

Разновозрастные поля напряжений Восточного Горного Крыма

© В. В. Гончар, 2017

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 21 ноября 2016 г.

Наведено фактичні дані кінематичного аналізу, виконано реконструкцію і поділ полів напружень щодо етапу основного складкоутворення в межах Східного Гірського Криму. Відповідальним за формування завершальної складчастості Судаксько-Карадазької зони і післяскладчасте колізійне стиснення Східного Гірського Криму є поле субмеридіонального—північно-західного стиснення, реалізоване у зв'язку з процесами аравійської колізії. Доскладчастими визначено поля скидо-зсувного типу з північно-східними і західно-північно-західними орієнтуваннями осей стиснення та скидові поля з північно-східними і північно-західними орієнтуваннями осей розтягування. Останні з великою часткою ймовірності могли бути зумовлені проявами задугового рифтогенезу в Чорноморському регіоні протягом середнього крейди—палеоцену. Поле північно-східного стиснення може бути пов'язаним з регіональним стисненням у пізньому еоцені—олігоцені, що привело до складчастості Великого Кавказу.

Ключові слова: Східний Гірський Крим, поля напружень, складчастість, палеотектонічні реконструкції.

“И хотя неприступным кажется скалистый склон, но между камней белеет тропа. Она идет по крутизне, огибает скалы, упорно пробирается вверх. Разогретые солнцем скалы пышут жаром, пахнет хвоей и морем ...”

В. И. Лебединский. *С геологическим молотком по Крыму*

Введение. Большинство исследователей основной этап складчатой деформации в Горном Крыму, ознаменовавшей окончательную инверсию осадочного бассейна, относят к раннему мелу [Геология ..., 1969; Тектоника ..., 1988; Милев и др., 2009; Панов, 1997; Никишин и др., 2001]. Однако в ряде работ более значимая роль отводится поздней наложенной складчатости и надвигообразованию, проявившимся в кайнозое или, более определенно, в палеоцене [Sheremet et al., 2016] и в неоген-четвертичное время [Бызова, 1980; Юдин, Клочко, 2001]. Кроме неоднозначности во временной привязке завершающей складчатости существует пробел в описании этапов и механизмов деформирования Горного Крыма в позднем мезозое—кайнозое, для которых необходима корреляция с тектоническими процессами в Черноморском регионе [Никишин и др., 2001; Нурполит, 2002; Saintot, Angelier, 2002; Казьмин, Тихонова, 2006; Шеремет и

др., 2014]. Обращаясь в этой связи к реконструкции полей тектонических напряжений, значительное внимание следует уделить выяснению их возрастных взаимоотношений. Ограниченный стратиграфический диапазон пород, участвующих в строении Горного Крыма, допускает лишь относительное возрастное датирование. В настоящей статье использован принцип разделения хрупких деформаций на до- и после-складчатые [Saintot et al., 1999; Navabrou et al., 2007; Гончар, 2013], что естественно увязывает задачу реконструкции полей напряжений с проблемой завершающего складкообразования.

Восточный Горный Крым (ВГК) представляет особый интерес. Его позиция может рассматриваться как переходная: ряд отличительных черт — специфика литофаций, непрерывность осадконакопления в средней и поздней юре [Бызова, 1980; Панов, 1997], наличие линейной складчато-надвиговой зоны (Судакско-

Карадагской [Кизевальтер, Муратов, 1959]) — указывают на его сходство с флишевой альпийской геосинклиналью Большого Кавказа. Предлагаемый ниже материал позволяет, привлекая опубликованные аналогичные реконструкции по Северо-Западному Кавказу [Saintot, Angelier, 2002; Маринин, Сайнто, 2008], дополнить сравнительный анализ развития областей Крыма и Кавказа данными о полях напряжений, что, в свою очередь, позволяет приблизиться уровню регионального геодинамического обобщения.

Структурная зональность и неоднократность деформирования ВГК. Внимание исследователей традиционно привлекала неоднородность проявления деформации ВГК, что нашло отражение в выделении трех продольных структурных зон [Кизевальтер, Муратов,

1959; Геология ..., 1969; Тектоника ..., 1988]: Восточно-Крымского "синклинория", Судакско-Карадагской складчато-надвиговой зоны и Судакского "синклинория" (рис. 1). Строение первого характеризуется сочетанием пологой складчатости и протяженных моноклиналей (рис. 2, разрез I). Среди его линейно вытянутых складок большинство ориентированы вдоль простирания в восточно-северо-восточном направлении, меньшая часть направлены под углом и поперек [Геология ..., 1969], что указывает на присутствие структур разной генерации. Занимающая центральную часть ВГК субширотная Судакско-Карадагская зона контрастно выделяется своим складчато-надвиговым строением [Кизевальтер, Муратов, 1959; Геология ..., 1969] (см. рис. 2, разрезы I и III). Крутые, до вертикальных, падения слоев отражают свойственную ей

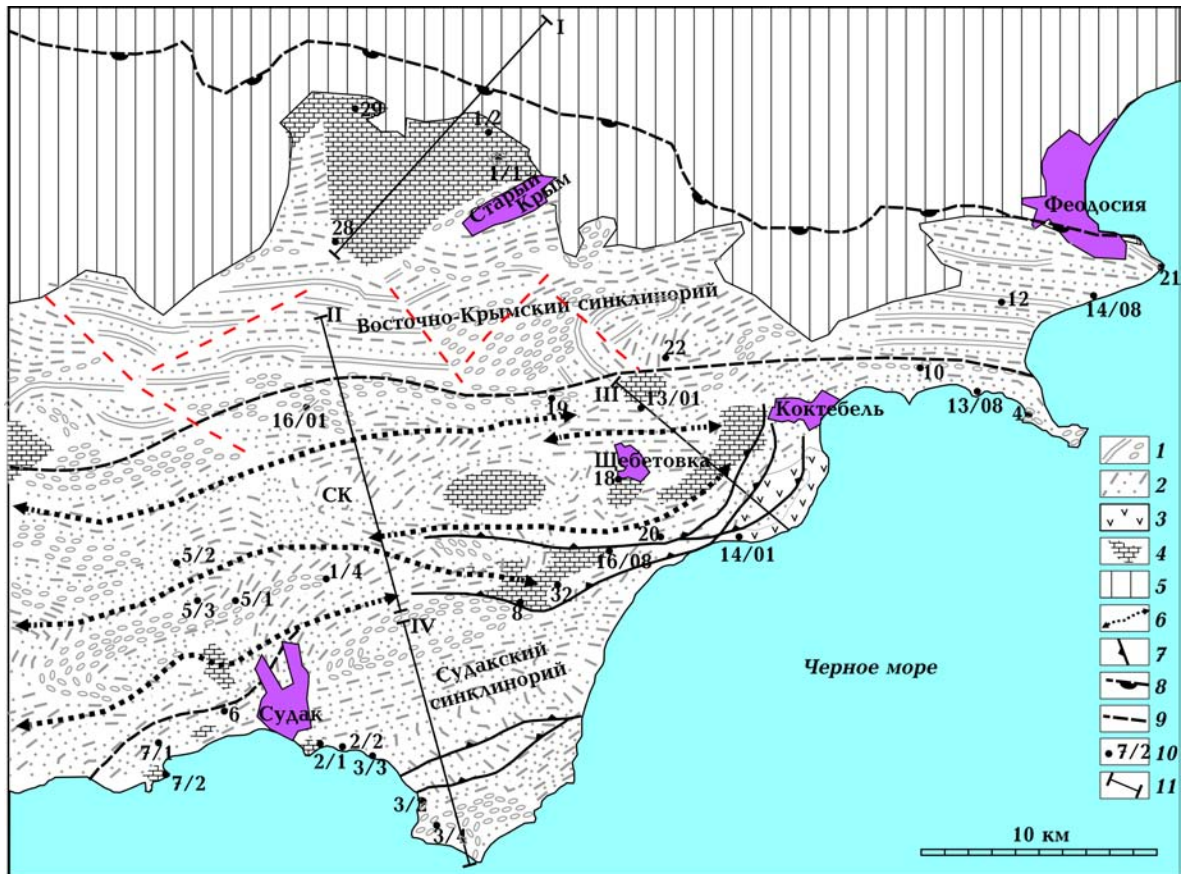
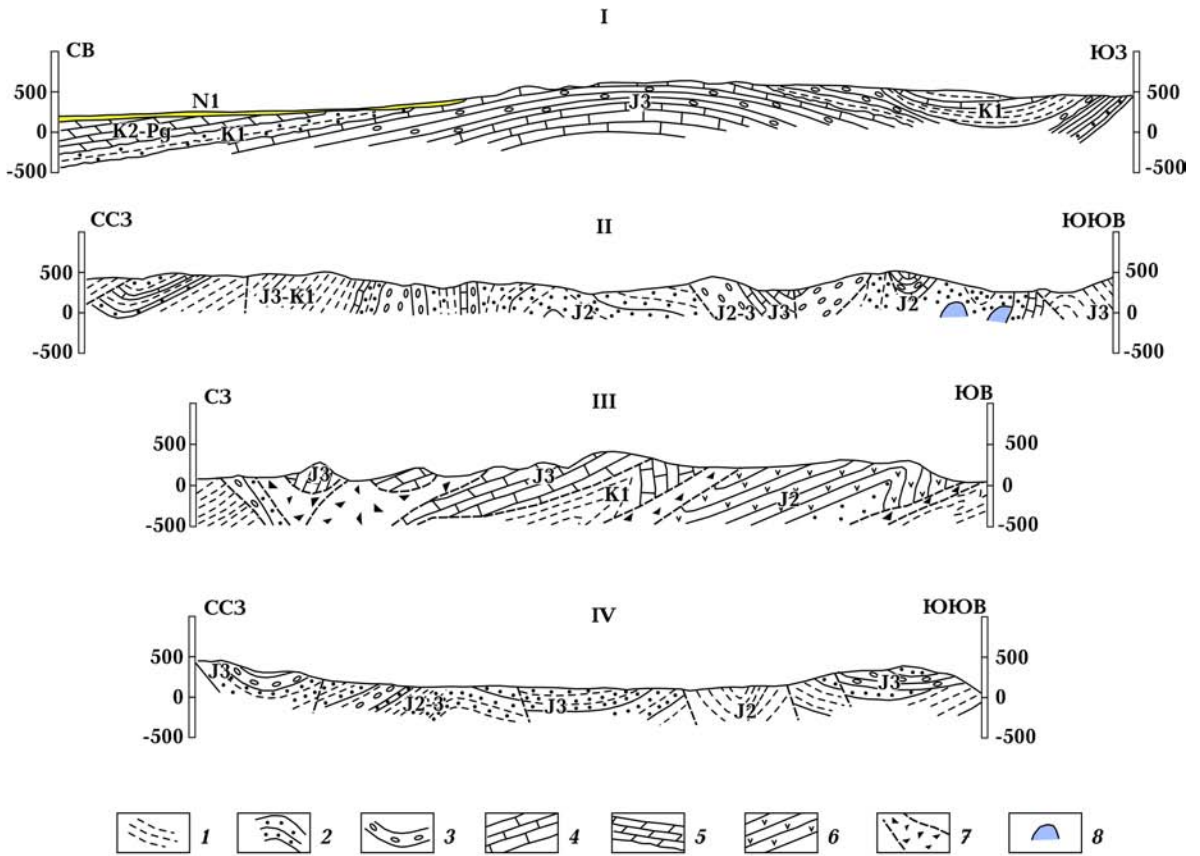


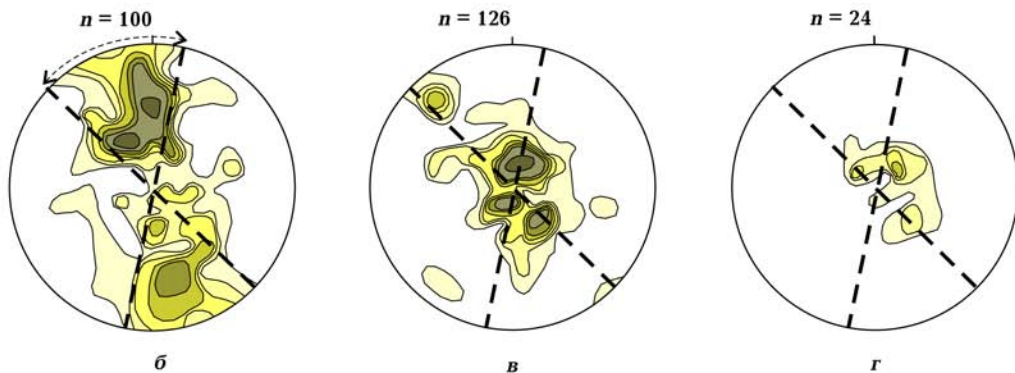
Рис. 1. Схема тектоники Восточного Горного Крыма (по [Кизевальтер, Муратов, 1959; Геологическая ..., 1984; Вознесенский и др., 1988]): 1, 2 — породы горнокрымского комплекса ($T_3 - K_1$ (по Л. С. Борисенко и Н. Н. Новичу)): известняки, конгломераты (1), глины, песчаники, флиш (2); 3 — вулканические образования Карадага (J_2); 4 — известняковые массивы (J_3); 5 — чехол Скифской плиты ($K_2 - N$); 6 — оси антиклинальных складок; 7 — надвиги; 8 — граница современного орогена Горного Крыма; 9 — границы структурных зон; 10 — точки наблюдений; 11 — геологические разрезы (см. рис. 2). СК — Судакско-Карадагская складчато-надвиговая зона.

высокую степень деформированности, выделяется пояс тектонического меланжа в осевой части зоны [Паталаха и др., 1995]. Вергентность

структур в основном южная, но на северном крыле породы достигают опрокинутого к северу залегания, что придает Судакско-Карадаг-



а



б

в

г

Рис. 2. Геологические разрезы Восточного Горного Крыма: а — I — по Н.С. Крутику (1974), II и IV — по В.Н. Рыбакову и др., (1981, 1988), III — по [Юдин, Клочко, 2001]; расположение см. на рис. 1; б—г — стереограммы плотности полюсов слоистости (сводные Судакско-Карадагской зоны (б) и Восточно-Крымского и Судацкого синклинориев (в), известнякового массива Агармыш (западнее пос. Старый Крым) (г)); n — количество замеров; пунктирные линии — границы секторов, аппроксимирующих максимумы плотности полюсов слоистости Судакско-Карадагской зоны. Здесь и далее используется сетка Вульфа, верхняя полусфера.

ской зоне черты дивергентного пояса, мало характерные для Горного Крыма в целом. Простирание структур выдержанное субширотное — восточно-северо-восточное (исключение составляет разворот надвигов к северу в районе Карадага, который, впрочем, оспаривается [Юдин, Герасимов, 1997]). Обособление Судакского синклиория от Судакско-Карадагской зоны подчеркивается фациальным переходом на уровне верхнеюрских образований [Бызова, 1980]. В его пределах существенно снижается выраженность сжатой складчатости и надвигов вплоть до появления участков слабдеформированных толщ (п-ов Меганом, разрез IV), что сближает его с Восточно-Крымским синклиорием.

Приводятся и другие данные, высвечивающие характер неоднократного деформирования ВГК. В частности, подчеркивается проявление праводвиговых смещений вдоль разломов субширотного простирания, разделяя ВГК на ряд сдвиговых пластин [Вознесенский и др., 1988]. Авторы допускают, что в первую очередь проявились сдвиговые перемещения, за которыми последовало надвигообразование. Выделяется система продольных литрических сбросов, развитие которых связывается с процессами позднекайнозойского погружения литосферы Черного моря [Милеев и др., 2009].

Пространственные особенности складчатой структуры ВГК отображают стереограммы плотности полюсов слоистости (см. рис. 2, в, г). Расположение основных максимумов полюсов Судакско-Карадагской зоны указывает на преимущественное развитие среднесжатых складок субширотного—северо-восточного простирания. Слои с северным падением преобладают, что говорит о складчатой асимметрии и южной вергентности. Полюса в целом вписываются в контуры двух секторов, раскрывающихся в северо-северо-западном и юг-юго-восточном направлениях. Их угловой диапазон обозначает вероятный спектр ориентировок осей сжатия поля напряжений, связанного с завершающим складкообразованием. О наличии складчатых структур иной генерации говорит восточно-северо-восточный тренд полюсов слоистости в центре стереограммы, выходящих за рамки выделенных секторов сжатия. Эти полюса указывают на возможное проявление субширотного—северо-восточного сжатия. Сводная стереограмма Судакского и Восточно-Крымского синклиориев (см. рис. 2, в) характеризуется концентрацией полюсов в центральной части и отображает преобладание пологих складок и моноклиналей субширотного, северо-за-

падного и северо-восточного простираний. Максимумы полюсов на стереограмме имеют тенденцию к смещению за границы секторов сжатия Судакско-Карадагской зоны. Усиление этой тенденции хорошо видно на участке Агармыш Восточно-Крымского синклиория (см. рис. 2, г), где основная часть полюсов располагается в северо-восточном секторе стереограммы, соответствующая пологой моноклиальной структуре северо-западного простирания. Можно предположить, что пологие складчато-моноклиальные формы "синклиориев" на самом деле являются интерференционными, сформированными вследствие нескольких этапов деформаций. Наиболее часто фиксируемое присутствие северо-западных простираний позволяет наметить наиболее выраженное действие северо-восточного сжатия. Сделанные выводы о неоднократности деформаций сжатия подтверждаются ниже данными кинематической реконструкции полей напряжений.

Отсутствие доминирующей складчатости на пространствах Восточно-Крымского и Судакского синклиориев, признаки разновозрастных складкообразовательных движений приводят к неопределенности в относительной возрастной привязке реконструируемых полей напряжений по принципу "до и после складчатости" [Saintot et al., 1999; Saintot, Angelier, 2002; Navabrou et al., 2007; Гончар, 2013]. Далее при интерпретации полученных данных термин "доскладчатое" используется в региональном контексте: доскладчатым считается поле, проявившееся в пределах всего ВГК до завершающей складчатости Судакско-Карадагской зоны. Локальное до- или послескладчатое напряженное состояние соотносится с деформационной обстановкой отдельного обнажения. Сравнение локальных деформационных обстановок Восточно-Крымского и Судакского синклиориев с таковыми соседней Судакско-Карадагской зоны дает возможность их объединения по характеристикам напряженного состояния в региональные поля. Статистика до- и послескладчатых обстановок с учетом анализа наложенной складчатости позволяет обосновать относительную временную последовательность региональных полей (см. [Гончар, 2013]).

Выделение до- и послескладчатых обстановок деформирования по участкам. Применяется методика реконструкции наложенных полей напряжений, развитая в рамках кинематического подхода О. И. Гущенко [Гончар, 2013]. Основу анализа в ней составляет вероятностная стереограмма (ВС), отражающая историю

деформирования посредством рассчитываемых максимумов вероятности осей главных нормальных напряжений. В каждой серии представленных стерерограмм (рис. 3, $a-r$), характеризующих одну точку наблюдений (по участкам, расположение см. на рис. 1), первой идет фактическая ВС, за ней, по мере расшифровки, могут следовать обратноповернутая, модельная (содержит ориентировки реконструированных осей, траектории теоретических касательных напряжений и выборку соответствующих векторов смещений) и остаточная фактическая стереограммы. При обратном вращении, в случае разброса в углах наклона слоев, но при сохранении тенденции к моноклиальному залеганию, использовалась средняя величина падения. В случае точки 14/08 в доскладчатое положение возвращались раздельно смещения, принадлежащие разным крыльям складки. Представленный анализ и выводы по действовавшим обстановкам не исчерпывают проявленных хрупких деформаций. Как правило, анализ останавливался, когда оставшиеся смещения теряли статистическую представительность. Стратиграфическая привязка дается согласно [Геологическая ..., 1984; Вознесенский и др., 1988].

Восточно-Крымский синклиорий. Характеризующие его ВС (см. рис. 3, a) отличаются относительно простой структурой. В конгломератах титона на северо-восточной окраине массива Агармыш (т. н. 1/1) по горизонтальному максимуму оси сжатия на фактической ВС определяется послескладчатое сдвиговое поле северо-западного сжатия и северо-восточного растяжения. На ней же по совпадению максимума оси растяжения с плоскостями напластования, а максимума оси сжатия — с полюсами слоистости видно присутствие доскладчатого поля сбросового типа. Возвращением напластования в горизонтальное положение восстанавливаются ориентировки доскладчатого поля на обратно повернутой ВС: сбросовое поле с северо-восточным растяжением. К доскладчатому также следует относить сдвиговое поле меридионального сжатия и широтного растяжения, которое реконструируется в соседней точке 1/2, так как соответствующие максимумы осей ложатся на дуги плоскостей напластования. Вместе с тем пологий наклон не позволяет отрицать возможность проявления здесь той же системы напряжений с горизонтальным положением осей, относящихся к послескладчатому этапу.

На фактической ВС т. н. 28 (юго-западная оконечности массива Агармыш, известняки ти-

тона) четко проявлена картина последовательного проявления двух полей напряжений, разделенных этапом вращения слоев. О присутствии доскладчатых хрупких деформаций свидетельствует пара максимумов, создающих с напластованием совпадающую систему: максимум оси растяжения лежит на траектории напластования, полюс напластования — в пределах максимума оси сжатия. Послескладчатым является взбросовое поле северо-западного субгоризонтального сжатия. Для него построена модельная стереограмма. На основе оставшихся смещений рассчитаны обратноповернутые ВС для случаев одно- и двухэтапной складчатости. На основе обеих устанавливается идентичное доскладчатое растяжение в западно-северо-западном направлении. В т. н. 29 на северо-западном фланге массива Агармыш диагностируется доминирующая обстановка сдвигового типа (сжатие в северо-западном направлении), относительный возраст которой не определен ввиду отсутствия маркеров напластования. Т. н. 22 располагается вблизи границы с Судакско-Карадагской зоной и характеризует породы нижнего мела. Деформационная обстановка тут близка к взбросо-сдвиговой, ось максимального сжатия ориентирована в субмеридиональном направлении.

Т. н. 12, 14/08 и 21 представляют ситуацию вблизи восточного замыкания синклиория. В точке 12 (обломочные известняки, конгломераты $J_{3тл}$) согласно двухэтапной схеме вращения в категорию доскладчатых полей попадают два близких направления северо-восточного сжатия. По одноэтапной схеме вращения среднее направление сжатия выявляется то же, однако раздвоения максимумов оси сжатия не улавливается. В прибрежной зоне (т. н. 14/08, глины $J_{3тл}$) замеры были сделаны в различных крыльях антиклинали западно-северо-западного простириания. Для построения обратноповернутой стереограммы производилось возвращение смещений в доскладчатое состояние путем раздельного вращения обоих крыльев. В итоге получена стереограмма, незначительно отличающаяся от фактической по расположению максимумов, но с усилением последних на два пункта. Такой эффект рассматривается как указание на доскладчатый характер установленного поля сбросового типа, характеризуемого северо-западным слабонаклонным растяжением. На мысе Ильи (т. н. 21, известняки титона) доминирует послескладчатое сдвиговое поле западно-северо-западного сжатия. Более слабый максимум указывает на вероятное присутствие

здесь также обстановки сжатия в восток-северо-восточном направлении.

Таким образом, согласно представленным данным, в пределах Восточно-Крымского синклиория преобладают сдвиговые и сбросовые поля напряжений, что согласуется с общим стилем его строения — пологим залеганием пород и отсутствием линейной складчатости. В северо-западной части территории ориентировки

оси сжатия соответствуют северо-северо-западному и субмеридиональному направлениям, на востоке проявляется западно-северо-западное направление наряду с северо-западным (т. н. 12), что может говорить о двух этапах сжатия.

Судакско-Карадагская зона (см. рис. 3, б, в), как уже говорилось, отличается развитием интенсивной линейной складчатости, в условиях которой наиболее отчетливо диагностиру-

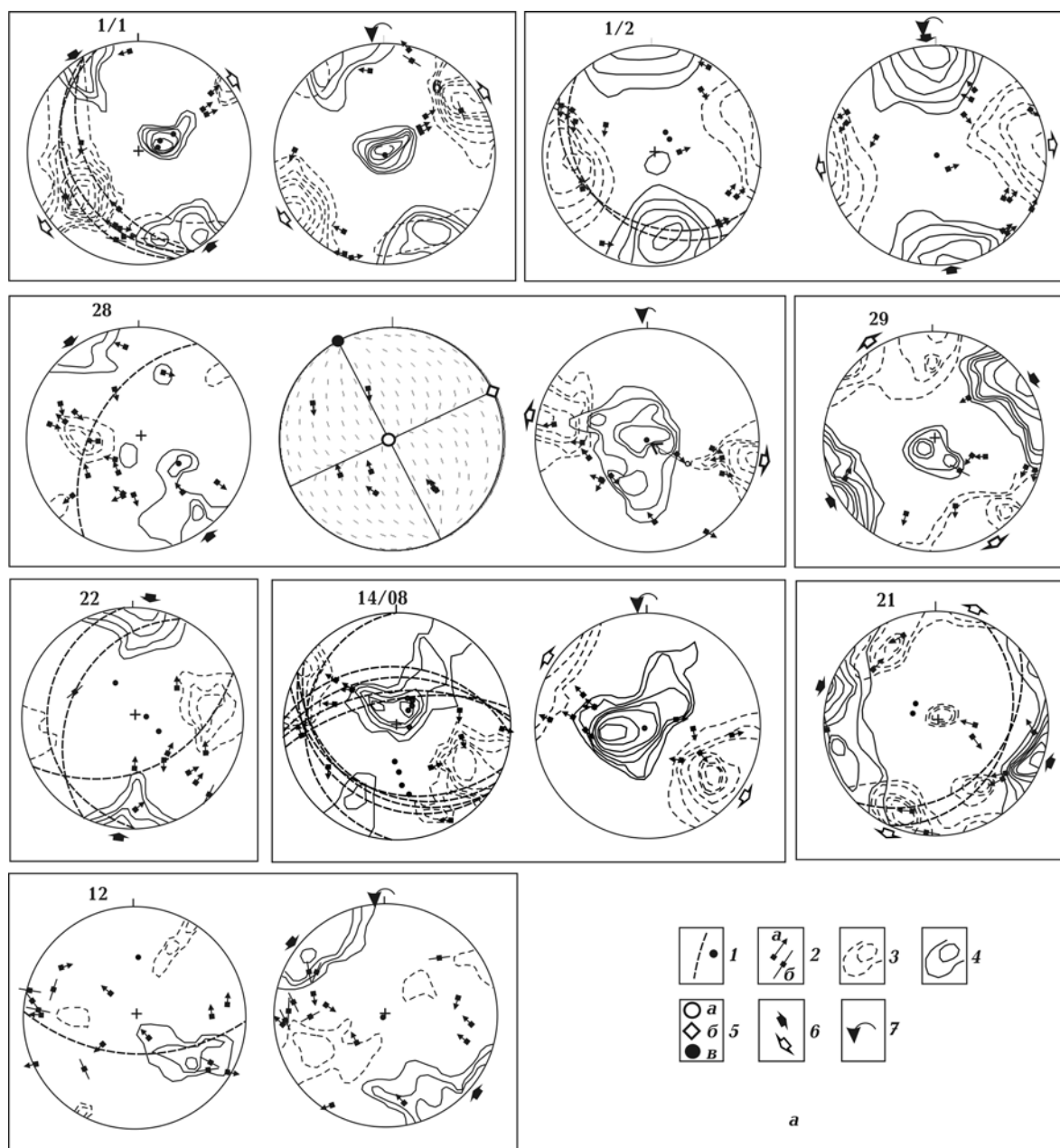
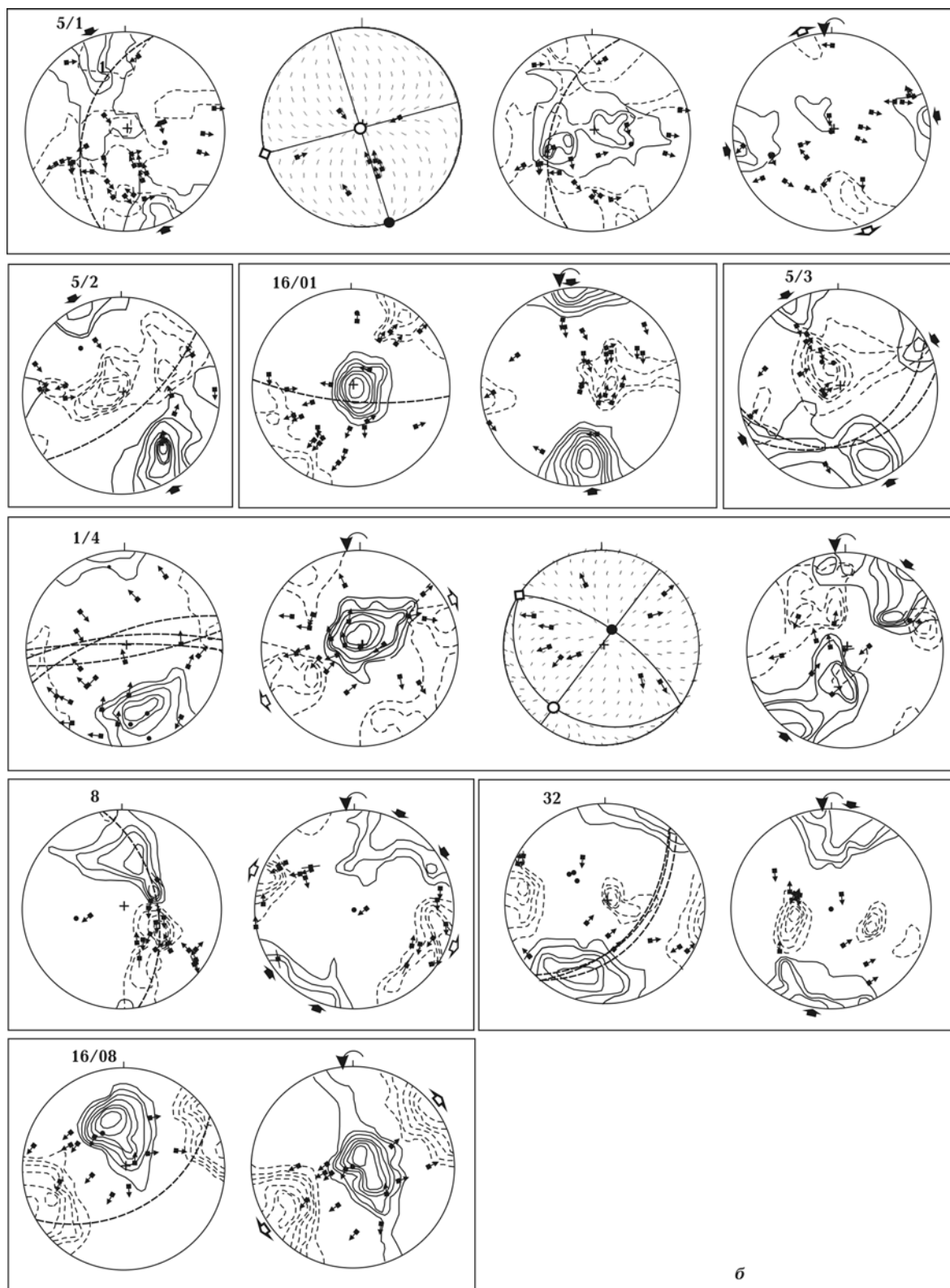


Рис. 3. Стереогаммы, иллюстрирующие фактические данные, стадии реконструкции главных осей напряжений и определение до- и послескладчатых деформационных обстановок в точках наблюдений (см. рис. 1): а — Восточно-Крымского синклиория, б и в — Судакско-Карадагской зоны, г — Судакского синклиория (1 — дуга и полюс слоистости; 2 — вектор смещения при установленном (а)

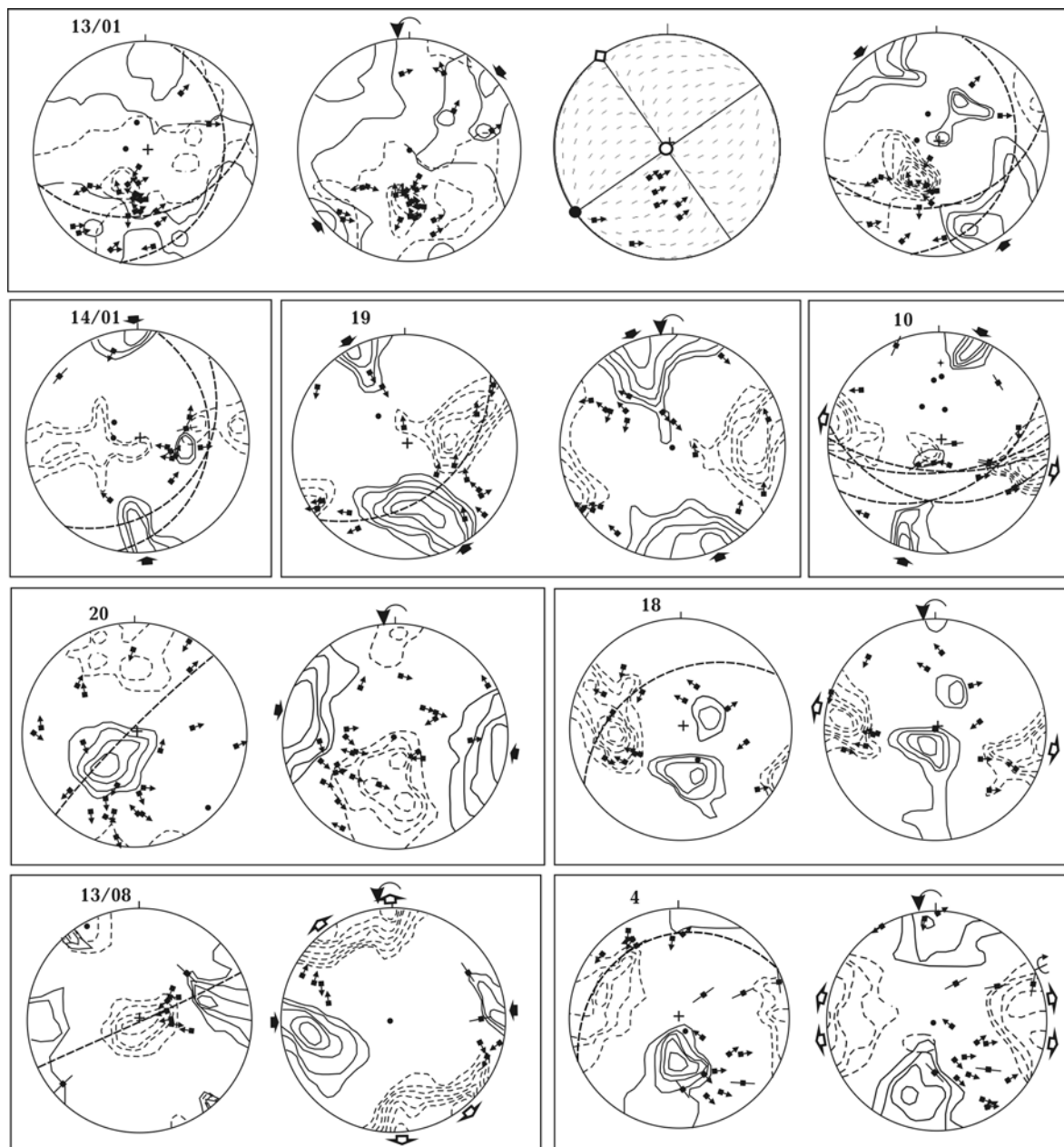


б

и невыясненном (б) типе подвижки; 3, 4 — изолинии вероятностей положений осей растяжения и сжатия, соответственно; 5 — установленные положения на сфере осей главных нормальных напряжений растяжения (а), промежуточной (б), сжатия (в); 6 — направления действовавших горизонтальных осей сжатия (черная стрелка) и растяжения (светлая); 7 — обозначение обратноповернутых ВС.

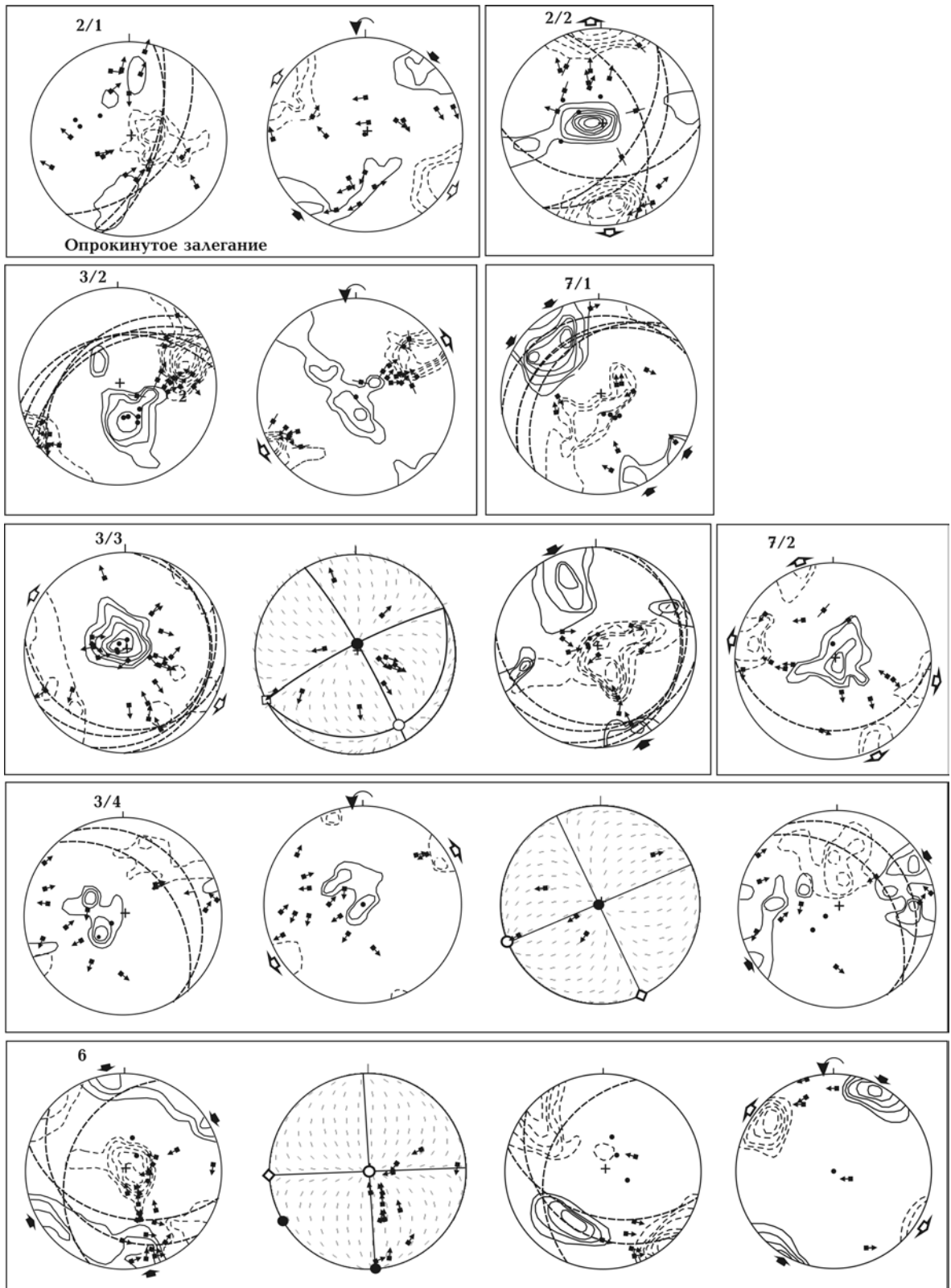
ются до- и послескладчатые поля напряжений. В западной части (т. н. 5/1, 5/2 и 5/3 — частично меланжированные породы верхней юры) на фактических стереограммах уверенно определяются послескладчатые обстановки северо-западного сжатия. Для наиболее представительной группы смещений т. н. 5/1, после выделения соответствующих доминирующему полю подвижек (вторая слева модельная стереограмма), рассчитана вторичная ВС, с помощью

которой дискриминирован максимум оси сжатия, совпадающий с плоскостью слоистости, что говорит о присутствии доскладчатого поля напряжений. Обратнoповернутая стереограмма характеризует его как сдвиговое поле, с восточно-северо-восточной осью сжатия. Для т. н. 5/3 также определяется сжатие в северо-восточном направлении, но относительную временную позицию для него определить не удается, так как максимум находится в нейтраль-



В

Рис. 3 (продолжение).



г

Рис. 3 (окончание).

ном положении — на оси простирания (вращения) слоев.

Фактические ВС т. н. 16/01 (пос. Лесное, известняки J_3) и 32 (г. Эчки-Даг, известняки J_3) демонстрируют совпадение максимумов осей и слоистости. Обратноповернутые стереограммы для них построены с использованием одно- и двухэтапной схем вращения. Действие двухэтапной схемы приводит к тому, что в каждой точке ось сжатия из субмеридионального положения смещается к северо-северо-западному (т. н. 16/01) и северо-восточному (т. н. 32). Тем самым усиливается присутствие двух основных направлений сжатия в регионе. Ситуация на ВС точки 1/4 (терригенные, частично меланжированные породы в районе пос. Дачное) трактуется как совпадающая для максимума оси сжатия и полюсов слоистости, расчет обратноповернутой стереограммы приводит к распознаванию доминирующей обстановки северо-восточного доскладчатого растяжения. Выведение соответствующих ей смещений и повторный расчет обратноповернутой ВС обнаруживает присутствие также доскладчатого северо-восточного сжатия. На фактической ВС т. н. 8 (пос. Солнечная Долина, известняки J_3) выразительно проявлена совпадающая наклонная система максимумов оси сжатия и растяжения, поворот которой в исходное положение дают два идентичных направления северо-восточного сжатия полей взбросового типа. Чуть дальше к востоку в т. н. 16/08 (песчаники J_3) в качестве доскладчатого определяется обстановка северо-восточного растяжения.

В т. н. 20 (у западного фланга горного массива Карадаг) направление оси сжатия взбросового доскладчатого поля уточняется с помощью двухэтапного обратного вращения, в итоге получается северо-западное направление вместо запад-северо-западного при одноэтапном вращении. По данным соседней т. н. 14/01 можно говорить о послескладчатом субмеридиональном сжатии, хотя "захват" изолиниями оси сжатия дуг слоистости свидетельствует о вероятности близкого по направлению доскладчатого сжатия.

В т. н. 13/01 (г. Арды-Кая, известняки, песчаники) выявлено сложное наложенное деформированное состояние, о чем говорит фактическая ВС со сниженными величинами локальных максимумов. После возвращения смещений в доскладчатое положение и расчета обратноповернутой ВС уровень максимумов повышается, при этом проявляется взбросовая обстановка северо-восточного сжатия. Остаточным на вторичной фактической ВС оказы-

вается послескладчатое поле северо-западно-го сжатия. Точка 19 (конгломераты титона вблизи границы с Восточно-Крымским синклиналием) интересна тем, что максимум оси сжатия на фактической ВС образует пояс, протягивающийся от дуги слоистости до края стереограммы. Тем самым обозначается унаследованный (соскладчатый) характер северо-восточного сжатия, что может отражать возможное совмещение хрупкой деформации и вращения пласта. Двухэтапное обратное вращение дает смещение оси сжатия доскладчатого поля в сторону субмеридионального направления. В т. н. 18 (западная окраина с. Щебетовка) диагностируется доскладчатое западно-северо-западное растяжение.

На востоке Судакско-Карадагской зоны западно-северо-западное растяжение фиксируется в т. н. 10 и 4 (конгломераты J_3). В первом случае оно сопряжено с постскладчатым сжатием северо-северо-восточного направления и образует сдвиговую обстановку, во втором определяется как доскладчатое, которому соответствует пологонаклонное сжатие. В соседней с точкой 4 т. н. 13/08, напротив, восстанавливаются доскладчатые обстановки сдвигового (сбро-со-сдвигового) деформирования, в которых растяжение ориентировано субмеридионально и в северо-западном направлении, а сжатие — субширотное. Появление здесь субширотного ориентированного сжатия коррелирует с обстановкой в Феодосийском районе (т. н. 21).

Судакский синклиналий характеризуется преобладанием обстановок растяжения над сжатием (см. рис. 3, г), что было отмечено ранее [Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003]. В т. н. 2/1 (побережье к востоку от Судака, известняки J_3) породы находятся в опрокинутом залегании, а максимумы осей демонстрируют совпадающую систему. В этом случае результаты после одно- и двухэтапного обратного вращения кардинально расходятся: доминирующее сдвиговое поле с северо-восточным сжатием в первом случае и с северо-западным — во втором. В соседней т. н. 2/2 (терригенные флишеидные толщи J_2) доминирует, по-видимому, послескладчатое сбросовое поле субмеридионального растяжения. Далее к востоку (т. н. 3/3) реконструируется доскладчатое растяжение в северо-восточном направлении. В западной части п-ва Меганом (т. н. 3/2 и 3/4 (конгломераты J_3)) также преобладают обстановки растяжения (в последнем случае — очевидно доскладчатого), а горизонтальное сжатие (в субмеридиональном и северо-восточном

направлениях) здесь диагностируется на основе остаточных фактических ВС. Для т. н. 3/4 можно предполагать, что северо-восточное сжатие проявилось после выведения слоев из горизонтального положения.

На запад от Судака доминирующее сжатие в западно-северо-западном направлении определяется в районе г. Перчем и на ее восточном продолжении (т. н. 6 и 7/1), причем если в первом случае сжатие послескладчатое, то в последнем оно явно проявилось до наклона слоев. Малый наклон слоев определяет значительную вероятность того, что сжатие здесь продолжалось и после вращения. Эти направления и тип поля позволяют соотносить реконструированные обстановки с этапом основной складчатости в соседней Судакско-Карадагской зоне. На остаточной фактической стереограмме т. н. 6 выделяется наклонный максимум оси сжатия, совпадающий с плоскостями наклона слоев. Очевидно, что он отображает доскладчатое северо-восточное сжатие. В соседней т. н. 7/2 (Новый Свет, известняки J₃) опять-таки диагностируется растяжение в северо-северо-западном и западно-северо-западном направлениях. К послескладчатому более уверенно можно отнести первое.

Временная привязка и вероятная природа полей напряжений. Данные по доскладчатым и послескладчатым деформациям в разных точках были статистически обработаны с помощью диаграмм направлений главных осей [Гончар, 2013]. Как следствие установлено, что спектр направлений субмеридионального—северо-западного сжатия является сингенетичными основной складчатости субширотного—северо-восточного простириания. Соответствующие им обстановки наиболее часто регистрируются в пределах Судакско-Карадагской зоны (что естественно), но они также проявлены к югу и северу от нее в пределах "синклиналиев". Выделяем эту группу осей сжатия в региональное, наиболее молодое поле напряжений, связанное с формированием завершающей складчатости ВГК (рис. 4, а). Полюю основного этапа складчатости противостоят северо-восточные и западно-северо-западные ориентировки осей сжатия, действие которых не соотносится с основной складчатостью. Весьма вероятно, что с ними связано формирование ранних пологих складок, диагностированных выше по распределению полюсов слоистости (см. рис. 1). Более поздними, по-видимому, являются направления северо-восточного сжатия. Соответствующие им тензоры напряжений рас-

пространены во всех трех зонах ВГК, но концентрируются также в пределах Судакско-Карадагской зоны (рис. 4, б—г). Таким образом, следует говорить о доскладчатых (в широком смысле) полях северо-восточного и западно-северо-западного сжатия, которым соответствуют взбросо-сдвиговые типы тензоров напряжений. Реконструируемые обстановки растяжения (сбросовые и сбросо-сдвиговые типы тензоров) распределены более-менее равномерно по исследуемой территории (рис. 4, д). Намечаются два регулярных поля напряжений с северо-восточным и северо-западным направлениями растяжения. Они должны быть наиболее ранними, предшествовавшими этапам сжатия, по крайней мере — северо-восточному сжатию и этапу основной складчатости [Гончар, 2013]. Обстановки послескладчатого растяжения в субмеридиональном направлении локально проявлены на побережье вблизи Судака и их отношение к основному складчатому событию остается неопределенным.

Абсолютная временная привязка полей напряжений и тесно связанная с ней их геодинамическая интерпретация могут быть проведены на основе существующих представлений о ключевых событиях тектонической эволюции Крымско-Черноморского региона в мезо-кайнозойе [Никишин и др., 2001; Казьмин, Лобковский, 2003; Казьмин, Тихонова, 2006]. Многовариантность трактовок при этом пока остается неизбежной. Определяющим является выбор времени проявления основной складчатости ВГК и соответствующего ей поля напряжений субмеридионального—северо-западного сжатия, идентифицированного в качестве наиболее позднего. Попытаемся остаться в рамках традиционного отнесения времени завершающей складчатости в Горном Крыму к раннему мелу [Геология ..., 1969; Никишин и др., 2001; Милеев и др., 2009]. В этом случае несколько фаз тектогенеза (чуть ли не всю деформационную историю ВГК) необходимо вместить во временной интервал, не выходящий за рамки раннего мела, что маловероятно, как маловероятным был бы и следующий из такого допущения сценарий тектонически стабильного ("плитного") развития Горного Крыма после раннего мела. Следовательно, этап складчатости Судакско-Карадагской зоны должен быть существенно отодвинут вверх по временной шкале. Наиболее верным представляется отнесение его к периоду аравийской коллизии, инициировавшей обстановку северо-западного—субмеридионального сжатия в Черноморском

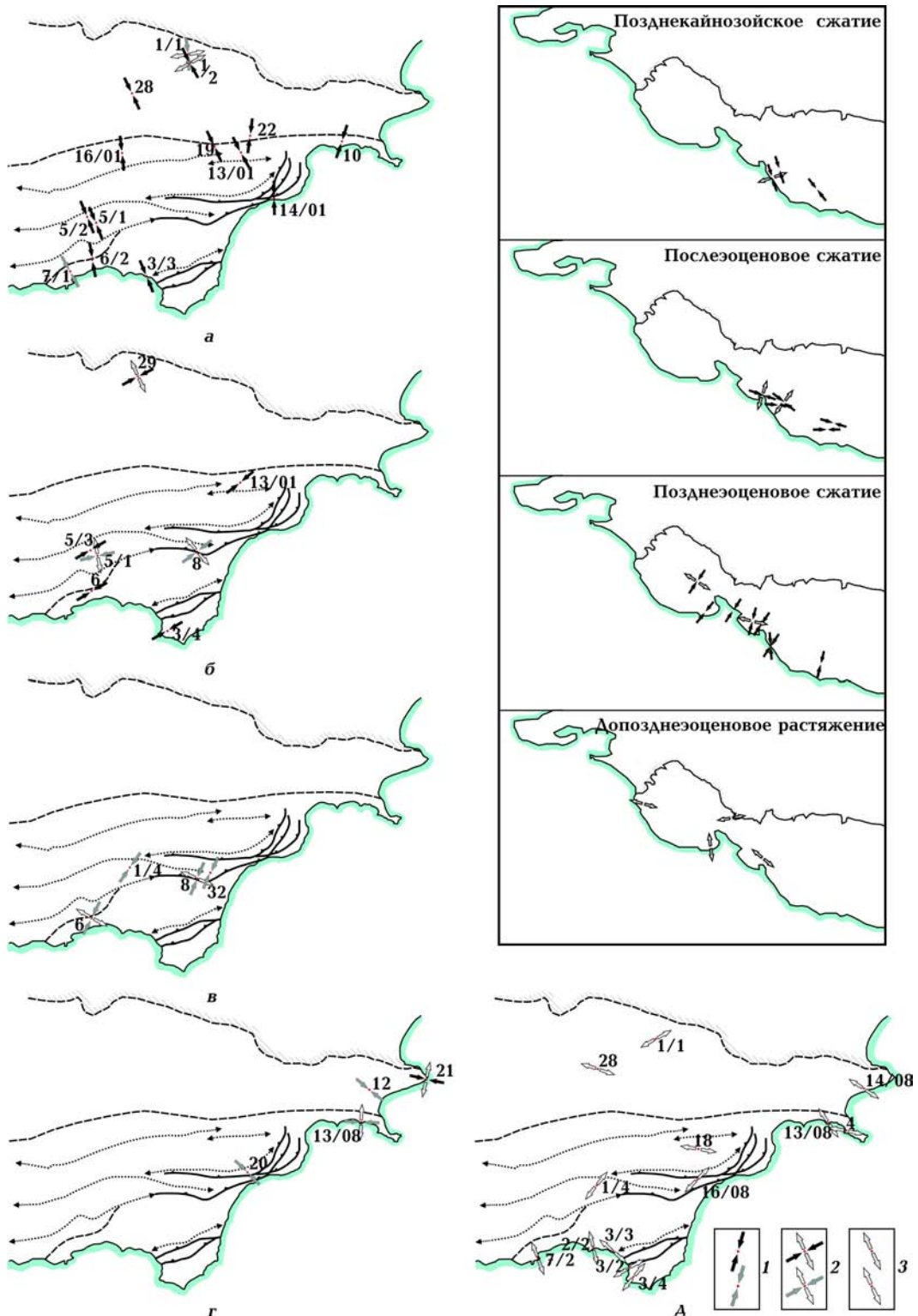


Рис. 4. Реконструированные региональные поля напряжений ВГК: а — поле субмеридионального—северо-западного сжатия, ответственное за формирование завершающей складчатости; б—г — доскладчатые поля, соответствующие выделенным группам осей сжатия, ориентированным в северо-восточном и западно-северо-западном (г) направлениях; в — поля доскладчатого растяжения (1—3 — ориентировки горизонтальных главных осей в деформационных обстановках взбросового и взбросо-сдвигового (1), сдвигового (2), сбросового и сбросо-сдвигового (3) типов в локальном послескладчатом (вверху) и доскладчатом (внизу) выражении). На врезке — последовательность полей напряжений Северо-Западного Кавказа, по данным [Saintot, Angelier, 2002].

регионе [Никишин и др., 2001; Паталаха и др., 2003]. Тогда нижней временной границей выделенных четырех полей доскладчатых напряжений (двух сбросовых и двух взбросо-сдвиговых) следует считать берриас как возрастной предел накопления горнокрымского осадочного комплекса [Милеев и др., 2009], верхний— поздний олигоцен — ранний миоцен — время начала аравийской коллизии. Получаемый значительный интервал эволюции вмещает достаточное число региональных тектонических событий, с которыми можно увязать реконструируемые поля.

Одним из вариантов интерпретации доскладчатого поля северо-восточного сжатия может быть отнесение его на счет заключительной фазы позднекиммерийского тектогенеза в раннем мелу в обстановке коллизии [Юдин, Герасимов, 1997; Милеев и др., 2009]. Другой вариант — отнесение его с глобальным инверсионным процессом в Черноморском регионе, начавшимся в позднем эоцене и приведшим к закрытию бассейна Большого Кавказа [Хаин, 1994; Никишин и др., 2001]. Последний кажется предпочтительным ввиду близости ориентировок осей сжатия этого поля ВГК с ориентировками осей соскладчатого поля Северо-Западного (СЗ) Кавказа [Saintot, Angelier, 2002] (см. рис. 4, врезка). Есть данные о проявлении северо-восточного сжатия в Добрудже в палеогене, сменившим меловое растяжение [Huppel, 2002]. Учитывая намечающееся разделение обобщенного направления северо-восточного сжатия в пределах ВГК на две фазы (см. [Гончар, 2013]), на будущее необходимо иметь в виду возможность выделения на их основе двух разновозрастных этапов.

Привязка реконструированных полей напряжений сбросового типа более очевидна — их следует воспринимать как проявление рифтогенных процессов в регионе, приведших к образованию Каркинитского прогиба, Западно- и Восточно-Черноморской субокеанических впадин. Наиболее ранний Каркинитский прогиб связан с ранне-среднемеловыми событиями [Тектоника ..., 1988; Никишин и др., 2001]. Многие исследователи обосновывают более древнее происхождение Западно-Черноморской впадины по отношению Восточно-Черноморской [Golmshtok et al., 1992; Казмин, Тихонова, 2006; Гончар, 2009], определяя средне-позднемеловое время заложения для первой и палеоцен-эоценовое для второй, хотя приводятся аргументы и в пользу одновременного начала их развития в позднем мелу [Никишин и др., 2001; Шрейдер, 2005]. Так или иначе, фиксируемые в ВГК этапы растяже-

ния, — более ранние, чем этапы сжатия, — могут соотноситься с актами задугового рифтогенеза, происходившими в интервале от среднего мела до эоцена. Нужно отметить возможность конседиментационного развития некоторых сбросов в отложениях горнокрымской серии, так что частично растяжение может быть связано с позднеюрскими—раннемеловыми этапами еще бассейнового периода, с которым был связан развал известняковой плиты титона [Sheremet et al., 2016].

Поля напряжений ВГК и намеченная их временная последовательность во многом совпадают с определениями этапов тектогенеза на СЗ Кавказе, приведенными в работе [Saintot, Angelier, 2002]. Согласно этим данным (см. рис. 4, врезка), основные поля СЗ Кавказа (некоторые здесь опущены) — это поля взбросового и сдвигового типов с северо-северо-западным, запад-северо-западным и северо-восточным направлениями действия осей сжатия. Последнее определяется как соскладчатое позднеэоценовое поле напряжений. Также диагностируются доскладчатые сбросовые обстановки с варьирующими направлениями осей растяжения. Сопоставление реконструкций для двух складчатых областей дает представление о распределении напряжений в северо-восточной части Черноморского региона в разные периоды. Сбросовые и сбросо-сдвиговые режимы, предшествовавшие сжатию и складчатости на Кавказе, авторы [Saintot, Angelier, 2002] относят на счет позднемелового рифтогенеза, приведшего к раскрытию Восточно-Черноморской впадины, а также на счет реактивации режима растяжения в эоцене. Северо-восточные направления доскладчатых обстановок сжатия в ВГК могут быть сопоставлены с проявлениями соскладчатого сжатия на СЗ Кавказе в позднем эоцене—олигоцене. После изменения геодинамической обстановки в позднем олигоцене—раннем миоцене сжатие в северо-северо-западном направлении (послескладчатое для СЗ Кавказа) стало соскладчатым полем напряжений ВГК. Без особых трансформаций оно продолжило функционировать в коллизионных условиях [Паталаха и др., 2003]. Поле западно-северо-западного сжатия ВГК также находит свой аналог в пределах СЗ Кавказа, где оно диагностируется в основном как послескладчатое, хотя есть и доскладчатые определения данной ориентировки сжатия [Saintot, Angelier, 2002]. Природа этого поля остается неясной. Предположительно, вслед за авторами указанной работы, его можно связывать с начальным этапом ара-

вийской коллизии, когда опережающее сжатие и орогенное поднятие ядра Большого Кавказа оказывало боковое давление на соседние области СЗ Кавказа и ВГК. Аналогичная ВГК тенденция в последовательности полей напряжений установлена и в Юго-Западном Крыму [Муровская, 2012; Муровская и др., 2014]. Там на ранних альпийских этапах (поздний мел—эоцен) доминирует растяжение, которое прерывается фазами сжатия в сантоне и на рубеже палеоцена и эоцена; с олигоцена наступает тотальное преобладание условий сжатия.

Таким образом, получаемое соответствие результатов для Горного Крыма и Кавказа подтверждает региональный характер реконстру-

ированных полей напряжений и позволяет сделать вывод о коррелятивности деформационного развития этих территорий. С учетом этого в дальнейшем может строиться общая схема их палеогеодинамики.

Геодинамическая интерпретация этапности развития ВГК. В приводимых ниже построениях учитываются опубликованные данные о развитии Черноморского региона [Копп, Щерба, 1998; Никишин и др., 2001; Казьмин, Лобковский, 2003; Казьмин, Тихонова, 2006] и ВГК [Юдин, Клочко, 2001]. Палеовпадину ВГК можно рассматривать как часть общего мезозойско-го бассейна, протягивавшегося от Добруджи до Каспия. Коллизия Мизийского микроконтинен-

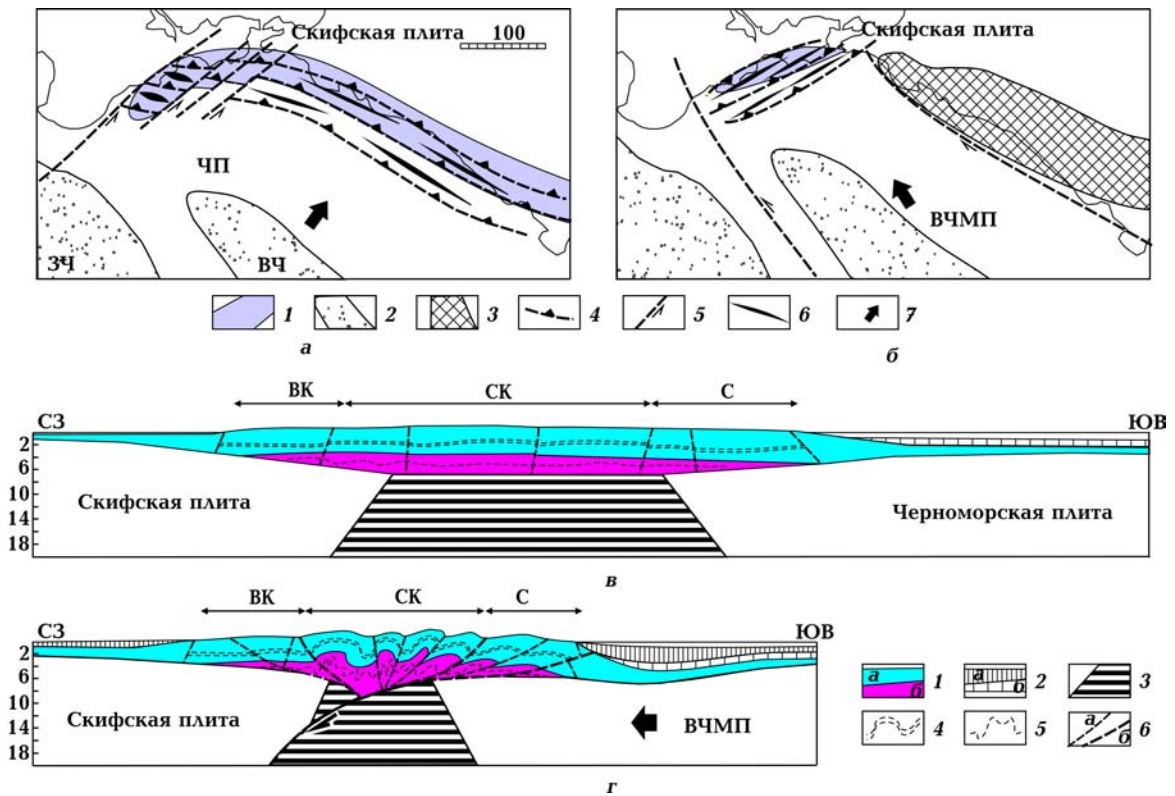


Рис. 5. Модели тектонического развития Восточного Горного Крыма в позднем кайнозое: *а* и *б* — палеотектонические схемы северо-восточного угла Черноморского региона в позднем эоцене (*а*) и позднем неогене (*б*) (ВЧ — Черноморская плита, ВЧМП — Восточно-Черноморская микроплита) (1 — основание Большекавказского субокеанического бассейна; 2 — субокеанические трюги Западно- и Восточно-Черноморский (ЗЧ и ВЧ); 3 — ороген Большого Кавказа; 4–6 — деформации чехла бассейна: надвиги (4), сдвиги (5), складки (6); 7 — направление смещения Черноморской (Восточно-Черноморской) плиты; *в* и *г* — соответствующие палеотектоническим схемам по времени гипотетические разрезы вкрест простирания палеобассейна ВГК, показывающие характер деформаций горнокрымского осадочного комплекса (ВК — Восточно-Крымский синклиниорий, СК — Судакско-Карадагская зона, С — Судакский синклиниорий) (1 — подразделения горнокрымского комплекса: *а* — поздняя юра; *б* — таврическая серия — средняя юра; 2 — осадки позднего мела—эоцена (*а*) и олигоцена—миоцена (*б*); 3 — базифицированная кора рифтового бассейна ВГК; 4, 5 — складчатость в разнофациальных отложениях горнокрымского комплекса: в мелководных (4) и глубоководных (5); 6 — разломы различной кинематики (*а*) и надвиги, ограничивающие аккреционную призму (*б*)).

та с окраиной Скифской плиты на рубеже юры и мела привела к закрытию и инверсии его западной ветви. В прогибе Большого Кавказа прогибание и седиментация продолжились [Казьмин, Лобковский, 2003; Казьмин, Тихонова, 2006]. Можно допустить, что бассейн ВГК представлял собой в это время крайнюю незамкнутую ветвь последнего и был полностью компенсирован осадконакоплением (шельфовые условия). В мел-эоценовый период осадочный чехол подвергался неоднократному растяжению в ходе задугового рифтинга, в результате чего сформировались парагенезисы сбросо-сдвиговых разломов и пологих моноклиналей. Инверсия бассейна Большого Кавказа началась в позднем эоцене и сопровождалась сокращением его фундамента [Никишин и др., 2001, 2010]. Это привело к формированию линейной складчато-надвиговой структуры под действием регионального поля северо-восточного сжатия [Saintot, Angelier, 2002; Казьмин, Тихонова, 2006]. Вполне вероятно, что в периферийной части бассейна, которую представлял собой "залив" ВГК, деформация сжатия проявилась слабее. В связи с изменением простирания оси бассейна здесь не происходило существенного сокращения фундамента, поэтому была сформирована пологая складчатая структура (рис. 5, а). Такими представляются условия доскладчатого (относительно завершающей складчатости) деформирования ВГК.

Начало коллизии Аравийской и Евразийской литосферных плит в позднем олигоцене—раннем миоцене привело к появлению регионального поля напряжений, близкого к современ-

ной системе напряжений [Паталаха и др., 2003]. Основным в Кавказско-Восточно-Черноморском секторе стало субмеридиональное сжатие, под действием которого сформировался коллизионный ороген Большого Кавказа. Восточно-Черноморская микроплита, перемещаясь в северных румбах, оказывала давление на основание последнего реликта позднемезозойского бассейна, каковым к этому времени стал бассейн ВГК. Под действием этого сжатия базифицированная кора основания бассейна пододвигалась под Скифскую плиту, что привело к сокращению основания чехла, складчатости и надвигообразованию (латеральной аккреции) в Судацко-Карадагской зоне (рис. 5, б). При этом можно полагать, что в основном за счет различий механических свойств верхней (мелководной, терригенно-карбонатной) и нижней (глубоководной, флишевой) частей разреза сформировалась характерная складчатая дисгармония горнокрымского комплекса. Восточно-Крымский и Судацкий "синклинории" — тыловая и фронтальная части аккреционной призмы — подверглись слабому сжатию и сохранили во многом структуры доскладчатых этапов деформаций. Блокированию субдукции способствовало приведение в соприкосновение континентальных окраин палеобассейна, что должно было обеспечить наступление коллизии с перенесением основной деформации с чехла на уровень коры.

Автор благодарит руководителей Сейсмологической службы Крыма Б. Г. Пустовитенко и Ю. М. Вольфмана, а также сотрудников сейсмостанции г. Судака за оказанную помощь в организации полевых исследований в 2001 и 2011 гг.

Список литературы

- Бызова С. А. Некоторые вопросы тектоники Горного Крыма. *Вест. Моск. ун-та. Сер. Геология*. 1980. № 6. С. 15—25.
- Вознесенский А. И., Книппер А. А., Перфильев А. С., Успенская Е. А., Арешин А. В. История восточной части террейна Горного Крыма. *Геотектоника*. 1988. № 1. С. 27—44.
- Геологическая карта Горного Крыма м-ба 1 : 200 000. Объяснительная записка. Гл. ред. Н. Е. Деренюк. Киев: Мингео УССР, 1984. 134 с.
- Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. I. Геологическое описание. Москва: Недра, 1969. 576 с.
- Гончар В. В. Поле напряжений Горного Крыма и его геодинамическая интерпретация. *Доп. НАН України*. 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. Т. 35. № 4. С. 170—175.
- Гончар В. В. Пострифтовое погружение и возраст субокеанической впадины. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2009. № 2. С. 38—53.

- Казьмин В. Г., Лобковский Л. И. Геологическое строение и развитие вала Шатского. В кн.: *Актуальные проблемы океанологии*. Москва: Наука, 2003. С. 221—243.
- Казьмин В. Г., Тихонова Н. Ф. Позднемезозойские—эоценовые моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции. *Геотектоника*. 2006. № 3. С. 9—22.
- Кизевальтер Д. С., Муратов М. В. Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур восточной части Горного Крыма. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1959. № 5. С. 16—34.
- Копп М. Л., Щерба И. Г. Кавказский бассейн в палеогене. *Геотектоника*. 1998. № 2. С. 29—50.
- Маринин А. В., Сайнто А. Сравнение результатов исследований палеонапряжений Северо-Западного Кавказа различными тектонофизическими методами. В кн.: *Проблемы тектонофизики*. Москва: Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 225—243.
- Милеев В. С., Розанов С. Б., Барабошкин Е. Ю., Никишин М. Ю., Шалимов И. В. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма. *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отг. геол.* 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 22—23.
- Муровская А. В. Напряженно-деформированное состояние Западного Горного Крыма в олигоцен-четвертичное время по тектонофизическим данным. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 2. С. 109—119.
- Муровская А., Шеремет Е., Колесникова Е., Лазаренко О. Деформации верхнемеловых—неогеновых отложений Юго-западного Крыма по тектонофизическим данным. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 6. С. 79—92.
- Никишин А. М., Коротаев М. В., Болотов С. Н., Ершов А. В. Тектоническая история Черноморского бассейна. *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отг. геол.* 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 3—18.
- Никишин А. М., Ершов А. В., Никишин В. А. Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза. *Докл. АН*. 2010. Т. 430. № 4. С. 515—517.
- Панов Д. И. К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время. *Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 1997. № 3. С. 43—49.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев: ПП "ЭКМО", 2003. 226 с.
- Паталаха Е. И., Лукиенко А. И., Гончар В. В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Феникс, 1995. 160 с.
- Тектоника Украины*. Ред. С. С. Круглов, А. К. Цыпко. Москва: Недра, 1988. 254 с.
- Хаин В. Е. Тектоника Кавказа: текущие проблемы. *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отг. геол.* 1994. Т. 69. Вып. 5. С. 3—10.
- Шеремет Е., Сассон М., Гинтов О., Мюллер К., Егорова Т., Муровская А. Ключевые проблемы стратиграфии восточной части Горного Крыма. Новые микропалеонтологические данные датирования флишевых пород. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 35—56.
- Шрейдер Ал. А. Раскрытие глубоководной котловины Черного моря. *Океанология*. 2005. № 4. С. 592—604.
- Югин В. В., Герасимов М. Е. Геодинамическая модель Крымско-Черноморского и прилегающих регионов. В кн.: *Геодинамика Крымско-Черноморского региона*. Симферополь, 1997. С. 16—23.
- Югин В. В., Ключко А. А. Тектоника Восточного Крыма (Карадаг). Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ). Симферополь, 2001. С. 169—178.
- Golmshtok A., Zonenshain L., Terekhov A., Shainurov R., 1992. Age, thermal evolution and history of the Black Sea basin on heat flow and multichannel reflection data. *Tectonophysics* 210, 273—293.
- Hypolite J. C., 2002. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33—53.
- Navabrou P., Angelier J., Barrier E., 2007. Cenozoic post-colisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics* 432, 101—131.
- Saintot A., Angelier J., 2002. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary. *Tectonophysics* 357, 1—31.
- Saintot A., Angelier J., Chorowicz J., 1999. Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing studies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea. *Tectonophysics* 313, 187—218.
- Sheremet Ye., Sosson M., Müller C., Gintov O., Murovskaya A., Yegorova T., 2016. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: *Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. Spec. Publ. London. Vol. 428. doi: 10.1144/SP428.14.

East Mountain Crimea strain fields of different age

© V. V. Gonchar, 2017

Actual data of kinematic analysis have been given, reconstruction and discrimination of strain fields with respect to the stage of main folding within the limits of the East Mountain Crimea have been fulfilled. The field of sub-meridional—northwestern compression realized in connection with processes of Arabian collision is responsible for formation of final folding of the Sudak-Karadag zone and post-folding collision compression of the East Mountain Crimea. As pre-folding fields are defined the following ones: the fields of thrust-displacement type with northeastern and west-north-west orientations of compression axes and thrust fields with northeastern and northwestern orientation of axes of tension. The last ones can most probably be related to manifestation of riftogenesis behind the arc in the Black Sea region during Middle Cretaceous—Paleocene. The field of northeastern compression might be related to regional compression in Late Eocene—Oligocene, stipulated the folding of the Great Caucasus.

Key words: East Mountain Crimea, strain fields, folding, paleotectonic reconstructions.

References

- Byzova S.L., 1980. Some questions tectonics of the Crimean Mountains. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. Geologiya* (6), 15—25 (in Russian).
- Voznesenskiy A.I., Knipper A.L., Perfilyev A.S., Uspenskaya E.A., Areshin A.V., 1988. History of the eastern part of the Crimean Mountains terrane. *Geotektonika* (1), 27—44 (in Russian).
- Geological map of the Crimean Mountains. 1 : 200 000. An explanatory note, 1984. Ed. N.E. Derenyuk. Kiev: Ministry of Geology of the USSR, 134 p. (in Russian).
- Geology of the USSR. Vol. 8. Crimea. Part I. The geological description, 1969. Moscow: Nedra, 576 p. (in Russian).
- Gonchar V.V., 2003. Stress field of the Crimean Mountains and geodynamic interpretation. *Dopovidi NAN Ukrainy* (3), 97—104 (in Russian).
- Gonchar V.V., 2013. Sequence of stress fields and age of folding Eastern Mountain Crimea (according to the kinematic analysis taking into account the rotation of the layers). *Geofizicheskij zhurnal* 35(4), 170—175 (in Russian).
- Gonchar V.V., 2009. Postrift dive and age sub-oceanic depression. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (2), 38—53 (in Russian).
- Kazmin V.G., Lobkovskiy L.I., 2003. Geological structure and development of the Shatsky shaft. Proc.: *Actual problems of oceanography*. Moscow: Nauka, P. 221—243 (in Russian).
- Kazmin V.G., Tikhonova N.F., 2006. Late Mesozoic-Eocene sea in the Black Sea-Caspian region: paleotectonic reconstruction. *Geotektonika* (3), 9—22 (in Russian).
- Kizevalter D.S., Muratov M.V., 1959. Long-term development of geosynclinal folded structures of the eastern part of the Crimean Mountains. *Izvestiya AN SSSR. Ser. geol.* (5), 16—34 (in Russian).
- Kopp M.L., Shcherba I.G., 1998. Caucasian basin in the Paleogene. *Geotektonika* (2), 29—50 (in Russian).
- Marinin A.V., Saynto A., 2008. Comparison of the results researches palaeostresses Northwest Caucasus tectonophysical different methods. In: *Problems tectonophysics*. Moscow: Publ. House. IPE RAS, 225—243 (in Russian).
- Mileev V.S., Baraboshkin E.Yu., Rozanov S.B., Rogov M.A., 2009. Tectonics and geodynamic evolution of the Crimean Mountains. *Byulleten obshchestva ispytateley prirody. Otd. geol.* 84(is.3), 3—23 (in Russian).
- Murovskaya A.V., 2012. Stress-strain state of West Mountain Crimea in the Oligocene-Quaternary time of the tectonic data. *Geofizicheskij zhurnal* 34(2), 109—119 (in Russian).
- Murovskaya A., Sheremet E., Kolesnikova E., Lazarenko O., 2014. Deformations of the Upper Cretaceous—Neogene sediments of the South-western Crimea according to tectonophysical data. *Geofizicheskij zhurnal* 36(6), 79—92 (in Russian).
- Nikishin A.M., Korotaev M.V., Bolotov S.N., Ershov A.V., 2001. Tectonic history of the Black Sea basin. *Byulleten obshchestva ispytateley prirody. Otd. geol.* 76(is.3), 3—18 (in Russian).

- Nikishin A.M., Ershov A.V., Nikishin V.A., 2010. The geological history of the Western Caucasus and adjacent foredeeps based on analysis of the regional balanced section. *Doklady AN* 430(4), 515—517 (in Russian).
- Panov D.I., 1997. On the question of the geological history of the Crimea in the Triassic and Jurassic time. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 4. Geologiya* (3), 43—49 (in Russian).
- Patalakha E.I., Gonchar V.V., Senchenkov I.K., Chervinko O.P., 2003. Indentorny mechanism in geodynamics Crimean Black Sea region. Forecast HC and seismic hazard. Kiev: ECMO, 226 p. (in Russian).
- Patalakha E.I., Lukienko A.I., Gonchar V.V., 1995. Tectonic flows as a basis for understanding the geological structures. Kiev: Feniks, 160 p. (in Russian).
- Tectonics of Ukraine, 1988. Eds S.S. Kruglov, A.K. Tsytko. Moscow: Nedra, 254 p. (in Russian).
- Khain V.E., 1994. Tectonics Caucasus: current problems. *Byulleten obshchestva ispytateley prirody. Otd. geol.* 69(is.5), 3—10 (in Russian).
- Sheremet E., Sasson M., Gintov O., Müller C., Yegorova T., Murovskaya A., 2014. Key problems of the eastern part of the Crimean Mountains stratigraphy. New micropaleontologic information for dating of flysch rocks. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(2), 35—56 (in Russian).
- Shreyder A.I., 2005. Disclosure of deep-water basin of the Black Sea. *Okeanologiya* (4), 592—604 (in Russian).
- Yudin V.V., Gerasimov M.E., 1997. Geodynamic model of the Crimean Black Sea and adjacent regions. In: *Geodynamics of the Crimean-Black Sea region*. Simferopol, P. 16—23 (in Russian).
- Yudin V.V., Klochko A.A., 2001. Tectonics of the Eastern Crimea (Karadag). Raw material resources of the Crimea and offshore (oil and gas). Simferopol, P. 169—178 (in Russian).
- Golmshtok A., Zonenshain L., Terekhov A., Shainurov R., 1992. Age, thermal evolution and history of the Black Sea basin on heat flow and multi-channel reflection data. *Tectonophysics* 210, 273—293.
- Hypolite J.C., 2002. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33—53.
- Navabrou P., Angelier J., Barrier E., 2007. Cenozoic post-colisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics* 432, 101—131.
- Saintot A., Angelier J., 2002. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary. *Tectonophysics* 357, 1—31.
- Saintot A., Angelier J., Chorowicz J., 1999. Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing studies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea. *Tectonophysics* 313, 187—218.
- Sheremet Ye., Sosson M., Müller C., Gintov O., Murovskaya A., Yegorova T., 2016. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: *Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. Spec. Publ. London. Vol. 428. doi: 10.1144/SP428.14.