

Лежачие складки и кливаж таврической серии как структуры раннего этапа растяжения в Горном Крыму

© В. В. Гончар, 2014

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 2 июля 2014 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Розглянуто приклади та проведено аналіз лежачих складок таврійської серії в зоні малих інтрузій Південного берега Криму, показано їх розвиток в умовах вертикального стиснення/горизонтального розтягування за рахунок структур попереднього етапу складчатості. Охарактеризовано прояв у парагенезісі з лежачою складчатістю низькотемпературного дозеленосланцевого кліважу, чисельно досліджено можливість його розвитку в термальному полі габро-діабазового масиву Аюдаг. За кінематикою розломів у таврійській серії реконструйовано орієнтування головних напружень, що підтверджують формування кліважно-складчастого парагенезису в умовах розтягування. Запропоновано прив'язку режиму розтягування до епохи середньоярського островодужного магматизму.

Ключові слова: Гірський Крим, таврійська серія, лежачі складки, дозеленосланцевий кліваж, розтягнення.

Введение. Терригенные флишеидные толщи таврической серии Горного Крыма поздне триасового — раннеюрского возраста [Геология..., 1969] отличаются сложной складчато-разрывной структурой, участками переходящей в меланж [Сасинович, 1960; Заика-Новацкий, 1990; Юдин, 2011], все еще слабоизученной и непонятной в плане генезиса. Вклад в картину сложного строения могут вносить внутренние факторы, такие как контраст свойств и неоднородность флиша в сочетании с большими деформациями [Заика-Новацкий, 1990]. Однако в качестве основной причины видится наложение этапов деформирования, о чем свидетельствуют данные по кинематике разломов [Гинтов, Муровская, 2000; Гинтов, 2005; Муровская, 2012; Гончар, 2013]. Эффективными индикаторами деформации вообще и наложенной в частности являются складки, но при их использовании необходимо распознавание механизмов складкообразования [Паталаха и др., 1974].

При интерпретации структуры складчатых областей часто прибегают к априорным представлениям, основанным на механике складчато-надвигового деформирования в условиях сжатия. Значение данного тектонотипа действительно велико и его трудно переоценить, но феномен лежащей складчатости может тому поспособствовать. Хотя лежащие складки входят в состав противоположного парагенезиса растяжения [Continental..., 1987], существу-

ющее до некоторой степени сходство между ними и принадвиговыми (пришарьяжными) складками (рис. 1) в сочетании с ограниченной обнаженностью может заставить принять их за элементы тектоники сжатия. Вместе с тем механизмы формирования принадвиговых и лежащих складок принципиально различны. В первом случае складчатые структуры подчине-

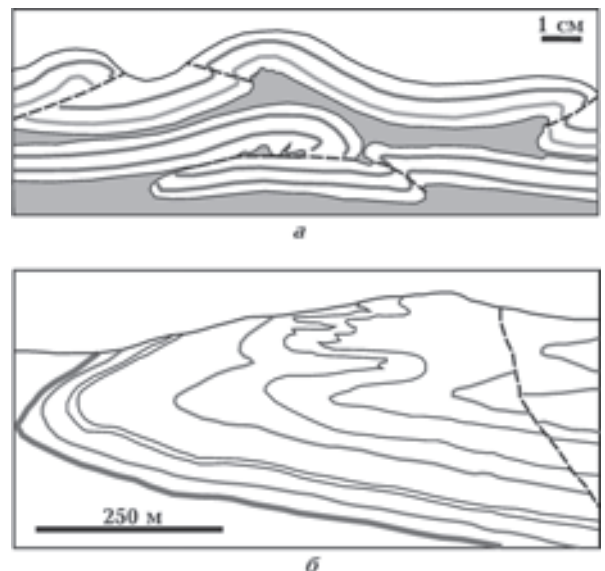


Рис. 1. Фрагмент модели складчато-надвигового пояса, по [Couzens-Schultz et al., 2003] (а) и природная лежащая складка, сформированная в условиях горизонтального растяжения (по [Fernandez et al., 2007], с упрощениями) (б).



Рис. 2. Схема геологического строения Южного берега Крыма в зоне развития малых интрузий (по [Геологическая..., 1984], с использованием [Ананьев, Ревердатто, 1997]): 1 — простирации в области развития таврического флиша (ТЗ—J1tv); 2—3 — отложения верхних ярусов горнокрымского комплекса: вулканогенно-осадочные средней юры (2) и верхнеюрские карбонатные (3); 4 — интрузии среднего (а) и основного (б) состава; 5 — мелкие интрузивные тела, дайки основного состава (а) и покров четвертичных обломочных отложений (б); 6 — ороговикование таврической серии вокруг Аю-Дага (по [Ананьев, Ревердатто, 1997]); 7 — точки наблюдений в породах с кливажем (а), без кливажа (б) и для которых приведена кинематическая реконструкция ориентировок осей тензора напряжений (в); Л — пляж Лазурное.

ны процессу развития зоны локализованной деформации надвигового типа; принадвиговые складки резко асимметричны, с разорванным нижним крылом и минимумом деформации в замке (некоторые модели и ссылки см. в работе [Гончар, 2009]). «Истинные» лежащие складки, сохраняя целостность, характеризуются близким к равномерному развитием крыльев и концентрацией деформации в замке, чем обнаруживают действие механизма продольного изгиба. Обычно присутствующие признаки течения (утолщение слоев в замке и утонение на крыльях) непосредственно указывают на

динамическую обстановку их формирования: вертикальное сжатие и горизонтальное (в направлении оси) растяжение. Поэтому, по своей сути, это — наложенные складки, так как для реализации продольного изгиба в условиях вертикального сжатия необходимо первоначальное выведение слоев из горизонтального положения.

Отнесение лежащих складок к категории структур горизонтального растяжения наиболее убедительно при развитии соответствующего парагенетического структурного ряда. И если сочетание лежащих складчатости и сборо-

сов в Крыму [Паталаха, Гончар, 1999] может показаться недостаточным свидетельством эндогенного растяжения, то присутствие пологого кливажа осевой плоскости однозначно решает проблему. Недавними полевыми исследованиями такой кливаж был установлен во флишевой толще в окрестности интрузии Аю-Даг. Совместно с ним ассоциация лежащих складок в зоне развития малых интрузий Южного берега Крыма может рассматриваться как следствие растяжения коры в обстановке среднеюрского островодужного магматизма. Этому должен был предшествовать этап первичной инверсии таврического бассейна с формированием классического складчато-надвигового парагенезиса.

Морфология лежащих складок Южного берега Крыма в интервале интрузий Аю-Даг — Кастель. По мере накопления данных появляется все больше свидетельств присутствия в разрезах таврической серии лежащих складок, природа которых трактуется неоднозначно [Заика-Новацкий, 1990; Паталаха, Гончар, 1999; Юдин, 2011]. Район от Гурзуфа до Алушты отличается, как кажется, повышенной плотностью складок с пологими осями, другая его особенность — развитие комплекса малых интрузий средней юры [Геология..., 1969] (рис. 2), имеющих островодужную природу [Геологическое..., 1989; Meijers et al., 2010]. Тектоническая позиция интрузивных тел в толщах таврической серии также вызывает дискуссии. Как оказывается, поднятая проблема пластического парагенезиса растяжения может быть увязана с вопросами становления интрузивного комплекса.

Руч. Артек. Ключевым для тектонической интерпретации лежащей складчатости является обнажение в верховье руч. Артек, в 700 м к северо-западу от контакта с габбро-диабазовым массивом Аю-Даг (т. 7, рис. 2, б). В борту узкого ущелья виден фрагмент (нижнее подвернутое крыло и замок) небольшой подобной складки с пологой осью (наклон 12°), уникальность которой создает сопутствующий кливаж осевой плоскости (рис. 3, а и б). Кливаж фиксируется еще в нескольких точках в обрамлении массива Аю-Даг на удалении до 1500 м. Такая его приуроченность позволяет выдвинуть гипотезу о формировании кливажно-складчатого парагенезиса в термальном ореоле интрузии, тем самым привязывая его по времени к периоду становления комплекса малых интрузий (см. ниже). Флишевые ритмы таврической серии отличаются здесь преимущественно алеврито-аргиллитовым составом, что благоприятство-

вало течению пород при деформации и приобретению складкой черт подобия — утолщения слоев в замке и утонения на крыльях. Со складкой ассоциируют малоамплитудные сбросовые разломы. Один из них показан на рис. 3, а. Полюса слоистости в целом образуют на стереограмме (рис. 3, в) характерный пояс большого круга, ориентированный в направлении северо-запад — юго-восток, отражая тем самым соответствие общему северо-восточному простиранию структур на данной территории (см. рис. 2). Однако видно, что с увеличением угла наклона полюса приобретают больший разброс вдоль периметра стереограммы, так что общий тренд не выдерживается. Последнее может говорить о наложенной складчатости.

Механизмом однородной деформации складки было кливажное течение, для данного типа кливажа — растворение под давлением [Holl, Anastasio, 1995]. Для получения исходной (докливажной) формы использовалась процедура возвращения объема в недеформированное состояние согласно модели несоосного течения [Гончар, 2001]. Деформация считалась противоположной той, что привела к формированию складки (см. рис. 3, врезка). Рассчитывалось сжатие трех слоев складки вдоль оси (рис. 3, г, I) по формуле несоосного течения:

$$\begin{Bmatrix} x \\ y \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} x_0, y_0 \\ 0 \end{Bmatrix} \begin{vmatrix} d & \operatorname{tg} \gamma \\ 0 & d^{-1} \end{vmatrix}, \quad (1)$$

где x, y и x_0, y_0 — текущие и начальные координаты, d — кратная деформация сжатия в направлении горизонтальной оси, γ — угол сдвига вдоль горизонтальной поверхности. В зависимости от принятой величины наклона β оси максимального сжатия σ_1 определяются величины простого сдвига и сжатия [Гончар, 2001]: $2 \operatorname{tg} \gamma = 2 \dot{\epsilon} t \sin 2\beta$, $d = e^{\dot{\epsilon} t \cos 2\beta}$ ($\dot{\epsilon}$ — скорость деформации (произвольная величина), t — время), $\beta = 12^\circ$. Процесс контролировался разницей между получаемыми мощностями в замке и на крыле каждого слоя, а также суммы трех слоев. Деформация останавливалась, когда величины мощностей оказывались равными. Данные по отдельным слоям дают разброс от 1,3 до 1,9 кратной деформации, общим для трех слоев получается значение $d = 1,5$ (рис. 3, г, II), им же определяется и величина горизонтального растяжения объема. Полученная в результате форма имеет облик фрагмента вергентной к югу изгибной складки-флексуры. Возможно, что она также включает небольшую изгибную составляющую, возникшую при формирова-

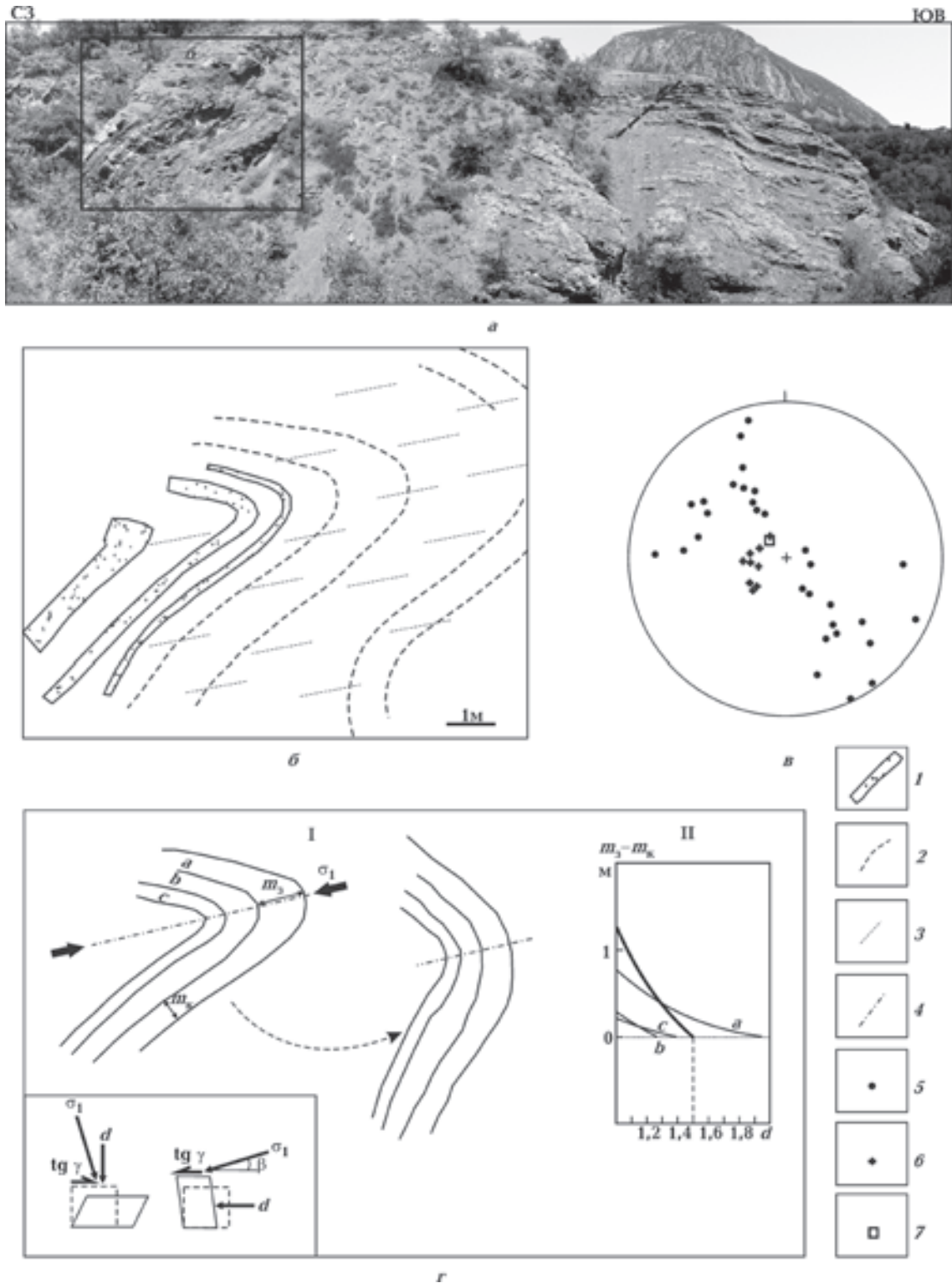


Рис. 3. Обнажение в верхьях руч. Артек (см. т. 7, рис. 2) и его интерпретация: *а* — общий вид, на заднем плане массив Аю-Даг; черным пунктиром в правой части отмечен сбросовый разлом; *б* — зарисовка кливажной складки; *в* — стереографическая проекция элементов залегания кливажа и слоистости (сетка Вульфа, верхняя полусфера); *г* — приведение складки в промежуточное (докливажное) деформированное состояние посредством сжатия в направлении оси (I) и диаграмма изменения разности мощностей (II) для трех слоев (*a*, *b*, *c*) и их суммы (жирная линия); на врезке: схемы несоосного течения при прямом (слева) и обратном (справа) деформировании; 1 — слои песчаника; 2 — контуры слоев в алевроито-аргиллитовой толще; 3 — кливажная отдельность (условно); 4 — ось складки; 5—7 — полюса (на стереограмме): слоистости (5), кливажа (6) и осевой плоскости складки (7).

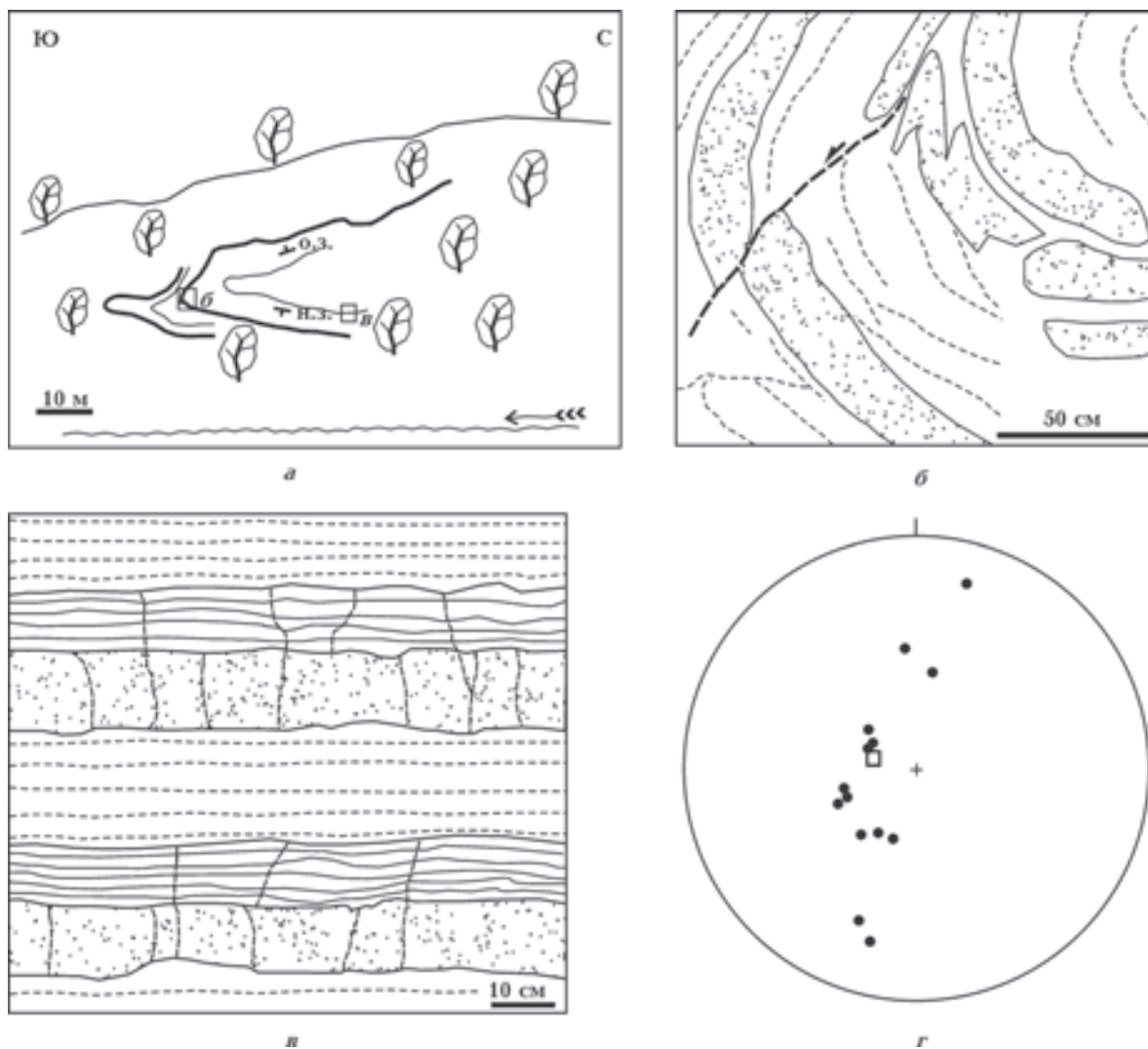


Рис. 4. Зарисовки обнажения и его деталей в притоке руч. Узень (т. 62, рис. 2) (а—в), стереограмма элементов залегания лежащей складки (г); н.з. — нормальное, о.з. — опрокинутое залегания. Условные обозначения см. на рис. 3.

нии лежащей складки. Таким образом, можно полагать, что с помощью снятия деформации субвертикального сжатия/субгоризонтального растяжения реконструирована складка предшествующего этапа.

Руч. Узень. Далее к северо-востоку, в борту одного из притоков руч. Узень (см. т. 62 на рис. 2), обнаружена более крупная, близкая к изоклиальной, лежащая складка со сложной морфологией замка и неравномерным сжатием перпендикулярно оси (рис. 4, а). Флиш представлен здесь выдержанными песчано-алевритовыми ритмами. Неправильности формы в призмковой части верхнего крыла могут быть следствием того, что лежащая складка была наложена на уже деформированные слои. Изгиб слоев песчаника в замке сочетается с

разрывными нарушениями сбросового типа (рис. 4, б), при этом на крыльях деформация существенно ниже (рис. 4, в). Внимания заслуживает залегание пород: в нижнем крыле оно нормальное, соответственно в верхнем — опрокинутое. Судя по описаниям работы [Юдин, 2010], это — типичное сочетание для лежащих складок таврической серии, и, по нашим данным, его проще всего объяснить наложением субвертикального сжатия на асимметричную флексурную складку (см. ниже). Полюса слюистости образуют на стереограмме (рис. 4, г) достаточно выдержанный пояс северо-северо-восточного направления, что входит в некоторый контраст с общим простираем структур района и может говорить о развороте простираения толщи на этом участке.

Интенсивная сжатость лежащей складки при сохранении крыльев говорит о формировании ее в условиях вертикального сжатия и, соответственно, горизонтального растяжения предварительно крутопоставленных слоев. Усиление деформации в замке и ослабление на крыльях указывает на участие механизма продольного изгиба. Обусловлено такое сочетание прямой зависимостью между кривизной слоя и изгибающими напряжениями, когда перепад в величинах напряжений в замке и на крыльях может достигать трех порядков [Гончар, 2009].

Руч. Ла-Илья. В борту расположенного восточнее руч. Ла-Илья (см. т. 12 на рис. 2) установлены небольшие (первые м), тесно сжатые лежащие складки, составляющие субгоризонтальную складчатую зону (рис. 5, а). Кверху слои переходят в крутую моноклинал, которая на северном фланге обнажения оканчивается

подвернутой синклинальной складкой. Флиш здесь представлен частым переслаиванием песчаников и алевролитов при подчиненном значении последних. Лежачие складки сформированы вследствие изгиба и дальнейшей концентрации деформации в замках, что следует из повышенной деформации слоев песчаников в замках, выдавливании и перетекании более пластичного алевролитово-глинистого материала (рис. 5, б). Острые замки и прямые крылья говорят о складчатости в узком смысле — вращении крыльев за счет локализации пластической деформации в шарнире замка. На стереограмме полюса слоистости образуют пояс, вытянутый вдоль большого круга в направлении северо-запад — юго-восток (рис. 5, г), что также вписывается в преобладающее направление северо-восточного простирания структур. Полюса осевых плоскостей

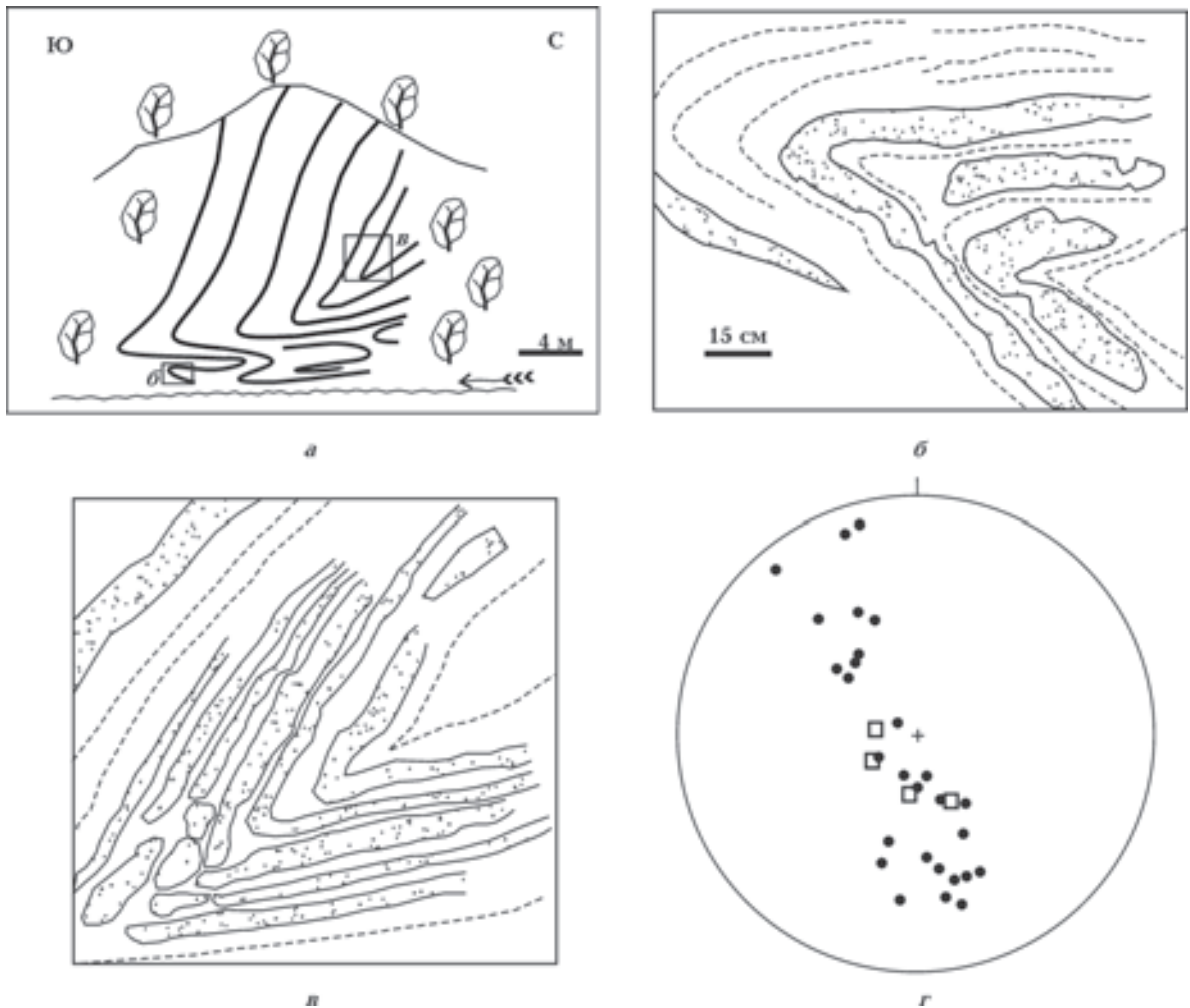


Рис. 5. Зарисовки обнажения и его деталей в русле руч. Ла-Илья (т. 12, рис. 2) (а—в), стереограмма элементов залегания лежащих складок (г).

располагаются вблизи центра стереограммы, их наклоны не превышают 10—15°. Наложённый характер лежащей складчатости в этом месте наиболее очевиден — складки сформировались за счёт крутозалегающих слоёв. Ядро синклинали в правой части моноклинали явно принадлежит складчатости предыдущего этапа.

Можно предположить, что лежащие складки образовались здесь вследствие несколько специфических условий — пластической деформации в зоне сдвига, кинематически отвечающей сбросу, в которой слои испытывали продольное сжатие при вращении (см. ниже, рис. 9, в). Причина концентрации складчатости в узкой зоне сдвига, по-видимому, кроется в изменившихся свойствах флиша: возросшая песчаность и сокращение мощности ритмов привели к общему упрочнению толщи и соответственно снижению гибкости слоёв, что сделало возможным достижение, в первую очередь, предела сдвиговой прочности вместо предела изгибной неустойчивости [Гончар, 2010].

Пляж Лазурное. Разнообразные по формам и размерам лежащие складки можно наблюдать в береговых обрывах пляжа Лазурное (вблизи горы Кабель, см. рис. 2), но они труднодоступны для замеров. С целью приближённой оценки величины сжатия складки здесь используется снимок из работы [Юдин, 2011]. Судя по фотографии, толща таврической серии представлена здесь в основном слоями песчанистого флиша. Лежащая складка (рис. 6, а), ограниченная сверху и снизу пологими разломами, обладает сохранным верхним крылом, которое осложнено асимметричной складчатостью более высокого порядка. Мощности в замке увеличены, что говорит о пластическом течении с максимальным удлинением в направлении оси. Для слоёв, которые тонированы на рисунке, рассчитывалось сжатие вдоль оси согласно (1) по закону чистого сдвига ($\gamma=0$), оценивались их суммарные мощности в замке и на крыльях. Кривая отношения мощностей при нарастающей деформации показана на рис. 6, б; совпадение мощностей достигается при $d = 1,45$. Эта величина однородной дефор-

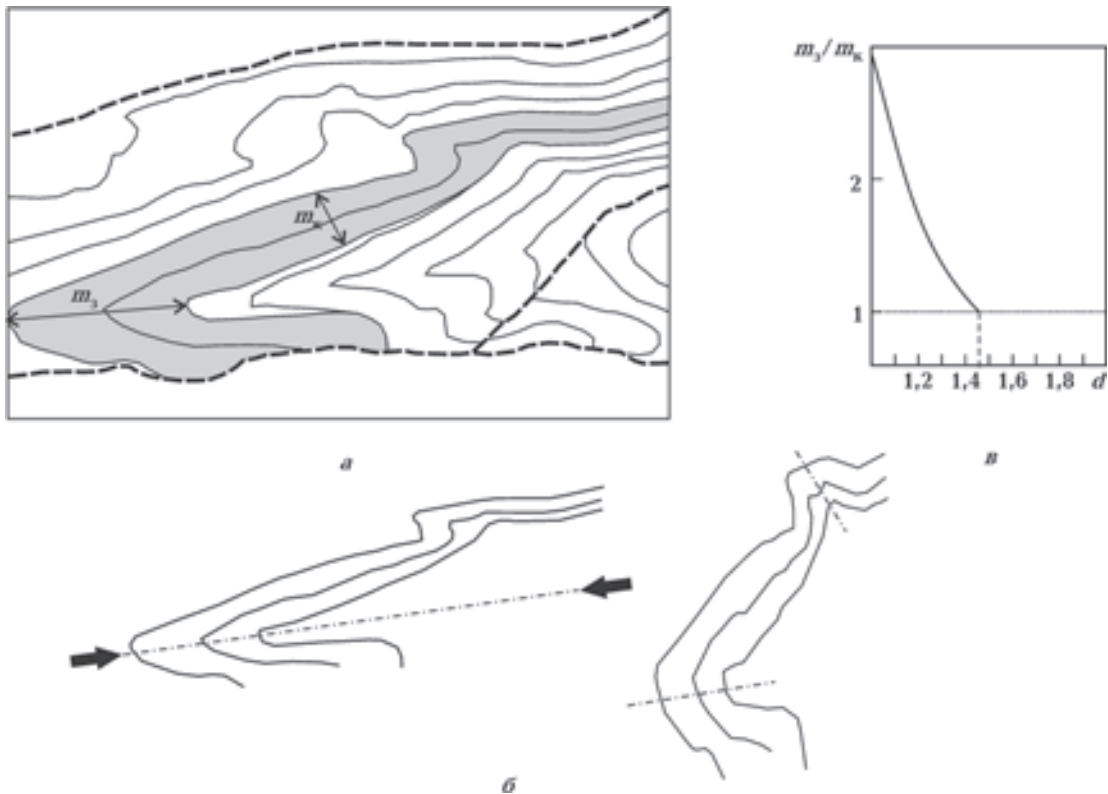


Рис. 6. Складка в береговых обрывах Лазурного (зарисовка по фотографии из работы [Юдин, 2011]) (а), приведение складки в промежуточное деформированное состояние посредством сжатия в направлении оси (I) (б) и диаграмма отношения мощностей (II) для суммы двух слоёв (тонированы на рис. 6, а) (в).

мации складки хорошо соотносится с оценкой, полученной вблизи Аю-Дага (см. рис. 3, г). Обе они говорят о сравнительно небольшом масштабе растяжения при формировании лежащей складчатости. В контурах слоев, приобретших после снятия однородного течения более крутые залегания, сохраняются две складки: нижняя лежащая, отражающая, по-видимому, стадию изгиба в обстановке вертикального сжатия (горизонтального растяжения), и верхняя с крутой осью, которая может представлять складчатость первого этапа.

Таким образом, по складкам извлекается информация о двух этапах деформаций: более позднем пластическом растяжении, следствием которого явилась лежащая складчатость, и предшествующем ему первоначальному сжатию таврического флиша, в результате которого слои были выведены из горизонтального залегания и приобрели в разной степени круто-

наклонные залегания, по-видимому, с разной вергентностью. Время проявления растяжения может быть соотнесено с эпохой магматизма в рамках рассматриваемой ниже термальной модели, связывающей формирование сингенетичной складчатости кливажа с процессом передачи тепла от интрузии к вмещающим породам.

Локальный кливаж таврической серии и модель его формирования в термальном поле интрузии Аю-Даг. Обнаруженные проявления низкотемпературного дозеленосланцевого кливажа расположены в периконтактовой области габбро-диабазового массива Аю-Даг, что, в плане типизации постдиагенетических изменений, может означать пограничное положение между региональным и контактовым типами метаморфизма. Распределение точек, в которых выявлены кливажированные породы (см. рис. 2), неравномерно относительно кон-

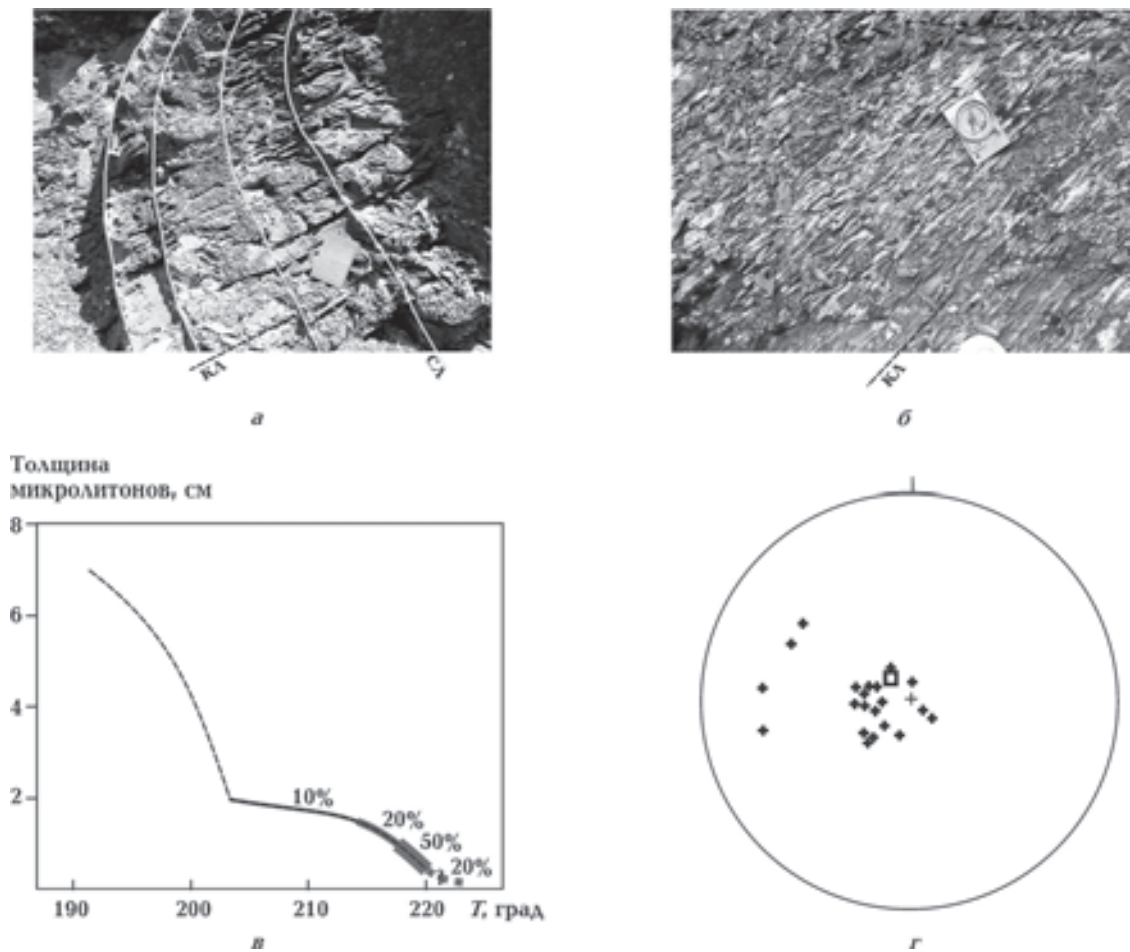


Рис. 7. Фотографии пород кливажированной таврической серии из окрестностей Аю-Дага (а и б); статистика мощностей микроклинитов кливажа (в) (данные отображены посредством тонированных линий переменной толщины, нанесенных на кривую связи толщин микроклинитов с температурой образования кливажа) по [Holl, Anastasio, 1995] и стереограмма полюсов кливажа, показан также полюс осевой плоскости складки т. 7 (г).

тура интрузии: основные выходы находятся в 700—1500 м к северу и северо-западу от контакта; с юго-западной стороны, насколько удалось установить, породы не несут кливажной отдельности. Согласно типовой классификации описываемый кливаж является хрупким эпизональным или кливажем разлома, характеризующимся раковистым изломом поверхностей [Лукієнко, 2008]. В вершине руч. Артек он наиболее интенсивный (рис. 7, а и б), проявляется в виде частой делимости пород на микролитоны толщиной от первых миллиметров до 2 см; порой обнаруживается игольчатая и карандашная отдельность. В других местах развит более грубый и избирательный кливаж, приуроченный к аргиллитовым прослоям. Кроме того, как уже указывалось, в пределах т. 7 кливаж проявлен в парагенезисе с лежащей складкой как кливаж осевой плоскости (рис. 3, б). Приблизительная статистика мощностей пластинок кливажа отражена на диаграмме (рис. 7, в), где соответствующие данные нанесены на кривые связи толщины микролитонов с температурой [Holl, Anastasio, 1995]. Согласно данной систематике, температуры формирования кливажа в породах таврической серии заключены в интервале 200—230 °С.

В стереографической проекции основная часть полюсов кливажных поверхностей (пологих) образует компактную группу совместно с полюсом осевой плоскости складки вблизи центра диаграммы. Как будет показано ниже, это — область расположения максимума оси сжатия поля напряжений сбросового типа, реконструированного в т. 7. Меньшая часть полюсов в западном секторе стереограммы отражают крутонаклонное (к западу) положение

кливажа. Они также находят параллели в кинематически реконструируемых динамических обстановках, характеризующихся выполаживанием оси сжатия.

Появление кливажа в осадочных породах в фации сверхнизкого метаморфизма трактуется как манифестация смены постседиментационного преобразования обстановкой инверсии бассейна (тектонического деформирования и складчатости) [Логвиненко, Орлова, 1987; Япакурт, 1991]. В исследованиях, использующих для анализа минеральные палеотермометры, первостепенное значение в инициации кливажа отдается температуре [Holl, Anastasio, 1995; Warr, Greiling, 1996; Weber et al., 2001]. В нашем примере пространственной приуроченности кливажной зоны к габбро-диабазовому массиву Аю-Даг температурная аномалия последнего естественным образом может рассматриваться как главный фактор появления кливажной отдельности. Поэтому ниже исследуется термальная модель воздействия интрузии на вмещающие породы. Расчет выполнялся методом конечных элементов в рамках двумерной задачи кондуктивного теплопереноса [Шабров, 1983]. Согласно работам [Лебедев, Оровецкий, 1969; Лебединский, Кириченко, 1988; Ананьев, Ревердатто, 1997], формирование комплекса малых интрузий Южного берега Крыма происходило путем внедрения магмы из промежуточного очага на глубине 8,5—9,0 км при температуре порядка 900 °С; положение кровли массива Аю-Даг при остывании оценивается в 1,5—2,0 км. Принято: исходное состояние среды определяется градиентом 60 град/км, размер магматического тела 2,5 × 3,0 км, коэффициенты теплопроводности

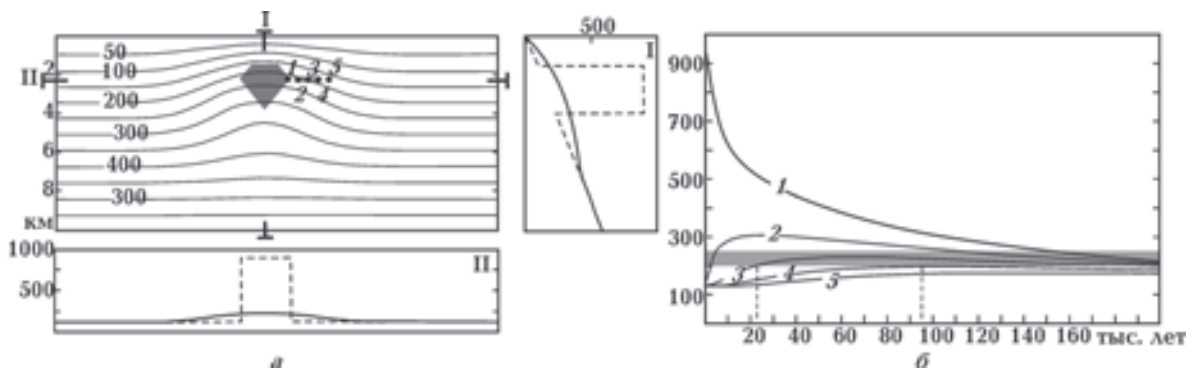


Рис. 8. Модель остывания интрузии Аю-Даг и передачи тепла во вмещающие породы (расчет методом конечных элементов): а — состояние модели на момент 200 тыс. лет (I и II — температурные профили вдоль вертикального и горизонтального сечений, пунктиром показаны исходные температуры); б — температурные кривые для пяти точек вдоль горизонтального профиля (рис. 8, а). Тонированная полоса отмечает температурный диапазон формирования кливажа.

1,4 (для флиша) и 2,3 (интрузии) Вт/(м·К); теплогенерация $1,3 \cdot 10^{-6}$ мкВт/м³ [Кутас и др., 1989]. Результат расчета на момент 200 тыс. лет остывания интрузии и передачи тепла показан на рис. 8, а. Температура интрузива составляет 200—300 °С, во вмещающих породах развита остаточная аномалия в виде пологого подъема изотерм. Изотерма 200 °С, оконтуривающая фронт инициации кливажа, поднимается вблизи интрузии до уровня 2 км, что приблизительно соответствует современному эрозионному срезу, и располагается на расстоянии до 1 км от контакта (точки 2 и 3 на рис. 8, а). На удалении от интрузии зона кливажа, ограниченная изотермами 200—250 °С, погружается на глубину от 3,5 до 4,2 км, что, с учетом данных о мощности флишевой таврической серии в современной позиции [Хмелевский, Кузьмина, 1997], должно уже соответствовать ее подошве.

Изменение температуры во времени в точках на разном удалении от контакта отображено на рис. 8, б. Кривая 1 характеризует температуру на контакте, которая экспоненциально снижается от первоначальной мгновенной максимальной температуры 900 °С. В 500 м от контакта (т. 2) максимальное значение в 300 °С достигается к 20 тыс. лет, после чего наступает медленное остывание. Образование фаций контактового метаморфизма здесь невозможно вследствие достаточно высокого кинетического порога реакций — порядка 350—400 °С [Ревердатто, 1970], поэтому в этой точке может начать формироваться кливаж низкотемпературного типа. На расстоянии 1 км (т. 3) требуемый для кливажеобразования уровень температуры достигается к 22 тыс. лет, максимальная же температура составляет 230 °С. Это наиболее благоприятная зона кливажеобразования. В 1,5 км от контакта (т. 4) к 95 тыс. лет только достигается уровень в 200 °С, требуемый для инициации механизма растворения под давлением, поэтому на этом расстоянии должен проходить фронт кливажирования пород. В т. 5 кливаж уже не может образоваться ввиду недостаточного прогрева. Эти пространственные масштабы проявления термального ореола примерно соответствуют наблюдаемому расстоянию точек кливажа от контакта с интрузией Аю-Даг (см. рис. 2). Таким образом, боковой прогрев интрузией вмещающих пород дает необходимый пространственно-температурный диапазон условий для развития в них низкотемпературной кливажной отделимости при деформировании; во времени этот процесс занимает до 200 тыс. лет.

Альтернативой рассмотренной модели может быть гипотеза связи кливажа с повышенным тепловым потоком регионального поля. При этом для достижения столь высоких температур на палеоглубинах около 2 км, к которым относится исследуемый разрез, потребуется максимальный при региональном метаморфизме температурный градиент (до 90 град/км) [Ревердатто, Шеплев, 1998]. Последнее маловероятно на столь небольшой площади, но полностью исключать такую трактовку пока нельзя. Также не следует исключать возможность присутствия интрузивного тела на глубине. Подобные альтернативы оставляют шанс для иной, более поздней, возрастной привязки рассматриваемого этапа растяжения.

Кинематическая реконструкция ориентировок осей тензора напряжений. Пластический парагенезис структур растяжения таврической серии дополняют разломы сбросового типа. Как правило, они малоамплитудны и ввиду сложности структуры серии и монотонности разреза плохо заметны в обнажениях (некоторые отмечены на рис. 3, а и 4, б). Наилучшим образом сбросы фиксируются по зеркалам скольжения в виде соответствующих минеральных уступов. Наиболее представительные замеры векторов подвижек по зеркалам были сделаны в районе Аю-Дага, они и использованы для реконструкции ориентировок осей тензора напряжений. В т. 7 (см. рис. 2), где развит складчато-кливажный парагенезис, рассчитанные изолинии вероятности положений оси сжатия дают максимум в центре стереограммы (см. рис. 7, а). Ему соответствуют два направления субгоризонтального растяжения: северо-западное и северо-северо-восточное; причем первое направление является статистически преобладающим. Область максимума оси сжатия является и местом концентрации полюсов кливажа (см. рис. 7, г), к ней же приурочено положение полюса осевой плоскости кливажной складки. Этим документально утверждается парагенезис лежачей складки, пологого кливажа и разломов как структур растяжения.

Присутствующие в небольшом количестве плоскости кливажа с крутым западным падением (см. рис. 7, г) не вписываются в этот парагенезис. Кинематические реконструкции по другим участкам вблизи Аю-Дага дают основание считать, что крутонаклонный кливаж мог возникнуть в обстановке трансенсии (сдвиго-сбросового деформирования), когда положение оси сжатия становилось наклонным к западу, при сохранении субгоризонтального

растяжения (рис. 9, б, в). Эти данные указывают на трансформации режима деформирования, которые происходили, по-видимому, на небольших расстояниях, что должно было вносить свой вклад в структурный облик таврической серии, ограничивая возможность появления лежащей складчатости. То, что лишь незначительная часть кливажных поверхностей имеет крутое залегание, можно интерпретировать как указание на более поздний переход от сбросового к сбросо-сдвиговому деформированию, когда температурный фон вокруг интрузии в основном опустился ниже критического уровня кливажеобразования.

Таким образом, согласно кинематике разломов, деформация таврической серии в условиях растяжения была неоднородной и, по-видимому, как минимум, двухэтапной. Первый этап, связанный со складчато-кливажным парагенезисом (см. рис. 2, т. 7), характеризуется юго-восточным направлением действия оси максимального растяжения (см. рис. 7, г), совпадающей с поясом слоистости и направлением осей большинства рассмотренных лежащих складок. Другие реконструируемые направления растяжения — северо-восточное и субмеридиональное (рис. 9, б, в), — могут быть связаны с последующими переориентировками осей поля напряжений этого же (среднеюрского?) этапа деформаций. Не исключено, что северо-северо-восточное растяжение (см. II на рис. 7, г) связано с более поздними этапами

растяжения Крыма: меловым рифтогенезом либо позднекайнозойским синколлизионным деформированием [Saintot et al., 1999; Паталаха и др., 2003; Муровская, 2012].

Модели лежащей складчатости. Анализ лежащих складок таврической серии в зоне малых интрузий показал, что мы имеем дело с подобными, близкими к изоклинальным, складками с нормально развитыми крыльями и максимумами деформации в замках (см. рис. 3—6). Выводы о генезисе, которые можно сделать на основании этого, с привлечением данных о кливаже и разломах сводятся к ожидаемой констатации того, что сформировались они вследствие субвертикального сжатия/субгоризонтального растяжения крутонаклонных слоев, как вариант — с участием флексур. При этом основными механизмами были изгиб и пластическое течение в направлении оси складки. По своей сути, это должны быть наложенные складки, так как они не выводятся из горизонтально залегающих слоев (см., например, [Fernandez et al., 2007]). Если обратиться к «конкурентам» лежащих складок — принадвиговым и покровным складкам (см. рис. 1, а), то механизм их принципиально иной: складчатость реализуется в ходе развития зоны сдвига в зоне надвигового типа в условиях горизонтального сжатия, что обеспечивает первичное выведение слоев из горизонтального положения. Хотя на начальном этапе там должен присутствовать изгиб, основная деформация связана со скалывани-

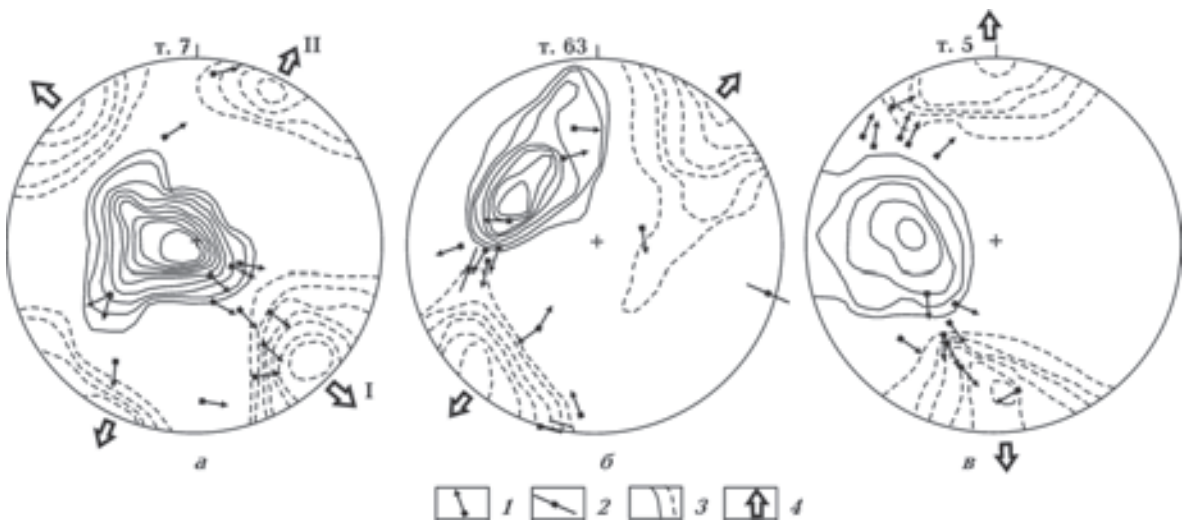


Рис. 9. Кинематические вероятностные стереограммы, показывающие реконструируемые направления осей максимальных сжимающих и растягивающих напряжений, действовавшие в районе массива Аю-Дага (положение точек см. на рис. 2): 1, 2 — векторы смещений вдоль трещин с определенным (1) и неопределенным (2) типами подвижки; 3 — изолинии вероятности положений оси сжатия (сплошная) и растяжения (пунктирная); 4 — направление действия главного растягивающего напряжения.

ем, в итоге подвернутое крыло быстро разрушается и переходит в разлом, — формируется складчато-надвиговая чешуя (дуплекс), которая при прогрессировании трансформируется в покров. С замком такой складки связан минимум деформации, а следы течения (кливаж, сланцеватость) будут иметь крутые залегания в соответствии с действующим горизонтальным сокращением толщи. Как оказалось, данный популярный механизм, хорошо изученный на моделях, не так часто встречается в природе. Природные складки, даже асимметричные, как правило, демонстрируют признаки изгиба, доминирующего при складкообразовании (подробно соотношение приразломных и изгибных складок обсуждалось в работе [Гончар, 2009]).

В общем виде можно представить следующую принципиальную схему формирования лежачей складки (рис. 10, а). Она включает: 1) стадию изгибного деформирования за счет продольного сжатия компетентных слоев вертикально залегающей толщи (рис. 10, а, I), когда их мощность остается неизменной, 2) последующее наложение однородного течения в обстановке вертикального сжатия и горизонтального растяжения по закону чистого сдвига и несоосного течения (рис. 10, а, II). Получается неоднородно сжатая лежачая складка подобного типа. Добавление горизонтального сдвига придает ей некоторую асимметрию. Модель подчеркивает то важное обстоятельство, что при формировании лежачей складки оба крыла получают в целом полное развитие. Упрощением ситуации здесь является разделение механизмов складчатости — изгиб компетентных слоев и течение некомпетентных должны действовать совместно на протяжении значительной части процесса. Кроме того, складчатости подвергаются уже деформированные слои, имеющие изгибы. Все это работает на усложнение морфологии реальной складки.

Частный случай образования лежачей складки из флексуры (рис. 10, б) интересен в плане практики структурного анализа. Флексурная асимметричная складка — предтеча принадвиговой, когда начальное смещение в зоне взбросо-надвига выражено в форме изгиба слоев [Гончар, 2005]. Наложение субвертикального сжатия и субгоризонтального растяжения при небольшом горизонтальном сдвиге приводит к образованию асимметричной лежачей складки, которая в случае удаления верхнего замка может выглядеть как типичная симметричная складка (возможный пример — складка руч. Узень, рис. 4, а). Ее особенностью

будет кажущаяся необычность знаков падения слоев в нижнем и верхнем крыльях: нормальное в первом и опрокинутое во втором, чего нельзя получить, если «положить» исходную антиклиналь. Описание такого «парадокса» в структурах таврического флиша содержится в работах [Юдин, 2010, 2011], где для его объяснения вводится понятие «дважды опрокинутых складок». Как видно, разрешается он более просто, если допустить субвертикальное сжатие флексуры. Широкое проявление таких залеганий может говорить о том, что именно асимметричные флексурные складки составляли основу первичной складчатой зоны таврического флиша, возможно, аккреционной призмы. Кроме того, очевидно, что именно флексурные складки являются наиболее благоприятными структурами для перехода в лежачие, так как у них имеются подготовленные для прогрессирования изгиба замки. К аналогичной последовательности деформаций (от флексуры к лежачей складке) пришли авторы статьи, рассматривавшие историю формирования лежачих складок Иберии [Fernandez et al., 2007] (см. рис. 1, б).

Формирование мелких складок в зоне пластического сброса (руч. Ла-Илья) — несколько специфическая ситуация, но она также остается в системе тектонотипа растяжения (см. рис. 10, в). Если изначальная складчатая деформация песчанистой флишовой толщи затруднена возросшим сопротивлением изгибу, то по достижении предела кулоновской прочности первичным нарушением будет сдвиговая локализация деформации. В зоне, имеющей сбросовую кинематику, возможно проявление малой лежачей складчатости, возникновение которой будет обусловлено сжатием компетентных слоев при вращении (действие данного механизма подробно разобрано в работе [Гончар, 2010]).

Заключение. Рассмотренные примеры лежачих складок таврической серии Южного берега Крыма с привлечением реконструкции исходных форм и моделирования дают основание подтвердить их принадлежность парагенезису растяжения, в который также входят локально развитый кливаж и малоамплитудные разломы сбросового типа. По кинематике разломов восстановлены ориентировки оси растяжения, действовавшей в северо-западном, северо-восточном и субмеридиональном направлениях, при этом ось сжатия занимала субвертикальное, а также пологонаклонное к западу положение, чем отмечается трансфор-

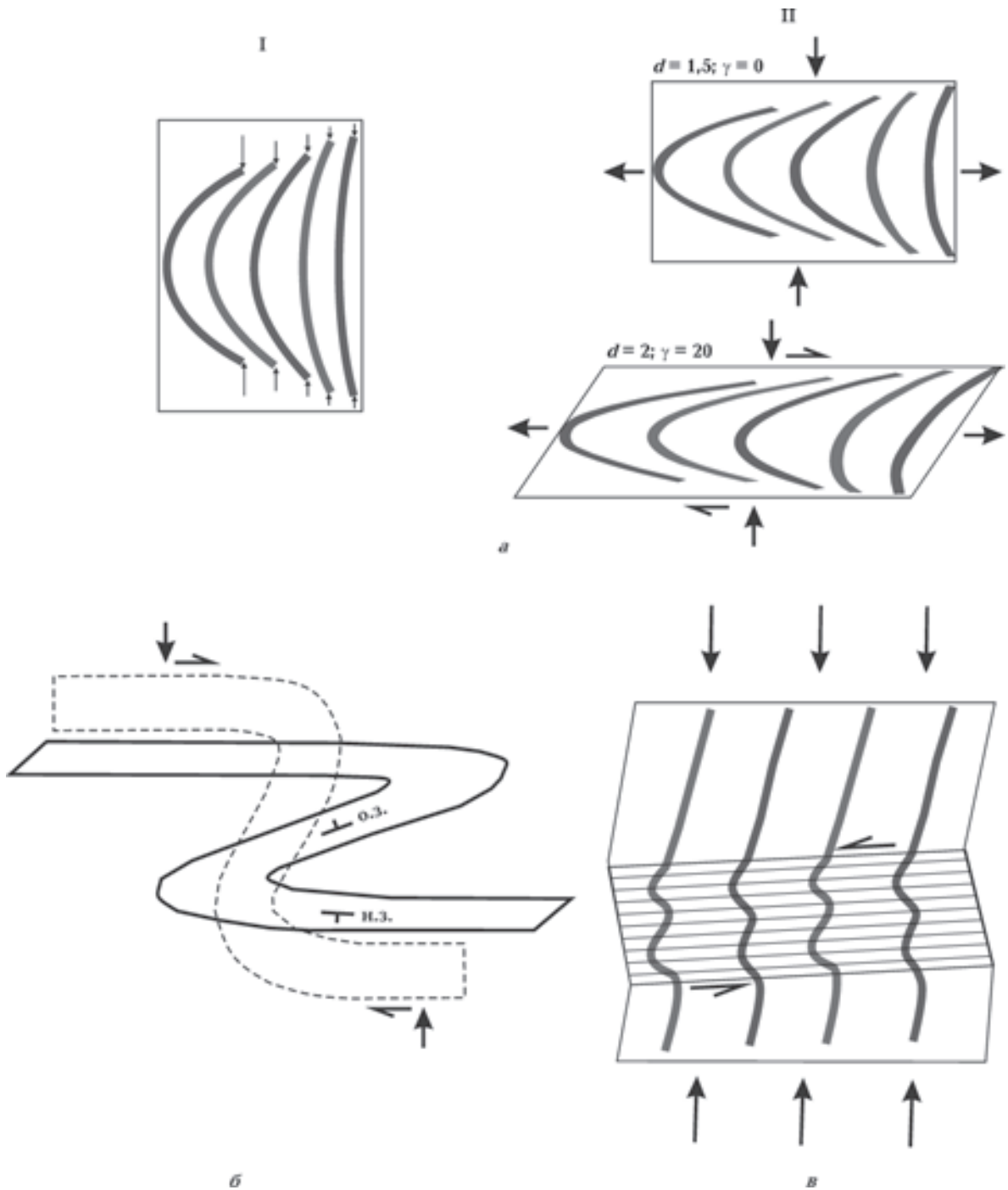


Рис. 10. Модели формирования лежащих складок: а — двухэтапная общая схема (I — наложение неравномерного продольного изгиба на вертикальные слои, II — последующая однородная деформация вертикального сжатия и горизонтального растяжения в условиях чистого сдвига (вверху) и несоосного течения (внизу); б — модель однородного вертикального сжатия и горизонтального сдвига (несоосное течение) исходной складки-флексуры; в — схема, поясняющая происхождение мелкой лежащей складчатости руч. Ла-Ильи (см. рис. 5) в зоне пологого пластического сброса.

мация режима деформирования от сбросового к сбросо-сдвиговому.

Выделение парагенезиса растяжения делает очевидным облик структур предшествующего этапа деформирования: асимметричные

флексурные складки, крутые складки и моноклинали — на этот раз явные производные деформации чехла при аккреции. Тем самым показано, что сложность строения таврической серии Крыма определяется как мини-

мум двухэтапным наложением деформаций: первичным сжатием, с которым связано выведение слоев из горизонтального положения, и последующим растяжением, площадное проявление которого, по-видимому, было неоднородным. Привнесение в парагенезис растяжения

Крыма специфического низкотемпературного кливажа в соседстве с габбро-диабазовым массивом Аю-Даг позволяет обосновать возрастную привязку этапа растяжения к средней юре — времени становления интрузивов островодужного комплекса Западного Крыма.

Список литературы

- Ананьев В. А., Ревергатто В. В. Уникальная минеральная ассоциация Fe-апатит — Fe-кордиерит — фаялит на Аю-Даге как результат контактового метаморфизма. Докл. АН. 1997. Т. 353. № 3. С. 362—364.
- Геологическая карта Горного Крыма. Масштаб 1:200 000. Гл. ред. Н. Е. Деренюк. Киев: Изд-во МинГео УССР, 1984.
- Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 160 с.
- Геология СССР. Т. VIII. Крым. Ч. I: Геологическое описание. Москва: Недра, 1969. 572 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 мезокайнозой (тектонофизический аспект). Геофиз. журн. 2000. Т. 22. № 2. С. 39—60.
- Гончар В. В. Изгибные асимметричные складки краевых прогибов по данным численного моделирования. Геофиз. журн. 2009. Т. 31. № 4. С. 60—82.
- Гончар В. В. Критерий относительной мощности и изгибно-прочностной подход в интерпретации складчатости одиночного слоя. Геофиз. журн. 2010. Т. 32. № 1. С. 155—168.
- Гончар В. В. Последовательность полей напряжений и возраст складчатости Восточного Горного Крыма. Геофиз. журн. 2013. Т. 35. № 4. С. 170—175.
- Гончар В. В. Прогрессивная несоосная деформация и вопросы диагностики структур. Доп. НАН України. 2001. № 9. С. 108—114.
- Гончар В. В. Роль изгибного механизма в формировании асимметричных складок в зонах сдвига. Геофиз. журн. 2005. Т. 27. № 1. С. 63—73.
- Заика-Новацкий В. С. Дислокационный процесс и его эволюция как природный эксперимент (на примере Горного Крыма). Вест. Киев. ун-та. 1990. № 9. С. 7—14.
- Кутас Р. И., Цвященко В. А., Корчагин И. Н. Моделирование теплового поля континентальной литосферы. Киев: Наук. думка, 1989. 191 с.
- Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П. Физические свойства и вещественный состав изверженных пород Горного Крыма. Киев: Наук. думка, 1969. 200 с.
- Лебединский В. И., Кириченко Л. П. Расслоенный массив габбро-диабазов Аю-Даг (Крым). Докл. АН УССР. Сер. Б. 1988. № 9. С. 22—25.
- Логвиненко Н. В., Орлова Л. В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Ленинград: Недра, 1987. 237 с.
- Лукієнко О. І. Структурна геологія. Київ: КНТ, 2008. 350 с.
- 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.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В. Растяжение земной коры Западного фланга Горного Крыма — парадокс или закономерность? Геол. 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. Киев: Эмко, 2003. 226 с.
- Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости. Алма-Ата: Наука, 1974. 207 с.
- Ревергатто В. В. Фации контактового метаморфизма. Москва: Недра, 1970. 272 с.
- Ревергатто В. В., Шеплев В. С. Геодинамические факторы метаморфизма и их моделирование. Геология и геофизика. 1998. № 12. С. 1679—1692.
- Сасінович В. С. Про тип складчатості флішової формації в межах Привітнянського підняття в Криму. Геол. журн. 1960. Т. 20. Вип. 2. С. 101—108.
- Хмелевский В. К., Кузьмина Э. Н. Глубинное строение Горного Крыма по данным электроразведки.

- В кн.: *Очерки геологии Крыма*. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1997. С. 177—186.
- Шабров Н. Н. Метод конечных элементов в расчетах деталей тепловых двигателей. Ленинград: Машиностроение, 1983. 212 с.
- Югин В. В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 335 с.
- Югин В. В. Новые элементы залегания на геологических картах. *Доп. НАН України*. 2010. № 9. С. 97—102.
- Япаскурт О. В. Катагенез осадочных горных пород. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 120 с.
- Continental extensional tectonics. *Geol. Soc. Spec. Publ. London*. 1987. V. 28. 611 p.
- Couzens-Schultz B. A., Vendeville B. C., Wiltschko D. V., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modelling. *J. Struct. Geol.* 25, 1623—1644.
- Fernandez F. J., Aller J., Bastida F., 2007. Kinematics of kilometer recumbent fold: the Courel syncline (Iberian massif, NW Spain). *J. Struct. Geol.* 29, 1650—1664.
- Holl J. E., Anastasio D. J., 1995. Cleavage development within a foreland fold and thrust belt, southern Pyrenees, Spain. *J. Struct. Geol.* 17(3), 357—369.
- Meijers M., Vrouwe B., van Hinsbergen D., Kuiper K., Wijbrans J., Davies J., Stephenson R., Kaymakci N., Matenco L., Saintot A., 2010. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): Implications for the paleo-subduction zone configuration on the Black Sea region. *Lithos* 119, 412—426.
- 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.
- Warr L. N., Greiling R. O., 1996. Thrust-related very low grade metamorphism in the marginal part of an orogenic wedges, Scandinavian Caledonides. *Tectonics* 15(6), 1213—1229.
- Weber J., Ferrill D., Roden-Tice M., 2001. Calcite and quartz microstructural geothermometry of low grade metasedimentary rocks, Northern Range, Trinidad. *J. Struct. Geol.* 23, 93—112.

Recumbent folds and cleavage of tavrisheskaya series as structures of early extension in Crimea Mountains

© V. V. Gonchar, 2014

Examples and analyses of recumbent folds of taurian series within the realm of small intrusions of the South coast of Crimea are given, their development in the conditions of vertical pressing/horizontal stretching at the expense of structures of previous stage of folding has been shown. The occurrence of low-temperature cleavage is characterized in paragenesis with recumbent folding of low-temperature pre-greenstone cleavage, possibility of its development within thermal field of the Ayudag gabbro-diabase massif. According to kinematics of faults in the taurian series orientations of the principal tensions have been reconstructed, which confirm formation of cleavage-folded paragenesis under stretching condition. Affixment of extension regime to the epoch of middle Jurassic arc magmatism is proposed.

Key words: Mountain Crimea, taurian series, recumbent folds, pre-greenschist cleavage, stretching.

References

- Ananev V. A., Reverdatto V. V., 1997. Unique mineral assemblage Fe-apatite — Fe-cordierite — fayalite on the Ayu-Dag as a result of contact metamorphism. *Doklady AN* 353(3), 362—364 (in Russian).
- Geological map of the Crimean Mountains, 1984. Scale 1:200 000. Ed. N. E. Derenyuk. Kyiv: Publ. House of the Ministry of Geology of the USSR (in Russian).
- Geological structure Kaczynski lifting of the Crimean Mountains, 1989. Moscow: MSU Publ., 160 p. (in Russian).
- Geology of the USSR, 1969. T. VIII. Crimea. Part I: Geological description. Moscow: Nedra, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field tectonophysics and its application in the study of crustal deformation of Ukraine. Kiev: Phoenix, 568 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Murovskaya A. V., 2000. Problems crustal dynamics of the Crimean peninsula in Mesozoic (tectonophysical aspect). *Geofizicheskiy zhurnal* 22(2), 39—60 (in Russian).

- Gonchar V. V., 2009. Bending asymmetric folds fore-deeps according to numerical simulation. *Geofizicheskiy zhurnal* 31(4), 60—82 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2010. Criterion for relative power and strength and flexural approach in the interpretation of the folding of a single layer. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(1), 155—168 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2013. Sequence of stress fields and age of folding Eastern Mountain Crimea. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(4), 170—175 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2001. Progressive deformation and misalignment problems of diagnosis structures. *Dopovid NAN Ukrainy* (9), 108—114 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2005. Role of the bending mechanism in the formation of asymmetrical folds in shear zones. *Geofizicheskiy zhurnal* 27(1), 63—73 (in Russian).
- Zaika-Nowatskiy V. S., 1990. Dislocation process and its evolution as a natural experiment (for example, the Crimean Mountains). *Vestnik Kievskogo universiteta* (9), 7—14 (in Russian).
- Kutas R. I., Tsvyashchenko V. A., Korchagin I. N., 1989. Simulation of thermal fields of the continental lithosphere. Kiev: Naukova Dumka, 191 p. (in Russian).
- Lebedev T. S., Orovetskiy Yu. P., 1969. Physical properties and composition of the igneous rocks of the Crimean Mountains. Kiev: Naukova Dumka, 200 p. (in Russian).
- Lebedinskiy V. I., Kirichenko L. P., 1988. Stratified array gabbro-diabase Ayu-Dag (Crimea). *Doklady AN USSR. Ser. B.* (9), 22—25 (in Russian).
- Logvynenko N. V., Orlova L. V., 1987. Education and the change of sedimentary rocks on the continent and in the ocean. Leningrad: Nedra, 237 p. (in Russian).
- Lukienko O. I. 2008. The structural geology. Kiev: KNT Publ., 350 p. (in Ukrainian).
- Murovskaya A. V., 2012. Stress-strain state of West Mountain Crimea in the Oligocene-Quaternary time tectonophysical data. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(2), 109—119 (in Russian).
- Patalakha E. I., Gonchar V. V., 1999. Crustal extension of the Western side of the Crimean Mountains — a paradox or a pattern? *Geologicheskiy zhurnal* (4), 81—88 (in Russian).
- Patalakha E. I., Gonchar V. V., Senchenkov I. K., Chervinko O. P., 2003. Indentation mechanism in geodynamics Crimean Black Sea region. Kiev: Emko, 226 p. (in Russian).
- Patalakha E. I., Smirnov A. V., Polyakov A. I., 1974. Genetic Types of geosynclinal folding. Alma-Ata: Nauka, 207 p. (in Russian).
- Reverdatto V. V., 1970. Facies of contact metamorphism. Moscow: Nedra, 272 p. (in Russian).
- Reverdatto V. V., Sheplev V. S., 1998. Geodynamic factors of metamorphism and their modeling. *Geologiya i geofizika* (12), 1679—1692 (in Russian).
- Sasinovich V. S., 1960. Type folding flysch formations within Privitnyansky uplift in the Crimea. *Geologicheskiy zhurnal* 20(is. 2), 101—108 (in Ukrainian).
- Khmelewskiy V. K., Kuzmina E. N., 1997. Deep structure of the Crimean Mountains on the electrical data. In: *Essays geology of the Crimea*. Moscow: MSU Publ., P. 177—186 (in Russian).
- Shabrov N. N., 1983. The finite element method in the calculation of the details of heat engines. Leningrad: Mashinostroyeniye, 212 p. (in Russian).
- Yudin V. V., 2011. Geodynamics Crimea. Simferopol: DIAYPI, 335 p. (in Russian).
- Yudin V. V., 2010. New elements abundance on geological maps *Dopovid NAN Ukrainy* (9), 97—102 (in Russian).
- Yapaskurt O. V., 1991. Catagenesis sedimentary rocks. Moscow: MSU Publ., 120 p. (in Russian).
- Continental extensional tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1987. V. 28. 611 p.
- Couzens-Schultz B. A., Vendeville B. C., Wiltschko D. V., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modelling. *J. Struct. Geol.* 25, 1623—1644.
- Fernandez F. J., Aller J., Bastida F., 2007. Kinematics of kilometric recumbent fold: the Courel syncline (Iberian massif, NW Spain). *J. Struct. Geol.* 29, 1650—1664.
- Holl J. E., Anastasio D. J., 1995. Cleavage development within a foreland fold and thrust belt, southern Pyrenees, Spain. *J. Struct. Geol.* 17(3), 357—369.
- Meijers M., Vrouwe B., van Hinsbergen D., Kuiper K., Wijbrans J., Davies J., Stephenson R., Kaymakci N., Matenco L., Saintot A., 2010. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): Implications for the paleo-subduction zone configuration on the Black Sea region. *Lithos* 119, 412—426.
- 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.
- Warr L. N., Greiling R. O., 1996. Thrust-related very low grade metamorphism in the marginal part of an orogenic wedges, Scandinavian Caledonides. *Tectonics* 15(6), 1213—1229.
- Weber J., Ferrill D., Roden-Tice M., 2001. Calcite and quartz microstructural geothermometry of low grade metasedimentary rocks, Northern Range, Trinidad. *J. Struct. Geol.* 23, 93—112.