

УДК 550.331

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ БАСЕЙНА ИОНИЧЕСКОГО МОРЯ

А.Т. Исмаил-заде

*Международный институт теории прогноза землетрясений  
и математической геофизики Российской академии наук*

Р. Николич, Л. Чернобори

*Департамент георесурсов и окружающей среды,  
Университет г. Триеста, Италия*

В работе изучались концептуальная и численная модели эволюции бассейна Ионического моря, основанные на многочисленных региональных геолого-геофизических наблюдениях. Анализ тектонического погружения региона выявил три фазы быстрого прогибания фундамента Иблейского плато (юго-восточная часть Сицилии) и северо-западной части Ионического бассейна в среднем – позднем триасе, поздней юре – раннем мелу и неогене. Опираясь на результаты недавних сейсмостратиграфических исследований, было высказано предположение, что бассейн начал формироваться в поздней юре из-за растяжения континентальной литосферы, сопровождаемого утонением коры и нижней части литосферы, подъемом подстилающей астеносферы и плавлением восходящего мантийного материала. Часть магматического расплава поднималась вверх, частично кристаллизуясь в низах коры и частично достигая поверхности, что проявлялось в виде активного вулканизма. Позднеюрское региональное растяжение не привело к раскрытию океана, но сильно утонило континентальную кору и литосферу. Часть расплава осталась под границей литосфера/астеносфера и образовала магматическую линзу. В результате последующего охлаждения базальтовый расплав линзы кристаллизовался и при соответствующих термодинамических условиях превратился в плотные породы (эклогиты). Свидетельством уплотнения мантийного материала могут служить положительные аномалии гравитационного поля и скоростей  $P$ -волн. Эклогитовая линза погружалась в относительно легкой астеносфере, вызывая вязкие течения, которые приводили к эволюции Ионического бассейна, начиная с раннего мела. В работе построены численные модели твердотельных течений среды, наведенных подъемом астеносферы и погружением тяжелой линзы. Результаты анализа погружения и численного моделирования дают возможность сделать вывод о том, что процессы в верхах мантии, влияющие на эволюцию осадочного бассейна Ионического моря, могут объясняться восходящими мантийными течениями, фазовыми переходами и погружением эклогитовой линзы. Растяжение в поздней юре, быстрое погружение бассейна в раннем мелу и последующее региональное сжатие в позднем мелу и третичное время – суть поверхностные проявления этих внутримантийных процессов.

## MODELLING OF GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE IONIAN SEA BASIN

A.T. Ismail-Zadeh

*International Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics,  
Russian Academy of Sciences,*

R. Nicolich, and L. Cernobori

*Division of Georesources and Environmental Engineering, DINMA,  
University of Trieste, Italy*

We present conceptual and quantitative models for the Ionian basin evolution based on a vast geological and geophysical dataset. An analysis of tectonic subsidence reveals three phases of rapid subsidence of the Hyblean plateau (southeastern Sicily) and adjacent north-western Ionian basin: in Middle-Late Triassic, Late Jurassic-Early Cretaceous, and Neogene, respectively. On the basis of recent seismic and stratigraphic data we assume that the basin started to form in the Late Jurassic due to extension of continental lithosphere. During the extension, accompanied by thinning of the crust and of the lower part of the lithosphere, the underlying asthenosphere moved upward. The mantle material rose and partially melted when the geotherm moved up crossing the solidus. Part of the magmatic melt flowed up partially crystallizing within the lower crust and partially reaching the surface and leading to active volcanism in the Late Jurassic. We propose that the Late Jurassic extension of the region did not lead to oceanic opening, but strongly attenuated the continental crust and lithosphere. We also assume that another part of the melt remained at the lithosphere/asthenosphere boundary and formed a magmatic lens that crystallized owing to changed temperature-pressure conditions and then turned into dense rocks (eclogites). Positive anomalies of seismic  $P$ -wave velocity and of gravity field point to the presence of dense material in the uppermost mantle. The eclogitic lens sank in the asthenosphere causing a viscous flow that resulted in the evolution of the Ionian basin since the Early Cretaceous. We analyze numerical models of the solid-state motion induced by uplift of the asthenosphere and by subsidence of the heavy lens. By combining results of subsidence analysis and of numerical modelling, we conclude that the processes in the upper mantle, leading to the Ionian basin formation, can be explained by upwelling mantle stream, phase transition, and sinking of the eclogite lens. It is believed that the extension in the Late Jurassic, the rapid basin subsidence in the Early Cretaceous, and the subsequent regional compression in the Late Cretaceous and Tertiary are the tectonic expression of these processes.

### ВВЕДЕНИЕ

Бассейн Ионического моря и прилегающие к нему территории восточного Средиземноморья характеризуются сложной историей геологического развития [1]. Форма бассейна изометрична, дно моря опускается ниже 4 км. Начиная с мезозоя геодинамическая эволюция этого региона контролируется относительными движениями и взаимодействием Африканской и Евразийской плит и тесно связана с эволюцией Тетиса. Предлагались различные модели эволюции Ионического бассейна. Бассейн рассматривался как возможный реликт Палеотетиса и Неотетиса [2]; как бассейн юрско-мелового возраста и как бассейн, заложившийся в третичное время [3]. Сложность понимания эволюции Ионического бассейна отчасти связана с недостатком данных по глубоководному бурению. Однако сейсмические профили,

полученные методами отраженных и преломленных волн, и их стратиграфическая интерпретация свидетельствуют, что бассейн заполнен осадками мощностью около 8 км, покоящихся на доюрском фундаменте [4–8].

На основе геологических и палеомагнитных данных были построены несколько детальных реконструкций тектонической эволюции Средиземноморского региона [9–12]. Однако из-за сложности коллизионных процессов, включающих разворот блоков, такие палеорекострукции не всегда достаточно надежны и оставляют место альтернативным моделям. Более того, палеорекострукции тектонической эволюции редко учитывают проявления глубинных процессов на поверхности. Являясь выражением динамики системы литосфера/астеносфера, протекающие на поверхности Земли процессы должны рассматриваться вместе с процессами, протекающими в подстилающей верхней мантии.

Согласно модели плейт-тектонической эволюции восточного Средиземноморья в мезозое–кайнозое [10], растяжение Ионического бассейна началось в поздней юре. В аптский век быстрое погружение Ионического бассейна было вызвано поворотом Апулийской плиты относительно Африканской. Растяжение бассейна продолжалось в позднем мелу и завершилось в раннем палеоцене. Основным неясным моментом этой палеорекострукции остается причина быстрого погружения Ионического бассейна: почему поворот Апулийской плиты привел к быстрому погружению соседнего бассейна? Кроме того, до сих пор остается не совсем ясным происхождение положительных аномалий гравитационного поля в акватории Ионического бассейна и сейсмических *P*-волн в верхах мантии.

В данной работе представлены количественные модели истории погружения юга Сицилии и северо-западного сегмента Ионического бассейна, предлагается возможный сценарий развития Ионического бассейна в меловое–третичное время и изучаются численные модели, позволяющие проводить анализ эволюции региона. В основу численных моделей положены предположения о растяжении литосферы и коры, о фазовых переходах в верхах мантии и о наведенных вязких течениях в астеносфере. Предложенная модель формирования бассейна не противоречит ранее разработанной модели плейт-тектонической эволюции региона [10], а дополняет ее исследованиями вертикальных движений коры Ионического моря.

### КОЛИЧЕСТВЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОГРУЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Анализ погружения проводился на основе изучения данных по разведочным скважинам, пробуренным на юге Сицилии и в ее прибрежных областях [13, 14], геологических разрезов через Иблейское плато (юго-восточная часть Сицилии) и северо-западную часть Ионического моря [15, 16] и региональных геофизических исследований [4]. Следует отметить, что в настоящее время южная Сицилия приподнята над уровнем моря и более не является частью Ионического бассейна. Однако мы связываем ее развитие с эволюцией бассейна в мезозойское время.

Анализ погружения основан на количественном методе палеорекострукции фундамента осадочного бассейна, известным в зарубежной литературе как *back-stripping method* и описанным, например, в работе [17]. Этот метод позволяет отделить погружение, вызванное нагрузкой осадков, от тектонического погруже-

ния. В работе предполагалось, что пористость пород экспоненциально зависит от глубины захоронения осадков:  $\varphi(z) = \varphi_0 \exp(-cz)$ , где  $\varphi$  – пористость пород на глубине  $z$ . Поверхностная пористость породы  $\varphi_0$  (при  $z = 0$ ) и постоянная  $c$  определяются эмпирически для каждой литологической единицы [18]. Возраст осадков, определенный методами микропалеонтологического анализа, был привязан к геохронологической шкале [19]. Эвстатические изменения уровня моря нами не рассматривались ввиду отсутствия палеобатиметрических данных по скважинам, использованным в данной работе для анализа погружения. Ошибки расчетов, возникающие ввиду вариаций выбранных значений пористости пород в зависимости от глубин, нами не учитывались. При этом ошибка расчетов тектонического погружения не превосходит 100 м.

### Южная Сицилия

Южная Сицилия (Иблейское плато) и платформенные области Сицилийского пролива – это слабodeформированные области Африканской континентальной окраины. В мезозое этот регион представлял собой типичную погружающую пассивную континентальную окраину [14], форма и размеры палеогеографических участков которой сохранились до настоящего времени. Этот регион интенсивно исследовался при разведке на нефть, в результате чего мощные мезозойско-третичные разрезy были пройдены многочисленными скважинами, достигшими позднетриасовые доломиты. Модели погружения, описанные здесь, основаны на результатах анализа 53 скважин, пробуренных в этом регионе (рис. 1).

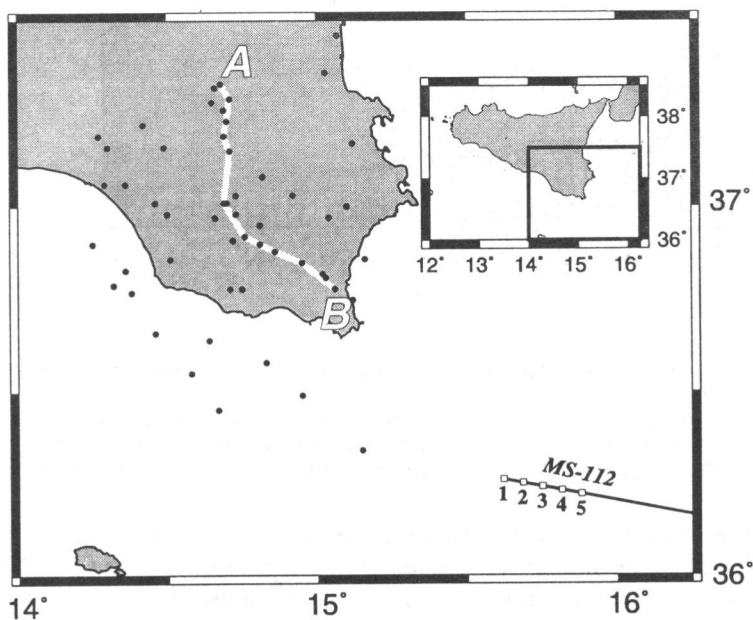


Рис. 1. Карта Сицилии и северо-запада Ионического бассейна, показывающая положение скважин (точки) и сейсмостратиграфических профилей АВ и MS-112 (сплошные линии)

Цифры на профиле MS-112 – местоположение участков, в которых проводился анализ эволюции бассейна. Карта подготовлена с использованием материалов GMT [37]

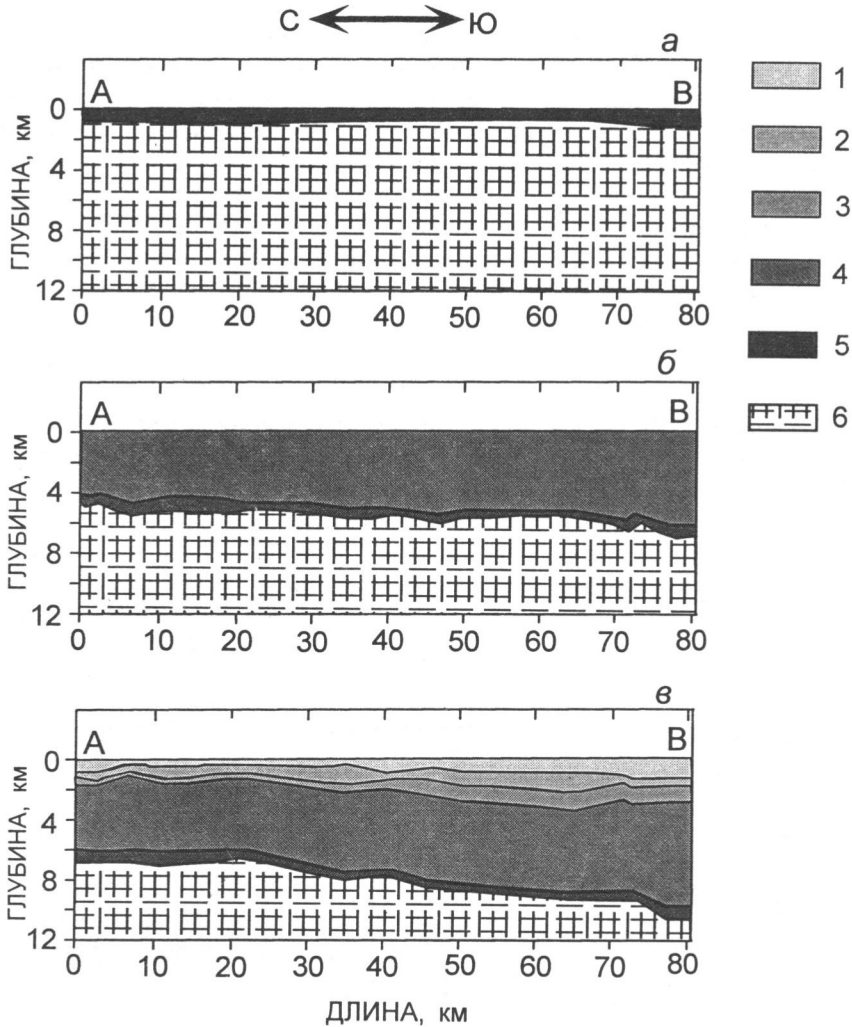


Рис. 2. Модель эволюции погружения центральной части южной Сицилии вдоль профиля АВ (см. рис. 1)

Геометрия фундамента и осадочного чехла в среднем триасе (а), позднем триасе (б) и в четвертичное время (в). 1–5 – осадки: четвертичные (1), меловые (2), юрские (3), поздне триасовые (4), ранне триасовые (5); 6 – кристаллический фундамент

Двумерная модель эволюции погружения вдоль профиля АВ (см. рис. 1) через Иблейское плато представлена на рис. 2. В среднем триасе (рис. 2,а) для района было характерно медленное погружение и малые скорости накопления преимущественно карбонатных осадков. В позднем триасе – быстрое погружение: мощности накопленных осадков (доломитов) варьируются от 4 до 6 км (рис. 2,б). Начиная с юры район испытывал умеренное погружение, характеризующееся накоплением терригенно-карбонатных осадков (рис. 2,в).

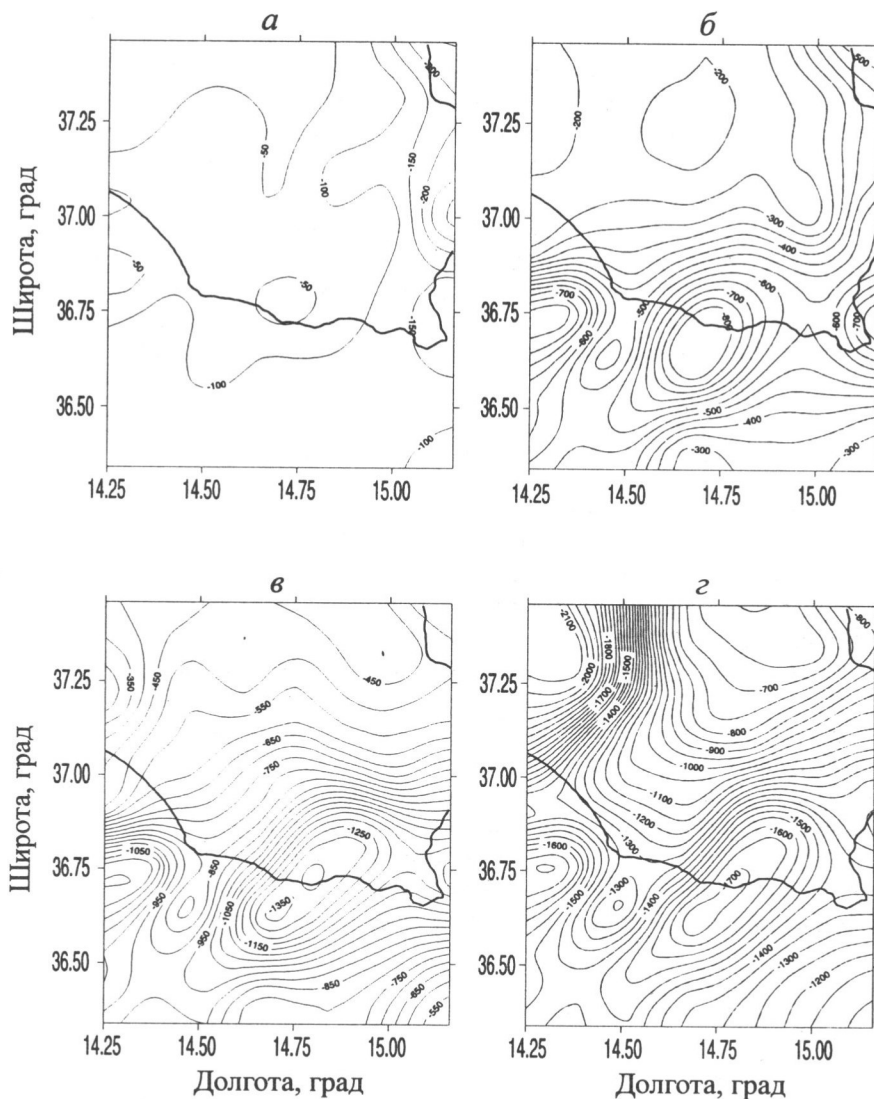


Рис. 3. Трехмерная модель тектонического погружения поздне триасовой поверхности южной Сицилии и ее прибрежных областей в ранней юре (а), средней юре (б), позднем мелу (в) и в настоящее время (г)

Контуры – изолинии тектонического погружения в м. Береговая линия показана жирной линией

Поскольку большинство скважин, пробуренных в данном регионе, не достигают фундамента, трехмерные модели тектонического погружения были построены только для поздне триасовой поверхности. На рис. 3 показана пространственно-временная модель эволюции этой поверхности в ранней юре, средней юре, позднем мелу и в настоящее время. Как видно из рис. 3, погружение началось в средней юре в открытом море и продолжалось вплоть до позднего мела.

В третичное время происходило быстрое погружение северо-западной части данного региона и это погружение может интерпретироваться как результат надвига, вызванного коллизией в зоне Магрибид–Апеннин в позднем неогене. Анализ погружения южной Сицилии выявил локальные региональные экстремальные значения погружения, которые, очевидно, не совпадают с максимальным опусканием Ионического бассейна.

Таким образом, основываясь на моделях погружения и палеотектонической эволюции данного региона, можно выделить три основных этапа погружения: первый этап характеризуется внезапным погружением южной Сицилии в позднем триасе; второй этап – умеренным погружением открытого моря Сицилии в средней юре; и третий – быстрым погружением северо-западной части Иблейского плато в третичное время.

### Погружение бассейна Ионического моря

Анализ тектонической погружения бассейна основан на изучении сеймостратиграфического разреза вдоль профиля MS-112 [15] (см. рис. 1), который пересекает главную тектоническую границу бассейна – Мальтийский эскарп. Вдоль этого профиля для западной части Ионического бассейна был построен сеймостратиграфический разрез через все отложения вплоть до фундамента [4]. Возрасты стратиграфических горизонтов взяты с карты эволюции палеообстановок и вулканизма [20].

Кривые тектонического погружения различных районов показаны на рис. 4. Были выявлены три этапа тектонической активности. Первый этап, начавшийся в поздней юре и продолжавшийся до позднего мела, характеризуется очень быстрым погружением. Второй этап, начавшийся в позднем мелу и завершившийся в миоцене, характеризуется относительно медленным и постоянным погружением. Третий этап, неогеновый – активным тектоническим погружением. Этот этап погружения совпадает по времени с процессами деформаций в Альпах и Апенниннах.

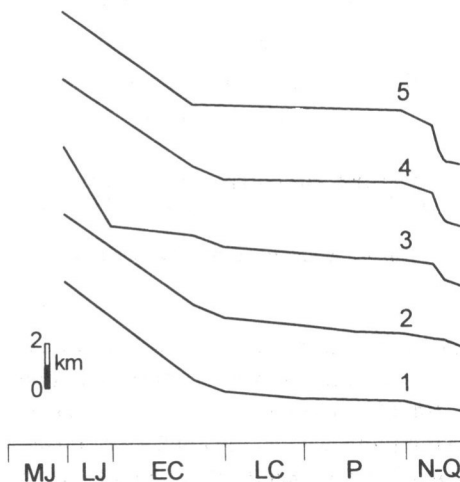


Рис. 4. Кривые тектонического погружения для пяти точек сеймостратиграфического профиля MS-112 (см. рис. 1) через северо-западную часть Ионического бассейна

MJ – средняя юра, LJ – поздняя юра, EC – ранний мел, LC – поздний мел, P – палеоген, N-Q – неоген-четвертичный

### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА

Результаты тектонического анализа показывают быстрое погружение южной Сицилии в направлении Ионического моря в позднем триасе. По мнению некоторых исследователей (см., например, [21]), в триасе на территории альпийских складчатых сооружений утонение континентальной коры привело к образованию глубоководных бассейнов. Однако геолого-геофизических материалов для строгой временной привязки погружения Ионического бассейна в позднем триасе еще недостаточно.

Основываясь на данных сейсмических исследований и стратиграфии [4, 5, 8] и на результатах анализа тектонического погружения, можно предположить, что Ионический бассейн начал формироваться в поздней юре вследствие раскрытия Неотетиса и Атлантического океана. Восходящие мантийные течения приводили к подъему подстилающей астеносферы, растяжению и утонению коры и литосферы (рис. 5, а). Сейсмические данные указывают на сильное утонение коры в центральной части Ионического бассейна вплоть до 15 км [4]. При пересечении геотермы с солидусом мантийный материал частично плавился [22], и низкоплотностные расплавы могли свободно фильтроваться вверх [23, 24].

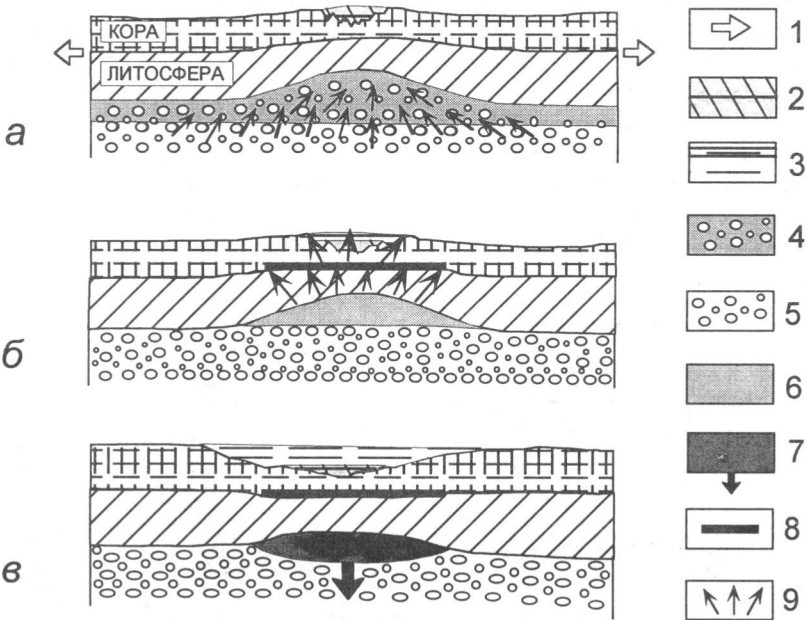


Рис. 5. Эволюция системы кора/литосфера/астеносфера в процессе формирования Ионического бассейна

а – этап растяжения в поздней юре: утонение коры и литосферы, сегрегация и аккумуляция магматического расплава в астеносферном выступе; б – транспортировка магмы к поверхности, сопровождавшаяся вулканизмом, кристаллизация магматического расплава в нижней коре; в – фазовый переход базальтов в эклогиты в раннем мелу и погружение тяжелой линзы в меловое-третичное время. 1 – направление растяжения в коре и литосфере, 2 – осадки юрского возраста, 3 – осадки мелового-третичного возраста, 4 – частично расплавленный материал, 5 – кристаллический каркас, 6 – расплав в линзе, 7 – эклогитовая линза и направление ее погружения, 8 – магматические интрузии в нижней коре, 9 – направление миграции базальтового расплава



Вероятно, небольшое количество мигрировавшего вверх расплава кристаллизовалось в нижней коре и частично достигало поверхности дна моря (рис. 5, б), о чем свидетельствуют проявления позднеюрского базальтового вулканизма (см. [20]). Недавние исследования под акваторией Ионического моря методом многоканального сейсмического зондирования [8] позволили выявить участки высокой отражающей способности в пределах нижней коры. Это можно объяснить как воздействием интродуцированного магматического расплава на породы нижней коры, приводящего к изменению их петрологических и физических свойств, так и фазовым переходом базальтов в гранатопые гранулиты.

Мы полагаем, что значительное количество неизлившегося расплава остается под утоненной литосферой, образуя магматическую линзу. Впоследствии расплав, закристаллизовавшийся при низкой температуре и высоком давлении и затем превращенный в аномально плотные эклогитовые породы (рис. 5, в), погружался в менее плотный мантийный материал, что привело к возникновению твердотельных мантийных течений и эволюции Ионического бассейна в поздней коре – мелу.

Гипотеза о фазовых переходах в кристаллической части коры Ионического моря, которые привели к интенсивному опусканию фундамента, была предложена в работе [25]. Здесь необходимо отметить, что недавние экспериментальные исследования показали, что переход габбро–гранат–амфиболит–эклогит на фазовых диаграммах имеет нелинейный характер [26]. Это означает, что давление остается высоким (что типично для условий верхней мантии, непосредственно подстилающей кору) даже при низких температурах перехода. Следовательно, образование значительных масс эклогитов в нижнекоровых условиях маловероятно, но эклогитизация может происходить под основанием литосферы. Предположение об эклогитизации верхнемантийных пород под бассейном Ионического моря основано на региональных геофизических наблюдениях. Сейсмическая томография Средиземноморского региона [27] позволила выявить положительные аномалии  $P$ -волн на глубинах от 66 до 110 км под Ионическим бассейном (рис. 6).

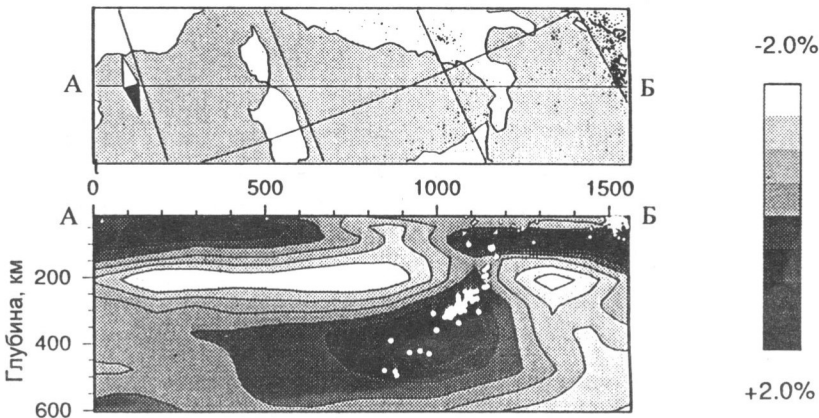


Рис. 6. Томографический глубинный разрез вдоль линии АБ через Тирренское и Ионическое моря (см. карту в верхней части рисунка)

Белая стрелка – направление на север. Шкала справа от рисунка показывает отклонение (в %) от среднего значения скорости  $P$ -волны, полученного из латерально-однородной модели Джеффриса–Буллена. Черные точки на карте и белые на разрезе – положение, соответственно, эпицентров и гипоцентров землетрясений с магнитудой больше 3 (по [27])

Гравитационное поле акватории бассейна Ионического моря отличается наиболее интенсивными положительными аномалиями Буге по сравнению с другими бассейнами Средиземного моря [28]. В его центральной части намечается резкий максимум, достигающий 310 мГал (рис. 7).

Таким образом, тектоническое погружение Ионического моря происходило с поздней юры по ранний мел и возобновилось в среднем миоцене. Быстрое погружение бассейна в раннем мелу, по нашему мнению, может быть связано с растяжением и фазовыми переходами в верхней мантии, в неогене – с альпийской складчатостью. Мы полагаем, что подъем мантийного материала, эклогитизация мантийных сегрегатов, подстилающих литосферу, и последующие нисходящие мантийные течения, наведенные погружением плотных эклогитов, могут рассматриваться как основные процессы в верхней мантии, ведущие к формированию и эволюции Ионического бассейна.

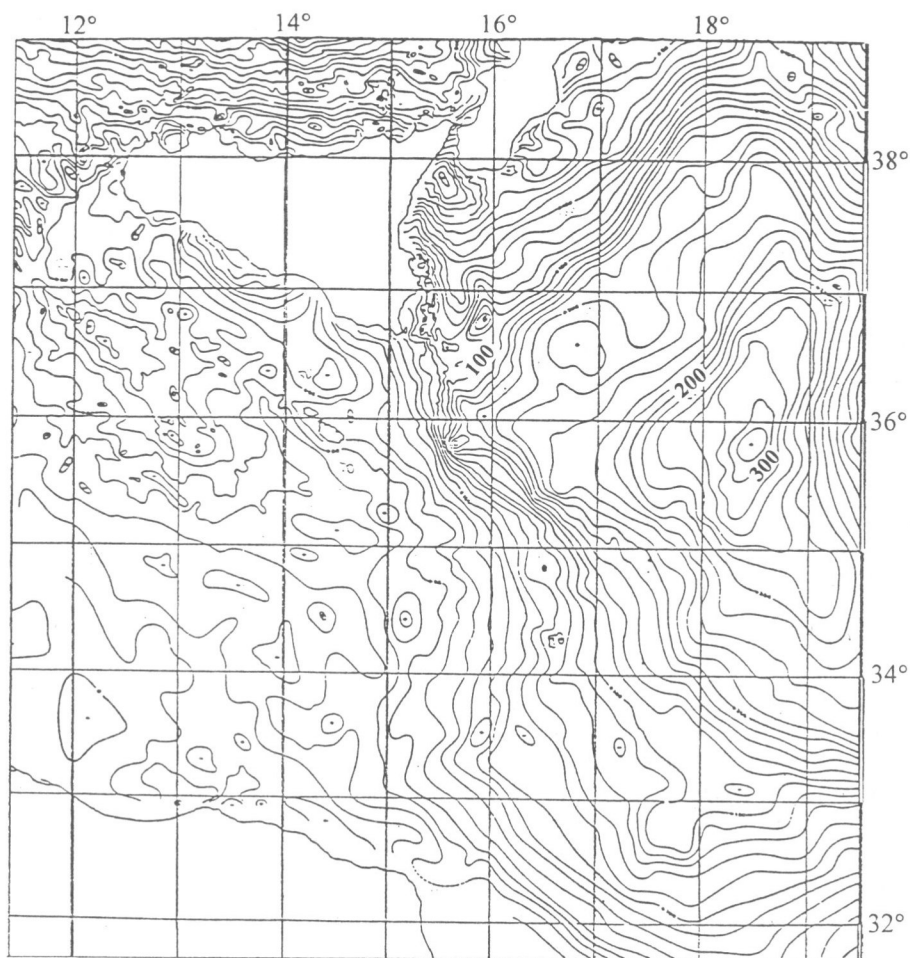


Рис. 7. Карта гравитационных аномалий (в редукции Буге) для центральной части Средиземноморья (по [28])

## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ БАССЕЙНА

Численные расчеты производились в две стадии: на первой моделировался процесс растяжения, вызванный подъемом астеносферы, и на второй стадии – процесс погружения эклогитового тела, ведущий к развитию бассейна. Процесс сегрегации магматического расплава не моделировался, поскольку он не оказывал влияния на погружение бассейна. При моделировании вышеуказанных процессов были приняты следующие допущения:

- 1) не учитывались условия охлаждения (формирование эклогитовых линз зависит от скорости охлаждения магматического расплава), поскольку предполагалось, что образование эклогитовых линз завершилось до начала погружения;
- 2) модели являются чисто механическими, в них не учитываются тепловые эффекты;
- 3) при построении моделей использовалась Ньютонская реология и, следовательно, не рассматривались хрупкие свойства коры, так как считалось, что эффекты ползучести должны быть значительны на интервалах времени, характерных для формирования и развития бассейна.

### Постановка модельных задач

Кора, литосфера и верхняя часть астеносферы (рис. 8) моделируется двумерной областью  $\Omega$  ( $0 \leq x \leq L$ ,  $-H \leq z \leq h$ ), где  $L$  и  $H + h$  – длина и глубина модели, соответственно. Игнорируется кривизна Земли и используются декартовы координаты. Ось  $z$  направлена вверх ( $z = 0$  – земная поверхность), ось  $x$  – слева направо. Рис. 8 иллюстрирует 4 подобласти  $\Omega$ , разделенные кривыми  $\mathcal{L}_1$ ,  $\mathcal{L}_2$  и  $\mathcal{L}_3$ .

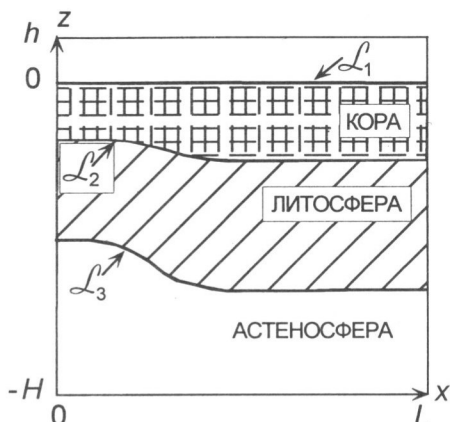


Рис. 8. Иллюстрация двумерной численной модели

Вязкость и плотность в этих подобластях постоянны. Не умаляя общности, при постановке задачи мы используем только одну кривую  $\mathcal{L}$ . Требуется найти функцию тока  $\psi$  (где  $u = \partial\psi/\partial z$ ,  $w = -\partial\psi/\partial x$ ,  $\mathbf{v} = (u, w)$  – скорость течений), плотность  $\rho(x, z, t)$ , вязкость  $\mu(x, z, t)$  и кривую  $\mathcal{L}$ :  $X = X(q, t)$ ,  $Z = Z(q, t)$ , удовлетворяющие дифференциальным уравнениям

$$4 \frac{\partial^2}{\partial x \partial z} \mu \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial z} + \left( \frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right) \mu \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \right) = -g \frac{\partial \rho}{\partial x},$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial z} \frac{\partial \rho}{\partial x}, \quad \frac{\partial \mu}{\partial t} = \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial \mu}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial z} \frac{\partial \mu}{\partial x}, \quad \frac{dX}{dt} = \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad \frac{dZ}{dt} = -\frac{\partial \psi}{\partial x},$$

(где  $g$  – ускорение силы тяжести), условиям непротекания и идеального скольжения на границах модельного прямоугольника:

$$\psi = \partial^2 \psi / \partial x^2 = 0 \text{ при } x = 0 \text{ и } x = L,$$

$$\psi = \partial^2 \psi / \partial z^2 = 0 \text{ при } z = h \text{ и } z = -H$$

и начальным условиям при  $t = 0$

$$\rho = \rho^0(x, z); \quad \mu = \mu^0(x, z); \quad X(q) = X^0(q), \quad Z(q) = Z^0(q).$$

Первое уравнение является двумерным уравнением Стокса, записанным в терминах функции тока  $\psi$ , второе и третье представляют собой уравнения переноса плотности и вязкости, четвертое и пятое определяют траектории точек  $(X, Z)$ , лежащих на  $\mathcal{L}$  в момент  $t = 0$ . Мы используем численный алгоритм расчетов, основанный на методе Галеркина с аппроксимацией базисных функций бикубическими сплайнами. Метод расчета подробно описан в работах [29–31].

Модельная область  $\Omega$  разделяется на прямоугольные элементы: 75 в направлении  $x$  и 25 в направлении  $z$ . При расчетах используются безразмерные переменные. Характерные время  $t^*$  и скорость  $v^*$  рассчитывались из выражений  $t^* = \mu^* / [\rho^* g(H + h)]$  и  $v^* = \rho^* g(H + h)^2 / \mu^*$ , где  $\mu^*$  и  $\rho^*$  – типичные значения вязкости и плотности.

### Модель растяжения

Изучалась модель растяжения литосферы, вызванного подъемом астеносферы. Значения параметров приведены в таблице. Предполагалось, что начальное возмущение на границе литосфера/астеносфера задается синусоидой. Вследствие гравитационной неустойчивости менее плотная астеносфера поднималась вверх, что сопровождалось утонением коры и литосферы. Следует отметить, что происхождение и природа коры под Ионическим бассейном до сих пор широко дискутируются геологами. Предполагалось, что формирование Ионического бассейна могло быть вызвано растяжением континентальной коры Африканской плиты [32] или что бассейн заложился на коре океанического типа [10]. Здесь предполагается, что Ионический бассейн имеет сильно утоненную континентальную кору, интродуцированную силами базальтов. Это предположение согласуется с данными сейсмических исследований [8, 33]. Мы полагаем также, что литосфера Ионического бассейна была утонена до раскрытия Неотетиса, поскольку Ионический бассейн может быть реликтом более древнего Палеотетиса [2].

Три этапа растяжения литосферы Ионического бассейна представлены на рис. 9, который иллюстрирует положение коры, мантийной литосферы и астеносферы и поле скоростей в начальный момент времени (а), через 26 (б) и 33 (в) млн. лет. Эти этапы соответствуют геологическим векам: оксфордскому (163 млн. лет), валажинскому (137 млн. лет) и готеривскому (130 млн. лет). Следует заметить, что при подъеме астеносферы имеют место два конкурирующих процесса, влияющие на эволюцию литосферы: (1) утонение коры и ее изостатическое погружение и (2) утонение мантийной литосферы и ее изостатический подъем.

ТАБЛИЦА. Обозначения, используемые в работе

Символ	Физический смысл	Значение
$g$	ускорение силы тяжести, $\text{м/с}^2$	
$h$	высота над поверхностью, км	17 (1,2)
$h_b$	максимальная толщина базальтового слоя, км	4 (2)
$h_c$	начальная толщина коры, км	25 (1)
$h_i^0$	начальная толщина литосферы, км	67 (1)
$h_i^1$	минимальная толщина литосферы после растяжения, км	43 (2)
$H + h$	вертикальный размер модели, км	167 (1,2)
$L$	горизонтальный размер модели, км	500 (1,2)
$t^*$	шкала времени, год	57 (1), 570 (2)
$v^*$	скоростная шкала, м/год	30 (1), 3 (2)
$x$	горизонтальная координата	
$z$	вертикальная координата	
$\beta$	фактор растяжения	1.6
$\mu^*$	характерное значение вязкости, Па с	$10^{21}$ (1), $10^{22}$ (2)
$\mu_a$	вязкость аномальной астеносферы, Па с	$10^{21}$ (1)
$\mu_{air}$	вязкость приповерхностного слоя, Па с	$10^{15}$ (1,2)
$\mu_b$	вязкость базальтового слоя, Па с	$10^{23}$ (2)
$\mu_c$	вязкость коры, Па с	$10^{23}$ (1,2)
$\mu_e$	вязкость эклогитовой линзы, Па с	$10^{22}$ (2)
$\mu_l$	вязкость литосферы, Па с	$10^{22}$ (1)
$\mu_m$	вязкость верхней мантии, Па с	$10^{22}$ (2)
$\rho^*$	характерное значение плотности, $\text{кг/м}^3$	$3.5 \times 10^3$ (1,2)
$\rho_a$	плотность аномальной астеносферы, $\text{кг/м}^3$	$3.0 \times 10^3$ (1)
$\rho_{air}$	плотность приповерхностного слоя, $\text{кг/м}^3$	0 (1,2)
$\rho_b$	плотность базальтового слоя, $\text{кг/м}^3$	$3.0 \times 10^3$ (2)
$\rho_c$	плотность коры, $\text{кг/м}^3$	$2.9 \times 10^3$ (1,2)
$\rho_e$	плотность эклогитовой линзы, $\text{кг/м}^3$	$3.5 \times 10^3$ (2)
$\rho_l$	плотность литосферы, $\text{кг/м}^3$	$3.2 \times 10^3$ (1)
$\rho_m$	плотность верхней мантии, $\text{кг/м}^3$	$3.3 \times 10^3$ (2)

Примечание: (1) – значения параметров для модели растяжения, (2) – значения параметров для модели погружения

В результате такой конкуренции обычно происходит общее погружение литосферы и образование рифта. В данной модели не учитывались упругие и хрупкие свойства коры, за счет которых и происходит коровое разломообразование и рифтогенез. Поэтому на рис. 9 на месте закладывающегося бассейна мы видим незначительный подъем. Из рис. 9(б,в) видно, что кора и литосфера утоняются под бассейном (слева) и утолщаются под соседними областями (справа), течения в литосфере вызывают ее растяжение. Эта простая численная модель хорошо согласуется с ранее разработанной кинематической моделью [10], предполагающей, что растяжение в этом регионе продолжалось с поздней юры до раннего мела. Расчеты прекращаются, когда мощность коры под Ионическим бассейном приближается к 15 км, так как эта величина принимается за исходное положение границы кора/мантия в следующей модели.

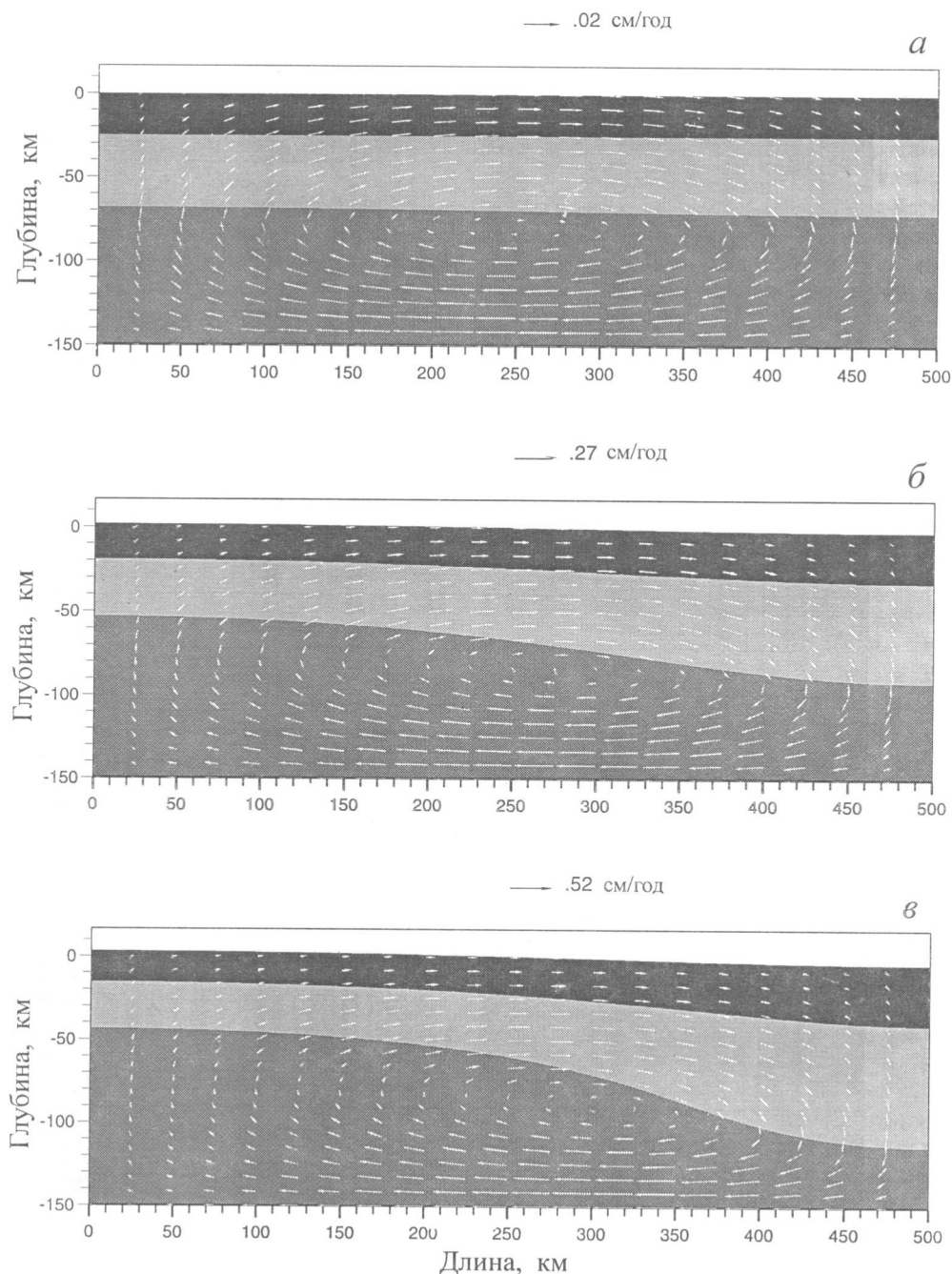


Рис.9. Этапы эволюции коры (черная заливка), литосферы (светло-серая заливка) и астеносферы (темно-серая заливка) для модели растяжения

а – оксфордский век (163 млн. лет до н.э.), б – валанжинский век (137 млн. лет до н.э.), в – готеривский век (130 млн. лет до н.э.). Векторное поле соответствует полю скоростей: стрелки указывают направления течений, длина вектора – величина скорости (масштаб скорости приведен над каждым рисунком)

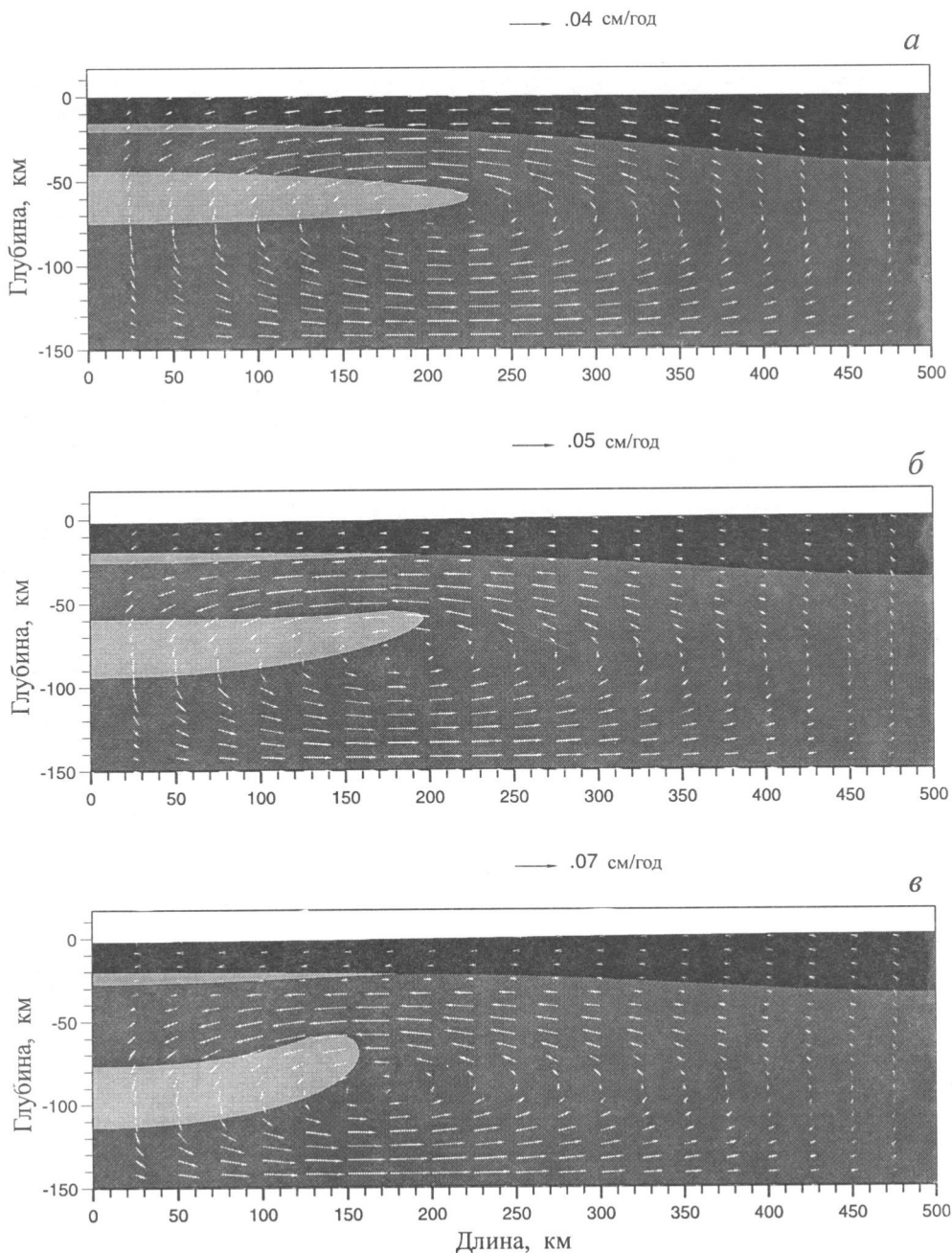


Рис. 10. Модель эволюции Ионического бассейна для модели погружения

*а* – первый этап, альб (111 млн. лет до н.э.), *б* – второй этап, олигоцен (37 млн. лет до н.э.), *в* – третий этап, четвертичный (1 млн. лет до н.э.). Кора – черная заливка, базальтовый слой под корой – светло-серая заливка, верхняя мантия – темно-серая заливка, эоклитовая линза – серая заливка. Векторное поле соответствует полю скоростей (см. пояснения к рис. 9)

### Модель погружения

В этой модели мы исходим из предположения, что поверхность была эродирована и, следовательно, рельеф поверхности сглажен. Эклогитовая линза моделируется под утоненной литосферой в виде эллипса (с большой полуосью 225 км, малой полуосью 15 км и центром на глубине 60 км). В соответствии с результатами сейсмических исследований (см. [8]) в модель вводится базальтовый слой под корой Ионического бассейна. Величины параметров этой модели приведены в таблице.

Рис. 10 иллюстрирует модель эволюции бассейна Ионического моря и поле скоростей для трех моментов геологического времени: 111 млн. лет (альб), 37 млн. лет (олигоцен) и 1 млн. лет (четвертичный период). Результаты численных расчетов показывают, что за 110 млн. лет линза опустилась на 35 км вглубь мантии, что вызывало погружение поверхности на 2 км. Исследуя участок кривой тектонического погружения (см. рис. 11), который соответствует интервалу времени с апта по неоген (119–25 млн. лет назад), можно увидеть, что смоделированное погружение, предсказанное данной моделью, хорошо согласуется с тектоническим погружением. Заметим, что модель формирования бассейна, предложенная Мак-Кензи [34], дает величину пострифтового теплового погружения для  $\beta = 1.6$  около 1 км (фактор растяжения  $\beta$  – это отношение начальной мощности литосферы  $h_1^0$  к ее мощности после растяжения  $h_1^1$ ).

Поле скоростей (см. рис. 10) показывает, что течение, порожденное погружением тяжелого эклогитового тела, вызывало сжатие в коре и верхней мантии. Это сжатие может объяснить инверсию бассейна в позднемиоценовое-третичное время [35].

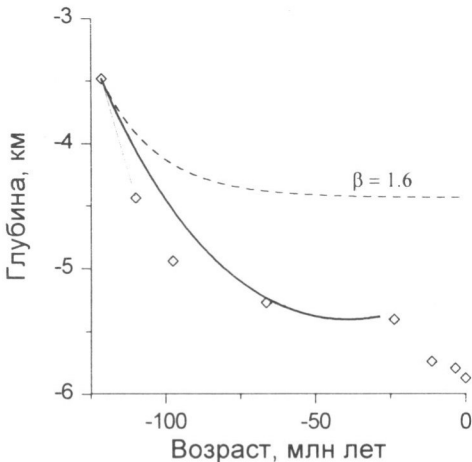


Рис. 11. Кривые погружения Ионического бассейна

Линия, соединяющая символы, представляет кривую погружения, полученную на основе палеорекострукции фундамента; жирная линия – кривая погружения, предсказанная моделью магматизм-эклогитизация; штриховая линия – кривая теплового погружения, где  $\beta$  – фактор растяжения

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

С геолого-геофизической точки зрения Ионический бассейн – один из наиболее интересных районов Средиземного моря. Региональные сейсмические и некоторые стратиграфические исследования позволили выявить сложную структуру коры и осадочного чехла. В работе были использованы результаты этих исследований и многочисленные данные бурения южной Сицилии и соседних с ней областей откры-



того моря для изучения истории погружения этой области и прилегающих к ней районов. Основной целью представленного исследования было построение модели геодинамической эволюции региона, описывающей наблюдения и учитывающей глубинные процессы под Ионическим бассейном.

В работе был предложен сценарий (концептуальная модель) развития Ионического бассейна, в основу которого положено предположение об эклогитизации магматических пород в верхах мантии [36]. Были изучены также двумерные количественные модели высоковязких мантийных течений под Ионическим бассейном для двух случаев: течений, наведенных подъемом астеносферы и вызванных погружением тяжелой эклогитовой линзы. Это погружение явилось, скорее всего, причиной как эволюции Ионического бассейна, начиная с мела, так и сжатия литосферы с возможной инверсией Ионического бассейна в поздне меловое–третичное время. Следует отметить, что мы выделяем два этапа сжатия в данном регионе: первый связан с погружением эклогитового тела в позднем мелу–неогене; второй совпадает с периодом Альпийско-Апеннинских деформаций в неогене. Несмотря на свою простоту, численные модели хорошо согласуются с кинематической моделью [см. 10] и с геофизическими наблюдениями. Положительные аномалии гравитационного поля и сейсмических волн могут служить убедительным доказательством наличия плотных тел в верхней мантии.

Результаты анализа погружения и численные модели позволили лучше понять эволюцию этой области. Быстрое погружение Ионического бассейна в раннем мелу мы связываем с фазовыми переходами в верхах мантии. Погружение Ионического бассейна в неогене, по нашему мнению, могло быть вызвано сжатием вследствие коллизии Африки и Европы. Таким образом, основными причинами эволюции Ионического бассейна, начиная с поздней юры, могли быть восходящие мантийные течения, которые вели к растяжению, фазовый переход к эклогитам в верхней мантии и последующее погружение тяжелого материала.

Авторы благодарят М. Бокалетти (M. Boccaletti), Б. Делла Ведову (B. Della Vedova), А. Камерлени (A. Camerlenghi), Б. Наймарка, В. Палтриниери (W. Paltrinieri), Ф. Рур (F. Roure), Л. Торторичи (L. Tortorici) и В. Хаина за полезные обсуждения и критику, что способствовало улучшению ранней версии статьи.

Работа была поддержана Университетом г. Триеста, а также Российским фондом фундаментальных исследований (гранты 95-05-14083, 96-05-64356) и Национальным научным фондом США (грант EAR 94-23818).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Udias A., Buforn E.* Seismotectonics of the Mediterranean region // *Adv. in Geophys.* 1995. Vol. 36. P.121-209.
2. *Hsü K.J., Bernoulli D.* Genesis of the Tethys and the Mediterranean // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* Vol. XLII. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, 1975. P.943-949.
3. *Scandone P., Patacca E., Radoicic R., Ryan W.B.F., Cita M.B., Rawson M., Chezar H., Miller E., McKenzie J., Rossi S.* Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta Escarpment (Central Mediterranean) // *AAPG Bulletin.* 1981. Vol.65, N 7. P.1299-1319.
4. *Makris J., Nicolich R., Weigel W.* A seismic study in the Western Ionian Sea // *Ann. Geophys.* 1986. Vol.6B. P.665-678.

5. Ferrucci F., Gaudiosi G., Hirn A., Nicolich R. Ionian basin and Calabria arc: Some new elements from DSS data // *Tectonophysics*. 1991. Vol.195. P.411-419.
6. De Voogd B., Truffert C., Chamot-Rooke N., Huchon P., Lallemand S., Le Pichon X. Two-ship deep seismic soundings in the basin of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise) // *Geophys. J. Int.* 1992. Vol.109. P.536-552.
7. Truffert C., Chamot-Rooke N., Lallemand S., de Voogd B., Huchon P., Le Pichon X. The crust of the Eastern Mediterranean ridge from deep seismic data and gravity modelling // *Geophys. J. Int.* 1993. Vol.114. P.360-372.
8. Cernobori L., Hirn A., McBride J.H., Nicolich R., Petronio L., Romanelli M. and STREAMERS/PROFILES Working Groups. Crustal image of the Ionian basin and its Calabrian margins // *Tectonophysics*. 1996. Vol.264. P.175-189.
9. Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: A plate tectonic model of the evolution of Western Alpine system // *Structural history of the Mediterranean basins*. Paris: Éditions Technip, 1977. P.143-164.
10. Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E. et al. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias // *Tectonophysics*. 1986. Vol.123. P.241-315.
11. Gealey W.K. Plate tectonic evolution of the Mediterranean-Middle East region // *Tectonophysics*. 1988. Vol.155. P.285-386.
12. Dewey J.F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W., Knott S.D. Kinematics of the western Mediterranean // *Alpine Tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc. London. 1989. Vol.45. P.265-283.
13. *Temperature sotterranee*. Milan: AGIP. 1977. 1390 p.
14. Patacca E., Scandone P., Giunta G., Liguori V. Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (southeastern Sicily) // *Geologica Rom.* 1979. Vol.18. P.331-369.
15. Casero P., Cita M.B., Croce M., De Micheli A. Tentativo di interpretazione evolutiva della scarpata di Malta basata su dati geologici e geofisici // *Mem. Soc. Geol. It.* 1984. Vol.27. P.233-253.
16. Bianchi F., Carbone S., Grasso M. et al. Sicilia orientale: Profilo geologico Nebrodi-Iblei // *Mem. Soc. Geol. It.* 1987. Vol.38. P.429-458.
17. Sclater J.G., Christie P.A. Continental stretching: An explanation of the post Mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea basin // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol.85. P.3711-3739.
18. Carmichael R.S. Practical handbook of physical properties of rocks and minerals. Boston: CRC Press, 1989. 741 p.
19. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Smith L.E., Smith D.G. A geologic time scale 1989. Cambridge: Univ. Press, 1990. 263 p.
20. Longaretti G., Rocchi S. Il magmatismo dell'avampaese dati stratigrafici e petrologici di Sottosuolo // *Mem. Soc. Geol. It.* 1990. Vol.45. P.911-925.
21. Кнунпер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба) // *Труды ГИН АН СССР*. 1975. Вып.267. С.16-28.
22. McKenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melts generated by extension of the lithosphere // *J. Petrol.* 1988. Vol.29. P.625-679.
23. Karakin A.V., Lobkovsky L.I. Mechanics of porous two-phase visco-deformed medium and its geophysical applications // *Lett. Appl. Eng. Sci.* 1979. Vol.17. P.797-801.
24. McKenzie D. Heat generation and compaction of partially molten rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol.25. P.713-765.

25. Яншин А.Л., Есина Л.А., Казаков О.В., Маловицкий Я.П., Пустильников М.Р., Шлезингер А.Е. Осадочный чехол и происхождение Йонического глубоководного бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 1. С.5-22.
26. Carswell D.A. Eclogites and the eclogite facies: definitions and classification // Eclogite facies rocks. New York: Chapman & Hall, 1990. P.1-13
27. Wortel M., Spakman W. Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region // Proc. Kon. N. Akad. Wetensch. 1992. Vol.95. P.325-347.
28. Morelli C., Gantar C., Pisani M. Bathymetry, gravity and magnetism in the Strait of Sicily and in the Ionian sea // Boll. di Geof. Teor. ed Appl. 1975. Vol.17. P.39-58.
29. Исмаил-заде А.Т., Лобковский Л.И., Наймарк Б.М. Гидродинамическая модель формирования осадочного бассейна в результате образования и последующего фазового перехода магматической линзы в верхней мантии // Геодинамика и прогноз землетрясений. (Вычисл. сейсмология. Вып.26). М.: Наука, 1994. С.139-155.
30. Наймарк Б.М., Исмаил-заде А.Т. Усовершенствованная модель погружения тяжелых тел в астеносфере // Теоретические проблемы геодинамики и сейсмологии. (Вычисл. сейсмология. Вып.27). М.: Наука, 1994. С.56-69.
31. Наймарк Б.М. Метод компьютерного моделирования мантийных течений с разрывами плотности и вязкости вдоль подвижных границ // ДАН. 1997. Т.354, N 5. С.676-678.
32. Channel J.E.T., D'Argenio B., Horvarth F. Adria, the African Promontory // Earth Sci. Rev. 1979. Vol.15. P.213-292.
33. Nicolich R. Crustal structures from seismic studies in the frame of the European Geotravers (Southern Segment) and CROP projects // The Lithosphere in Italy: Advances in Earth Science Research. Atti Conv. Lincei. Vol.80. Roma: Acc. Naz. Lincei, 1989. P.41-61.
34. McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. Vol.40. P.25-32.
35. Casero P., Roure F. Neogene deformations of the Sicilian-North African plate boundary // Peri-Tethyan Platforms. Paris: Éditions Technip, 1994. P.27-50.
36. Лобковский Л.И., Исмаил-заде А.Т., Наймарк Б.М., Никишин А.М., Клутинг С. Механизм погружения земной коры с образованием осадочных бассейнов // ДАН. 1993. Т.330, N 6. С.256-260.
37. Wessel P., Smith W.H.F. Free software helps map and display data // EOS Trans. Amer. Geophys. Un. 1991. Vol.72. P.441, 445-446.