

УДК 551.24

© В.В. Гончар, 2009

Институт геофизики НАН Украины, Киев

## ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕРМАЛЬНОГО ПОГРУЖЕНИЯ ЗАПАДНОЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

*Предлагается метод реконструкции погружения субокеанического бассейна, основанный на профильной адаптации одномерной задачи остывания мантийного полупространства. Возможности подхода рассмотрены на примере меридионального сейсмического разреза Западночерноморской впадины, для которого определены степень утонения континентальной литосферы, контуры подошвы и поле температур новообразованной литосферной мантии. С привлечением процедуры бэкстриппинга на основе сейсмостратиграфических данных восстановлены профили морского и осадочного палеобассейнов на разных этапах эволюции, прогнозируется формоизменение стратиграфических границ, исследуется пространственно-временное взаимодействие термального и седиментационного факторов погружения.*

**Введение.** Роль термального погружения в пострифтовой истории осадочных бассейнов Черного моря рассматривалась ранее в рамках одномерного анализа [6, 4, 1]. Актуальным является переход к двух- и трехмерным построениям, позволяющим анализировать эволюцию конседиментационных структур. Первое такое исследование было опубликовано для Восточночерноморской впадины [23]. В нем использована рифтовая модель – термальные эффекты рассчитывались для континентальной литосферы, максимальное утонение последней не превышало трехкратного, что не отвечает выводам о новообразованном, спрединговом характере коры под Западно- и Восточночерноморской впадинами [12, 19, 6, 13].

К описанию погружения океанической литосферы удовлетворительно подходит одномерное приближение задачи остывания мантийного полупространства [9]. Субокеанические задуговые и окраинноконтинентальные впадины по развитию занимают промежуточное положение между океаническими бассейнами и континентальными рифтами, и естественной попыткой в их моделировании было бы расширение указанного подхода на случай переходной (рифтогенной) литосферы. В предыдущей публикации автора были представлены результаты применения уравнения остывания океанической литосферы к реконструкции погружения депоцентров субокеанических впадин Средиземноморско-Каспийского пояса [2]. В настоящей статье, как продолжение, предлагается адаптация аппарата одномерной задачи остывания к описанию профиля субокеанического бассейна, включающего спрединговый участок и континентальные склоны. В качестве основы выбран сейсмостратиграфический разрез из работы [21], пересекающий Западночерноморскую котловину в меридиональном направлении (рис. 2, А). Основная роль в

термальном обеспечении погружения отводится остывающей астеносфере, за счет которой происходит наращивание реликтовой литосферы новообразованной сублитосферной мантией. Привлекательность этого подхода заключается в простоте математического описания, следующего из простой физической модели, однако, это же ставит вопрос о границах его применимости, поэтому методика может быть рекомендована как инструмент первого приближения. Предлагаемый подход дает прогноз палеоглубин, что делает возможным эффективное использование процедуры бэкстриппинга для вычленения седиментационной и тектонической составляющих погружения и построения эволюционных профилей.

**Одномерная задача остывающего полупространства применительно к профилю литосферы субокеанического бассейна.** Подходящим обоснованием для распространения задачи остывания мантийного полупространства на область с переходной литосферой может быть представление о взаимодействии горячей аномальной мантии с утоненной «холодной» литосферой, когда на контакте ожидается существенный скачок температур (рис. 1, А). Это позволяет аппроксимировать начальное распределение температуры в вертикальном сечении рифта ступенеобразной геотермой (рис. 1, Б) и использовать в качестве постоянной температуры на границе астеносферы некоторую эффективную величину  $T_s$  – промежуточную между температурой астеносферы и начальной температурой «холодной» литосферы, которая устанавливается в ее подошве после прогрева. Принятое условие температурного погранслоя в подошве рифтогенной литосферы отличает, в частности, предлагаемый подход от известной модели Д. Маккензи [22], в которой сохраняется линейное изменение температуры между кровлей астеносферы и поверхностью литосферы до и после растяжения.

Распределение температуры в остывающем полупространстве с постоянной температурой на границе дается уравнением [5, 9]

$$\theta = \operatorname{erf}(\eta), \quad (1)$$

связывающим относительную температуру

$$\theta = \frac{T_c - T_s}{T_a - T_s} \quad (2)$$

с пространственным параметром остывания  $\eta$  посредством статистической функции ошибок  $\operatorname{erf}$ , значения которой табулированы [7]. Здесь  $T_a$  – температура астеносферы,  $T_c$  – искомая температура, в случае расчета подошвы литосферы  $T_c = T_l$ ,  $\chi$  – коэффициент теплопроводности. Применяя одномерную задачу теплопроводности к определению температурного профиля бассейна тем самым предполагаем, что латеральными эффектами остывания можно пренебречь.

Важное практическое значение имеет коэффициент

$$k = 2\eta\sqrt{\chi}, \quad (3)$$

фигурирующий в известном уравнении мощности океанической литосферы:

$$h_m = k\sqrt{t}, \quad (4)$$

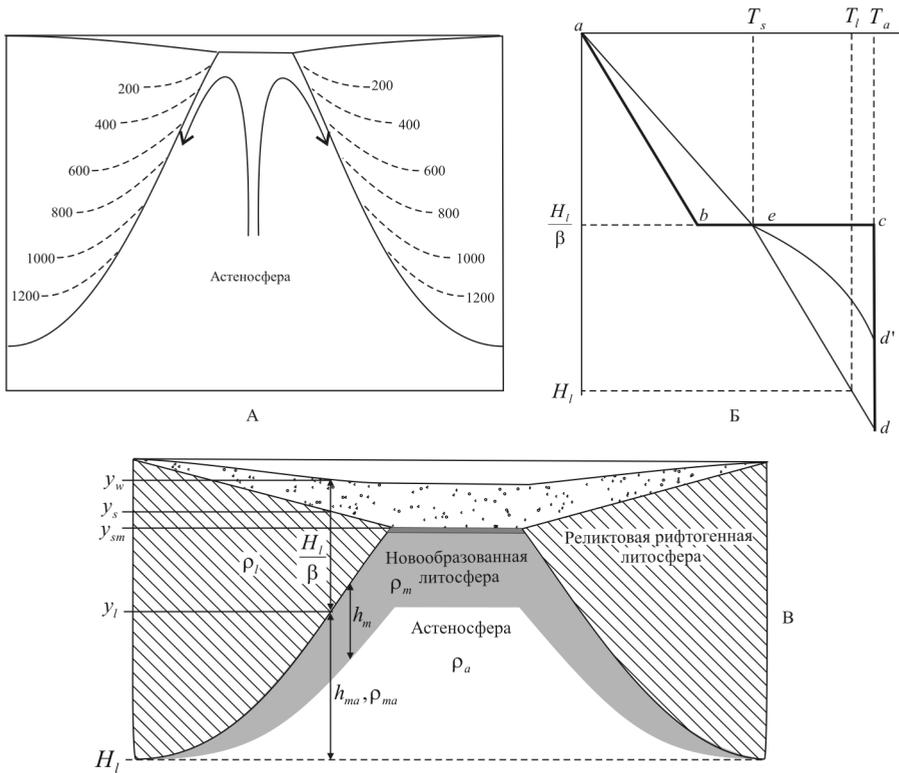


Рис. 1. Схемы к обоснованию и расчету модели погружения субокеанического бассейна с учетом остывания астеносферы: А – распределение температур в подошве континентальной литосферы на стадии спрединга, обосновывающее скачок температур на границе литосферы и астеносферы. Б – геотермы в начале (abcd) и в конце (aed) погружения; ed' – промежуточная геотерма остывающей мантии (рассчитывается в модели).  $T_a$  – температура астеносферы,  $T_l$  – температура в подошве невозмущенной или новообразованной литосферы (солідус базальта мантии),  $T_s$  – эффективная температура на поверхности остывающего полупространства. В – схема локальной изостатической компенсации с учетом мощности новообразованной литосферной мантии (см. пояснения в тексте)

которое следует из (1) – (3) ( $t$  – время). Коэффициент  $k$ , который будем называть коэффициентом остывания, имеет в (4) размерность км/млн. л<sup>1/2</sup>. Определенные теоретически и экспериментально его величины для океанов колеблются от 7,5 до 9,4 (ссылки см. в работе [2]). Для двухмерной реконструкции погружения литосферы, построения глубинного разреза в рамках рассматриваемой задачи необходимо определить изменение коэффициента  $k$  вдоль профиля.

Из условия локального изостатического равновесия следует уравнение глубины подошвы рифтогенной литосферы:

$$y_l = H_l - \frac{y_w(\rho_w - \rho_s) + y_s(\rho_s - \rho_l)}{\rho_l - \rho_{ma}}, \quad (5)$$

где  $\rho_w, y_w; \rho_s, y_s; \rho_l, y_l$  – средние плотности и глубины подошвы слоев воды, осадочного чехла и литосферы соответственно,  $\rho_{ma}$  – средняя плотность остывающей аномальной мантии, переменная во времени. На основании (5) строится профиль глубинного строения и рассчитывается величина коэффициента

ента утонения литосферы

$$\beta = \frac{H_l}{y_l - y_s}. \quad (6)$$

Рассматривая среднюю плотность остывающей мантии в пределах колонки  $h_{ma}$  (рис. 1, В), с учетом (4) – (6) можно следующим образом представить ее изменение вдоль профиля

$$\rho_{ma} = \rho_a + \frac{k\sqrt{t}(\rho_m - \rho_a)}{H_l \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) - y_s}, \quad (7)$$

где  $\rho_a = \rho_0(1 - \alpha T_a)$  и  $\rho_m = \rho_0 \left(1 - \alpha \frac{T_s + T_l}{2}\right)$  – плотности астеносферы и новообразованной литосферной мантии в функции температуры ( $\rho_0$  – плотность пород мантии на поверхности,  $\alpha$  – коэффициент теплового расширения). Уравнение (7) дает основание для определения коэффициента остывания:

$$k = \frac{(\rho_{ma} - \rho_a) \left[ H_l \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) - y_s \right]}{\sqrt{t}(\rho_m - \rho_a)} \quad (8)$$

или

$$k = k_m \frac{H_l \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) - y_s}{H_l - y_m},$$

где  $k_m$  и  $y_m$  – коэффициент остывания и уровень поверхности океанической литосферы ( $k_m$  получаем из (1) – (3) в рамках прямой задачи с подстановкой  $T_s = 0$ ). Получаемые в свою очередь значения  $k$  вдоль профиля позволяют в обратном порядке на основании (1) – (3) рассчитать  $T_s$  как постоянную эффективную температуру в подошве реликтовой литосферы (см. рис. 1, В) и построить поле температур остывающей мантии  $T_c$  (см. рис. 2, Г).

**Подбор параметров и расчет современного глубинного профиля Западночерноморской впадины.** В качестве примера рассматривается сейсмостратиграфический разрез чехла из работы [21], пересекающий Западночерноморскую впадину в субмеридиональном направлении в ее центральной части (рис. 2, А). Для построения модели глубинного строения исходными данными служат отметки глубины моря и подошвы чехла (рис. 2, Б). Поверхность фундамента сглаживалась в окрестностях разломов с тем, чтобы избежать влияния структур, обусловленных проявлением региональной изостазии с вероятной малой (~ 4 км [15]) эффективной упругой мощностью. Значения принятых параметров:  $\rho_w = 1.03$  г/см<sup>3</sup>;  $\rho_s = 2.45$  г/см<sup>3</sup>;  $\rho_0 = 3.35$  г/см<sup>3</sup>;  $T_l = 1300^\circ\text{C}$ ;  $T_a = 1500^\circ\text{C}$ ;  $y_m = 12.0$  км;  $\alpha = 3 \cdot 10^{-5}$  град<sup>-1</sup>;  $\chi = 5.1 \cdot 10^{-3}$  см<sup>2</sup>/с. В первом приближении предполагается единое время начала остывания аномальной мантии для океанической и переходной литосферы, то есть для депоцентра и континентальных склонов. В (8) принимаем

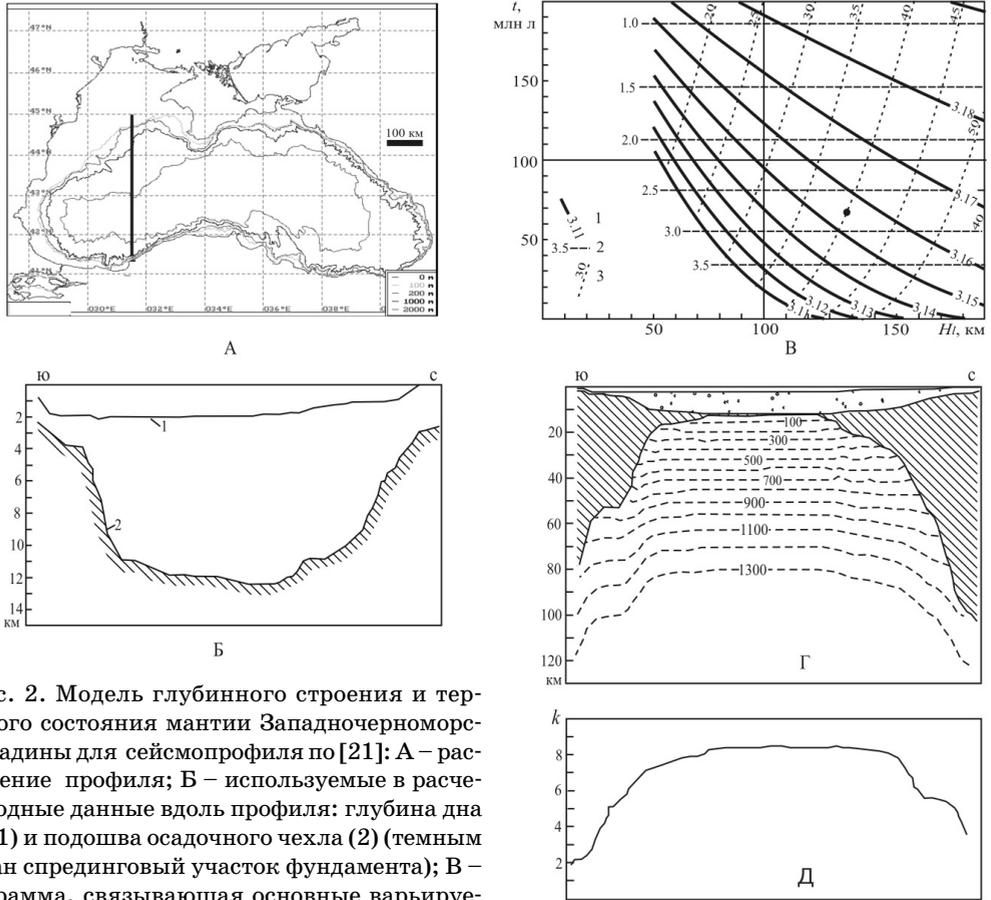


Рис. 2. Модель глубинного строения и термального состояния мантии Западночерноморской впадины для сейсмопрофиля по [21]: А – расположение профиля; Б – используемые в расчете исходные данные вдоль профиля: глубина дна моря (1) и подошва осадочного чехла (2) (темным показан спрединговый участок фундамента); В – номограмма, связывающая основные варьируемые параметры модели: возраст бассейна, уровень компенсации, среднюю плотность континентальной литосферы (1), начальное погружения (2) и мощность коры (3). Константами для номограммы являются: глубины моря – 2.1 км и подошвы чехла – 12 км в депоцентре впадины, плотность коры – 2.7 г/см<sup>3</sup>. Точкой показано состояние рассчитываемой модели; Г – полученная модель глубинного строения: профиль реликтовой континентальной литосферы (заштрихована) и современное поле температур остывающей аномальной мантии (до подошвы новообразованной литосферы – 1300°). Д – кривая распределения коэффициента остывания *k*

$y_m = 12$  км, подразумевая, что спрединговый участок приурочен к депрессии у подножия северного континентального склона (рис. 2, Б).

Входящие в (5) – (8) значения возраста бассейна, уровня компенсации, средних плотностей не определены однозначно, и от их выбора существенным образом может зависеть результат моделирования. Для того чтобы ориентироваться в вопросе выбора, составлена номограмма (рис. 2, В), связывающая уровень компенсации и возраст бассейна со средней плотностью континентальной литосферы и уровнем начального погружения на основе уравнения равновесия остывающей океанической литосферы:

$$H_l(\rho_l - \rho_a) = y_w(\rho_w - \rho_a) + h_s(\rho_s - \rho_a) + k_m \sqrt{t}(\rho_m - \rho_a), \quad (9)$$

в котором глубина моря и мощность чехла отвечают депоцентру впадины. Начальное погружение определяется так

$$h_{w0} = y_w + \frac{h_s(\rho_s - \rho_a) + k_m \sqrt{t}(\rho_m - \rho_a)}{\rho_w - \rho_a}. \quad (10)$$

Как следует из номограммы, существует широкий спектр формально приемлемых комбинаций возраста, уровня компенсации, средней плотности литосферы, определяющих во многом профиль литосферы. Для уточнения входных данных можно воспользоваться опубликованными выводами о вероятном возрасте Западночерноморской впадины. Опираясь на данные о несогласиях в породах мела в обрамлении Черного моря, начало погружения относят к рубежу раннего и позднего мела, то есть 97–100 млн. лет [19, 3]. С другой стороны, на основе сейсмостратиграфических построений [21, 10] начало накопления чехла относится к рубежу мела и палеогена, т. е. – к отметке ~ 65 млн. лет. Определение уровня изостатической компенсации для областей континентальной литосферы может варьировать существенно в зависимости от используемых методов. “Сейсмическая” подошва континентальной литосферы докембрийского возраста достигает в обрамлении впадины 180–200 км [8]. С другой стороны, на основе расчета реологических профилей континентальной литосферы глубина снижения напряжений предела прочности до пренебрежимо малых величин определяется на уровне 120–140 км [16]. Эти глубины соответствуют отождествлению уровня изостатической компенсации с подошвой литосферы тектонически стабильных областей с нейтральной плавучестью [17]. Учитывая вышесказанное, а также стратиграфическую интерпретацию используемого сейсмопрофиля [21], согласно которой наиболее древние породы чехла не старше палеогена, ниже принимается возраст впадины 65 млн. лет, которому при мощности континентальной коры 40 км соответствует  $H_l = 138$  км. Начальное погружение депоцентра в этом случае составляет 2,75 км, а средняя плотность литосферы – 3,155 г/см<sup>3</sup>.

Полученное распределение величин коэффициента остывания  $k$ , рассчитанный профиль подошвы рифтогенной литосферы и прогноз современного поля температур под Западночерноморской впадиной показаны на рис. 2, Г. Как видно, подошва современной литосферы (изотерма 1300°C) поднимается под впадиной до уровня 80 км. Строение кровли аномальной мантии таково, что дополнительно к заданному спрединговому центру в области депоцентра южнее появляется небольшая апикальная зона, не достигающая кровли фундамента (см. также рис. 3, А). Ее появление обусловлено необходимостью (в условиях локальной изостази) уравнивания на глубине асимметричного профиля морского дна. Введение гипотезы региональной изостази делает необязательным подобное отображение форм поверхностного рельефа в подошве литосферы (см., например, [20]). Влияние полученного южного выступа аномальной мантии на результаты палеореконовструкций невелико и ограничивается ранним этапом становления впадины (см. ниже, рис. 4, Е).

**Реконструкция истории погружения с привлечением процедуры бэкстриппинга.** Использование бэкстриппинга для восстановления истории погружения и вычленения тектонической составляющей погружения предполагает знание глубины морского бассейна на всех стадиях процесса [24].

Неопределенность в установлении данных о палеобатиметрии ограничивает применимость данного метода. Выход часто находят в предположении мелководноморских, шельфовых условий осадконакопления, что позволяет оперировать только мощностями осадочных отложений, однако ценой ошибки могут быть неверные выводы о роли тектонического фактора погружения. В применяемой модели теоретические значения палеоглубин рассчитываются для любого времени с начала термального погружения, что разрешает использовать бэкстриппинг как элемент обратного моделирования бассейна в глубоководных и шельфовых условиях. Для характеристики стадий погружения Западночерноморской впадины использованы границы осадочных комплексов, выделенные согласно [21] (см. разрез на рис. 3, Е). В расчетах предполагалось, что породы не уплотняются при погружении или влияние уплотнения на мощность погружающихся пород пренебрежимо мало. Последнее оправдано выводами о преимущественном уплотнении осадков на малых глубинах в процессе их накопления [14]. Ограничением одномерной постановки задачи остывания применительно к двумерным построениям является игнорирование эффекта латерального распространения температуры. Это допустимо, как указывается [18], в отношении малых пространственных вариаций коэффициента утонения континентальной литосферы. К области, в наибольшей степени отвечающей этому критерию, относят наиболее погруженную часть Западночерноморской впадины с субокеанической литосферой и подножие континентальных склонов, латеральный градиент температуры под которыми минимален (рис. 2, Д), а значения велики и, как показывает реконструкция, слабо сказываются на рельефе (см. рис. 3, А). Усиление градиента температуры ожидается вблизи относительно круто погружающейся подошвы рифтогенной литосферы, где происходит резкое уменьшение коэффициента растяжения. На поверхности – это зоны максимального перегиба склона, его средняя часть. В целом такой критерий не вызывает возражений, поэтому результаты моделирования подлежат проверке другими методами.

На рис. 3, А–Д показаны модельные эволюционные профили, характеризующие состояние бассейна в начале погружения (65 млн. лет) и на рубежах эоцена/олигоцена (38 млн. лет), олигоцена/миоцена (24 млн. лет), миоцена/плиоцена (5 млн. лет), плиоцена/квартера (2 млн. лет). Можно видеть последовательное оформление глубоководнопогруженной котловины, сопровождаемое выделением континентального склона, изменением морфологии стратиграфических границ, а также ход наращивания новообразованной литосферы. Учитывая комплексный характер трансформаций, рассмотрим полученный сценарий развития Западночерноморской впадины поэтапно.

1. *Эволюция континентальных склонов* (рис. 4, А). Первоначально склоны короткие и пологие, а сама глубоководная впадина более широкая. Основная морфоскульптура фундамента оформляется после 27 млн. лет погружения, когда выделяется глубоководнопогруженная котловина, обрамленная крутыми склонами. Однако углы наклонов склонов еще не достигают тех, которые наблюдаются в современном разрезе. Дальнейшая эволюция приводит к «обострению» приобретенных форм, впадина «прова-

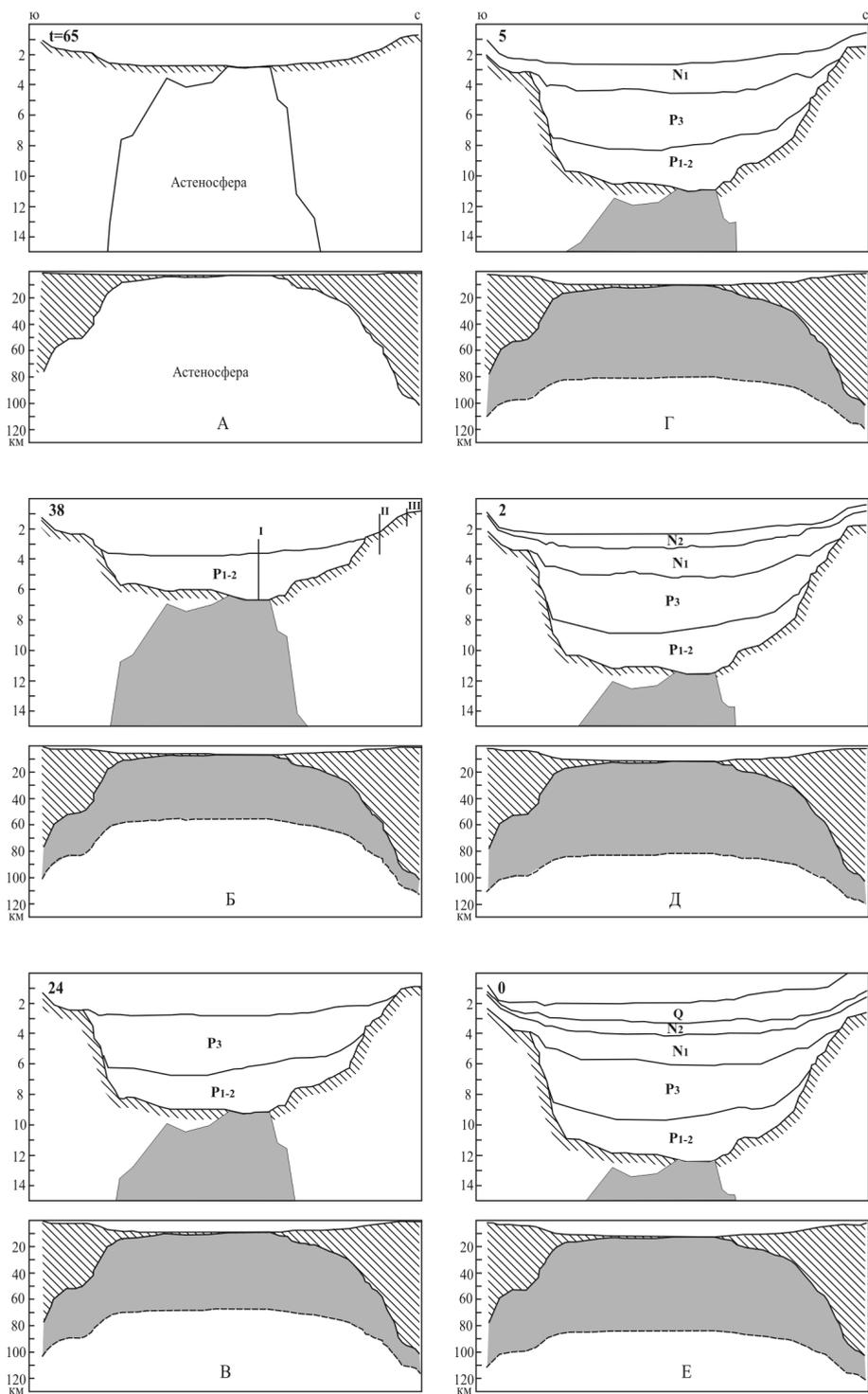


Рис. 3. А – Д: стадии погружения, эволюции морского и осадочного бассейнов, наращивания литосферной мантии Западночерноморской впадины вдоль профиля для различных временных рубежей на основе процедуры бэкстриппинга. Для каждого этапа представлены разрезы в масштабе впадины (вверху) и в масштабе литосферы (внизу). В левом верхнем углу – время  $t$  (млн. лет). Е – исходные данные о современном положении стратиграфических границ вдоль профиля (по [21])

ливается» на глубину. Видно различие в истории погружения северного и южного континентальных склонов: первый продолжал погружаться в течение последних 5 млн. лет, тогда как южный почти не сместился с приобретенного им в конце миоцена положения. Это различие привело к современной асимметрии склонов впадины – своим северным бортом она как бы опрокидывается к северу.

2. *Эволюция морского дна* (рис. 4, Б). Полученные палеоглубины указывают на то, что морской бассейн на всех этапах пострифтовой эволюции был глубоководным, сопоставимым с современным и даже превосходил его (максимальное погружение на 4 км фиксируется в конце эоцена). Этот вывод подтверждает заключения некоторых предшествующих исследователей [11]. Далее глубины и профиль дна во многом возвращаются к первоначальному уровню. На начальной стадии, а также с рубежа 24 млн. лет назад и по 2 млн. лет профили морского дна идентичны. Проградация шельфа с севера начинается в конце четвертичного периода за счет поступления больших объемов осадков.

3. *Формоизменение стратиграфических границ* (рис. 4, В). Границы выделенных стратиграфических подразделений первоначально пологие, отвечающие морскому дну. В процессе погружения они изгибаются в разной степени, возникают локальные поднятия и прогибы, которые эволюционируют, усиливаясь и ослабевая, углы наклона увеличиваются к бортам впадины. Эти данные могут использоваться при составлении схем миграции флюидов, служить критериями прогноза структур, перспективных на нефть и газ. Так, неравномерное погружение бортов впадины, усилившееся в течение последних 5 млн. лет, может способствовать перетоку УВ-флюида из ловушек северного континентального склона в сторону депоцентра.

4. *Погружение и осадконакопление в пределах различных участков впадины* (рис. 4, Г). Прислонение стратиграфических границ к бортам континентального склона свидетельствует о постепенном заполнении впадины от депоцентров вверх, так что погружение для разных участков протекало неодинаково (см. сечения I – III на рис. 3, Б и соответствующие кривые погружения в координатах на рис. 4, Г). Депоцентр (сечение I) от начала и до конца испытывает комбинированное погружение под действием остывания и осадконакопления. Сечение II склона сначала находится в состоянии термического погружения, в дальнейшем погружается с участием веса осадков. Сечение III бровки континентального склона также первоначально погружается термически, затем с участием осадконакопления, а в конце оно переходит в особое состояние шельфового погружения, когда скорость осадконакопления равна скорости тектонического погружения (предполагается, что излишек осадка удаляется с шельфа).

5. *Вклад в погружение термальной составляющей и веса осадков* (рис. 4, Д). За период от начала погружения и до конца эоцена (65–38 млн. лет) термальное тектоническое погружение вносит существенно больший вклад, за счет чего и происходит оформление характерного профиля фундамента. Осадконакопление здесь играет второстепенное, усиливающее значение. В олигоценый период (38–24 млн. лет) за счет усиленного поступления осадков и снижения скорости термального погружения эти факторы

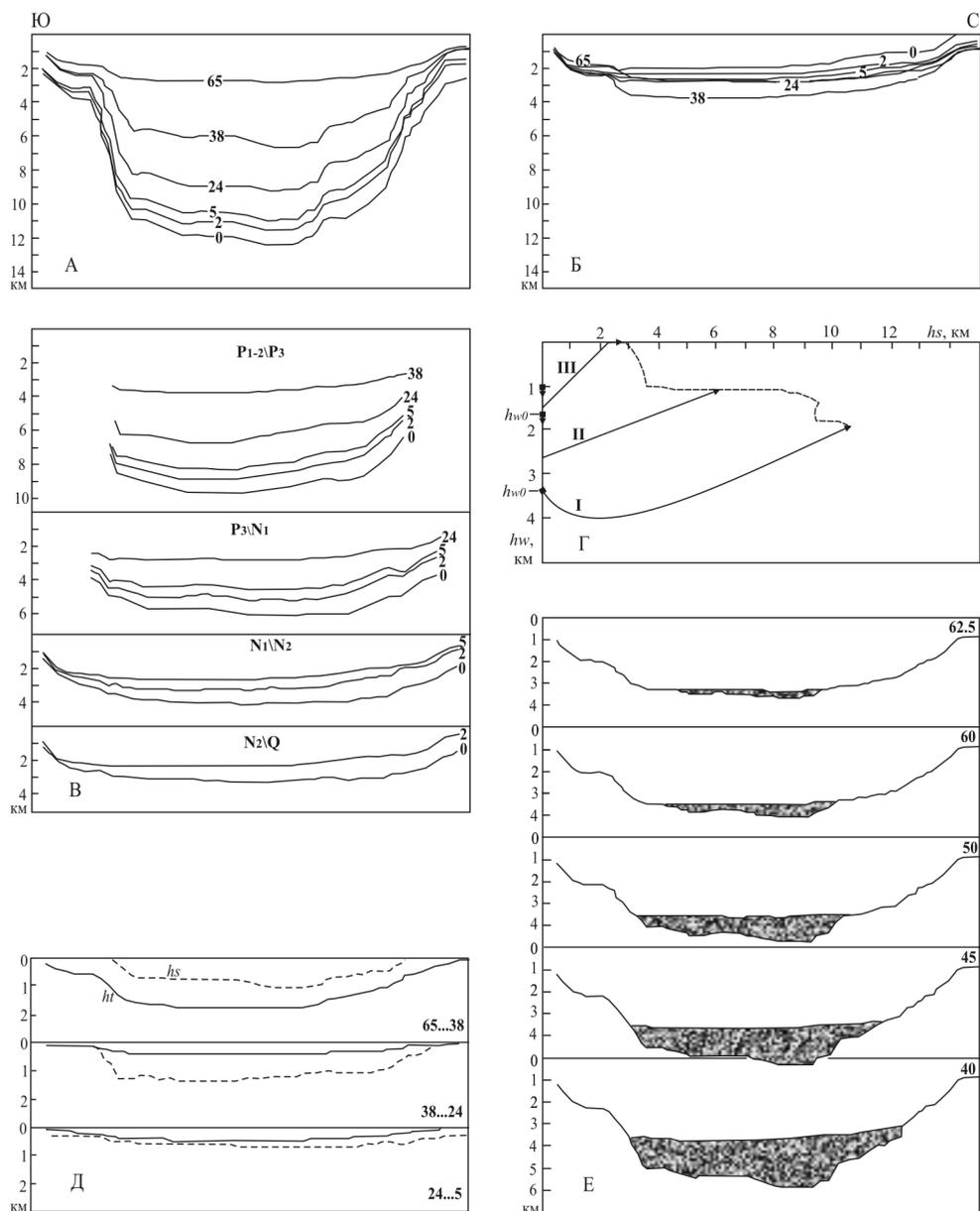


Рис. 4. Демонстрация различных сторон процесса погружения и осадконакопления в модели. Цифрами обозначены временные рубежи (млн. лет). А – В – эволюция морфологии фундамента (А), морского дна (Б) и стратиграфических границ (В). Г – характерные кривые погружения в координатах глубины моря – мощности осадочного чехла депозцентра (I), континентального склона (II) и шельфового участка (III). См. рис. 3, Б и пояснения в тексте. Штриховой линией показано современное погруженное состояние северного склона впадины. Д – соотношение термально-тектонической ( $ht$ ) и осадочной ( $hs$ ) составляющих погружения фундамента для разных временных интервалов. Е – модель, детализирующая первые 20 млн. лет погружения и осадочного заполнения впадины

меняются местами: контролирующая роль переходит к нагрузке осадочного чехла. Далее (24–5 млн. лет) происходит выравнивание вкладов осадочной и термальной составляющих в общее погружение впадины.

**6. Ранние стадии погружения.** Интересно проследить динамику погружения впадины на начальных этапах, для чего следует детализировать процесс осадконакопления для нерасчлененного стратиграфического подразделения палеоцена–эоцена. Пусть средняя скорость осадконакопления в этот период равнялась средней скорости в депоцентре, определяемой уравнением

$$v_s = \frac{\rho_w - \rho_a}{t(\rho_s - \rho_a)} \left( y_w - h_{w0} + k_m \sqrt{t} \frac{\rho_m - \rho_a}{\rho_w - \rho_a} \right),$$

где  $k_m = 8,51$  км/млн. л<sup>1/2</sup>,  $t = 27$  млн. лет. Откуда получим время начала осадконакопления для различных точек фундамента:  $t_s = t - \frac{h_s}{v_s}$ . Последнее

контролирует распространение осадочного чехла из депоцентра к окраинам впадины (рис. 4, Е). За первые 2,5 млн. лет (65–62,5 млн. л) существуют разделенные выступом фундамента две неравные осадочные ванны, которые соответствуют наличию двух выступов астеносферы (см. рис. 3). За это время накапливается чехол мощностью в первые сотни м, он охватывает зону шириной ~ 130 км в центре впадины. К первым 5 млн. лет мощность чехла примерно удваивается, однако его ширина почти не увеличивается. Происходит это, по-видимому, потому, что скорость тектонического прогибания все еще превышает скорость осадконакопления. При этом поверхность чехла и фундамента в обрамлении осадочного бассейна приблизительно остается на одном гипсометрическом уровне, то есть формирование континентального склона еще не проявлено. К 10 млн. лет обособляется единый трог, заполненный осадками глубиной до 1,5 км, на севере он продолжает граничить с глубокопогруженной ступенью фундамента, тогда как на юге уже упирается в склон. В последующие 10 млн. лет вследствие замедления термального погружения и дальнейшего распространения осадков и происходит формирование крутых континентальных склонов – прообразов современных склонов котловины Черного моря.

Можно сделать вывод, что современное погруженное состояние впадины, контуры ее глубоководного бассейна во многом обусловлены начальной стадией погружения, динамикой соотношения тектонического (термального) погружения и поступления осадочного материала. На поздних этапах ведущая роль переходит к осадкам. Дефицит осадков на южных, анатолийских склонах обуславливает смещение к югу глубоководной части морского бассейна. С другой стороны, повышенный седиментационный сток со стороны Восточноевропейской платформы обеспечивает ускоренное обмеление, проградацию шельфа и одновременно – усиленную статическую нагрузку на северный борт, вследствие чего происходит его опережающее погружение и впадина приобретает выраженную на поздних разрезах асимметрию склонов – «опрокидывание» к северу.

**Заключение.** Представлены результаты численного эксперимента по двумерному воспроизведению пострифтового термального погружения литосферы Западночерноморского субокеанического бассейна методом аппроксимации одномерной задачи остывания мантийного полупространства. Реконструкция термального погружения тесно связана с установлением современного глубинного разреза, включающего конфигурацию подошвы

реликтовой и современной литосферы, прогноз поля температур остывающей аномальной мантии. Тем самым на будущее возникает необходимость обсуждения и увязки геофизических данных с геодинамической моделью. Объединение расчета термального погружения с данными бэкстриппинга дает возможность получать высокоинформативные, дифференцированные палеопродольные бассейны на этапах его длительной пострифтовой эволюции. Восстановленная таким образом история Западночерноморской впадины, как и следовало ожидать, оказывается далекой от заполнения «готовой» впадины осадками. Проявленная разносторонняя динамика погружения определяется взаимодействием термальной и седиментогенной составляющих погружения. Получаемые разрезы могут быть использованы для палеотектонических и палеогеографических реконструкций, прогноза структур, фациального строения толщ и т.д. Нельзя не отметить, что результаты во многом диктуются вводимыми параметрами строения литосферы и аномальной мантии, возрастом, стратиграфической интерпретацией разреза и т.д., неопределенность которых пока значительна. Дальнейшее продвижение в первую очередь следует связывать с более многосторонними исследованиями, построением и сравнением разных вариантов модели, в т.ч. с учетом эффектов региональной изостазии, двумерной температуропроводности.

1. Галушкин Ю.И., Шрейдер А.А., Булычев А.А., Шрейдер Ал.А. Термическая эволюция литосферы погребенных структур глубоководной котловины Черного моря // *Океанология*. 2007. – Т. 47. – № 5. – С. 770–782.
2. Гончар В.В. Пострифтовое погружение и возраст субокеанического бассейна // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2009. – № 2. – С. 38–53.
3. Казьмин В.Г., Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А. Возраст западной впадины Черного моря по результатам изучения аномального магнитного поля и геологическим данным // *Океанология*. 2007. – Т. 47. – № 4. – С. 613 – 621.
4. Кутас Р.И. Анализ термомеханических моделей эволюции Черноморского осадочного бассейна // *Геофиз. журнал*. 2003. – №2. – С. 36–47.
5. Лыков А.В. Теория теплопроводности. Москва: ГИТТЛ, 1952.
6. Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В. Тектоническая история Черноморского бассейна // *Бюллетень МОИП. Отд. геол.* 2001. – Т. 76. – Вып. 3. – С. 3–17.
7. Сегал Б.И., Семендяев К.А. Пятизначные математические таблицы. Москва: Физматгиз, 1959.
8. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М.: Наука, 1989.
9. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Ч. 1. Москва: Мир, 1985. 370 с.
10. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985. 215 с.
11. Туголесов Д.А., Мейснер Л.Б. Оценка скоростей осадконакопления и тектонического прогибания на примере Черноморской впадины // *Геотектоника*. 2002. – № 4. – С. 81–88.
12. Чекунов А.В. Проблемы геологии Черноморской впадины // *Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря*. М.: Наука, 1989. – С. 145–162.
13. Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Лыгин В.С. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // *Геотектоника*. 1997. – № 1. – С. 59–70.

14. Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г. Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. Вып 1. Москва: Изд-во Академии наук СССР, 1960. – С. 115 – 333.
15. Artyushkov E.V., Murner N.-A. Steep bending of continental lithosphere without its stretching or plate collision: an indication for lithospheric failure and phase transitions // Terra Nova. 1998. – V. 10. – № 2. – P. 101–105.
16. Burov E.B., Diament M. The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere: what does it really mean? // J. Geophys. Res. 1995. – V. 100. – В3. – P. 3905–3927.
17. Coblenz D.D., Richardson R.M. On the gravitational potential of the Earth's lithosphere // Tectonics. 1994. – V. 13. – № 4. – P. 929–945.
18. Kuszniir N.J., Ziegler P.A. The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple-shear / pure-shear flexural cantilever model // Tectonophysics. 1992. – V. 215. – P. 117–131.
19. Okay A.I., Sengor A.M.C., Gur̄ur N. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on surrounding regions // Geology. 1994. – V. 22. – P. 267–270.
20. Spadini G., Cloeting S., Bertotti G. Thermo-mechanical modeling of the Tyrrhenian Sea: lithosphere necking and kinematics of rifting // Tectonics. 1995. V. 14. №3. P. 629–644..
21. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A. et al. Geophysical study of the Black Sea // Bollettino di Geofisica. Teorica ed applicata. 1988. – V. XXX. – P. 75–155.
22. McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. – V. 40. – №1. – P. 25–32.
23. Meredith D.J., Egan S.S. The geological and geodynamic evolution of the eastern Black Sea basin: insights from 2-D and 3-D tectonic modelling // Tectonophysics. 2002. – V. 350. – P. 157–179.
24. Stackler M.S., Watts A.B. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New-York // Earth Planet. Sc. Let. 1978. – V. 41. – P. 1–13.

*Пропонується метод реконструкції занурення субокеанічного басейну, заснований на профільній адаптації одномірної задачі остигання мантійного напівпростору. Можливості підходу розглянуто на прикладі сейсмічного профілю Західночорноморської западини, уздовж якого визначено ступінь зтоншення континентальної літосфери, контури підшови і поле температур новоутвореної літосферної мантії. З залученням процедури бекстріпінгу на основі сейсмостратиграфічних даних відновлено профілі морського й осадового палеобасейнів, прогнозується формозміна стратиграфічних границь на різних етапах еволюції, досліджується просторово-часові взаємодії термального і седиментаційного факторів занурення.*

*It is proposed method of reconstruction of suboceanal basin subsidence, based on profile adaptation of mantle half-space one-dimentional cooling model. As an example it is considered the seismic profile across West Black Sea basin, where thin ratio of continental lithosphere, recent temperature field of newformed lithosphere mantle are determined. Paleoprofiles of sea and sedimentary basins are constructed on a base of seismostratigrafic data and backstripping procedure. Changing of stratigrafical boundaries morphology is prognosticated, dynamics of sedimentary infilling and space-time interaction between thermal and sedimentary factors of subsidence are investigated.*