

Напряженно-деформированное состояние Западного Горного Крыма в олигоцене — голоцене по тектонофизическим данным

© А. В. Муровская, 2012

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 2 сентября 2011 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

У межах Західного Гірського Криму вивчено 2016 тектонічних дзеркал з кінематичними індикаторами і 600 розривів без видимих слідів зміщення. За допомогою структурно-парагенетичного і кінематичного аналізів визначено поля тектонічних напружень. Ці поля поділено на три типи: зсувний, скидовий та підскидовий, яким відповідають 51, 30 і 19 % розривів. Орієнтації діючих осей для кожного типу зіставлено з простяганням Головного пасма Гірського Криму. На основі зіставлення тектонофізичних даних з механізмами вогнищ 8 найближчих землетрусів визначено сучасне регіональне поле напружень. Результати проінтерпретовано у контексті тектоніки Кримсько-Чорноморського регіону. Зроблено висновок, що Кримські гори сформувались у результаті взаємодії Африкано-Аравійської, Адріатичної та Паннонської плит.

Within the limits of western Crimean Mountains 2016 tectonic slickenside with kinematic indicators and 600 ruptures without visible signs of displacement have been studied. Stress fields were determined using structural-paragenetic and kinematic analyses. These fields were subdivided into three types: strike-slip, normal, and reverse that constitute 51, 30 and 19 % of the total fault planes. The principal axes trends for each field type were compared with the strike of the Main Ridge. Contemporary regional regional stress field was separated out by comparing inversed stress fields and 8 nearest earthquake source mechanisms. The results were interpreted in the context of regional tectonics of the Crimean-the Black Sea area. It was concluded that the Crimean Mountains were formed under the combined impact of the African-Arabic, Adriatic and Pannonien plates.

Систематическое тектонофизическое изучение Горного Крыма было начато в 1989 г. сотрудниками отдела тектонофизики Института геофизики (ИГФ) НАН Украины под руководством О. Б. Гинтова. Из отечественных ученых следует отметить также В. В. Гончара, Л. С. Борисенко, Ю. М. Вольфмана, Н. Н. Новика [Вольфман, 2008; Вольфман, Новик, 1997], применявших методы тектонофизики при геологическом изучении Крымского полуострова. До 1992 г. основной объем работ выполнялся структурно-парагенетическим методом. Позднее исследования проводились и кинематическим методом [Борисенко и др., 1998; Saintot et al., 1999; Гинтов, Муровская, 2000; Гончар и др., 2004; Паталаха и др., 2003]. В это же время группой авторов [Беличенко, Муровская, 1990; Гинтов, 2005] разрабатываются принципы комплексирования структурно-парагенетического и кинематического методов и продолжается тектонофизическое изучение Горного Крыма на базе уже комплексного методического под-

хода. На основании этих работ среди прочих был сделан вывод о существовании различных в напряженных состояниях Западного и Восточного Горного Крыма и необходимости более детального изучения каждой из этих частей [Saintot et al., 1999; Гинтов, Муровская, 2000; Паталаха и др., 2003].

Детальное тектонофизическое изучение западной части Горного Крыма активно проводится автором статьи с 2004 г. Внимание к этой части Крымского полуострова вызвано существованием нескольких альтернативных моделей тектонического развития Крымско-Черноморского региона и конкретных спорных вопросов относительно строения и тектонического развития изучаемой территории.

Традиционная фиксистерская концепция нашла свое отражение в издании карты [Геологическая ..., 1984], в основе которой положено представление о разломно-блоковом строении региона и преобладании вертикальных перемещений по крутопадающим разломам. Мо-

билистские концепции зачастую исходят из чисто теоретических представлений, не вполне обоснованы фактами и поэтому, как правило, противоречат друг другу. Так, В. В. Юдин и О. М. Герасимов определяющими структурными элементами Крыма считают сутурные зоны разного возраста, описывают меланжи и олистоплаки, вызванные экзотектоникой и крупномасштабными горизонтальными перемещениями с юга [Юдин, 2001; Герасимов та ін., 2006]. В издании [Тектонічна ..., 2007] отражено представление С. С. Круглова и соавторов о тектоническом развитии Горного Крыма как покровно-шарьяжной структуры по аналогии с формированием Карпатского сооружения. Ю. В. Казанцев развивает покровно-шарьяжную концепцию тектонического развития Горного Крыма, связанную с крупномасштабными перемещениями с севера на юг [Казанцев, 1982].

Западный Горный Крым (ЗГК) охватывает территорию к юго-западу от линии Симферополь — Алушта и включает в себя Внешнюю, Внутреннюю, Главную гряды, межрядовые понижения и прибрежную полосу Южного Берега Крыма. Главная гряда представляет собой высокогорные плато северо-восточного простираия от Балаклавских высот до массива Чатырдаг, расчлененные межгорными впадинами.

В пределах ЗГК непосредственному изучению доступны породы в возрастном диапазоне от позднего триасса до четвертичного периода (T_3 — Q) (рис. 1). Они образуют три структурных этажа [Муратов, 1960]. Нижний этаж представлен флишевой толщей Таврической серии (T_3 — J_1) и вулканогенно-осадочными отложениями средней юры (J_2). На изучаемой территории эти образования выходят на поверхность в пределах южного склона Главной гряды и Качинского поднятия. Средний этаж образован карбонатными и молассовыми образованиями верхней юры и нижнего мела (берриас), слагающими горные плато Главной гряды. Верхний структурный этаж (K_1 — Q) сложен терригенно-карбонатными осадками платформенного типа, развитыми в основном в пределах Внутренней и Внешней гряд. В тектоническом отношении нижний и средний этажи составляют складчатый комплекс (триас—верхняя юра), а верхний этаж делится на комплекс чехла (мел—эоцен) и синорогенный комплекс (олигоцен—квартер) [Никишин и др., 2006].

С начала олигоцена ЗГК начал испытывать альпийские деформации и из бассейна осад-

конакопления превратился в горную область, о чем свидетельствуют приподнятый эрозионный рельеф и синорогенные осадочные комплексы. К северу от Горного Крыма отложения олигоцена—неогена образуют молассовый чехол молодой Скифской платформы.

Используя новые тектонофизические данные, автор делает попытку оценить достоверность геодинамических моделей и исключить построения, не соответствующие наблюдаемым фактам. В настоящей статье обобщены наблюдения по более чем 2000 зеркалам скольжения с кинематическими индикаторами, ~600 трещинам без кинематических индикаторов и данные о механизмах очагов восьми крымских землетрясений.

Методика исследований состояла из трех основных этапов. На первом изучались разрывные нарушения в обнажениях методами тектонофизики: описание характера нарушения, замеры элементов залегания плоскостей сместителей и кинематических индикаторов. В поле осуществлялось предварительное разделение разрывных нарушений на однородные подгруппы, каждая из которых соответствует отдельному этапу деформации, а также определялся их относительный возраст. Тектонофизические наблюдения выполнялись в породах всех структурных этажей, при этом основное количество зеркал со штрихами скольжения сосредоточено в нижнем и среднем этажах. В породах верхнего этажа использовались главным образом структурные парагенезисы трещин.

Второй этап заключался в реконструкции тензора напряжений и выявлении статистических закономерностей в его ориентировке и пространственном распределении. Для обработки трещин без кинематических индикаторов применялся метод структурно-парагенетического анализа [Гинтов, 2005]. Для инверсии тектонических напряжений по хрупким трещинам со смещением применялся метод правой дигитры и ротационной оптимизации с использованием программы TENSOR, разработанной Д. Делво и Б. Шпернер [Delvaux, Sperner, 2003]. Программа создана на основе метода инверсии Ж. Анжелье — аналога подхода О. И. Гуценко [Гуценко, 1973].

Все измеренные зеркала скольжения и трещины без кинематических индикаторов сосредоточены в пределах 81 обнажения (см. рис. 1). Для каждого обнажения проведены анализ данных и их предварительное разделение в подгруппы, соответствующие различным

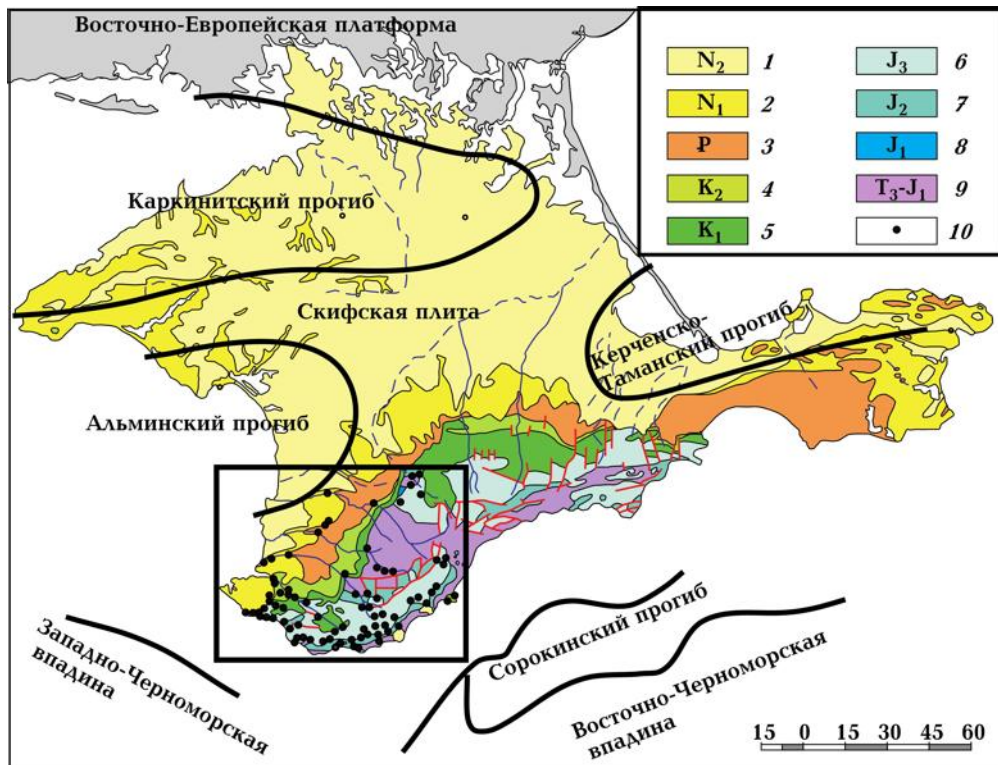


Рис. 1. Геологическая карта района работ по [Муратов, 1960] с дополнениями: 1—9 — стратиграфические подразделения; 10 — пункты тектонофизических наблюдений.

эпизодам деформации. Обоснованность такого подхода иллюстрирует рис. 2, а, где на одном тектоническом зеркале продемонстрированы, как минимум, четыре генерации борозд, каждая из которых накладывается на предыдущую, а значит, соответствует отдельному эпизоду деформации. Пример разделения всех измеренных на одном обнажении зеркал на четыре однородные группы и последующей отдельной обработки каждой из них представлен на рис. 2, б. Таким образом, для каждого обнажения определялось, как правило, несколько полей напряжений. Близко расположенные обнажения с одинаковым характером полей объединялись в компактные группы (рис. 2, в) с соответствующими им главными осями σ_1 (ось максимального сжатия, которую в дальнейшем будем называть осью сжатия) и σ_3 (ось минимального растяжения, которую в дальнейшем будем называть осью растяжения).

В подавляющем большинстве случаев одна или две главные оси были ориентированы субгоризонтально. Если таковыми были оси сжатия σ_1 и растяжения σ_3 (плоскость $\sigma_1\sigma_3$ горизонтальна), при $0,75 > R > 0,25$ поле напряжений относилось к сдвиговому типу. При субгоризонтальном положении оси сжатия и субвертикальном положении оси растяжения

($0,25 < R < 0,75$) имеет место взбросовый деформационный режим при субгоризонтальном положении оси растяжения и субвертикальном положении оси сжатия ($0,25 < R < 0,75$) — сбросовый.

Для полей сдвигового типа действующая ось и деформационный режим определялись в соответствии с параметром R . Если величина промежуточного напряжения σ_2 ближе к величине напряжения сжатия σ_1 , т. е. $1 > R > 0,75$, то действующей считается ось растяжения, а режим называется трансензией. Если значение σ_2 ближе по величине к напряжению растяжения σ_3 ($0,25 > R > 0$), действующей считается ось сжатия, а деформационный режим называется транспрессией.

На третьем этапе проводилась интерпретация полученных результатов в контексте региональной тектоники и выбиралась наиболее соответствующая им геодинамическая модель. Для этого привлекались данные о механизмах очагов землетрясений, позволяющие выделить самое молодое поле, и геоморфологическая информация, указывающая на деформации, соответствующие по возрасту современному рельефу. Сопоставление полей напряжений в разных структурных этапах одного вертикального разреза также позволило разделить тектонические события по времени.

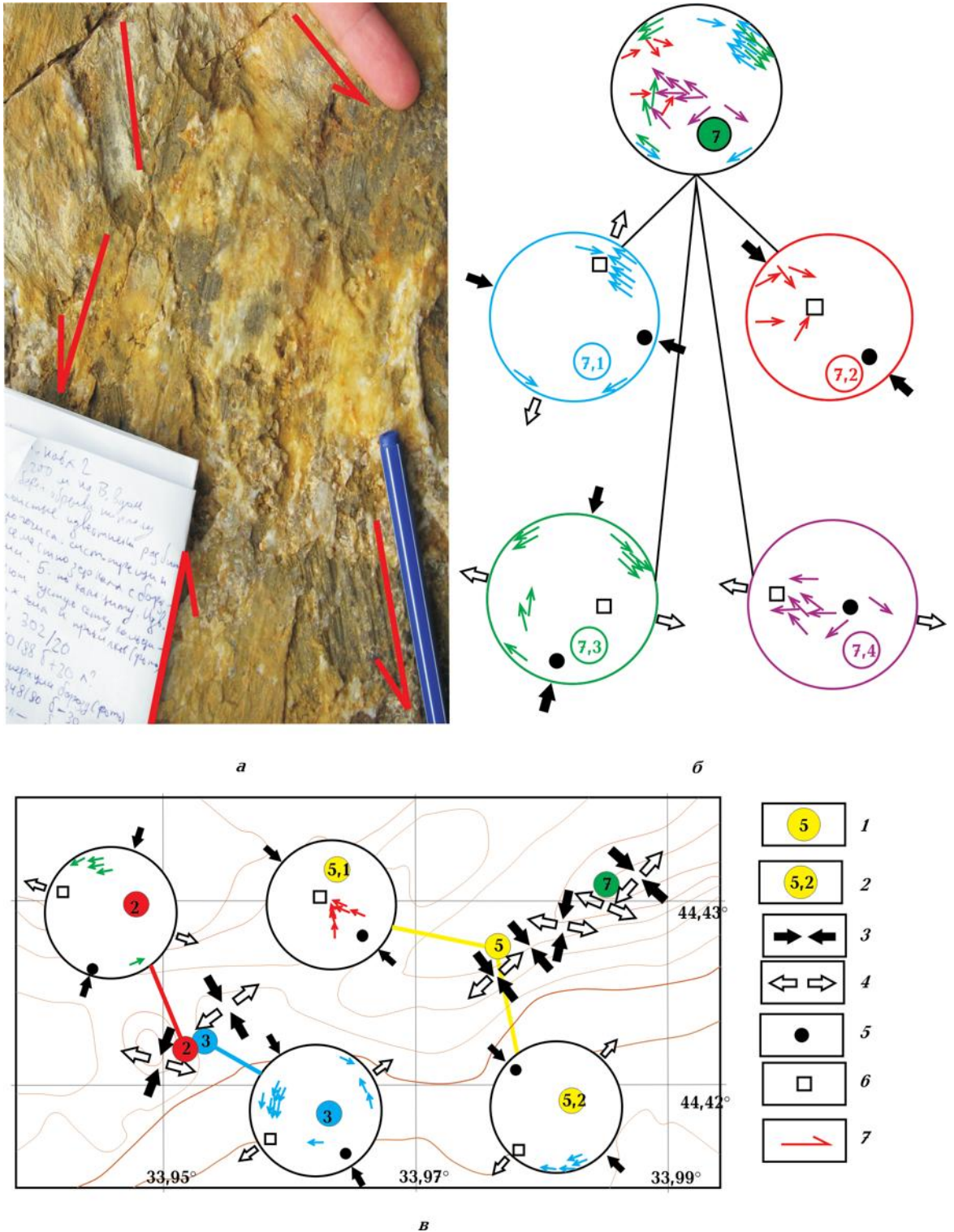


Рис. 2. Методика интерпретации тектонофизических данных: *а* — тектоническое зеркало с четырьмя генерациями борозд; *б* — разделение в четыре подгруппы тектонических зеркал, измеренных на одном обнажении; *в* — представление полей напряжений на топооснове; 1 — пункты тектонофизических наблюдений; 2 — однородный набор векторов смещений; 3, 4 — проекции осей главных нормальных напряжений на горизонтальную плоскость (3 — сжатия; 4 — растяжения); 5, 6 — положение осей сжатия (5) и растяжения (6) на стереограммах (здесь и далее верхняя полусфера); 7 — направление перемещения висячего крыла тектонического зеркала.

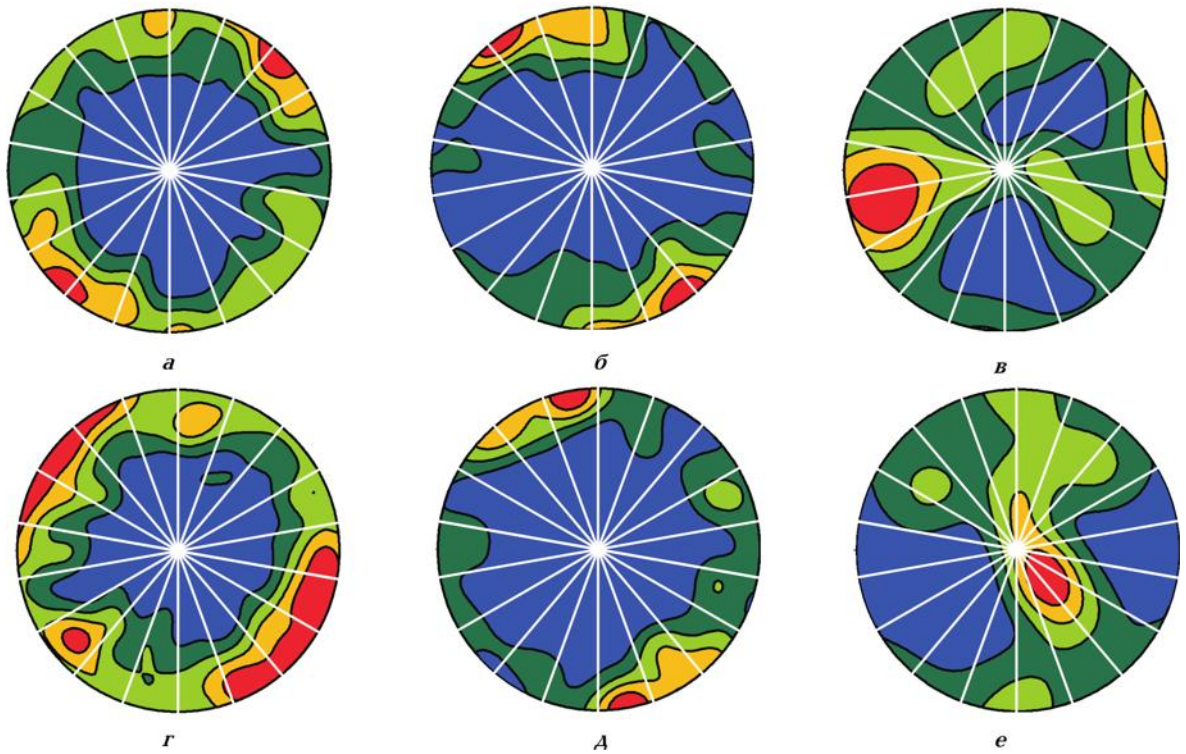


Рис. 3. Стереогаммы осей сжатия для полей сдвигового (а) и взбросового (б) типов, для механизмов очагов землетрясений (в); стереогаммы осей растяжения для полей сдвигового (г) и сбросового (д) типов, для механизмов очагов землетрясений (е).

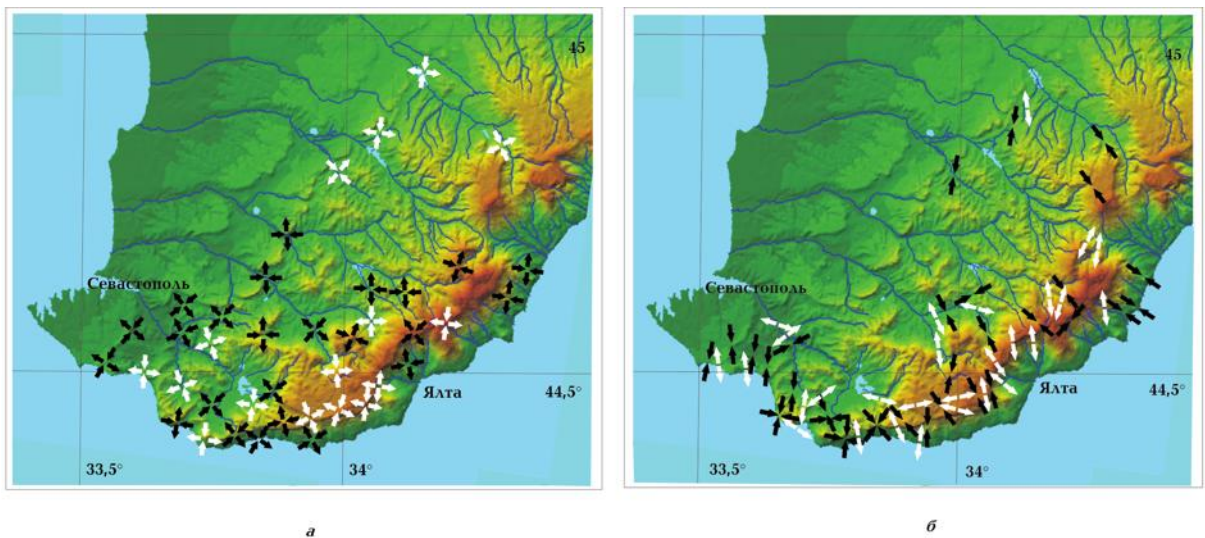


Рис. 4. Распределение в пространстве полей напряжений сдвигового (а), взбросового и сбросового типов (б).

Результаты исследований кинематическим методом. Все восстановленные поля напряжений были отнесены к сдвиговому, сбросовому или взбросовому типам. Более 50 % изученных зеркал отражают поля сдвигового типа с субгоризонтальным положением плоскости $\sigma_1\sigma_3$ при наиболее вероятном значении $R=0,4$. На

стереогамме 3, а оси сжатия образуют широкий максимум простираний (ЮВ 200—250°) и два меньших максимума (С 345—10° и ЮЗ 105—150°). Соответствующие им оси растяжения (рис. 3, г) образуют главный максимум (ЮВ 90—165°) и два меньших максимума (ЮЗ 220—240°, С 355—20°). Углы наклона осей для

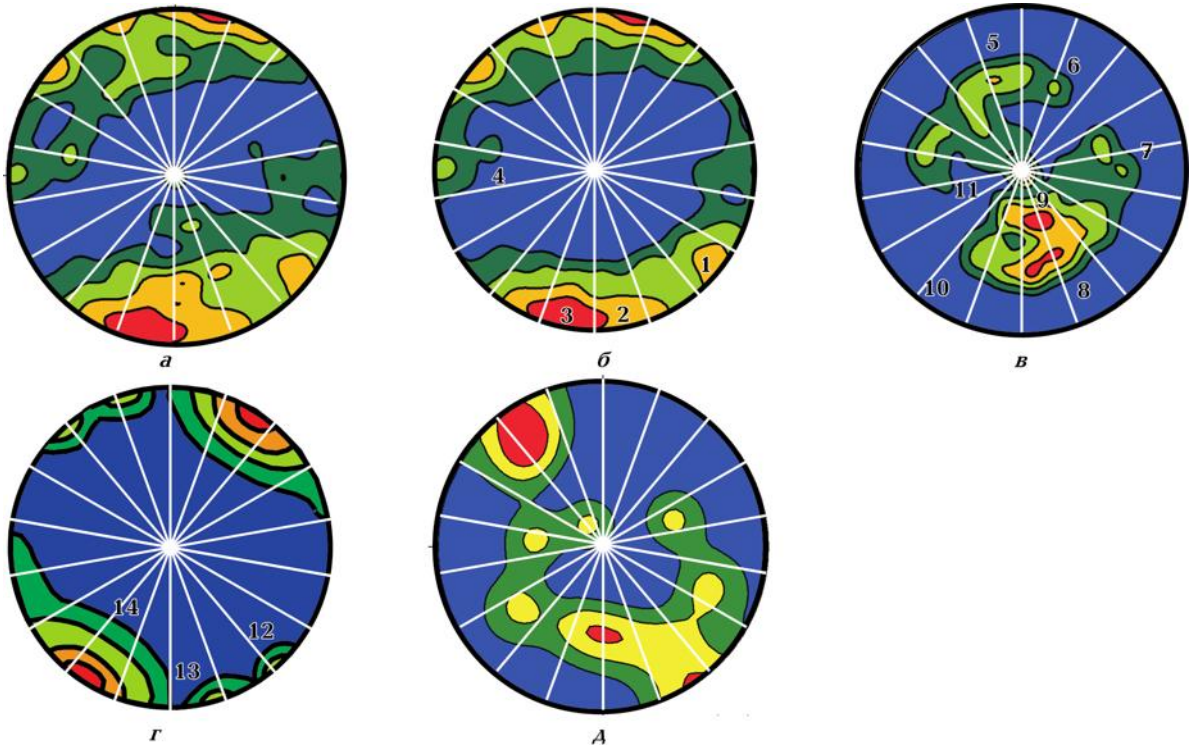


Рис. 5. Стереогаммы полюсов: *а* — всех тектонических зеркал, $n=2016$; *б* — тектонических зеркал с углом падения >60 , $n=1421$; *в* — тектонических зеркал с углом падения <60 , $n=595$; *г* — трещин в породах неогена, $n=600$; *г* — нодальных плоскостей очагов землетрясений, $n=10$.

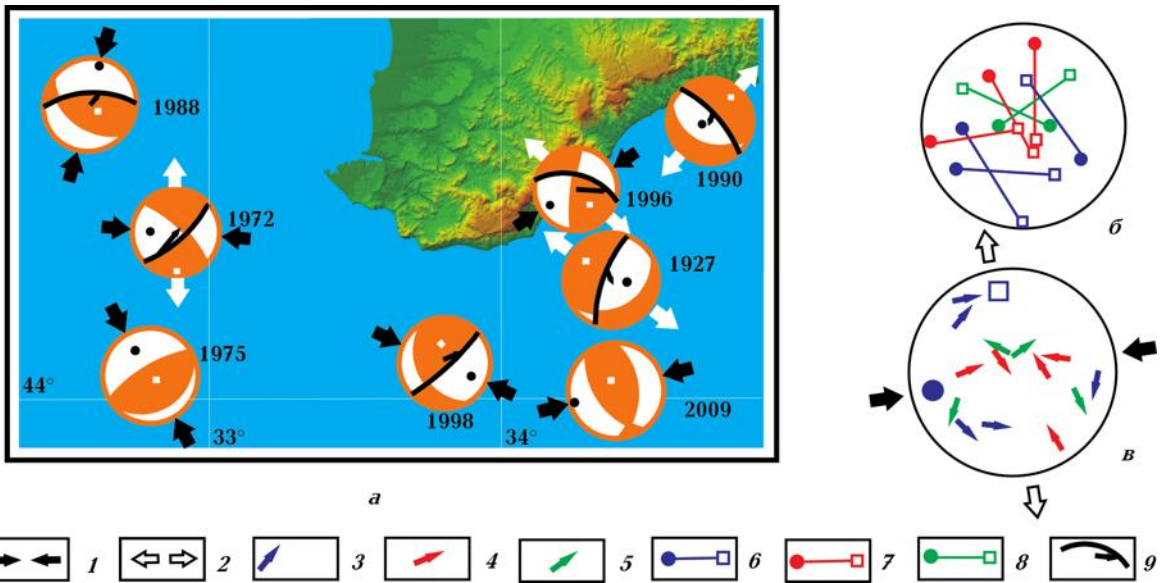


Рис. 6. Поля напряжений, определенные по механизмам очагов землетрясений: *а* — эпицентры и механизмы очагов; *б* — стереогамма осей сжатия (кружок) и растяжения (квадрат) в очагах; *в* — стереогамма векторов и осей главных нормальных напряжений для совокупности механизмов очагов; 1, 2 — проекции осей главных нормальных напряжений на горизонтальную плоскость (1 — сжатия; 2 — растяжения); 3—5 — векторы подвижек с преобладанием определенной компоненты смещения (3 — сдвиговой; 4 — взбросовой; 5 — сбросовой); 6—8 — оси сжатия и растяжения для полей (6 — сдвигового типа; 7 — взбросового типа; 8 — сбросового типа); 9 — плоскость сейсмогенного разрыва.

главных максимумов близки к нулю, тогда как для остальных максимумов составляют 5—15°. Все поля сдвигового типа были условно раз-

делены на две группы по их ориентировке: первая группа, соответствующая главному максимуму, отражает сжатие, субпараллель-

ное простиранию Горного Крыма (рис. 4, а, стрелки черного цвета). В эту группу попадает 31 % всех зеркал. Вторая группа (21 % всех зеркал) соответствует сжатию, ориентированному субперпендикулярно простиранию Горного Крыма (рис. 4, а, стрелки белого цвета). Поля этих двух групп широко и равномерно представлены на изученной территории, а их пространственное распределение не дает оснований говорить о какой-либо локализации в пределах тех или иных морфоструктур. Выделенные две основные группы полей являются реверсными по отношению друг к другу — оси сжатия и растяжения меняются местами, т. е. происходит чередование кинематических типов перемещения вдоль одних и тех же направлений.

Поля сбросового типа (наиболее вероятное значение $R=0,6$) отражают режим растяжения. Им соответствует 30 % всех зеркал. В ориентировках действующей оси растяжения выделяется главный широкий максимум (ЮВ 130—180°) и более слабые максимумы (СЗ 55—75° и З 235—280°) (рис. 3, д). Второй и третий максимумы отражают оси растяжения, наклоненные под углами 5—15° к горизонту, в то время как основной максимум — горизонтально ориентированные оси растяжения.

Поля сбросового типа также были разделены на две группы. Для первой группы (19 % всех зеркал) характерна северо-западная ориентировка действующей оси растяжения вкрест простирания ЗГК, для второй группы (11 % зеркал) ось растяжения ориентирована субширотно или в северо-восточном направлении, параллельно или диагонально по отношению к крымскому простиранию. Поля первой группы развиты повсеместно, тогда как поля второго типа зафиксированы только в западной части изучаемой территории в пределах Ай-Петринской яйлы, Байдарской долины и мыса Айя (рис. 4, б).

Последними по представительности являются поля взбросового типа, которые соответствуют 18 % изученных зеркал. В ориентировках действующей оси сжатия (рис. 3, б) выделяются основной максимум (ЮВ 130—180°) и три слабых (ВСВ 70—100°, СВ 30—60° и ЮЗ 190—210°). Для первой группы (13 %) ось сжатия ориентирована вкрест простирания горно-крымского сооружения, а для второй (5 %) — вдоль или диагонально ему. Поля второй группы локально распространены в западной части территории от Балаклавских высот до Байдарской яйлы и, как правило, пространственно связаны

с полями первой группы (рис. 4, б). Это может свидетельствовать как о двух эпизодах разнонаправленного сжатия, так и о радиальном [Delvaux, Sperner, 2003] сжатии.

Результаты исследований структурно-парагенетическим методом. Все тектонические зеркала были изучены также с помощью структурно-парагенетического метода, что дало возможность определить поля напряжений, действовавшие в период формирования трещин, послуживших плоскостями зеркал скольжения. Очевидно, что возраст их формирования является нижним пределом возраста перемещений, изучаемых кинематическим методом. На стереограмму (рис. 5, а) вынесены полюсы всех тектонических зеркал. Для наглядности плоскости зеркал были разделены на круто- и пологопадающие (рис. 5 б, в). В количественном отношении доминируют крутопадающие зеркала (75 % всех зеркал) следующих азимутов простирания: СВ 30—50° (максимум 1), СВ 60—80° (максимум 2), СЗ 275—295° (максимум 3) и С 350—10° (максимум 4). Северо-западные разрывы преобладают в западной части территории, а самым ярким представителем этой системы является Чернореченская зона разломов [Муровская, 2011]. Северо-восточные разрывы преобладают в юго-восточной части и сконцентрированы в районе Главной гряды и ее южного склона. Типичный представитель этих разрывов — Демерджинская зона разломов [Борисенко, 1983].

На стереограмме (рис. 5, б) максимумы концентрации полюсов 1 и 3 представляют группу сколов Риделя, а максимум 2 — трещин отрыва. Соответственно ось σ_3 имеет координаты 160/04° (азимут восстания/угол восстания), ось σ_1 — 70/01°. Это сдвиговый деформационный режим с осью растяжения, ориентированной в основном субперпендикулярно Главной гряде. Большинство плоскостей сдвига и трещин отрыва вытянуто вдоль общего простирания Крымских гор.

Максимум 4 по данным полевых наблюдений парагенетически связан с максимумом 1, отражая систему L - и R' -сколов. Координаты оси σ_3 — 225/05°, оси σ_1 — 135/02°. Это также сдвиговый деформационный режим, при котором ось сжатия субперпендикулярна общему простиранию Крымских гор.

Пологопадающие зеркала развиты существенно меньше и составляют 25 % от общего количества. Они ориентированы, как правило, в северо-восточном направлении (30—80°) с падением в обе стороны как на северо-запад, так

и на юго-восток. В среднем зеркалах, падающие на юго-восток, более пологие, чем падающие на северо-запад, и их больше в количественном отношении (60 и 40 % соответственно) (рис. 5, в).

На стереограмме (рис. 5, в) выделяется семь максимумов концентрации полюсов наклонных плоскостей зеркал, образовавшихся в сбросовом, взбросовом, взбросо- и сбросо-сдвиговых полях тектонических напряжений. Парагенезис максимумов 5 и 8 отражает сбросовое поле с главными осями σ_1 — 64/89°, σ_3 — 334/00°, 5 и 9 — взбросовое (надвиговое) поле при σ_1 — 158/10°, σ_3 — 338/80°. Максимум 7 образован наклонными зеркалами, простирающимися вкост Главной гряды, при этом многие из них отражают взбросовый (σ_1 — 80/15°, σ_3 — 260/75°) и сбросовый (σ_1 — 246/80°, σ_3 — 66/10°) деформационные режимы. Можно также отметить максимум 11, соответствующий группе практически горизонтальных плоскостей, по которым происходили подвижки шарьяжного типа при сбросах и надвигах.

На стереограмму (рис. 5, г) вынесены полюсы всех самых молодых (неоген-четвертичных) трещин без борозд скольжения. Их интерпретация позволила выделить новейшие этапы деформации. Стереограмма характеризуется одним широким максимумом, где пики 12 и 14 соответствуют сопряженным сколам Риделя, а пик 13 — трещинам отрыва. На этом основании было определено поле со следующими характеристиками: σ_1 — 70/00°, σ_3 — 160/00° и сделано заключение, что основная деформация в неоген-четвертичное время проходила по нарушениям сдвигового типа. Сравнивая стереограммы на рис. 5, г и б, нельзя не отметить их общее сходство. Различие состоит в том, что стереограмма на рис. 5, б как бы повернута целиком на угол ~15° против часовой стрелки по отношению к стереограмме на рис. 5, г. Это можно интерпретировать следующим образом. Во-первых, считать зеркала на рис. 5, б сформированными в том же поле напряжений неоген-четвертичного возраста, что и трещины на рис. 5, г. Во-вторых, учитывая, что зеркала на рис. 5, б и трещины на рис. 5, г пространственно разъединены (зеркала находятся в юго-восточной части территории, трещины — в северо-восточной), поворот поля на 15° можно связать с разворотом разных блоков по отношению друг к другу.

Полученные данные о новейших полях напряжений позволяют перейти непосредственно к современному напряженно-

деформированному состоянию земной коры региона, что важно для решения вопросов сейсмической безопасности. На рис. 5, д приведена стереограмма полюсов нодальных плоскостей, по которым произошли подвижки для восьми механизмов очагов крымских землетрясений в период с 1927 по 2009 г. [Пустовитенко, 2002; 2004; 2007; 2009; 2011], расположенных наиболее близко к изучаемому району (рис. 6, а).

При сравнении стереограмм тектонических зеркал (рис. 5, а) и нодальных плоскостей (рис. 5, д) обращают на себя внимание следующие закономерности.

Разрывы в очагах землетрясений представлены как крутопадающими, так и наклонными структурами в примерно равных пропорциях, а среди тектонических зеркал существенно преобладают крутопадающие. Ориентировка наклонных нодальных плоскостей для землетрясений (рис. 5, а) близка к таковой для наклонных тектонических разрывов (рис. 5, в). Поскольку все эпицентры находятся в пределах акватории Черного моря, а все тектонические зеркала расположены к северо-западу, можно говорить о площадной зональности (с юго-востока на северо-запад) в распределении ориентировок плоскостей, по которым реализуются деформации. На юго-востоке в акватории Черного моря отмечается около 50 % крутопадающих и 50 % пологопадающих разрывов, далее на северо-запад пропорция изменяется в сторону увеличения доли крутопадающих разрывов до 75 % в пределах Главной гряды и, наконец, в пределах Внешней гряды подавляющее большинство трещин являются крутопадающими.

Для осей сжатия σ_1 в очагах землетрясений (рис. 3, в) выделяется один крупный субгоризонтальный максимум (ЗЮЗ 240—270°/0—20°), а также два меньших наклонных максимума (ССЗ 320—20°/10—30° и ВЮВ 80—130°/40—80°). Ориентация осей растяжения σ_3 (рис. 3, е) также характеризуется одним основным максимумом, соответствующим крутопадающим осям (ЮВ 100—160°/90—70°) и тремя меньшими (Ю 170—190°/0—20°, СВ 20—50°/10—30°, СЗ 300—320°/20—30°). Преобладание горизонтального положения оси сжатия и вертикального оси растяжения свидетельствует о наличии обстановки субширотного субгоризонтального сжатия. Анализ взаиморасположения осей сжатия и растяжения для механизмов (рис. 6, б) и характера смещений по нодальным плоскостям (рис. 6, в) позволяет сделать вывод о присутствии всех типов полей и смещений

для изученной совокупности землетрясений. Как известно, поле напряжения, рассчитанное для механизма очага, соответствует снятому в момент данного события напряжению, а не региональному полю напряжений. Проинтерпретировав всю совокупность механизмов аналогично совокупности тектонических зеркал по известной методике [Гущенко, 1973; Delvaux, Sperner, 2003] получили региональное поле напряжений (рис. 6, в), в котором могли осуществиться все восемь событий. Это поле сдвигового типа с западно-юго-западным субгоризонтальным положением оси сжатия. Такое же поле широко представлено для тектонических зеркал (рис. 4, а) и относится к выделенному сдвиговому полю первого типа. Полученное соответствие демонстрирует эффективность использования тектонофизических методов при изучении сейсмогенных зон.

Выводы. Учитывая, что больше половины тектонических зеркал относятся к полям сдвигового типа, можно говорить о преобладании сдвигового режима деформирования на данной территории. Наиболее проявлены сдвиговые поля с ориентировкой оси сжатия вдоль простирания горнокрымского сооружения (31 % зеркал). Вторые по представительности — сдвиговые поля, где оси сжатия ориентированы вкрест крымского направления (21 %). Достаточно широко развиты поля сбросового типа (19 %) с северо-западной ориентировкой действующей оси растяжения.

Поля сбросового типа (13 %) соответствуют режиму сжатия в северо-западном или субмеридиональном направлении.

Обобщив картину развития изученной части Горного Крыма, приходим к заключению, что ее формирование происходило в несколько этапов в условиях как сжатия, так и растяжения, ориентированного ортогонально простиранию Крымских гор.

Обсуждение. В позднем эоцене в Черноморском регионе начинается глобальный инверсионный процесс, приведший к закрытию бассейна Северо-Западного Кавказа [Хаин, Лимонов 2004; Никишин и др., 2001]. Начало альпийских деформаций в Горном Крыму связывается по времени с резким углублением в начале олигоцена Альминского, Индольского и Сорокинского краевых прогибов [Никишин и др., 2006]. В среднепозднем эоцене орогенезу предшествовала стадия опускания, которой соответствовал деформационный режим растяжения с действующей осью растяжения субмеридиональной ориентировки [Гинтов,

Муровская, 2000; Вольфман, 2008]. На этапе растяжения активизировались сначала сдвиги по диагональным, а затем сбросы по субширотным, северо-восточным и северо-западным направлениям. В начале олигоцена на изучаемой территории опускание сменилось поднятием, о чем свидетельствует отсутствие в разрезе ЗГК отложений олигоцен — раннемиоценового возраста. Одновременно с воздыманием горнокрымский ороген подвергался эрозии, и к северу от него откладывалась майкопская молассовая серия олигоцен-раннемиоценового возраста, которая является индикатором орогенических движений в пределах Крымско-Кавказской горного региона.

Таким образом, до среднего миоцена продолжалась фаза орогенеза в условиях субмеридионального сжатия, которое реализовалось в полях сдвигового, а затем взбросового типов. В среднем миоцене опять началась фаза опускания в режиме северо-западного растяжения и осадки среднего миоцена с угловым несогласием отлагались на породы от средней юры до эоцена, что очень хорошо видно в пределах Гераклеийского полуострова. В позднем миоцене после отложения сарматской свиты фаза северо-западного растяжения сменяется фазой северо-западного сжатия, происходит окончательное воздымание и осушение орогена.

В позднем миоцене — плиоцене имел место этап размыва и разрушения орогена, это происходило параллельно с образованием речной сети, которая во многом аналогична современной и повторяет систему активизированных диагональных сопряженных разломов.

Для неотектонического этапа основными является поле сдвигового типа с антикрымской ориентировкой оси сжатия, которое наиболее ярко проявлено в подвижках по тектоническим зеркалам. Такого же рода поле определено на основании молодых левосдвиговых смещений дистанционными и геоморфологическими методами для разломов северо-западной ориентировки [Saintot et al., 1999; Гончар и др., 2004; Гинтов, 2005; Вольфман, 2008]. Эти смещения соответствуют полю сдвигового типа с субширотной осью сжатия и субмеридиональной осью растяжения. Аналогичное поле выделено по трещиноватости в отложениях неогена и по механизмам очагов землетрясений.

Самым молодым будем считать поля сбросового типа. В обнажениях однозначно устанавливается более молодой возраст сбросовых смещений по отношению к сдвиговым, зафиксированным на одних и тех же зеркалах.

На современном этапе сбросы формируют обрывистые склоны гор и являются следствием развала орогена и оползневых процессов. Современный сбросовый деформационный режим также проявлен в сейсмологическом процессе и, очевидно, соответствует расширению Черноморской впадины.

Описанные этапы развития ЗГК в олигоцене — голоцене проходили при чередовании сжатия и растяжения, ориентированных ортогонально простиранию Крымских гор. Каждый этап начинался в режиме растяжения, где ре-

лизывались сдвиговые, сбросо-сдвиговые и сбросовые перемещения. Затем следовал этап сжатия с реализацией сдвиговых, взбросо-сдвиговых, надвиговых и шарьяжных подвижек и воздыманием орогена. Подъем гор на высоту 1,5—2 км стал причиной растяжения верхних горизонтов коры и сползания их в сторону Черного моря. Эти процессы удачно описываются суммарным воздействием композиции Африкано-Аравийской, Адриатической и Паннонской плит [Паталаха и др., 2003].

Список литературы

- Беличенко П. В., Муровская А. В. Соотношение процессов разрушения и подвижек по ранее сформированным разрывам и обратная задача тектонофизики // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1990. — № 9. — С. 3—5.
- Борисенко Л. С. Разрывные нарушения Горного Крыма // Геол. журн. — 1983. — 43, № 2. — С. 126—129.
- Борисенко Л. С., Гинтов О. Б., Китин М. А., Муровская А. В. Тектонофизические исследования верхнемезозойской динамики Горного Крыма (в связи с региональными палеогеодинамическими реконструкциями) // Геофиз. журн. — 1998. — 20, № 4. — С. 32—39; № 5. — С. 71—77.
- Вольфман Ю. М. О влиянии кинематических обстановок на цикличность геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского этапа // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5. — С. 101—114.
- Вольфман Ю. М., Новиц Н. Н. Эволюция планетарных полей напряжений в пределах сейсмоактивных регионов Украины, новейшие разрывы и разрывные смещения // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. — Симферополь: Доля, 1997. — С. 81—90.
- Геологическая карта Горного Крыма масштаба 1:200 000 / Сост. С. В. Пивоваров, Н. Е. Деренюка. — Симферополь, 1984.
- Герасимов М. Е., Бондарчук Г. К., Скорик А. А., Кольцов С. В. Тектонічна карта півдня України з позицій актуалістичної геодинаміки // Геодинамика, сейсмичність и нефтегазоносність Черноморсько-Каспійського регіону: Сб. докл. на VI Міжнародн. конф. «Крым-2005». — Симферополь: Доля, 2006. — С. 11—40.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. — Киев: Феникс, 2005. — 572 с.
- Гинтов О. Б., Муровская А. В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезокайнозойе (тектонофизический аспект). 1-2 // Геофиз. журн. — 2000. — 22, № 2. — С. 39—60; № 3. — С. 36—49.
- Гончар В. В., Паталаха Е. И., Гинтов О. Б. Модели растяжения и приразломного волочения в палеотектонической реконструкции Горного Крыма // Доп. НАН України. — 2004. — № 6. — С. 112—118.
- Гущенко О. И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Докл. АН СССР. — 1973. — 210, № 2. — С. 331—334.
- Казанцев Ю. В. Тектоника Крыма. — Москва: Наука, 1982. — С. 112.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. — Москва: Гос. науч.-техн. изд-во лит. по геологии и охране недр, 1960. — 206 с.
- Муровская А. В. Напряженно-деформированное состояние Гераклейского вулcano-тектонического блока Горного Крыма // Геофиз. журн. — 2011. — 33, № 2. — С. 46—56.
- Никишин А. М., Коротаев М. В., Болотов С. Н., Ершов А. В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 2001. — 76, вып. 3. — С. 3—17.
- 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.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. — Киев: Эмко, 2003. — 226 с.
- Пустовитенко А. А. Каталог механизмов (Крым) // Землетрясения Северной Евразии в 1996 году. — Москва: Наука, 2002. — 354 с.

- Пустовитенко А. А. Крым (каталог механизмов очагов // Землетрясения Северной Евразии в 1998 году. — Москва : ГС РАН, 2004 (на CD).
- Пустовитенко А. А. Каталог механизмов очагов (Крым) // Землетрясения Северной Евразии в 1999 году. — Москва : ГС РАН, 2005 (на CD).
- Пустовитенко А. А. Крым (каталог механизмов очагов // Землетрясения Северной Евразии в 2001 году. — Москва: ГС РАН, 2007 (на CD).
- Пустовитенко А. А. Крым Каталог механизмов // Землетрясения Северной Евразии в 2005 г. — Обнинск: ГС РАН, 2011 (на CD).
- Тектонічна карта України масштабу 1: 000 000 та пояснювальна записка до неї / Ред С. С. Круглов, Д. С. Гурський. — Київ: УкрДГРІ, 2007. — 199 с.
- Хаин В. Е., Лимонов А. Ф. Региональная геотектоника (тектоника континентов и океанов). — Тверь: ГЕРС, 2004. — 270 с.
- Югин В. В. Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики // Приложение к научно-практическому дискуссионно-аналитическому сборнику «Вопросы развития Крыма». — Симферополь: Доля, 2001. — 47 с.
- Devlaux D., Sperner B. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program // New insights into Structural interpretation and Modelling. — London: Geol. Soc. Spec. Publ. — 2003. — **212**. — P. 75—100.
- Saintot A., Angelier J., Chorowicz J. Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing studies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea // Tectonophysics. — 1999. — **313**. — P. 187—218.