

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ПЛИТНОЙ ТЕКТОНИКИ ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

(к проблеме позднекайнозойского развития впадин Черного моря)

Представлена численная модель, в которой Циркумчерноморский регион (северо-восточное Средиземноморье) рассматривается в качестве геодинамически мозаичного плитного ансамбля структурных элементов, включенных в пластично деформируемую орогенную региональную матрицу. Поля перемещений, напряжений и деформаций рассчитаны в рамках линейно-вязкого приближения для системы с неоднородными вязкостями методом конечных элементов.

Введение

Главный постулат классической тектоники литосферных плит — их жесткость (недеформируемость), позволяющая передавать девиаторные напряжения в глобальном плане — как известно, сразу же подвергся существенной корректировке. Вслед за концепцией жестких плит возникло представление о внутриплитных деформациях, магматизме и метаморфизме, о пониженной прочности одних и повышенной других, о плитах-инденторах и характерных ассоциирующихся с ними горных узлах, или синтаксисах, как продуктах “внедрения” плит-инденторов в деформируемое тело другой плиты в процессе коллизионной (либо субдукционной) конвергенции [11]. Ставшие классическими примеры их — Индо-Гималайско-Тибетский и Аравийско-Кавказско-Загросский.

Исследуемый регион — северо-восточное Средиземноморье — включает западный фланг последнего. Именно здесь на протяжении последних приблизительно 35 млн лет сформировался тесно скученный микроплитно-террейновый ансамбль. В нем удастся наблюдать всю гамму разнообразия плит: активные, пассивные и гомогенизированные плитные кластеры, по сути утратившие свои изначальные геодинамические (реологические) свойства. Широкая дифференциальная подвижность (мозаичная контрастность кинематики) плитного ансамбля наряду с общей деформируемостью придают ему уникальные черты резко гетерогенного тела-композита, поведение которого не может быть описано одной какой-нибудь реологической моделью, а сама мозаичность плитного ансамбля накладывает дополнительную неоднородность на общий деформационный процесс.

Деформационный процесс гетерогенных реологически резкоразличных мозаичных плитных ансамблей — фактически новая область исследо-

© Е. И. Паталаха¹, И. К. Сенченков², В. В. Гончар³

¹ Отделение морской геологии НАНУ, Киев.

² Институт механики НАНУ, Киев.

³ Институт геофизики НАНУ, Киев.

ваний в рамках современной геологии ввиду сложности и недостаточной изученности проблемы. Еще совсем недавно исследование подобного рода задач казалось нереальным. И только теперь, благодаря комплексному геолого-геофизическому подходу и компьютерной технике, они становятся достоянием геологических исследователей.

Состав Черноморского плитного ансамбля и специфика плит

Как показали палеотектонические реконструкции последних лет [3, 1 и др.], Циркумчерноморский регион к началу Аравийского коллизийного этапа (ориентировочно 35 млн лет назад) сформировался как геодинамически мозаичный плитный ансамбль, отобразивший заключительный этап конвергентного взаимодействия Африканско-Аравийской и Евразийской литосферных плит [23 и др.] и закрытие океана Тетис (что получает сейсмо-томографическое подтверждение [25]).

Черноморский плитный ансамбль включает условно рассматриваемые по характеру их подвижности — деформируемости следующие категории плит (в том числе микроплит) (рис. 1).

Инертная (фиксированная) плита — своеобразный контрфорс — представлена древней Восточно-Европейской платформой (ВЕП) с герцинской пристройкой Скифской платформы. В рамках рассматриваемого регио-



Рис. 1. Исследуемая область плитного ансамбля в северо-восточном Средиземноморье (модель позднекайнозойской динамики).

Цифры в кружках — тектонические элементы модели, L_{1-9} — контуры границ (см. текст). Активные плиты-инденторы затенены. Двойные линии — границы выделяемых микроплит. Стрелки — принятые средние векторы скорости отдельных структурных элементов по данным GPS и SLR измерений [22, 24].

на это южный край ВЕП, который служил, по мнению многих исследователей, местом пристанища (своеобразным причалом) для малых плит и террейнов, откалываемых от Африканского континента на протяжении мезозоя — кайнозоя [3, 7, 11].

Активные, инденторного типа, воздействующие на регион с юга и запада — байкальские Аравийская, Адриатическая и герцинская Паннонская плиты. Все они движутся автономно — в этом их главная специфика, — демонстрируя тем самым важнейшие особенности коллизионного процесса. Общепринятые оценки скорости и направления движения плит показаны на рис. 1. Активные плиты инденторного типа, как правило, отличаются трендовым развитием характерных структурных парагенезов, приуроченных к контуру плит: *фронтальная* (носовая) часть плит выражена краевым прогибом, *по обоим флангам* — трансформные сдвиги, подчеркивающие направление движения плит, а *тыльная* (кормовая) часть обозначена областью рифтогенеза-спрединга. Такие закономерности хорошо просматриваются на примере не только ставшей классической в этом плане Аравийской плиты: фронтальная часть — Предзагросский краевой прогиб, вырождающийся по мере нарастания коллизии в надвиговый пояс Битлис, по бокам — Левантинская и Ормузская трансформы, а в тылу — рифтинг-спрединг Красного моря — Аденского залива. Именно смещение Аравийской плиты в направлении ССВ послужило причиной раскрытия Красного моря и Аденского залива, а также Аравийского инденторного коллизионного процесса в регионе [4, 17, 19].

Гомогенно деформируемые слившиеся воедино и утратившие жесткость мелкие плиты и террейны независимо от их происхождения — Восточные и Западные Понтиды, Малый Кавказ, Мендересский, Кыршехирский, Закария и пр. — образуют область общего коллизионного смятия. В известном смысле это пластично деформируемая региональная матрица.

Пассивные микроплиты — Восточно-Черноморская (ВЧМП), Западно-Черноморская (ЗЧМП), Мизийская (ММП) включены в пластично деформируемую региональную матрицу общего смятия. Поэтому скорости и направления их перемещения продиктованы деформацией региональной матрицы, а характерные структурные парагенезисы, развитые по контуру плит, не носят трендовый характер, свойственный активным плитам. Уместно в этом плане отметить специфику Черноморской (байкальской) плиты. Пожалуй, хороший аргумент в пользу общей экструзии Черноморской плиты в ЮЗ направлении — практически полное отсутствие краевых прогибов вдоль трассы разлома, разграничивающего ЗЧМП и ВЧМП (исключая самый южный краевой сектор — Синопский краевой прогиб, скорее всего, типа pull apart). Некоторыми исследователями считается, что, занимая межгорную позицию в масштабе Альпийского орогена, она испытывает “вдавливание” и потому прогибается.

Условно выделяемая Эгейско-Западно-Анатолийская “плита” соответствует задуговому пространству, испытывающему рассеянный рифтинг-спрединг (Эгейская — Западно-Анатолийская) с растяжением к югу в связи

с откатом Эллинско-Кипрской островной дуги и экструзией Западно-Анатолийской плиты к ЮЗ, выжимаемой по системе Северо-Анатолийского — Восточно-Анатолийского право- и левостороннего сдвигов из состава Аравийско-Кавказско-Загросского синтаксиса.

В пространственной модели (см. рис. 1) границы микроплит Черного моря проведены согласно контурам развития коры субокеанического типа. Данный критерий соответствует подходу, учитывающему механическую роль континентальной и океанической литосферы в деформационном процессе [21]. Он расширяет возможности плейттектоники (оперирующей в основном разломным критерием плитных границ) путем учета явлений более низкого порядка, происходящих на пассивных окраинах, а также внутри и на периферии обширных коллизионных поясов, где значительные градиенты скорости движения литосферных плит “рассеиваются” посредством относительных перемещений блоков и микроплит, имеющих различные реологические свойства. В Черноморском регионе механическая роль границ между субокеаническими и континентальными блоками литосферы подтверждается концентрацией разломов фундамента по периферии впадин Черного моря [18]. Кроме этого, нами учтен характер дифференциального взаимодействия микроплит в зоне перехода Крым — Черное море (см. ниже), что обусловило проведение западной границы ВЧМП не по Западно-Крымскому разлому (как предполагается в ряде публикаций (см., напр. [5])), а вдоль восточного края вала Андрусова.

Итак, роль частных плит в Циркумчерноморском геодинамическом пространстве сводится к следующему. Инертная плита ВЕП считается фиксированной, закоренной. Активные плиты Аравийская, Адриатическая, Паннонская в той или иной степени воздействуют на нее либо непосредственно (последняя), либо через посредство системы промежуточных плит (первые две). При этом активные плиты-инденторы по отношению к Черноморскому плитному ансамблю в целом выступают в роли носителей сил сжатия — Аравийская с юга, Адриатическая и Паннонская с запада, тогда как Эгейско-Западно-Анатолийская плита испытывает активное растяжение в южном направлении — в сторону свободного пространства, т. е. отката Эллинско-Кипрской островной дуги.

Таким образом, общий деформационный процесс, контролируемый Аравийско-Евразийской коллизией, в рамках обозначенного региона определяется взаимодействием трех плит-инденторов (Аравийского, Адриатического и Паннонского) и Эгейско-Западно-Анатолийской плиты задугового рассеянного рифтинга — спрединга. Если воздействие первых трех находит простое объяснение в геодинамике сжатия, то последняя (двойная) плита, благодаря специфике режима в Циркумчерноморском плитном геодинамическом ансамбле играет роль того элемента декомпрессионного пространства, куда “стекаются” плиты и блоки, выжатые из Аравийского синтаксиса. Этот процесс известен как тектоническая экструзия. Отзвуки его хорошо заметны как на площади Черного моря (ЗЧМП), так и в Горном Крыму [2, 10].

Постановка и метод решения задачи

Основные допущения. Расчетная схема базируется на следующих предположениях:

— материалы инденторов абсолютно жесткие; Мизийская (ММП), Западно-Черноморская (ЗЧМП) и Восточно-Черноморская (ВЧМП) микроплиты отделены от орогенной области смятия (ООС), друг от друга и Восточно-Европейской плиты (ВЕП) системой разломов;

— границы микроплит (далее — граничные разломы) моделируются узкими полосками материала, обладающими относительно низким сопротивлением деформированию; они имитируют также возникающие в пластичной матрице вокруг жестких включений зоны повышенной деформации — своеобразные пограничные слои; наличие последних есть причина и следствие автономного движения жесткого включения в пластичной среде;

— материалы области смятия плит и разломов являются однородными и изотропными линейновязкими жидкостями; инденторы внедряются в ООС с постоянной скоростью; давление, обусловленное весом материала, не учитывается; на поверхности контакта индентор — ООС, а также на выделенных границах плита — разлом и разлом — ООС имеют место условия идеального механического контакта (прилипания);

— северная и восточная границы ВЕП закреплены; южная и западная границы ООС, расположенные между инденторами, свободны от нагрузки;

— течения в элементах системы являются квазистатическими и моделируются в рамках задачи о плоской деформации; термические эффекты не учитываются.

Скорости перемещения активных плит-инденторов приняты согласно данным GPS (Global Positioning System) SLR (Satellite Laser Ranging) [22, 24] следующими: Аравийской плиты — к ССЗ порядка 18 мм/год, Адриатической и Паннонской — к востоку порядка 7 и 5 мм/год соответственно. При рассмотрении структуры Циркумчерноморского плитного ансамбля очевидное влияние имеют: вязкость плит всех типов, скорость перемещения активных плит-инденторов, разграничивающих плиты разломов, масштабы задугового мантийного апвеллинга в Эгейско-Западно-Анатолийском задуговом пространстве.

Разрешающая система уравнений. Задача квазистатического течения включает следующие соотношения [14]:

уравнения равновесия

$$\begin{aligned} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} &= 0, \\ \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

кинематические уравнения

$$\dot{\epsilon}_{xx} = \frac{\partial v_x}{\partial x}, \quad \dot{\epsilon}_{yy} = \frac{\partial v_y}{\partial y}, \quad \dot{\epsilon}_{xy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} + \frac{\partial v_y}{\partial x} \right), \quad \dot{\epsilon}_z = 0, \quad (2)$$

определяющие уравнения

$$s_{xx} = 2\eta_1 \dot{\epsilon}_{xx}, \quad s_{yy} = 2\eta_1 \dot{\epsilon}_{yy}, \quad s_{xy} = 2\eta_1 \dot{\epsilon}_{xy}, \quad (3)$$

$$(\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}) = 3\eta_2 (\dot{\epsilon}_{xx} + \dot{\epsilon}_{yy}), \quad \sigma_{zz} = \nu (\sigma_{xx} + \sigma_{yy}), \quad (4)$$

граничные условия на внешнем контуре области

$$\begin{aligned} v_x &= v_{x1}, \quad v_y = v_{y1} \quad \text{на } L_1, \\ v_x &= v_{x2}, \quad v_y = v_{y2} \quad \text{на } L_2, \\ v_x &= v_{x3}, \quad v_y = v_{y3} \quad \text{на } L_3, \end{aligned} \quad (5)$$

$$v_x = v_{x4}, \quad v_y = v_{y4} \quad \text{на } L_4,$$

$$v_x = 0, \quad v_y = 0 \quad \text{на } L_5, L_6,$$

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} n_x + \sigma_{yy} n_y &= 0, \\ \sigma_{yx} n_x + \sigma_{yy} n_y &= 0, \end{aligned} \quad \text{на } L_7, L_8, \quad (6)$$

$$v_y = 0, \quad \sigma_{yy} = 0 \quad \text{на } L_9. \quad (7)$$

На бортах разломов ставятся условия идеального механического контакта

$$\begin{aligned} v_x^{(r)} &= v_x^{(p,c)}, \quad v_y^{(r)} = v_y^{(p,c)}, \\ \sigma_{xx}^{(r)} n_x + \sigma_{yy}^{(r)} n_y &= \sigma_{xx}^{(p,c)} n_x + \sigma_{yy}^{(p,c)} n_y, \\ \sigma_{yx}^{(r)} n_x + \sigma_{yy}^{(r)} n_y &= \sigma_{yx}^{(p,c)} n_x + \sigma_{yy}^{(p,c)} n_y. \end{aligned} \quad (8)$$

Здесь приняты обозначения: v_i — компоненты вектора скорости; $\dot{\epsilon}_{ij}$ и σ_{ij} — компоненты тензоров скорости деформации и напряжений, $i, j = x, y$; s_{ij} и $\dot{\epsilon}_{ij}$ — компоненты дивергентов напряжений и скоростей деформаций.

$$s_{ij} = \sigma_{ij} - \frac{1}{3} \sigma_{kk} \delta_{ij}, \quad \dot{\epsilon}_{ij} = \dot{\epsilon}_{ij} - \frac{1}{3} \dot{\epsilon}_{kk} \delta_{ij},$$

$$\sigma_{kk} = \sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}, \quad \dot{\epsilon}_{kk} = \dot{\epsilon}_{xx} + \dot{\epsilon}_{yy};$$

η_1 и η_2 — сдвиговая и объемная вязкости; ν — вязкий аналог коэффициента Пуассона в теории упругости, $\nu = (3\eta_2 - 2\eta_1)/(6\eta_2 + 2\eta_1)$; v_{xi} и v_{yj} — заданные компоненты вектора скорости, $i = 1, 2, 3, 4$; n_x и n_y — компоненты вектора внешней нормали к контуру.

Перемещения получаются интегрированием скоростей по времени

$$u_x = v_{x0} + \int_0^t v_x(x, y, \tau) d\tau, \quad u_y = v_{y0} + \int_0^t v_y(x, y, \tau) d\tau.$$

где v_{x0} и v_{y0} — начальные (при $t = 0$) значения скоростей.

Свойства материалов. В расчетах используются значения сдвиговой вязкости материалов, приведенные в работе [6]. Их уровни иллюстрируются цифрами в кружках на рис. 1. Принимая их в качестве верхнего индекса, имеем следующие величины:

$$\eta^{(1)} = \infty; \quad \eta^{(2)} = 10^{22} \text{ лз}; \quad \eta^{(3)} = 10^{21} \text{ лз}; \quad \eta^{(4)} = 10^{19} \text{ лз}. \quad (9)$$

В результате сложного взаимодействия структурных элементов системы вдоль разломов, эффективная вязкость материала разлома в существенной степени не определена. Интуитивно представляется, что она должна быть значительно меньше, чем для ООС. В расчетах вязкость материала разлома будет варьироваться для достижения наилучшего согласования теоретических и экспериментальных данных. Все материалы при вязком течении предполагаются слабо сжимаемыми. Поэтому для них принимается $\nu = 0,495$.

Граничная задача (1)–(8) решается методом конечных элементов с помощью методики, разработанной на основе подхода, развитого в работе [8]. Использовался восьмиузловой изопараметрический прямоугольный конечный элемент.

Эффекты дифференцирования реологических свойств и роль граничных разломов. Базовая модель

Цель исследования состояла в установлении достаточно общих закономерностей течения, устойчивых к варьированию в обширной области геометрических и физических свойств и параметров рассматриваемой системы. Представляется, что именно такой подход обеспечит понимание и формирование цельного представления об основных закономерностях деформирования плитного ансамбля с различными свойствами плит. В качестве отсчетного рассматривалось течение однородной системы. Последующие расчеты проводились при варьировании вязкостей материалов плит (9) и коэффициентов вязкости для материала разломов. Тенденции и эффекты дифференциации выявлялись путем сравнения течений, а также путем сопоставления расчетных и наблюдаемых данных.

Учет анизотропии существенно усложняет однородную модель. Известно [12], что эффективными трансверсально изотропными свойствами обладает тонкий слой слабосжимаемого изотропного материала. Поэтому материал разлома принимается изотропным, а ширина разлома — по возможности минимальной.

Рассмотрим эффекты дифференцирования реологических свойств элементов, слагающих модельную область. *Эффект ужесточения плит* — при повышении вязкости материалов плит они теряют подвижность за счет достаточно жесткого соединения с ВЕП и друг с другом. Это приводит к сужению экструзионного канала между Черноморскими плитами и Аравийским индентором и повышению скорости течения в западной и юго-западной частях ООС. *Эффект смягчения материала разломов* — снижение эффективной вязкости материала разломов повышает подвижность плит при сохранении вращательного характера их движения. За счет возрастания податливости разломных сочленений несколько уменьшается скорость в центральной части экструзионного канала между Аравийским индентором и Черноморскими плитами. Снижается уровень растягивающих напряжений в областях декомпрессии вследствие ослабления влияния на Мизийскую плиту Паннонского индентора, который действует через более податливый разлом.

Дальнейшее смягчение материала разломов приводит к экстенсивному усилению описанных выше тенденций. При этом, однако, ухудшается сходимость расчетных и наблюдаемых значений скорости течения в окрестности Аравийского индентора как по направлениям, так и по абсолютной величине.

Базовая модель. Результатом проведенного сравнительного анализа влияния свойств составляющих элементов плитного ансамбля явилось определение базовой модели по двум критериям: устойчивость основных кинематических и силовых признаков относительно варьирования реологических свойств элементов; наилучшее согласование с экспериментальными данными. В качестве базовой принимается модель со следующими реологическими свойствами:

$$\eta_1^{(2)} = \eta_1^{(4)} = 10^{22} \text{ пз}, \eta_1^{(3)} = 10^{21} \text{ пз}, \eta_1^{(5)} = 10^{19} \text{ пз}, \eta_1^{(6)} = 10^{18} \text{ пз}. \quad (10)$$

Здесь субиндексы вязкостей 1–5 соответствуют цифрам в кружочках на рис. 1, а субиндекс 6 отвечает вязкости разломов.

Структура поля скоростей характеризуется (рис. 2, а) двумя центрами вращения на концах дуги отката (Эгейской) и границей, проходящей через выступ дуги и западную оконечность ЗЧМП. Проявляется также вращательная кинематика ЗЧМП и ВЧМП. Реологическая жесткость плит, а также наличие разломов, снижающих результирующую нагрузку на плиты, приводят к заметному относительному снижению скоростей в плитных элементах ансамбля (ЗЧМП, ВЧМП, ВЕП и ММП). Дополнительные расчеты показали, что решающим фактором является эффект разломов.

Значительно большая вязкость ВЕП в сочетании с условиями закрепления ее северного и восточного контуров превращает ее, по сути, в абсолютно жесткий неподвижный блок. Наличие разлома между ЗЧМП и ВЧМП не нарушает их консолидированного вращения, однако заметно, что при переходе через борта разлома поле скоростей терпит разрыв. Как следствие, уровень скоростей в области ЗЧМП снижается более существенно, чем в области ВЧМП.

Отметим, что дифференцирование реологических характеристик объектов системы улучшает согласование расчетных и экспериментальных данных в окрестности Аравийского индентора.

Наиболее важным эффектом в представленном на рис. 2, б поле давлений является формирование областей пониженного давления и даже разрежения (декомпрессии) в приразломных зонах в южной части Мизийской и северной части ЗЧМП плит. Появление области декомпрессии есть суммарный эффект дифференцирования и кинематики этих плит. Их движения подобны вращению в противоположных направлениях двух жестких стержней, соединенных шарниром. При этом они и, в особенности, ЗЧМП имеют компоненту смещения в южном направлении. Система плит как бы отрывается от ВЕП. Это движение и сопровождается растяжением северной области ЗЧМП и раскрытием примыкающей к ней части разлома. Аналогичный, но гораздо более слабый эффект южного дрейфа ММП выражен узкой областью декомпрессии вдоль разлома в северной ее части. Давление Паннонского

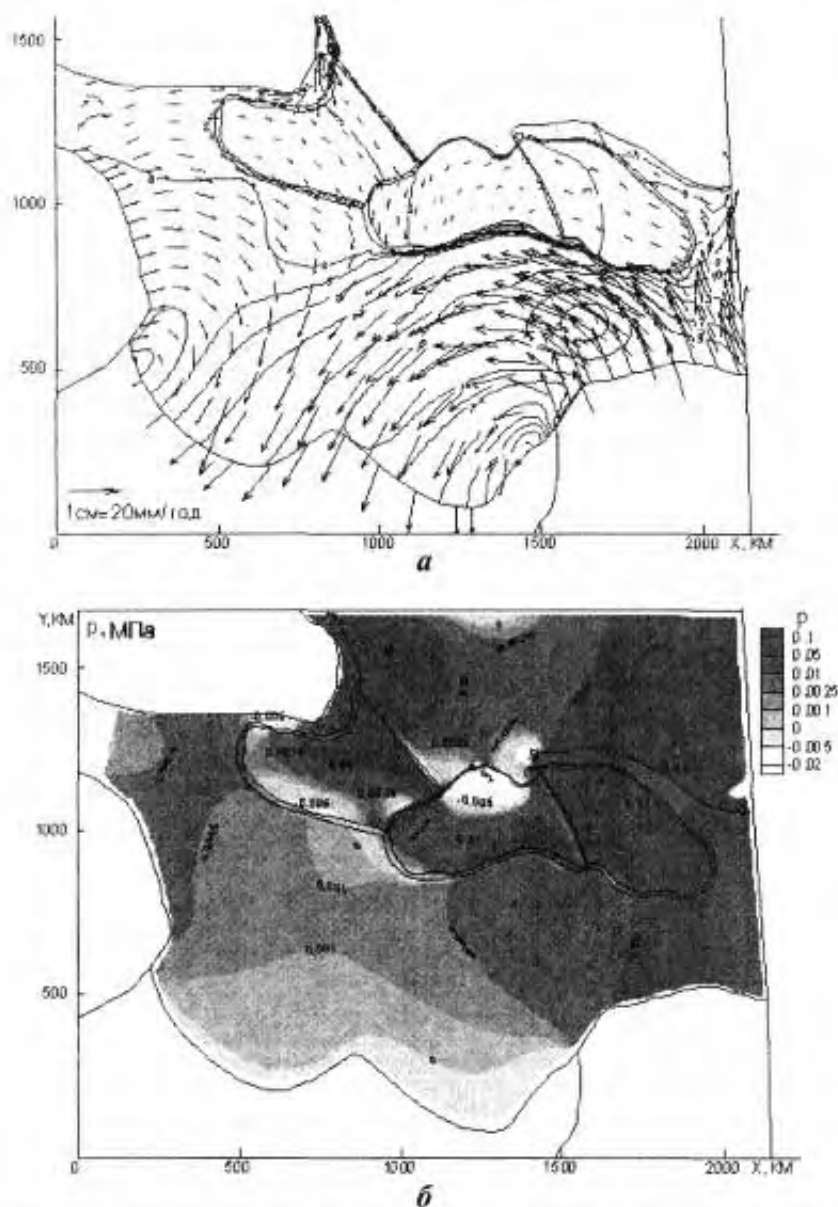


Рис. 2. *a* — поле скоростей базовой модели (жирные стрелки — данные наблюдений); *b* — поле изобар базовой модели.

индентора через орогенную прослойку на северный выступ ММП вызывает ее вращение по часовой стрелке. Мизийская плита, в свою очередь, передает усилие на ЗЧМП, пытаясь оторвать ее от ВЕП. При таких движениях в зонах отрыва плит от окружающего материала формируются условия отрицательного давления — декомпрессии.

Оценка динамики и кинематики плит. Поскольку жесткость плит значительно превосходит жесткость материала ООС, их движение можно рассматривать как плоское движение абсолютно твердого тела под действием силы $\vec{N} = (N_x, N_y, 0)$ и момента $\vec{M} = (0, 0, M)$ — соответственно главных вектора и момента (относительно центра масс плиты) усилий со стороны окружения (рис. 3, *a*). Механическое взаимодействие плиты с окружением удобно описывать с помощью эффективных параметров вязкого сопротивления, являющихся интегральными характеристиками течения. Для этого

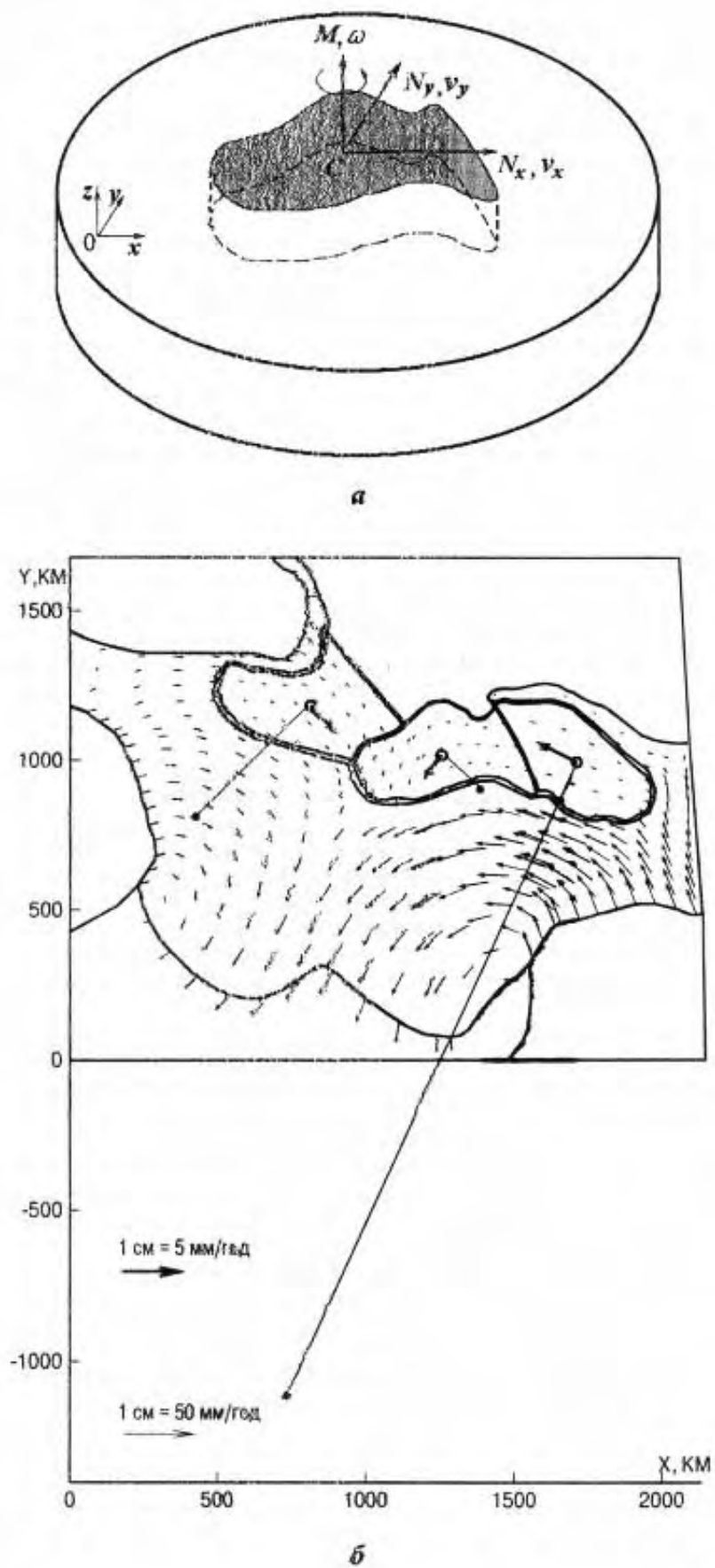


Рис. 3. а — схема силовых воздействий; б — полученные центры вращения плит.

предполагается, что сопротивление среды при движении плиты в направлении осей Ox и Oy определяется законом линейного демпфера

$$N_x = \chi_x v_{xc}, \quad N_y = \chi_y v_{yc}, \quad (11)$$

а сопротивление повороту относительно оси Oz отвечает закону плоского вязкого спирального элемента

$$M = J \omega, \quad (12)$$

где $\chi_{x,y}$ и J — эффективные линейные и крутильные вязкости, зависящие от механических характеристик окружающего плиту материала и геометрии плиты.

Из условия равновесия плиты имеем

$$\vec{N} = \int_{L_p} \vec{t}_n dl, \quad \vec{M} = \int_{L_p} (\vec{x} - \vec{x}_c) \vec{t}_n dl, \quad (13)$$

причем $\vec{t}_n = \{t_{ni}\}$, $t_{ni} = \sigma_{ij} n_j$ — вектор контурных напряжений, $\vec{n} = \{n_i\}$ — вектор единичной внешней нормали к контуру плиты. Параметры вязкого сопротивления χ_x , χ_y и J являются собственными свойствами системы и могут быть вычислены при задании тестовых нагрузок на плите.

Ансамбль n взаимодействующих плит приводится в общем случае к системе связанных $3n$ алгебраических уравнений

$$F = CV,$$

где F и V — обобщенные векторы силовых и кинематических переменных

$$F = \{N_x^{(1)}, \dots, N_x^{(n)}, N_y^{(1)}, \dots, N_y^{(n)}, M_z^{(1)}, \dots, M_z^{(n)}\},$$

$$V = \{v_{xc}^{(1)}, \dots, v_{xc}^{(n)}, v_{yc}^{(1)}, \dots, v_{yc}^{(n)}, \omega^{(1)}, \dots, \omega^{(n)}\},$$

а $C = \{C_{ij}\}$ $i, j = 1, \dots, 3n$ — обобщенная матрица вязкого сопротивления.

Здесь мы лишь обозначаем подход, но не приводим конкретных значений эффективных вязкостей $\chi_{x,y}$ и J .

Преимущественно вращательный характер движения ММП, ЗЧМП и ВЧМП позволяет в первом приближении описать их кинематику меньшим числом параметров. Поле скоростей вращательного движения жесткой плиты определяется формулой

$$\vec{v}(\vec{x}) = \vec{\omega} \vec{r}_c, \quad (14)$$

Здесь $\vec{r}_c = \vec{x} - \vec{x}_c$ — радиус-вектор, проведенный к точке \vec{x} из центра вращения $\vec{x}_c = (x_c, y_c)$, $\vec{\omega}$ — псевдовектор угловой скорости, $\vec{\omega} = (0, 0, \omega)$, $\vec{v} = (v_x, v_y, 0)$. Для движения твердого тела, близкого к вращению, имеем

$$\omega = |\vec{\omega}| = \frac{|\vec{v}|}{|\vec{r}_c|}. \quad (15)$$

По рассчитанному полю скоростей плиты $\vec{v}(\vec{x})$ значения ω , x_c и y_c находятся из условия минимума среднего квадрата ошибки R аппроксимации (15) на множестве узлов (x_i, y_i) конечно-элементной сетки, расположенных на плите

$$R = \sum_i \left\{ \omega \left[(x_i - x_c)^2 + (y_i - y_c)^2 \right]^{1/2} - [v_i^2 + v_j^2]^{1/2} \right\}^2 = \min,$$

т. е. из условия

$$\frac{\partial R}{\partial \omega} = 0, \quad \frac{\partial R}{\partial x_c} = 0, \quad \frac{\partial R}{\partial y_c} = 0.$$

На рис. 3, б черными кружками показаны рассчитанные полюсы вращения указанных плит для базовой модели. Для угловых скоростей получены значения

$$\omega_{\text{ММП}} = 0,5 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}, \quad \omega_{\text{ЗЧМП}} = -0,1 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}, \quad \omega_{\text{ВЧМП}} = -0,13 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}.$$

Отрицательные значения угловых скоростей означают, что вращение происходит против часовой стрелки. Стрелками, приложенными к центрам масс плит, обозначены средние векторы их мгновенных линейных скоростей. Для этих величин получены значения

$$v_{\text{ММП}} = 2,5 \text{ мм/год}, \quad v_{\text{ЗЧМП}} = 1,8 \text{ мм/год}, \quad v_{\text{ВЧМП}} = 3,0 \text{ мм/год}.$$

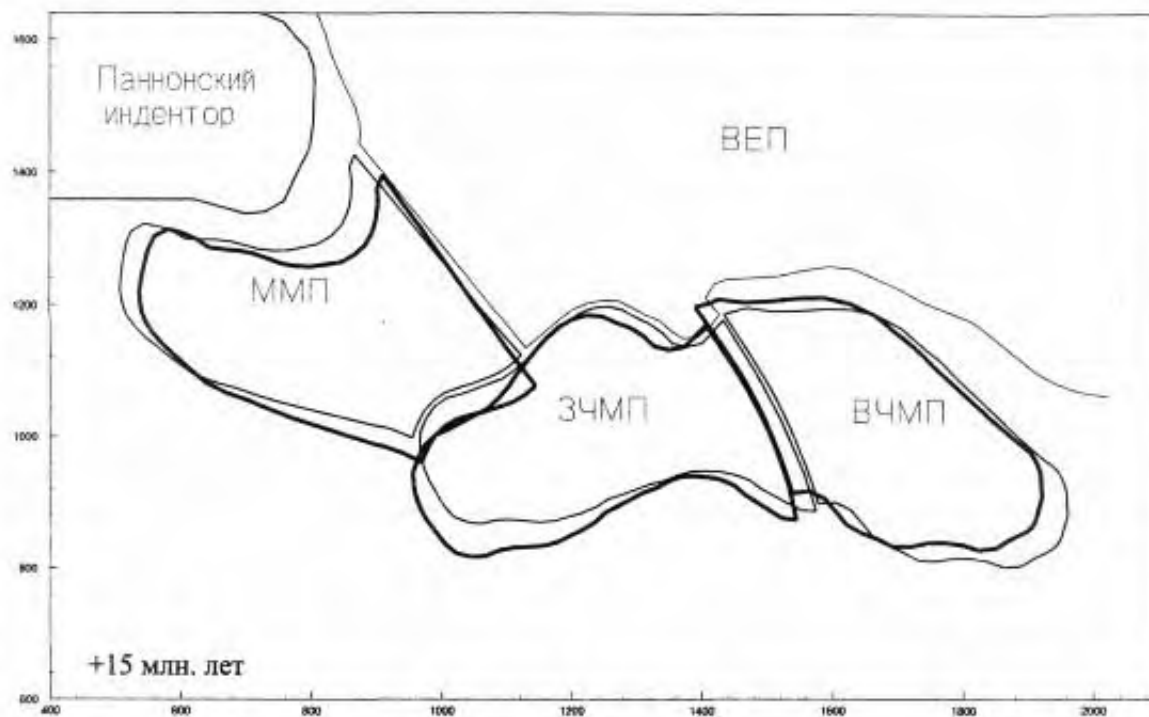
Отметим, что приведенные значения скоростей отвечают реологическим параметрам, принятым в базовой модели. При появлении дополнительных экспериментальных данных о скоростях элементов плитного ансамбля реологические параметры модели могут быть скорректированы с целью достижения лучшего соответствия по скоростям.

Рассмотрим эволюционную картину тектоники на основе временной схемы движения плитного ансамбля. Расчет проводился для базовой конфигурации путем интегрирования по времени поля скоростей, представленного на рис. 2, а. Изменяя направления векторов скоростей движения инденторов на противоположные, можно смоделировать положения плит в прошлом. На рис. 4 показана конфигурация ансамбля на рубежах 15 млн лет в прошлом (4, а) и будущем (4, б). Не вдаваясь в очевидные детали прогнозируемых движений, отметим две наиболее интересные особенности полученной картины.

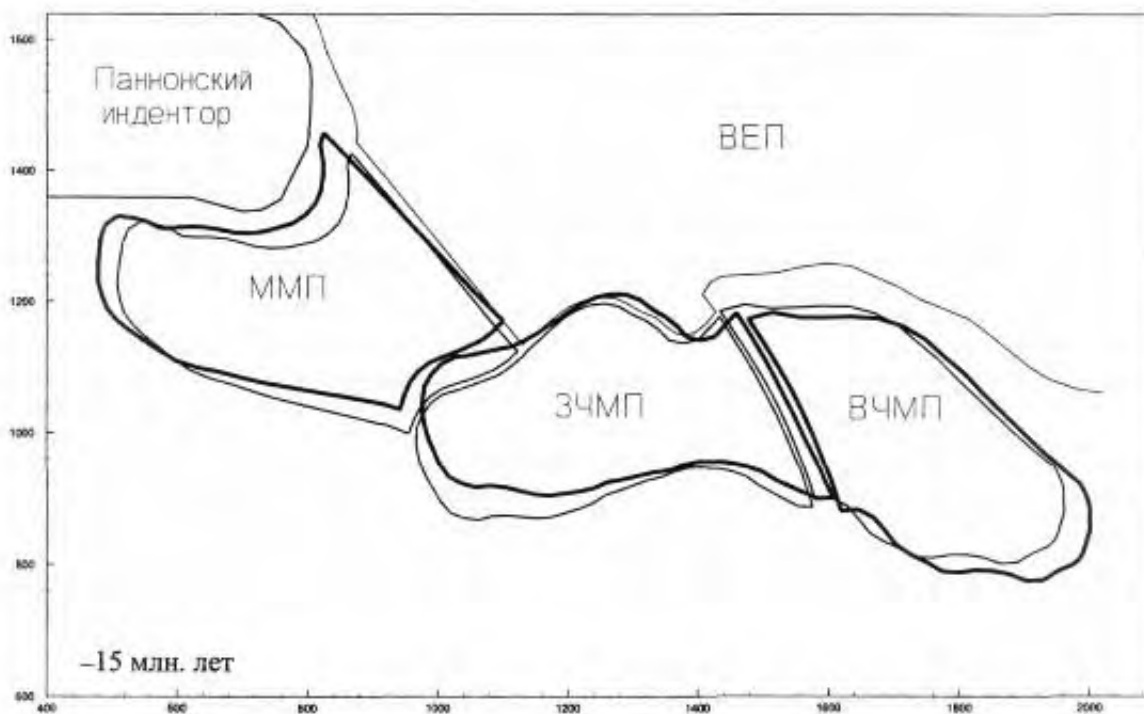
Первая из них состоит в том, что, находясь в общем вращательном движении, ВЧМП имеет тенденцию сдвига относительно ЗЧМП в северо-западном направлении вдоль разлома. Относительный сдвиг Черноморских плит определяется двумя факторами, связанными с действующими на них усилиями. Так, относительное смещение ВЧМП в северо-западном направлении обусловлено напором Аравийского индентора через область смятия в направлении ВЕП. Одновременное сдвиговое смещение ЗЧМП стимулируется давлением со стороны Паннонского индентора через ММП.

Вторая особенность состоит в прогнозировании локализованного инденторного воздействия ММП на ЗЧМП. Отметим, что принятая модель не учитывает непосредственного контактного взаимодействия плит, поэтому оно может проявляться как коллизионное внедрение ММП в ЗЧМП. При этом глубина вхождения может рассматриваться как мера интенсивности контактных усилий. В соответствии с приведенными результатами в указанных зонах должны развиваться напряжения вдоль всей границы плит, но в особенности в ее северной части.

Таким образом, ВЧМП на позднекайнозойском этапе в значительной мере действовала и действует как индентор, передавая давление Аравийской плиты на южный край Восточно-Европейской платформы, Скифскую



a



b

Рис. 4. Схемы положений микроплит Черноморского региона: тонкие линии — современное; жирные линии — рассчитанные для времен 15 млн лет: *a* — в прошлом, *b* — в будущем. Отображают типы взаимодействия на границах ВЧМП — ЗЧМП и ЗЧМП — ММП.

плиту, включая Крым. Средний вектор смещения ВЧМП при этом имеет северо-западную ориентировку. Движение ее относительно ЗЧМП носит характер левостороннего сдвига, в зоне которого вероятно небольшая сжимающая составляющая. Наличие небольшого эксцентриситета ротации ЗЧМП — свидетельство преимущественно вращательного характера ее движения. Причем средний вектор перемещения микроплиты на северо-восточной границе (вблизи Крыма) имеет юго-западную ориентировку, что непосредственным образом сказывается на тектонической обстановке в точке тройного сочленения ВЕП — ВЧМП и ЗЧМП. Так, следствием различий в кинематике двух Черноморских плит можно считать условия локального коллизионного взаимодействия и экструзии коры ВЕП (ее Скифской плитной пристройки) в зоне Крымского полуострова (рис. 5). Данный механизм, по-видимому, является основной причиной новейшего орогенеза Горного Крыма и обуславливает функционирование его сейсмофокальной зоны [2, 10].

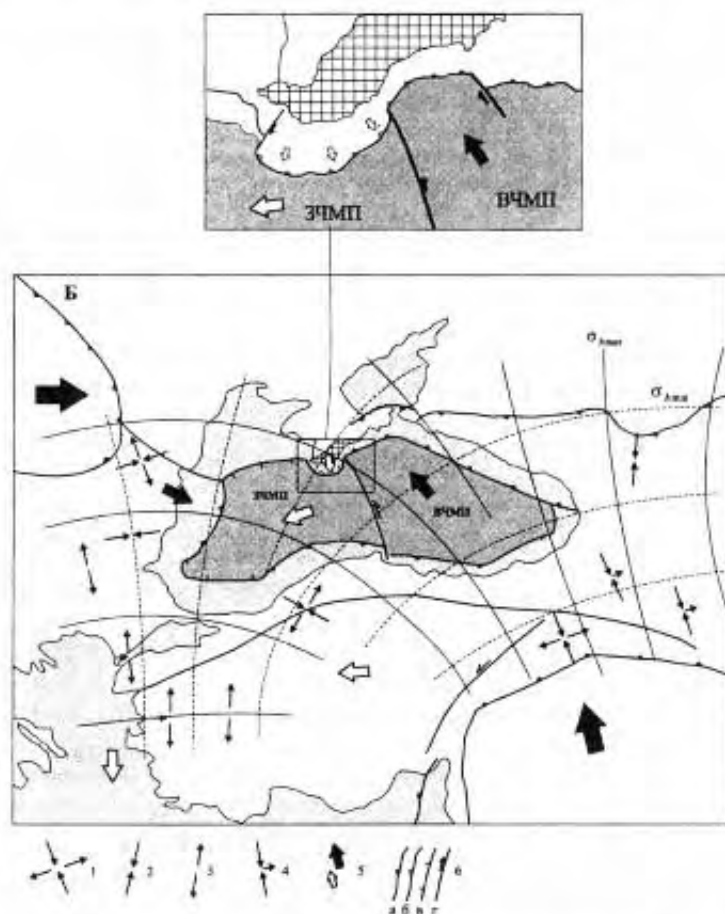


Рис. 5. Схема новейшей геодинамики северо-восточного Средиземноморья (с учетом данных сейсмичности и результатов численного моделирования). На врезке: модель деформирования коры в зоне перехода Горный Крым — Черное море [2, 10].

Тонкие сплошные линии — траектории максимальных ($\sigma_{k, \max}$); пунктирные — минимальные ($\sigma_{k, \min}$) горизонтальные напряжения регионального поля.

1–4 — ориентировки осей главных напряжений (реконструкция на основе решений механизмов очагов [10]); 5 — направления движения плит-инденторов (черная стрелка) и сегментов коры в экструзивных обстановках (белая стрелка); 6 — основные разломы: а — взбросы и надвиги в коллизионных обстановках, б — надвиги и шарьяжи вследствие экструзии, в — сбросы, г — сдвиги.

Обсуждение. Этапы эволюции Черноморских впадин

Подытожим коротко в свете изложенного материала выработанную геодинамическую схему формирования и последующего развития Черноморских впадин.

На этапе задуговой декомпрессии в мелу — эоцене произошло заложение Черноморской субокеанической депрессии путем вычленения в плане и перерождения континентальной коры в субокеаническую вследствие рассеянного рифтинга в задуговом пространстве, что было инициировано субдукцией океана Тетис на север под континент Евразии и отчленением от континента Понтидо-Малокавказской островной дуги. Откат последней от континента к югу послужил непосредственной причиной как прогибания задугового пространства, так и формирования в нависающей континентальной литосферной плите мантийного апвеллинга (то есть астенолита или диапира) со всей его атрибутикой — разогревом коры на подошве до 700–800 °С, а на глубине 50–60 км до 1200–1300 °С, что характерно для генерации базальтов в рифтогенных областях. Иными словами, задуговую декомпрессию следует считать явлением первичным, тогда как мантийный диапир — вторичным. Мантийный диапир не достиг дневной поверхности благодаря невысокому уровню разогрева коры. Однако элементы глыбово-сбросовых форм преолигоценного рельефа, также как и соответствующие им глубокие внутренние преобразования изначально континентальной байкальской (?) коры Черноморской плиты в сильно утоненную с окнами субокеанической коры — свидетельствуют сами за себя.

Процесс субдукции океана Тетис к северу под континент сопровождался формированием аккреционной призмы за счет причленения к Понтидо-Малокавказской островной дуге с юга новых террейнов и микроконтинентов вплоть до того момента, когда аккреционная призма — теперь уже с аккрецированным к ней целиком Анатолийско-Иранским микроконтинентом — не сомкнулась с Аравийской плитой. Это означало начало коллизионного этапа (олигоцен-квартер) типа континент-континент, в котором жесткий Аравийский индентор начал “входить” в относительно пластичную матрицу Евразийской плиты.

На завершающем этапе формирования Черноморской депрессии, когда стимулирующий для мантийного апвеллинга процесс рифтинга-спрединга закончился, прекратилось и как бы активное формирование Черноморской депрессии, а задуговый мантийный астенолит стал подвергаться охлаждению в связи с общим терморелаксационным процессом в Средиземноморье [15]. Терморелаксация его сопровождалась дальнейшим проседанием Черноморской депрессии, но уже как единой плиты с погребением ранее созданных элементов глыбового-сбросового тектонического рельефа, что обусловило двухъярусное строение осадочной призмы. Охлаждение мантийного диапира, своей конфигурацией в плане в общем соответствующего очертаниям Черноморской депрессии, на данном этапе привело к унаследованному от предыдущего развитию прогибания.

Новый этап в развитии Черноморской депрессии связан с началом коллизионных событий в олигоцене, когда она оказалась в сфере влияния Аравий-

ского формирующегося синтаксиса. При этом если восточная часть (ВЧМП) приобретает повышенную прочность, то в западной (ЗЧМП) все еще продолжается процесс мантийного апвеллинга, созвучный в какой-то мере с тем, что происходило в задуговом пространстве на мел-эоценовом этапе. Этот своеобразный очаг тектонической (и плутонической) активности следует рассматривать как дальнюю периферию области растяжения Эгейского задугового пространства и Мраморного моря.

Различия ВЧМП и ЗЧМП подчеркнуты как спецификой траекторий регионального поля напряжений [10] (см. рис. 5), так и возникших по периметру Черноморской депрессии Циркумчерноморского ожерелья краевых прогибов — синкомпрессионных типа рампов на востоке (Сорокинский, Туапсинский и пр.) и синдекомпрессионных типа грабенов на западе (Каркинитский, Прогнозный и пр.) [9]. Изменения режимов деформирования коры по границам Черноморских плит, определенные на основании численной модели, показаны на рис. 5 в виде разломных ограничений взбросового и сбросового кинематических типов. Правосдвиговой транспрессивный тип границы, как предполагается, относится к внутричерноморскому трансформному разлому, разделяющему ВЧМП и ЗЧМП. Все это — свидетельства плитной тектоники.

Функционирующая в режиме сжатия ВЧМП оказалась прочным индентором по отношению к Восточно-Европейской плите со Скифской пристройкой (ВЕП-СП) на олигоцен-четвертичном этапе. С другой стороны, функционирование преимущественно в режиме растяжения ЗЧМП (находящейся за пределами сферы прямого влияния Аравийского индентора) обусловило возможность формирования Западного Горного Крыма в результате экстрюзии и орогенического коллапса в ЮЗ направлении, что надежно подтверждено спецификой поля напряжений Горного Крыма (см. рис. 5) [2, 10]. Этим мы подчеркиваем, что своеобразие Горнокрымского орогена состоит в его приуроченности к тройному сочленению на коллизионном этапе геодинамически совершенно разных плит: с севера инертной (условно фиксированной) ВЕП, с юга в роли индентора ВЧМП, а в роли его “растекающегося” антипода — ЗЧМП. Вот почему один из интенсивнейших максимум сейсмичности Черного моря приходится как раз на область стыка указанных трех плит — своеобразный Горнокрымский микросинтаксис. Другой — Анапский сейсмомаксимум Черного моря — возможно, также связан с воздействием того же индентора ВЧМП на ВЕП-СП, но уже в зоне Большекавказского орогена.

Непосредственным “откликом” на тектонические события доколлизионного и синколлизионного этапов являются, на наш взгляд, вариации в седиментационном режиме Черноморских впадин. Судя по данным работ [13, 16], распределение мощности палеоцен–эоцена неравномерномозаично как в пределах ЗЧМП, так и ВЧМП, с резким перепадом значений на коротких расстояниях по латерали (на западе ЗЧМП — 1–6 км, на востоке ВЧМП — 2–6 км). Депоцентры обеих впадин разделены широкой полосой суши Андрусовского вала. Распределение мощности олигоцен — миоценовых отложений отличается значительно большей равномерностью, за исключением краевых зон обеих микроплит, что знаменует начало собственно плит-

ного этапа эволюции впадин. В погружение вовлечен и Андрусовский вал, что указывает на общее погружение Черноморской депрессии с депоцентрами ЗЧМП до 5 и ВЧМП до 4 км. Вариации мощности плиоцена отмечены той же тенденцией. Более четко обозначен депоцентр ЗЧМП (до 1,2 км), который теперь, разрастаясь, захватывает и Андрусовский вал, что придает ему характер общего депоцентра для Черноморской депрессии в целом. Распределение мощности антропогена сглаживает все контрасты и неоднородности. Депоцентр (до 2–3 км) ЗЧМП соответствует Дунайской авандельте.

Таким образом, контрасты распределения мощности на палеоцен-эоценовом этапе можно связывать с задуговым рифтогенезом, тогда как существенное сглаживание этих контрастов на олигоцен-четвертичном этапе — с охлаждением подстилающего Черноморскую депрессию в задуговом пространстве мантийного астенолита и латеральным выравниванием реологических свойств и мощности литосферы.

Новейший анализ скорости кайнозойского осадконакопления в Черноморской депрессии [16] показал, что на этапе задугового рифтогенеза (палеоцен — эоцен) скорости седиментогенеза на ЗЧМП и ВЧМП оказались сравнимыми между собой, тогда как на коллизионном этапе (по меньшей мере олигоцен — плиоцен) скорости осадконакопления на ЗЧМП превосходят таковые на ВЧМП на 30% и более. Согласно нашей геодинамической модели, это — прямой результат значительно большего сжатия ВЧМП по сравнению с ЗЧМП, которая, скорее всего, испытывает некоторое растяжение. На ситуацию в квартере существенное влияние оказала подводная дельта Дуная. Скорость седиментогенеза на ЗЧМП оказалась на 200% больше, чем на ВЧМП. Итак, благодаря особой конфигурации и реологическим свойствам (и, в частности, повышенной прочности коры микроплит) Черноморская депрессия на коллизионном этапе не закрылась, как следовало бы ожидать, а сохранила по сути реликтовую форму, возникшую в значительной степени еще на мел — эоценовом этапе.

1. Богданов Н. А., Хаин В. Е., Чехович В. Д., Короновский Н. В., Ломизе М. Г. Объяснительная записка к Тектонической карте Средиземного моря. М-6 1:5 000 000. М.: 1994. — 76 с.

2. Гончар В. В. Деформация коры зоны перехода Горный Крым — Черноморская впадина: обоснование коллизионно-экструзивной обстановки // Изв. Вузов. Геология и разведка. — 2003. — № 2. — С. 18–25.

3. Зоненшайн Л. П., Деркур Ж., Казьмин В. Г., Рикю Л. Е., Книппер А. Л. И др. История океана Тетис. — М.: Наука, 1987. — 157 с.

4. Казьмин В. Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. — М.: Наука, 1987. — 205 с.

5. Казьмин В. Г., Лобковский Л. И., Пустовитенко Б. Г. Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе // Океанология. — 2004. — 44. — № 4. — С. 600–610.

6. Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. — М.: Наука, 1988. — 252 с.

7. Ломизе М. Г. Изгибы офиолитовых сутур и коллизионное течение горных масс к западу от Аравийского синтаксиса / Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Труды МТК. М.: 2000. — С. 380–411.

8. Мотовиловец И. А., Козлов В. И. Механика связанных полей в элементах конструкций. Т. 1. Термоупругость. — Киев: Наук. думка, 1987. — 264 с.

9. Паталаха Е. И., Трофименко Г. Л., Трегубенко В. И., Лебедь Н. И. Проблема краевых прогибов и прогноз УВ. — Киев, П.П. "Эмко". — 2002. — 251 с.
10. Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. — Киев, 2003. — 226 с.
11. Сборщиков И. М., Савостин Л. А., Зоненшайн Л. П. Структурная эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии (современная кинематика) // Геотектоника. — 1981. — № 6. — С. 92–107.
12. Сенченков И. К., Червинко О. П., Козлов В. И. Энергетический анализ напряженно-деформированного состояния вязкоупругого диска с жесткозакрепленными торцами при циклическом сжатии // Прикл. механика. — 1994. — 30. — № 10. — С. 60–64.
13. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины (Д. А. Туголесов, А. С. Горшков, Л. Б. Мейснер и др.). — М.: Недра. — 1985. — 215 с.
14. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. — М. — Мир. — 1985. — 1, 2. — 730 с.
15. Хаин В. Е., Лобковский Л. И. Условия проявления остаточной мантийной сейсмичности Альпийского пояса Евразии // Геотектоника, 1994. — № 3. — С. 12–20.
16. Шрейдер А. А., Булычев А. А., Шрейдер Ал. А., Мелихов В. Р. Особенности кайнозойской седиментации в глубоководной котловине Черного моря // Океанология. — 2003. — 43. — № 5. — С. 770–782.
17. Dewey J. F., Hempton M. R., Kidd W. S. F., Saroglu F., Sengor A. M. C. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia — a young collision zone // Collision Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. — 1986. — № 19. — P. 3–36.
18. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A. et al. Geophysical study of the Black Sea // Bollettino di Geofisica. Teorica ed applicata, XXX (1988).
19. Hubbert-Ferrari A., King G., Manighetti I., Armijo R., Meyer B., Tapponnier P. Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden Ridge propagation and the Anatolian extrusion process // Geoph. Journ. Int. — 2003. — 153. — № 1. — P. 111–129.
20. Le Pichon X., Chamot-Rooke N., Lallemand S. Geotectonic determination of Central Greece with respect to Europe: implications for Eastern Mediterranean tectonics // Journ. Geophys. Res. 1995. — 100. — № 87. — P. 12675–12690.
21. Leroy M., Dauteuil O., Cobbold P. Incipient shortening of a passive margin: the mechanical roles of continental and oceanic lithospheres // Geophys J. Int. — 2004. — 159. — P. 400–411.
22. McClusky S., Reilinger R., Mahmoud D., Ben Sari, Tealeb A. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions // Geophys J. Int. — 2003. — 155. — P. 126–138.
23. McKenzie D. P. Active tectonics of the Mediterranean region // Geophys J. R. Astr. Soc. — 1972. — 30. — P. 109–185.
24. Reilinger R., McClusky S., Oral M., King R., Toksoz M., Barka A., Kinik I., Lenk O., Sanli I. Global Positioning System measurements of present day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone // J. Geophys. Res. — 1997. — 102. — P. 9983–9999.
25. Spakman W., Van der Lee S., Van der Hilst R. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km // Physics of the Earth and Planetary Interiors. — 1993. — 79. — № 1. — P. 3–74.

Представлено числову модель, у якій Циркумчорноморський регіон (північно-східне Середземномор'я) розглядається як геодинамічно мозаїчний плитовий ансамбль, включений у орогенну регіональну матрицю, яка деформується пластично. Поля переміщень, напружень і деформацій розраховані в рамках лінійно-в'язкого наближення для системи з неоднорідними в'язкостями методом граничних елементів.

It is presented a numerical model according to which the Circum — Black Sea region is regarded as a complex of geodynamical mosaic structures elements, including in plastically deformed regional orogenic matrix. Fields of displacements, stress and deformations are obtained by means of finite elements method on a base of a linear-viscous reology approximation for the system with non-homogeneous viscosities.