

УДК 551.243

© В. В. Гончар, 2009

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

## ПОСТРИФТОВОЕ ПОГРУЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ СУБОКЕАНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ

*Рассмотрены основные закономерности пострифтового погружения субокеанических (задуговых и окраинноморских) впадин, следующие из модели термального наращивания океанической литосферы. Термальное погружение начинается из глубокопогруженного положения фундамента (1,5–3,0 км), наследуемого от рифтового (спредингового) этапа. Некомпенсированное погружение продолжается при нарастании глубины моря до некоторого предельного значения, достигающего 3,5 км. Далее следует длительное (более 100 млн. лет) глубоководное погружение с медленным заполнением впадины осадками. Финал погружения наступает, когда подошва новообразованной литосферной мантии достигает уровня изостатической компенсации в регионе – положения подошвы тектонически невозмущенной литосферы. Этот уровень выше под океанами (70–85 км) и ниже под континентальными плитами (до 130 км и более), поэтому потенциал погружения у субокеанических впадин больше, чем у океанических окраин.*

*Возраст субокеанического бассейна определяется в зависимости от начального положения фундамента и в целом не противоречит данным, установленным другими методами.*

### **Введение**

Субокеанические впадины [2, 17, 34] характеризуются развитием небольшого (первые сотни км) участка литосферы с корой океанического типа (гранитно-метаморфический слой отсутствует), который сочленяется с континентальной литосферой посредством переходной зоны, аналогично океаническим пассивным окраинам [40, 31, 8]. Однако в отличие от них такие бассейны заполняются более мощной толщей осадочных образований, достигающей 20–22 км. В пределах Средиземноморско-Каспийского пояса располагается "эталонная" серия субокеанических впадин [10, 17] (рис. 1, А), представляющих различные этапы эволюции – от начального глубоководного погружения в случае наиболее молодых котловин Тирренского моря (0–10 млн. лет) [40, 41], до завершающего сверхмедленного опускания древней (средний девон [12]) Северокаспийской впадины.

Я.П. Маловицкий и В.В. Белоусов относили их к специально выделенным категориям пелагогенных [17], тафрогенных [2] структур, подчеркивая близкую к изометричной форму, преобладающую вертикальную составляющую тектонических движений и аномально глубокое погружение. Для объяснения происхождения субокеанических впадин привлекается модель мантийного диапира со всей сложной гаммой сопутствующих силовых и термальных преобразований континентальной литосферы [2, 34]. Этот меха-

низм сохраняет свое значение и в контексте плитотектонических построений, позиционирующих субокеанические впадины в качестве задуговых и окраинноконтинентальных рифтогенных бассейнов [31, 41, 50].

Несмотря на значительный прогресс в изучении субокеанических впадин, попытки проникновения в историю многих из них приводят к противоречивым, порой взаимоисключающим выводам. Например, в вопросе о том, на каком этапе оформился современный глубоководный бассейн Черного моря, выдвигаются различные версии: в середине палеогена [19], в миоцене [5, 35], в плейстоцене [1]. Другие авторы указывают, что глубоководный бассейн существовал на месте Западночерноморской впадины практически со времени ее заложения, то есть со среднего-позднего мела [29, 22]. Значительные расхождения проявляются и в оценке возраста впадин различными методами [3, 14, 19].

### **Предлагаемый подход**

Для разрешения некоторых противоречий в настоящей работе предлагается рассмотреть единую схему развития субокеанических впадин на стадии термической релаксации. Как правило, все современные модели пострифтового погружения содержат общепринятое (после работ Д. Маккензи [44]) представление о длительном остывании мантии, приводящем к восстановлению температурного профиля литосферы и соответствующему изостатическому погружению фундамента [1, 4, 5, 15, 39, 43]. Предлагаемое исследование идет в рамках приближения термической океанической литосферы, как это было принято ранее в работах [50, 3]. Его отличает актуализация текущей мощности литосферы и, соответственно, глубины залегания ее подошвы, отождествляемой с положением изотермы солидуса базальтов мантии [30, 28, 3]. Используется элементарный математический аппарат модели наращивания и соответствующего погружения океанической литосферы в предположении локальной изостатической компенсации, значительное внимание уделяется роли скорости осадконакопления в динамике погружения фундамента. Расчетные данные примеряются к современному погруженному состоянию и истории депоцентров Средиземноморско-Каспийского пояса и некоторых других регионов. Выполненные исследования показывают существование общего тренда погружения субокеанических впадин, устанавливают связь начального положения фундамента с возрастом бассейна и уровня компенсации – с масштабом конечного погружения.

### **Расчет погружения**

Тектоническое погружение фундамента при остывании мантии происходит вследствие кристаллизации базальтового расплава астеносферы и наращивания литосферы [28]. В конце 60-х – начале 70-х годов прошлого века на основании решения одномерной задачи остывающего полупространства [23, 45], а также геофизических данных [49], был установлен следующий вид уравнения мощности океанической литосферы:

$$h_m = k\sqrt{t}, \quad (1)$$

где  $t$  – время (млн. л),  $k$  – коэффициент с размерностью км/млн. л<sup>1/2</sup>, который опосредованно характеризует скорость остывания мантии. Его величина определяется соотношением температур астеносферы, солидуса и лик-

видуса базальта мантии, а также значением коэффициента температуропроводности [28, 3]. Разными авторами были рассчитаны следующие величины  $k$ : 9,4 [45]; 8,25 [23]; 7,8 [3]; 7,5 [49].

Из условия локального изостатического равновесия (см. врезку на рис. 1, Б) находим глубину впадины:

$$h_w = h_0 - \frac{h_s(\rho_s - \rho_a) + h_m(\rho_m - \rho_a)}{\rho_w - \rho_a}, \quad (2)$$

где  $h_0 = H_l \frac{\rho_l - \rho_a}{\rho_w - \rho_a}$  – исходное погружение фундамента, т.е. уровень, на

котором завершилось формирование коры океанического типа;  $h_s$  – мощность чехла;  $\rho_w, \rho_s, \rho_m, \rho_l, \rho_a$  – плотность воды, средние плотности осадочного чехла, литосферной мантии, литосферы и астеносферы соответственно;  $H_l$  – мощность дорифтовой литосферы – глубина уровня компенсации.

Для (1) с учетом (2) можем записать

$$h_w = h_0 - \frac{v_s t(\rho_s - \rho_a) + k\sqrt{t}(\rho_m - \rho_a)}{\rho_w - \rho_a}, \quad (3)$$

где  $v_s$  – скорость осадконакопления. Здесь предполагаем, что осадки не уплотняются с глубиной или влияние уплотнения пренебрежимо мало. В реальности этому способствует состав пород (слабоуплотняющиеся карбонаты, эвапориты, песчаники), а также эффекты раннего уплотнения и быстрой осадочной компенсации глин [33] и аномального пластового давления [6]. Влияние уплотнения разбирается на отдельных примерах.

Дифференцируя (3) по времени и учитывая, что глубина до фундамента  $h_f = h_w + h_s$ , найдем выражение скорости погружения фундамента:

$$v_f = - \left[ v_s \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w - \rho_a} + \frac{k(\rho_m - \rho_a)}{2\sqrt{t}(\rho_w - \rho_a)} \right]. \quad (4)$$

Отрицательный знак перед скобками придает положительное значение скорости погружения. При  $v_s = 0$  получаем значение скорости тектонического погружения с учетом воды.

#### Общие черты погружения и осадочного заполнения субокеанических впадин

Чтобы сделать удобным количественный анализ морской и осадочной составляющих погружения, далее используется диаграмма в координатах мощности чехла и глубины моря (рис. 1, Б), на которую вынесены отметки депоцентров субокеанических впадин Средиземноморско-Каспийского пояса (рис. 1, А), а также Охотского, Японского и Баренцева морей, представляющих различные стадии пострифтового погружения. В целом можно видеть характерный тренд изменения морских глубин при возрастающей мощности чехла. Наибольшие глубины моря в 3,5 км достигаются при мощности осадков от 0,5 км в трогe Вавилова [40, 41], до 4 км в Курильской котло-

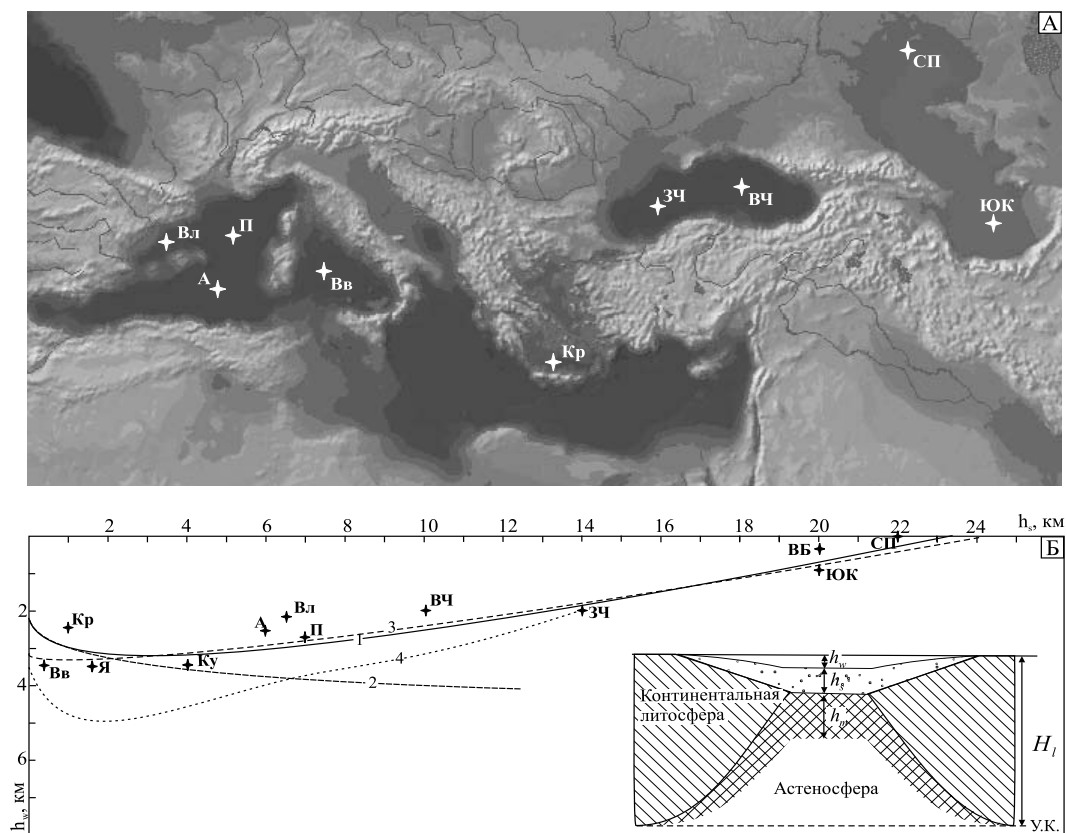


Рис. 1. Расположение депоцентров субокеанических впадин Средиземноморско-Каспийского пояса (А) и диаграмма погруженного состояния в координатах глубины моря и мощности осадочного чехла (Б).

Звездочками отмечены погруженные состояния субокеанических впадин Средиземноморско-Каспийского пояса и других регионов (данные из работ [1, 3, 10, 18, 20, 25, 40]); цифрами обозначены теоретические кривые погружения в случае: 1 – неуплотняющихся осадков; 2 – уплотняющихся осадков с  $\varphi_0 = 0,5$ ; 3 – уплотняющихся осадков с  $\varphi_0 = 0,25$ ; 4 – кривая погружения Западночерноморской впадины из работы [50].

Вв – трог Вавилова, Кр – Критская котловина, Я – Японское море, Ку – Курильская котловина, А – Алжирский бассейн, Вл – трог Валенсия, П – Прованский бассейн, ВЧ и ЗЧ – Восточночерноморская и Западночерноморская впадины, ЮК и СК – Южно- и Севернокаспийский бассейны, ВБ – Восточнобаренцевоморская впадина.

На врезке: схема к расчету изостатического погружения. Точками показан осадочный чехол. У.К. – уровень компенсации

вине [27, 32]. Далее глубина моря последовательно снижается, достигая нулевой отметки при максимальной мощности чехла в 22 км (Северокаспийская впадина [18]).

Ранее в работе [50] был предложен один из первых вариантов реконструкции пострифтового погружения депоцентров Черного моря, предсказывающий изменение глубины морского дна от первоначальных 3,5 км до максимальных 5 км (рис. 1, Б). Он базировался на комбинированном подходе: мощности чехла устанавливались на основе экспериментальных сейсморазведочных данных с использованием процедуры разуплотнения, глубина

моря – на основе зависимости погружения дна океанических бассейнов [50]. Как следует из рисунка, в данном варианте глубина моря существенно выше глубин природных бассейнов. Эта траектория скорее подходит к океанам, демонстрирующим значительное некомпенсированное погружение за счет малых скоростей осадконакопления (см. рис. 4, А). Очевидно, что в случае субокеанических впадин глубина начального погружения при спрединге не может составлять 3,5 км, учитывая, что таковым является погружение трога Вавилова с возрастом около 5 млн. лет [40]. Ниже будет показано, что причиной ограничения экстремума глубины дна на уровне 3,2–3,5 км для субокеанических впадин является начальное погружение, не превышающее таковое в срединноокеанических хребтах (1,5–3 км), при средней скорости осадконакопления 0,1–0,2 мм/год.

Схема пострифтовой эволюции вертикальной колонки литосферы изображена на рис. 2, А. На ней выделяется два мегаэтапа: 1) тектонического погружения, сопровождаемого осадконакоплением, и 2) пассивного заполнения морской впадины осадками по прекращении погружения. Последний обеспечивается достижением подошвы литосферы уровня компенсации и будет рассмотрен в заключительной части статьи.

Традиционным в классификации тектонической истории осадочного бассейна является определение этапов компенсированного и некомпенсированного погружения, в основе которого лежит попытка установить соотношение скоростей осадконакопления и прогибания фундамента [33, 29]. С этой точки зрения типичная траектория погружения в координатах мощности чехла и глубины моря дает основание для выделения следующих этапов погружения (рис. 2, Б). Кривая имеет начальную относительно короткую ветвь некомпенсированного погружения морского дна и трансгрессивного отложения осадочных пород (область НК), которая сменяется также относительно коротким пологим участком глубоководного компенсированного осадками погружения (область ГК). Наиболее длительным является период перекомпенсированного погружения фундамента или регрессивного осадконакопления (область ПК), когда знаки вертикального движения морского дна и фундамента оказываются разными и морской бассейн испытывает медленное обмеление. Как видно на рис. 1, Б, к стадии некомпенсированного прогибания относятся Критская впадина и трог Вавилова, субкомпенсированного – Японское море и Курильская котловина, перекомпенсированного – впадины Алжирско-Прованского бассейна, Черного и Каспийского морей.

Точнее режим погружения устанавливается из соотношения скоростей погружения фундамента и осадконакопления. Как следует из рис. 2, В, в строгом смысле периода глубоководного компенсированного погружения нет. В случае  $v_f > v_s$  происходит погружение морского дна и бассейн развивается некомпенсированно. В точке  $v_f = v_s$  начинается седиментационная инверсия бассейна, которая со временем может привести к полному заполнению его осадками. О компенсированном погружении можно говорить условно, когда различия между скоростями погружения фундамента и осадконакопления минимальны и батиметрия бассейна меняется слабо.

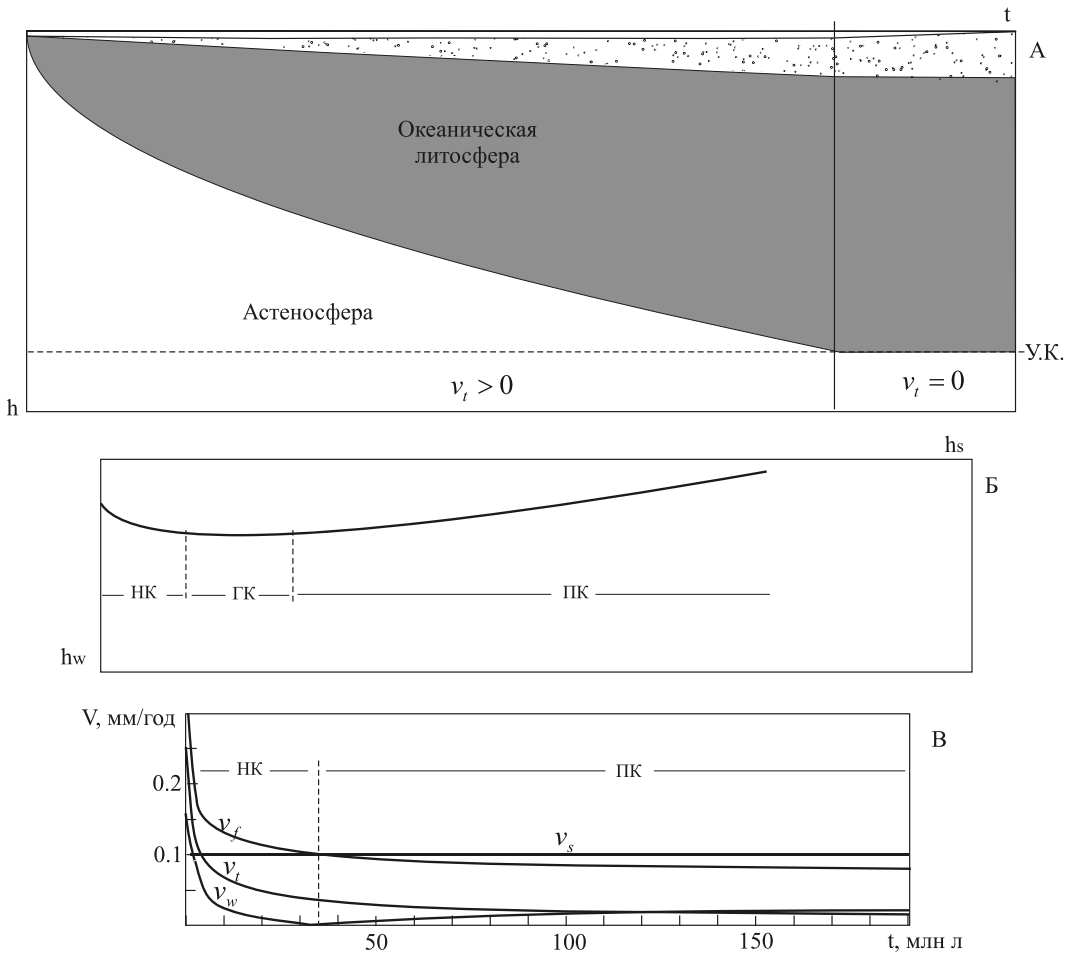


Рис. 2. А – схема погружения вертикальной колонки литосферы и заполнения осадками впадины во времени.

Интервал  $v_t$  означает тектоническое погружение за счет остывающей мантии,  $v_t = 0$  – прекращение тектонического погружения и заполнение морской впадины осадками (при достижении литосферой уровня компенсации).

Б – Схема подразделения траектории погружения на участки некомпенсированного (НК), глубоководного компенсированного (ГК) и перекомпенсированного (ПК) погружения фундамента.

В – Эволюция скоростей погружения фундамента, тектонического погружения, абсолютного движения морского дна в соотношении со средней скоростью осадконакопления.

Вертикальная штриховая линия разграничивает периоды некомпенсированного и перекомпенсированного погружения

Скорость погружения фундамента, зависящая от скорости как остывания мантии, так и осадконакопления, эволюционирует от весьма высоких значений в самом начале остывания (20–10 м/год в течение первых 200 тыс. лет) до уровня, сопоставимого со средней скоростью осадконакопления ко времени 5–10 млн. лет (рис. 2, В). Далее она практически контролируется скоростью накопления осадков и принимает значения 0,15–0,1 мм/год, тогда как скорость тектонического погружения составляет всего 0,025 мм/год. То есть, примерно на 3/4 скорость погружения фунда-

мента в середине и конце тектонической эволюции обеспечивается весом накапливающихся осадков.

Установив предполагаемые значения: плотности  $\rho_m = 3,34$ ,  $\rho_a = 3,22$ ,  $\rho_s = 2,45$ ,  $\rho_w = 1,03$  г/см<sup>3</sup>, скорости осадконакопления  $v_s = 0,15$  мм/год и коэффициента  $k = 9,4$ , а также начальное условие в виде исходного погружения  $h_0 = 2200$  м, на основании (3) получим среднюю в отношении субокеанических впадин траекторию погружения (см. рис. 1, Б, кривая 1). Из видного ясно, что разброс точек разных впадин можно объяснить отклонениями основных параметров от выбранных средних значений, в первую очередь, как это будет показано ниже, – начального погружения и скорости осадконакопления.

Отдельно анализировалось влияние уплотнения осадка. Расчет велся итерационным способом на основании эмпирической зависимости пористости от глубины [37, 6]

$$\varphi = \varphi_0 e^{-\frac{z}{b}},$$

где  $\varphi_0$  – коэффициент пористости осадка на поверхности,  $b$  – масштаб изменения пористости с глубиной  $z$  (км). Вначале принимались соответствующие алевроито-глинистым породам значения  $\varphi_0 = 0,5$  и  $b = 2,5$  км [6]. Определение поправки на сжатие осадочной колонки за счет уплотнения производилось для условий последовательного отложения малых порций осадка за определенный промежуток времени, рассчитывалась средняя плотность с учетом заполнения порового пространства водой. Характер кривой погружения следующий: вследствие перманентного сокращения мощности осадочной колонки при неизменной скорости осадконакопления происходит усиленное погружение дна и теоретическая кривая быстро выходит из области субокеанических впадин (рис. 1, Б, кривая 2). Чтобы совместить траекторию погружения уплотняющихся осадков с экспериментальным трендом, необходимо вводить поправки как в параметры уплотнения, так и погружения. Уменьшение коэффициента пористости до  $\varphi_0 = 0,25$  и увеличение скорости осадконакопления до  $v_s = 0,4$  мм/год, а также начального погружения – до  $h_0 = 3,2$  км позволяет удовлетворительно совместить кривую погружения с эмпирическим трендом. Вследствие высокой скорости осадконакопления у этой кривой практически отсутствует начальное некомпенсированное погружение. Принятая в данном случае скорость осадконакопления существенно выше средних скоростей в осадочных бассейнах (0,15–0,2 мм/год [29]), она же приводит к значительному занижению возраста глубокопогруженных зрелых впадин (см. ниже).

### Оценка времени пострифтового погружения

Длительность пострифтового погружения следует непосредственно из (3):

$$t = \left( \frac{(h_0 - h_w)(\rho_w - \rho_a) - h_s(\rho_s - \rho_a)}{k(\rho_m - \rho_a)} \right)^2. \quad (5)$$

В (5) помимо плотности и предполагаемого  $k$  необходимо ввести параметры современного состояния впадины ( $h_w$  и  $h_s$ ), а также значение исходного погружения  $h_0$ . Величина последнего не очевидна и может иметь широкий разброс, учитывая современные данные о мелководных и аэраль-ных условиях спрединга океанической коры в пределах Аденского залива и рифта Афар.

Влияние, которое, согласно (5), оказывает величина исходного погружения на получаемый возраст бассейна, отображается рис. 3, А. Для наиболее молодых Критской и Курильской котловин, трогов Вавилова и Валенсии, Японского моря и Алжиро-Прованского бассейна на основе опубликованных определений возраста [3, 10, 27, 32, 41] рассчитаны соответствующие отметки  $h_0$ . В случае  $k = 9,4$  большинство из них расположены в интервале  $h_0 = 1,5-2,5$  км, соответствующем диапазону уровня свободной мантии в океанах: меньшая величина соответствует минимальным значениям глубины спрединговой долины рифта Красного моря [11], большая – теоретическому уровню астеносферного геоида и средней глубине срединноокеанических хребтов [43]. Особняком в рассматриваемой группе стоит Критская котловина, для которой с учетом неоднозначности определений возраста диагностируются малое начальное погружение от 0 до 0,4 км. В случае  $k = 7,5$  начальные глубины для большинства впадин понижаются до 2–3 км.

Основываясь на выделенных диапазонах  $h_0 = 1,5-2,5$  и 2–3 км можно получить вероятные интервалы возраста древних впадин. Как показано на рис. 3, А, Восточно- и Западночерноморская впадины могут иметь возраст в интервалах 36–63 и 81–119 млн. лет при  $k = 9,4$  или 40–73 и 100–156 млн. лет при  $k = 7,5$  соответственно. Полученные интервалы для Западночерноморской впадины достаточно обширные и с учетом неопределенности  $k$  охватывают весь меловой период. Восточночерноморская впадина должна быть примерно вдвое моложе, и ее возраст не должен превышать 70 млн. лет, то есть начало ее погружения, скорее всего, относится к палеоцену–эоцену.

Данные других исследователей по Черному морю сводятся к следующему. По измерениям теплового потока возраст оценивается в интервале 95–130 млн. лет для Западночерноморской впадины и 110 млн. лет для Восточночерноморской [39] или 60–70 млн. лет для обеих впадин [4]. По геологическим данным заложение Западночерноморской впадины произошло в туроне–апте (90–125 млн. лет) [47], барреме–апте (130–100 млн. лет) [48], альбе (100–112 млн. лет) [42, 19]. Палеогеографические построения также свидетельствуют в пользу раннего развития глубоководного Западночерноморского трога, как минимум с барремского века (125–130 млн. лет) [22]. По измерениям абсолютного возраста (K/Ar) пик раннемелового магматизма на северной окраине Западночерноморской впадины приходится на интервал 120–130 млн. лет, позднемелового – 90–70 млн. лет [36, 42].

Как видно, произведенная нами оценка возрастного интервала Западночерноморской впадины в целом не противоречит данным предшественников, относящих заложение Западночерноморского бассейна к среднему–позднему мелу. Полученный более молодой (палеоцен–эоценовый) возраст Восточночерноморской впадины соответствует представлениям, изложенным в работах [13, 14, 48]. Что касается Южного Каспия, то получаемые



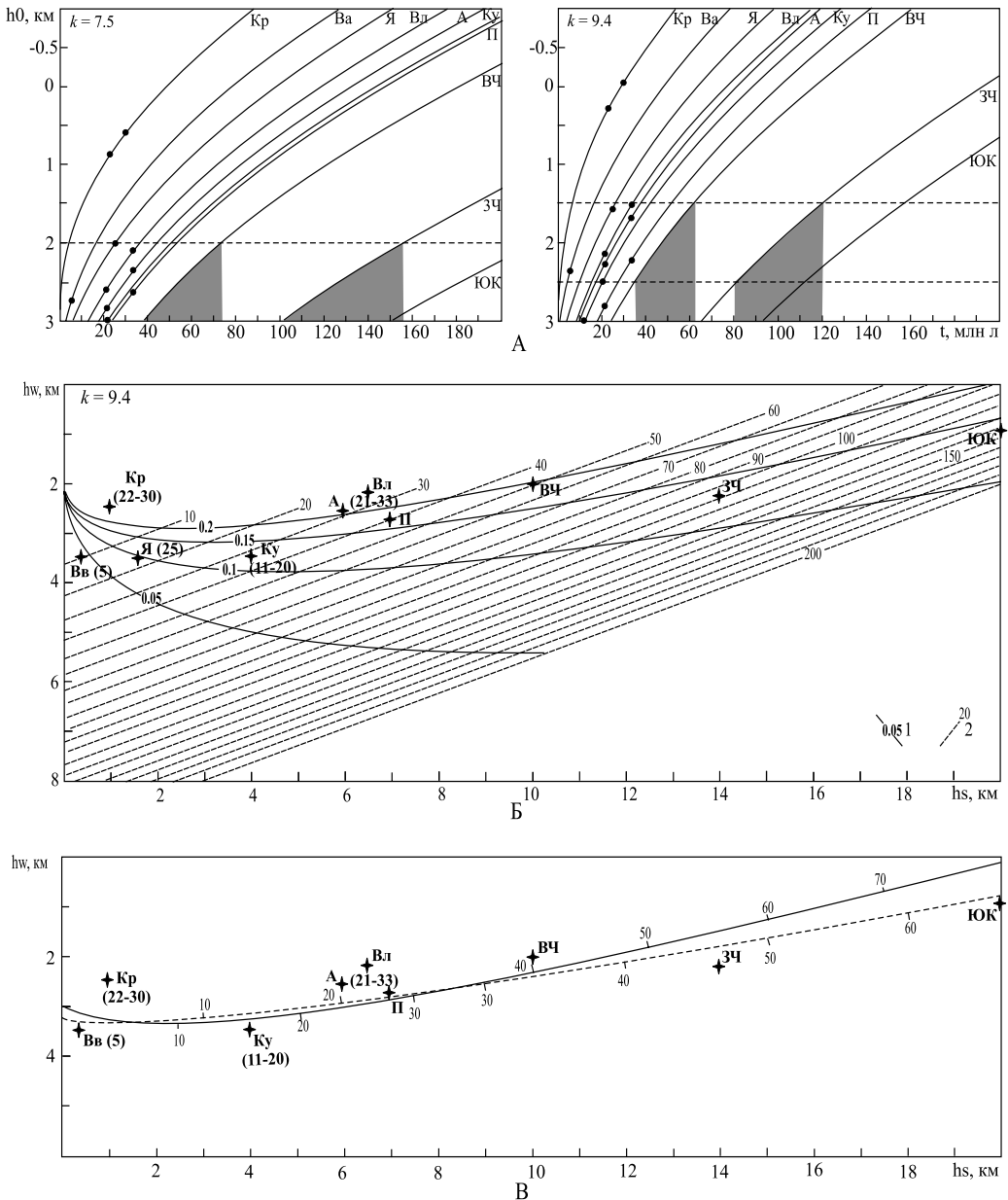


Рис. 3. Определение возраста и эволюции погруженного состояния субокеанических впадин.

А – кривые связи начального погружения фундамента  $h_0$  ( $h_0 < 0$  – рельеф выше уровня моря) и времени начала пострифтового погружения рассматриваемых субокеанических бассейнов при  $k = 7,5$  и  $k = 9,4$ . Точками показаны начальные погружения впадин, установленные по возрасту согласно данным работ [2, 27, 32, 41]. Штриховыми линиями ограничен коридор наиболее вероятных начальных погружений. Темным выделены получаемые интервалы возраста Западно- и Восточночерноморской впадин.

Б – диаграмма погружения с полем времен. В скобках у буквенных индексов указан возраст впадин (млн. лет), по данным [2, 27, 32, 41]. 1 – траектории погружения для различных скоростей осадконакопления (мм/год), 2 – изолинии времени (млн. лет).

В – траектории погружения уплотняющихся (пунктирная линия) и неуплотняющихся осадков с повышенной скоростью осадконакопления. На кривых отмечены шкалы времени в млн. лет

для него возрастные интервалы вполне соответствует представлениям о позднеюрском времени его заложения (140–160 млн. лет) [50].

Если зафиксировать в качестве среднего значение  $h_0 = 2,2$  км, на основании (3) можно построить диаграмму погружения с полем времен (рис. 3, Б), с помощью которой удобно рассматривать историю погружения бассейна, варьируя скоростью осадконакопления. Как видно, при стабильном  $h_0$  наблюдаемый разброс точек погружения субокеанических впадин покрывается траекториями с различиями в скорости осадконакопления от 0,05 до 0,2 мм/год. Построенная диаграмма удовлетворительно совпадает с установленным возрастом ряда бассейнов: трога Вавилова, Алжира и Валенсии, также она приблизительно может соответствовать истории погружения Восточно- и Западночерноморской впадин, Южнокаспийского бассейна, возраст которых точно не установлен. Поле времен указывает время, когда были достигнуты максимальные глубины моря в прошлом или прогнозируются для современных молодых впадин в будущем. В случае Западночерноморской впадины максимальная глубина морского бассейна (при сохранении средней скорости осадконакопления) составляла примерно 3,2 км в интервале 20–30 млн. лет от начала пострифтового погружения, то есть – в конце позднего мела. Для Восточночерноморской впадины она составляла 3 км в возрасте 15 млн. лет (в конце эоцена).

Как видно из диаграммы, длительное время на стадии сверхкомпенсированного погружения бассейны остаются глубоководными. Анализ отложения осадков Черноморской впадины в работе [29] показал, что на всем протяжении ее истории в пределах депоцентров сохранялись глубоководные условия, аналогичные современным. Данное заключение полностью подтверждается историей погружения, из которой следует, что депоцентры Западно- и Восточночерноморской впадин, испытывая некомпенсированное, компенсированное и сверхкомпенсированное прогибание, находились на уровне  $h_w = 2–3$  км.

Некоторые, в основном молодые впадины, по данным указанных для них возрастных диапазонов входят в противоречие с полем времен, это – Критская, Курильская котловины, впадина Прованса. Наиболее радикально не соответствует возраст Критской котловины, причиной служит, по-видимому, высокое положение фундамента в момент начала термической релаксации (см. рис. 3, А). Для них следует изменить набор исходных параметров. На рис. 3, В показаны кривые, которые лучше соответствуют указанным глубокопогруженным молодым впадинам. Меньший возраст для них достигается увеличением начального погружения до 3,0–3,2 км, скорости осадконакопления до 0,25 мм/год и 0,40 мм/год (последняя величина – для уплотняющихся осадков с  $\varphi_0 = 0,25$ ). Шкала времени, нанесенная на траектории, удовлетворяет разбросу возрастов Курильской котловины, а также впадин Алжиро–Прованса. Она же входит в противоречие с предполагаемым более древним возрастом впадин Черного моря и Каспия.

### **О пределе погружения**

В отношении океанических впадин давно известно о прекращении погружения литосферы, которое проявляется при достижении ею возраста

более 80 млн. лет и предельной мощности 80–90 км, которая далее сохраняется постоянной (обзор в работе [30]). Этот феномен объясняется дополнительным подводом тепла к подошве литосферы в виде стационарного теплового потока из астеносферы или вторичной конвекции [46]. Вообще говоря, средняя толщина литосферных плит должна быть обратно пропорциональной величине идущего из глубины мантии стационарного теплового потока [24]. По-видимому, этим фактором определяется положение в каждом конкретном регионе уровня компенсации, относительно которого проявляется остаточное прогибание литосферы осадочных бассейнов и достижение которого означает возвращение к исходному, тектонически и термически невозмущенному состоянию.

Другим независимым фактором предела погружения является подошва астеносферы, определяемая максимальной глубиной выплавления базальта в мантии, уровень которой может достигать 150 км [16, 21]. Даже если уровень компенсации в пределах континентальных областей располагается ниже зоны плавления базальта, эффективное погружение скорее всего будет остановлено или существенно замедлено, когда эта зона будет закристаллизована в объеме новообразованной литосферы.

Стабилизация подошвы литосферы на уровне компенсации в случае бассейна с океанической корой приводит к соотношению

$$H_l(\rho_l - \rho_m) - h_s(\rho_s - \rho_m) - h_w(\rho_w - \rho_m) = 0, \quad (6)$$

согласно которому глубина моря является линейной функцией мощности чехла, а максимальная мощность последнего (при  $h_w = 0$ ) определяется уровнем компенсации:

$$h_s^{\max} = H_l \frac{\rho_l - \rho_m}{\rho_s - \rho_m}.$$

Ясно, что тектоническое погружение в этом случае равно нулю. Особенностью поведения траектории погружения в координатах  $h_w - h_s$  на этапе достижения уровня компенсации будет преломление и переход на линейный тренд, определяемый (6), которому отвечает процесс заполнения впадины осадками (рис. 4, Б). Этот тренд будет единым для траекторий с различными скоростями осадконакопления. Данные по погружению дна Северной Атлантики и Индийского океана показывают (рис. 4, А), что значения уровня компенсации для них заключены в интервале  $H_l = 70-85$  км. Это означает, что максимальные значения мощности чехла вблизи пассивных окраин континентов не должны превышать 16 км. Для того чтобы была достигнута мощность осадочного выполнения Североприкаспийской впадины в 22 км, необходимо понизить уровень компенсации до 125–130 км. Однако, учитывая, что впадина Северного Прикаспия продолжает прогибаться в настоящее время [12], нет уверенности в том, что в ее случае достигнут уровень компенсации.

В отношении Южного Каспия очевидно, что его депоцентр находится на пути к своему предельному погруженному состоянию. Его дальнейшая эволюция будет зависеть от того, каково соотношение глубины подошвы литосферы под впадиной с уровнем компенсации, что с учетом ее позиции

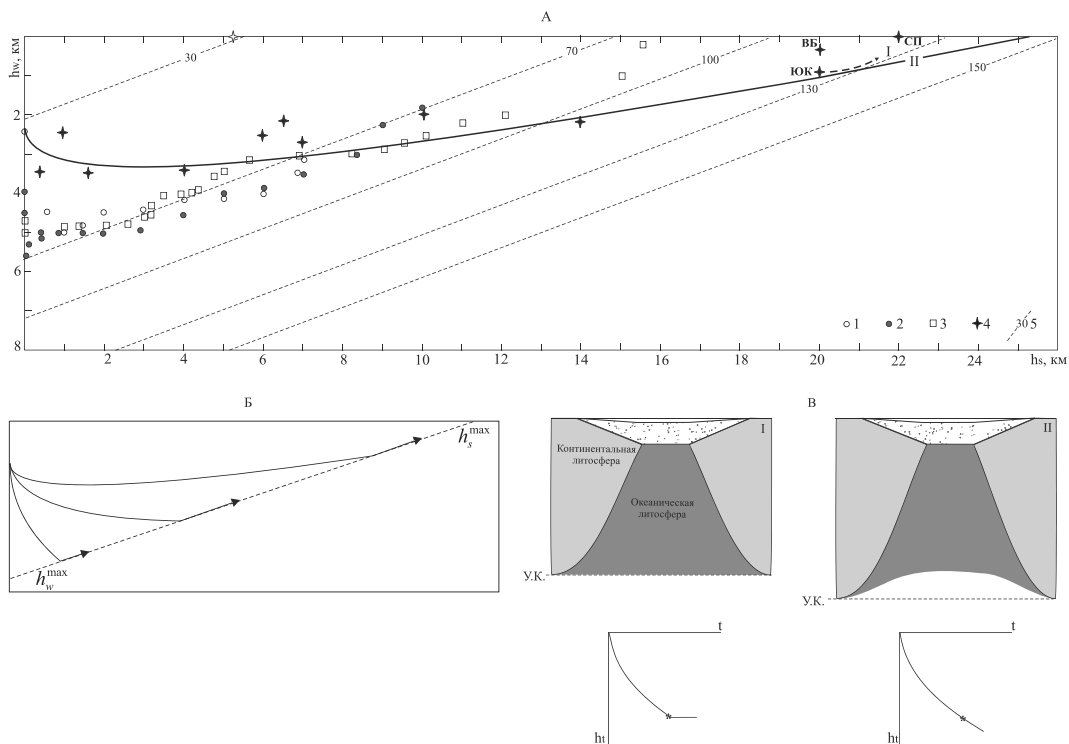


Рис. 4. А – данные о современном погруженном состоянии некоторых океанических плит (в пересечении от срединного хребта к пассивной окраине) и субокеанических впадин в сравнении с траекториями предельного погружения.

1–3 – погруженные состояния впадин океанов [38]: Атлантического: 1 – в пересечении 40° с.ш. и 2 – 30° с.ш.; 3 – Индийского (Бенгальский конус выноса); 4 – суммарная мощность осадочных серий архейского зеленокаменного пояса Барбертон [7]; 5 – траектории предельного погруженного состояния для различных уровней компенсации (км).

Римскими цифрами I и II обозначены траектории возможного развития впадины Южнокаспийского бассейна.

Б – Преломление кривых погружения с разными скоростями осадконакопления при достижении подошвы литосферы уровня компенсации (принципиальная схема);  $h_s^{\max}$  – предельная глубина моря,  $h_w^{\max}$  – предельная мощность чехла.

В – Схемы предполагаемого современного глубинного строения Южнокаспийского бассейна в случае достижения (I) или недостижения (II) им уровня компенсации. Внизу – соответствующие каждому случаю схематические графики тектонического погружения, звездочкой отмечено современное состояние ЮК

на диаграмме дает возможность двоякого толкования современного состояния и прогноза дальнейшего развития (рис. 4 А, В). Если в регионе уровень компенсации составляет 130 км, то ее траектория в ближайшие 10 млн. лет должна свернуть с траектории погружения и пойти вдоль соответствующей предельной линии (тренд I) – в результате Южный Каспий закончит развитие приблизительно в той же точке, что и Северный – с мощностью чехла до 22–23 км. Если же уровень компенсации окажется глубже – до 150 км и более – последует продолжение прогибания фундамента в соответствии с траекторией II и итоговым будет полное обмеление морского бассейна при

мощности осадков 25 км, что является новым рекордом глубинности осадочного бассейна на планете, разумеется, при условии "естественного" завершения эволюции. Уровень компенсации у современных погружающихся бассейнов может быть глубже 130 км, учитывая их близость к докембрийским кратонам. В нашем недавнем исследовании [9] для Западночерноморской впадины установлен интервал уровня компенсации 150–180 км.

Увеличение уровня компенсации означает, как уже говорилось, тенденцию к формированию все более глубоких субокеанических впадин законченного развития. Этот вывод, обращенный в прошлое Земли, означает уменьшение максимально возможной мощности субокеанических бассейнов. Интенсивный тепловой поток в докембрии удерживал уровень плавления в мантии на более высоком уровне, что естественным образом ограничивало масштаб остывания и пострифтового погружения литосферы. Опираясь на данные о предельных мощностях осадочного чехла бассейнов на ранних этапах развития Земли, можно определить для них и уровень компенсации. Известна незначительная мощность осадочного выполнения архейских зеленокаменных поясов (1–5 км) и мелководные условия накопления [26]. Если взять в качестве характерного примера архейский зеленокаменный пояс Барбертон, то мощность его осадочных серий составляет в сумме 5,3 км [7]. Если эта величина соответствует предельной мощности погружения, ей должна отвечать глубина уровня компенсации (изотерма выплавления базальта мантии) примерно 30 км и максимальная глубина моря при некомпенсированном погружении до 2 км (рис. 4, А). Это оценка совпадает с данными работы [24], согласно которым максимальная мощность океанической литосферы в архее достигала 27 км.

### **Заключение**

Рассмотренные основные характеристики пострифтового погружения субокеанических впадин указывают на существование ряда общих черт их развития. Старт термального погружения происходит для большинства субокеанических впадин из глубокопогруженного состояния (1,5–3 км), которое обеспечивалось уровнем свободной мантии в условиях спрединга коры океанического типа. Из этого правила есть, по-видимому, исключения. Сосредоточенный или рассеянный спрединг коры океанического типа может происходить в мелководных и субаэральных условиях, как это имеет место в системе рифтов Аденского залива и Афара. Из рассмотренных впадин к данной категории отходит Критская котловина.

Первый этап – некомпенсированного погружения – обеспечивается тем, что скорость термального погружения превышает скорость накопления осадков. Этот этап развития субокеанических впадин происходит при нарастании глубины моря до некоторого предельного значения, достигающего 3,5 км. Большие глубины в случае рассмотренных бассейнов не достигаются ввиду высокой скорости осадконакопления. После того, как последняя превысит скорость погружения фундамента, происходит седиментационная инверсия морского бассейна и начинается его обмеление (стадия перекомпенсации впадины осадками). Промежуточная стадия мелкоководного компенсированного погружения может быть выделена условно как период незначительного расхождения скоростей погружения фундамента и осадконакопления.

Финал погружения субокеанической впадины наступает, когда подопла новообразованной литосферной мантии достигает уровня компенсации, который определяется средним тепловым потоком в регионе. Этот уровень выше под океанами (70–85 км) и ниже под континентальными плитами (до 130 км и, вероятно, более), в пределах которых и развиваются субокеанические впадины. Поэтому потенциал погружения их выше, чем на океанических окраинах. Достижение уровня компенсации приводит к прекращению тектонического погружения и засыпанию впадины осадками.

Таким образом, погружение остывающей литосферы представляется устойчивым процессом с большим запасом инерции, который жестко детерминирует тектоническую составляющую погружения впадины на пострифтовом этапе, определяя высокую скорость погружения и глубоководные условия на ранней стадии. В последующем вклад экзогенных факторов (в определенной степени тектонически обусловленных) – скорости седиментации, колебаний уровня моря и др. – может иметь определяющее влияние на эволюцию бассейна.

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. – 455 с.
2. *Белюсов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. – 382 с.
3. *Вержбицкий Е.В.* Геотермальный режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско–Гималайского пояса. М.: Наука, 1996. – 129 с.
4. *Вержбицкий Е.В., Кузин И.П., Лобковский Л.И.* Возраст и мощность литосферы региона Черного моря // Геотектоника. 2003. № 6. – С. 80–89.
5. *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.
6. *Галушкин Ю.И.* Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир. 2007. – 456 с.
7. *Грачев А.Ф.* Первый миллиард лет развития Земли (3,8–2,8 млрд. лет): анализ осадочных и магматических формаций и геодинамика // Физика Земли. 2005. – № 11. – С. 8–34.
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. *Гончар В.В., Козленко Ю.В.* Литосфера Западно–Черноморской впадины вдоль профиля ГСЗ–25 по данным изостатического и гравитационного моделирования // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. – № 2. – С. 5–21.
10. *Земная кора и история развития Средиземного моря.* М.: Наука, 1982. 207 с.
11. *Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш. // Геотектоника. 1981. – № 2. – С. 3–32.
12. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. – Кн. 1. – 328 с.
13. *Казьмин В.Г., Тихонова Н.В.* Позднемезозойские–эоценовые окраинные моря в Черноморско–Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции // Геотектоника, 2006. – № 3. – С. 9–22.
14. *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.
15. *Кутас Р.И.* Анализ термомеханических моделей эволюции Черноморского осадочного бассейна // Геофиз. журнал. 2003. – №2. – С. 36–47.

16. *Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965.
17. *Маловицкий Я.П.* Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. – 96 с.
18. *Неволин Н.В.* Глубинное строение Прикаспийской впадины // Геотектоника. 1978. – №3. – С. 49–60.
19. *Никишин А.М., Кортаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В.* Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2001. – Т. 76. – Вып. 3. – С. 3–17.
20. *Объяснительная записка* к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России м–ба 1:2 500 000. Москва, 1996. – 94 с.
21. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. – 584 с.
22. *Сеньковский Є.В., Григорчук К.Г., Гнідець В.П., Колтун Ю.В.* Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс (Карпато-Чорноморський сегмент). Київ: Наук. думка, 2004. – 171 с.
23. *Сорохтин О.Г.* Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР. 1973. – Т. 208. – № 6.
24. *Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О.* Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. М.: Наука, 2004. – 269 с.
25. *Сычев П.М.* Глубинные и поверхностные тектонические процессы Северо–Запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979. – 207 с.
26. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. – 379 с.
27. *Терехов Е.П., Цой И.Б., Ващенко Н.Г., Можеровский А.В., Горовая М.Т.* Условия осадконакопления и история развития Курильской котловины в кайнозое // Океанология. 2008. – Т. 48. – № 14. – С. 615–623.
28. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Ч. 1. М.: Мир, 1985. – 370 с.
29. *Туголесов Д.А., Мейснер Л.Б.* Оценка скоростей осадконакопления и тектонического прогибания на примере Черноморской впадины // Геотектоника. 2002. – № 4. – С. 81–88.
30. *Ушаков С.А., Галушкин Ю.И.* Литосфера Земли (по геофизическим данным). Серия Физика Земли. Т. 3. Москва, 1978. – 271 с.
31. *Филатова Н.И.* Андерплейтинг как причина образования вулканической континентальной окраины при окраинноморском спрединге // Докл. РАН. 2004. – Т. 398. – № 2. – С. 223–227.
32. *Филатова Н.И.* Этапы геодинамических перестроек восточной окраины Евразийского континента // Докл. АН РАН. 2006. – Т. 409. – №1. – С. 94–99.
33. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. – 510 с.
34. *Чекунов А.В.* Эволюция тектоносферы Юго–Восточной Европы // Тектоносфера Украины. Киев: Наук. думка, 1989. – С. 4–17.
35. *Чекунов А.В.* Проблемы геологии Черноморской впадины // Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М.: Наука, 1989. – С. 145–162.
36. *Шнюков Е. Ф., Щербаков И. К., Шнюкова Е. Е.* Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев, 1997. – 287 с.
37. *Bethke С.М.* A numerical model of compaction–driven ground–water flow and heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basin // J. Geophys. Res. 1985. – V. 90. – N. B5. – P. 6817–6828.
38. *Curray J.R., Moore D.G.* Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas // Geol. Soc. Amer. Bull. 1971. – V. 82. – P. 563–572.
39. *Golmshtok A., Zonenshain L., Terekhov A., Shainurov R.* Age, thermal evolution and history of the Black Sea basin on heat flow and multichannel reflection data // Tectonophysics 1992. – V. 210. – P. 273 – 293.

40. *Finetti I., Del Ben. A.* Geophysical study of the Tyrrhenian opening // *Bolletino di Geophysica. Teorica et Applicata.* 1986. V. XXVIII. – №110. – P. 75–155.
41. *Faccenna C., Becker T.W., Pio Lucente F., Jolivet L., Rossetti F.* History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 145. P. 809 – 820.
42. *Kazmin V., Schreider A., Bulyshev A.* Early stages of evolution of the Black Sea // *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area.* Geol. Soc. London Spec. Publ. 2000. –V. 173. – P. 235 – 249.
43. *Le Pichon X., Sibuet J.-C.* Passive margins: a model of formation // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. N. B5. P. 3708 – 3720.
44. *McKenzie D.P.* Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. – V. 40. – №1. – P. 25–32.
45. *Parker R.L., Oldenburg D.W.* Thermal model of ocean ridges // *Nature Phys. Sci.* 1973. – V. 242. № 122. – P. 137–139.
46. *Parson B. McKenzie D.* Mantle convection and the thermal structure of plates // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. P. 4485–4496.
47. *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region // AAPG Memoir* 1997. – V. 68. – P. 183–226.
48. *Robinson A., Rudat J., Banks C., Wiles R.* Petroleum geology of the Black Sea // *Marine and Petroleum geology.* 1996. – V. 13. – № 2. – P. 195–233.
49. *Yoshii T.* Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. – V. 25. – № 3. – P. 305–312.
50. *Zonenshain L.P., Le Pichon X.* Deep basins of Black Sea and Caspian Sea as remnants of mesozoic back-arc basins // *Tectonophysics.* 1986. – V. 123. – P. 181–211.

*Розглянуто основні закономірності післярифтового занурення субокеанічних (задугових та країноморських) западин, що випливають з моделі термального нарощування океанічної літосфери. Термальне занурення починається з глибокозануреного стану фундаменту (1,5–3,0 км), що є успадкованим від рифтового (спредингового) етапу. Некомпенсоване занурення відбувається при наростанні глибини моря до деякого граничного значення, що сягає 3,5 км. Далі йде тривале (понад 100 млн. років) глибоководне занурення з повільним заповненням западини відкладами. Фінал занурення настає, коли подошва новоствореної літосферної мантії сягає рівня ізостатичної компенсації в регіоні – положення подошви тектонічно/термічно незбудженої літосфери. Цей рівень вище під океанами (70–85 км) і нижче під континентальними плитами (до 130 км і, ймовірно, більше). Тому потенціал занурення субокеанічних западин вище, ніж океанічних окраїн.*

*Вік субокеанічного басейну визначається в залежності від початкового положення фундаменту і в цілому не суперечить даним, встановленим іншими методами.*

*The key regularities of thermal postrift subsidence of suboceanic (backarc and marginal) basins are regarded. Subsidence begins from deep sea level (1,5–3,0 km). Non-compensated stage proceeds until reaching limiting of sea deep near 3.5 km. Further it followed by long-time (more then 100 m.y.) deep sea subsidence with slow filling by sediments. Final stage of subsidence is come when the base of lithosphere has achieved regional isostatic compensation level. This level is higher under oceans (70–85 km) and lower under continental plates (130 km and more). Therefore potential of subsidence of suboceanic basins is higher than the same of ocean margins.*

*Age of suboceanic basins is defined in terms of initial subsidence of fundament and agrees with data obtained by other methods.*