

УДК 551.243

В. В. Гончар¹, Ю. В. Козленко¹

ЛИТОСФЕРА ЗАПАДНО-ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ ГСЗ-25 ПО ДАННЫМ ИЗОСТАТИЧЕСКОГО И ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Тектоническая интерпретация плотностного (на базе сейсмографаического) профиля ГСЗ-25 показывает наличие выступа разуплотненной литосферной мантии в области перехода от континентальной к океанической коре Западно-Черноморской впадины. Комбинирование гравиметрического и изостатического методов анализа глубинного строения позволило составить профиль рифтогенной литосферы, характеризуемый максимальным утонением в 3.7—4 раза и разуплотнением до 3.22—3.23 г/см³, а также определить уровень компенсации в интервале 150—180 км. Рифтогенная реликтовая литосфера граничит на юге с более плотными мантийными образованиями, вероятно океанической природы. Существование уровня компенсации 180 км свидетельствует в пользу того, что рифт ЗЧВ заложился, возможно частично, на плите с докембрийской (позднедокембрийской) литосферой. Реконструкция завершающей стадии рифтогенеза ЗЧВ говорит в пользу длительного орогенического процесса, который завершился выведением к поверхности разуплотненной литосферной мантии и вероятным рассеянным спредингом по типу рифта Афар.

Введение

Одной из составляющих стремительного прогресса теоретической тектоники второй половины прошлого века стала возможность не только использовать информацию о строении недр, которую поставляла геофизическая разведка, но и осуществлять прогноз, основываясь на геодинамических моделях. Классическим примером приложения геодинамической теории к исследованию глубинного строения может служить построение карт мощности литосферы Мирового океана на основании решения уравнений остывания астеносферы и изостатического равновесия литосферы [9, 31]. Изостатический подход недавно был применен для картирования мощности коры и литосферы в сложном регионе Западного Средиземноморья [39].

В данной статье метод изостатического плотностного моделирования используется в комплексе с решением обратной задачи гравиразведки для выяснения глубинного строения Западно-Черноморской субокеанической

¹В. В. Гончар, Ю. В. Козленко¹

¹ Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев

впадины (ЗЧВ), в пределах которой континентальная литосфера в приповерхностной части испытывает значительное уплотнение [12, 20, 27, 29]. Близповерхностная базификация, как отражение коренной перестройки литосферы при рифтогенезе, должна сочетаться на глубине с разуплотнением литосферной мантии [3], масштаб которого не столь очевиден. Движения, способствующие базификации коры и дебазификации мантии и направленные в конечном итоге на восстановление равновесия, контролируются изостазией, подразумевающей баланс плотности, в частности, — сохранение средней плотности литосферы. Отсюда следует возможность определения степени разуплотнения мантии рифтовых областей и пассивных континентальных окраин, основанная на уравнении равновесия. Для определения структуры мантии подбор аномального гравитационного поля осуществлялся путем решения прямой задачи в двумерном варианте [17].

Сочетание предполагаемой вулканической толщи в чехле и мощной линзы высокоскоростных образований в фундаменте позволило соотнести литосферу ЗЧВ с пассивными континентальными окраинами вулканического типа [8]. Последние, представлявшие ранее атипичными окраинами с аномально высокой вулканической активностью в период рифтогенеза [49, 45], по новейшим данным могут составлять от 75 до 90% общего объема пассивных окраин [40]. Соответственно, условие их формирования не может быть специфическим, а, скорее всего, связано с некоторыми общими тенденциями при рифтогенезе, уровень магматизма для которых не показателен. Таким общим знаменателем может быть обстановка растяжения, сочетающаяся с инверсией плотности на глубине, результатом которой в орогенных складчатых областях становится эксгумация высокобарических комплексов. В работе [40] часть высокоскоростного комплекса в структуре пассивной окраины Норвегии со стороны континента трактуется именно как метаморфические тела гранулитовой и эклогитовой фаций. Если инверсия плотности реализуется на границе астеносфера/литосфера, то к поверхности могут быть выведены породы верхней мантии. В последнем случае рифтогенез и следующий за ним океанический спрединг наследуют стадию растяжения континентального орогена. Такая последовательность намечается в системе Бассейнов и Хребтов Северной Америки [44], в Папуа-Новой Гвинее [48], в Северном Верхоянье [18, 7]. Моделирование глубинного разреза ЗЧВ и реконструкция на его основе завершающей стадии рифтогенеза говорят в пользу длительного орогенического процесса, который завершился выведением к поверхности разуплотненной литосферной мантии и вероятным рассеянным спредингом по типу рифта Афар [2, 13].

Тектоническая интерпретация разреза по профилю ГСЗ-25

ЗЧВ находится в тени давления кайнозойской коллизии между Аравийской и Евразийской литосферными плитами, воспринимаемой в основном Восточно-Черноморской впадиной (рис. 1, врезка) [23]. Это позволяет надеяться, что пассивная окраина в пределах ЗЧВ сохранила во



Рис. 1. Плотностной разрез по профилю ГСЗ-25 с элементами тектонической интерпретации. На врезке: тектоническая схема Черноморского региона и положение профиля ГСЗ-25. ПК — разлом Печеныга-Камена [20]. Стрелками показано ограниченное инденторное воздействие Аравийской плиты на Восточно-Черноморскую впадину (ВЧВ) (по [23]).

А



многом черты, характеризующие этап и специфику континентального рифтогенеза, приведшего к формированию океанической литосферы.

Плотностной разрез вдоль профиля ГСЗ-25 (рис. 1) построен на основании скоростного, полученного на базе сейсмотомографической переинтерпретации сейсморазведочных данных [8]. Подошва чехла показана на основании данных МОГТ [30]. В южной части (ПК -380 — -270) выделяется участок безграничной коры, характеризующийся пониженной плотностью ($2.9 - 3.1 \text{ г/см}^3$) относительно соседних областей и выраженной горизонтальной расслоенностью. В соответствии с более ранними построениями по профилю [12, 20, 27, 29] он трактуется как проявление коры океанического типа. С севера к нему примыкает сложнопостроенная область, представляющая, очевидно, рифтогенную континентальную литосферу. Полученные с помощью сейсмотомографии структурные характеристики разреза позволяют детализировать ее строение, являющее собой хорошую иллюстрацию процесса базификации [3]. Выделяется переходная зона (ПК -270 — -130), в пределах которой происходит постепенное утонение (до полного исчезновения) верхнего слоя континентальной коры. Последний интродуцирован основными и ультраосновными магмами, о чем говорит присутствие в нем аномалий повышенной плотности (зона мелкоячеистых аномалий в работе [8]). Континентальная кора на глубину и по латерали сменяется толщей коро-мантийная смеси (зона крупноячеистых аномалий), в которой примерно в равной пропорции сочетаются тела с плотностью средних, основных и ультраосновных пород. Слой коро-мантийной смеси отражает, по-видимому, сложное протекание тектоно-магматического процесса на границе коры и мантии, включающего внедрение базит-гипербазитовых интрузий, захват ксенолитов, перемешивание и метаморфизм. На стыке с океанической корой определяется выступ мантии, образования которого ($\rho \geq 3.2 \text{ г/см}^3$), подстилая толщу коро-мантийной смеси, вместе с ней погружаются под континентальную плиту.

Образуемый таким образом подъем Мохо, как видно, не компенсирован прогибанием морского и осадочного бассейнов, так как максимальные погружения приурочены к области океанической коры южнее. В нижней части чехла переходной зоны выделяются высокоплотные образования переменной мощности — слой "В", — который ранее был предположительно соотнесен с вулканогенными образованиями окраин вулканического типа [8]. По отношению к нему допустима и другая трактовка: как продолжение слоя коро-мантийной смеси, неровности поверхности которого отражают погребенный рельеф. В этом случае слой "В" следует относить к консолидированной коре, что потребует пересмотра данных МОГТ. Вырисовывающийся вулканоплутонический комплекс континентальной окраины ЗЧВ (слой "В" и подстилающие породы) следует, по-видимому, рассматривать в связи с Ломоносовским магматическим массивом [36], который также может быть связан с рифтогенным процессом [46, 37].

Далее подтверждение рассмотренного разреза и продолжение его на глубину осуществляется на основе гравитационного моделирования. При этом нами тестируется вероятное неравномерное распределение плотности мантии: базификация коры и противоположное ей разуплотнение под переходной зоной — следствие одного и того же процесса тектономагматической переработки при рифтогенезе, а также уплотнение под глубоководной частью ЗЧВ как результат "намораживания" океанической литосферы.

Гравитационные разрезы литосферы ЗЧВ

При моделировании для верхней части литосферы за основу принят плотностной разрез ГСЗ-25 в упрощенном виде. Консолидированная кора разделяется на три участка: от ПК -400 до ПК -270 она представляет собой субокеанический однослойный тип мощностью до 10 км. В интервале ПК -100÷ -270 кора переходная, состоящая из двух слоев — нижний представлен базитами и ультрабазитами, верхний — переработанной (растянутой и интродуцированной) континентальной корой. Между ПК 0 и -100 кора стандартная континентальная, ее мощность достигает 40 км. При построении гравитационной модели были использованы данные о мощности осадочного чехла [30], а также его плотности, которая изменяется в зависимости от возраста отложений (верхний слой — олигоценчетвертичный, нижний — палеоцен-эоценовый) [28]. Положение поверхности мантии было взято из работы [27]. Плотность блоков консолидированной коры в зависимости от ее типа и состава задавалась по данным [15].

Модель по профилю просчитана относительно двух опорных колонок (функций приведения). Для варианта 1 были использованы: в глубоководной части Западно-Черноморской впадины колонка океанической литосферы [25], в пределах континентальной Скифской платформы — плотностная колонка кратона [16]. Плотности коры в варианте 2 приводились к значению $3,32 \text{ г/см}^3$ в соответствии с принципами, изложенными в [4].

Конфигурация блоков консолидированной коры в обоих вариантах одинакова, отличия заключаются в значениях плотностей нижнего слоя в переходной зоне (рис. 1). Для участка континентальной коры (ПК 0 ÷ -100) получено двухслойное строение фундамента с плотностями 2,74 и 3,0 г/см³ в верхнем и нижнем слоях соответственно. В глубоководной субокеанической части (ПК -270 ÷ -420) консолидированная кора имеет плотность 2,9 г/см³. Блок, предполагаемый как участок переработаной (интродуцированной и растянутой) континентальной коры (ПК -100 ÷ -220, глубина 2—20 км), имеет плотность 2,75 г/см³, характерную для гранодиоритов среднего состава [15].

Поверхность раздела верхнего и нижнего комплекса консолидированной коры в пределах переходной зоны неровная, с достаточно резкими перепадами амплитудой 3—4 км. В континентальной части ундуляции этой поверхности гораздо меньше (до 2 км) и более протяженные. Глубина залегания кровли мантии изменяется от 19—20 км под глубоководной частью (ПК -270 ÷ -370) до 38—40 км под континентальной (ПК 0 ÷ -140). Под Каркинитским прогибом (ПК -90 ÷ -100) подошва коры поднимается до 33 км, что вместе с погружением поверхности консолидированного фундамента присуще рифтогенным структурам. Уровень, ниже которого величины плотности не отличаются от нормальных значений, был задан переменным — в глубоководной части профиля на глубине 60 км, а в континентальной — 130 км.

Подбор моделей базировался на идее существенного разуплотнения мантии под переходной зоной. Плотность этого блока была задана 3,25 г/см³ — на уровне средних значений для перидотитов и пироксенитов [15]. Для того, чтобы скомпенсировать снижение плотности в мантии, в коре пришлось вводить существенное уплотнение. В центре переходной зоны под континентальным склоном докайнозойского Черноморского бассейна (ПК -170 ÷ -220) в нижней части коры на глубине 15—30 км выделяется блок с максимальной плотностью. В варианте 1 ее значение 3,25 г/см³ — такое же, как и в подстилающей мантии. В варианте 2 плотность этого корового блока 3,19 г/см³, что является верхним пределом для метаосновных пород [15]. В обе стороны по профилю от данного блока плотность нижнего кристаллического слоя существенно меньше (на 0,12—0,17 г/см³). В северном направлении к Скифской платформе наблюдается постепенное снижение плотности до нормального значения 3,0 г/см³. К центру Западно-Черноморской впадины различие плотностей переходной и субокеанической зоны более резкое (в варианте 1 — 3,14/2,9 г/см³; в варианте 2 — 3,07/2,9 г/см³). В верхней мантии смена значений плотности от переходной зоны к окружающим структурам в двух вариантах имеет разный характер. В варианте 1 между переходной и континентальными частями имеется блок (на ПК -140 ÷ -170) с промежуточной плотностью 3,34 г/см³, а со стороны субокеанического участка (ПК -270) изменение плотности достаточно резкое (3,25/3,33 г/см³. В варианте 2, наоборот, резкий перепад плотности (3,25/3,32 г/см³) наблюдается со стороны континента (ПК -170), а при переходе к субокеаническо-

му блоку эта величина изменяется постепенно (3,25—3,29—3,305 г/см³). Плотность верхней мантии в глубоководной части меньше нормальных значений, тогда как в континентальной части такого уменьшения не наблюдается.

Установлено, что подошва разуплотненной мантии (рифтогенной литосферы) под Переходной зоной на отрезке ПК -140 ÷ -260 резко подымается с отметки 110 км до 60 км — на границе с океанической литосферой. Средняя плотность литосферы на данном отрезке составляет 3.22 г/см³, минимальная мощность — 45 км.

Результаты гравитационного моделирования показывают, что последовательного изменения плотности верхней мантии вдоль профиля от субокеанической впадины к платформе не устанавливается. Граница между блоком переходной зоны и континентальным на ПК -170 очень резкая (0.09 и 0.07 г/см³ в вариантах 1 и 2 соответственно). В нижней части коры эти величины еще больше (0.17 и 0.14 г/см³). Можно предполагать, что эта граница имеет разломную природу. Плавное изменение значений плотности в верхней мантии между переходной и субокеанической зонами (в варианте 2 на ПК -270 ÷ -300 имеется блок с промежуточными плотностями) может указывать на их генетическую связь.

Изостатическое плотностное моделирование зоны перехода от континентальной к океанической литосфере ЗЧВ

Тектоно-магматические процессы, приводящие к перемещению материала выше уровня компенсации и направленные на восстановление равновесия, не изменяют средней плотности литосферы — этой закономерностью обосновывается несостоятельность механизма базификации в объяснении океанических бассейнов [41, 1]. Однако базификация происходит в тесном взаимодействии с разуплотнением (дебазификацией) литосферной мантии [3], в отношении которой принцип сохранения средней плотности может быть использован для приближенной количественной оценки разуплотнения.

В определении мощности и плотности литосферы Западно-Черноморского бассейна будем исходить из предположения локальной изостазии — компенсация достигается в каждом сечении рельефа [1, 39]. Из уравнения равновесия для морского осадочного бассейна

$$\rho_l H_l = \rho_w y_w + \rho_s (y_s - y_w) + \rho_l (y_l - y_s) + \rho_{ma} (H_l - y_l), \quad (1)$$

где ρ_w , y_w ; ρ_s , y_s ; ρ_l , y_l — плотность и глубина подошвы слоев воды, осадочного чехла и литосферы соответственно, H_l — изначальная мощность континентальной литосферы (глубина компенсации), ρ_{ma} — плотность мантии,

получаем уровень подошвы утоненной литосферы

$$y_l = H_l - \frac{y_w(\rho_w - \rho_s) + y_s(\rho_s - \rho_l)}{\rho_l - \rho_{ma}}. \quad (2)$$

Плотность литосферы в исходном состоянии определяем как среднюю с учетом мощности и плотности коры H_c , ρ_c и плотности литосферной мантии ρ_m :

$$\rho_l = \rho_m + \frac{H_c}{H_l} (\rho_c - \rho_m). \quad (3)$$

Глубина морского бассейна и мощность осадочного чехла определялась вдоль профиля ГСЗ-25 согласно данным МОГТ [30]). Приняты следующие параметры чехла и коры: $\rho_s = 2.4 \text{ г/см}^3$, $\rho_c = 2.87 \text{ г/см}^3$, $H_c = 40 \text{ км}$. Первоначальная плотность литосферной мантии рассматривалась в двух вариантах — $\rho_m = 3.34$ и 3.32 г/см^3 . Варьированием исходной мощности континентальной литосферы $H_c = 130, 150$ и 180 км получены различные профили подошвы рифтогенной литосферы, которые вынесены на гравитационные разрезы (рис. 2). Во втором варианте разреза ($\rho_m = \rho_{ma} = 3.32 \text{ г/см}^3$) для изостатического равновесия во всем рассматриваемом спектре величин H_l требуется аномальное утонение литосферы (более 7-кратного) в Переходной зоне для компенсации глубоководной впадины. Как следствие, прогнозируемые гравитационные и изостатические профили подошвы расходятся на всем рассматриваемом протяжении, особенно резко (до 20—30 км по вертикали) в апикальной части. Следовательно, вариант 2 гравитационной модели является в значительной степени несбалансированным и далее не рассматривается.

Близкое расположение подошвы гравитационной и изостатической литосфер ($H_l = 180 \text{ км}$ и 150 км) получено для варианта 1. Под абиссаль-

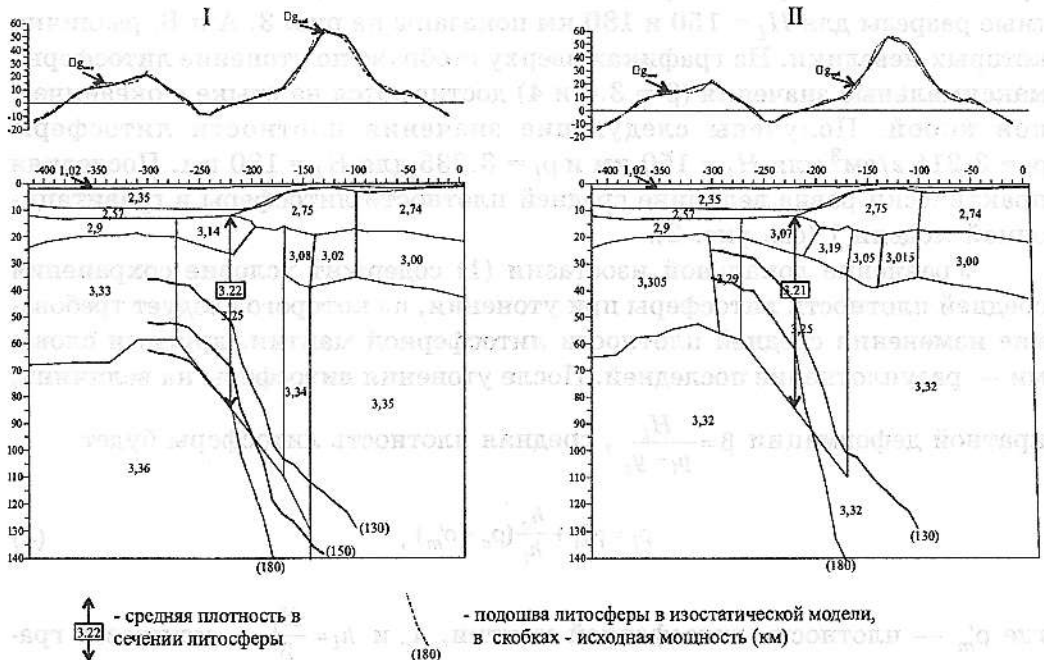


Рис. 2. Гравиметрические модели глубинного строения ЗЧВ по профилю ГСЗ-25. Плотность в г/см^3 .

ной, безграничной частью Переходной зоны кривая подошвы для $H_l = 180$ км практически совпадает с гравитационной. В нижней части литосферы близко к гравитационной подошве подходит кривая изостатического профиля для $H_l = 150$ км, которая далее к югу превышает уровень подошвы литосферы гравитационного профиля на 7—14 км. Полученный результат можно истолковать двояко. В первом приближении и с учетом неточности построений можно полагать, что существует единый уровень компенсации для структур рассматриваемого региона, который заключен в пределах 150—180 км. С другой стороны, можно допустить варьирование уровня компенсации (вслед за гипотезой В. Г. Гутермана об “архимедовой изостазии” [10]), а именно — наличие двух уровней: 150 км для северной части, относительно которого уравновешена литосфера, включающая переходную зону с континентальной корой, и 180 км для наиболее прогнутой ее части, лишенной континентальной коры. Линия разграничения участков с наилучшей аппроксимацией гравитационной подошвы изостатическими кривыми проходит в интервале ПК $-210 \div -220$. Если обратиться к положению профиля на тектонической схеме (рис. 1, врезка), то видно, что именно к этой отметке профиля трассируется разлом Печеняга — Камена, служащий границей Мизийской и Скифской плит [20]. Трактовка, предполагающая два уровня компенсации, использована при составлении сводного разреза литосферы ЗЧВ в интервале ПК $-300 \div -180$ (см далее).

Таким образом, вариант 1 гравитационного разреза является близким к изостатическому равновесию, если в качестве уровня компенсации принимать отметку в интервале 150 — 180 км. Изостатические плотностные разрезы для $H_l = 150$ и 180 км показаны на рис. 3, А и Б, различия которых невелики. На графиках вверху отображено утонение литосферы, максимальные значения ($\beta = 3.6$ и 4) достигаются на стыке с океанической корой. Получены следующие значения плотности литосферы $\rho_l = 3.215$ г/см³ для $H_l = 150$ км и $\rho_l = 3.235$ для $H_l = 180$ км. Последняя практически равна величине средней плотности литосферы в гравитационной модели 1 (см. рис. 2).

Уравнение локальной изостазии (1) содержит условие сохранения средней плотности литосферы при утонении, из которого следует требование изменения средней плотности литосферной мантии, другими словами — разуплотнение последней. После утонения литосферы на величину,

кратной деформации $\beta = \frac{H_l}{y_l - y_s}$, средняя плотность литосферы будет

$$\rho_l = \rho'_m + \frac{h_c}{h_l} (\rho_c - \rho'_m), \quad (4)$$

где ρ'_m — плотность литосферной мантии, h_c и $h_l = \frac{H_l}{\beta}$ — мощность гранитного слоя и литосферы после растяжения. Далее предполагается, что мощность гранитной коры может дополнительно деградировать за счет

тектоно-магматической переработки и контаминации гранитного слоя мантийными магмами [3, 23], так что в сумме утонение коры превышает общее утонение литосферы β . Приравняв правые части (3) и (4), получим

$$\rho'_m = \rho_c \frac{H_c - \beta h_c}{H_l - \beta h_c} + \rho_m \frac{H_l - H_c}{H_l - \beta h_c}. \quad (5)$$

В случае однородного растяжения литосферы $H_c = h_c$ и согласно (5) $\rho'_m = \rho_m$, то есть средняя плотность литосферной мантии остается неизменной. Предположив полное удаление гранитного слоя ($h_c = 0$), получим нижний предел изменения плотности литосферной мантии

$$\rho'_m = \rho_c \frac{H_c}{H_l} + \rho_m \left(1 - \frac{H_c}{H_l} \right), \quad (6)$$

величина которого совпадает со средней плотностью литосферы (3). Прогнозируемое изменение средней плотности литосферной мантии в изостатических моделях показано на моделях в виде графиков (см. рис. 3).

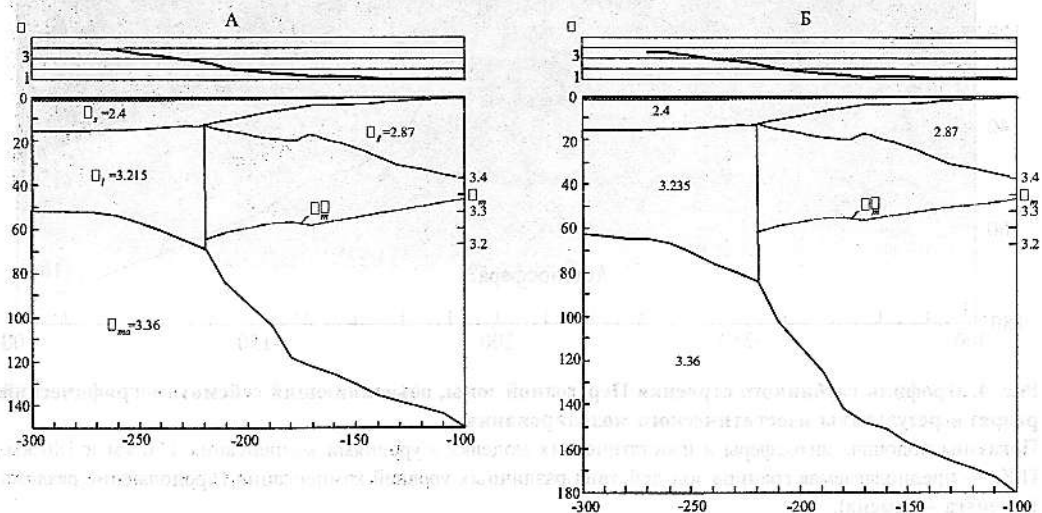


Рис. 3. Изостатические модели Переходной зоны ЗЧВ с глубинами компенсации 150 км (А) и 180 км (Б).

Вверху на графиках показано изменение параметра кратного утонения литосферы β . Плотность в $г/см^3$. ρ_m, ρ'_m — исходная и меняющаяся в пределах рифтогенной литосферы (показана с помощью графика) плотности литосферной мантии.

По результатам исследований составлен сводный разрез литосферы ЗЧВ в интервале ПК $-300 \div -100$, который обобщает сейсмотомографический разрез коры до глубин 25—40 км и изостатическую модель в интервале глубин 40—180 км (рис. 4). На нем погружение впадины компенсирует океаническая литосфера, сформированная вследствие остывания астеносферы в течение 68—71 млн. лет после прекращения спрединга [35], мощность которой нами не определялась. Уровень компенсации разорван, как предполагается, на продолжении разлома Печеняга—Камена, разделяющего Мизийскую и Скифскую плиты, и составляет со стороны

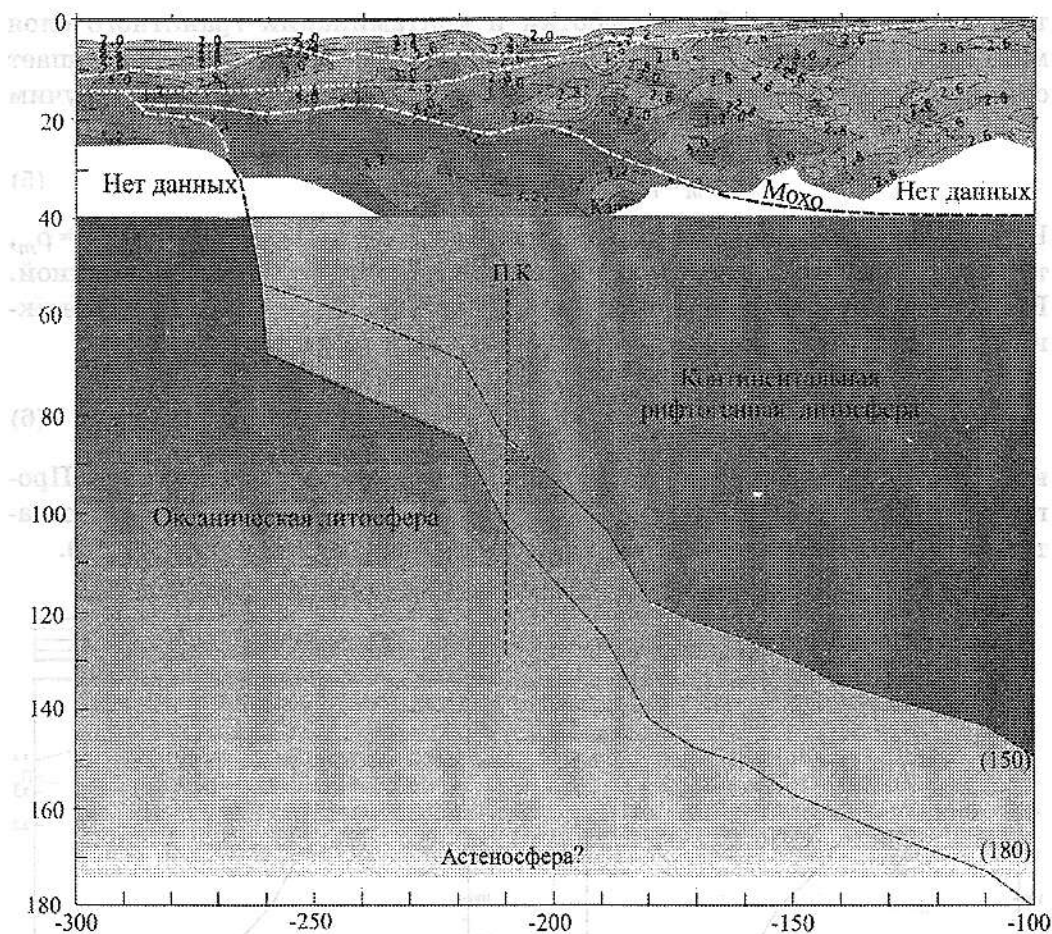


Рис. 4. Профиль глубинного строения Переходной зоны, объединяющий сейсмотомографический разрез и результаты изостатического моделирования. Показаны подошвы литосферы в изостатических моделях с уровнями компенсации 150 км и 180 км. П.К. — предполагаемая граница зон действия различных уровней компенсации (продолжение разлома Печеняга—Камена).

первой 180 км, со стороны второй — 150 км, о чем говорилось выше. Разница в залегании подошвы литосферы здесь невелика. Очевидно, можно использовать также средний уровень компенсации (175 км), что не изменит модели глубинного строения.

Обсуждение

Установленная вероятность существования под ЗЧВ уровня компенсации, достигающего 180 км, говорит о том, что рифт ЗЧВ заложился, возможно частично, на плите, обладающей мощной, по-видимому, докембрийской (позднедокембрийской) литосферой. Это заключение согласуется с известными, опирающимися на геологические данные, выводами предшествующих исследователей о существовании на месте нынешней Черноморской впадины массива докембрийской коры (см. обзор в [34]). Близкая мощность литосферы (170—200 км), отвечающая докембрийс-

ким кратонам, фиксируется на геофизических разрезах современных (Восточно-Африканский, Рио-Гранде [38], Байкальский [21]) и древних (пассивные окраины Антарктиды, Африки и Южной Америки [6]) континентальных рифтов. Существенно то, что в случае мощной литосферы соответственно глубоким оказывается положение уровня изостатической компенсации. Это, согласно (3), приводит к повышению средней плотности литосферы ρ_l . Если последняя превысит значение плотности астеносферы, возникает инверсия плотности ($\rho_l > \rho_a$). Результатом изостатического уравнивания при утонении литосферы в этом случае будет подъем ее поверхности, т.е. положительный рельеф при рифтогенезе. В отношении современных континентальных рифтов, перечисленных выше — Восточно-Африканского, Рио-Гранде и Байкальского, — этот вывод соответствует действительности: все они, как известно, характеризуются значительным положительным рельефом. Согласно палеотектоническим реконструкциям [14, 22] положительный рельеф в пределах нынешней Черноморской впадины после закрытия Таврического бассейна существовал значительный период времени, начиная с поздней юры и по средний мел; позднюю часть этого периода (ранний—средний мел), по-видимому, занимал этап континентального рифтогенеза с активной поверхностной эрозией.

Оценим минимальный масштаб поднятия рифта ЗЧВ, используя полученные профили литосферы (см. рис. 3). Из уравнения равновесия утоненной литосферы

$$\rho_l H_l = \rho_l \frac{H_l}{\beta} + \rho_a h_a, \quad (7)$$

где ρ_a, h_a) — плотность и высота аномальной мантии в основании литосферы, получим выражение для высоты рельефа

$$\Delta h = H_l \left(1 - \frac{1}{\beta} \right) \left(\frac{\rho_l}{\rho_a} - 1 \right). \quad (8)$$

Положительным рельеф будет в случае $\rho_l > \rho_a$. Для определения плотности астеносферы используем значения, учитывающие тепловое расширение при диапазоне температур астеносферы 1300 – 1500 °С: $\rho_a = \rho_m(1 - \alpha T)$ ($\rho_m = 3.35 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 3 \cdot 10^{-5} \text{ град}^{-1}$ [1]). Соответствующие профили палеорельефа, для которых подъем (или погружение) пропорционален степени утонения литосферы, показаны на рис. 5, А. В случае наиболее разогретой астеносферы ($\rho_a = 3.20 \text{ г/см}^3$) литосфера мощностью 180 км испытает подъем в точке максимального утонения, превышающий 1500 м. Меньшие высоты рельефа (≈ 500 м) будут достигнуты ею при 1300 °С ($\rho_a = 3.22 \text{ г/см}^3$), и менее мощной литосферой (150 км) — при 1500 °С. Последняя испытает уже слабое погружение при $T = 1300$ °С, для более точного расчета которого следует использовать условие равновесия с учетом воды (1). Сделанный расчет дает минимальные оценки рельефа, дополнительный подъем литосферы ЗЧВ составит, согласно [19], 1.8 км за счет прогрева литосферы и 1.2 км за счет сегрегации слоя базальта мощностью 10 км.

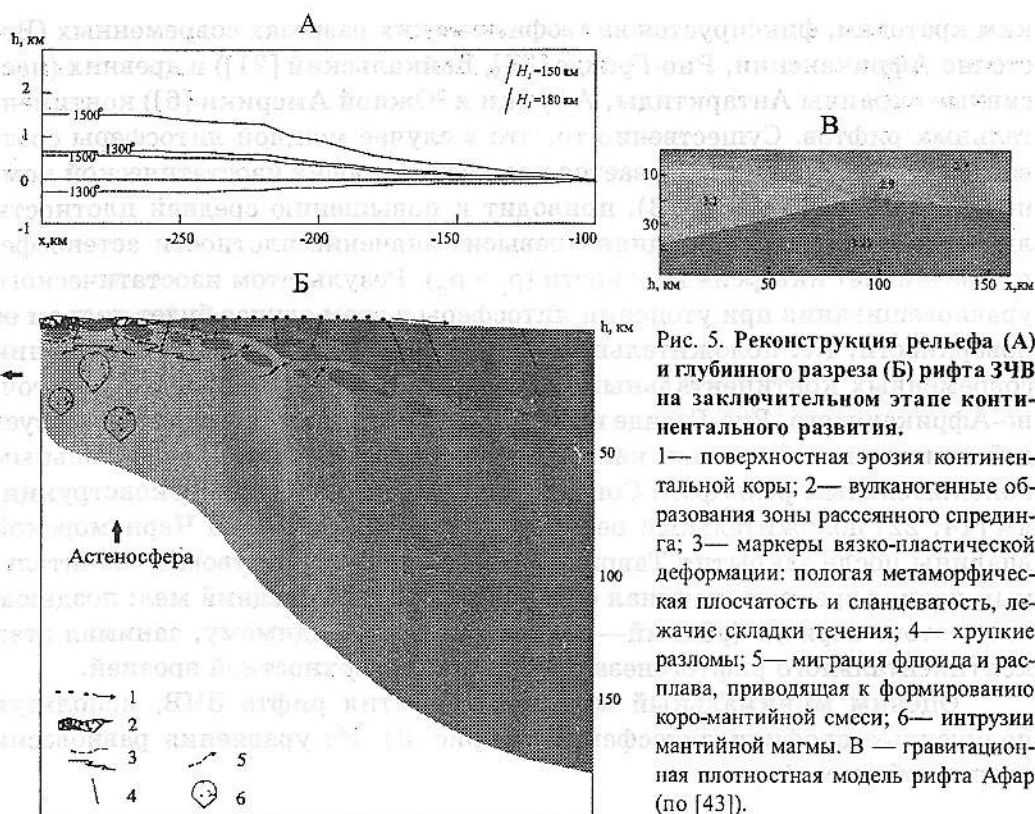


Рис. 5. Реконструкция рельефа (А) и глубинного разреза (Б) рифта ЗЧВ на заключительном этапе континентального развития.
 1— поверхностная эрозия континентальной коры; 2— вулканогенные образования зоны рассеянного спрединга; 3— маркеры вязко-пластической деформации: пологая метаморфическая плоскостность и сланцеватость, лежащие складки течения; 4— хрупкие разломы; 5— миграция флюида и расплава, приводящая к формированию коро-мантийной смеси; 6— интрузии мантийной магмы. В — гравитационная плотностная модель рифта Афар (по [43]).

Найденные характеристики реликтовой рифтогенной литосферы ЗЧВ позволяют осуществить реконструкцию ее положения на стадии, предшествующей погружению и океаническому спредингу. Используя профиль мощности и среднюю плотность литосферы при $H_l = 180$ км (см. рис. 3, Б), а также плотность астеносферы $\rho_a = 3.20 \text{ г/см}^3$, с помощью (7) получим следующий палеоразрез (рис. 5, Б). Он фиксирует заключительную стадию неравномерного утонения континентальной литосферы, которое она испытала вследствие растяжения, а также, вероятно, подъема изотерм, результатом которого стал изостатический подъем астеносферы и литосферы и выведение литосферной мантии к эрозионному уровню. Подъем при инверсии плотности ($\rho_l > \rho_a$) должен был быть перманентным с начала растяжения, следовательно, на всем этапе континентального рифтогенеза происходила эрозия континентальной коры, что должно означать дополнительную стимуляцию подъема астеносферы и литосферы. Утонение и деструкция континентальной коры приводят к формированию выступа аномальной литосферной мантии вблизи поверхности, который вследствие пассивного плавления аномальной мантии должен быть перекрыт базальтовой корой [42]. Механизм выведения литосферной мантии к поверхности здесь полностью соответствует механизму эксгумации высокобарических комплексов в орогенах растяжения [44], поэтому соответствующими должны быть кинематические и реологические характеристики деформаций. В пределах мантийной части литосферы и в области коро-

мантийной смеси происходит вязко-пластическое течение с участием магмы, приводящее к формированию типичной структурной матрицы тектоники растяжения метаморфических ядер: субгоризонтальной сланцеватости и метаморфической полосчатости, лежащих складок течения, секущих вязких разломов сбросового типа [44]. Выше и с удалением от центра апвеллинга с падением температуры зона вязко-пластической деформации сменяется зоной хрупкого растяжения (см. рис. 5, Б).

После погружения пассивной континентальной окраины выступ мантии и ассоциирующие с ним ультраосновные кумуляты и, вероятно, ультраметаморфиты сформируют высокоплотную часть переходной зоны от континента к океану, характерную для “вулканических” пассивных континентальных окраин [40]. В традиционной трактовке появление пород с высокой плотностью в пределах переходных зон таких окраин относится на счет магматического подслаивания континентальной коры и количественно связывается с объемом плавления астеносферы [49, 45, 32]. Природа аномально плотных образований переходной коры может быть связана не только и не столько с магматическим подслаиванием, а скорее — с более общим эффектом растяжения в условиях инверсии плотности, приводящим к выведению мантийных пород и производных мантийных магм к поверхности.

Таким образом, изначально мощная докембрийская литосфера и соответствующее глубокое залегание уровня компенсации позволяет длительное время, вплоть до начала спрединга, поддерживать рифтовую литосферу “на плаву” в положении орогена. Это дает основание сопоставлять Переходную зону ЗЧВ (как вероятно и многие другие переходные зоны пассивных окраин с докембрийской литосферой [6]) в конечной стадии континентального рифтогенеза) с провинцией Афар в системе тройного сочленения Восточно-Африканского, Красноморского и Аденского рифтов [2, 13]. Провинция Афар по тектоно-магматическим особенностям определяется как промежуточное звено между типичным океанским (Красное море, Аденский залив) и континентальным (Эфиопская долина, Восточно-Африканский рифт) рифтами. Осуществляемый в ее пределах рассеянный спрединг базальтовой коры океанического типа [13] сконцентрирован в системе осевых хребтов, разделенных участками с реликтами сильно утоненной (2—5 км) континентальной коры. Особенности его глубинного строения, отраженные на гравиметрическом плотностном профиле [43] (см. рис. 5, В), вполне сопоставимы с представленной реконструкцией рифта ЗЧВ. Характерным является почти полное удаление первичной континентальной коры, близповерхностное (5—7 км в апикальной зоне) положение кровли аномальной мантии с плотностью $\rho_a = 3.1 \text{ г/см}^3$. Если в качестве “аномальной мантии” считать разуплотненную, интродуцированную верхнюю мантию континентальной литосферы, то мы получим значительное сходство строения Афарского рифта со строением Переходной зоны ЗЧВ с поправкой на остывание и, как следствие, некоторое уплотнение последней.

С другой стороны, отчетливое несоответствие возникает при сопоставлении полученной реконструкции литосферы ЗЧВ (см. рис. 5, Б) с моделями современных зон субдукции, тыловыми частями которых, по-видимому, должна соответствовать северная окраина ЗЧВ на этапе, предшествующем расколу меловой вулканической дуги в Черноморском регионе [22]. Если взять в качестве примера модель зоны субдукции в Каскадных горах Северной Америки [5], то литосфера в тылу субдукции характеризуется достаточно мощной континентальной корой (до 30 км), наращиваемой андезито-базальтовым вулканизмом. И хотя предполагается подъем и плавление аномальной мантии до глубин 40—50 км, плотностная модель дает на этом уровне плотности мантии, существенно выше средней для астеносферы — 3.32 — 3.27 г/см³ [5]. Постоянно наращиваемая относительно легкая кора, по-видимому, препятствует выведению к поверхности пород мантии, поэтому выступ мантии (или подслаивание дериватов ультраосновных магм) на высоком гипсометрическом уровне, аналогично Переходной зоне ЗЧВ, не может быть получен. Следовательно, развитие рифта ЗЧВ вряд ли следует соотносить с надсубдукционной обстановкой. Более соответствующим является механизм мантийного апвеллинга в условиях растяжения. Обстановки окраинноконтинентальных рифтов типа pull-apart предполагаются, в частности, в работе [33] для современных задуговых субокеанических бассейнов Западно-Тихоокеанской окраины (Япономорского, Южнокурильского), являющихся, по-видимому, близкими тектоническими аналогами Черноморской впадины. Аналогично, в работе [47] раскрытие задугового бассейна Японского моря связывается с латеральным воздействием мантийного плюма, сформировавшего рифтовую систему Северо-Восточного Китая.

Выражаем благодарность В. Г. Козленко за проявленный интерес к исследованию и сделанные замечания, которые были учтены при доработке статьи.

1. Артюшков Е. В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
2. Барбери Ф., Варс Ж. Афарская зона сочленения рифтов / / Континентальные рифты (Под ред. И. Б. Рамберга и Э.-Р. Нейман). М.: Мир, 1981. С. 51—62.
3. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989.
4. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Шуман В.Н. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наук. думка, 1987. 184 с.
5. Ваньян Л. Л., Бердичевский М. Н., Пушкарев П. Ю., Романюк Т. В. Геоэлектрическая модель Каскадной субдукционной зоны / / Физика Земли. 2002. № 10. С. 23—53.
6. Галушкин Ю. И., Дубинин Е. П., Прозоров Ю. И., Ушаков С. А. Строение и развитие литосферы переходных зон Южного океана. Москва: ВИНТИ, 1991. 184 с.
7. Гончар В. В. Позднемезозойско-кайнозойская геодинамика Верхоянья — гравитационный коллапс или подъем мантии? / / Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Матер. Сопещения. М.: ГЕОС, 2006.

8. Гончар В. В. Глубинное строение Западно-Черноморской впадины вдоль профиля ГСЗ-25: свидетельство вулканической пассивной окраины // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2006. № 4. С. 42—54.
9. Городницкий А. М., Сорохтин О. Г. Карта мощностей океанических литосферных плит // Тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977.
10. Гутерман В. Г. Механизмы тектогенеза. Киев: Наукова думка, 1987. 170 с.
11. Дубинин Е. П., Ушаков С. А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 292 с.
12. Земная кора и история развития Черноморской впадины (Под ред. Ю.Д. Буланже, М.В. Муратова, С.И. Субботина, Б.К. Балавадзе). М.: Наука, 1975. 358 с.
13. Казьмин В. Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 204 с.
14. Казьмин В. Г., Тихонова Н. Ф. Позднемезозойские—эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции // Геотектоника, 2006. № 3. С. 9—22.
15. Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наукова думка, 1989. 248 с.
16. Козленко В.Г. Системная интерпретация геофизических полей. Киев: Наук. думка, 1984. 220 с.
17. Козленко Ю. В., Корчагин И. М., Михайлюк С. Ф. Програмный комплекс обработки та інтерпретації гравіметричних і магнітометричних даних і аномалій геоїду // Бюл. УАЦ. 1997. Вип. 1. С. 245—250.
18. Кропоткин П.Н., Титков Г.А. Продолжение рифтогенных структур Северного Ледовитого океана и Бискайского залива на материке Евразия // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 207—225.
19. Кутас Р. И. Анализ термомеханических моделей эволюции Черноморского осадочного бассейна // Геофизический журнал, 2003. Т. 25. № 2. С. 36—47.
20. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Литосфера Центральной и Восточной Европы/ под ред. А.В. Чекунова — Киев: Наукова думка, 1994. 332 с.
21. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
22. Никишин А. М., Кортаев А. М. История формирования Черноморской впадины // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Матер. Соевещания. Москва, 2000. С. 360—363.
23. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев, 2003. 226 с.
24. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 226 с.
25. Русаков О.М. Методика составления гравитационных моделей океанической тектоносферы // Геофиз. журн. 1989, Т. 11. № 3. С. 3 — 9.
26. Русаков О. М. Гравитационная модель тектоносферы Индийского океана. Киев: Наукова думка, 1991. 224 с.
27. Сейсмогравитационное моделирование при изучении литосферы. Киев: Наукова думка, 1994. 292 с.
28. Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Легостаева О.В., Русаков О.М., Пивоваров В.Л., Мельничук П.Н. Плотность осадочных комплексов Черного моря // Геофиз. журн. 2003. Т. 25. № 2. С. 54 — 69.
29. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М.: Наука, 1989. С. 145—162.
30. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. с.
31. Ушаков С. А., Дубинин Е. П. Океанический спрединг. М.: Наука, 2002.

32. Филатова Н.И. Андерплейтинг как причина образования вулканической континентальной окраины при окраинноморском спрединге // Доклады РАН. 2004. Т. 398. № 2. С. 223—227.

33. Филатова Н.И., Родников А.Г. Охотоморский геотраверс: тектоно-магматическая эволюция кайнозойских структур растяжения в контексте их глубинного строения // Доклады РАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 360—365.

34. Чекунов А.В. Проблемы геологии Черноморской впадины // Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М.: Наука, 1989. С. 145—162.

35. Шрейдер Ал. А. Раскрытие глубоководной котловины Черного моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 4. С. 592—604.

36. Шнюков Е.Ф., Щербakov И.К., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев, 1997. 287 с.

37. Шнюкова Е.Е. Трондьемиты Ломоносовского подводного массива (Черное море) и их геодинамическая интерпретация // Геофиз. журнал. 2003. № 2. С. 177—183.

38. Davis P.M. Continental rifts structures and dynamics with reference to teleseismic studies of the Rio Grande and East African rifts // Tectonophysics. 1991. V. 197. P. 305—325.

39. Fullea J., Fernandez M., Zeyen H., Verges J. A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones // Tectonophysics. 2007. V. 430. P. 97—117.

40. Gernigon L., Lucazeau F., Brigaud F., Ringenbach J.-C., Planke S., Le Gall B. A moderate melting model for the Voring margin (Norway) based on structural observations and a thermo-kinematical modelling: implication for the meaning of the lower crustal bodies // Tectonophysics. 2006. V. 412. P. 255—278.

41. Jacoby W.R. Oceanization and isostasy // Tectonophysics. 1972. V. 15. № 4. P. 331—332.

42. Le Pichon X., Sibuet J.-C. Passive Margins: a model of formation // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. N. B5. P. 3708 — 3720.

43. Makris J., Menzel H., Zimmermann J. A preliminary interpretation of the gravity field of Afar, Northeast Ethiopia // Tectonophysics. 1972. V. 15. № 1/2. P. 31—39.

44. Malavielle J. Late orogenic extension in mountain belts: insights from the basin and range and the late paleozoic variscan belt // Tectonics. 1993. №5. P.1115-1130.

45. Morgan J.V., Barton P.J. A geophysical study of the Hatton Bank volcanic margin: a summary of the results from a combined seismic, gravity and magnetic experiment // Tectonophysics. 1990. V. 173. P. 517—526.

46. Shcherbakov I. B., Shnyukova K. E. Magmatism and geodynamics of the Lomonosov submarine massif (the Black Sea) // Геол. журналю 2000. № 2. С. 59—67.

47. Tatsumi Y., Kimura N. Backarc extension versus continental breakup: petrological aspects for active rifting // Tectonophysics. 1991. V. 197. P. 127—137.

48. Taylor B., Goodliffe A., Martinez F., Hey R. Continental rifting and initial sea-floor spreading in the Woodlark basin // Nature. 374. 1995. P. 534—537.

49. White R., Spence G., Fowler S., McKenzie D., Westbrook G., Bowen A. Magmatism at rifted continental margins // Nature. 1987. V. 330. P. 439—444.

Тектонічна інтерпретація щільнісного (на базі сейсмотомографічного) профілю ГСЗ-25 показує наявність виступу розуцільненої літосферної мантиї в області переходу від континентальної до океанічної кори Західно-Чорноморської западини. Комбінування гравіметричного й ізостатичного методів аналізу глибинної будови дозволило скласти профіль рифтогенної літосфери, який характеризується максимальним утоненням у 3.7–4 рази та розуцільненням до 3.22–3.23 г/см³, а також визначити рівень компенсації в інтервалі 150–180 км. Рифтогенна реліктова літосфера

межує на півдні з щільнішими мантійними утвореннями, ймовірно океанічної природи. Існування рівня компенсації 180 км свідчить на користь того, що рифт ЗЧВ залягав, можливо частково, на плиті з докембрійською (пізньодокембрійською) літосферою. Реконструкція завершальної стадії рифтогенезу ЗЧВ схиляє до висновку про тривалий орогенічний процес, що завершився виведенням до поверхні розуцільненої літосферної мантії та ймовірним розсіянним спредингом за типом рифту Афар.

Tectonic interpretation of density model of deep seismic profile GSZ-25 (made on a base of previous seismotomographic model) proposes existence of lithospheric mantle rise with low density in the transitional zone from continental to oceanic crust of the West Black Sea basin. Combination of gravimetric and isostatic methods of deep structure inversion has allowed to construct the relict riftogenic lithosphere profile, characterising by maximal thinning of 3.7–4 times, density of $3.22\text{--}3.23 \text{ g/cm}^3$, as well to estimate a level of isostatic compensation within 150 — 180 km. The relict lithosphere has contacts with new denser mantle of probable oceanic origination. Possibility of isostatic compensation level as low as 180 km confirms that the paleorift of West Black Sea basin was originated on a precambrian lithosphere with initial positive relief. Reconstruction of final stage of rifting allows to presume extensional orogenic process, ended by crust denudation and rising of low density riftogenic mantle with possible scatter spreading like Afar rift.