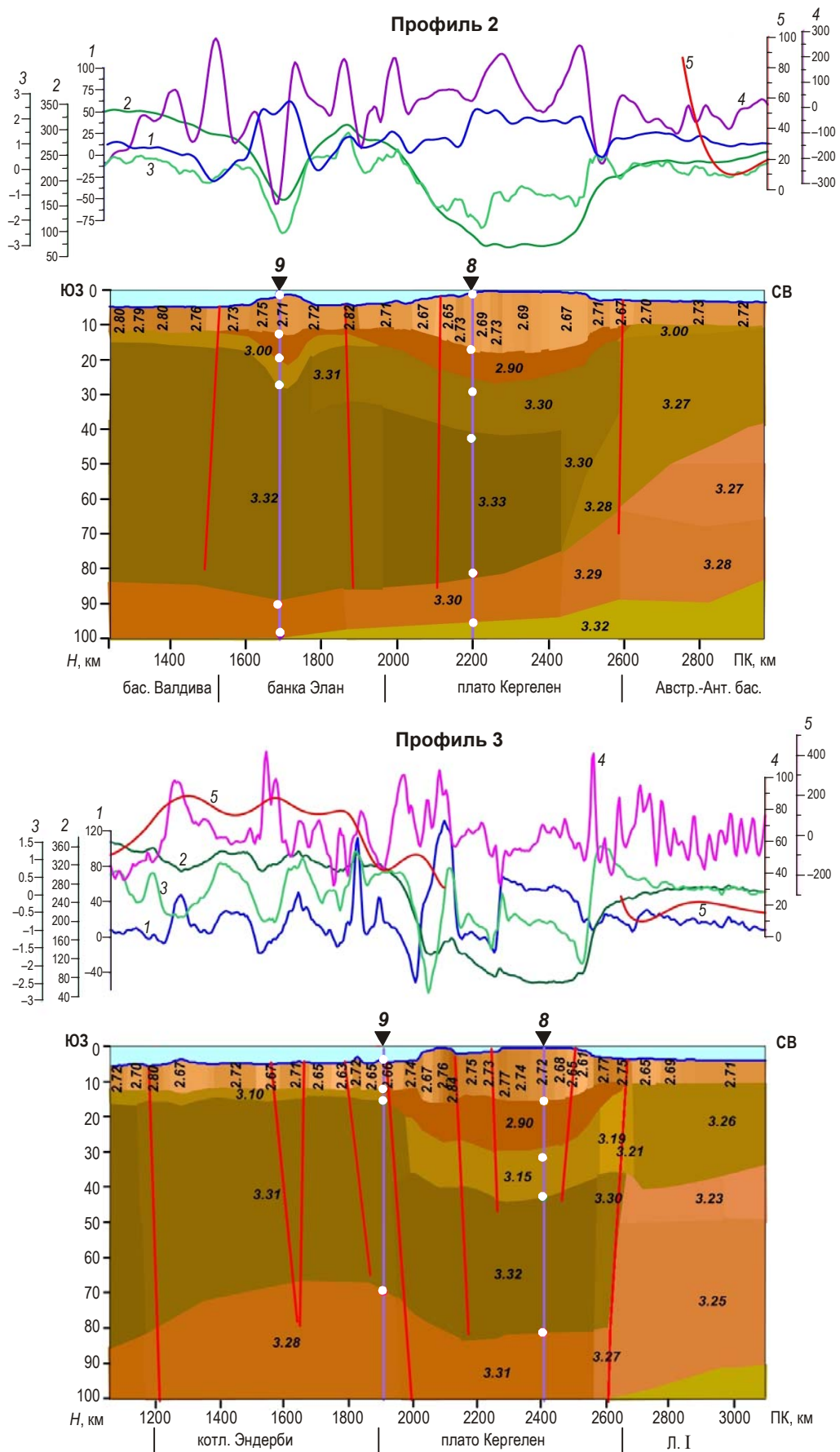


Рис. 2. Продолжение

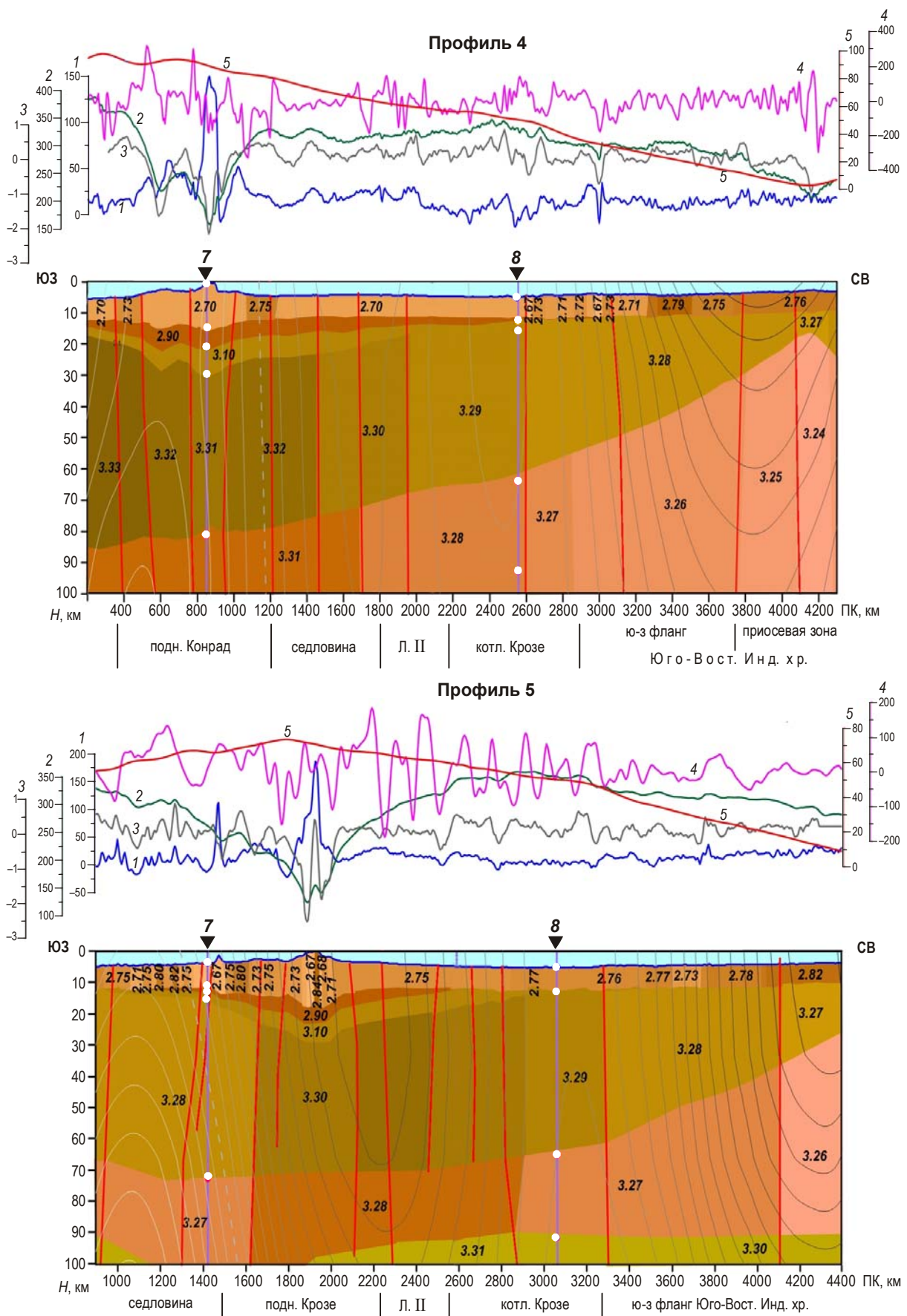


Рис. 2. Продолжение



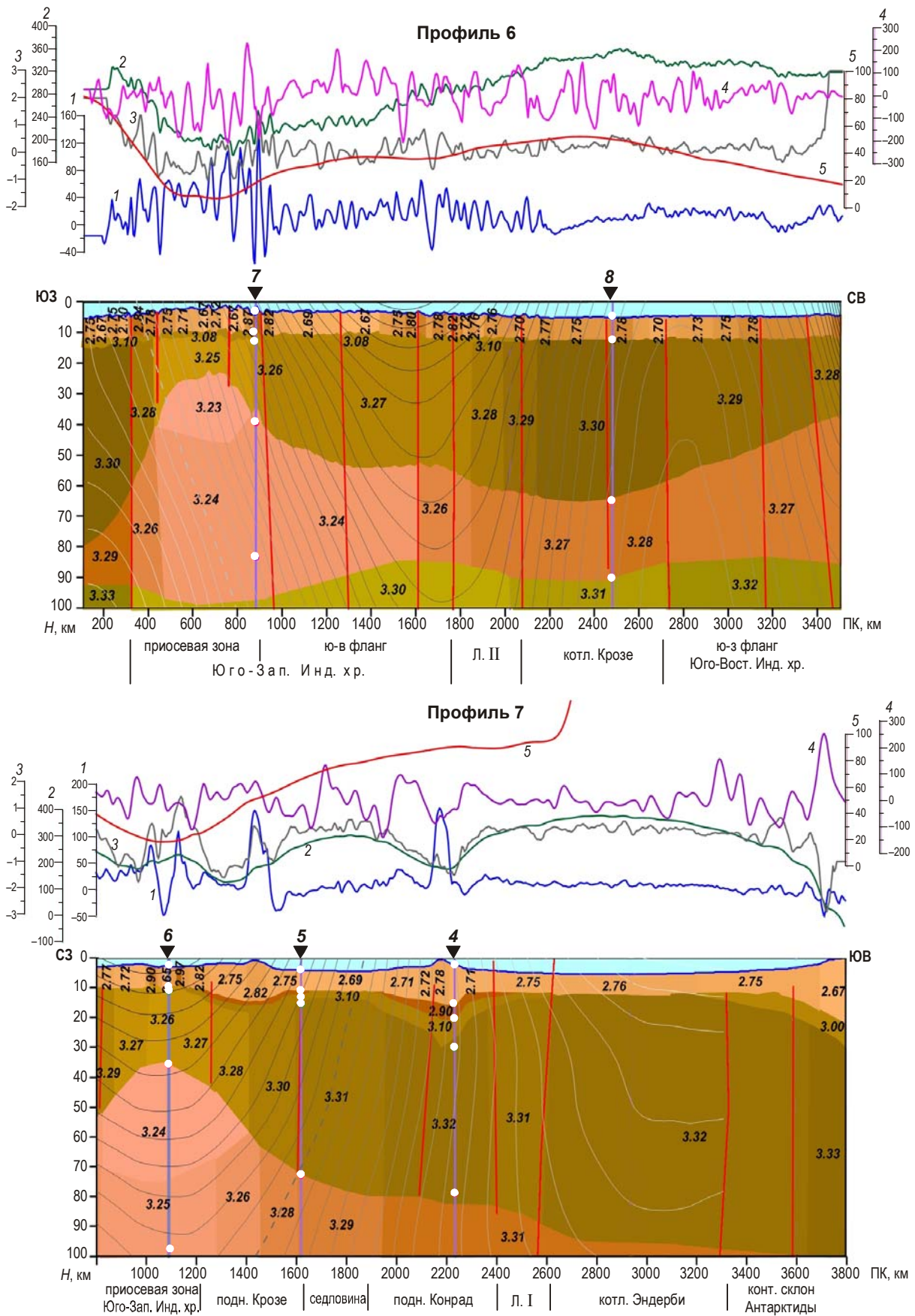


Рис. 2. Продолжение

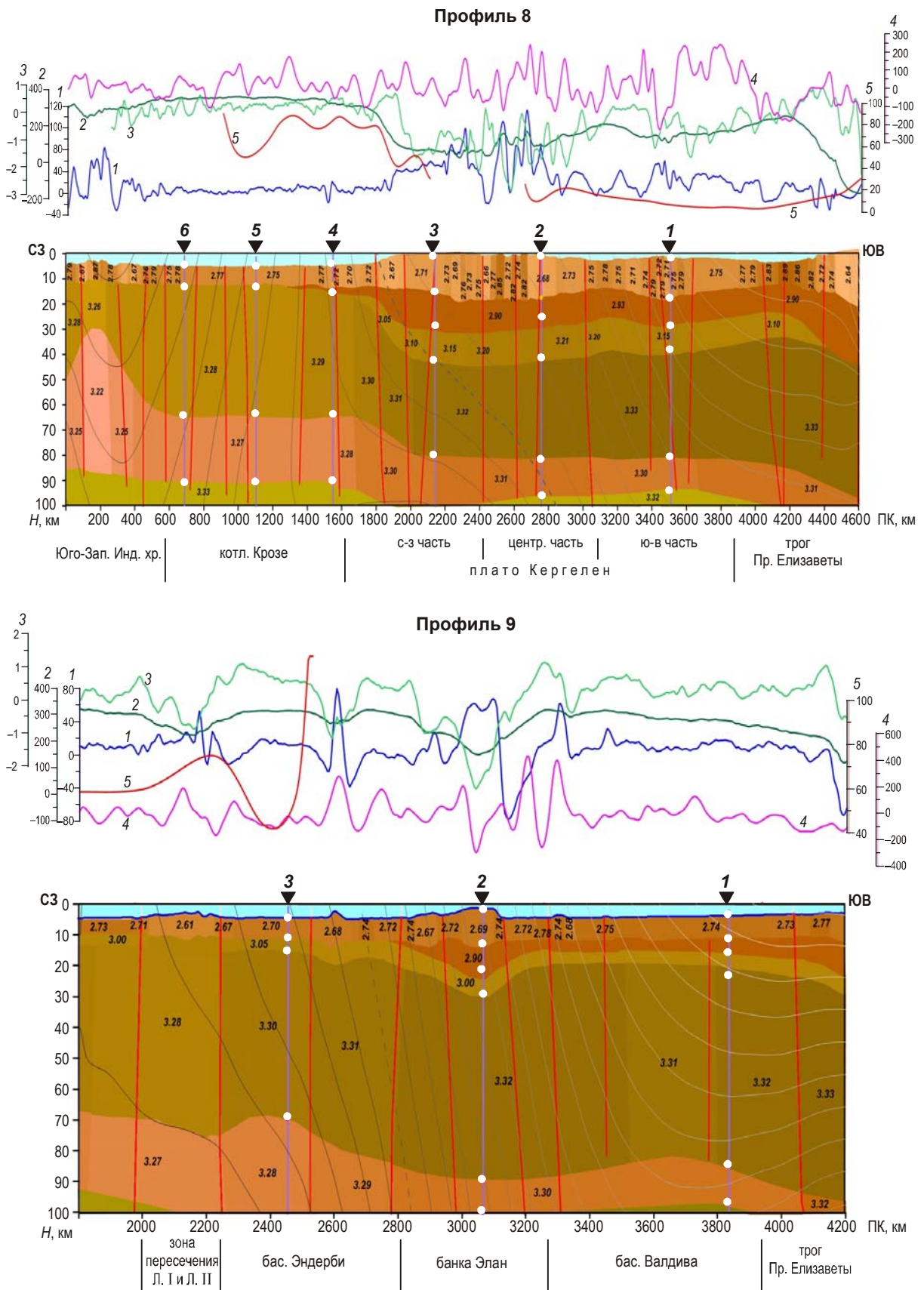


Рис. 2. Окончание

## Описание условных обозначений на рис. 2 (с. 20–24)

На нижних горизонтальных осях – пикеты по линии профиля (ПК, км). Вертикальные линии под ними – границы основных структур исследуемого региона.

Треугольники на верхних горизонтальных осях – точки пересечения рассматриваемого профиля с другими профилями структурно-плотностного моделирования; выделенные курсивом цифры возле них – номера профилей (см. рис. 1).

Белые кружки на вертикальных линиях под точками пересечения – положение в разрезе на пересекаемом профиле подошв основных слоёв литосферы.

Красные линии на разрезе – положение возможных близвертикальных границ раздела, выделенных по результатам анализа ПНГ.

Цифры на разрезе, выделенные курсивом, – значения плотностей [ $\text{г/см}^3$ ], полученные в результате подбора. Изменение плотности в слоях отображается интенсивностью цвета – чем выше плотность, тем темнее цвет.

Графики над моделями (номер кривой соответствует номеру шкалы):

- 1 – аномалии силы тяжести в свободном воздухе ( $\Delta g_{\text{св}}$ , мГал, синяя кривая);
- 2 – аномалии в редукции Буге ( $\Delta g_{\text{б}}$ , мГал, темно-зеленая кривая);
- 3 – вертикальный градиент силы тяжести ( $V_{zz}$ , Э, светло-зеленая кривая);
- 4 – аномальное магнитное поле ( $\Delta T$ , нТл, сиреневая кривая);
- 5 – возраст океанического дна (млн. лет, коричневая кривая).

### **Структурно-плотностные модели тектоносферы плато Кергелен, котловин Эндерби и Австрало-Антарктической**

Анализ поведения низко-, средне- и высокочастотной компонент гравитационного поля и аномального магнитного поля над плато Кергелен приведен в [Булычев, Гилод, Дубинин, 2014], где показано, что по интенсивности аномалий это плато может быть разделено на три провинции – южную, центральную, северную.

По сейсмическим данным, кора в южной провинции плато имеет мощность 23 км. Скорость сейсмических волн в верхней (7–8 км) части коры составляет 6.6 км/с, что делает её схожей с вторым слоем океанической коры, который характеризуется такими же значениями скорости. С увеличением глубины скорость возрастает, достигая на глубине 19 км значения 6.8 км/с. На севере центральной провинции плато Кергелен и на острове Херд кора имеет мощность 21–23 км за счет увеличения толщины третьего слоя с  $V=7.2$  км/с [Benard et al., 2009].

Поля изменения сейсмических скоростей по данным сейсмотомографии, проанализированные в [Булычев, Гилод, Дубинин, 2014], детально рассмотрены и в настоящем исследовании. Эти поля четко отображают различия в характере изменения скорости с глубиной над разными участками плато Кергелен. На глубинном срезе 200 км плато пересекается интенсивной градиентной зоной перепада скоростей от минимальных к северо-востоку от него (минимум расположен под юго-западным флангом Юго-Восточного Индийского хребта) до максимальных к юго-западу (максимум под котловиной Валдива). Аномалии скоростей меняются от повышенных под юго-восточным участком плато до слабо пониженных под северо-западным. Таким образом, очевидно, что деление плато Кергелен на три провинции по характеру гравитационного и магнитного полей тесно связано с особенностями изменения сейсмических скоростей под плато и является подтверждением различия в строении не только верхних слоёв тектоносферы, но и нижних, включая мантию.

Профили 1–3 пересекают соответственно южную, центральную и северную провинции плато Кергелен в северо-восточном направлении, захватывая на юго-западе область котловин и бассейнов индоокеанской акватории Антарктики, а на северо-востоке – юго-западную фланговую часть спрединговой системы Юго-Восточного Индийского хребта. Связующие профили 8 и 9 пересекают плато в направлении с северо-запада на юго-восток (см. рис. 1).

Структурно-плотностная модель по профилю 1 (рис. 2, с. 20) приведена для участка профиля между ПК 400 и ПК 2100, который включает плато Кергелен. К юго-западу от плато профиль пересекает выделенный по структурному анализу линеамент Л. II (бассейн Валдива, северо-западное замыкание трога Принцессы Елизаветы), а к северо-востоку от него – юго-западную фланговую окраину Юго-Восточного Индийского хребта (бассейны Лабуан и Австрало-Антарктический).

Модель по профилю 2 (рис. 2, с. 21) приведена для участка профиля, расположенного над центральной частью плато Кергелен (ПК ~1200 – ПК 3000). К юго-западу от плато профиль проходит через краевую часть бассейн Валдива и банку Элан, к северо-востоку – через юго-западную фланговую окраину Юго-Восточного Индийского хребта (Австрало-Антарктический бассейн).

Структурно-плотностная модель по профилю 3 (рис. 2, с. 21) приведена для участка профиля от ПК ~1100 до ПК ~3100, включающего северо-западную часть плато Кергелен. К юго-западу от плато профиль пересекает линеамент Л. II, в пределах которого расположена котловина Эндерби, а к северо-востоку – юго-западную фланговую часть Юго-Восточного Индийского хребта (Австрало-Антарктический бассейн).

Разрез тектоносферы на каждом из участков плато Кергелен имеет свои особенности. Наиболее мощная кора (до 30 км) отмечается под северной провинцией плато, а наименьшая (около 25 км) – под южной; наблюдаемое уменьшение мощности происходит в основном за счет сокращения верхнего слоя коры. Наименьшие плотности коры отмечены под северной провинцией плато. Слой подкоровой литосферы в целом слабо меняется по мощности и плотности, которые незначительно уменьшаются в направлении от южной провинции плато к северной.

Различия строения тектоносферы в разных провинциях плато Кергелен хорошо прослеживаются в модели по связующему профилю 8 (рис. 2, с.24), пересекающему все три провинции плато. Полученные по этому профилю количественные оценки мощности и плотности слоев тектоносферы под плато Кергелен иногда расходятся с таковыми для профилей 1–3. Это можно объяснить нарушением условия двумерности моделирования, при котором структуры должны пересекаться вкрест простирания, как на профилях 1–3, а не вдоль, как на профиле 8 (см. рис.1).

Суммарная мощность литосферы под плато, включая кору и слой подкоровой литосферы, составляет 80 км. Плотность в нижней части слоя подкоровой литосферы, имеющей мощность 35 км, оценивается как  $3.32\text{--}3.33\text{ г/см}^3$ , а в верхней части (мощность 15–20 км) уменьшается до  $3.20\text{--}3.15\text{ г/см}^3$ .

Кора имеет двухслойное строение. Средняя мощность нижнего слоя – 12 км, плотность –  $2.90\text{ г/см}^3$ ; верхний слой мощностью 16–18 км характеризуется переменной плотностью от  $2.66$  до  $2.82\text{ г/см}^3$ .

Резкое изменение мощности и плотности слоев тектоносферы отмечается на северо-восточной границе плато с Австрало-Антарктическим бассейном, принадлежащим фланговой части спрединговой системы Юго-Восточного Индийского хребта. Плотность в верхнем слое коры достигает максимальных значений  $2.78\text{--}2.84\text{ г/см}^3$  на профиле 1 (рис. 2, с.20) и  $2.77\text{ г/см}^3$  на профиле 3 (рис. 2, с. 21). На профиле 2 (рис. 2, с. 21)

резкого изменения плотности в коре не наблюдается. В слоях астеносферы и подкоровой литосферы (в нижней части слоя) на профиле 2 отмечается резкое градиентное изменение плотности от 3.32 до 3.30 г/см<sup>3</sup> под плато до 3.27 г/см<sup>3</sup> под юго-западной частью Австрало-Антарктического бассейна. На профиле 3 (рис. 2, с. 21) переходная зона к северо-востоку от плато Кергелен расположена в линеаменте Л. I, по которому проходит северо-западное замыкание Австрало-Антарктического бассейна. По этой зоне происходит резкое изменение строения тектоносферы от плато Кергелен к фланговой части Юго-Восточного Индийского хребта – расположенный под северной частью плато менее плотный (3.15 г/см<sup>3</sup>) верхний слой подкоровой литосферы резко сменяется слоем с плотностью 3.19–3.21 г/см<sup>3</sup> в переходной зоне и 3.26 г/см<sup>3</sup> под юго-западным флангом хребта. Структурно-плотностная модель по профилю 1 (рис. 2, с. 20) показывает плавное изменение строения литосферы от южной части плато Кергелен к Австрало-Антарктическому бассейну через промежуточный бассейн Лабуан и резкое изменение строения на границе между ним и юго-западным флангом хребта (Австрало-Антарктическим бассейном).

Отмечаемая вдоль юго-западной границы плато Кергелен переходная зона приходится на структурный линеамент Л. II. Зона включает банку Элан и два бассейна – Эндерби к северо-западу от банки и Валдива к юго-востоку от неё. Характер изменения мощности и плотности слоев тектоносферы в этой переходной зоне отличен от характера изменений в северо-восточной переходной зоне. Разрез тектоносферы под зоной представлен моделью по профилю 9 (рис. 2, с. 24). В зоне резко сокращается мощность коры и увеличивается мощность литосферы; плотность подкоровой литосферы и астеносферы уменьшается по сравнению с таковыми под плато Кергелен.

Моделирование подтвердило наличие континентальной литосферы под банкой Элан (см. модели по профилям 2 и 9). Имеющая аномальную (до 25 км) мощность кора включает три слоя: верхний с мощностью до 10 км и плотностью, меняющейся в пределах 2.71–2.75 г/см<sup>3</sup>; средний с мощностью до 6 км и плотностью 2.90 г/см<sup>3</sup>; нижний с максимальной мощностью до 5–6 км и плотностью 3.00 г/см<sup>3</sup>. Плотность подкоровой литосферы составляет 3.32 г/см<sup>3</sup>. Под бассейнами, расположенными к северу и к югу от банки Элан, мощность коры на профилях 2 и 3 резко сокращается до 7–9 км.

Профиль 1 (рис. 2, с.20) пересекает краевую часть бассейна Валдива, где кора имеет мощность ~12 км и, по-видимому, двухслойное строение с плотностью нижнего слоя 2.90 г/см<sup>3</sup>. По данным сейсмических исследований вдоль профиля AWI-20070100 [Gohl et al., 2007], в этой части бассейна толщина коры составляет 10–14 км, увеличиваясь в сторону континентальной окраины Антарктиды.

Характер изменения сейсмических скоростей под бассейнами Эндерби и Валдива существенно различен: если первый приходится на зону резкого уменьшения сейсмических скоростей, то второй – на краевую часть зоны повышенных скоростей, относящуюся к континентальной окраине Антарктиды.

### **Структурно-плотностные модели тектоносферы поднятий Крозе и Конрад и котловины Крозе**

Профили 4–6, проходящие в направлении с юго-запада исследуемого региона на северо-восток (см. рис. 1), пересекают поднятия Крозе и Конрад, юго-восточный фланг Юго-Западного Индийского хребта и разные участки котловины Крозе (профиль 4 проходит через северо-западную краевую часть котловины, 5 – через наиболее погруженную центральную, 6 – через юго-восточную). Северо-восточные окончания названных профилей пересекают юго-западный фланг Юго-Восточного Индийского хребта.

Связующий профиль 7 проходит с севера на юг, пересекая вкрест простирания поднятия Крозе, Конрад, седловину между ними и котловину Эндерби (см. рис. 1). Структурно-плотностные модели вдоль профилей 4–6, 7 представлены на рис.2, с. 22–23.

Поднятие Крозе расположено в районе островов Крозе в 200–300 км к югу от Юго-Западного Индийского хребта (см. рис. 1). В восточной части поднятия находится горячая точка Крозе, к западу от поднятия – горячая точка Марион. Дж. Кросби и Д. Макензи [Crosby, McKenzie, 2009] относят поднятие Крозе к структурам с активным внутриплитным вулканизмом, являющимся откликом на сублитосферные плюмы, которые в настоящее время тектонически активны (или недавно были такими). В результате вулканической деятельности на поднятии образовались две отдельные структуры – поднятие Дель Кано на западе и банка Крозе на востоке [Crosby, McKenzie, 2009].

Поднятие Крозе сформировалось на относительно молодой (30–50 млн. лет) океанической литосфере юго-восточного фланга Юго-Западного Индийского хребта, а поднятие Конрад – на древней (~80 млн. лет) океанической. Можно предположить несколько вариантов истории формирования поднятия Конрад. Один из них [Булычев, Гилод, Дубинин, 2014] связан с его формированием на древней (~80 млн. лет) океанической коре в результате активизации магматических процессов вдоль шовной зоны линейного Л. I, приведших к образованию мощной коры за счет андерплейтинга. Однако нельзя отрицать возможность формирования этого поднятия в результате деятельности древней спрединговой системы северо-западного простирания, которая, начинаясь в северной части котловины Эндерби, проходит к востоку от поднятия Конрад и через линейный Л. II выходит в южную часть котловины Крозе. Возможным подтверждением этой версии может быть аналогичное простирание линейно вытянутых локальных гравитационных и магнитных аномалий, установленное по результатам совместного структурного анализа гравитационного и магнитного полей.

Разный характер интенсивности аномалий магнитного поля, компонент гравитационного поля, а также данные сейсмотомографии до глубины 300–500 км и существенно различный возраст океанической литосферы свидетельствуют о разном происхождении и ходе эволюции поднятий Крозе и Конрад. Это находит отражение в представленных структурно-плотностных моделях по профилям 4, 5, 7 (рис. 2, с. 22, 23). Здесь необходимо отметить, что возможное несовпадение разрезов в точках пересечения профилей 7, 4, 5 вызвано нарушением условия двумерности моделирования – профиль 7 пересекает поднятия и разделяющую их седловину вкрест их простирания, а профили 4, 5 ориентированы по простиранию этих структур (см. рис. 1).

Приводимая ниже таблица наглядно демонстрирует разницу строения тектоносферы под двумя рассматриваемыми поднятиями. Для профиля 4 значения глубин и мощностей даны в точке его пересечения с профилем 7 под поднятием Конрад, где они максимальны.

Профиль 5 пересекается с профилем 7 в краевой части поднятия Крозе, где глубины основных слоев хорошо согласованы. Учитывая, что профиль 7 пересекает структуры вкрест их простирания, результаты моделирования по нему представляются более достоверными. Плотностная модель по этому профилю (см. рис. 2, с. 23) наглядно отображает различия в строении тектоносферы, обусловленные различной тектонической позицией и эволюцией пересекаемых профилем структур.

Котловина Крозе расположена между юго-восточной фланговой частью Юго-Западного Индийского хребта и юго-западной фланговой частью Юго-Восточного. На юго-западе по линейному Л. II котловина граничит с поднятием Крозе, на юго-востоке по линейному Л. I – с плато Кергелен. Вкрест простирания котловина пересекается профилями 4, 5, 6 (см. рис. 1).

Сопоставление разрезов литосферы  
под поднятиями Конрад (профиль 4) и Крозе (профиль 5)

Слой	Средний интервал глубин, км		Плотность, г/см <sup>3</sup>	
	Поднятие Конрад (Пр. 4)	Поднятие Крозе (Пр. 5)	Поднятие Конрад	Поднятие Крозе
Верхняя мантия (кровля)	110	~98	3.33	3.31 <b>3.31</b>
Астеносфера (кровля/ мощность)	~83/~25 <b>~80/~30</b>	~65/~50 <b>~70/~28</b>	3.31 <b>3.31</b>	3.28 <b>3.28</b>
Подкоровая литосфера (кровля/мощность)	30/60 <b>30/50</b>	~18/~40 <b>~30/~40</b>	3.31–3.32 <b>3.31–3.32</b>	~3.29 <b>3.30</b>
Нижняя кора (мощность)	10 <b>8</b>	~16/~3 <b>~22/~6</b>	3.10 <b>3.10</b>	3.10 <b>3.10</b>
Средняя кора (мощность)	5 <b>6</b>	~13/~2 <b>~18/~6</b>	2.90 <b>2.90</b>	2.90 <b>2.90</b>
Верхняя кора (мощность)	15 <b>15</b>	~13 <b>~18</b>	2.71–2.78 <b>2.70–2.75</b>	2.75–2.82 <b>2.67–2.84</b>

*Примечание.* Утолщенным шрифтом показаны глубины по профилям 4, 5, ориентированным по простиранию структур, обычным – по профилю 7, проходящему вкрест их простирания. Модели для профилей 4, 5 см. на рис.2, с. 22, для профиля 7 – рис. 2, с. 23

Мощность коры в океанической литосфере котловины составляет ~8 км; плотность в коре слабо варьирует на краевых участках, оставаясь практически постоянной в центральной части.

Максимальная мощность литосферы, составляющая 57–64 км, отмечается в центральной части котловины, что можно видеть на модели по профилю 5 (см. рис. 2, с. 22); на краевых участках мощность уменьшается до 46–60 км.

### Юго-Восточный Индийский хребет

Находящаяся в пределах рассматриваемой акватории область Юго-Восточного Индийского хребта в краевых частях пересекается практически вкрест простирания профилями 1–6 (см. рис. 1). Двумерные структурно-плотностные модели, приводимые на рис. 2, построены для фрагментов этих профилей, пересекающих основные структуры исследуемого региона.

Сначала рассмотрим юго-западный фланг хребта возрастом до 35 млн лет. Мощность коры в котловине Крозе и на флангах хребта примерно одинакова и составляет около 7 км. Мощность литосферы максимальна; на профиле 5 (рис. 2, с. 22) она достигает 60 км и уменьшается как в северо-западном направлении по мере приближения к фланговой области хребта, так и в юго-восточном по мере приближения к осевой зоне хребта.

Ширина юго-западного фланга хребта в направлении на северо-запад (от профиля 4 к профилю 6) и на юго-восток (от профиля 3 к профилю 1) увеличивается от 750 до 1500 км. Мощность океанической коры остается равной ~7 км, плотность в ней варьирует в среднем от 2.70 до 2.80 г/см<sup>3</sup>. Мощность подкоровой литосферы максимальна в наиболее древней части фланговой области и составляет ~50 км на профилях 2, 5 и ~30 км на профиле 3. Средняя мощность этого слоя составляет около 46 км,

плотность меняется от  $3.28 \text{ г/см}^3$  на границе с котловиной Крозе до  $3.27\text{--}3.26 \text{ г/см}^3$  под осью спрединга. Мощность астеносферного слоя уменьшается от  $45\text{--}85 \text{ км}$  на профиле 4 (рис. 2, с.22) до  $28\text{--}46 \text{ км}$  и более на профиле 6 (рис. 2, с. 23); плотность увеличивается в этом же направлении от  $3.24\text{--}3.26 \text{ г/см}^3$  на профиле 4 до  $3.27 \text{ г/см}^3$  на профиле 6.

Такое изменение строения тектоносферы по простиранию спрединговой зоны вызвано скорее всего непосредственной близостью профиля 4 к горячей точке Амстердам–Сен-Поль, а профиля 6 – к оси спрединга Юго-Западного Индийского хребта.

Северо-восточный фланг хребта (возраст до 40 млн лет) пересекается профилями 1, 2 в его восточной половине и профилем 3 в западной (см. рис. 1). Резкое изменение скорости спрединга в пределах рассматриваемой акватории происходит вблизи  $75^\circ$  в.д., к западу от которого расположен профиль 3, к востоку – профили 1, 2. Северо-восточная часть профиля 3 расположена в зоне линеамента Л. I, где находится поднятие Амстердам–Сен-Поль, образованное в результате деятельности горячей точки, что нашло свое отражение в плотностной модели вдоль профиля 3 (рис. 2, с. 21). На северо-восточном фланге хребта мощность астеносферного слоя увеличена до  $45\text{--}73 \text{ км}$ , плотность понижена до  $3.15\text{--}3.26 \text{ г/см}^3$ . В осевой зоне спрединга присутствует слой подкорковой литосферы, мощность и плотность которого меньше по сравнению с аналогичными слоями на профилях 1, 2.

### Обсуждение и выводы

Выполненное авторами плотностное моделирование базируется на результатах анализа и интерпретации гравитационного поля, рассчитанного по спутниковым альтиметрическим наблюдениям.

Сложное строение тектоносферы южной части Индийского океана нашло своё отражение в гетерогенной картине плотности слагающих её слоёв, наблюдаемой вдоль всех профилей, пересекающих основные структуры исследуемого региона. Тектоносфера исследуемого региона разбита на блоки, имеющие разный генезис и пространственно-временную эволюцию от начала раскола гондванских материков в нижнем меле до настоящего времени.

Мощность нижних слоёв тектоносферы, подкорковой литосферы, астеносферы и распределение плотности в них уверенно определяются по данным ПНГ и хорошо согласуются с определением границ и распределением плотностей в зависимости от возраста океанского дна, а также с данными сейсмотомографии.

Моделирование подтвердило наличие под плато Кергелен аномально мощной (до  $28 \text{ км}$ ) коры, представленной двумя слоями – верхним мощностью  $16\text{--}18 \text{ км}$  с переменными плотностями от  $2.65$  до  $2.80 \text{ г/см}^3$  и нижним мощностью  $8\text{--}11 \text{ км}$  с плотностью  $2.90 \text{ г/см}^3$ . Интерпретация гравиметрических данных не дает однозначного ответа на вопрос о природе коры плато Кергелен. Так, в [Gladchenko, Coffin, 2001] авторами делается вывод, что плато Кергелен в районе бассейна Кергелен – Херд сложено как континентальной, так и океанической корой.

Очевидно, что области растянутой в процессе рифтогенеза континентальной коры могли быть подвергнуты воздействию плюмовой активности, продолжавшейся с разной степенью интенсивности в течение более  $100 \text{ млн. лет}$  и вследствие которой в пределах плато Кергелен сформировалась крупная магматическая провинция. Плюмовый магматизм мог привести к увеличению мощности коры как за счет эффузивной составляющей, ответственной за формирование собственно вулканического сооружения плато, так и за счет андерплейтинга – наращивания коры снизу.



К сожалению, на основании интерпретации только гравитационных данных трудно идентифицировать тип коры, особенно природу ее нижней части. Установить, является ли кора континентальной, утоненной в процессе растяжения и подстилаемой частично разуплотненной мантией, или же океанической, утолщенной за счет андерплейтинга и также подстилаемой несколько разуплотненной мантией в результате термического воздействия горячей точки, трудно, поскольку в обоих случаях гравитационный эффект будет близким.

Тем не менее, косвенные признаки, полученные в результате плотностного моделирования, позволяют сделать некоторые выводы относительно возможной природы коры в исследуемом регионе. Так, ряд факторов, отмеченных в южной части плато Кергелен, позволяет предполагать здесь наличие скорее растянутой континентальной коры, чем утолщенной океанической. Во-первых, это повышенная по сравнению со средними значениями типичной океанической коры толщина верхнего слоя коры (при отсутствии аномального магматизма); во-вторых, увеличенная по сравнению с океанической толщина литосферы; в-третьих, пониженная по сравнению с океанической мощность слоя астеносферы.

В целом результаты анализа гравитационных данных и плотностного моделирования вместе с данными глубоководного бурения и других геофизических методов позволяют сделать вывод, что плато Кергелен является поднятием, сложенным, по всей видимости, как утоненной континентальной (южная провинция плато, участки центральной провинции, банка Элан), так и океанической корой, подвергнутой значительной магматической переработке в процессе эволюции под влиянием горячей точки (северная провинция плато).

Особый интерес представляют пограничные (переходные) области плато Кергелен, на разных участках которых граница между плато и прилегающими бассейнами формировалась в разное время и, по всей видимости, имеет разную геодинамическую природу. По результатам плотностного моделирования отмечается резкое изменение строения тектоносферы в переходных зонах, расположенных к северо-востоку от плато на его границе с Австрало-Антарктическим бассейном (профиль 1, ПК 1750–1850; профиль 2, ПК 2500–2600; профиль 3, ПК 2550–2650) и к юго-западу от него вдоль линейамента Л. II (профиль 1, ПК 750–850; профиль 2, ПК 1900–2000; профиль 3, ПК 1900–2000). Более резкое изменение наблюдается вдоль северо-восточной границы плато (см. рис. 1), где древняя, возможно, субконтинентальная (или даже континентальная) литосфера бассейна Лабуан и плато Кергелен граничат с океанической литосферой, образовавшейся в результате спрединга вдоль Юго-Восточного Индийского хребта и имеющей возраст не более 40 млн. лет. При этом в северо-восточной переходной зоне плато Кергелен четко выделяются две независимые области – южная и северная [Rotstein, Munschy, Bernard, 2001].

Южная область переходной зоны, включающая бассейн Лабуан и хребет Вильям, отделяет плато Кергелен от Австрало-Антарктического бассейна (см. профиль 1, с. 20). На этом участке переходной зоны в направлении к Австрало-Антарктическому бассейну отмечается резкое сокращение (вплоть до выклинивания) разуплотненного верхнего слоя подкоровой литосферы, нижнего слоя коры с плотностью  $2.90 \text{ г/см}^3$ , а также уменьшение мощности и плотности слоев, слагающих нижнюю часть литосферы.

Северная область переходной зоны (от северного окончания плато Кергелен до хребта Вильям) сформирована вследствие раскола плато Кергелен и плато Брокен (см. профили 2, 3, с. 21). Здесь происходит более резкий переход от плато Кергелен к молодой коре Австрало-Антарктического бассейна. Эта часть северной области представляет собой шовную зону (аналог пассивной континентальной окраины), сформированную

в результате продвижения к запад–северо-западу Юго-Восточного Индийского хребта, формирующегося в доэоценовое время. Шовная зона фиксируется контрастным рельефом, градиентным аномальным гравитационным полем и резким контактом литосферы Австрало-Антарктического бассейна с поднятием плато Кергелен. Сопряженная с ней зона разлома Диамантина на северо-восточном склоне Юго-Восточного Индийского хребта фиксирует контакт сформированной на хребте молодой океанической литосферы с более древней литосферой бассейна Перт.

Северо-западная окраина плато ограничивается разломом Кергелен, переходящим к северо-востоку в разломную зону Амстердам. Оба эти разлома находятся в зоне линейного Л. I, разделяющего гетерогенные тектонические области.

Вдоль юго-западной границы плато Кергелен проходит линейный Л. II. В этой переходной зоне (банка Элан, бассейн Эндерби) происходит изменение характеристик слоев тектоносферы под влиянием развития плато Кергелен. Возраст структур так же, как и возраст плато, превышает 100 млн. лет. Плотностное моделирование и результаты глубоководного морского бурения подтвердили наличие под банкой Элан утоненной континентальной коры. Более того, согласно современным палеорекострукциям [Benard et al., 2009], континентальный блок банки Элан в отличие от континентальной части плато Кергелен первоначально входил в состав Индии, а затем в результате перескоков оси спрединга оказался в составе Антарктической плиты в районе современного плато Кергелен. Границы блока банки Элан представляют собой пассивные рифтогенные континентальные окраины, отделяющие блок от океанических бассейнов (см. профиль 2, ПК ~1550, ~1800; профиль 9, ПК ~2800, ~3150). Континентальная литосфера и кора банки Элан были значительно утонены в процессе рифтогенеза, в результате чего сама банка оказалась погруженной на глубину ~2000 м.

Прослежены некоторые различия в строении литосферы под прилегающими к банке Элан бассейнами Эндерби и Валдива. Так, мощность литосферы под бассейном Валдива меньше, чем её мощность под более древним бассейном Эндерби – в первом случае это ~75 км, во втором – ~85 км. Различна и плотностная характеристика слоев тектоносферы: более плотные слои коры, подкоровой литосферы и астеносферы характерны для разреза тектоносферы под бассейном Валдива. Типичная океаническая кора в бассейне Эндерби с характерными глубинами дна 4.5–5.0 км имеет повышенную мощность 10–15 км за счет утолщения третьего слоя со скоростью до 7.0 км/с [Charvis, Operto, 1999], что, видимо, связано с влиянием на процесс спрединга и формирование коры горячей точки Кергелен. Возраст коры определен по линейным магнитным аномалиям M0 и M10 и составляет 125 и 136.4 млн. лет соответственно [Benard et al., 2009].

Южная провинция плато Кергелен отделена от материковой части Антарктиды трогом Принцессы Елизаветы, где по гравиметрическим данным фиксируется утолщенная океаническая кора. Результаты сейсмических и магнитных исследований также свидетельствуют, что трог Принцессы Елизаветы подстилается океанической корой, сформированной между хронами M6 и M10 [Gohl et al., 2007], хотя четких признаков наличия палеоспредингового хребта здесь не обнаружено.

Моделирование, выполненное в пределах поднятий Крозе и Конрад, показало, что возраст литосферы и тектоническая позиция каждого из поднятий обусловили разное строение литосферы под ними, отображаемое в гравитационном, магнитном полях и их трансформантах. Непосредственная близость поднятия Крозе к горячей точке и оси спрединга Юго-Западного Индийского хребта и существенно разный возраст литосферы под поднятиями определили мощность и плотность слоев подкоровой литосферы и астеносферы. Мощность названных слоев под поднятием Конрад соответственно

составляет 55 и 23 км (профиль 7, ПК 1900–2400), а под поднятием Крозе – 43 и 35 км (там же, ПК 1250–1650). В целом оба поднятия образованы на океанической литосфере и имеют аномальную мощность коры, представленной тремя слоями с достаточно резко меняющейся плотностью в верхнем. Увеличение мощности коры на поднятиях, по всей видимости, связано с андерплейтингом, являющимся следствием повышенного плавления мантии под влиянием горячей точки.

Плотностное моделирование, выполненное только по данным гравитационного поля, не позволяет однозначно выявить детали строения тектоносферы для структур южной части Индийского океана, чему не способствует также масштаб и детальность исходного поля. Тем не менее, результаты двумерного плотностного моделирования стали существенным дополнением к результатам ранее проведенного в регионе структурного анализа [Булычев, Гилод, Дубинин, 2014]. Их получение позволило охарактеризовать параметры модели (глубину залегания основных составляющих её слоев и распределение в них плотности слагающих пород), сопоставить строение тектоносферы в пределах отдельных структур и предположить историю их формирования.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 13-05-00143, № 15-05-03486).

### Литература

- Березкин В.М. Метод полного градиента в геофизической разведке. М.: Недра, 1988. 188 с.
- Булычев А.А., Гилод Д.А. Двумерное гравитационное моделирование тектоносферы акватории Америко-Антарктического хребта // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 5. С.36–48.
- Булычев А.А., Гилод Д.А. Двумерное плотностное моделирование тектоносферы структур юго-западного сектора акватории Индийского океана // Геофизика. 2013. № 1. С.55–66.
- Булычев А.А., Зайцев А.Н. Программа для интерактивного двухмерного подбора плотностной среды по аномальному гравитационному полю // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. № 2008611947. Выдано 18.04.2008.
- Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Структурное районирование литосферы восточной части Индийского океана по результатам анализа гравитационного и аномального магнитного полей // Жизнь Земли: землеведение, экология, геодинамика, музеология. Сборник научных трудов Музея землеведения МГУ / Под ред. В.А. Садовничева, А.В. Смурова. М.: Изд-во МГУ, 2014. Вып. 35/36. С.150–178.
- 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.
- Лукашевич И.П., Приставакина Е.И. Плотностная модель верхней мантии под океанами // Физика Земли. 1984. № 2. С.103–107.
- Benard F., Callot J.-P., Vially R., Schmitz J., Roest W., Patriat M., Loubrieu B. The Kerguelen plateau: Records from a long-living/composite microcontinent // Marine and Petroleum Geology 2009. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2009.08.011. P.1–17 ([www.elsevier.com/locate/marpetgeo](http://www.elsevier.com/locate/marpetgeo)).
- Charvis P., Operto S. Structure of the Cretaceous Kerguelen Volcanic Province (southern Indian Ocean) from wide-angle seismic data // Journal of Geodynamics. 1999. V. 28, N 1. P.51–71.
- Crosby G., McKenzie D. An analysis of young ocean depth, gravity and global residual topography // Geophys. J. Int. 2009. V. 178, N 3. P.1198–1219.
- Frey F.A., Coffin M.F., Wallace P.J., Weis D., Zhao X., Wise Jr.S.R., Antretter M. Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 176. P.73–89.

- Gladczenko T.P., Coffin M.F.* Kerguelen Plateau crustal structure and basin formation from seismic and gravity data // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. Is. B8. P.16583–16601.
- Gohl K., Leitchenkov G.L., Parsieglia N., Ehlers B.M., Kopsch C., Damaske D., Guseva Y.B., Gandyukhin V.V.* Crustal types and continent-ocean boundaries between the Kerguelen Plateau and Prydz Bay, East Antarctica // *Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, Santa Barbara, U.S. Geological Survey and The National Academies; USGS OF-2007-1047, Extended Abstract 038.
- Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N., Brozina J., Childer V., Dostaler F., Fairhead J.D., Finn C., von Freese R.R.B., Gaina C., Golynsky S., Kucks R., Lühr H., Milligan P., Mogren S., Müller D., Olesen O., Pilkington M., Saltus R., Schreckenberger B., Thébault E., Caratori Tontini F.* 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, N 8. 12 p. (<http://www.geomag.org/modules/emag2.html>).
- Mégnin C., Romanowicz B.* The three-dimensional shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface and higher-mode waveforms // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 143, Is. 3. 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](http://gdcinfo.agg.nrcan.gc.ca/app/agegrid_e.html)).
- Reusch D.N., Yates M.* Data report: Compositions of garnet sand grains from Elan Bank, Kerguelen Plateau (ODP Site 1137) // *Proceeding of Ocean Drilling Program, Scientific Results: College Station, TX (Ocean Drilling Program) / Eds. F.A. Frey, M.F. Coffin, P.J. Wallace, P.G. Quilty.* 2003. V. 183. P.1–8. doi: 10.2973/odp.proc.sr.183.2003.
- Rotstein Y., Munsch M., Bernard A.* The Kerguelen Province revisited: Additional constraints on the early development of the Southeast Indian Ocean // *Marine Geophysical Researches.* 2001. V. 22. N 2. P.81–100.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Retracking ERS-1 Altimeter Waveforms for Optimal Gravity Field Recovery // *Geophysical Journal International.* 2005. N 163. P.79–89. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02724.x (<http://www.ngdc.noaa.gov/>, <http://topex.ucsd.edu/>).
- Schlich R.* The Indian Ocean: aseismic ridges, spreading centers and ocean basins // *The Ocean Basins and Margins* / Eds. A.E.M. Nairn et al. NY: Plenum Press, 1982. P.51–147.
- Smith W.H.F., Sandwell D.T.* Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // *Science.* 1997. V. 277 (5334) (<http://topex.ucsd.edu/>, <http://www.ngdc.noaa.gov/>).

#### Сведения об авторах

**БУЛЫЧЕВ Андрей Александрович** – доктор физико-математических наук, профессор, заведующий кафедрой геофизических методов исследования земной коры, Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова. Москва, 119991, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1. Тел.: 8(495) 939-57-66. E-mail: aabul735@gmail.com

**ГИЛОД Долорес Алексеевна** – научный сотрудник, кафедра геофизических методов исследования земной коры, Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова. Москва, 119991, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1. Тел.: 8(495) 939-30-13. E-mail: gilod\_dolores@mail.ru

**ДУБИНИН Евгений Павлович** – доктор геолого-минералогических наук, профессор, руководитель сектора геодинамики, Музей землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова. Москва, 119991, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1. Тел.: 8(495) 939-15-10. E-mail: edubin08@rambler.ru

## TWO-DIMENSIONAL MODELING OF THE STRUCTURE AND DENSITY OF TECTONOSPHERE IN THE SOUTH SEGMENT OF THE INDIAN OCEAN

A.A. Bulychev, D.A. Gilod, E.P. Dubinin

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

**Abstract.** The structure of the tectonosphere in the south segment of the Indian Ocean is studied using gravity data. Several profiles intersecting large tectonic structures of the studied region were reproduced in 2D modeling of structure and density using Bouguer anomaly maps, bathymetry, age and seismic tomography data, as well as the results of the gravity and magnetic fields structural analysis. The paper discusses the results of 2D gravity modeling.

**Keywords:** 2D gravity modeling, Indian Ocean, tectonosphere, Kerguelen plateau, Crozet Islands, Conrad.