

Параметры плоскостей разрывов для Крымско-Черноморского региона по осредненным механизмам близких землетрясений

© Л.А. Шумлянская¹, В.Ю. Бурмин², 2016

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Поступила 30 марта 2016 г.

Представлено членом редколлегии А. В. Кенджерой

Побудовано поле сучасних напружень Кримсько-Чорноморського регіону. Для побудови застосовано метод осереднених механізмів, в якому використано дані щодо землетрусів різної інтенсивності, в тому числі слабких, які переважають у регіоні. Виділено 15 блоків з різними за напрямками парами сил стиску—розтягнення. Показано, що подальні площини, які формуються під дією цих сил, характеризують площини розриву тектонічно активних розломів. Виявлено типи рухів, які відбуваються в розломах Кримсько-Чорноморського регіону. Встановлено, що розломи і типи рухів по них тісно пов'язані з рельєфом поверхні Мохо, а джерелом рухів у розломах є підкорова мантія. Для визначення осередненого механізму використано недводипольну модель джерела напружень. Це дало змогу показати, що Ялтинсько-Алуштинська сейсмофокальна зона утворюється за рахунок обертання проти годинникової стрілки оточуючих блоків. Вісь обертання зони припадає на перетинання Салгірсько-Октябрьського та Орехово-Павлоградського розломів.

Ключові слова: сучасне поле напружень, усереднений механізм, параметри розривів активних розломів.

Введение. Изучение основных характеристик действующих тектонических напряжений остается одним из приоритетных направлений в области наук о Земле. Данные о возникающих при этом разрывных нарушениях являются основой исследований по геодинамике, а также чрезвычайно важны для решения задач прогноза землетрясений.

Поле тектонических напряжений реконструируют по механизмам очагов землетрясений. Напряжения в очагах землетрясений создаются внешними факторами и зависят от геологической среды. Ориентация напряжений в земной коре изменяется во времени и пространстве. Для изучения этих вопросов необходимо иметь статистически представительный сейсмологический материал. Сейсмологическая сеть Крымско-Черноморского региона насчитывает всего пять стационарных станций. Этого недостаточно для исследования механизмов очагов землетрясений данного региона. В связи с

этим применяется метод, усредняющий значения характеристик групп очагов землетрясений, произошедших в различных областях геологической среды, в предположении, что механизмы очагов в них имеют сходный характер.

Существует несколько направлений изучения напряженного состояния среды по совокупности слабых землетрясений. Ч. Рихтер предложил определять механизмы очагов по данным исследований распределения знаков первых смещений *P*-волн, наблюдаемых на одной станции, от многих очагов землетрясений, окружающих станцию [Рихтер, 1963].

Другой подход использовали К. Аки и Л. А. Мишарина для исследования средних напряжений путем определения механизмов землетрясений по распределению знаков первых вступлений *P*-волн, зарегистрированных на нескольких станциях, от групп землетрясений, объединенных по территориальному признаку. При этом знаки первых вступлений рассматривались как соот-

ветствующие одному очагу землетрясения [Аки, 1966; Мишарина, Солоненко, 1977; Зверев и др., 1976].

Для Крымского региона данный подход при построении поля тектонического напряжения в земной коре по данным об очагах слабых землетрясений был использован Б. Г. Пустовитенко [Пустовитенко, 1978].

Исследования механизмов очагов Крымско-Черноморского региона проведено по методу, предложенному К. Аки и Л. А. Мишариной. Результаты определения "средних механизмов" очагов сопоставлены с тектоническим строением исследуемого региона.

Исходные данные. В качестве исходных были использованы данные о 1437 землетрясениях Крымско-Черноморского региона, произошедших с 1970 по 2012 г. и отобранных в результате пересчета по методу, изложенному в работе [Бурмин, 1992]. В ходе определения координат гипоцентров землетрясений (ϕ , λ , h) устанавливались азимуты распространения и углы выхода сейсмической энергии [Бурмин, Шумлянська, 2015], что позволило построить "осредненные" механизмы очагов землетрясений для отдельных областей. Были использованы знаки вступлений продольных волн, опубликованные в "Сейсмологическом бюллетене" за указанный период.

Для построений плоскостей разрывов была выбрана двухдипольная модель очага землетрясения. Поскольку рассматривается "осредненный" механизм, полученный по совокупности очагов землетрясений, то обе найденные плоскости разрывов необходимо считать равнове-

роятными, т. е. одинаковый вклад в напряженное состояние вносит каждая из прилагаемых пар сил сжатия—растяжения. При этом подвижки при отдельных землетрясениях могут быть ориентированы как в одном, так и в другом из найденных направлений. Построения производились на стереографической проекции сетки Вульфа для верхней полусферы.

Обработка материала. Работа проходила в два этапа. На первом этапе проводилось предварительное построение механизмов по совокупности очагов выбранного полигона. Полигон разбивался на районы с учетом тектонической схемы и распределения сейсмичности Крымско-Черноморского региона [Пустовитенко и др., 2010]. В процессе работы были внесены корректировки в деление полигона с учетом особенностей распределения знаков первых вступлений P -волн. Окончательный вариант полигона представлен на рис. 1.

На втором этапе проводилась проверка правильности нанесения знаков первых вступлений P -волн на сетку Вульфа с учетом выделенных локальных участков полигона, исходя из предположения, что идентичность распределения знаков P -волн от землетрясений, произошедших в выделенном объеме среды, может свидетельствовать о близости ориентации возможных поверхностей разрыва их очагов. Знак первого вступления от отдельного землетрясения из выделенной группы по найденному азимуту и углу выхода на каждую станцию Крыма наносился на стереографическую проекцию верхней полусферы относительно эпицентра, помещенного в центр проекции. После вынесения

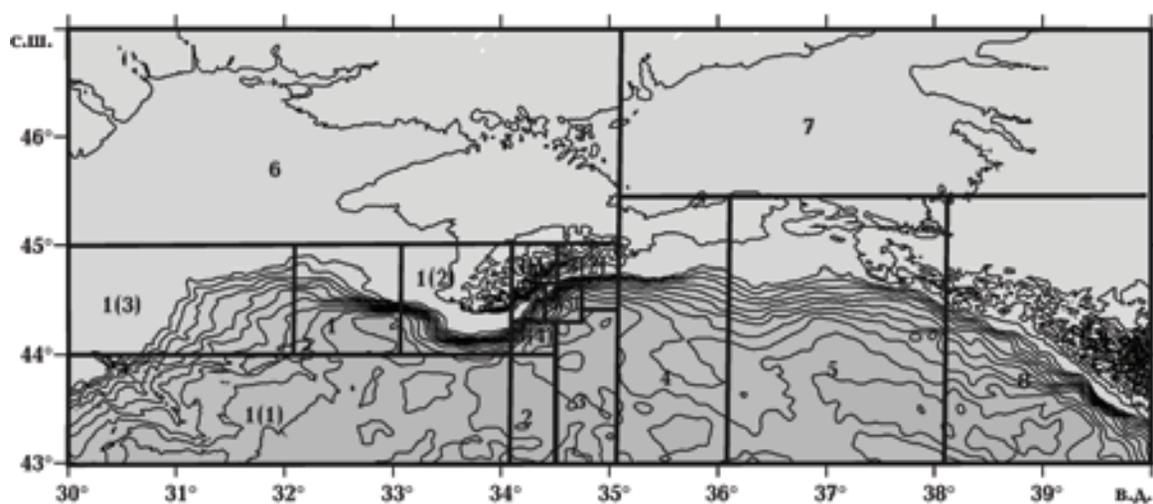


Рис. 1. Полигон исследований с выделенными блоками.

Т а б л и ц а 1. Параметры осредненных механизмов образования плоскостей разрыва для Крымско-Черноморского региона

| Номер | Ось сжатия, P | | Ось растяжения, T | | Промежуточная ось | | Нодальные плоскости | STR | Dip | SLIP | SHEAR | Тип подвижек |
|---------|---------------|----------|-------------------|----------|-------------------|----------|---------------------|-----|-------|-------|-------|---|
| | Az | α | Az | α | Az | α | | | | | | |
| 1 | 326 | 35 | 230 | 25 | 110 | 45 | 1 | 6 | 50З | - 10 | - 80 | левый сбросо-сдвиг правый сбросо-сдвиг |
| | | | | | | | 2 | 288 | 80С | - 140 | 50 | |
| 1 (1) | 265 | 10 | 355 | 10 | 166 | 75 | 1 | 36 | 80СЗ | 10 | 80 | правый взбросо-сдвиг левый взбросо-сдвиг |
| | | | | | | | 2 | 306 | 80СВ | 170 | - 80 | |
| 1 (11) | 164 | 20 | 260 | 50 | 78 | 45 | 1 | 42 | 60СЗ | 140 | - 50 | правый взбросо-сдвиг левый взбросо-сдвиг |
| | | | | | | | 2 | 322 | 50ЮЗ | 30 | 60 | |
| 1 (111) | 180 | 0 | 0 | 90 | 90 | 0 | 1 | 90 | 45Ю | 90 | 0 | взброс |
| | | | | | | | 2 | 270 | 45С | 90 | 0 | |
| 2 | 308 | 4 | 130 | 85 | 36 | 0 | 1 | 36 | 50СЗ | 90 | 0 | взброс взброс |
| | | | | | | | 2 | 216 | 40ЮВ | 90 | 0 | |
| 3 | 15 | 0 | 285 | 0 | 0 | 90 | 1 | 60 | 90ЮВ | 0 | - 90 | левый сдвиг правый сдвиг |
| | | | | | | | 2 | 330 | 90СВ | 0 | 90 | |
| 3 (1) | 310 | 65 | 130 | 25 | 38 | 0 | 1 | 38 | 70СЗ | - 90 | 0 | сброс сброс |
| | | | | | | | 2 | 218 | 20ЮВ | - 90 | 0 | |
| 3 (11) | 296 | 10 | 206 | 10 | 26 | 75 | 1 | 70 | 80ЮЮВ | 170 | 70 | правый взбросо-сдвиг левый взбросо-сдвиг |
| | | | | | | | 2 | 340 | 80ЗЗЮ | 10 | - 80 | |
| 3 (111) | 214 | 30 | 124 | 30 | 326 | 60 | 1 | 352 | 80В | 150 | - 70 | левый взбросо-сдвиг правый взбросо-сдвиг |
| | | | | | | | 2 | 82 | 60Ю | 10 | 80 | |
| 3 (4) | 280 | 45 | 100 | 45 | 10 | 0 | 1 | 10 | 90З | - 90 | 0 | врез правый |
| 4 | 18 | 20 | 116 | 20 | 210 | 58 | 1 | 64 | 70СЗ | - 30 | - 60 | левый сбросо-сдвиг правый сбросо-сдвиг |
| | | | | | | | 2 | 344 | 60СВ | - 160 | 70 | |
| 5 | 242 | 20 | 330 | 30 | 126 | 60 | 1 | 16 | 60СЗ | 10 | 80 | правый взбросо-сдвиг левый взбросо-сдвиг |
| | | | | | | | 2 | 284 | 80СВ | 150 | - 64 | |
| 6 | 270 | 65 | 90 | 25 | 0 | 0 | 1 | 0 | 70З | - 90 | 0 | сброс сброс |
| | | | | | | | 2 | 180 | 20В | - 90 | 0 | |
| 7 | 75 | 0 | 75 | 90 | 345 | 0 | 1 | 165 | 45ЮЗ | 90 | 0 | взброс взброс |
| | | | | | | | 2 | 345 | 45СВ | 90 | 0 | |
| 8 | 40 | 90 | 220 | 0 | 310 | 0 | 1 | 140 | 45СВ | 0 | 90 | сброс сброс |
| | | | | | | | 2 | 320 | 45ЮЗ | 0 | 90 | |

всех доступных знаков *P*-волн оказалось возможным разделить знаки нодальными линиями и определить ориентацию сил сжатия и растяжения в каждой из выделенных областей. В ходе проведенной работы были определены параметры осредненных механизмов образования плоскостей разрыва для Крымско-Черноморского региона (табл. 1).

Для блоков 6—8 входных данных для определения осредненных механизмов недостаточно, поэтому результаты по ним нельзя считать достоверными. В дальнейшем эти блоки рассматриваться не будут.

Тектоническое районирование. Тектоническое районирование Черного моря (рис. 2) проводилось по работам [Гаркаленко, 1970; Чекунов, 1972; Туголесов и др., 1985; Туголесов, Соловьев, 1995; Старостенко и др., 2010].

Выделено два основных бассейна с сильно утоненной континентальной и/или океанической корой — Западно-Черноморский и Восточно-Черноморский, разделенные вытянутым тектоническим блоком Андрусова—Архангельского с континентальной корой. Между Восточно-Черноморским бассейном и складчатой системой Большого Кавказа расположен вал (подня-

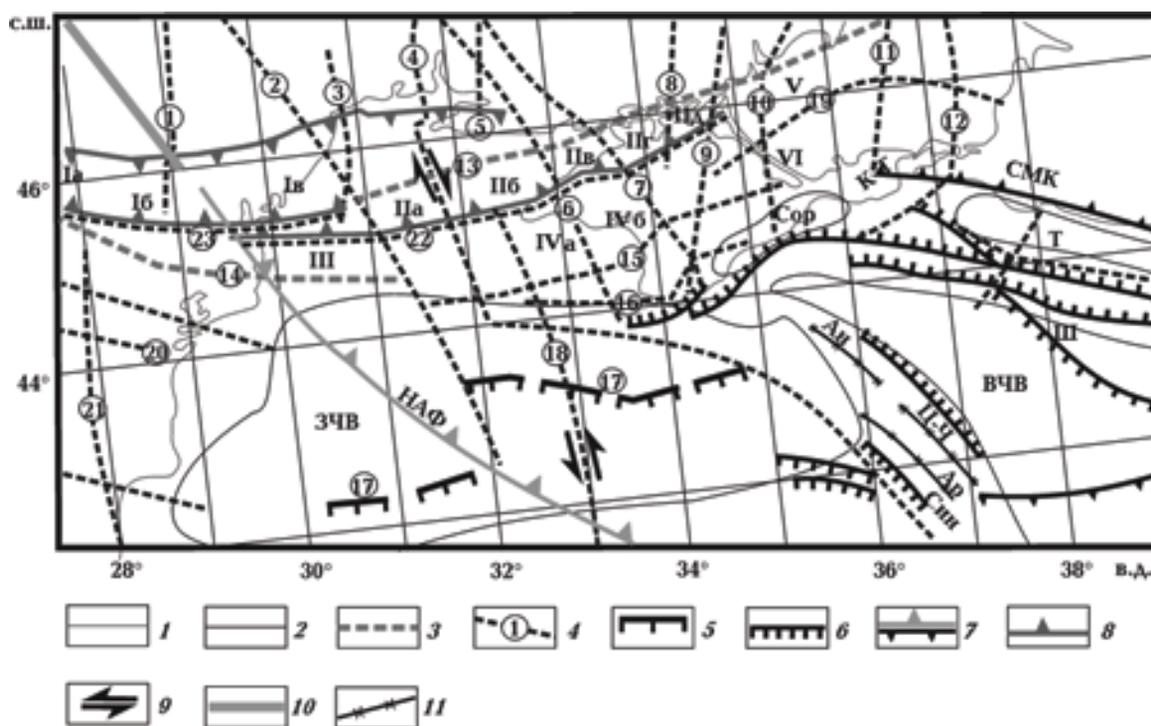


Рис. 2. Основные тектонические структуры Крымско-Черноморского региона по [Гаркаленко, 1970; Старостенко и др., 2005, 2010]: 1 — контур Черного моря; 2 — основные структуры впадины Черного моря; 3 — зона шовного глубинного разлома между Восточно-Европейской платформой и Скифской и Мизийской плитами; 4 — зоны глубинных разломов; 5 — зоны разломов палеозойского заложения, ограничивающих Причерноморскую впадину (1 — Фрунзенско-Арцызкий, 2 — Одесско-Синопский, 3 — Яснопольский, 4 — Николаевский, 5 — Криворожско-Кременчугский, 6 — Евпаторийско-Скадовский, 7 — Салгирско-Октябрьский, 8 — Белозерский, 9 — Орехово-Павлоградский, 10 — Феодосийский, 11 — Керченский, 12 — Джигинско-Кальмиусский, 13 — Херсонский, 14 — Сфанту-Георгиевский, 15 — Симферопольский, 16 — Ялтинский, 17 — Северо-Черноморский, 18 — Западно-Крымский, 19 — Новотитаревский, 20 — Печенега-Камена, 21 — Западно-Черноморский, 22 — Сулино-Тарханкутский, 23 — Быстрийский); 6 — сбросы; 7 — надвиги; 8 — зона выклинивания "гранитного" слоя в пределах Черноморской впадины; 9 — относительные смещения вдоль разломов; 10 — окончание зоны Тейссейра—Торнквиста; 11 — оси поднятий Андрусова (Ан) и Архангельского (Ар). 3ЧВ — Западно-Черноморская впадина; ВЧВ — Восточно-Черноморская впадина; НАФ — неоальпийский фронт надвигов; СМК — сutura Малою Кавказа; Син — Синопская впадина; Сор — впадина Сорокина; Т — Туапсинская впадина; Ц-Ч — Центрально-Черноморское поднятие; К-Т — Керченско-Таманский прогиб; Ш — поднятие Шатского; I — Молдавско-Крыловский мезозойский прогиб (Ia — Борладский блок; Ib — Молдавский блок; Iv — Килимско-Змеиное поднятие); II — Северо-Крымский прогиб (IIa — Одесский блок, IIб — Каркинитский прогиб, IIв — Первомайский блок, IIг — Джанкойский блок, IIд — Гениченский блок); III — Болградско-Килийский выступ; IVa — Евпаторийско-Симферопольское поднятие; IVб — Центрально-Крымское поднятие; V — Азовский вал; VI — Индоло-Кубанский передовой прогиб.

тие) Шатского — морское продолжение Грузинской глыбы (срединного массива), фундамент которой выходит на поверхность в Дзиркульском выступе. У Западно-Черноморского бассейна имеется широкий Одесский шельф, в пределах которого выделяются Каркинитский прогиб (грабен) и Альминский бассейн, разделенные валом Губкина и Каламитским валом. В Восточно-Черноморском регионе прослеживаются три краевых олигоцен-неогеновых прогиба — Сорокина, Туапсинский и Гурийский. Прогиб Сорокина расположен к югу от Южно-Крымского орогена, Туапсинский — между орогеном Большого Кавказа и валом Шатского, Гурийский — к северу от зоны сочленения Понтид в Северной Турции и Аджаро-Триалетской складчатой зоны в Грузии. Главным продолжением орогена Большого Кавказа в Черном море является Анапский выступ, ограничивающий с севера Туапсинский бассейн. К северу от Анапского выступа выделяется Керченско-Таманский бассейн, являющийся сложно построенной зоной сочленения нескольких структурных областей: орогенов Большого Кавказа и Южного Крыма и краевых прогибов Сорокина и Индоло-Кубанского. На суше Восточно-Черноморский регион обрамлен тремя горно-складчатыми альпийскими сооружениями: Южно-Крымским, Большого Кавказа и Понтид—Малого Кавказа. К северу от орогена Большого Кавказа и Горного Крыма выделяется Индоло-Кубанский краевой олигоцен-четвертичный прогиб, часть которого находится в Азовском море.

Западно-Черноморская впадина отличается тем, что поверхность консолидированной коры впадины характеризуется плоским рельефом и крутыми, почти симметричными бортами, в которых отмечается перепад глубин до 4 км.

Черноморский регион характеризуется дифференцированным рельефом подошвы коры, глубина залегания которой в пределах акватории варьируется от 19 до 36 км.

Исследуемая территория характеризуется субмеридиональной и субширотной системой глубинных разломов, определяющей слоистоблоковое строение региона.

Система разломов. Рассмотрим основные разломы Крымско-Черноморского региона [Гаркаленко, 1970; Сологуб, 1972; Старостенко и др., 2005, 2010; Юдин, 2008; Фарфуляк, 2015].

Одесско-Синопский разлом (2 на рис. 2) в пределах Причерноморской впадины отделяет Молдавско-Крыловский юрский прогиб от Северо-Крымского, южнее впадины — Килийско-Змеиное поднятие Восточно-Европейской плат-

формы от примыкающего к нему с востока западного продолжения Центрально-Крымского поднятия Скифской плиты. В области континентального склона и его перехода к глубоководной впадине Черного моря Одесско-Синопский глубинный разлом обуславливает каньонообразный изгиб изобат. Здесь он разделяет континентальный склон на участки: западный, очень пологий и спокойный, и восточный, крутой, резко расчлененный.

Николаевский глубинный разлом (4 на рис. 2) в северо-западной части Черного моря контролирует распределение структур и мощностей осадочных отложений палеогена, разделяет поднятие Голицына и Павловскую впадину, отделяет Михайловскую впадину от продолжающихся к западу структур Тарханкутского полуострова. К востоку от глубинного разлома мощность кайнозойских отложений не превышает 3 км, а к западу достигает 4 км. Между Одесским и Николаевским глубинными разломами находится наиболее погруженный Одесский блок Северо-Крымского прогиба с глубиной залегания фундамента более 10 км.

Евпаторийско-Скадовский глубинный разлом (6 на рис. 2) в Северо-Крымском прогибе разделяет фундамент на Каркинитский и Первомайский блоки. Первый из них опущен значительно глубже, чем второй. По различию удельных электрических сопротивлений меловых отложений устанавливается некоторое изменение в характере фаций и степени метаморфизма пород. В Равнинном Крыму Евпаторийско-Скадовский глубинный разлом разделяет Евпаторийско-Симферопольское и Центрально-Крымское поднятия. Продолжение разлома прослеживается до континентального склона к глубоководной впадине Черного моря. На севере в продолжение разломной зоны входит Братский разлом. В районе Херсона он пересекает Криворожско-Кременчугскую зону.

Салгирско-Октябрьский глубинный разлом (7 на рис. 2) выделен по материалам гравиметрических исследований. Между ним и Евпаторийско-Скадовским глубинным разломом находится наиболее поднятая часть Северо-Крымского прогиба — Первомайский блок с глубиной залегания фундамента не более 5—6 км. На юге в пределах Горного и Равнинного Крыма этот разлом устанавливается по интенсивным градиентам гравитационного поля. В Горном Крыму к зоне разлома приурочена Салгирская тектоническая эрозионная депрессия, между Гурзуфом и Алуштой встречаются массивы магматических пород.

Белозерский глубинный разлом (8 на рис. 2) прослежен по результатам глубинных сейсмических исследований, которые установили приподнятость Белозерского блока земной коры относительно смежных участков. В пределах Причерноморской впадины Белозерский разлом прослеживается по вертикальным смещениям в палеозойском фундаменте и меловым отложениям, причем на севере оказывается опущенной восточная часть Северо-Крымского прогиба.

Орехово-Павлоградская шовная зона (9 на рис. 2) или Орехово-Павлоградский глубинный разлом прослеживается не только в северном Причерноморье, но и далеко на юг. Между Геническом и Мелитополем четко выражен в рельефе фундамента, его западное крыло относительно восточного заметно опущено. В Присивашье и Равнинном Крыму разлом ограничивает с востока Северо-Крымский прогиб, а с запада — Индоло-Кубанский краевой прогиб. К югу от Крыма в области континентального склона и глубоководной впадины Черного моря вдоль полосы северо-восточного простирания, продолжающей зону разлома, группируются эпицентры крымских землетрясений.

Херсонский глубинный разлом (13 на рис. 2) определяет зону сочленения двух разновозрастных структур — Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Разломная зона прослеживается непрерывно между Одесским и Джингинско-Кальмиуским глубинными разломами. Херсонский глубинный разлом характе-

ризуется резко опущенным южным крылом. На кривой силы тяжести зона разлома устанавливается по максимальным градиентам в южной части Сивашского гравитационного минимума.

Симферопольский глубинный разлом (15 на рис. 2) установлен между Скифской плитой и складчатой зоной Горного Крыма в районе Белозерска по данным ГСЗ. Плоскость разлома круто падает ($35\text{—}40^\circ$) под Скифскую плиту. Восточное продолжение разлома прослежено севернее Феодосии.

Ялтинский глубинный разлом (16 рис. 2) отделяет Крымский мегаантиклинорий от Черноморской впадины. К нему приурочено большое количество эпицентров землетрясений. К западу разлом соединяется с Симферопольским глубинным разломом.

Новотитаревский глубинный разлом (19 на рис. 2) ограничивает в пределах Скифской плиты Индоло-Кубанский передовой прогиб. Разлом проявляется в гравитационном поле большими градиентами силы тяжести и зафиксирован в фундаменте.

Приведенная на рис. 2 схема в первом приближении дает представление о расположении разломов и блоковом строении земной коры региона. Рассмотрим отдельно каждый из выделенных блоков и решение осредненных механизмов для них (рис. 3). Всего для построения нодальных плоскостей были использованы 1190 событий с погрешностью определения глубины менее 5 км.

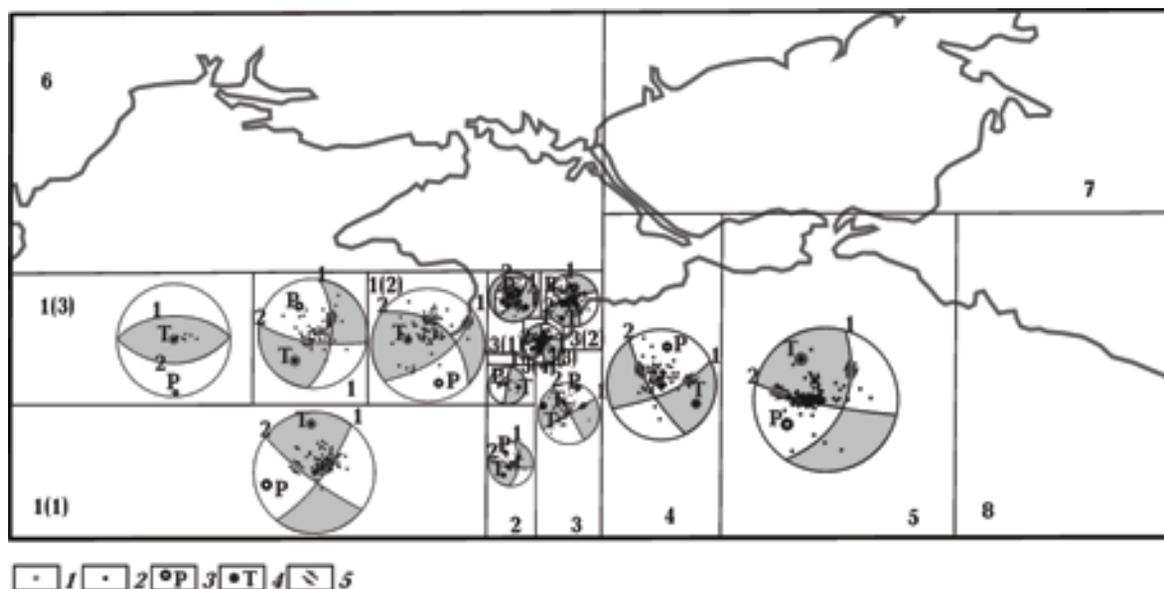


Рис. 3. Осредненные механизмы для Крымско-Черноморского региона: 1 — волны растяжения; 2 — волны сжатия; 3 — полюс растяжения; 4 — полюс сжатия; 5 — азимут простирания нодальных плоскостей.

Границы блока 1 проходят по западной окраине Евпаторийско-Симферопольского поднятия, западнее Николаевского разлома, северная граница — зона выклинивания "гранитного" слоя в пределах Черноморской впадины, северо-западный борт Западно-Черноморской глубоководной котловины. Азимуты простираения Николаевского и Западно-Крымского разломов параллельны азимуту простираения первой нодальной плоскости. Для выбора разлома (соответствующей нодальной плоскости) обратимся к тектонической схеме (см. рис. 2). Николаевский разлом представляет собой левый сдвиг, в то время как Западно-Крымский — правый сдвиг. Первая нодальная плоскость является левосторонним сбросо-сдвигом с углом падения 50° на запад (см. рис. 3). По характеру сдвига относится к Николаевскому разлому. Вторая нодальная плоскость представляет Симферопольский разлом — правосторонний сбросо-

сдвиг с падением на север под углом 80° . При сопоставлении с рельефом поверхности раздела Мохо (рис. 4, а) плоскости сбросо-сдвигов по разломам совпадают с началом зоны перегиба глубины залегания границы Мохо, увеличением от 30 до 60 км. Сравнение полученных направлений напряжения с рельефом Мохо позволяет сделать следующие выводы: напряжения сжатия, сопряженные с первой нодальной плоскостью, направлены по направлению погружения поверхности раздела Мохо, напряжения растяжения — вдоль осевой части аномалии погружения рельефа поверхности раздела Мохо и параллельны мантийному разлому (см. рис. 4). Система напряжений сжатия, образующих вторую нодальную плоскость, сопряжена с юго-восточным бортом структуры погружения рельефа раздела Мохо, напряжения растяжения направлены вкrest ее простираения. Обобщая наблюдения по сопоставлению

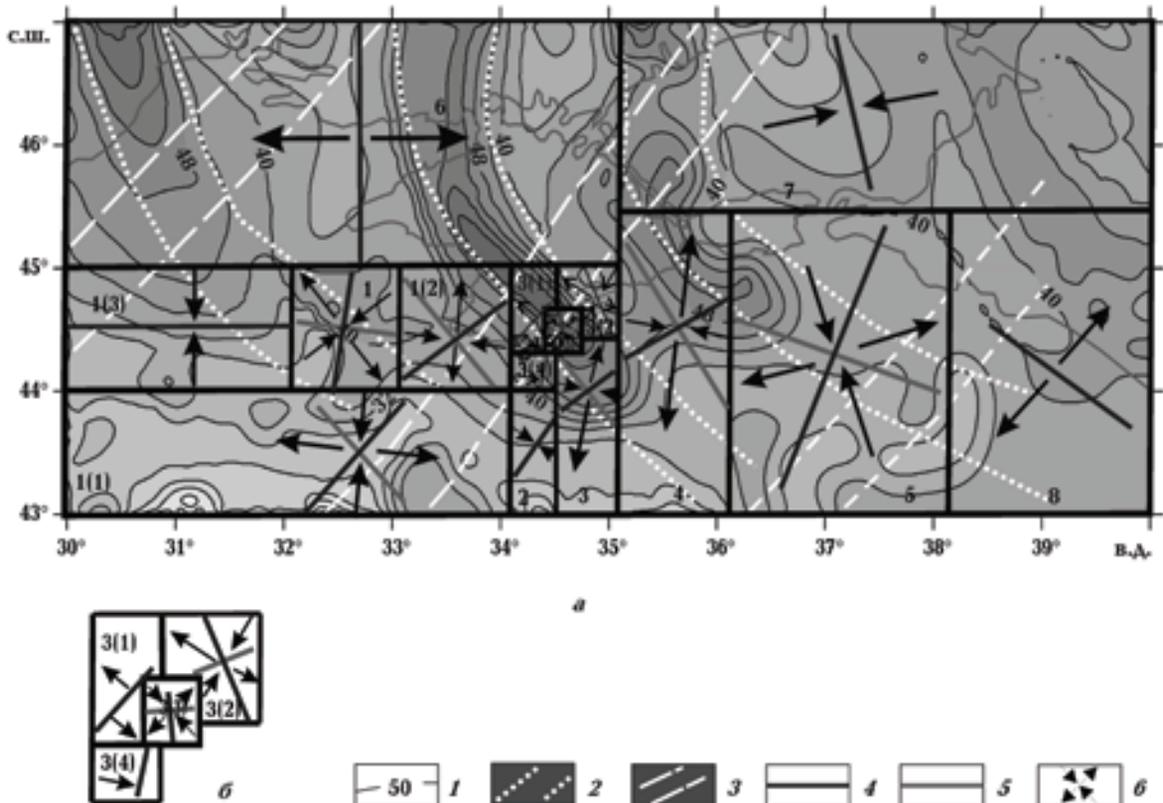


Рис. 4. Структурная схема раздела М в пределах исследуемого региона (по [Соллогуб, 1986]), блоки с определенными нодальными плоскостями и сопутствующими напряжениями: а — весь регион; б — Ялтинско-Алуштинская сейсмофокальная зона; 1 — изогипса раздела М, км; 2 — глубинный разлом, разделяющий протогеосинклиналичную и протоплатформенную зоны раннего протерозоя; 3 — мантийный разлом; 4 — 1-я нодальная плоскость; 5 — 2-я нодальная плоскость; 6 — пара сил сжатия—растяжения.

нодальных плоскостей, направлений напряжений с рельефом поверхности раздела Мохо, заметим что, направления простирания нодальных плоскостей параллельны изогипсам поверхности раздела Мохо, направления напряжений — перпендикулярны.

Блок 1 (1) представляет собой переходную зону к глубоководной котловине Черного моря. В его пределах частично проходят два глубинных разлома — Одесско-Синопский и Западно-Крымский. Первая нодальная плоскость (см. рис. 3) представляет собой правый взбросо-сдвиг с падением на северо-запад под углом 80° и ассоциируется либо с первым, либо со вторым разломом. Однако Одесско-Синопский разлом проходит по центру котловины, где нет условий для взбросовой составляющей движения. Эти условия присутствуют вблизи юго-западного борта котловины, где Западно-Крымский разлом пересекает борт котловины, проходящий на подъеме рельефа границы Мохо. Таким образом, первая нодальная плоскость ассоциируется с Западно-Крымским разломом, что подтверждается также правым сдвигом по данному разлому (см. рис. 2). Вторая нодальная плоскость проходит параллельно абрису котловины и представляет собой левый взбросо-сдвиг с углом падения 80° на северо-восток Северо-Черноморского разлома "палеозойского заложения", по [Соллогуб, 1986]. Рельеф поверхности раздела Мохо в описываемом блоке представляет склон поднятия с центром под глубоководной котловиной. Следовательно, взбросовый характер механизма совпадает с поднятием раздела Мохо. Как и в блоке 1, направления нодальных плоскостей совпадают с направлением простирания изогипс рельефа поверхности Мохо, направления напряжений перпендикулярны им. Направление напряжений первой нодальной плоскости так же, как и блока 1, параллельно мантийному разлому.

Блок 1 (2) расположен частично на Евпаторийско-Симферопольском поднятии, с юга ограничен Ялтинским разломом. Азимуты простирания нодальных плоскостей с точностью до построения совпадают с Симферопольским и Евпаторийско-Скадовским разломами. В соответствии с решением осредненного механизма (см. рис. 3) Симферопольский разлом (южный борт) является правым взбросо-сдвигом с углом падения 60° на северо-восток, Евпаторийско-Скадовский разлом (восточный борт) — левым взбросо-сдвигом с углом падения 50° на юго-запад. Поверхность раздела Мохо для данного блока представляет собой поднятие, совпадающее

с взбросом по нодальным плоскостям. Азимут простирания первой нодальной плоскости проходит вдоль длинной оси аномалии глубины залегания поверхности Мохо (ее подъема), вторая — вдоль изогипсы 30 км, ограничивающей южное основание аномалии (см. рис. 4). Сдвиговые составляющие по решению механизма также связаны с рельефом поверхности Мохо.

Блок 1 (3) представлен большей частью Килийско-Змеинового поднятия, валом Губкина, Одесским блоком, ограниченным Одесско-Синопским разломом. Решение осредненного механизма показывает взбросовый характер движений по нодальной плоскости (см. рис. 3). Нодальные плоскости представляют зону шовного глубинного разлома между Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой. В выборе активной нодальной плоскости будем опираться на рельеф поверхности раздела Мохо. Этот блок расположен на склоне поднятия Мохо с центром в глубоководной котловине. Направление наклона указывает, что взброс происходит по первой нодальной плоскости. Отсутствие возможного влияния Одесско-Синопского разлома на осредненный механизм объясняется малым количеством землетрясений в этом районе, доступных для обработки.

Блок 2 представляет собой часть переходной зоны к Западно-Черноморской глубоководной котловине между прибрежной зоной сбросов на севере и зоной разломов палеозойского заложения, ограничивающих Причерноморскую впадину, на юге. Нодальные плоскости (см. рис. 3) с углами падения 50° и 40° для первой и второй плоскостей соответственно являются взбросом, параллельным выделенному С. Б. Соллогубом (см. рис. 4) мантийному разлому, проходящему с запада от них. Взброс представляет собой северо-западный борт вала Андрусова.

Блок 3 представляет частично вал Андрусова. По решению осредненного механизма определен сдвиг (см. рис. 3). Нодальные плоскости, как и в предыдущих блоках, описывают аномалию глубины залегания поверхности Мохо. Вторая расположена вдоль длинной оси аномалии увеличения глубины, первая — вкрест ее простирания (см. рис. 4). Сдвиг происходит вдоль северной границы вала Андрусова (первая нодальная плоскость) и вдоль его оси (вторая), образуя динамическую перемычку между двумя различными геодинамическими системами и играя основную роль при формировании Ялтинско-Алуштинской сейсмофокальной зоны.

Блок 4 охватывает территорию от вала Андрусова на юге, впадину Сорокина и часть Кер-

ченского полуострова с Феодосийским разломом. Первая нодальная (левый сбросо-сдвиг) плоскость (см. рис. 3) параллельна простиранию контура южного борта впадины Сорокина, угол наклона по решению осредненного механизма составляет 70° с падением на северо-запад, что совпадает с направлением увеличения глубины впадины (сбросовая составляющая решения механизма). Вторая нодальная плоскость (правый сбросо-сдвиг) параллельна восточному борту вала Андрусова и контуру Восточно-Черноморской глубоководной котловины, плоскость падения 60° на северо-восток. Таким образом, увеличение глубины глубоководной котловины происходит за счет сброса по борту, а вал Андрусова — это пассивная структура, образовавшаяся в результате ее погружения.

Блок 5 охватывает территорию от глубоководной котловины на юге до Керченско-Таманского прогиба на севере, включая поднятие Шатского. Первая нодальная плоскость (см. рис. 3) отражает правый взбросо-сдвиг (угол падения 60° на северо-запад) и повторяет простирание разломов восточной континентальной окраины Черного моря по рельефу раздела Мохо. Взброс совпадает с восточным бортом Центрально-Черноморского поднятия. Нодальная плоскость на-

правлена вдоль изогипс глубины раздела; напряжения, создающие плоскость разрыва, перпендикулярны им. Вторая плоскость — левый взбросо-сдвиг, угол падения 80° на северо-восток. Простирание плоскости совпадает с простиранием западного борта поднятия Шатского. Активная взбросовая составляющая вала Шатского свидетельствует о его воздымании (в отличие от вала Андрусова), по крайней мере, на протяжении времени исследования (1970—2012 гг.).

Ялтинско-Алуштинская сейсмофокальная зона и ближнее окружение представлены несколькими блоками 3(1), 3(2), 3(3), 3(4) (см. рис. 5).

Блок 3(1) простирается от южного побережья Крымского полуострова до Степного Крыма, включая Горный Крым и несколько разломов: Симферопольский и Салгирско-Октябрьские (рис. 5). Полученное решение осредненного механизма дает сброс, для первой нодальной плоскости угол падения 70° на северо-запад (рис. 3, 6). Такая обстановка возможна в Симферопольском разломе, который отделяет Степной Крым от Горного. Кроме того, простирание первой плоскости совпадает с выделенным мантийным разломом (см. рис. 3). Вторая плоскость имеет угол падения 20° на юго-восток.

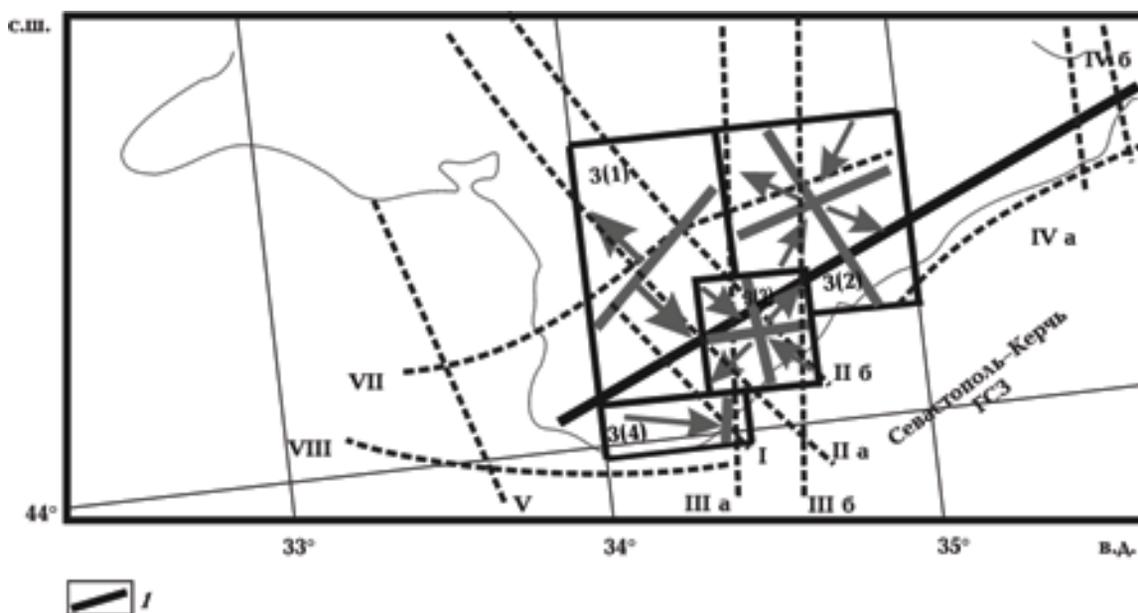


Рис. 5. Схема глубинных разломов Ялтинско-Алуштинской сейсмофокальной зоны и окружения [Сологуб, 1972; Капитонова, Тросникова, 1983] с выделенными блоками, нодальными плоскостями и парами сил сжатие—растяжение: 1 — профиль Симферополь—Керчь. Разломы: I — Качинский; IIa, б — Салгирско-Октябрьские; IIIa, б — Орехово-Павлоградские; IVa, б — Корсакско-Феодосийские; V — Евпаторийско-Скадовский; VI — Керченский; VII — Симферопольский; VIII — Ялтинский. Условные обозначения см. на рис. 4.

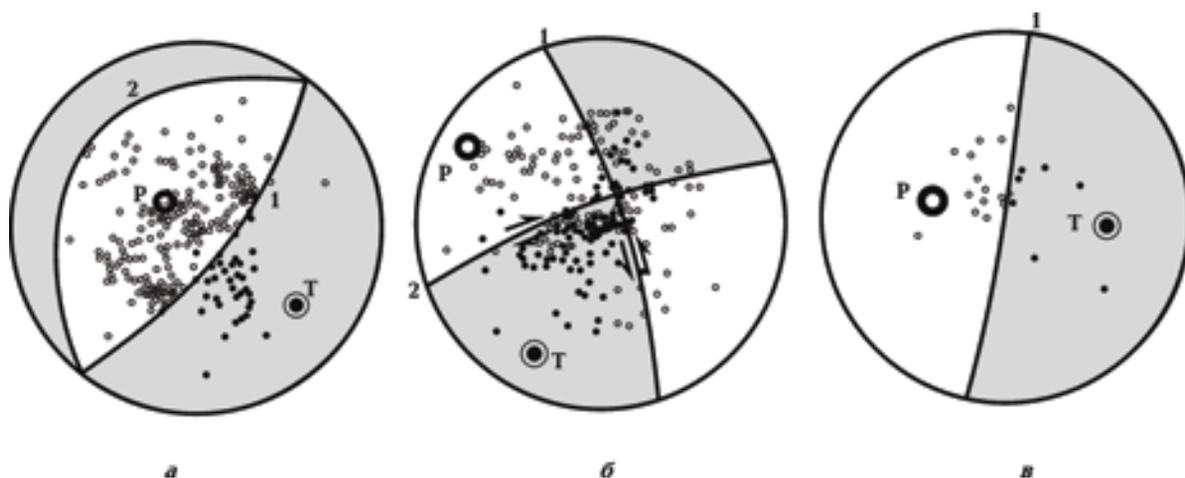


Рис. 6. Осредненные механизмы для областей: а — 3(1), б — 3(2), в — 3(4). Условные обозначения см. на рис. 3.

Блок 3(2) расположен восточнее предыдущего, охватывает Горный Крым с выходом в Степной Крым. Решение осредненного механизма показывает для первой и второй нодальных плоскостей правый и левый взбросо-сдвиг соответственно (см. рис. 3, б). Первая нодальная плоскость (угол падения 80° на юго-юго-восток) параллельна длинной оси аномалии рельефа поверхности Мохо (см. рис. 4). Взброс восточного борта плоскости разрыва соответствует поднятию поверхности раздела Мохо. Вторая нодальная плоскость параллельна Симферопольскому разлому, следовательно, его южный борт — это взброс, угол падения которого составляет 80° на северо-северо-запад, что совпадает с направлением поднятия поверхности раздела Мохо.

Блок 3(4) представляет собой южную часть побережья Крымского полуострова. Тип подвижки плоскости разрыва — врез (см. рис. 3, б), представляющий вертикальный взброс. Плоскость разрыва параллельна Орехово-Павлоградским разломам (см. рис. 5) и мантийному разлому (см. рис. 4).

Блок 3(3) — центральная часть исследуемой территории — охватывает Ялтинско-Алуштинскую сейсмофокальную зону. Для определения напряженного режима в блоке были применены две модели: двухдипольная и недвухдипольная. Для двухдипольной модели в результате решения осредненного механизма выделены нодальные плоскости, представляющие левый и правый взбросо-сдвиг (рис. 3, 7, а). Для первой нодальной плоскости угол падения составляет 80° на восток, для второй — 60° на юг. В первом приближении первая нодальная плос-

кость приурочена к Орехово-Павлоградским разломам (см. рис. 6). По данным ГСЗ (профиль Севастополь—Керчь) угол падения этих разломов составляет 75° на восток, что практически совпадает с первой нодальной плоскостью [Сологуб, 1972]. Двухдипольная модель источника соответствует подвижке по единственной плоскости разрыва, а недвухдипольный источник обладает дополнительной степенью свободы. Нодальные плоскости в данном случае представляют собой конусы, по которым происходят смещения (рис. 7, б). Конусообразная форма плоскостей разрыва блока 3(3) свидетельствует о возможном вращательном характере смещений по ним. Направление смещения, найденное в предположении о двухдипольном источнике (см. рис. 7, а), — юго-восток—северо-запад. Следовательно, блок 3(3) вращается против часовой стрелки.

Тектоническое приложение полученных решений: нодальную плоскость по углу падения ее западной части относим к Салгирско-Октябрьскому разлому IIа, восточной части — к Орехово-Павлоградскому разлому IIIб (см. рис. 5). Блок 3(3) представляет собой структуру вращения, образованную пересечением этих двух разломов, субвертикальная ось вращения попадает на Орехово-Павлоградский разлом IIIа. Такое представление подтверждается данными по профилю ГСЗ Севастополь—Керчь [Сологуб, 1972].

Обсуждение результатов. Несмотря на большой объем проведенных в последние годы работ по исследованию глубинной тектоники Крымского полуострова и прилегающей акватории Черного моря, ряд вопросов остается открытым

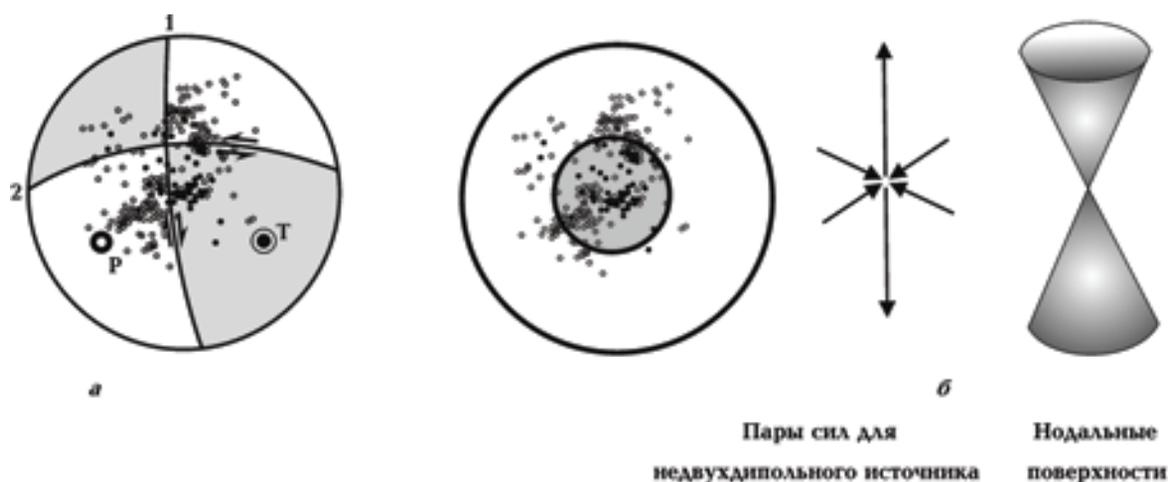


Рис. 7. Осредненный механизм для области 3(3) для двухдипольного (а) и недвухдипольного (б) источника. Условные обозначения см. на рис. 3.

— характер новейшей активности разломов, их параметры (углы падения, простирания), характер подвижки.

Построение поля тектонических напряжений и определение параметров разломных зон, которые образуются при реализации данных напряжений, было выполнено в предположении о мультинаправленной ориентации деформационного процесса, определяемого взаимодействием нескольких плит-инденторов. Главные направления деформационного процесса связаны с северным дрейфом Аравийского индентора [Паталаха и др., 2006] и левосторонним смещением (вращением) Евразийской плиты, определенным при исследовании направлений векторов скольжения горных масс в очагах сильных землетрясений вдоль границ плиты [Кутинов и др., 2014]. При левостороннем повороте (смещении) Евразийской плиты ее земная кора испытывает на современном этапе сжатие под действием сил с направлением северо-восток—юго-запад, при северном дрейфе Аравийского индентора с направлением — юго-восток—северо-запад. Исследования направлений анизотропии сейсмических волн в Черноморском регионе дают две главные составляющие анизотропии: широтную и меридиональную [Becker et al., 2012], что согласуется с направлением течения вещества, полученным при расчете движений плитового ансамбля с учетом привнесенного влияния каждой из плит [Паталаха и др., 2006]. На акватории Черного моря и краевой части Восточно-Европейской платформы разнонаправленные тектонические движения создают двойную диагональную направленность

с юго-востока на северо-запад и с юго-запада на северо-восток [Сафронов, 2008]. В данном исследовании также была выделена такая направленность пар сил сжатия—растяжения. Существование двух направлений деформационного процесса подтверждает, что обе плоскости разрыва могут быть активными в зависимости от направления сил сжатия—растяжения. А сами разломы, образовавшиеся в коре и определяющие ее современное блоковое строение, которые в течение многих миллионов лет могут оставаться пассивными, периодически активизируются. Активизация разломов, возобновление движений по ним по вертикали либо по горизонтали происходит за счет процессов в верхней мантии под земной корой [Сафронов, Сим, 2005].

Тектонически активными или потенциально сейсмоактивными принято считать разломы глубокого заложения, разделяющие крупные блоки земной коры (выделенные по комплексу геофизических методов и подтвержденные геологическими методами исследований). Эти разломы должны быть выражены в рельефе поверхности Мохо, т. е. иметь некоторую амплитуду смещения, проявляться в консолидированном фундаменте и, по возможности, подтверждаться бурением и сейсморазведкой, а современные движения по ним должны быть зафиксированы инструментально (геодезическими методами) [Сафронов, Сим, 2005]. В данном исследовании использовались данные о землетрясениях за период 1970—2012 гг., проводилось изучение современных полей напряжений. Соответствие нодальных плоскостей глубинным раз-

ломам, образовавшимся в результате действия сил, создающих современное поле напряжений, их привязка к особенностям рельефа поверхности Мохо говорит о том что, выделенные структуры, в том числе и разломы, являются тектонически и потенциально сейсмоактивными (рис. 8).

Глубинные разломы Крымско-Черноморского региона установлены геологическими и геофизическими методами (в основном ГСЗ). Это дает возможность сравнить углы падения разломов с полученными по решениям осредненных механизмов, в предположении о том, что nodальные плоскости являются плоскостями разрыва глубинных разломов. Обратимся к сейсмическим разрезам земной коры по профилям ГСЗ: Керчь—Севастополь [Сологуб, 1972], 17, 18 [Земная ..., 1975], 25, 28, 29 [Земная ..., 1975; Ермаков, 2005; Yegorova, Gobarenko, 2010], 26 [Земная ..., 1975; Козленко и др., 2013]. Приведенные данные об углах падения разломных зон и других зон разрывных нарушений, полученные в ходе решения осредненного механизма и по сейсмическим исследованиям по профилям ГСЗ, хорошо согласуются (табл. 2).

В построении осредненных механизмов были использованы землетрясения за период 1970—2012 гг. без разделения на коровые и мантийные. Как показано в статье [Бурмин, Шумлянська, 2015], глубины большинства гипоцентров крымско-черноморских землетрясений расположены в интервале 0—50 км, значительная часть очагов землетрясений сосредоточена до глубины 100 км, ниже 150 км количество очагов землетрясений незначительно. Появление таких глубоких землетрясений возможно, если рассматривать как сейсмогенерирующий слой не только земную кору, но литосферу в целом. Это не противоречит определению литосферы как внешнего твердого и хрупкого слоя, обладающего

пределом прочности (необходимым условием для хрупкого разрушения горных пород). Хрупкое разрушение рассматривается как основная причина возникновения землетрясения практически во всех моделях очагов землетрясений [Ребецкий, 2007]. На то, что литосфера реагирует как единый слой на создаваемые извне напряжения, обратила внимание еще в 1969 г. А. В. Введенская при исследовании напряжений и разрывов в очагах карпатских и гиндукушских землетрясений [Введенская, 1969]. Она обнаружила, что для землетрясений с глубиной очага около 150 км (Карпаты) и около 200 км (Гиндукуш) получены те же закономерности в ориентации напряжений, что и для землетрясений с очагами, расположенными в коре.

Мощность литосферного слоя в Черном море по геотермическим исследованиям, проведенным Р. И. Кутасом, предполагает залегание подошвы литосферы на глубине 100 км под котловиной моря, на 150 км на шельфовой зоне [Кутас, 2011], что согласуется с мощностью слоя концентрации очагов землетрясений 150 км [Бурмин, Шумлянська, 2015].

При вращении оболочек Земли вокруг центральной оси сочетание передачи напряжения через астеносферу (с пониженной вязкостью) с действием на подошве плит порождает отставание литосферы относительно мезосферы в западном направлении. Отставание обуславливает дифференциальное вращение мантии и литосферы [Doglioni et al., 2014]. Это проявляется в виде анизотропии сейсмических волн. По изменению направления анизотропии можно судить о направлении течения вещества и, в частности, определить, до каких глубин простирается литосфера. Для Черноморского региона, по данным [Schaefer et al., 2011], в интервале глубин от 160 до 250 км направление ра-

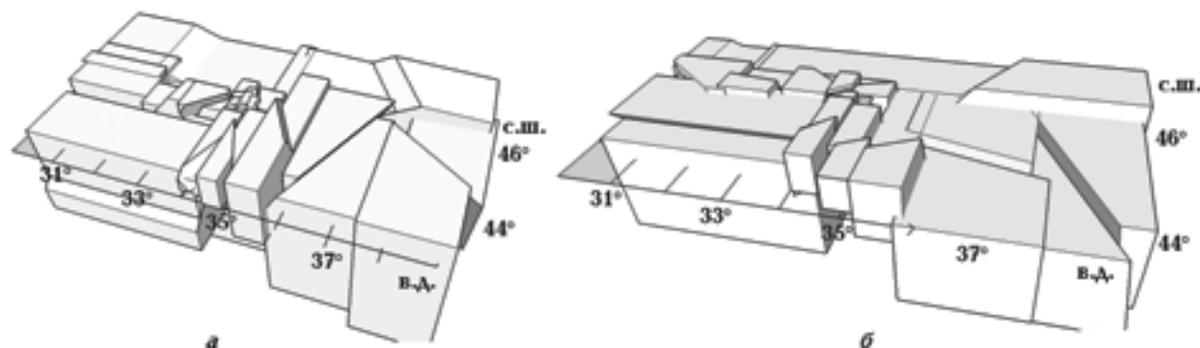


Рис. 8. Трехмерные изображения тектонически активных глубинных разломов, построенные по первым (а) и вторым (б) nodальным плоскостям, в выделенных блоках Крымско-Черноморского региона.

диальной анизотропии ξ (отношение горизонтальной составляющей скорости сдвига V_{SH} к вертикальной V_{SV}) изменяется. Вертикальное направление (ниже 250 км) сменяется горизон-

тальным (выше 160 км). Это указывает на разнонаправленные движения в верхнем слое (литосфера) и нижележащей мантии. Опираясь на эти исследования, можно предположить, что

Т а б л и ц а 2. Характеристики разломов и других структур Крымско-Черноморского региона, полученные по решению осредненных механизмов и по сводным данным ГСЗ

| Разломы и другие структуры | Тип подвижки | Угол падения, град | Угол падения по данным ГСЗ, град | Направление падения |
|--|---------------------------------|--------------------|----------------------------------|-------------------------------------|
| Николаевский (южная часть Одесского блока) | левосторонний сбросо-сдвиг | 50 | — | запад |
| Николаевский (Каркинитский прогиб) | сброс | 70 | 80 | восток |
| Симферопольский (Одесский блок, шельф моря) | правосторонний сбросо-сдвиг | 80 | 70 | север |
| Симферопольский (Центрально-Крымское поднятие) | сброс (3 (1)) взброс (3 (2)) | 70 80 | 75 | северо-запад северо-северо-запад |
| Симферопольский разлом (Евпаторийско-Симферопольское поднятие, шельф) | правый взбросо-сдвиг | 60 | — | северо-восток |
| Западно-Крымский | правый взбросо-сдвиг | 80 | — | северо-запад |
| Северо-Черноморский | левый взбросо-сдвиг | 80 | — | северо-восток |
| Евпаторийско-Скадовский | левый взбросо-сдвиг | 50 | — | юго-запад |
| Одесско-Синопский | сброс | 70 | 60 | восток |
| Салгирско-Октябрьский (Степной Крым) | сброс | 20 | — | запад |
| Салгирско-Октябрьский (Горный Крым) | взбросо-сдвиг | 80 | 60 | восток |
| Орехово-Павлоградский | левый взбросо-сдвиг | 80 | 85—88 | восток |
| Южный борт впадины Сорокина | левый сбросо-сдвиг | 70 | 75 | северо-запад |
| Восточный борт вала Андрусова | правый сбросо-сдвиг | 60 | — | северо-восток |
| Восточный борт Центрально-Черноморского поднятия | правый взбросо-сдвиг | 60 | — | северо-запад |
| Западный борт поднятия Шатского | левый взбросо-сдвиг | 80 | 80 | северо-восток |
| Феодосийский | взброс | 45 | 60 | юго-запад |
| Керченский | взброс | 45 | — | северо-восток |

концентрация очагов землетрясений в слое глубиной ~ 150 км не является случайной, а связана с процессами в литосфере.

При построении поля напряжений Крымско-Черноморского региона методом осредненных механизмов найдена связь направлений пар сжатия—напряжения и параметров разрывных нарушений с рельефом поверхности раздела Мохо: азимуты простирания нодальных плоскостей параллельны изогипсам поверхности раздела Мохо. Пары сил сжатия—растяжения простираются вкрест изогипсам поверхности раздела Мохо, силы сжатия — вкрест меньшей оси аномалий, а силы растяжения — вдоль оси аномалии. Тип подвижки подчиняется рельефу поверхности раздела Мохо. Изогипсы рельефа Мохо показывают направления растяжения, а сжатие происходит при существенном перепаде глубин перпендикулярно изогипсам. Типы подвижки разрывов также связаны с рельефом Мохо: взбросы проходят по линии восстания; сбросы — по падению глубин аномалий рельефа Мохо.

Выводы. При изучении современного поля тектонических напряжений Крымско-Черноморского региона по землетрясениям за период 1970—2012 гг. методом осредненных механизмов были получены новые данные о глубинной тектонике региона. Они сводятся к следующему.

1. В ходе исследования было выяснено, что выделенные 15 блоков различаются по напряженному состоянию.

2. Получены решения осредненных механизмов для выделенных блоков, параметры разрывных нарушений, углы падения и простирания, типы подвижек. Показано, что нодальные плоскости отражают тектонически активные разломы, которые, в свою очередь, отражены в рельефе поверхности Мохо. Показано также, что борта глубоко-

водных котловин, как и разломы, имеют разрывной характер и тектонически активны.

3. Найдена связь направлений пар сил сжатия—растяжения и параметров разрывных нарушений с рельефом поверхности раздела Мохо. Высказано предположение о том, что изогипсы рельефа Мохо показывают направления растяжения. Сжатие происходит при существенном перепаде глубин перпендикулярно изогипсам. Найдена связь типов подвижек разрывов с рельефом Мохо: взбросы проходят по линии восстания; сбросы соответствуют увеличению глубин рельефа Мохо. Так как движения земной коры инициируются нижележащей мантией, то рельеф поверхности Мохо формируется под ее влиянием, отражает ее современное состояние, установившееся за время последней тектонической активизации.

4. На территории Крымско-Черноморского региона расположено несколько областей, существенно отличающихся по напряженному состоянию земной коры: Западная и Восточная котловины Черного моря; область, формирующая Ялтинско-Алуштинскую сейсмофокальную зону; шельфовая зона западного и восточного Причерноморья. Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская впадины имеют сбросовые типы подвижек вдоль плоскостей разрывов. Северные борта (Западно- и Восточно-Черноморская впадины) имеют взбросовые типы подвижек.

5. Показано, что Ялтинско-Алуштинская сейсмофокальная зона образована в результате дифференциального движения нескольких блоков по системе существующих разломов — Салгирско-Октябрьского и Орехово-Павлоградского. Пересечение этих систем в районе Ялты и Алушты является центром поворота против часовой стрелки соседних блоков.

Список литературы

- Бурмин В. Ю. Новый подход к определению параметров гипоцентров близких землетрясений. *Вулканология и сейсмология*. 1992. № 3. С. 73—82.
- Бурмін В. Ю., Шумлянська Л. О. Просторовий розподіл гіпоцентрів землетрусів Кримсько-Черноморського регіону. *Доп. НАН України*. 2015. № 9. С. 67—73.
- Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокации. Москва: Наука, 1969. 135 с.
- Гаркаленко И. А. О глубинных разломах юга и юга-востока Украины. *Геолог. журн.* 1970. Т. 30. № 3. С. 3—14.
- Ермаков А. П. Глубинное строение черноморской впадины по результатам новой интерпретации сейсмических данных: *Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук*. Москва, 2005. <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1173500&uri=part06.html>.

- Зверев М. С., Болдырев С. А., Бурмин В. Ю., Миронова В. И. Микроземлетрясения северной Исландии. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1976. № 10. С. 22—32.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. Отв. ред. Ю. Д. Буланже, М. В. Муратов, С. И. Субботин, Б. К. Балавадзе. Москва: Наука, 1975. 357 с.
- Капитонова С. А., Тростникова В. Н. Изучение глубинных разломов Крыма по динамике объемных волн удаленных землетрясений. В кн.: *Физика сейсмических волн и внутреннее строение Земли*. Москва: Наука, 1983. С. 208—218.
- Кутас Р. И. Геотермические разрезы земной коры и верхней мантии Черного моря и его северного окружения. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 6. С. 50—67.
- Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б., Беленович Т. Я. Современный геодинамический режим Арктической окраинно-континентальной зоны. *Пространство и время*. 2014. № 1. С. 208—115.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысинчук Д. В. Структура земной коры северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 26. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 1. С. 142—152.
- Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Механизм очагов землетрясений и напряженное состояние земной коры в Байкальской рифтовой зоне. В кн.: *Роль рифтогенеза в геологической истории Земли*. Новосибирск: Наука, 1977. С. 120—125.
- Паталаха Е. И., Сенченков И. К., Гончар В. В. Численная модель плитной тектоники Черноморского региона. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2006. № 1. С. 37—54.
- Пустовитенко Б. Г. Тектонические напряжения в земной коре Крымского региона по данным об очагах слабых землетрясений. *Геофиз. сб. АН УССР*. 1978. Вып. 78. С. 15—23.
- Пустовитенко А. Н., Свидлова В. А., Пасынков Г. Д., Козиненко Н. М. Сейсмичность Крыма в 2008 г. В кн.: *Сейсмологический бюллетень за 2008 г.* Севастополь: НПЦ "Экоси-Гидрофизика", 2010. С. 6—11.
- Ребецкий Ю. А. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений. *Физическая мезомеханика*. 2007. Т. 1. № 10. С. 25—37.
- Рихтер Ч. Элементарная сейсмология. Москва: Изд-во иностр. лит., 1963. 670 с.
- Сафронов О. Н. Строение земной коры и сейсмичность древних платформ. *Геодинамика*. 2008. № 1. С. 78—88.
- Сафронов О. Н., Сим Л. А. Неогеодинамика юго-западной оконечности Восточно-Европейской платформы. *Геополитика и экогеодинамика регионов*. 2005. Вып. 2. С. 45—48.
- Сологуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
- Сологуб Н. В. Структура земной коры Горного Крыма по данным ГСЗ. *Геофиз. сб. АН УССР*. 1972. Вып. 77. С. 24—30.
- Старостенко В. И., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Пашкевич И. К., Кутас Р. И., Легостаева О. В. Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 5. С. 3—20.
- Старостенко В. И., Пашкевич И. К., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Кутас Р. И., Легостаева О. В. Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 2. С. 195—207.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985. 215 с.
- Туголесов Д. А., Соловьев В. П. Тектоника и сейсмичность Прикавказской части Черного моря. *Отечественная геология*. 1995. № 8. С. 37—45.
- Фарфуляк Л. В. Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской плиты вдоль профиля DOBRE-5. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 6. С. 64—85.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 175 с.
- Югин В. В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: Изд. УкрГГРИ, 2008. 117 с.
- Aki K., 1966. Earthquake generation stress in Japan for the years 1961 to 1963 obtained by smoothing the first motion radiation patterns. *Bull. Earth. Res. Inst.*, Univ. Tokyo 44(2), 447—471.
- Becker T. W., Lebedev S., Long M. D., 2012. On the relationship between azimuthal anisotropy from shear wave splitting and surface wave tomography. *J. Geophys. Res.* 117, B01306—B01322.
- Doglioni C., Carminati E., Crespi M., Cuffaro M., Penati M., Riguzzi F., 2014. Tectonically asymmetric Earth: From net rotation to polarized westward drift of the lithosphere. *Geoscience Frontiers* 6(is. 3), 401—418. DOI:10.1016/j.gsf.2014.02.001.
- Schaefer J. F., Boschi L., Becker T. W., Kissling E., 2011. Radial anisotropy in the European mantle: Tomographic studies explored in terms of mantle flow. *Geophys. Res. Lett.* 38, L23304—L23318.
- Yegorova T., Gobarenko V., 2010. Structure of the Earth's crust and upper mantle of the West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* Vol. 340. 23—42.

Parameters of the fault planes for the Crimean Black Sea region by averaged mechanism of close earthquakes

© L.A. Shumlyanskaya, V. Yu. Burmin, 2016

A modern field of stress of the Crimean Black Sea region was constructed. A method of averaged mechanisms was used to construct the field of stress, which uses the earthquakes of varying intensity, including weak ones that prevail in the region. The research allowed allocating 15 blocks in the areas with different pairs of forces compression—stretching. It has been shown that nodal plane, formed under the influence of these forces describes the planes of rupture of tectonically active faults. Types of movements within the faults, which occur in the Crimean Black Sea region, were found. It has been shown that the faults and types of movements along them are related to the relief of Moho surface, and subcrustal mantle is a source of movement into the faults. Non-double-dipole model of the source of stresses was used to solve averaged mechanism. It makes possible to show that the Yalta-Alushta seismo-focal zone was formed by rotating the surrounding blocks counterclockwise. The axis of rotation corresponds to cross-section of the Salgir-Oktyabr' and Orehovo-Pavlograd faults.

Key words: modern stress field, faired mechanism, parameters of the ruptures of the active fault.

References

- Burmin V. Yu., 1992. New approach to the determination of hypocenter parameters close earthquakes. *Vulkanologiya i seismologiya* (3), 73—82 (in Russian).
- Burmin V. Yu., Shumlyanskaya L. O., 2015. Spatial distribution of earthquake hypocenters Crimean Black Sea region. *Dopovidi NAN Ukrayiny* (9), 67—73 (in Ukrainian).
- Vvedenskaya A. V., 1969. Investigation of the stresses and ruptures in earthquake using the dislocation theory. Moscow: Nauka, 135 p. (in Russian).
- Garkalenko I. A., 1970. About the deep faults of the south and south-east of Ukraine. *Geologicheskii zhurnal* 30(3), 3—14 (in Russian).
- Yermakov A. P., 2005. Deep structure of Black Sea basin as a result of a new interpretation of the seismic data: *Dis. Cand. geol. and min. sci.* Moscow. <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1173500&uri=part06.html> (in Russian).
- Zverev M. S., Boldyrev S. A., Burmin V. Yu., Mironova V. I., 1976. Micro earthquakes northern Iceland. *Izvestiya AN SSSR. Fizika Zemli* (10), 22—32 (in Russian).
- The Earth's crust and the history of the Black Sea basin, 1975. Eds. Yu. D. Boulanger, M. V. Muratov, S. I. Subbotin, B. K. Balavadze. Moscow: Nauka, 357 p. (in Russian).
- Kapitonova S. A., Trosnikova V. N., 1983. The study of the deep fractures of the Crimea on the dynamics of body waves from distant earthquakes. In: *The physics of seismic waves and the internal structure of the Earth*. Moscow: Nauka, 208—218 (in Russian).
- Kutas R. I., 2011. Geothermal sections of the crust and upper mantle of the Black Sea and the northern environment. *Geofizicheskii zhurnal* 33(6), 50—67 (in Russian).
- Kutinov Yu. G., Chistova Z. B., Belenovich T. Ya., 2014. Modern geodynamic regime of the Arctic continental margin areas. *Prostranstvo i vremya* (1), 208—115 (in Russian).
- Kozlenko M. V., Kozlenko Yu. V., Lysynchuk D. V., 2013. Structure of the crust north-western shelf of the Black Sea along the profile of the DSS number 26. *Geofizicheskii zhurnal* 35(1), 142—152 (in Russian).
- Misharina L. A., Solonenko N. V., 1977. Focal mechanisms of earthquakes and stress state of the Earth's crust in the Baikal rift zone. In: *The role of the rift in the Earth's geological history*. Novosibirsk: Nauka, 120—125 (in Russian).
- Patalakha E. I., Senchenkov I. K., Gonchar V. V., 2006. Numerical model of plate tectonics of the Black Sea region. *Geologiya i poleznye Mirovogo okeana* (1), 37—54 (in Russian).
- Pustovitenko B. G., 1978. Tectonic stresses in the crust of the Crimean region for the data of out-breaks of weak earthquakes. *Geofizicheskii sbornik AN USSR* (is. 78), 15—23 (in Russian).
- Pustovitenko A. N., Svidlova V. A., Pasynkov G. D., Kozinenko N. M., 2010. Seismicity of the Crimea

- in 2008. In: *Seismological bulletin for 2008*. Sevastopol: SPC "Ekosi-Gydrophysics", 6—11 (in Russian).
- Rebetskiy Yu. L., 2007. Tektonicheskie voltage and field trigger mechanism of earthquake occurrence. *Fizicheskaya mezomekhanika* 1(10), 25—37 (in Russian).
- Richter Ch., 1963. *Elementary Seismology*. Moscow: Publ. House of Foreign Literature, 670 p. (in Russian).
- Safronov O. N., 2008. Crustal structure and seismicity of ancient platforms. *Geodinamika* (1), 78—88 (in Russian).
- Safronov O. N., Sim L. A., 2005. Neo geodynamics south-western tip of the East European platform. *Geopolitika i ekogeodinamika regionov* (is. 2), 45—48 (in Russian).
- Sollogub V. B., 1986. *Lithosphere Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Sollogub N. V., 1972. Structure of the crust of the Crimean Mountains on DSS data. *Geofizicheskii sbornik AN USSR* (is. 77), 24—30 (in Russian).
- Starostenko V. I., Makarenko I. B., Rusakov O. M., Pashkevich I. K., Kutas R. I., Legostaeva O. V., 2010. Geophysical heterogeneity of the lithosphere megadepression Black Sea. *Geofizicheskii zhurnal* 32(5), 3—20 (in Russian).
- Starostenko V. I., Pashkevich I. K., Makarenko I. B., Rusakov O. M., Kutas R. I., Legostaeva O. V., 2005. Fault tectonics of consolidated crust of the Black Sea northwestern shelf. *Geofizicheskii zhurnal* 27(2), 195—207 (in Russian).
- Tugolesov D. A., Gorshkov A. S., Meysner L. B., Solovyev V. V., Khakhalev E. M. Tectonics Meso-Cenozoic sediments of the Black Sea basin. Moscow: Nedra, 215 p. (in Russian).
- Tugolesov D. A., Solovyev V. P., 1995. Tectonics and seismicity of the Caucasian Black Sea. *Otechestvennaya geologiya* (8), 37—45 (in Russian).
- Farfulyak L. V., 2015. The nature of inclined seismic boundary in the Earth's crust of the Scythian plate along the DOBRE-5 profile. *Geofizicheskii zhurnal* 37(6), 64—85 (in Russian).
- Chekunov A. V., 1972. Structure and tectonics of the Earth's crust south of the European part of the USSR. Kiev: Naukova Dumka, 175 p. (in Russian).
- Yudin V. V., 2008. Geodynamics of the Black Sea-Caspian region. Kiev: UkrGGRI, 117 p. (in Russian).
- Aki K., 1966. Earthquake generation stress in Japan for the years 1961 to 1963 obtained by smoothing the first motion radiation patterns. *Bull. Earth. Res. Inst.*, Univ. Tokyo 44(2), 447—471.
- Becker T. W., Lebedev S., Long M. D., 2012. On the relationship between azimuthal anisotropy from shear wave splitting and surface wave tomography. *J. Geophys. Res.* 117, B01306—B01322.
- Doglioni C., Carminati E., Crespi M., Cuffaro M., Penati M., Riguzzi F., 2014. Tectonically asymmetric Earth: From net rotation to polarized westward drift of the lithosphere. *Geoscience Frontiers* 6(is. 3), 401—418. DOI:10.1016/j.gsf.2014.02.001.
- Schaefer J. F., Boschi L., Becker T. W., Kissling E., 2011. Radial anisotropy in the European mantle: Tomographic studies explored in terms of mantle flow. *Geophys. Res. Lett.* 38, L23304—L23318.
- Yegorova T., Gobarenko V., 2010. Structure of the Earth's crust and upper mantle of the West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. *Geol. Soc. London. Spec. Publ. Vol. 340*. 23—42.