

Деформации верхнемеловых — неогеновых отложений Юго-Западного Крыма по тектонофизическим данным

© А. Муровская, Е. Шермет, Е. Колесникова, О. Лазаренко, 2014

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 1 июля 2014 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Описано деформаційні структури (тектонічні дзеркала, складки, парагенези тріщин) у верхньокрейдяних—неогенових відкладах Південно-Західного Криму, серед яких переважають тектонічні дзеркала зсувного типу. Тектонічні дзеркала насувного типу складають 20 % всіх розривів. Деформації різних типів концентруються у найбільш пластичних породах та ослаблених зонах. Круте падіння напластування й окремі складки спостерігаються поблизу розломів. На решті території верхньокрейдяно-кайнозойські відклади залягають моноклінально. Показано, що частина деформацій в породах таврійської серії та середньої юри—нижньої крейди могла виникнути на альпійському етапі. Наведено геологічні дані, що підтверджують наявність структур компресії (стиску) для всього Гірського Криму на цьому етапі. Орієнтації відновлених осей напружень показують, що деформації стиску зумовлені тиском з боку Чорноморської мікропліти на Крим. У межах досліджуваної території деформації зсувів переважають над деформаціями насувів. Складчасто-насувні деформації локалізовані південніше: в межах континентального схилу і шельфу безпосередньо у зоні взаємодії Чорноморської мікропліти та Криму.

Ключові слова: верхня крейда—неоген, Південно-Західний Крим, деформація, напруження, стиснення.

Введение. Горный Крым (ГК) относится к северной окраине Альпийского складчатого пояса. Однако по альпийскому этапу его развития остается много дискуссионных вопросов. Прежде всего, это касается характера, масштабов и периодизации альпийских деформаций. Разные исследователи занимают крайние точки зрения, доказывая доминирование или, наоборот, практическое отсутствие покровных и складчато-надвиговых деформаций для альпийского этапа развития ГК [Муратов, 1960; Казанцев, 1982; Милеев и др., 1997; Борисенко, 1997; Афанасенков и др., 2007; Вольфман, 2008; Popadyuk et al., 2010; Юдин, 2011 и др.]. Но даже для достоверно установленных надвиговых структур ГК вопрос о *возрасте* их формирования остается открытым. Поскольку перестройки структурных планов в ГК, определенные на основании крупных угловых несогласий, происходили несколько раз, деформации разных этапов наложились друг на друга. Казалось бы, основным критерием определения возрастных рамок деформаций может выступать возраст отложений, в которых они зафиксированы. Проблема состоит в том, что область максимальных деформаций находится

в пределах Главной гряды Крымских гор, где самые молодые отложения относятся к началу раннего мела. Следовательно, обнаруженные в них деформации не старше этого возраста, но могут быть сколь угодно молодыми.

Складчато-надвиговые деформации нижнего (T_3 — J_2) и среднего (J_3 — K_1 , берриас) структурных ярусов традиционно считаются пред- и раннемеловыми. Такая точка зрения, на первый взгляд, кажется очевидной. Ведь несогласные стратиграфические контакты между отложениями таврического флиша и известняками нижнего мела (с. Прохладное) или вулканитами средней юры и известняками нижнего мела (с. Трудолюбовка, Украинка, Курцы) хорошо обнажены и описаны [Муратов, 1960; Заика-Новацкий та ін., 1976; Никишин и др., 2006]. Здесь породы нижнего структурного яруса сложно деформированы, а перекрывающие их отложения нижнего мела образуют пологую моноклираль.

Вдоль южного берега Гераклеийского полуострова на протяжении 3 км хорошо обнажается стратиграфический контакт между вулканитами средней юры и известняками сармата с четко выраженным базальным горизонтом.

Нижележащая толща сильно деформирована, в то время как верхняя залегает субгоризонтально.

На основании изучения обнажений подобного типа традиционно делается вывод, что вся деформация нижнего структурного яруса произошла до отложения нижнемелового и более молодого осадочного чехла, который слабо или почти совсем не деформирован. Но так ли это?

Некоторые исследователи выделяют в ГК аллохтонные (бескорневые) структуры и перемещенные массивы [Казанцев, 1982; Милеев и др., 1997; Гончар, Гинтов, 2006; Тектонічна..., 2007; Popadyuk et al., 2010; Юдин, 2011 и др.]. Большинство ученых относят время их формирования к раннему мелу. В частности, Ю. В. Казанцев выделяет Чатырдагский покров и предполагает, что его перемещение происходило в раннем мелу [Казанцев, 1982].

В последние десятилетия появились представления, указывающие на существенные масштабы позднеальпийских деформаций. Например, по В. В. Юдину, Подгорный и Южнобережный меланжи, прослеженные им в основании обрывов Главной гряды и вдоль береговой линии Черного моря, являются активными структурами неоген-четвертичного возраста [Юдин, 2011].

Следует отметить, что и ранее высказывались представления о позднеальпийском возрасте некоторых надвигов. А. С. Моисеев впервые описал тектоническое нарушение на северо-западном склоне Чатырдага как северовергентный надвиг, по которому верхнеюрские породы надвинуты на отложения нижнего мела [Моисеев, 1930] и указывают на неотектонический возраст.

Вопрос о деформациях и соответствующих им тектонических событиях в отложениях от верхнего мела до современных изучен хуже всего. Предшествующими тектонофизическими исследованиями подавляющее большинство зеркал скольжения было изучено в породах возрастного диапазона от раннего мела и древнее [Saintot et al., 1999; Гинтов, 2005; Гончар, Гинтов, 2006; Вольфман, 2008; Муровская, 2012]. А вот деформации в отложениях от верхнего мела до неогена крайне важны для определения нижних границ соответствующих полей напряжений и тектонических движений.

Настоящая статья посвящена описанию деформационных структур и полей напряжений в наиболее молодых отложениях Юго-Западного Крыма. В ней авторы попытаются показать, что деформации альпийского струк-

турного этажа достаточно проявлены и частично могли повлиять на деформации нижних структурных этажей.

Деформации изучались в отложениях (K_2-N_1), которые представлены терригенно-карбонатными осадками, развитыми в пределах Внутренней и Внешней гряд Крымских гор (рис. 1).

Методика и данные. В первую очередь изучались зеркала скольжения, которые являются бесспорным свидетельством тектонических нарушений, позволяют определять направления перемещений по разрывам и дают информацию о наиболее молодых полях напряжений. Для обработки и интерпретации данных использовался метод Гуценко—Анжелье [Гуценко, 1979; Angelier, 1997] и программа Hancock Win Tensor [Delvaux, 1993; Delvaux, Sperner, 2003].

Парагенезисы трещин изучались на тех обнажениях, где было зафиксировано нехарактерное для данного структурного этажа напластование. Например, ненарушенные миоценовые отложения характеризуются пологим (около трех градусов) падением на северо-запад. В представленных в работе точках наблюдения падение этих пород существенно отклоняется от нормального и составляет 20—45° (рис. 2, в). Поля напряжений определялись по парагенезисам трещин, которые интерпретировались как сопряженные сколы Риделя [Гинтов, 2005]. В породах фиксировались пластические деформации — подвороты, складки, флексурные перегибы.

Верхнемеловые (K_2) отложения вдоль предгорий Крыма образуют мощную, сравнительно однородную по составу карбонатно-терригенную толщу с преобладанием пелагических мергелей. Деформации в отложениях верхнего мела исследованы в семи точках наблюдений (т.): 12—18 (рис. 1, таблица).

На западной окраине с. Терновка в левом борту дороги на Бахчисарай (т. 12) изучались тектонические зеркала и описана лежащая складка (рис. 2, е). Зеркала можно разбить на две группы. К первой относятся крутопадающие разрывы западно-северо-западного простирания, по которым зафиксированы правые сдвиги. Направление СЗ (280°), соответствующее простиранию зеркал, здесь контролирует геологические и геоморфологические подразделения (см. рис. 1). Ко второй группе нарушений относятся пологие (под углом 10—20° к горизонту) тектонические зеркала, по которым в пластичных мергелях происходили

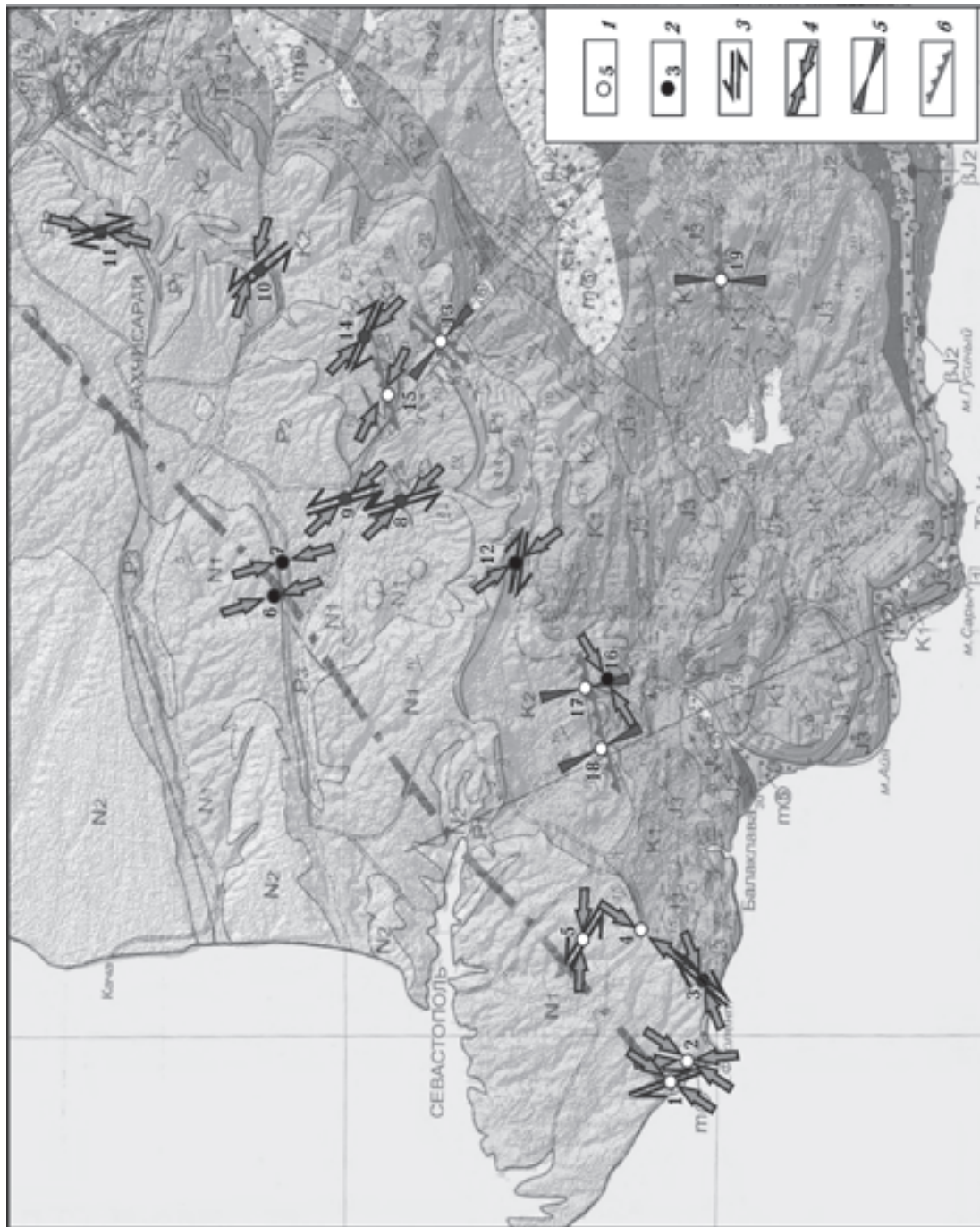


Рис. 1. Геологическая карта [Юдин, 2009] с наложенным 3D рельефом: 1, 2 — пункты наблюдений с зеркалами взбросового (1) и свдигового (2) типа, 3 — направление свдигового перемещения; 4, 5 — положение оси сжатия для поля свдигового (4) и взбросового (5) типов, 6 — ориентировка взбросовых зеркал.

Номер точки	Местоположение обнажения	Широта (N) Долгота (E)	Тип деформационной структуры (их количество)	Основные системы нарушений		Деформационный режим			Состав и возраст поро
				Азимут простирания, град	Направление и угол падения, град	Ось сжатия σ_1 , град	Ось растяжения σ_3 , град	Известняк N ₁	
1	м. Фиолент, Маяк	44,5233° 33,4656°	Тектонические зеркала (35)	Правый сдвиг 320—340	СВ 60—80	Сдвиговый 40/10	132/7	Известняк N ₁	
2	м. Фиолент, Царский пляж	44,5097° 33,4816°	Тектонические зеркала (11)	Правый сдвиг 280—310	СВ 60—80	Савиговый 144/15	236/7	Известняк N ₁	
				Надвиг 80	СЗ 30	Взросовый 355/25	206/61		
3	Мраморная балка	44,5044° 33,5238°	Тектонические зеркала (2) Крутое падение напластования 330/45°	Правый сдвиг 30—40	СЗ 80	Сдвиговый 265/2	85/0	Известняк N ₁	
4	8 км трассы Севастополь—Ялта	44,5343° 33,5618°	Парагенезисы трещин (44) Тектонические зеркала (2) Крутое падение напластования 310/50—80°	Левый сдвиг 50—70	ЮВ 80	Сдвиговый 220/5	175/0	Известняк N ₁ , К1	
5	Севастополь, Максимовы дачи	44,5682° 33,5563°	Парагенезисы трещин (134) Подвороты (2)	Левый сдвиг 290—320	ЮЗ 85	Сдвиговый 275/5	5/3	Известняк N ₁	
6	Верхнесадовое	44,6924° 33,6983°	Парагенезисы трещин (54)	Правый сдвиг 310	СЗ 80	Савиговый 158/1	67/8	Известняк N ₁	
7	Верхнесадовое	44,6889° 33,7243°	Парагенезисы трещин (64) Крутое падение напластования 270/20°	Правый сдвиг 295	ЮЗ 80	Савиговый 166/17	73/8	Мергель Р ₂	
8	Красный мак	44,6373° 33,7742°	Парагенезисы трещин (34)	Левый сдвиг 0—40	СЗ 85	Савиговый 175/2	265/1	Известняк Р ₁	
9	Танковое	44,6655° 33,7840°	Парагенезисы трещин (66)	Левый сдвиг 0—30	СЗ 85	Савиговый 175/1	265/2	Известняк Р ₁	
10	Предущельное	44,6953° 33,8882°	Тектонические зеркала (12)	Левый сдвиг 300—320	ЮЗ 70	Савиговый 260/8	350/9	Известняк Р ₁	
11	Бахчисарай, Староселье	44,7521° 33,911°	Тектонические зеркала (10)	Правый сдвиг 350—360	ЮЗ 80	Савиговый 210/0	34/20	Известняк Р ₁ , Р ₂	

Номер точки	Местоположение обнажения	Широта (N) Долгота (E)	Тип деформационной структуры (их количество)	Основные системы нарушений		Деформационный режим			Состав и возраст поро
				Азимут простирания, град	Направление и угол падения, град	Ось сжатия σ_1 , град	Ось растяжения σ_3 , град	Сдвиг	
12	Терновка	44,5791° 33,7524°	Тектонические зеркала (12) Лежачая складка Крутое падение напластования 30—40/30—40°	Правый сдвиг 280—290 СВ 80 Сброс 350 ЮЗ 10	Сдвиговый 66/8 161/28			Мергель К ₂	
13	Куйбышево, Бельбек	44,6218° 33,8755°	Тектонические зеркала (10)	Надвиг 50—70 СЗ 30—50 Надвиг 50—70 ЮВ 30—50	Взбросовый 310/1 70/88			Мергель К ₂	
14	Куйбышево	44,6542° 33,8671°	Тектонические зеркала (18)	Правый сдвиг 270—290 ЮЗ 85	Сдвиговый 140/8 230/7			Мергель К ₂	
15	Малое Садовое	44,6440° 33,8401°	Парагенезисы трещин (26) Крутое падение напластования 265/40°	Правый сдвиг 280—300 ЮЗ 80	Сдвиговый 135/5 225/0			Известняк Р ₁ Мергель К ₂	
16	Черноречье	44,5465° 33,6817°	Тектонические зеркала (6) Крутое падение напластования 0/40°	Левый сдвиг 260—290 СВ 50—70	Сдвиговый 250/23 356/32			Мергель К ₂	
17	Черноречье	44,557233° 33,686150°	Тектонические зеркала (2) Крутое падение напластования 0/30°	Взброс 260—270 С 10—30	Взбросовый 160/5 250/86			Мергель К ₂	
18	Штурмовое	44,552533° 33,649967°	Принадвиговые складки, тектонические зеркала(3)	Левый сдвиг 170—180 В 70—80 Надвиг 230 СЗ 60	Взбросовый 150/2 240/89			Мергель К ₂	
19	р. Узунджа	44,494067° 33,895367°	Принадвиговые складки, тектонические зеркала	Надвиг 267 Ю 50	Взбросовый 180/3 270/88			Известняк J ₃	

послойные проскальзывания. Очевидно, они связаны с деформацией простого сдвига при формировании складки. Для совокупности зеркал восстановлено поле сдвигового типа с ориентировкой оси сжатия ЮВ (161°).

На юго-западной окраине с. Куйбышево на левом берегу р. Бельбек (т. 13) в известняках верхнего мела изучены две группы тектонических зеркал СВ ($50\text{—}70^\circ$) простирания с пологим ($30\text{—}50^\circ$) падением в обе стороны (рис. 2, д). Для обеих групп однозначно идентифицированы подвижки надвигового типа. Восстановленное поле напряжения относится к взбросовому типу с горизонтальным ЮВ (140°) положением действующей оси сжатия.

На северной окраине с. Куйбышев (т. 14) в мергелях верхнего мела изучено 18 тектонических зеркал. Большинство из них имеет западно-северо-западную ориентировку с максимумом простираний СЗ (290°), три зеркала являются субмеридиональными. Ориентировка зеркал совпадает с направлением долины р. Бельбек. По всем зеркалам зафиксированы субгоризонтальные борозды и реконструировано поле напряжений сдвигового типа с субгоризонтальной ЮВ (140°) осью сжатия.

На окраине с. Малое Садовое (т. 15) в верхнемеловых мергелях зафиксировано крутое падение напластования — углы до 40° (на спокойных участках для этих отложений характерны углы падения напластования $8\text{—}10^\circ$). По парагенезисам трещин определено поле напряжения сдвигового типа с ЮВ (135°) положением оси сжатия.

На склоне куэсты на северной окраине с. Черноречье (т. 16) угол падения напластования в мергелях достигает 40° , и по зеркалам в плоскости напластования наблюдаются подвижки по типу сдвига. Поле напряжения сдвигового типа характеризуется ЮЗ (250°) положением оси сжатия.

На обнажении т. 17 обнаружено тектоническое зеркало надвигового типа вдоль литологического контакта между белым мелом и серым мергелем верхнего мела (рис. 2, а).

На протяжении 100 м вдоль дороги на Штурмовое (т. 18) обнажаются сильно деформированные верхнемеловые мергели. По форме принадвиговых складок восстановлено ЮВ (150°) положение оси сжатия.

Отложения палеоцена, представленные мшанковыми известняками, изучены в пяти пунктах: т. 8, 9 и 15 находятся в бортах долины р. Бельбек, т. 10 — в борту долины р. Кача, т. 11 — в овраге на восточной окраине пгт. Бахчи-

сарай. В т. 11 описана мощная зона дробления субмеридионального простирания с многочисленными зеркалами сдвигового типа. Ось сжатия ориентирована в нехарактерном ЮЗ (230°) направлении.

Эоценовые осадки ложатся с угловым и стратиграфическим несогласием на породы от палеоцена до нижнего мела. Отложения эоцена изучены в двух обнажениях: т. 7 на южной окраине с. Верхнесадовое и т. 11 на восточной окраине пгт. Бахчисарай (с. Староселье). Обе точки находятся в мергелях альминского яруса позднего эоцена. Для т. 8 характерно крутое до (20°) положение напластования, здесь изучались парагенезисы трещин и получено поле сжатия ЮВ (166°) ориентировки. В т. 11 сдвиговое субмеридиональное нарушение пересекает палеоценовую и эоценовую гряды.

Отложения среднего и верхнего миоцена представлены мелководными органогенно-обломочными и глинистыми известняками. Они залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на породах от средней юры до эоцена. Тектонические зеркала изучались в шести обнажениях: пять расположено на Гераклеюском полуострове (т. 1—5), одно — в пределах Внешней гряды Крымских гор (в нижнем течении р. Бельбек в районе п. Верхнесадовое (т. 6)). В отложениях миоцена доминируют субвертикальные трещины северо-западного простирания, причем можно говорить о двух самостоятельных северо-западных ориентировках: $290\text{—}305^\circ$ и $315\text{—}330^\circ$.

Обнажения 1 и 2 расположены на южном побережье Гераклеюского полуострова. Здесь в сарматских обломочных известняках наблюдаются многочисленные тектонические зеркала. В т. 1 (береговой обрыв в районе Маяка) зеркала скольжения находятся в зоне правого сдвига с простиранием 330° и падением на СВ (70°). В работе [Алехин, 2012] описаны деформации в разломной зоне северо-западного простирания в береговом обрыве Царского пляжа.

В западном борту Мраморной балки (т. 3) тектонические зеркала в сарматских известняках также указывают на правый сдвиг. Показательным фактом является крутое (под углом $40\text{—}50^\circ$) падение слоев известняков, в то время как в ненарушенном залегании для них характерно субгоризонтальное положение. Возможно, такое наклонное положение слоев связано с надвижением пластины верхнеюрских известняков с юго-востока и столкновением с сарматскими известняками, в результате чего последние «задираются».

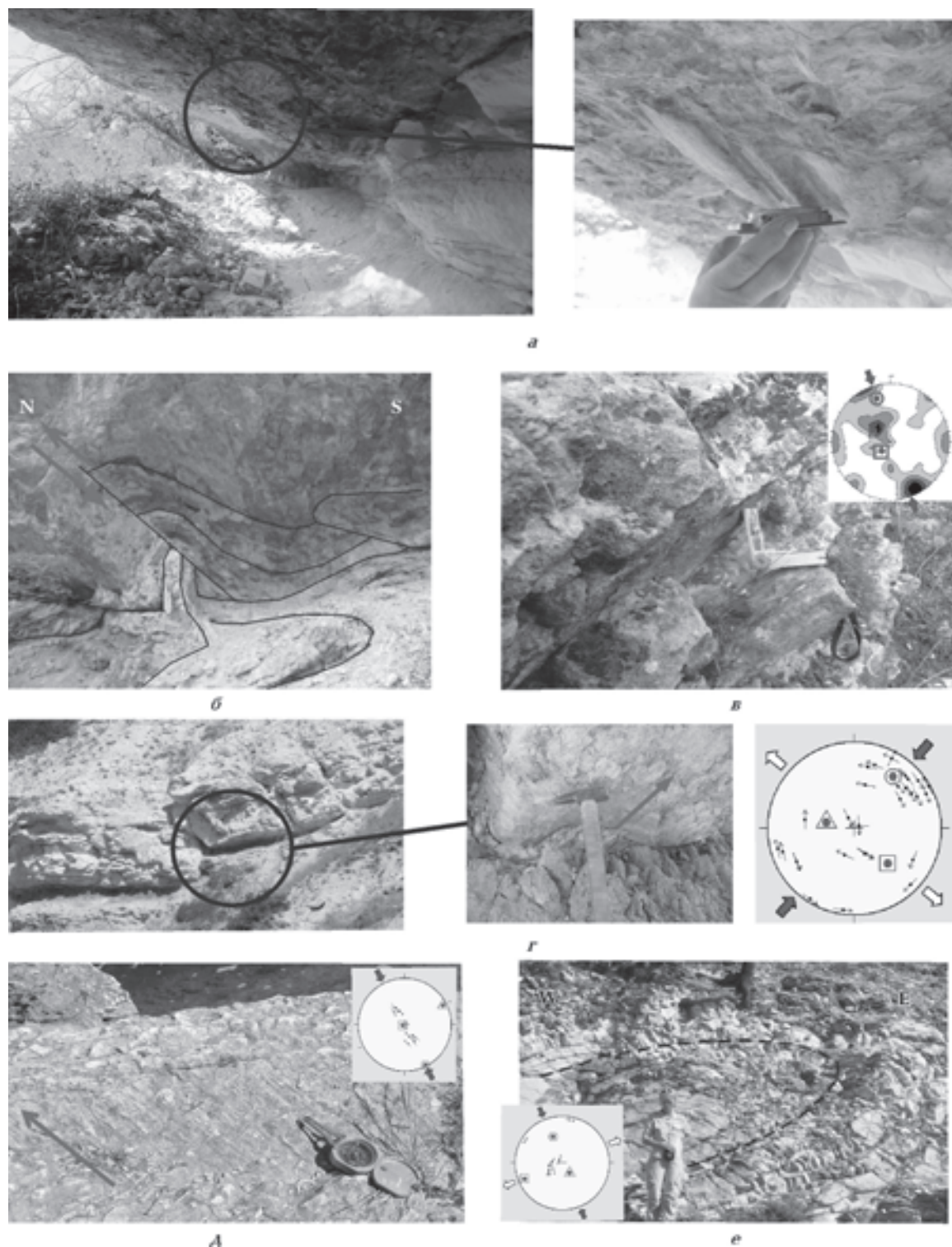


Рис. 2. Деформационные структуры и соответствующие поля напряжений: а — надвиговое зеркало (K_2 , т. 17), б — надвиг в известняках (J_3 , т. 20), в — системы трещин в наклонно залегающих известняках (N_1 , т. 4), г — тектонические зеркала в известняках (N_1 , т. 2), д — надвиговое зеркало в мергеле (K_2 , т. 13), е — лежащая складка в мергеле (K_2 , т. 12).

На протяжении одного километра вдоль шоссе Севастополь—Ялта (т. 4) фиксируется полоса деформаций в отложениях миоцена и

подстилающего нижнего мела, которая контролируется зоной Георгиевского разлома [Иванов и др., 2009]. Для нее характерны крутое

(до 80°) падение известняков, зоны дробления, тектонические зеркала, флексурные перегибы. По тектоническим зеркалам в миоценовых известняках получено поле сжатия ЮЗ (220°) ориентировки.

При обобщении ориентировок полей напряжений видно, что поле сжатия ЮВ (140—160°) наиболее ярко представлено на участке между т. 17 и 18, 10—12. Перемещения в этом поле осуществлялись по разноориентированным разрывам. В т. 6, 12, 14 преобладают правые сдвиги, в т. 8, 9, 10 — левые; в т. 7, 13, 15 присутствуют взбросо-сдвиговые и надвиговые разрывы. Отдельные блоки, ограниченные правыми (т. 12) и левыми (т. 10) сдвигами, выдвигаются как клавиши. Во фронте «клавиш» образуются надвиговые деформации (т. 13, 15).

Аналогичное поле сжатия ЮВ (140—160°) восстановлено и по деформациям в более древних отложениях [Saintot et al., 1999; Гинтов, 2005; Гончар, Гинтов, 2006; Вольфман, 2008; Муровская, 2012]. На рис. 2, б в качестве примера показан севервергентный надвиг в верхнеюрских известняках, наблюдаемый в правом борту р. Узунджа. В работе [Гинтов, 2005] описан надвиг в верхнеюрских конгломератах в окрестностях Балаклавы, для которого реконструировано поле субмеридионального сжатия. Логично связать эти и другие надвиговые структуры в верхнеюрских—нижнемеловых отложениях с альпийскими фазами сжатия, начавшимися в конце эоцена — начале олигоцена [Вольфман, 2008, Khriachtchevskaia et al., 2010].

В западной части изученной территории преобладают поля с юго-западным положением оси сжатия. Поля напряжений сдвигового типа с ориентировкой оси сжатия от юго-западной до субширотной восстановлены на Гераклейском полуострове в сарматских известняках (т. 1—5) и в более древних отложениях (т. 11, 16). Скорее всего, они связаны с направлением действия внешних сил с юго-запада или трансформацией регионального поля напряжений в силу перемещений по системам разноориентированных разломов.

Таким образом, полученные на 19 участках тектонофизические данные показывают, что из 20 определений деформационных режимов 15 являются сдвиговыми (75 %), а 5 — взбросовыми (25 %). По ориентировкам осей напряжения отчетливо проявлено поле СЗ-ЮВ (140—160°) сжатия, которое зафиксировано и предыдущими исследованиями в среднеюрских—нижнемеловых отложениях.

Представляется вероятным, что в западном

Крыму процесс, связанный с таким сжатием, активно начал проявляться в конце эоцена — начале олигоцена и продолжается до настоящего времени. Это же поле напряжений в Юго-Западном Крыму проявлено и в более пластичных слоях: верхнемеловых (т. 13, 14) или палеоценовых мергелях (т. 7, 8), а также в нижнемеловых (альбских) песчано-глинистых отложениях (т. 4).

Обсуждение. С учетом новых и предшествующих тектонофизических данных [Гинтов, 2005; Вольфман, 2008; Муровская, 2012] на базе стратиграфической шкалы составлена таблица, иллюстрирующая эволюцию полей напряжений и тектонических циклов для Юго-Западного Крыма (рис. 3).

Полученное поле ЮВ (140—160°) сжатия логично связать с фазой тектогенеза, активно начавшегося в олигоцене. Фаза тектогенеза с аналогичным положением оси сжатия в Юго-Западном Крыму проявляется также в конце палеоцена — начале эоцена. Для Юго-Восточного Крыма также наблюдается фаза сжатия в период позднего сантона—раннего кампана [Sheremet-Korniyenko et al., 2014]. Для среднего эоцена выделяется деформационный режим растяжения с действующей осью ЮЗ (190°). Для палеоцена и верхнего мела наиболее характерны режимы трансенсии и растяжения с ЮВ (135°) и СВ (84°) положением осей растяжения. Логично предположить, что условия растяжения начинаются с кампана, учитывая предсантонский перерыв в осадконакоплении.

О преобладании сдвигов. В предыдущих исследованиях сделаны заключения о значительном преобладании крутопадающих разрывов сдвигового типа над пологопадающими надвиговыми [Гинтов, 2005; Вольфман, 2008]. В то же время становится все более очевидным, что выделение надвиговых и покровных структур объективно затруднено, а вертикальные разрывы сдвигового типа в большей мере доступны наблюдению. При полевых исследованиях было неоднократно отмечено, что следы (борозды скольжения на тектоническом зеркале) более древнего смещения могут быть частично или полностью уничтожены в результате последующих подвижек других направлений. Кроме того, пологопадающие зеркала скольжения, в том числе надвиговые поверхности, часто перекрыты вышележащими горизонтами, в то время как крутопадающие разрывы раскрываются в результате эрозионных процессов.

Наличие большого количества крутопадающих сдвиговых нарушений, ориентирован-

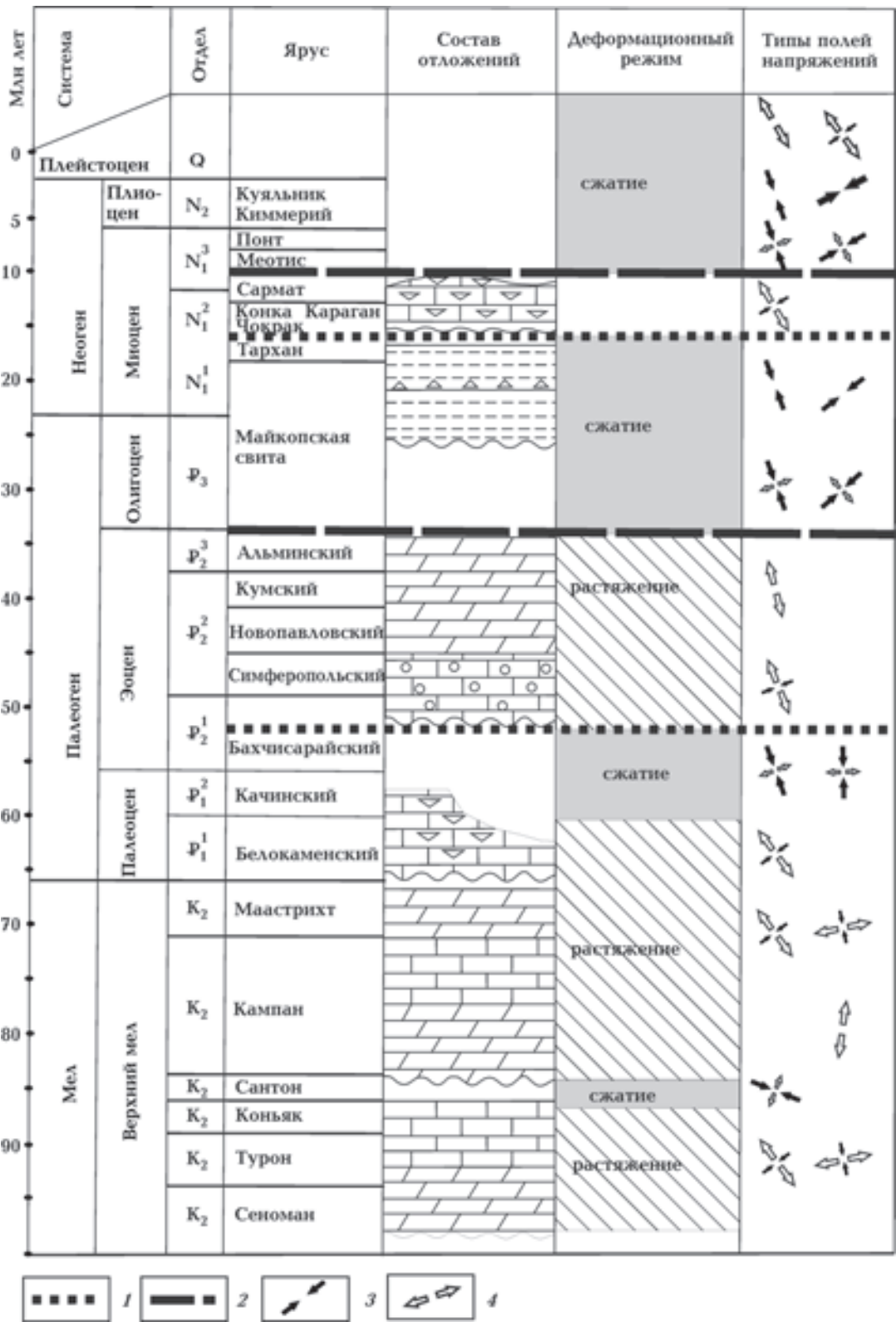


Рис. 3. Эволюция полей напряжений и деформационных режимов: 1 — начало трансгрессии, 2 — начало орогенеза, 3 — ось сжатия, 4 — ось растяжения.

ных, как правило, в северо-западном и северо-восточном направлениях, может отражать условия субгоризонтального сжатия и быть следствием коллизионного процесса между Крымом и Черноморской микроплитой.

О надвигах. Закономерным в условиях горизонтального сжатия является также образование структур взбросового и надвигового типа. Результаты последнего десятилетия показали, что тектонические зеркала с надвиговой и взбросовой составляющей выделяются в пределах ГК повсеместно и составляют около 20 % всех разрывов. Для наклонных и субгоризонтальных зеркал скольжения весьма характерна ориентировка борозд скольжения в направлении ЮВ (150—170°), что указывает на доминирование такой же ориентировки оси сжатия для полей взбросового типа [Муровская, 2012].

Данные тектонофизических исследований подтверждаются и известными геологическими данными. Обратимся к наиболее достоверным фактам существования новейших надвиговых и взбросовых структур в Горном Крыму.

Скважинами на протяжении 55 км прослежен в широтном направлении Белогорский надвиг, по которому неогеновые отложения перемещены по горизонтали на 160 м [Казанцев, 1982]. По смещениям сарматской поверхности выравнивания на северных склонах Главной Гряды выделяется взброс с северным падением сместителя, по которому перемещения происходили в послесарматское время. В пределах Внешней гряды Крымских гор, сложенной неогеновыми отложениями, крупномасштабными геолого-съёмочными работами в нижнем течении рр. Кача и Альма картируются два субпараллельных надвига северной вергентности, которые отражены на новейшей государственной геологической карте [Державна..., 2006]. По смещению сарматских абразионных поверхностей фиксируются дифференциальные подвижки по различным разломам, в том числе по краевому взбросу, проходящему вдоль северных склонов Главной Гряды [Державна..., 2006].

О молодом возрасте тектонических деформаций по геологическим данным. Из разреза ГК выпадают отложения нижнего эоцена, и в раннем—среднем эоцене формируются Симферопольское и Старокрымское поднятия. Это может быть связано с фазой сжатия. Осадки олигоцена — нижнего миоцена (так называемой майкопской свиты) практически отсутствуют на изученной территории, что свидетельствует о существовании здесь области денудации и сноса отложений в окружающие

прогибы. Это предсреднемиоценовое несогласие связывают с главной фазой альпийских деформаций в ГК, которая совпадает с фазой сжатия на северо-западном Кавказе, формированием или углублением Альминского, Сорокинского, Индоло-Кубанского и Туапсинского прогибов [Афанасенков и др., 2007].

Морфометрические и морфоструктурные исследования в пределах Внешней гряды Крымских гор и на территории смежной с ней Альминской впадины показали, что зоны северо-западного простираения были активны и в послесарматское время [Державна..., 2006].

Подгорный и Южнобережный меланжи, развитые в пределах таврической свиты, являются активными структурами неоген-четвертичного возраста [Юдин, 2009, 2011], а значит, часть деформаций в ее пределах связана с альпийским тектогенезом.

Неотектонический этап орогенеза, начавшийся в среднем плиоцене воздыманием ГК, усиливается в конце плиоцена и достигает наибольшей интенсивности на рубеже плиоцена и квартера [Вольфман, 2008]. В настоящее время ГК интенсивно воздымается с амплитудой +700 м за четвертичный период [Верховцев, 2007], а Черноморская впадина прогибается. Увеличивающийся контраст глубин между ними, уже составляющий около 3 км, и сейсмическая активность свидетельствуют об активном современном тектоническом процессе.

О соотношении пликативных и дизъюнктивных деформаций. В начале статьи отмечалось, что тектонофизические наблюдения выполнялись в основном на участках с аномально крутым (20—80°) падением меловых и более молодых отложений. Такие участки располагаются вблизи разломов, по которым происходили интенсивные подвижки. На основной площади исследований эти отложения имеют пологое моноклинальное залегание (падение 3—8° на северо-запад). Сложноскладчатое строение имеют только меловые и кайнозойские отложения прогиба Сорокина. В прогибе они сильно деформированы многочисленными южновергентными надвигами и принадвиговыми складками. Складчатость здесь вызвана сжатием вследствие поддвига Восточно-Черноморской микроплиты под Крым [Finetti et al., 1988; Герасимов, 1994; Юдин, 2011; Гончар, 2013]. В юго-западной акватории южновергентные надвиги описаны Финетти в зоне сочленения Центрально-Крымского поднятия и Крымского полуострова. В осадках одесского шельфа и Западно-Черноморской глубо-

ководной впадины описаны многочисленные структуры сжатия субширотной ориентировки [Khriachtchevskaia et al., 2010].

Западно-Крымский ороген с жесткой Скифской плитой в основании [Гинтов и др., 2014] деформировался на альпийском этапе как жесткий блок по ранее заложённой сетке разломов. В основном это была диагональная система разрывов сдвигового типа. Перемещения сдвигового типа в условиях сжатия создают проблему лишнего объема и рано или поздно в местах концентрации напряжения и/или в местах, где присутствуют благоприятные по ориентировке и реологическим свойствам зоны, возникают взбросовые и надвиговые перемещения. Это и наблюдается в юго-западной части Крыма, где перемещения локализируются в пласте аптских глин или верхнемеловых мергелей.

Выводы. 1. Среди мезо-кайнозойских отложений на изученной территории преобладают субгоризонтальные сдвиги, а также присутствуют взбросовые и надвиговые тектонические зеркала.

Список литературы

- Алехин В. И. Деформации горных пород и результаты реконструкций полей палеонапряжений мыса Фиолент (юго-западный Крым) по новым тектонофизическим данным. *Наукові праці ДонНТУ. Серія гірничо-геологічна*. 2012. Вып. 16. С. 184—192.
- Афанасенков А. П., Никишин А. М., Обухов А. Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. Москва: Научный мир, 2007. 172 с.
- Борисенко Л. С. Критика надвиговых моделей Крыма. *Геодинамика Крымско-Черноморского региона: Сб. материалов конф.* Симферополь, 1997. С. 47—51.
- Верховцев В. Г. Новейшие платформенные геоструктуры Украины и динамика их развития: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Киев, 2007. 20 с.
- Вольфман Ю. М. О влиянии кинематических обстановок на цикличность геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 101—114.
- Герасимов М. Е. Глубинное строение и эволюция южной окраины Восточно-Европейской платформы по сейсмостратиграфическим данным в связи с нефтегазоносностью: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Москва, 1994. 75 с.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 26—63.
- Гончар В. В. Коллизионная модель Крымского орогена: опыт исследования методом конечных элементов. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 146—164.
- Гончар В. В., Гинтов О. Б. Масштаб и механизмы тектонических перемещений интрузий Южного берега Крыма по данным анализа палеонапряжений. *Изв. вузов. Геология и разведка*. 2006. № 6. С. 11—19.
- Гущенко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. В кн.: *Поля напряжений и деформаций в литосфере*. Москва: Наука, 1979. С. 7—25.
- Державна геологічна карта України. М-б 1:200 000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXVIII (Євпаторія), L-36-XXXIV (Севастополь) та пояснювальна за-

- писка до неї. Київ: Державна геологічна служба, КП «Південнегеоцентр», 2006. 175 с.
- Заїка-Новацький В. С., Гук В. І., Нерогенко В. М., Соколов І. П. Геологічна будова Кримського передгір'я у межах Альма-Салгирського межиріччя. Посібник. Київ: Вища школа, 1976. 86 с.
- Иванов В. Е., Ломакин И. Е., Тополюк А. С., Ефремцева Л. А., Болдырев С. Н. Особенности тектоники юго-западного Крыма. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2009. № 4. С. 27—39.
- Казанцев Ю. В. Тектоника Крыма. Москва: Наука, 1982. 112 с.
- Милев В. С., Розанов С. Б., Барабошкин Е. Ю., Шалимов И. В. Геологическое строение и эволюция Горного Крыма. *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. 1997. № 3. С. 17—21.
- Моисеев А. С. К геологии Юго-Западной части Главной гряды Крымских гор. *Материалы по общей и прикладной геологии*. 1930. Вып. 189. С. 45—67.
- 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.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского. Москва: Госнаучиздат, 1960. 205 с.
- Никишин А. М., Алексеев А. С., Барабошкин Е. Ю., Болотов С. Н. Геологическая история Бахчисарайского района. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 59 с.
- Тектонічна карта України. М-б 1:1000 000. Ч. 1. Пояснювальна записка. Відп. ред. Д. С. Гурський, С. С. Круглов. Київ: УкрДГРІ, 2007. 95 с.
- Югин В. В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 335 с.
- Югин В. В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. М-б 1:200 000. Симферополь: Союзкарта, 2009.
- Angelier J., 1997. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, P. 53—100.
- Delvaux D., 1993. The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. EUG VII Strasbourg, France, 4—8 April. Abstract supplement № 1 to Terra Nova 5, P. 216.
- Delvaux D., Sperner B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. New insights into structural interpretation and modelling. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.* 212, 75—100.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuang Z., 1988. Geophysical study of the Black Sea. *Boll. Geof. Teor. Appl.* 30(117—118), 197—324.
- Khriachtchevskaia O., Stovba S., Stephenson R., 2010. Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis 3. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 40, 137—157.
- Popadyuk I., Khriachtchevskaia O., Stovba S., 2010. Geology of the Crimean Mountains in the context of petroleum exploration in the Black Sea. *AAPG European Region Conference and Exhibition, Kyiv, Ukraine, October 17—19*, 50 p.
- 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-Korniyenko Y., Sosson M., Gintov O., Murovskaya A., Yegorova T., Muller C. New datings (by Nannofossils assemblages) and structural data from flysch formations of the Crimea Peninsula (Ukraine): consequence on the tectonic evolution of the Eastern Black Sea. In: *Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., in print.

Deformation in the Upper Cretaceous — Neogene sediments of the South-Western Crimea on the base of new tectonophysical data

© A. Murovskaya, Y. Sheremet, Y. Kolesnikova, O. Lazarenko, 2014

Deformation structures (tectonic planes with slickensides, folds, parageneses fractures are described) in the Upper Cretaceous—Neogene sediments of the south-western Crimea. The purpose of the study is to clarify the scope and sense of deformation in the Alpine orogeny stage. Strike-slip

planes are dominated in the studied structures. Slickensides of reverse and thrust account for 25 % of all fractures. Deformations of various types are concentrated in the most plastic rocks and weak zones. The rest of the Upper Cretaceous and Cenozoic sediments have a gentle monoclinial bedding. It is shown that the part of the deformations in the rocks of the Tavrick series and of the rocks of Middle Jurassic—Lower Cretaceous age could occur during alpine period. Given geological data confirms compression structures for all the mountainous Crimea during Alpine stage.

The orientation of the restored axes stress field shows that compression deformation is caused by pressure of the Black Sea microplate toward Crimea. The Strike-slip-type deformations, within the studied area, dominate over the reverse-type one. Folded-thrusted deformations are located more to the south — in the continental slope and shelf respectively, in the interaction area of the Black Sea microplate and the Crimea.

Key words: Upper Cretaceous—Neogene, south-western Crimea, strain, stress, compression.

References

- Alekhin V. I., 2006. Fields of total strain and stress in uneven rock complexes Azov block of the Ukrainian shield. *Naukovi pratsi DonNTU. Seriya girnicho-geologichna 2* (is.111), 144—152 (in Russian).
- Afanasenkov A. P., Nikishin A. M., Obukhov A. N., 2007. Geological structure and hydrocarbon potential of the Eastern Black Sea region. Moscow: Nauchnyy Mir, 172 p. (in Russian).
- Borisenko L. S., 1997. Criticism thrust models Crimea. *Geodynamics of the Crimean Black Sea region: Collection of Materials Conf.* Simferopol, P. 47—51 (in Russian).
- Verkhovtsev V. G., 2007. Newest platform geostructure Ukraine and the dynamics of their development: Author's Abstract. Dr. geol. sci. dis. Kiev, 20 p. (in Russian).
- Wolfman Yu. M., 2008. On the influence of kinematic environments on cyclicity of geological processes within the Crimea and Northern Black Sea during the Alpine stage. *Geofizicheskiy zhurnal* 30(5), 101—114 (in Russian).
- Gerasimov M. E., 1994. Deep structure and evolution of the southern margin of the East European Platform on seismostratigraphic data in connection with oil-gas: Dr. geol.-min. sci. Moscow, 75 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field tectonophysics and its application in the study of crustal deformation in Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Egorova T. P., Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., Murovskaya A. V., 2014. Geodynamic features junction zone of the Eurasian plate and the Alpine-Himalayan belt within Ukraine and adjacent territories. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(5), 26—63 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2013. Collision model Crimean orogen: the experience of research using finite element method. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(6), 146—164 (in Russian).
- Gonchar V. V., Gintov O. B., 2006. Scales and mechanisms of tectonic movements of the southern coast of the intrusions according to the analysis palaeostresses. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka* (6), 11—19 (in Russian).
- Gushchenko O. I., 1979. Method of kinematic analysis of the structures of destruction in the reconstruction of tectonic stress fields. In: *Stress and strain fields in the lithosphere*. Moscow: Nauka, P. 7—25 (in Russian).
- State Geological map of Ukraine, 2006. 1:200 000. The Crimea series. Sheets L-36-XXVIII (Evpatoria), L-36-XXXIV (Sevastopol) and explanatory notes thereto. Kyiv: State Geol. Surv., Pivdenenkoheotsentr, 175 p. (in Ukrainian).
- Zaika-Nowatskiy V. S., Guk V. I., Nerodenko V. M., Sokolov I. P., 1976. Geological structure of the Crimean foothills within Alma Salgirsky interfluve. Allowance. Kiev: High School, 86 p. (in Ukrainian).
- Ivanov V. E., Lomakin I. E., Topolyuk A. S., Efremtseva L. L., Boldyrev S. N., 2009. Features tectonics south-western Crimea. *Geologiya i poleznyie iskopayemye Mirovogo okeana* (4), 27—39 (in Russian).
- Kazantsev Yu. V., 1982. Tectonics Crimea. Moscow: Nauka, 112 p. (in Russian).
- Mileev V. S., Rozanov S. B., Baraboshkin E. Yu., Shalimov I. V., 1997. Geological structure and evolution of the Crimean Mountains. *Vestnik MGU. Ser. 4. Geologiya* (3), 17—21 (in Russian).
- Moiseev A. S., 1930. Geology Southwest Main ridge of Crimean mountains. *Materialy po obschey i prikladnoy geologii* is.189, 45—67 (in Russian).
- Murovskaya A. V., 2012. Stress-strain state of West Mountain Crimea in the Oligocene-Quaternary by tectonophysical data. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(2), 109—119 (in Russian).
- Muratov M. V., 1960. A brief sketch of the geological

- structure of the Crimean. Moscow: Gosnauchizdat, 205 p. (in Russian).
- Nikishin A. M., Alekseev A. S., Baraboshkin E. Yu., Bolotov S. N., 2006. Geological history Bakhchisaray district. Moscow: MSU Publ., 59 p. (in Russian).
- Tectonic map of Ukraine. 1:1000 000. Part 1. Explanatory note. Eds D. S. Gurskiy, S. S. Kruglov. Kyiv: UkrDGRI, 2007. 95 p. (in Ukrainian).
- Yudin V. V., 2011. Geodynamics Crimea. Simferopol: DIAYPI, 336 p. (in Russian).
- Yudin V. V., 2009. Geological map and sections of the Mountain, foothill Crimea. 1:200 000. Simferopol: Soyuzkarta (in Russian).
- Angelier J., 1997. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, P. 53—100.
- Delvaux D., 1993. The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. EUG VII Strasbourg, France, 4—8 April. Abstract supplement № 1 to Terra Nova 5, P. 216.
- Delvaux D., Sperner B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. New insights into structural interpretation and modelling. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.* 212, 75—100.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuang Z., 1988. Geophysical study of the Black Sea. *Boll. Geof. Teor. Appl.* 30(117—118), 197—324.
- Khriachtchevskaia O., Stovba S., Stephenson R., 2010. Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis 3. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 40, 137—157.
- Popadyuk I., Khriachtchevskaia O., Stovba S., 2010. Geology of the Crimean Mountains in the context of petroleum exploration in the Black Sea. *AAPG European Region Conference and Exhibition, Kyiv, Ukraine, October 17—19*, 50 p.
- 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-Korniyenko Y., Sosson M., Gintov O., Murovskaya A., Yegorova T., Muller C. New datings (by Nannofossils assemblages) and structural data from flysch formations of the Crimea Peninsula (Ukraine): consequence on the tectonic evolution of the Eastern Black Sea. In: *Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., in print.