

Коллизионная модель Крымского орогена — опыт исследования методом конечных элементов

© В. В. Гончар, 2013

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 24 июля 2013 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Для чисельного моделювання деформацій кори Гірського Криму у межах гіпотези про колізійне походження регіону застосовано метод скінчених елементів. Використано пружне і пружнопластичне (з критерієм Кулона) наближення. За результатами аналізу підтверджені такі базові елементи колізійної моделі: 1) локалізоване інденторне стискування краю Скіфської плити з боку Східночорноморської западини; 2) латеральна екструзія південно-західної частини орогена; 3) рамп-обдукційний механізм взаємодії субокеанічної корової пластини з континентальною окраїною. Сейсмічну активність Криму пояснено як наслідок локалізації пластичної деформації в умовах обмеженої субдукції мантийної літосфери Чорного моря і насування корової плити. Гравітаційний максимум у південно-західній частині Гірського Криму пов'язано з тиловою зоною розтягу екструзивного блока, лінійну Алуштинсько-Батумську зону магнітних аномалій розглянуто як прояв рухів корового індентора, відповідального за формування колізійної обстановки в Криму.

Finite elements method is attracted for numerical modeling of crust deformation of Crimea Mountains within hypothesis of its collisional formation. Elastic and elastoplastic (Coulomb) approaches are used. As a result next basic positions of collisional model are proved: 1) localized indenter compression of margin of Scythian plate from side of East Black Sea basin; 2) lateral extrusion of south-west part of orogen; 3) ramp-obductional mechanism of interacting crust microplate with continental margin. Seismicity is explained as localization of plastic deformation in set of restricted subduction of mantle lithosphere and overthrusting crust plate. Gravitational maximum within south-west margin of Crimea Mountains is connected to extensional zone of extrusive block, Alushta-Batun zone of magnetic anomalies is regarded as manifestation of crustal indenter moving responsible for collisional setting in Crimea.

Введение. Развитие новых представлений о тектонике и геодинамике Крымско-Черноморского региона на основе идей мобилизма с привлечением методов численного моделирования было, пожалуй, главным направлением в научно-организаторской деятельности Е. И. Паталахи в последние годы жизни [Тектонофаціальний..., 2008]. В этом русле отправные элементы коллизионной модели Горного Крыма были сформулированы в рамках положения об инденторном давлении Восточно-Черноморской микроплиты, действующей в ансамбле плит под влиянием аравийской коллизии [Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003, 2004; 2006; Гончар и др., 2005]. В дальнейшем основной проблемой стало определение характера взаимодействия плит на глубине. На сейсмотомографическом разрезе, полученном в результате переинтерпретации профиля ГСЗ-17 (см. рис. 6, б), была зафиксирована крупная

линейная зона инверсии скорости продольных волн, падающая под Восточно-Черноморскую впадину. Она была интерпретирована как разломная (шовная) зона, вдоль которой происходит надвигание коровой пластины Восточно-Черноморской микроплиты на край Скифской плиты. Это послужило толчком к привлечению рамп-обдукционного механизма при построении глубинной схемы формирования Горного Крыма [Гончар и др., 2007; Гончар, 2009].

В последние два десятилетия большее значение в тектонических исследованиях приобрели методы компьютерного численного моделирования. К сожалению, работы, посвященные геодинамике Крымско-Черноморского региона, исчисляются единицами. В приближении вязкой ньютоновой жидкости исследовалась деформация литосферы Крыма как следствие мантийных течений [Смолянинова и др., 1997] и в связи с более реалистичными

представлениями о влиянии аравийской коллизии [Паталаха и др., 2004]. В них был воспроизведен масштаб вертикальных движений в Горнокрымской зоне, выделены некоторые вероятные механизмы орогенеза: поднятия нависающей плиты, аккреции и выжимания материала из зоны контакта плит [Паталаха и др., 2004]. Линейновязкая реология, однако, ограниченно применима к исследованию процессов в коре, где преобладает пластическая деформация и реализуется основной сейсмотектонический процесс. Многими работами доказана эффективность моделей с упругопластической реологией и критериями прочности, учитывающими внутреннее трение (Кулона, Дракера—Прагера), что позволяет, в частности, получать локализацию деформации как прообраз разломов [Makel, Walters, 1993; Upton, 1998; Ellis et al., 2004]. Этот подход реализован в предлагаемой статье.

Касаясь проблем геодинамики новейшего этапа развития Крыма, невозможно обойтись без адекватного анализа сейсмотектонических данных. Имеющиеся решения механизмов очагов землетрясений Крымской сейсмофокальной зоны [Пустовитенко и др., 2007] не дают однозначных выводов относительно деформационной обстановки, что заставляет обратиться к закономерностям пространственного распределения сейсмичности. Связь эпи- и гипоцентров с элементами тектоники континентального склона, выстраивание их в цепочки и тренды на разрезах — все эти особенности дали основание напрямую сопоставлять часть функционирующих очаговых зон с разломными зонами [Паталаха и др., 2003]. В настоящей статье при составлении сейсмотектонических разрезов использованы дополненные данные по крымским землетрясениям за прошедшие десять лет, так что интервал наблюдений охватывает 1986—2008 гг. [Сейсмологический..., 1988—2010].

В круг объектов, природу которых следует рассматривать в тесной связи с развитием Крымского орогена, должны быть помещены две крупные геофизические аномалии: гравитационный максимум Западного Горного Крыма и Алуштинско-Батумская линейная зона положительных магнитных аномалий. Менее загадочная аномалия силы тяжести, согласно данным гравитационного моделирования, отражает выступ пород основания коры, а также присутствие магматического плутона базит-гипербазитового состава [Молодые..., 1994; Бурьянов и др., 1998; Ентин и др., 2010]. Идея о

вероятном влиянии коллизионной обстановки вообще и экструзивного растяжения Западного Горного Крыма, в частности на подъем нижнекорового диапира-протрузии, высказывалась ранее [Паталаха и др., 2003; Ентин и др., 2010]. Результаты численного моделирования в этой статье предоставляют аргументы в ее пользу. Алуштинско-Батумская зона магнитных аномалий до настоящего времени не получила однозначной генетической трактовки [Осипов и др., 1977; Старостенко и др., 1987; Шрейдер и др., 1997]. Логика построений коллизионной модели позволяет выдвинуть в отношении ее «серпентинитовую» гипотезу, в рамках которой вырисовывается природа действующего индентора.

Плановые модели коллизионного орогенеза в Крыму. Моделирование осуществлялось методом конечных элементов для упругой (вязкоупругой) и упругопластической сред в рамках задачи о плоской деформации [Безухов, Лужин, 1974; Зенкевич, 1975; Сегерлинд, 1979; Фадеев, 1987]. Деформируемая коровая плита постоянной мощности принималась однородной по свойствам: модуль Юнга $E=7,5 \cdot 10^{10}$ Па, коэффициент Пуассона $\nu=0,25$, угол внутреннего трения $q=30^\circ$. Для учета вязкоупругой реакции на приложенную однократную нагрузку использовались релаксационные модули [Фадеев, 1987]:

$$E' = 2G'(1 + \nu'),$$

$$\nu' = \frac{3K - 2G'}{6K - 2G'}, \quad G' = \frac{G}{2 - e^{-tG/\eta}}, \quad (1)$$

где G и K — модули сдвига и объемного сжатия, η — вязкость, t — время. Описание пластической деформации дано на основе критерия Кулона в рамках теории пластического течения (ассоциированный закон) [Качанов, 1969], применялся метод прямого решения [Бутров, 1974].

Первоначально тестировались модели с разными параметрами, включая конфигурацию и свойства границ, направление движения и форму предполагаемого индентора, действующего со стороны Восточно-Черноморской впадины, величины его конечного смещения. Результаты сравнивались с рельефом Крымского орогена и ориентировками осей максимальных горизонтальных напряжений, реконструируемых в Горном Крыму. Сравнение трехмерного объекта и плоской модели можно проводить с определенной долей условности. Так, если допустить, что природная деформация развивается в условиях одноосного сжатия (когда

компенсирующие удлинения в вертикальном и горизонтальном направлениях равны), можно соотносить пропорции максимального горизонтального сжатия в модели с величинами вертикального смещения кровли орогена, отображенными в рельефе. Этот принцип используется ниже.

Воспроизведение рельефа Крыма в обстановке инденторного сжатия (упругая модель). В ходе экспериментирования была выработана базовая модель, удовлетворительно, в первом приближении, совпадающая с данными морфотектоники. В своем исходном состоянии она показана на рис. 1, а и б. Сжатие задано в виде смещений трех узловых точек, принадлежащих южной, изначально s-образно изогнутой, свободной фронтальной границе. Три другие границы — с востока, севера и запада, а также западная часть южной — жестко закреплены и обозначают условия стесненности в распространении деформационных движений в разные стороны от орогена. Направление, по которому задавалось смещение, составляет с широтным отрезком границы угол 45° , т. е. условия модели соответствуют косой коллизии. Величины конечного смещения между центральной и крайними точками заданы в пропорции 1:0,85. Вязкость в уравнении (1) принята равной $1 \cdot 10^{19}$ пз, длительность деформирования — 6 млн лет; при этих параметрах $E = 4,1 \cdot 10^{10}$ Па, $\nu' = 0,36$. Смещение, после которого был достигнут удовлетворительный результат, составило 30 км. Отметим, что эта величина находится посередине предыдущих оценок синорогенных движений: 22 км — перемещение внутри Горного Крыма вдоль зоны Салгирского разлома [Гончар и др., 2005] и 40 км — смещение к северу Восточно-Черноморской микроплиты [Паталаха и др., 2003; Гончар, 2009].

Результат инденторного деформирования Скифской плиты показан в виде изолиний величин и ориентировок осей деформации максимального сжатия ϵ_1 , соосных с направлениями главного сжимающего напряжения (рис. 1, б). Граница деформируемой плиты соотнесена с контуром наиболее крутого участка континентального склона. Как видно, изолинии деформаций сжатия образуют характерную для Горного Крыма «подкову», обращенную выпуклой частью к северо-западу, а траектории осей сжатия — типичный для инденторного деформирования веерообразный узор. Последний фиксируется в Горном Крыму методами полевой тектонофизики [Saintot et al., 1999; Гинтов, Муровская, 2000; Гончар, 2003;

Паталаха и др., 2003; Гинтов, 2005; Муровская, 2012; Гончар, 2013]. Можно отметить если не совпадение, то близкое следование изолиний деформации контурам Крымского полуострова. Так, на западе контур побережья южной половины Крыма следует изолинии 0,1 деформации сжатия, на востоке — изолиниям 0,08—0,1, на юге — 0,14; 0,16 и 0,2. Основные максимумы деформации (от 0,16 до 0,26), как того и требует реальное распределение, расположены на некотором удалении от границы сжимаемой плиты — в пределах основных горных гряд. Для более детального сравнения поверхности орогена и модели на рис. 1, в изолинии деформации наложены на тонированную схему сглаженного рельефа Горного Крыма. Контур рельефа на уровне 100—200 м совпадают с изолиниями сжатия 0,12—0,14. Область основного подъема Крымских гор (от 800 м и выше) оконтурена в центре орогена изолиниями с наиболее высокими величинами деформации 0,22—0,26, тогда как на юго-западе уровень фиксируемой деформации в области высокогорья понижается до 0,18. На основании этого можно заключить, что подъем в юго-западной части Горного Крыма поддерживается другим, дополнительным к горизонтальному сжатию, механизмом. Это предположение подтверждается ниже упругопластической моделью, воспроизводящей эффект экструзии юго-западной оконечности полуострова. Наблюдаемые расхождения между расположением максимумов деформации и высокогорного рельефа в центральной части говорят о том, что задача более точного воспроизведения подъема поверхности Крымских гор может быть поставлена на более высоком уровне численного моделирования (сгущение сетки элементов, 3D, учет структурных неоднородностей среды и пр.).

Таким образом, получено близкое сходство между распределением деформации инденторного сжатия в модели и формой орогена Горного Крыма. Покажем, что достигаемое относительно небольшое горизонтальное сжатие достаточно для наблюдаемого подъема поверхности. Допустим, что в центральной части орогена деформирование протекает в условиях одноосного горизонтального сжатия в направлении ϵ_1 . Тогда деформации удлинения в двух других перпендикулярных направлениях равны: $\epsilon_2 = \epsilon_3 = -\nu\epsilon_1$. С учетом релаксационного коэффициента Пуассона ν' величина удлинения составит $0,36 \epsilon_1$, соответственно в области максимального горизонтального сжатия с $\epsilon_1 = 0,26$ (рис. 1, в) вертикальное удлинение

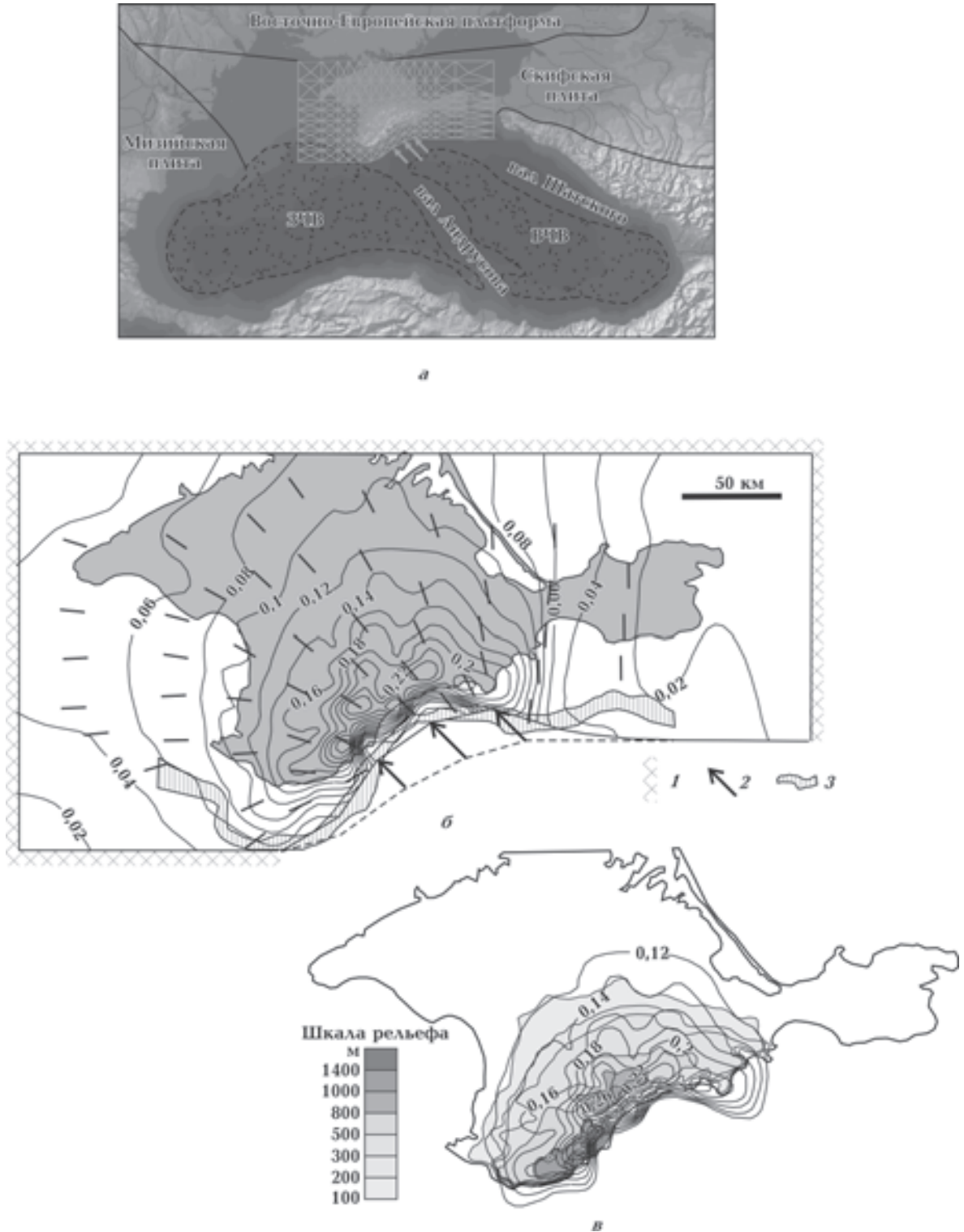


Рис. 1. Схема тектонического районирования Циркум-Черноморского региона с указанием моделируемой области (покрыта сеткой треугольных элементов) (а); изолинии и оси деформации максимального сжатия ϵ_1 плоской упругой модели инденторного деформирования Скифской плиты (б); сопоставление изолиний максимального сжатия с рельефом Горного Крыма (в): 1 — неподвижная граница в модели; 2 — вектор заданного конечного смещения; 3 — проекция уступа континентального склона (ЗЧВ и ВЧВ — Западно- и Восточно-Черноморская впадины).

будет $\varepsilon_3=0,094$. Далее оценим величину вертикальной составляющей деформации участка коровой плиты, увеличившего, вследствие горизонтального сжатия, свою мощность на $2h$, где h — высота поднятия поверхности. Принимая исходную мощность плиты равной 30 км, $h=1500$ м (максимальная отметка рельефа в Горном Крыму), получим $\varepsilon_3=3000 \text{ м}/35000 \text{ м}=0,085$, что практически совпадает с оценкой, сделанной на основании модели.

Моделирование латеральной экструзии юго-запада Горного Крыма (упругопластическое приближение). Экструзия в область «свободного» пространства — характерный элемент развития природных коллизионных орогенов, ярко выраженный, например, в случае Западной Анатолии [Hubert-Ferrari et al., 2003]. Эффект свободной границы создает распола-

гающаяся перед фронтом орогена погруженная (суб)океаническая плита (в нашем случае — Черноморская). Приведенный выше упругий вариант деформирования в обстановке инденторного сжатия не допускает латеральной экструзии юго-западной части плиты, даже если сделать свободной фронтальную границу, поэтому используем упругопластическое реологическое приближение (см. выше). В заданной конфигурации южная стенка плиты свободная (рис. 2, а). По сравнению с предыдущей моделью уменьшено расстояние до закрепленной западной стенки, также меньшим сделан s-образный изгиб границы, к которой прикладываются деформирующие смещения, их направление оставлено без изменений. Конечное смещение центральной узловой точки в вершине «индентора» задано равным 8 км.

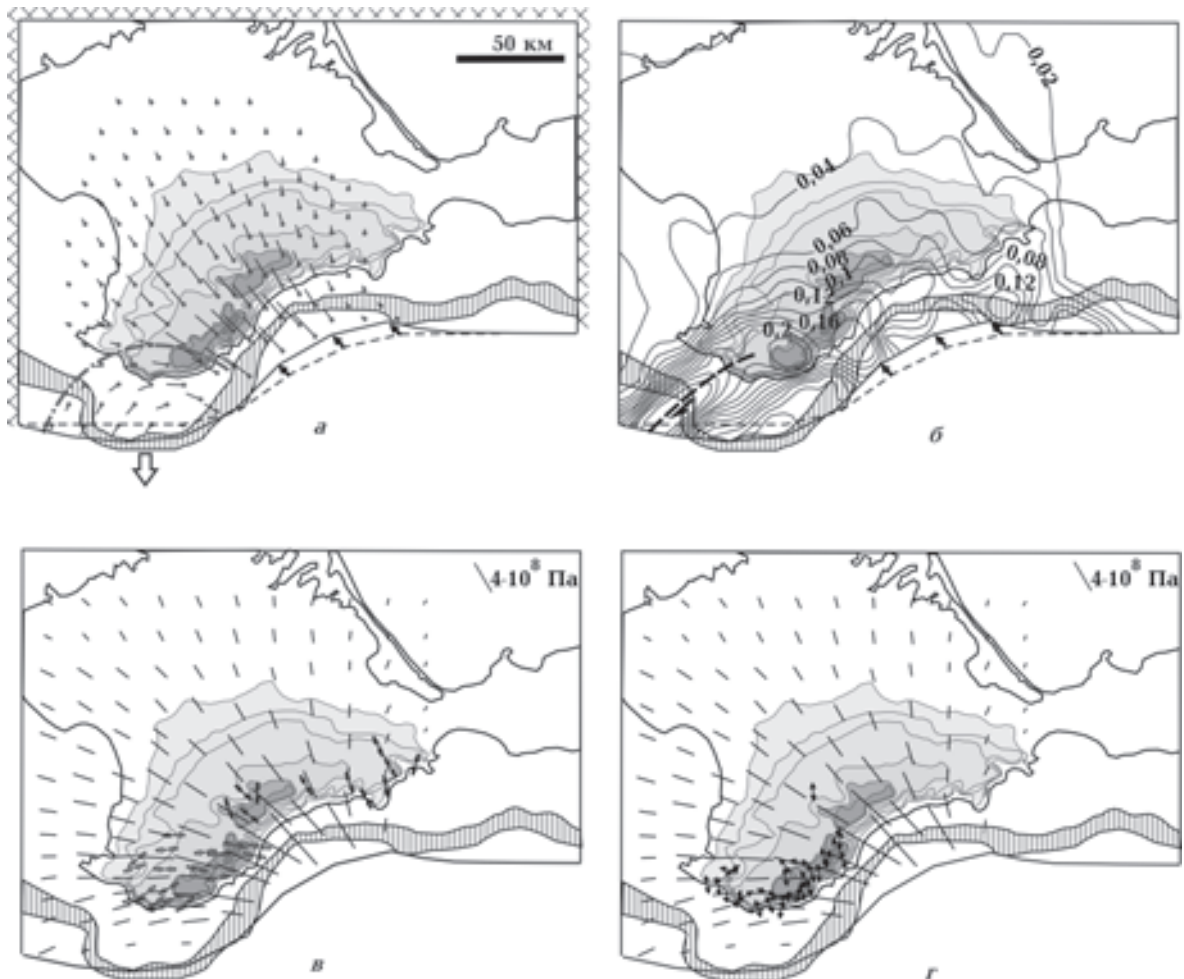


Рис. 2. Модель упругопластического деформирования участка плиты со свободной южной границей, демонстрирующая эффект латеральной экструзии: а — векторное поле смещений; размеры векторов увеличены в 2 раза, штрихпунктирной линией выделен экструзивный блок, белая стрелка обозначает общее южное смещение свободной границы в результате экструзии; б — изолинии эквивалентной деформации; пунктирной линией в юго-западной части обозначен правосдвиговый разлом; в, г — поле осей главного сжимающего напряжения модели в сравнении с реконструируемыми направлениями главных сжимающих (в) и растягивающих (г) напряжений Горного Крыма (по [Муровская, 2012; Гончар, 2013]).

Особенностью используемого кулонового критерия упругопластического перехода является зависимость сдвигающего касательного напряжения от среднего нормального напряжения (давления). В модели была принята глубина протекания процесса 10 км, так что можно полагать, что она демонстрирует горизонтальное сечение орогена на данном уровне, который предполагается оптимальным для выполнения условия свободной границы на стыке с Черноморской плитой.

Результатом пошагового расчета процесса деформирования упругопластической модели является выдвигание к югу (экструзия) западного широтного отрезка южной границы. В векторном поле смещений (см. рис. 2, а) может быть выделен экструзивный блок, характеризующийся вращательными движениями против часовой стрелки, он включает крайнюю южную часть Западного Горного Крыма и примыкающий к нему шельфовый выступ. Его восточная граница обусловлена началом зоны, свободной от внешней нагрузки (тень давления индентора). Весьма примечательным является распределение конечной эквивалентной деформации $\epsilon_e = \sqrt{2/3} \sqrt{\epsilon_x^2 + \epsilon_{xy}^2 + \epsilon_y^2}$ относительно морфотектоники орогена (рис. 2, б). Максимум с $\epsilon_e = 0,22$, имеющий слабую вытянутость к северо-западу, располагается в южной оконечности Западного Горного Крыма с достаточно высоким рельефом в 800—1000 м, как было установлено — недостаточно аппроксимируемый деформацией горизонтального сжатия (см. рис. 1, в). Он принадлежит пограничной зоне, где происходит соединение экструзивного блока с компрессионной частью орогена. От него в юго-западном направлении ответвляется линейная зона концентрации эквивалентной деформации, которую логично сопоставить с разломной зоной правосдвигового типа. В своей северо-восточной части она ограничивает юго-западное окончание Горного Крыма (район Балаклавы), а своим юго-западным отрезком совпадает с коленообразным изгибом уступа континентального склона, ограничивающим южный выступ прикрымского шельфа. В такой конфигурации данную зону следует трактовать как сдвиг, ограничивающий движение экструзивного блока Крымского орогена к югу. Его положение в модели контролируется расстоянием до жестко закрепленной западной стенки.

На рис. 2, в и г полученные направления осей главного сжимающего напряжения (которые несущественно отличаются от направлений максимального сжатия в упругой модели (см.

рис. 1, б)) сравниваются с реконструируемыми в пределах Горного Крыма ориентировками осей растяжения и сжатия наиболее поздних этапов деформирования. Новейшая деформация на востоке выражена субмеридиональным сжатием [Гончар, 2013] (см. рис. 2, в), причем направление с востока на запад в небольших углах, но отчетливо приобретает усиленный западный наклон, что соответствует тенденции модельного поля. В западной части наиболее поздними и доминирующими являются поля сдвигового (см. рис. 2, в) и сбросового (см. рис. 2, г) типов [Муровская, 2012]. Среди фиксируемых направлений выделяются такие, которые соответствуют модельному полю, в сдвиговых обстановках это — субширотное и западно-северо-западное направления сжатия. Обстановки растяжения вообще широко проявлены в Западном Горном Крыму [Гончар, 1998; Saintot et al., 1999; Гинтов, Муровская, 2000; Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003; Гинтов, 2005]. Регистрируются они в основном в пределах наиболее высокоподнятой части Юго-Западного Крыма (Главной гряды), где они частично попадают в выделенную область экструзии южной оконечности Крыма, однако в значительном объеме выходят и за ее пределы. Растяжение в коллизионных орогенах (на первый взгляд парадоксальное [Паталаха, Гончар, 1999]) является типичным и его никак нельзя априори относить на счет «экзогенной тектоники» [Юдин, 2011]. В Альпах, например, согласно данным о механизмах очагов землетрясений кора подвергается растяжению до глубин 20 км [Delacou et al., 2004] и это не предел, так как ниже деформация растяжения может осуществляться за счет крипового течения. Происхождение обстановок растяжения связывают с действием массовых сил, стимулируемых гравитационной неустойчивостью утолщенной коры орогена и ее подплавлением [Mallavielle, 1993; Vanderhoeghe, Teyssier, 2001]. Эта точка зрения была распространена и на ситуацию в Западном Горном Крыму [Паталаха и др., 2003]. На то, что реконструируемое растяжение в нем имеет отношение к обстановке коллизии, указывает субперпендикулярность большинства направлений растягивающих усилий осям сжатия модельного поля (см. рис. 2, г). Правда, сингенетичными коллизионному процессу могут быть и ориентировки растяжения, параллельные общему направлению сжатия орогена (см., например, [Delacou et al., 2004]). Латеральная экструзия может существенно усилить растяжение орогена в тени давления индентора.

Таким образом, упругопластическая модель доказывает реальность экстрезивной тектоники в Крыму, сопровождающей процесс инденторного давления со стороны Восточно-Черноморской плиты, при этом воспроизводится и специфическая структура южного выступа Крыма. Ранее весь сегмент Западного Горного Крыма был предположительно отнесен к области, испытывающей экстрезию к югу [Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003], сейчас это положение существенно корректируется, но окончательные выводы делать рано, пока не выполнено трехмерное моделирование с учетом массовых сил.

Особенности сеймотектонической деформации и модели деформирования коры в разрезе Крымского орогена (обоснование рампы-обдукционного механизма коллизионного взаимодействия). Проблемой, которая остается после рассмотрения плановой модели инденторного деформирования, является характер взаимодействия плит на глубине. Граница «плита — индентор» в плановой модели (см. рис. 1, 2) условна и используется скорее как маркер заданных смещений. Она соотносится с контурами основного уступа континентального склона, деформационная природа которого вблизи Крыма остается невыясненной и поэтому дискуссионной [Гинтов, Муровская, 2000; Паталаха и др., 2003; Милеев и др., 2009; Юдин, 2011]. Существенную подсказку относительно характера деформационных структур на глубине предоставляет анализ пространственного распределения сейсмичности. Предшествующие исследования [Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003] показали, что Крымская сейсмофокальная зона (СФЗ) в самом общем виде — с учетом пространственно-временной динамики сейсмичности и в соотношении с морфотектоникой склона — может быть разделена на Восточную и Западную подзоны. Первая примыкает к структурам Восточного и Центрального Горного Крыма (до мыса Аю-Даг). Ширина континентального склона (расстояние между изобатами 200 и 1 000 м) здесь минимальна, а гипоцентры концентрируются непосредственно под континентальным склоном, а также выдвинуты под горное сооружение. Западная подзона отмечена смещением проекции континентального склона и основной массы эпицентров к югу. В приводимой ниже интерпретации распределения очагов землетрясений подчеркиваются наиболее очевидные и характерные черты структуры Крымской СФЗ, при этом автор не настаивает на первоначальной трактовке не-

которых трендов сейсмичности во внутренней части орогена, воспринимавшихся как проявление тектоники растяжения.

Интерпретация сейсмичности. Построенные по данным Сейсмологических бюллетеней Украины (1986—2008 гг.) объемные разрезы пространственно дифференцируют поле сейсмичности Западной и Восточной подзон (рис. 3, б), демонстрируя, наряду с различиями в локализации очагов и очаговых зон, общую для них тенденцию воздымания в направлении горного сооружения. На сводном разрезе «облако» гипоцентров создает клин, сужающийся и вытягивающийся вверх под ороген (рис. 3, в). Восточная подзона СФЗ обладает другой яркой отличительной особенностью — на ее разрезах (№ 5—8) выделяются линейно вытянутые зоны концентрации гипоцентров, которые вполне естественно интерпретировать как основные коровые разломы. Таких зон две, их падение противоположное и направлено под южный склон орогена, в связи с чем эти гипотетические разломы могут быть классифицированы как про- и ретронадвиги, характерные для коллизионной обстановки (см., например, [Ellis, 1996]). Тип разлома определяется по направлению субдукции: пронадвиг синкинематичен движениям в зоне субдукции, ретронадвиг — противоположен (антикетичен). Трактовка зон концентрации сейсмичности как функционирующих разломов усиливается тем, что временной режим проявления толчков в их пределах является квазипериодическим [Паталаха и др., 2003], близким режиму «stick-slip» — периодическому скольжению вдоль разломной поверхности в деформируемых образцах [Byerlee, Brace, 1968]. Если обратиться к структурам верхней коры и чехла в пределах краевого прогиба Сорокина, показанным на врезке к рис. 3, в, то видно, что крайний из присущих им моновергентных пологих надвигов (образующих типичный узор аккреционной призмы) может быть продолжением выделяемого корового пронадвига орогена, если допустить, что последний вышлоаживается кверху. В Западной подзоне (разрезы 1—4) распределение очагов на разрезах в целом хаотично и можно говорить о преобладающей в этой части СФЗ рассеянной сейсмичности, связанной, надо полагать, не с локализацией пластической деформации, а с триггерным возбуждением напряженной среды, близкой к пределу прочности.

Модели локализации сеймотектонической деформации. Численное моделирование выполнено в рамках упругопластической реологии и

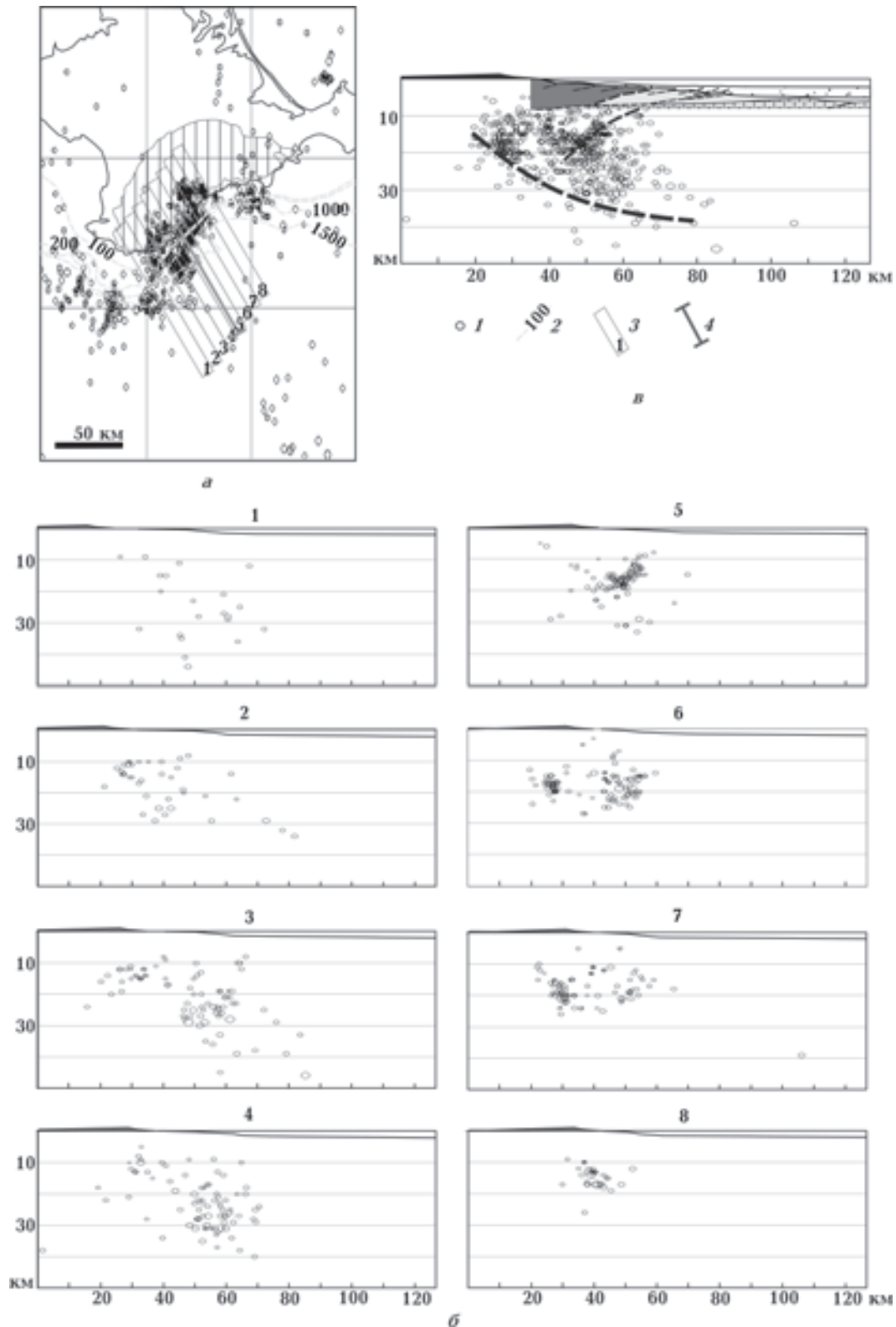


Рис. 3. Строение сейсмофокальной зоны Крыма: *a* — плановое распределение эпицентров землетрясений (1986—2008) (по данным [Сейсмологический..., 1988—2010]); вертикальной штриховкой покрыта область с рельефом, превышающим 200 м (1 — эпицентры очагов землетрясений; 2 — изобаты в районе континентального склона; 3 — направление и объем сейсмоструктурных разрезов; 4 — местоположение разреза, показанного на врезке к рис. 1, *b*); *b* — сейсмоструктурные разрезы СФЗ Крыма; *v* — сводный объемный сейсмоструктурный разрез с элементами интерпретации, на врезке показан разрез подводной части Крымского орогена (по [Терехов, Шимкус, 1989]).

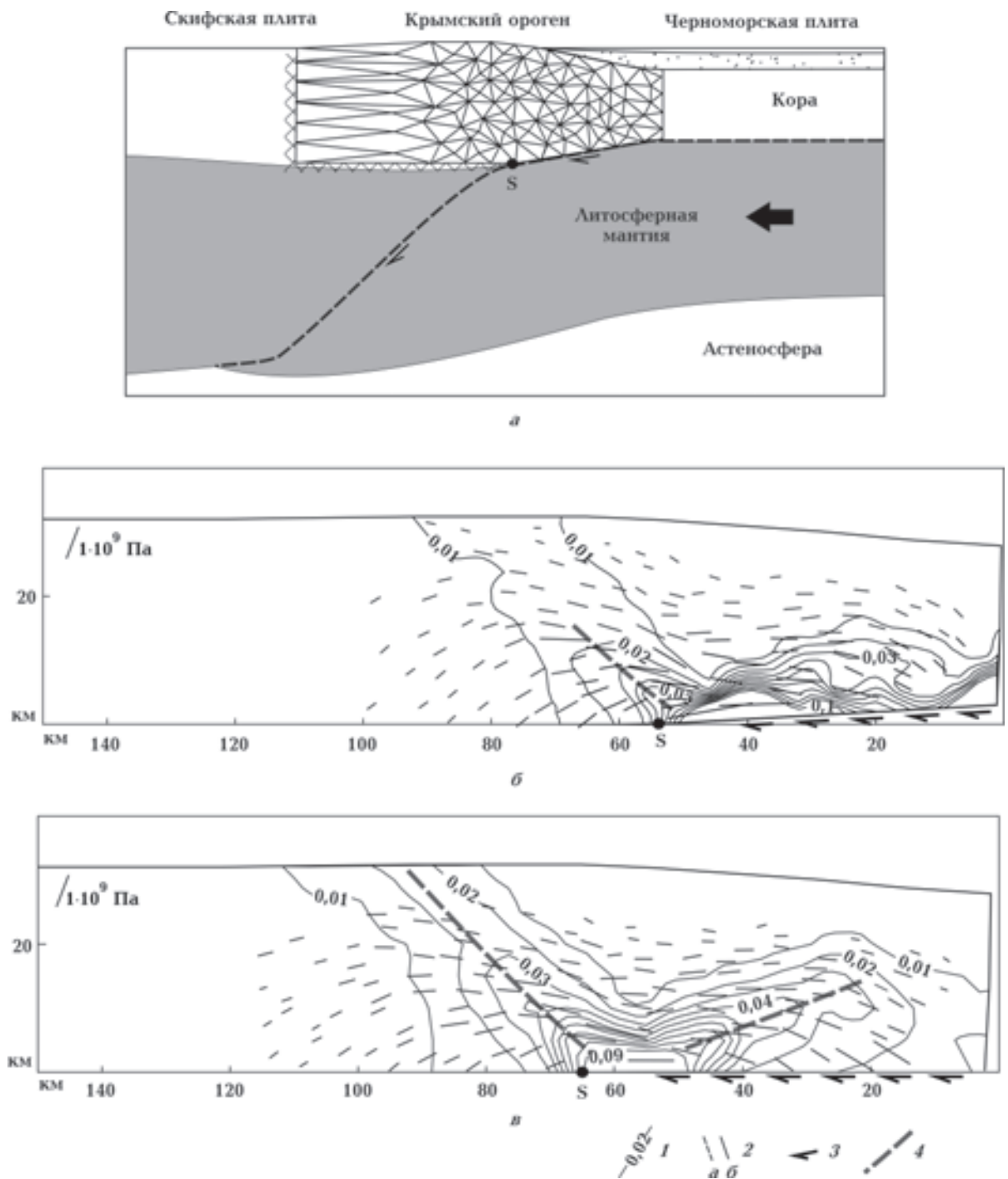


Рис. 4. Геодинамическая схема, показывающая предполагаемые условия формирования Крымского орогена в разрезе литосферы (сеткой конечных элементов покрыт моделируемый участок) (а) и модели упругопластической деформации коры в условиях субдукции литосферной мантии (б, в); показаны изолинии эквивалентной деформации и оси главных напряжений сжатия при наклонном (б) и горизонтальном (в) положении подошвы; пунктирными линиями обозначены зарождающиеся разломы.

базируется на геодинамической схеме, показанной на рис. 4, а. Исследовалась деформация коры на стыке Черноморской субокеанической и Скифской континентальной литосферных плит (область, покрытая сетью треугольных

элементов) в условиях их конвергенции. Соответственно сопутствующие эффекты синколлизионного растяжения, подъема коромантийного материала [Ентин и др., 2010] в Западном Горном Крыму, направляемые латеральной экс-

трузией и гравитационной неустойчивостью орогенической литосферы, здесь не учитываются, но их участие обсуждается ниже. В природе граница между подошвой коллизионно-аккреционного орогена и отслаивающейся и субдуцирующей литосферной мантией имеет средний угол наклона $2\text{--}4^\circ$ [Davis et al., 1983; Lallemand et al., 1994]. Наклон приобретает вследствие изгиба погружающейся плиты и изостатической компенсации веса растущего орогена. Для одной из моделей был принят наклон основания фронтальной части $3,5^\circ$, в остальных использовалось приближение горизонтальной подошвы. Нагрузка задавалась в виде тангенциальных смещений подошвы коры, обеспечиваемых сцеплением с субдуцирующей мантийной частью литосферы, а также горизонтального смещения тыловой части коровой пластины в случае, когда сцеплением в подошве можно пренебречь. Точки основания в модели левее S закреплены, как и левая боковая стенка. В ходе исследований проводилось сравнение получаемых полей деформаций с теми особенностями распределения сейсмичности, которые видны на сейсмотектонических разрезах (рис. 3, б).

Для воспроизведения полос локализации первоначально тестировалась ситуация, в которой подошва орогена имеет наклон $3,5^\circ$ в направлении поддвига мантийной литосферы (рис. 4, б). В этом случае при величине смещения 1 км достаточно заметно развивается зона локализации деформации, которую можно связать с ретронадвигом, средний угол наклона которого составляет 40° . Сопряженный с ним пронадвиг при этом не формируется — его зона, по-видимому, сливается с зоной концентрации деформации вдоль наклонной подошвы. Это влияние наклона поверхности смещения подтверждается следующей моделью, в которой задана горизонтальная поверхность поддвига (рис. 4, в). Тогда обособляются две линейные, сопряженные над точкой S , зоны локализации пластической деформации, падающие в противоположных направлениях. Зона пронадвига пологая (20°), ретронадвига — более крутая (45°). На сейсмотектонических разрезах Восточной подзоны (см. рис. 3, б) линейные зоны концентрации гипоцентров достаточно крутые ($40\text{--}50^\circ$), к тому же они приподняты до уровня 25 км и разведены пространственно, поэтому модель требует дальнейшей корректировки.

Пологий наклон фронтальной зоны локализации пронадвига диктуется достаточно значительным наклоном осей сжатия поля напряже-

ний вблизи подошвы, к которой приложены сдвигающие усилия. Если добиться условий близгоризонтального сжатия, возникающая зона локализации деформации примет более крутой наклон. Примем гипотезу маловязкого детачмента (ослабленного слоя) в основании двигающейся в направлении континента коровой пластины (рис. 5, а). В этом случае она относительно кинематически независима от погружающейся мантийной литосферы, основное деформирующее влияние которой берет на себя ослабленный слой. Появление детачмента может быть связано с вещественно-тектонической проработкой зон локализации деформации в подошве по мере развития конвергенции; его восстающий в направлении орогена отрезок соотносится с прорастающим ретронадвигом. Деформация в зоне детачмента осуществляется за счет асейсмического скольжения. Как показывает расчет, горизонтальное смещение тыловой части коровой пластины на 3 км приводит, с одной стороны, к проявлению ожидаемого поля субгоризонтального сжатия выше детачмента, с другой — к перераспределению локализованной пластической деформации таким образом, что последняя смещается к верхушке ослабленного слоя. Вблизи нее формируются две ортогональные «разломные» зоны: одна продолжает направление прорастания ретронадвига, вторая — с углом наклона 30° — формирует пронадвиг и направлена в сторону континентального склона. Однако с переходом к модели независимого от субстрата движения коровой пластины (модели надвига/рампа) меняется полярность возникающих разломов и терминология: разлом, наращивающий бывший ретронадвиг, теперь является фронтальным надвигом, обеспечивающим направленное движение пластины (фактически — обдукцию субокеанической коры). Перпендикулярный ему разлом, совпадающий с направлением субдукции (бывший пронадвиг), теперь приобретает характер тылового надвига, противостоящего движению пластины. Последний, судя по величинам конечной деформации, имеет опережающее (примерно двукратное) развитие. Эти зоны по расположению и относительной интенсивности подобны зонам концентрации очагов сейсмичности, которые притягивают максимальное количество землетрясений в Восточной подзоне СФЗ (см. рис. 3, б, разрезы 5—8).

Историю деформирования на рассмотренном относительно небольшом интервале конвергенции можно проследить на основе

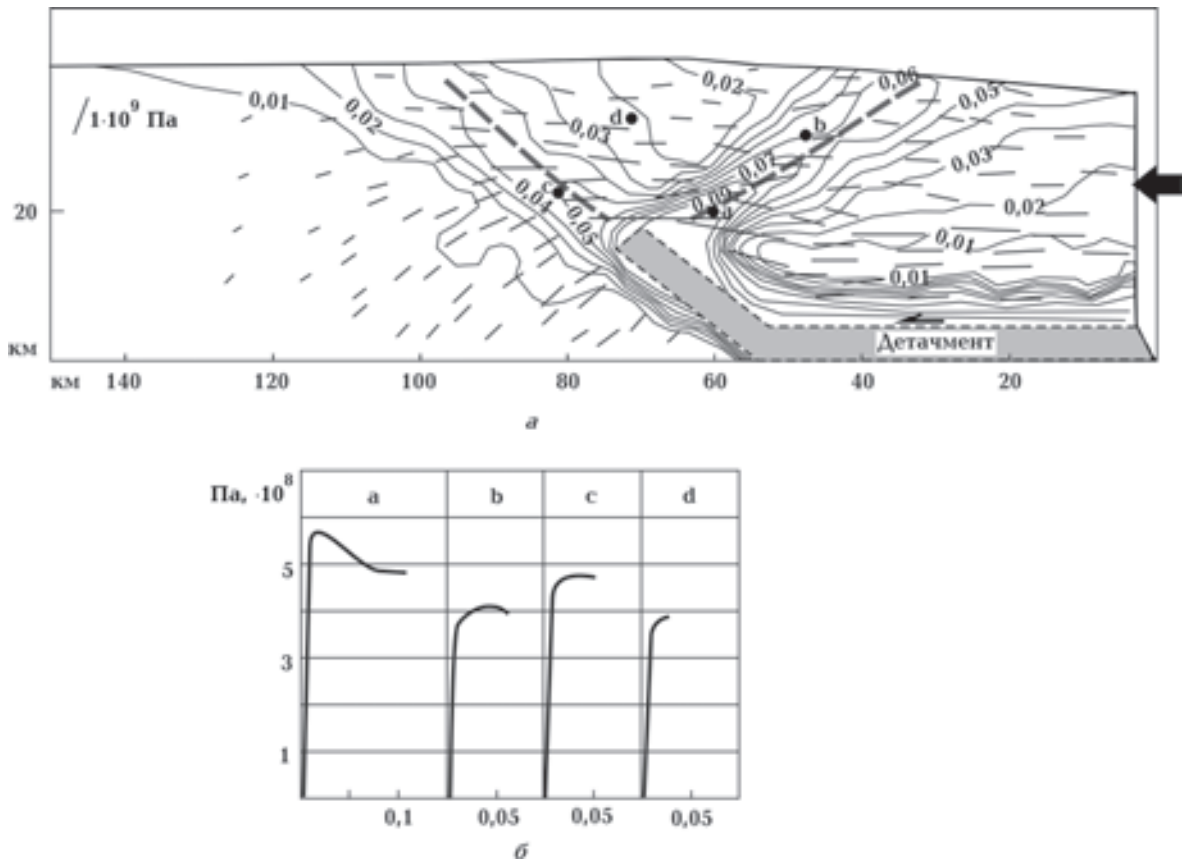


Рис. 5. Модель деформации в условиях надвигания коровой пластины, имеющей маловязкий детачмент в основании (а) и экспериментальные кривые деформирования в точках а—d (б).

деформационных кривых, характеризующих разные точки модели (рис. 5, б). В корневой части зоны локализации, соответствующей тыловому надвигу (точка а), после достижения предела упругости (при $\epsilon_e=0,01$, $\sigma_e=5,8 \cdot 10^8$ Па) и небольшого упрочнения (до $\epsilon_e=0,02$) наступил этап деформационного разупрочнения — сброса напряжений до уровня $4,8 \cdot 10^8$ Па эквивалентных напряжений σ_e , после чего произошла стабилизация. Данный вид кривой идентичен экспериментальным кривым деформирования образцов пород, для которых наблюдается разломообразование [Ismail, Murrell, 1990; Гинтов, 2005]. В точке b, расположенной на продолжении зоны локализации тылового надвига, деформация протекала в режиме упрочнения до $\epsilon_e=0,04$, после чего начался «замедленный» спад напряжений. Последний только обозначен для точки с, расположенной в зоне локализации фронтального надвига. Наконец, вне зоны локализации деформации, судя по точке d, процесс деформационного разупрочнения не наблюдается. На основании рассмотренных экспериментальных деформационных кривых

можно заключить, что получаемая в среде с кулоновым трением локализация деформации, как прообраз разломов, сопровождается деформационным разупрочнением (сбросом напряжений), что фиксирует формирование разлома и условно может обозначать сейсмическое событие, а стабилизация напряжений — асейсмическое скольжение.

Таким образом, сейсмичность Крымского орогена обнаруживает два характерных элемента проявления коровой деформации: 1) совокупность гипоцентров на разрезах создает картину восстающей сейсмофокальной зоны; 2) очаги землетрясений группируются в сопряженные полосы, что может отражать функционирование коровых разломов взбросо-надвигового типа. Такая конфигурация в общем вписывается в модель коллизии, ключевым элементом которой является расслаивание в точке S движущейся в направлении кратона плиты на нижнюю (мантийную) и верхнюю (преимущественно коровую) пластины [Ellis, 1996; Vanderhaeghe et al., 2003]. В отношении характера разворачивающегося процесса

уместно привести мнение автора концепции двухъярусной тектоники плит Л. И. Лобковско-го: «Верхний корово-плитный ярус в принципе работает аналогично нижнему литосферному ярусу. Главное отличие сводится к тому, что вместо процесса субдукции, происходящего при конвергенции литосферных плит, при сближении коровых плит развивается явление обдукции» [Лобковский, 1988, с. 201]. Основным содержанием последней в механическом плане является обстановка надвигания пластины на жесткий упор (рампу), когда деформация концентрируется в пластине в области ее излома. Характерный для Крымской СФЗ подъем и сужение сейсмического «облака» в направлении континента — свидетельство в пользу данного механизма. Если бы черноморская литосфера субдуцировала вместе с корой, следовало бы ожидать формирования погружающейся вниз сейсмофокальной зоны вследствие противоположного по направлению излома плиты, как это наблюдается в хорошо известных обстановках субдукции океанической литосферы. Развитие инициальной обдукции коры субокеанической Восточно-Черноморской впадины было аргументировано ранее на основе сейсмотомографических данных [Гончар и др., 2007; Гончар, 2009]. Точка зрения на ороген Горного Крыма как обдукционный первоначально высказывалась Ю. В. Казанцевым [Казанцев, 1982].

На этом фоне разделение СФЗ на Восточную и Западную подзоны имеет принципиальное значение и может трактоваться как свидетельство смены механизмов тектогенеза. Переход между ними приходится на участок склона между Ялтой и мысом Аю-Даг. Но это то же самое место, к которому приурочена граница между экстррузивным и компрессионным блоками модели (см. рис. 2, а). Локализованная сейсмичность Восточной подзоны воспроизводится в рамках рампы-обдукционного механизма. Сейсмичности Западной подзоны в значительной мере может соответствовать ситуация ограниченного поддвига несущей мантийной литосферы Черноморской впадины, при которой в коре орогена развивается в основном плоскость фронтального надвига (ретронадвига — относительно направления субдукции). Проявление экстррузии следует связывать с верхним этажем коллизионного орогена (от 15 км и выше).

Обсуждение.

Региональные геофизические аномалии в контексте коллизионной обстановки. Две яркие геофизические аномалии сочетаются с

Крымским орогеном (рис. 6, а): гравитационный максимум в Горном Крыму [Бурьянов и др., 1998]) и магнитный максимум у побережья в районе Алушты, принадлежащий протяженной Алуштинско-Батумской зоне магнитных аномалий [Старостенко и др., 1987; Шрейдер и др., 1997]. Геофизическая изученность и уровень понимания природы этих аномалий различны. Менее загадочная гравитационная аномалия Горного Крыма, по мнению В. В. Гордиенко, В. Н. Стадниченко, В. Б. Бурьянова, И. Б. Макаренко и др. [Молодые..., 1994; Бурьянов и др., 1998], отражает присутствие в коре на уровне 5—25 км магматического плутона базит-гипербазитового состава, генетически связанного с формированием Черноморской субокеанической впадины. В опубликованном недавно исследовании [Ентин и др., 2010] подтверждены в целом выводы предшествующих работ. Кроме того, показано, что в создании гравитационного эффекта участвуют не столько мантийные магматические породы, сколько общий подъем материала нижней коры и фундамента. Авторы пришли к выводу о двух этапах внедрения коромантийного диапира: позднемиоценом-палеоценом, связанным с раскрытием Черноморской впадины, и олигоцен-четвертичном, обусловленным процессами конвергенции.

Локальный максимум гравитационной аномалии (110 мГал), фиксируемый в крайней южной части полуострова (см. рис. 6, а), практически совпадает с максимумом деформаций в упругопластической модели, который, в свою очередь, обозначает тыловую зону экстррузивного блока Горного Крыма (см. рис. 2, а и б). Такое совпадение не кажется случайным в контексте моделируемой коллизионной обстановки: растяжение, сопровождающее выдвигание экстррузивного блока к югу, требует компенсирующего подъема глубинных пород. Область растяжения в Западном Горном Крыму может простираться на север от Главной гряды — во внутренние районы орогена, где его присутствие фиксируется данными спутниковой съемки [Saintot et al., 1999]. Это растяжение могло обеспечивать умеренный компенсирующий подъем нижнекорового материала, создающего северное продолжение гравитационной аномалии. Наконец, выдавливание высокоплотных пород основания коры вверх во внутренних районах Западного Горного Крыма может быть обусловлено непосредственно сжатием со стороны индентора. Идея о вероятном влиянии коллизионной обстановки во-

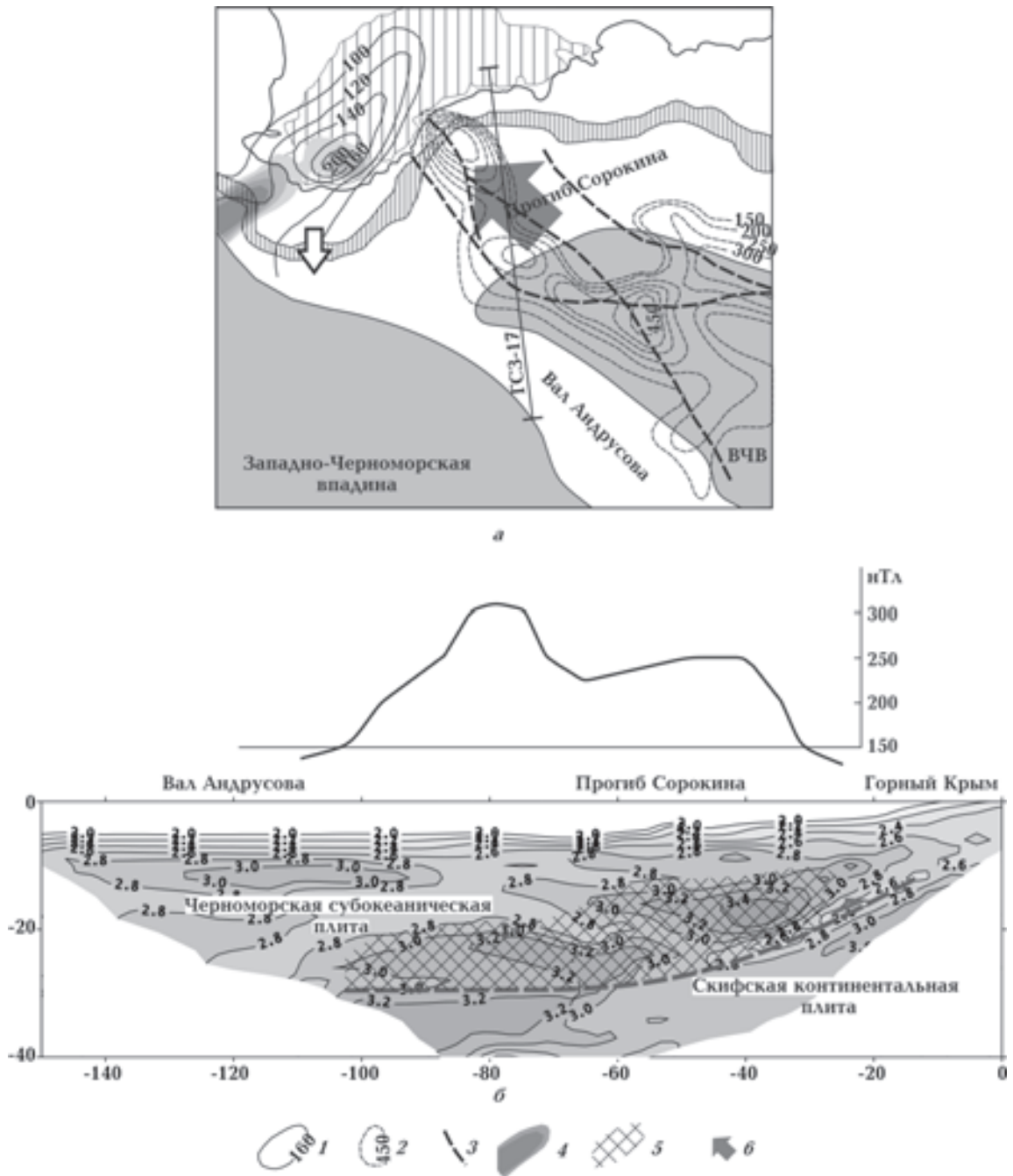


Рис. 6. Расположение основных геофизических аномалий относительно Крымского орогена в совокупности с элементами тектоники (а); плотностной разрез вдоль профиля ГСЗ-17 с элементами интерпретации (из работы [Гончар и др., 2007; Гончар, 2009]) (б), а также профиль магнитной аномалии над ним: 1—2 — изолинии Западно-Крымской гравитационной аномалии (1), мГал (по [Бурьянов и др., 2008]) и Алуштинско-Батумской зоны магнитных аномалий (2), нТл; 3 — разломы, связанные с развитием Алуштинско-Батумской зоны (по [Мейснер, 2009]); 4 — изолинии эквивалентной деформации экструзивного блока в модели (см. рис. 2, б); 5 — предполагаемая область развития серпентинизированных гипербазитовых тел на разрезе.

обще и экструзивного растяжения в частности на подъем нижнекорового диапира-протрузии высказывалась нами ранее [Паталаха и др., 2003] и была поддержана в работе [Ентин и др., 2010]. Сейчас представлены количественные аргументы в ее пользу.

Алуштинско-Батумская зона магнитных аномалий до настоящего времени не получила однозначной генетической трактовки. Рассматриваются следующие основные варианты ее интерпретации [Осипов и др., 1977; Шрейдер и др., 1997; Мейснер, 2009]: 1) среднеюрская

островная вулканическая дуга; 2) вулканический пояс, связанный с континентальным рифтогенезом; 3) базальты зоны квазиспрединга Восточно-Черноморской впадины. При всем различии предлагаемых обстановок объединяет их то, что в основании коры ими предусматриваются большие объемы магматических пород базит-гипербазитового состава. Вблизи Горного Крыма для Алуштинского максимума методом площадного моделирования определена мощность аномалиеобразующего тела 18 км, кровля которого залегает на глубине 9 км [Старостенко и др., 1987], соответственно подошва должна залегать на уровне 27 км. Сравним этот результат с информацией, которую предоставляет плотностная сейсмографическая модель вдоль профиля ГСЗ-17, рассматривавшаяся ранее [Гончар и др., 2007; Гончар, 2009]. На разрезе в северной его половине выделяются мощные высокоплотные тела в интервале глубин 40—10 км. Показан также листрический надвиг, по которому эти тела, как предполагается, надвигаются на окраину Скифской плиты. Горизонтальный участок надвига проводится на глубине порядка 25 — 30 км, пики магнитной аномалии располагаются как раз над выделяемыми на глубине высокоплотными телами. Таким образом, положение этих тел на разрезе близко к границам аномалии на поверхности и не противоречит контурам аномалиеобразующего тела в геофизической модели [Геология..., 1987]. Можно полагать, что образования с высокой плотностью на глубине принадлежат базит-гипербазитовому основанию рифтогенного вулканического пояса, с которым связывают природу Алуштинско-Батумской аномальной зоны [Осипов и др., 1977; Мейснер, 2009]. В работе [Мейснер, 2009] в пределах зоны выделена серия ветвящихся разломов северо-западного простирания, проявление которых связывается с процессами заложения зоны как рифта и последующей неотектонической активизации (см. рис. 6, а). Основным из них является разлом, следующий вдоль юго-восточного склона вала Шатского. К южному побережью Крыма подходят два разлома — в районе мыса Аю-Даг и Алушты. Сопоставляя положение разломов, ширину и направление Алуштинско-Батумской зоны вблизи берегов Крыма с размерами и направлением движения индентора в модели (см. рис. 1, 2), нельзя не прийти к выводу об их совпадении. Тогда логично допустить, что вытянутый Алуштинско-Батумский блок земной коры и является тем индентором, движение которого к северо-западу «таранит» край Скиф-

ской плиты, создавая в нем подковообразное орогенное поднятие Горного Крыма.

Причиной проявления в мозаике микроплит Циркум-Черноморского региона смещений с северо-северо-западными направлениями является давление Аравийской литосферной плиты [Паталаха и др., 2003; 2006]; условия же для опережающего латерального перемещения Алуштинско-Батумского индентора следует искать в особенностях строения его корового основания. По-видимому (и здесь учитываются результаты проведенного моделирования), необходимо допустить наличие в его основании пород с низкой прочностью (детachment), обеспечивающих слабое сцепление коровой плиты с мантией на общем фоне высокого такого сцепления. С точки зрения базит-гипербазитового состава низов коры наиболее вероятными породами с низкой прочностью являются серпентиниты. Значение последних в формировании реологической расслоенности океанической литосферы, облегчающей внутриплитные надвиги-покровные деформации, подчеркивалась ранее в рамках концепции двухъярусной тектоники плит [Лобковский и др., 1986; Лобковский, 1988]. Принятие гипотезы серпентинитового detachment позволяет снять противоречие между базит-гипербазитовым основанием зоны магнитных аномалий и отсутствием над ней соответствующих аномалий силы тяжести [Старостенко и др., 1987]: снижение плотности за счет серпентинизации перидотита может быть той причиной, по которой магнитные аномалии не сопровождаются гравитационными. Известен также эффект усиления магнитовосприимчивости пород, который несет с собой замещение перидотита серпентинитом [Лобковский и др., 1986; Скрипченко, Пруцкий, 2003]. Можно поэтому допустить, что скопление серпентинитовых пород в основании Алуштинско-Батумской зоны, а также внедрение их вверх по разломам, в первую очередь способствовало формированию аномальной намагниченности. В процессе «серпентинизация — ослабление прочности» существует обратная связь, так как серпентинизацию связывают с возможностью циркуляции воды, проникновения ее по трещинам на глубину или подъема из ювенильных источников [Лобковский и др., 1986]. Деформация серпентинизированного перидотита способствует его охрупчиванию, вследствие чего раскрываются локальные трещины и происходит дегидратация [Murrell, Ismail, 1976], что, в свою очередь, облегчает процесс дальнейшей сер-

пентинизации. Вероятно, первопричиной формирования Алуштинско-Батумской зоны как индентора послужило исходное присутствие серпентинита в основании коры, способствовавшее облегченному скольжению коровой плиты, что создало неравномерное поле скоростей в начале аравийской коллизии. Вследствие этого вектор наибольшего смещения фундамента Восточно-Черноморской впадины был локализован там, где он сейчас функционирует — вдоль юго-западного склона вала Шатского.

Обновленная геодинамическая схема Крымско-Черноморской области конвергенции. Три новых составляющих могут быть добавлены в первоначальную модель функционирования Крымско-Черноморской области конвергенции [Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003; Гончар и др., 2007]. Главным дополнением является обоснование границ и масштаба перемещения индентора, ответственного за возникновение коллизионной обстановки (рис. 7, а), а также гипотеза о его природе. Как было показано, Алуштинско-Батумская зона магнитных аномалий, скорее всего, маркирует коровую пластину, обладающую повышенной мобильностью (в пределах Восточно-Черноморской микроплиты), опережающее движение которой в северо-западном направлении создает инденторное давление на край континентальной Скифской плиты. Без вывода о дифференцированном характере движений внутри Восточно-Черноморской впадины локальность Горного Крыма остается непонятной. Почему последний обрывается на границе Восточно- и Западно-Черноморских впадин, в принципе понятно, если ввести разделительную межплитную границу между ними (такое представление довольно традиционно [Чекунов, 1990; Молодые..., 1994; Паталаха и др., 2003, 2006; Казьмин и др., 2004; Ентин и др., 2010]). Почему на востоке породы Восточного Горного Крыма уходят под воду и уровень деформации коры существенно снижается (что отображено затуханием сейсмичности), трудно объяснить, если находиться на позиции кинематически консолидированной Восточно-Черноморской микроплиты. Геодинамическая схема Крымско-Черноморского региона, на которой в явном виде показано дифференцированное поле смещений фундамента Восточно-Черноморской впадины с максимумом, противостоящим Горному Крыму, раньше была предложена А. В. Чекуновым [Чекунов, 1990; Молодые..., 1994]. В этом элементе геодинамической модели фокусируются и оказываются взаимообъяснимыми такие внешне не

связанные составляющие тектоники Крымско-Черноморской области, как орогенический процесс в Крыму и Алуштинско-Батумская зона магнитных аномалий.

Во-вторых, определены более вероятные размеры экструзивного блока — он оказался меньше предполагавшегося ранее. В новом представлении экструзивный блок включает крайнюю южную оконечность Западного Горного Крыма и примыкающий к нему южный выступ прикрымского шельфа. Надежность такого определения подтверждается наложением максимумов аномалии силы тяжести и эквивалентной пластической деформации в юго-западной части Горного Крыма (см. рис. 6, а), где соприкасаются экструзивная и компрессионная области орогена. Там следует ожидать максимум горизонтального растяжения, наведенного экструзией.

Третий новый элемент связан с привлечением к моделированию сейсмотектонических структур на разрезах и, как следствие, с введением в рассмотрение конкретных механизмов осуществления деформаций на глубине. Основная дилемма в описании взаимодействия плит в регионе связана с вопросом о том, погружается ли литосфера Восточно-Черноморской микроплиты полностью под Крым [Чекунов, 1990; Молодые..., 1994; Юдин, 2011] или ситуация с субдукцией литосферы более сложная и соответствует концепции двухъярусной тектоники плит [Лобковский, 1988], предусматривающей обдукцию корового слоя [Гончар и др., 2007; Гончар, 2009]? Разбор вариантов моделей локализации упругопластической деформации привел к подтверждению второй точки зрения (см. рис. 4, 5): по-видимому, субдукции подвергается только мантийная часть черноморской литосферы.

Описываемый процесс можно назвать микроколлизией, учитывая его небольшие масштабы в пространстве. Как предсказывает моделирование, перемещение индентора составило порядка 30 км. Таким же может быть масштаб экструзии к югу, однако, скорее всего, он меньше, так как условия на «свободной» границе неидеальные и движение экструзивного блока должно встречать сопротивление со стороны коры Черноморской впадины. Старт коллизионного процесса должен быть отнесен к раннему плиоцену, когда началось активное воздымание Горного Крыма [Бабак, 1959; Геология..., 1969]. Предшествующие ему этапы деформаций альпийского цикла, проявившиеся в Крыму, могут отражать позднемиоценовую (черно-

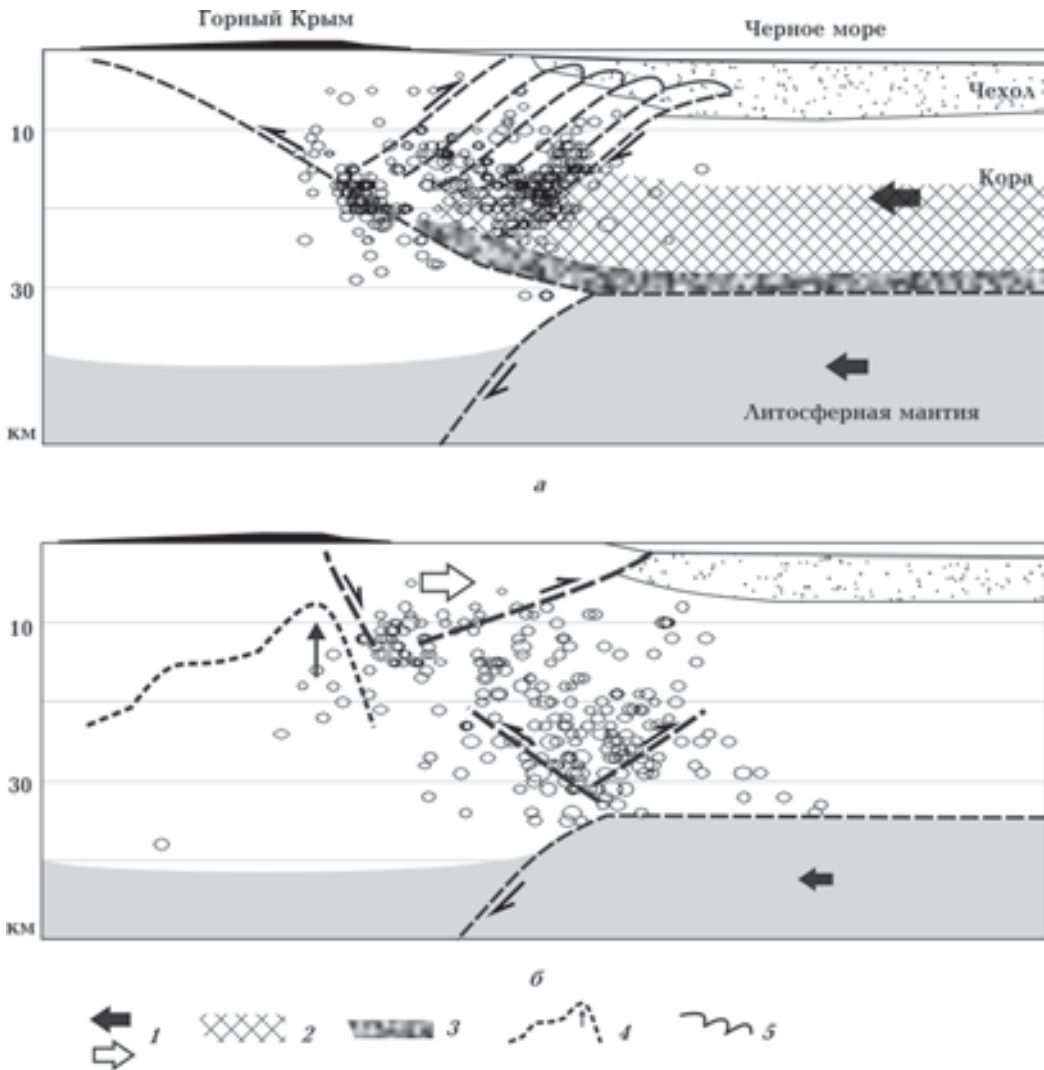


Рис. 7. Модельные разрезы литосферы Крымско-Черноморской области конвергенции, отображающие механизмы новейшей динамики в ее центральной (а) и восточной (б) частях. Вынесены гипоцентры землетрясений Крымской СФЗ, а также показаны основные предполагаемые разломы; учтены данные сейсмотомографии вдоль профиля ГСЗ-17 (рис. 6, б) и гравитационного моделирования Западно-Крымской аномалии [Ентин и др., 2010]: 1 — движение плит и блоков Черноморской впадины, создающих конвергентную обстановку (черная стрелка) и реверсное движение экструзивного блока (белая стрелка); 2 — базит-гипербазитовое основание коры Восточно-Черноморской впадины; 3 — серпентинитовый слой (детачмент) в подошве коровой пластины Алуштинско-Батумского индентора; 4 — компенсирующий подъем нижнекорового диапира Западного Горного Крыма; 5 — смятые в складки осадки Черного моря.

морский) рифтогенез и региональную неотектоническую активизацию конца эоцена — олигоцена, приведшую к закрытию, в частности, Восточно-Крымского (Судакского) остаточного бассейна [Никишин и др., 2012; Гончар, 2013].

В отношении сейсмотектонического анализа существенно то, что могут быть выделены две разные по условиям и механизмам деформации зоны в пределах Крымского орогена и его подводного продолжения. Их особенности отображены на интерпретационных разрезах, носящих характер рабочих моделей (рис. 7, б и в). Восточная (Центральная относительно оро-

гена) имеет обдукционную природу, характеризуется концентрацией очагов в полосы, которые можно сопоставить с функционирующими разломами — тыловым и фронтальным надвигами, вдоль которых происходят основные движения, связанные с воздыманием Крымского орогена; она же — зона действия инденторного сжатия. С востока ее граница «размыта», с запада может быть более точно определена как северо-западный разлом, переходящий из морской впадины в структуры Горного Крыма чуть западнее мыса Аю-Даг, которому соответствует достаточно резкий переход (см. рис. 3) от полос

локализованных очагов к рассеянной сейсмичности Западной подзоны СФЗ (в работе [Мейснер, 2009] у этого разлома иная трактовка). В динамическом плане этот переход означает перемещение в область влияния экструзии, в которую вовлечены юго-западное окончание Горного Крыма и примыкающий к нему выступ шельфа. Здесь, по-видимому, действуют: 1) вращение против часовой стрелки экструзивного блока, 2) его растяжение и 3) сжатие на границе с корой Черноморской впадины, — все эти факторы инициируют сейсмичность в верхней части коры экструзивного блока. Более глубоководные очаги Западной подзоны, относятся, скорее всего, к области концентрации деформаций излома коровой плиты над точкой S — местом отслоения и субдукции мантийной литосферы Черноморской впадины. Неопределенной является величина предполагаемого перекрытия осадочного чехла надвигом фундамента во фронте экструзивного блока (см. рис. 7, в), однако она точно не может превышать величину перемещения индентора.

Заключение. Основной задачей предпринятого численного моделирования было уточнение (или опровержение) характеристик предложенной ранее, в чем-то умозрительной, модели коллизионного процесса в Крыму [Гончар, 2003;

2009; Паталаха и др., 2003; Гончар и др., 2007]. По итогам проведенных исследований получают подтверждение ее базовые механизмы: 1) локализованное инденторное сжатие окраины Скифской плиты со стороны Восточно-Черноморской плиты, благодаря которому формируется своеобразная «подкова» Горного Крыма; 2) латеральная экструзия юго-западной части орогена, вследствие которой образуется примыкающий с юга шельфовый выступ; 3) рамп-обдукционный механизм взаимодействия коровой пластины с континентальной окраиной — как глубинное выражение инденторного деформирования.

Оптимизм в отношении коллизионной модели Крыма также состоит в том, что по мере разработки в ее сферу вовлекаются все новые составляющие геологической ситуации в регионе. Так, по итогам проведенных исследований в перечень объектов, ею объясняемых (помимо Западно-Крымского гравитационного максимума), включены: режимы сейсмотектонического деформирования в пределах Крымской сейсмофокальной зоны и Алуштинско-Батумская зона магнитных аномалий. Интерпретация последней как полосы скольжения коровой пластины замыкает коллизионную модель, так как тем самым решается проблема идентификации самого индентора.

Список литературы

- Бабак В. И. Очерк неотектоники Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1959. — № 4. — С. 51—65.
- Безухов Н. И., Лужин О. Б. Приложение методов теории упругости и пластичности к решению инженерных задач. — Москва: Высш. школа, 1974. — 198 с.
- Бугров А. К. О решении смешанной задачи теории упругости и теории пластичности грунтов // Основания, фундаменты и механика грунтов. — 1974. — № 6. — С. 20—23.
- Бурьянов В. Б., Макаренко И. Б., Оровецкий Ю. П., Старостенко В. И. Геологическая природа Крымско-Кавказской гравитационной зоны // Геофиз. журн. — 1998. — 20, № 6. — С. 45—53.
- Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. I. Геологическое описание. — Москва: Недра, 1969. — 576 с.
- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. — Киев: Феникс, 2005. — 568 с.
- Гинтов О. Б., Муровская А. В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезокайнозое (тектонофизический аспект) // Геофиз. журн. — 2000. — 22, № 2. — С. 39—60.
- Гончар В. В. Глубинное строение и условия формирования окраин Черного моря // Изв. вузов. Геология и разведка. — 2009. — № 5. — С. 3—11.
- Гончар В. В. Особенности напряженного состояния пород на юго-западе Горного Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1998. — № 5. — С. 14—22.
- Гончар В. В. Поле напряжений Горного Крыма и его геодинамическая интерпретация // Доп. НАНУ. — 2003. — № 3. — С. 97—104.
- Гончар В. В. Последовательность полей напряжений и возраст складчатости Восточного Горного Крыма (по данным кинематического анализа с учетом вращения слоев) // Геофиз. журн. — 2013. — 35, № 4. — С. 170—175.
- Гончар В. В., Паталаха Е. И., Гинтов О. Б. Модели растяжения и приразломного волочения в палеотектонических реконструкциях Горного Крыма // Доп. НАНУ. — 2005. — № 6. — С. 112—119.
- Гончар В. В., Трегубенко В. И., Токовенко В. С. Ре-

- жимы деформирования и взаимодействие плит Черноморско-Крымской области конвергенции // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2007. — № 2. — С. 5—18.
- Ентин В. А., Гинтов О. Б., Гуськов С. И. Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии // Геофиз. журн. — 2010. — 32, № 6. — С. 119—134.
- Зенкевич О. К. Метод конечных элементов в технике. — Москва: Мир, 1975. — 541 с.
- Казанцев Ю. В. Тектоника Крыма. — Москва: Наука, 1982. — 112 с.
- Казьмин В. Г., Лобковский Л. И., Пустовитенко Б. Г. Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе // Океанология. — 2004. — № 4. — С. 600—610.
- Качанов Л. М. Основы теории пластичности. — Москва: Наука, 1969. — 420 с.
- Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. — Москва: Наука, 1988. — 252 с.
- Лобковский Л. И., Николаевский В. Н., Карякин А. В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюлл. МОИП. Сер. Геология. — 1986. — Вып. 4. — С. 3—12.
- Мейснер А. Л. Основные разломы вала Шатского и их влияние на формирование структуры Восточно-Черноморского региона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. — 2009. — № 4. — С. 14—19.
- Милеев В. С., Барабошкин Е. Ю., Розанов С. Б., Рогов М. А. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. Геология. — 2009. — 84, вып. 3. — С. 3—23.
- Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Литосфера Центральной и Восточной Европы / Гл. ред. А. В. Чекунов. — Киев: Наук. думка, 1994. — 331 с.
- Муровская А. В. Напряженно-деформированное состояние Западного Горного Крыма в олигоцен-четвертичное время по тектонофизическим данным // Геофиз. журн. — 2012. — 34, № 2. — С. 109—119.
- Никишин А. М., Ваньер М., Ершов А. В., Лаврищев В. А., Митюков А. В. Келловейско-современная история и геодинамика Крымско-Западнокавказско-Восточночерноморского региона // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ: Материалы совещания. — Москва: ГЕОС, 2012. — С. 314—319.
- Осипов Г. В., Свистунов Ю. И., Терехов А. А. О возможной природе Алуштинско-Батумской магнитной аномалии на Черном море // Геотектоника. — 1977. — № 1. — С. 74—79.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В. Растяжение в Горном Крыму: парадокс или закономерность? // Геолог. журн. 1999. — № 4. — С. 81—88.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Прогноз углеводородов и сейсмоопасности. — Киев: ЕМКО, 2003. — 226 с.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В., Трегубенко В. И. Новый взгляд на современный орогенез Горного Крыма: механизм процесса // Геолог. журн. — 2003. — № 1. — С. 118—126.
- Паталаха Е. И., Сенченков И. К., Гончар В. В. Вязкая модель плитной тектоники Черноморского региона // Океанология. — 2006. — № 5. — С. 703—714.
- Паталаха Е. И., Сенченков И. К., Трофименко Г. Л. Проблемы тектоно-геодинамической эволюции юго-западного форланда Восточно-Европейского кратона и его орогенического обрамления. — Киев, 2004. — 234 с.
- Пустовитенко Б. Г., Пустовитенко А. А., Капитанова С. А. Экспериментальные данные о процессах в очагах Черноморских землетрясений // Сейсмологический бюллетень Украины за 2005 год. — Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2007. — С. 152—163.
- Сегерлинг Л. Дж. Применение метода конечных элементов. — Москва: Мир, 1979. — 392 с.
- Сейсмологический бюллетень Украины за 1986—2008 гг.. — Симферополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 1988—2010.
- Скрипченко Н. С., Пруцкий Н. И. Магнитная аномалия Западно-Черноморской впадины как признак серпентинизированной коры // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы совещания. — Москва: ГЕОС, 2003. — С. 192—194.
- Смолянинова Е. И., Михайлов В. О., Ляховский В. А. Численное моделирование региональных и локальных полей напряжений в северной части Черного моря // Физика Земли. — 1997. — № 4. — С. 74—82.
- Старостенко В. И., Бурьянов В. Б., Русаков О. М., Соловьев В. Д. Неоднородности литосферы по данным изучения геофизических полей // Геология шельфа СССР. Тектоника. — Киев: Наук. думка, 1987. — С. 67—75.
- Тектонофаціальний аналіз і проблеми геодинаміки / Памяти Е. І. Паталахи. — Киев: ОМГОР, 2008. — 295 с.

- Терехов А. А., Шимкус К. М. Молодые осадки и надвиговые структуры в Прикрымской и Прикавказской зонах Черноморской впадины // Геотектоника. — 1989. — № 1. — С. 72—79.
- Фадеев А. Б. Метод конечных элементов в геомеханике. — Москва: Недра, 1987. — 221 с.
- Чекунов А. В. Крым в системе разломов Черноморского региона // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1990. — № 3. — С. 20—24.
- Шрейгер А. А., Казьмин В. Г., Лыгин В. С. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // Геотектоника. — 1997. — № 1. — С. 59—70.
- Югин В. В. Геодинамика Крыма. — Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. — 335 с.
- Byerlee J. D., Brace W. F. Stick-slip, stable sliding and earthquakes — effect of rock type, pressure, strain rate and stiffness // J. Geophys. Res. — 1968. — **73**. — P. 6031—6037.
- Davis D., Suppe J., Dahlen F. A. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // J. Geophys. Res. — 1983. — **88**. — P. 1153—1172.
- Delacou B., Sue C., Champagnac J.-D., Burkhard M. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis // Geophys. J. Int. — 2004. — **158**. — P. 753—774.
- Ellis S. Forces driving continental collision: reconciling indentation and mantle subduction tectonics // Geology. — 1996. — **24**. — P. 699—702.
- Ellis S., Schreurs G., Panien M. Comparisons between analogue and numerical models of thrust wedge development // J. Struct. Geol. — 2004. — **26**. — P. 1659—1675.
- Hubert-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 // J. Geophys. Res. — 2003. — **153**. — P. 111—132.
- Ismail I. A. H., Murrell S. A. F. The effect of confining pressure on stress-drop in compressive rock fracture // Tectonophysics. — 1990. — **175**. — P. 237—248.
- Lallemant S., Schnurle P., Malavieille J. Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion // J. Geophys. Res. — 1994. — **99**, № B6. — P. 12033—12055.
- Makel G., Walters J. Finite element analyses of thrust tectonics: computer simulation of detachment phase and development of thrust faults // Tectonophysics. — 1993. — **226**. — P. 167—185.
- Malavieille J. Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and late Paleozoic Variscan belt // Tectonics. — 1993. — **12**, № 5. — P. 1115—1130.
- Murrell S. A. F., Ismail I. A. H. The effect of decomposition of hydrous minerals on the mechanical properties of rocks at high pressures and temperatures // Tectonophysics. — 1976. — **31**. — P. 207—258.
- Saintot A., Angelier J., Chorowicz J. Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing studies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea // Tectonophysics. — 1999. — **313**. — P. 187—218.
- Upton P. Modelling localization of deformation and fluid flow in a compressional orogen: implications for the Southern Alps of New Zealand // Amer. J. Sci. — 1998. — **298**. — P. 296—323.
- Vanderhaeghe O., Medvedev S., Fulsack P., Beaumont C., Jamieson R. A. Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal-mechanical models overlying subducting mantle lithosphere // Geophys. J. Int. — 2003. — **153**. — P. 27—51.
- Vanderhaeghe O., Teyssier C. Partial melting and flow of orogens // Tectonophysics. — 2001. — **342**. — P. 451—472.