

# Плотностная неоднородность земной коры Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. I. Региональное распределение плотности на разных глубинах

*В. И. Старостенко, И. Б. Макаренко, О. М. Русаков, П. Я. Куприенко,  
А. С. Савченко, О. В. Легостаева, 2019*

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина  
Поступила 8 июля 2019 г.

У статті наведено обширний аналітичний огляд публікацій про гравітаційне моделювання земної кори в різних модифікаціях Чорноморського регіону і прилеглих територій. Показано, що навіть використання одних і тих самих схем потужності шарів осадового чохла, гравітаційний ефект якого робить істотний внесок у спостережене поле, за індивідуального вибору референсної густини і способу прив'язки розрахункових кривих призводить до того, що результати різних авторів не збігаються, а в деяких випадках і суперечать один одному. Вперше побудовано уніфіковану тривимірну густинну модель цього регіону, що істотно підвищило достовірність геологічної інтерпретації результатів моделювання. Уперше враховано площовий розподіл густини відкладів майкопської серії, палеоцену — еоцену і крейди, що дало змогу отримати нові дані стосовно її неоднорідної структури в основних горизонтах осадового чохла. Диференційоване врахування густини кристалічної частини земної кори виявило аномально розуцільнені та ущільнені ділянки шельфової зони. Побудовано схему поширення і глибин залягання підосви дислокованих відкладів, а також розраховано густину порід на цій поверхні. Виділено гранітний, гранітно-діоритовий, діоритовий і базальтоїдний типи кори, що вперше дало змогу оконтурити для всього досліджуваного регіону райони розвитку сучасної консолідованої кори різного складу. Встановлено зменшення її основності від глибоководних западин до північно-західної, західної та південної шельфових зон. На північно-східному шельфі виділено локальні густинні неоднорідності в низах «базальтового» шару, які є каналами проникнення в земну кору порід основного і ультраосновного складу.

**Ключові слова:** тривимірне гравітаційне моделювання, земна кора, осадові шари, гранітний, гранітно-діоритовий, діоритовий, базальтоїдний типи консолідованої земної кори, Чорноморська мегазападина, Скіфська плита.

**Введение.** Анализ ранее опубликованных работ по двух- и трехмерному плотностному моделированию земной коры Черного моря показал, что во всех построенных моделях используются одни и те же карты мощности разновозрастных осадочных отложений, приведенных, на-

пример, в работах [Туголесов и др., 1985; Безверхов, 1988]. Однако они отличаются друг от друга различными подходами к выбору значений плотности и концептуальными подходами авторов в зависимости от поставленных задач. И как следствие — результаты не совпадают между собой,

а в ряде случаев и противоречат друг другу, например, [Баранова и др., 2008; Козленко и др., 2009].

Исследованию земной коры Крыма методом гравитационного моделирования посвящены работы многих авторов. В результате совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных вдоль профилей ГСЗ Джанкой—Феодосия (III) и Белогорск—Алексеевка (II) с морским продолжением по Ялтинскому сечению (XVII) выделено в верхней части коры Крымских гор тело с высокими скоростями и плотностью мощностью около 15 км, ниже которого наблюдается относительное понижение величин этих параметров [Бурьянов, Павленкова, 1974]. Плотностные модели земной коры Скифской плиты (СП) и Горного Крыма, которые построены по скоростным моделям вдоль профилей ГСЗ с «весьма приблизительными скоростными разрезами» (геотраверс V, южная часть геотраверсов VI и III, профиль ГСЗ IX) представлены в работе [Гордиенко, 1999, С. 52]. Они положены в основу трехмерной плотностной модели тектоносферы Украины. В работе [Ентин и др., 2010] выполнена количественная интерпретация Крымского гравитационного максимума вдоль двух профилей, которые пересекают Степной и Горный Крым, а также черноморский шельф. Показано, что основным источником аномального гравитационного поля Горного Крыма является интрузивный массив, который располагается в средней части коры, имеет верхнюю кромку на глубине 3—5 км и плотность  $2,90 \text{ г/см}^3$ , что соответствует породам ультраосновного-основного состава.

Серия статей посвящена изучению особенностей строения земной коры тектонических структур северо-западного шельфа Черного моря двумерным плотностным моделированием. Получены детальные плотностные разрезы вдоль профиля ГСЗ № 26 [Козленко и др., 2013], профилей МОВ ОГТ 598506 и 568408, а также II КМПВ [Козленко, Козленко, 2013а-в]. Подтверждено рифтогенное происхождение Каркинитского прогиба и установлено чередова-

ние блоков кристаллического фундамента с нормальными и повышенными значениями плотности, которые обусловлены внедрением мантийного материала в земную кору в процессе рифтогенеза [Козленко, Козленко, 2016а]. Авторами также показано, что СП сложена субконтинентальной корой мощностью от 31,5 км под Краевым уступом до 43,5 км на границе с Восточно-Европейской платформой (ВЕП). В ядре Каламитского вала на глубине 2,0—10,5 км выявлено присутствие тела с плотностью  $2,59 \text{ г/см}^3$ , характерной для пород таврической серии ( $T_3-J_1$ ).

В работе [Коболев и др., 1999] приведены результаты гравитационного моделирования земной коры вдоль профиля, который пересекает Ломоносовский подводный палеовулканический центр (ЛППВЦ). Выявлено сложное пространственное распределение осадочных и магматических комплексов в структуре земной коры, причем «активная тектономагматическая деятельность в пределах ЛППВЦ проявляется серией магматических колонн, эшелонированных в меридиональном направлении» [Коболев и др., 1999, С. 76].

Вдоль профилей ГСЗ 17, 25, 26, 28 и 29 выполнено двумерное плотностное моделирование, которое позволило получить дополнительную информацию о структуре земной коры и верхней мантии Черноморской мегавпадины [Баранова и др., 2008, 2011; Гончар, Козленко, 2008; Козленко и др., 2009, 2013; Козленко, Козленко, 2016б, 2017; Yegorova et al., 2010].

В работе [Пашкевич и др., 2018] вдоль профиля DOBRE-2 впервые выполнено комплексное геолого-геофизическое исследование особенностей строения всего разреза литосферы с использованием данных различных геофизических методов, в том числе гравитационного поля. Анализ неоднородностей кристаллической коры и мантии позволил оценить положение и состояние границы ВЕП и Переходной зоны к СП, которая совпадает с наиболее глубоким положением кровли астеносферы и зоной деления литосферной мантии по скоростной характеристике. Установ-

лена приуроченность больших осадочных структур к зонам смены состава кристаллической коры, которые совпадают с сутурами. Выяснено, что главные разломы осадочного чехла прослеживаются в разрезе кристаллической коры и верхней мантии как разновозрастные шовные зоны.

Исследования гравитационного поля Черноморской мегавпадины с прилегающей сушей проводились в масштабе 1:2 500 000 [Егорова и др., 1996, 2012; Бурьянов и др., 1987, 1989; Belousov et al., 1988; Гобаренко, Егорова, 2010] и 1:1 000 000 [Бурьянов и др., 1996; Starostenko et al., 2004, 2015a; Старостенко и др., 2010]. В работах [Бурьянов и др., 1987, 1989; Belousov et al., 1988] использовалось гравитационное поле в редукции Буге, в остальных работах — в комбинированной редукции, т. е. аномалии в свободном воздухе на акватории, а на суше — аномалии Буге.

В работах [Бурьянов и др., 1987, 1989; Belousov et al., 1988] гравитационный эффект вычислен по сети 50×50 км. Среда аппроксимировалась элементарными расчетными телами (около 100), форма и размеры которых соответствовали тектоническим структурам. Модель представлена слоем воды, двумя слоями осадков (плотность 2,25 и 2,60 г/см<sup>3</sup> соответственно) и двумя слоями коры: «гранитным» (со средним значением 2,78 г/см<sup>3</sup>, в пределах ВЕП — 2,82 г/см<sup>3</sup>) и «базальтовым» (2,97 г/см<sup>3</sup>).

При построении трехмерной плотностной модели черноморского региона [Егорова и др., 1996] использовались значения параметров, осредненных по трапециям 1°×1°. Модель представлена слоем морской воды, рыхлыми осадками (2,30 г/см<sup>3</sup>), уплотненными отложениями (2,65 г/см<sup>3</sup>), а также слоем консолидированной коры с переменными средними значениями плотности по площади (2,78—2,90 г/см<sup>3</sup>). Плотность определялась по данным о распределении средней скорости с учетом корреляционной зависимости  $\rho = 0,28V_p + 1,05$ , принятой в работе [Павленкова и др., 1991]. Хотя гравитационные эффекты слоев определены по осредненным параметрам, этого вполне достаточно для вы-

деления мантийной составляющей поля силы тяжести, которая изменяется очень плавно в изучаемом регионе.

Бурьянов и др. [1996] рассчитали гравитационные эффекты неоднородностей литосферы и мощности земной коры Черноморской мегавпадины. В работе [Starostenko et al., 2004] впервые получена схема залегания раздела Мохо всей акватории Черного моря, на которой четко отображены основные структуры, причем точность определения глубин соизмерима с точностью по данным ГСЗ. Для этого была рассчитана плотностная модель верхних 16 км (по уровню наибольшего погружения осадков Черноморской мегавпадины). Она включала слой воды (1,02 г/см<sup>3</sup>), уплотненные (легкие) осадки (2,15 г/см<sup>3</sup>), уплотненные осадки (2,35 г/см<sup>3</sup>), верхнюю часть кристаллической коры в прилегающих континентальных структурах (гранитный слой с плотностью 2,62—2,82 г/см<sup>3</sup>) и нижнюю часть коры с плотностью 2,90—3,04 г/см<sup>3</sup>.

Изучению строения литосферы Черного моря 3D гравитационным моделированием в комплексе с локальной сейсмической томографией посвящены исследования [Гобаренко, Егорова, 2010; Егорова и др., 2012; Yegorova et al., 2013]. В работе [Гобаренко, Егорова, 2010] были проанализированы разностные аномалии, полученные удалением из гравитационного поля суммарного эффекта слоя морской воды (1,03 г/см<sup>3</sup>) и слоев осадочного кайнозойского чехла: 1) антропогена (2,00 г/см<sup>3</sup>); 2) неогена (2,30 г/см<sup>3</sup>); 3) майкопской серии (2,60 г/см<sup>3</sup>); 4) палеоцен-эоцена (2,65 г/см<sup>3</sup>). Расчет гравитационных эффектов проводился по сети 8×8 км с использованием аномальных плотностей, полученных нормированием значений плотности относительно референтного значения плотности 2,85 г/см<sup>3</sup>. В работах [Егорова и др., 2012; Yegorova et al., 2013] модель представлена слоем морской воды (1,03 г/см<sup>3</sup>), четырьмя слоями осадков: 1) четвертичные (2,00 г/см<sup>3</sup>); 2) преимущественно неогенового возраста (2,30 г/см<sup>3</sup>); 3) майкопской серии (2,60 г/см<sup>3</sup>); 4) палеоцен-эоценовые

( $2,65 \text{ г/см}^3$ ), слоем консолидированной коры со значением плотности  $2,82 \text{ г/см}^3$  (континентальная кора) и  $2,88\text{—}2,92 \text{ г/см}^3$  (океаническая кора) и слоем верхней мантии до глубины 110 км. Значения плотности получены с использованием переводной функции скорость-плотность трех видов, а именно: 1) для легких осадков ( $V_p \leq 3,2 \text{ км/с}$ ); 2) для более плотных осадочных пород и верхней консолидированной коры ( $V_p < 6,5 \text{ км/с}$ ); 3) для плотностной параметризации нижней коры и верхней мантии ( $V_p = 6,5\text{—}8,5 \text{ км/с}$ ) [Ludwig et al., 1970]. Расчеты проводились по сети  $10 \times 10 \text{ км}$ . Удалением из наблюдаемого поля гравитационного влияния слоя морской воды, осадочных отложений, рельефа раздела Мохо и крупных внутрикоровых неоднородностей получены остаточные гравитационные аномалии, которые разделены на длинноволновую и коротковолновую составляющие. Первая авторами связывается с мантийными аномалиями, а вторая — с неучтенными локальными неоднородностями в коре.

Данные трехмерного плотностного моделирования легли в основу построения схем разломной тектоники северо-западного, северо-восточного шельфов Черного моря и Черноморской мегавпадины [Старостенко и др., 2005, 2010, 2011; Starostenko et al., 2015a]. По остаточному гравитационному полю (освобожденному от влияния толщи воды, осадочного слоя и мантийной составляющей) и аномальному магнитному была построена схема разломов кристаллической коры Черного моря, где выделены их две основные системы. Диагональная система разломов северо-восточного и северо-западного простираний контролирует основные тектонические элементы. Разломы северо-западного простирания характерны для восточной части региона, а северо-восточного — для западной части. Ортогональная система разломов в геофизических полях трассируется фрагментарно.

Ряд исследований был посвящен изучению крупных «пунктирных» положительных аномалий поля силы тяжести (Синоп-

ской, Крымско-Кавказской, Губкинской), которые располагаются по периферии Черноморской мегавпадины и вызваны породами основного-ультраосновного состава [Бурьянов и др., 1996, 1997, 1998, 1999; Оровецкий и др., 1998; Старостенко и др., 2000].

Целесообразность построения новой трехмерной плотностной модели Черноморской мегавпадины обусловлена двумя обстоятельствами: 1) возможностью применения современного автоматизированного комплекса программ интерпретации потенциальных полей (GMT-Auto) [Старостенко и др., 2015; Starostenko et al., 2015b] и 2) использованием результатов региональных сейсмических исследований, проведенных в последние годы, а именно:

1) 27 региональных сейсмических профилей общей протяженностью 8872 км, полученных в 2011—2012 г. в рамках международного научного проекта «Геология без границ» [Graham et al., 2013; Амелин и др., 2014; Nikishin et al., 2015a, b; Schleder et al., 2015];

2) региональных сейсморазведочных исследований 2D МОГТ (30 тыс. км сейсмических профилей) в пределах украинского сектора акватории Черного моря [Слишинський та ін., 2007; Stovba et al., 2017a, b], выполненных в 2005 г.;

3) сейсмических работ в восточной части Черного моря с использованием преломленных и закрытически отраженных волн [Shillington et al., 2009; Scott et al., 2009];

4) переинтерпретации старых материалов ГСЗ с использованием методов однородных функций [Пийп, Ермаков, 2011], томографической инверсии первых вступлений сейсмических волн [Козленко и др., 2009, 2013] и лучевого метода (ray-tracing method) [Баранова и др., 2008, 2011; Yegorova et al., 2010];

5) современных сейсмических исследований методом WARR вдоль профилей DOBRE-2, DOBRE-4, DOBRE-5 [Starostenko et al., 2013, 2015c, 2017; Старостенко и др., 2017a];

6) новых карт рельефа акустического

фундамента и схемы тектонического строения Черного моря [Nikishin et al., 2015a].

Кроме того, в настоящей статье, в отличие от существующих моделей Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий, для которых использовалось среднее значение плотности для слоев осадков, новая трехмерная плотностная модель построена на основе латерального распределения плотности отложений майкопской серии, палеоцен-эоцена и мела. В результате получены новые данные о плотностной неоднородности основных горизонтов осадочного чехла и кристаллической части коры Черноморской мегавпадины, а также выделены гранитный,

гранитно-диоритовый, диоритовый и базальтоидный типы коры.

Результаты трехмерного гравитационного моделирования в виде схем распределения плотности могут служить независимым параметром, использование которого с данными других методов (магнитными, скоростными, температурными и др.) повышает надежность определения особенностей структуры земной коры Черноморской мегавпадины.

**Основные черты тектонического строения.** Обрамление Черноморской мегавпадины в пределах района исследований очень неоднородно и различается по возрасту фундамента и его структуре, стра-

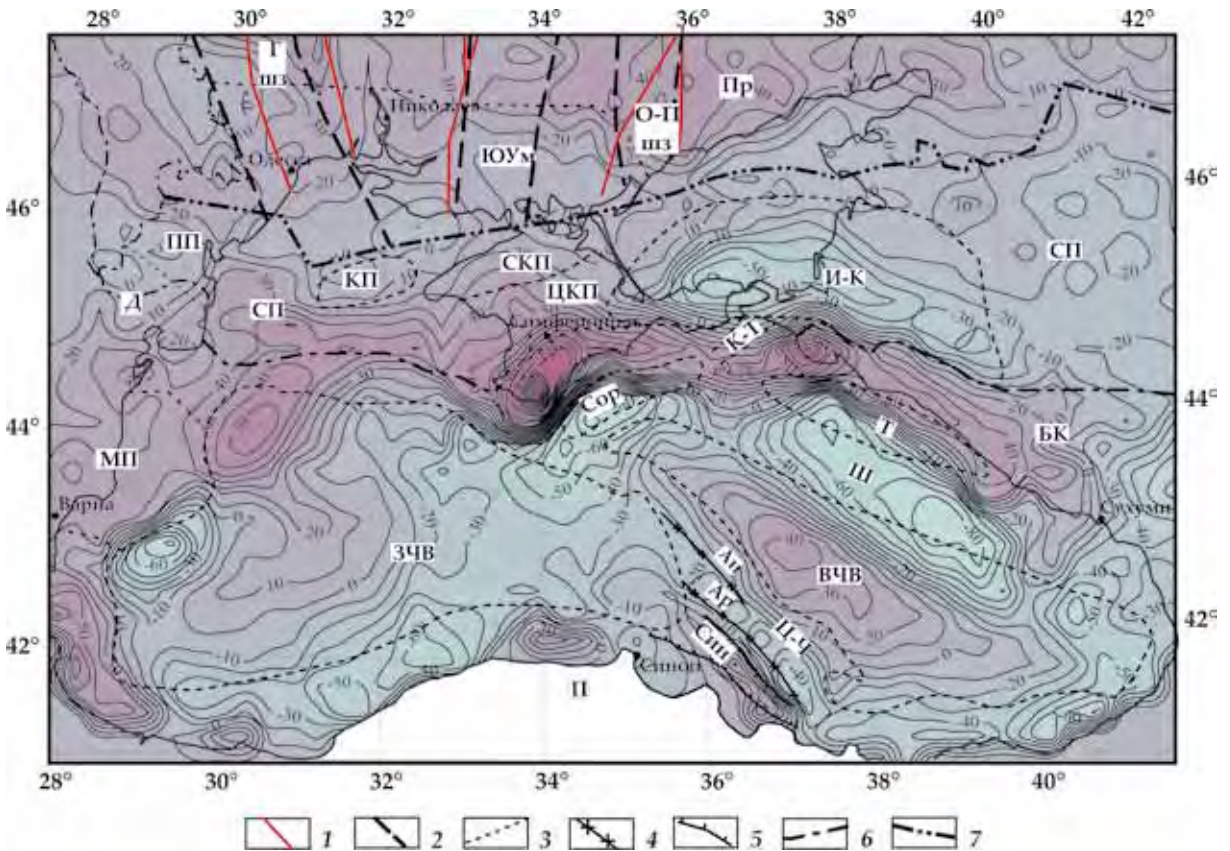


Рис. 1. Гравитационное поле (мГал): 1 — межмегаблоковые разломы УЩ; 2 — проекции на земную поверхность зон резкого смещения раздела Мохо; 3 — контуры основных структур; 4 — оси хребтов Андрусова (Ан) и Архангельского (Ар), по [Rangin et al., 2002]; 5 — граница Синопской (Син) впадины; 6 — южная граница Скифской плиты (СП); 7 — южная граница Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Структуры УЩ: Пр — Приазовский мегаблок. Шовные зоны: Гшз — Голованевская, О-Пшз — Орехово-Павлоградская. Структуры Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий: МП — Мизийская плита, Д — Добруджа. Прогибы Скифской плиты: ПП — Преддобруджинский, КП — Каркинитский, СКП — Северо-Крымский, И-К — Индоло-Кубанский. Впадины: ЗЧВ — Западно-Черноморская, ВЧВ — Восточно-Черноморская, Сор — Сорокина, Т — Туапсинская, ЮУм — Южно-Украинская моноκиаль. Поднятия: Ш — Шацкого, Ц-Ч — Центрально-Черноморское, К-Т — Керченско-Таманский прогиб, П — Понтиды.

тиграфическим диапазонам платформенного чехла, генезисом и историей формирования. Юго-западная окраина ВЕП, СП, альпийский складчатый пояс Крыма и Кавказа образуют северное структурное обрамление Черноморской мегавпадины. Мизийская плита, Добруджа и Бургасская зона (Балканиды, Среднегорье и Странджа) ограничивают ее с запада. Складчатые сооружения Западного и Восточного Понта — с юга, а Аджаро-Триалетская складчатая система — с востока. Большинство платформенных и складчатых структур, окружающих Черноморскую мегавпадину, продолжаются в шельфовую зону, континентальный склон, а местами — в глубоководную часть.

Тектоническими единицами первого ранга мегавпадины Черного моря являются Западно-Черноморская (ЗЧВ) и Восточно-Черноморская (ВЧВ) впадины, которые отделены друг от друга Одесско-Синопской зоной мантийного заложения [Starostenko et al., 2015a]. Другие структурные элементы: олигоцен-неогеновые впадины Сорокина

и Туапсинская, поднятие Шатского, Керченско-Таманский прогиб, который является сложным узлом сочленения орогенов Крыма и Большого Кавказа, а также Индоло-Кубанского олигоцен-четвертичного прогиба и впадины Сорокина. В пределах северо-западного шельфа выделяются Каркинитский прогиб и Каламитский вал. Многие другие структуры обсуждаются ниже (рис. 1).

**Исходные материалы для построения трехмерной плотностной модели.** Используются:

– данные ГСЗ вдоль профилей, расположенных в пределах Черного моря и прилегающей территории (профили ГСЗ 25, 28, 29, 10, 13—15, 17—21, 27, 26, 30; геотраверсы III, V, VI; профили DOBRE-2, DOBRE-4, DOBRE-5 [Земная..., 1975; Строение..., 1972; Гончаров и др., 1972; Чекунов, 1972; Соллогуб, 1986; Геология..., 1987; Литосфера..., 1988а,б; 1993; Макаренко, 1997; Баранова и др., 2008; Starostenko et al., 2013, 2015с, 2017; Старостенко и др., 2017а];

– результаты МОБ—ОГТ [Туголесов и

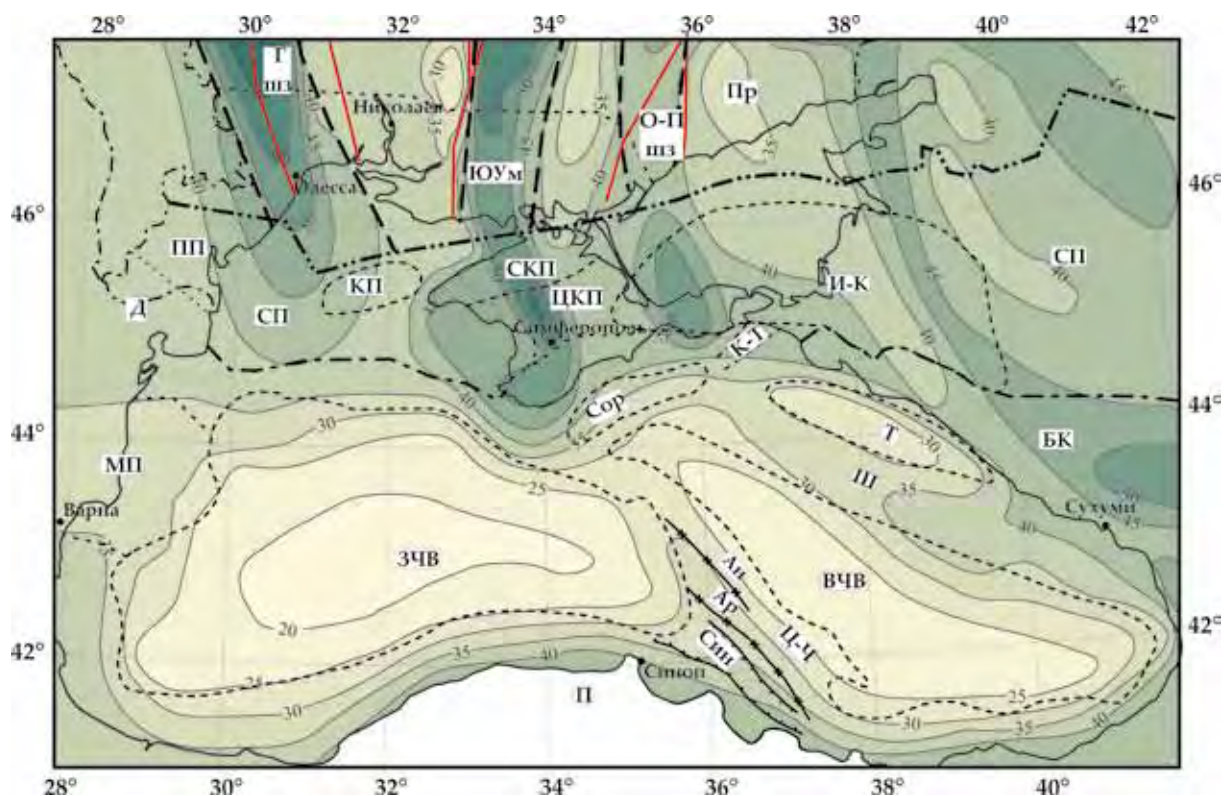


Рис. 2. Схема глубин залегания раздела Мохо, км. Другие условные обозначения см. на рис. 1.

др., 1985; Вольвовский и др., 1989; Nikishin et al., 2015a, b];

– гравитационное поле в комбинированной редукции (аномалии в свободном воздухе на акватории и в редукции Буге на суше в масштабе 1:1 000 000). Для акватории использована карта масштаба 1:1 000 000, составленная примерно по 35 тыс. наблюдений, выполненных в течение 40 лет различными промышленными и научными организациями Советского Союза, России и Украины, в том числе «Южморгеология», «Одессморгеология», «Южморнефтегазразведка», «ВНИИГеофизика», Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, а также Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины; аномалии Буге (для суши) взяты из ZNIIGAiK (Центрального научно-исследовательского института геодезии, аэросъемки и картографии) [Starostenko et al., 2004];

– данные о плотности осадочных отложений: 1) по скважинам на северо-западном шельфе и в глубоководной части Черного моря, которые были пробурены с бурового судна «Гломар Челленджер» [Геологическая..., 1980; Tabulated..., 1975, Старостенко и др., 2003]; 2) лабораторные измерения образцов пород из обнажений и скважин на прилегающей суше, а также результаты вертикального сейсмического профилирования (ВСП) глубоких скважин [Физические..., 1984; Безверхов, 1988]; 3) обобщенные данные по литературным источникам [Земная..., 1975; Макаренко, 1997]; 4) расчетные значения по формулам перевода скорость—плотность [Земная..., 1975; Пивоваров, Логвин, 2001];

– схемы глубины залегания раздела Мохо масштаба 1:1 000 000 [Сологуб, 1986; Starostenko et al., 2004; Schleder et al., 2015];

– двумерные плотностные и скоростные модели вдоль профилей КМПВ, МОВ—ОГТ и ГСЗ [Сейсмогравитационное..., 1994; Макаренко, 1997; Баранова и др., 2008; Козленко и др., 2009, 2013; Козленко, Козленко, 2013а-в].

**Гравитационное поле** в общем отражает особенности глубинного строения Черноморской мегавпадины как единой тектони-

ческой единицы на фоне окружающих ее континентальных тектонических структур (см. рис. 1). Акватория между центральной частью моря и шельфом — область интенсивных минимумов поля. В краевой зоне мегавпадины, на континентальном склоне и шельфе, по периметру впадины располагаются крупные положительные аномалии значительно большей интенсивности, чем известные на континентальной коре. Для ЗЧВ характерно изменение поля в направлении запад — восток от +10 до –35 мГал. Несмотря на то, что во впадине залегает мощный комплекс осадков, практически по всей акватории зафиксированы многочисленные локальные аномалии разной интенсивности и знака. Область отрицательных значений поля протягивается полосой от отрицательной аномалии у шельфа Болгарии до крупных отрицательных аномалий Западных Понтидов. В пределах ЗЧВ аномальная область вытянута в северо-западном направлении. Интенсивность гравитационного поля здесь выше, чем в ЗЧВ и достигает в центральной части 45 мГал. На северо-западе в сторону впадины Сорокина значения плавно понижаются до –25 мГал. На юго-востоке к Аджаро-Триалетии также наблюдается постепенное понижение поля до –40 мГал. Хребту Андрусова соответствует относительно ровное, слабо отрицательное поле интенсивностью до –25 мГал, постепенно понижающееся до –50 мГал над хребтом Архангельского. Западная часть впадины Сорокина в гравитационном поле проявляется интенсивным минимумом до –90 мГал. Восточнее значения гравитационного поля резко возрастают, достигая значений +55—60 мГал. На значительной части поднятия Шатского гравитационное поле резко отрицательное. Контакт между Туапсинской впадиной и поднятием Шатского в гравитационном поле не выразителен. К северу от Туапсинской впадины гравитационное поле превышает +50 мГал. По направлению к поднятию Шатского наблюдается минимум поля силы тяжести до –75 мГал. Синопская впадина характеризуется двумя изометричными аномалиями,

интенсивность которых в центре +60 мГал. Для Крыма характерно увеличение интенсивности положительного поля с севера от +5 до +150 мГал на крайнем юге.

Для восточной части СП характерно чередование замкнутых аномалий интенсивностью +15 и –20 мГал. Западная часть плиты характеризуется положительным полем, интенсивность которого возрастает от 0 на западе и севере до +60 мГал на юге. ВЕП отличается положительным полем, интенсивность которого варьирует от 0 на востоке и западе до 30—50 мГал в центральной части. Индоло-Кубанский прогиб характеризуется отрицательным полем интенсивностью –55 мГал. В северной и западной части прогиба поле положительное малой интенсивности. Мизийская плита и Добруджа характеризуются положительным полем небольшой интенсивности. В Бургасской зоне (Балканиды, Среднегорье и Странджа) расположена интенсивная положительная аномалия.

**Раздел Мохо.** Представленная на рис. 2 схема глубин залегания раздела Мохо составлена по данным [Соллогуб, 1986; Starostenko et al., 2004; Schleder et al., 2015].

Раздел Мохо в осевой части ЗЧВ расположен на глубине 20 км, а затем погружается до бортов очень медленно от 20 до 22 км. ВЧВ отличается максимальным подъемом раздела Мохо до 25 км и резким спуском к поднятию Шатского и хребту Андрусова до 33 км.

На болгарском шельфе и Мизийской плите раздел Мохо погружается до 35 км, в Синопской впадине — до 30—35 км. Глубина залегания раздела Мохо в центральной части Крыма достигает 55—60 км, а на периферии уменьшается до 45 км. Его глубина в пределах впадины Сорокина 30—35 км, поднятию Шатского — 35—40 км, Туапсинской впадине — 30 км. Раздел Мохо в Керченско-Таманском прогибе опускается до 40 км, на западе Индоло-Кубанского прогиба до 45 км, а на востоке структуры поднимается до 40 км. В пределах ВЕП наблюдается чередование блоков с большими и меньшими глубинами: 30—35 км в центре, до 60 км на западе и 40—45 км

на востоке. СП характеризуется значениями 40—45 км, Большой Кавказ 40—50 км, Азовское море от 50 на юго-западе до 35 км на севере.

**Технология построения трехмерной плотностной модели.** Как уже указывалось, расчеты гравитационных эффектов проводились с помощью автоматизированного комплекса программ интерпретации потенциальных полей (GMT-Auto) [Старостенко и др., 2015; Starostenko et al., 2015b]. Данные по осадочной толще вводились в компьютер с помощью программного комплекса Isohypse [Старостенко и др., 2016]. Для ввода информации о кристаллической части коры была использована программа SpaceMap [Старостенко и др., 2011].

Методика выбора контрастов плотности и приведения расчетных полей к единому уровню подробно описана в работе [Starostenko et al., 2004].

Уровень приведения гравитационных модельных эффектов скорректирован и равен (–980 мГал) как при расчетах на Украинском щите и Днепровско-Донецкой впадине [Куприенко и др., 2007, 2010], что дало возможность увязать эффекты моделей разных структур и регионов. Для океанической коры в качестве референтной принята плотность на кровле верхней мантии  $3,32 \text{ г/см}^3$ , а для континентальной коры ниже раздела Мохо —  $3,40 \text{ г/см}^3$ .

Исходная информация вводилась в виде карт рельефа кровли и подошвы каждого слоя. Плотность задавалась либо средним значением слоя, либо в виде карт в изолиниях или телах со значениями плотности на его кровле и подошве. Гравитационный эффект рассчитывался по сети  $12,5 \times 12,5$  км отдельно от каждого слоя с последующим анализом его влияния на суммарное поле.

**Структура и параметризация модели.** Модель состоит из семи слоев: морской воды; трех слоев кайнозойского осадочного чехла, дислоцированных отложений мезозоя и палеозоя и двух слоев кристаллической части коры (рис. 3, 4). Плотность слоя морской воды фундаментально исследована Морским гидрофизическим институтом НАН Украины на всю глубину Черного



ОКРУЖАЮЩИЕ СТРУКТУРЫ	ЧЕРНОМОРСКАЯ МЕГАВПАДИНА	
	ЗЧВ	ВЧВ
плиоцен-четвертичные отложения — кровля майкопской серии	слой воды рельеф дна	слой воды рельеф дна
отложения майкопской серии — кровля палеоцен-эоцена	плиоцен-четвертичные отложения — кровля майкопской серии	плиоцен-четвертичные отложения — кровля майкопской серии
отложения палеоцен-эоцена — кровля мела	отложения майкопской серии — кровля палеоцен-эоцена	отложения майкопской серии — кровля палеоцен-эоцена
дислоцированные отложения	отложения палеоцен-эоцена	отложения палеоцен-эоцена
дислоцированные отложения — кровля мела	отложения палеоцен-эоцена	дислоцированные отложения — кровля мела
верхняя кора (гранитный слой)	верхняя кора (базальтовый слой)	верхняя кора (базальтовый слой)
нижняя кора (базальтовый слой)		верхняя мантия

Рис. 3. Структура трехмерной плотностной модели: 1 — фундамент, 2 — раздел Мохо.

моря [Богуславский и др., 1980]. Глубже 500 м величины плотности воды не превышают  $1,017 \text{ г/см}^3$ , поэтому для расчетов значение ее плотности принято  $1,02 \text{ г/см}^3$ .

Первый слой осадочной толщи включает отложения плиоцен-четвертичного и среднего и позднего неогенового возраста (рельеф дна — кровля майкопской серии), которые покрывают дно Черного моря (см. рис. 3). Его максимальная мощность наблюдается в ЗЧВ и ВЧВ (4,0—5,0 и 3,0—3,5 км соответственно), в Индоло-Кубанском прогибе (3,0—4,0 км) и Туапсинской впадине (1,0—2,0 км). На северо-западном шельфе слой представлен песками с прослоями глин, известняками, грубозернистыми песками, глинами, а также отложениями морской, лиманной, аллювиальной и континентальной фаций [Ревер, 2016]. Глубоководные осадки состоят из переслаивания бескарбонатных и слабоизвестковых пелиолитовых и алевролитопелитовых илов серого и зеленовато-серого цвета. В редких случаях встречаются известковые и маломощные алевритовые прослои [Строение..., 1989]. Плотность слоя в модели принята  $2,10 \text{ г/см}^3$  для всего разреза.

Второй слой представлен майкопской серией, которая имеет значительную мощность и широкое распространение по всей акватории. Наибольшей мощности она достигает в ЗЧВ и ВЧВ (5,0 и 4,0 км соответственно), во впадине Сорокина и в Туапсинской впадине (5,0 км). В Индоло-Кубанском прогибе ее мощность несколь-

ко ниже (около 2,0 км). Однако майкопская серия не только заполняет эти относительно ограниченные по площади депрессии, но и покрывает периферию дна Черного моря, где мощность комплекса уменьшается. Майкопские отложения в основном представлены темно-серыми глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Значение плотности изменяется как по площади, так и градиентно с глубиной, в зависимости от мощности, от 2,10; 2,26 и  $2,50 \text{ г/см}^3$  до 2,26; 2,47 на кровле слоя и  $2,55 \text{ г/см}^3$  на его подошве [Старостенко и др., 2003].

Третий слой — это палеоцен-эоценовые отложения (см. рис. 3). Их максимальная мощность наблюдается в ЗЧВ (до 7 км) и почти в два раза меньшая в ВЧВ (2,5—3,0 км). Слой представлен карбонатными и терригенными отложениями [Старостенко и др., 2003] (рис. 4). Плотность изменяется в отдельных телах градиентно в интервале от 2,43 до  $2,65 \text{ г/см}^3$ .

Дислоцированные отложения, согласно составу в прилегающих районах суши, представлены преимущественно гранитами, гнейсами, разновидностями пород, переходными между ними, а также кристаллическими сланцами [Геология..., 1987]. В состав слоя входят триасовые отложения, которые установлены на северо-западном шельфе, в пределах континентального склона на юго-западе от Крымского п-ва, а также в Равнинном и Горном Крыму. Они представлены песчаниками с прослоями аргиллитов и доломитов в шельфовой ча-

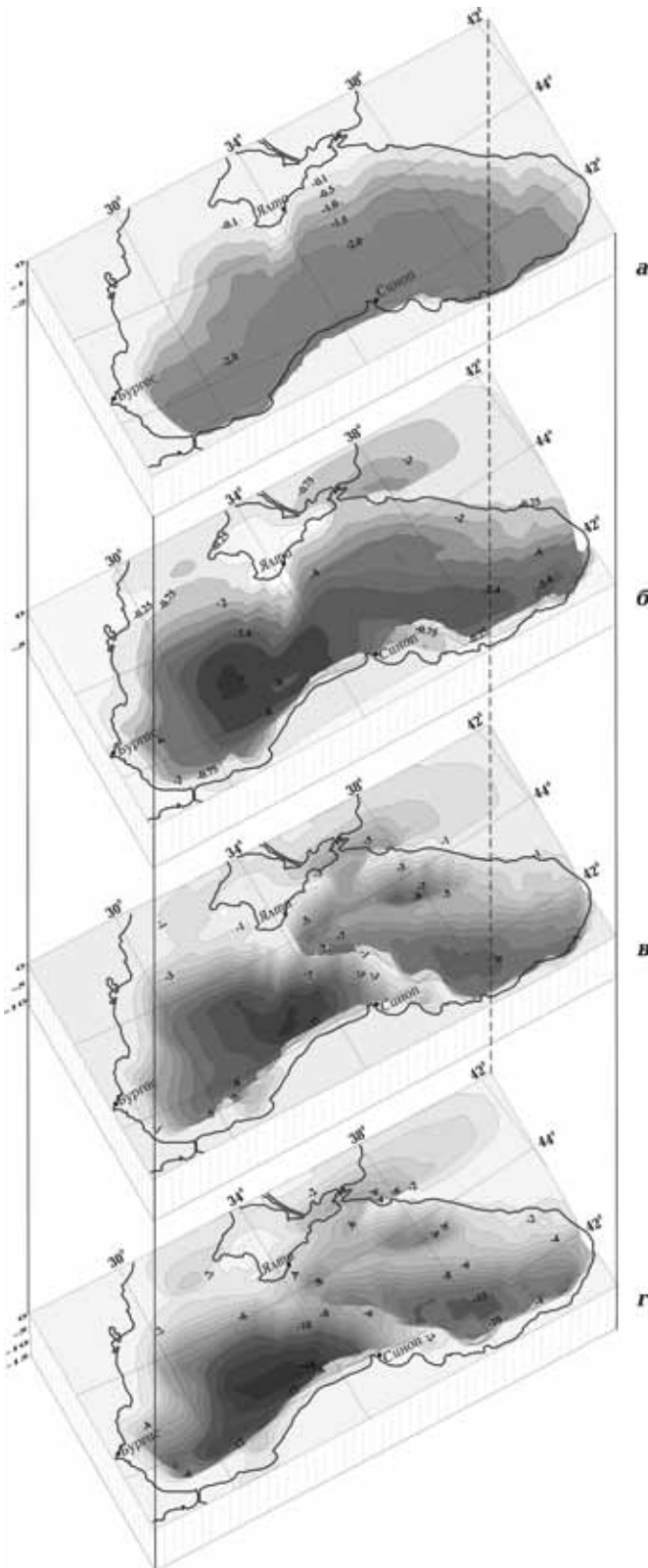


Рис. 4. Схемы: а — рельеф морского дна и осадочных отложений [Туголесов и др., 1985]; б — кровля майкопских отложений; в — кровля палеоцен-эоценовых отложений; г — кровля меловых отложений, которые использованы в трехмерной плотностной модели.

сти и на континентальном склоне. В Горном Крыму это сильно дислоцированные, с прослоями темных аргиллитов, плотные кварцевые алевролиты и песчаники с отдельными глыбами известняков [Ревер, 2016]. Отложения юры на континентальном склоне Крымского п-ва представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также туфами, органогенными известняками, конгломератами и мергелями [Жигунов, 1986]. В пределах Горного Крыма отложения юры представлены всеми тремя отделами и состоят из песчаников, кварцитов, конгломератов, андезитов-базальтов и туфов. На Ломоносовском подводном массиве калий-аргоновое датирование показало среднеюрский возраст отложений, представленных песчаниками, алевролитами и аргиллитами [Шнюкова, 2016]. Отложения нижнего и верхнего мела распространены практически на всей территории исследований и представлены известняками и мергелями с локальными прослоями песчаников и алевролитов [Ревер, 2016]. Эти отложения широко развиты на побережье и вскрыты многими скважинами.

Местами в слое дислоцированных отложений принимают участие породы палеозоя. Силурийские отложения карбонатного и глинисто-терригенного состава установлены на о-ве Змеиный (скв. Морская-1) и в северо-западном Причерноморье. На о-ве Змеиный также распространены известняки, мергели, алевролиты, доломиты и песчаники девона. Каменноугольные отложения известны в пределах Ломоносовского поднятия (черные некарбонатные массивы аргиллитов), в Равнинном Крыму (метаморфизованные песчаники, алевролиты, мергели, сланцы, прорванные интрузиями диабазов и дайками гранодиоритов), а также в Горном Крыму, где они распространены в виде экзотических глыб известняков

среди мезозойских отложений. Пермские отложения известны в Равнинном Горном Крыму в виде темно-серых сланцев различного состава и глыб и валунов известняков среди глинистых пород таврийской серии соответственно [Земная..., 1975; Ревер, 2016].

Следует отметить неоднозначность датировки пород, подстилающих кайнозойский осадочный чехол. Например, на северо-западном шельфе скважина Ильичевская-2 вскрыла отложения, датированные средней юрой, которые представлены чередованием алевролитов и песчаников [Дулуб и др., 2001; Ревер, 2016]. Другие исследователи относят эти породы к меловым [Денег, 1973; Плотникова та ін., 2003]. По данным [Гожик та ін., 2007], разрез скважины ограничен аргиллитами средней юры, тогда как в работе [Безверхов, 1988] утверждается, что с забоя этой скважины были подняты дислоцированные черные сланцы и алевролиты, анало-

гичные флишу таврической серии Крыма поздне триасового-раннеюрского возраста. Метаморфические образования, которые могут быть отнесены к дислоцированным осадкам, вскрыты скв. Голицынская-4 и представлены зеленосланцевой фацией. По интерпретации [Гожик та ін., 2007] их возраст определяется как верхнепротерозойский. Однако в работе [Шикер и др., 1987] эта толща отнесена к отложениям среднего палеозоя, поскольку подобные породы обнажаются в пределах шельфа о-ва Змеиный. Плотность в слое дислоцированных отложений варьирует от 2,60 до 2,75 г/см<sup>3</sup>.

Кристаллическая кора представлена в модели двумя слоями: *верхним* (с постоянным значением плотности в каждом расчетном теле) и *нижним* (с градиентным изменением плотности с глубиной). Они соответствуют выделенным по геолого-геофизическим данным, «гранитному» и «базальтовому» слоям [Строение..., 1972;

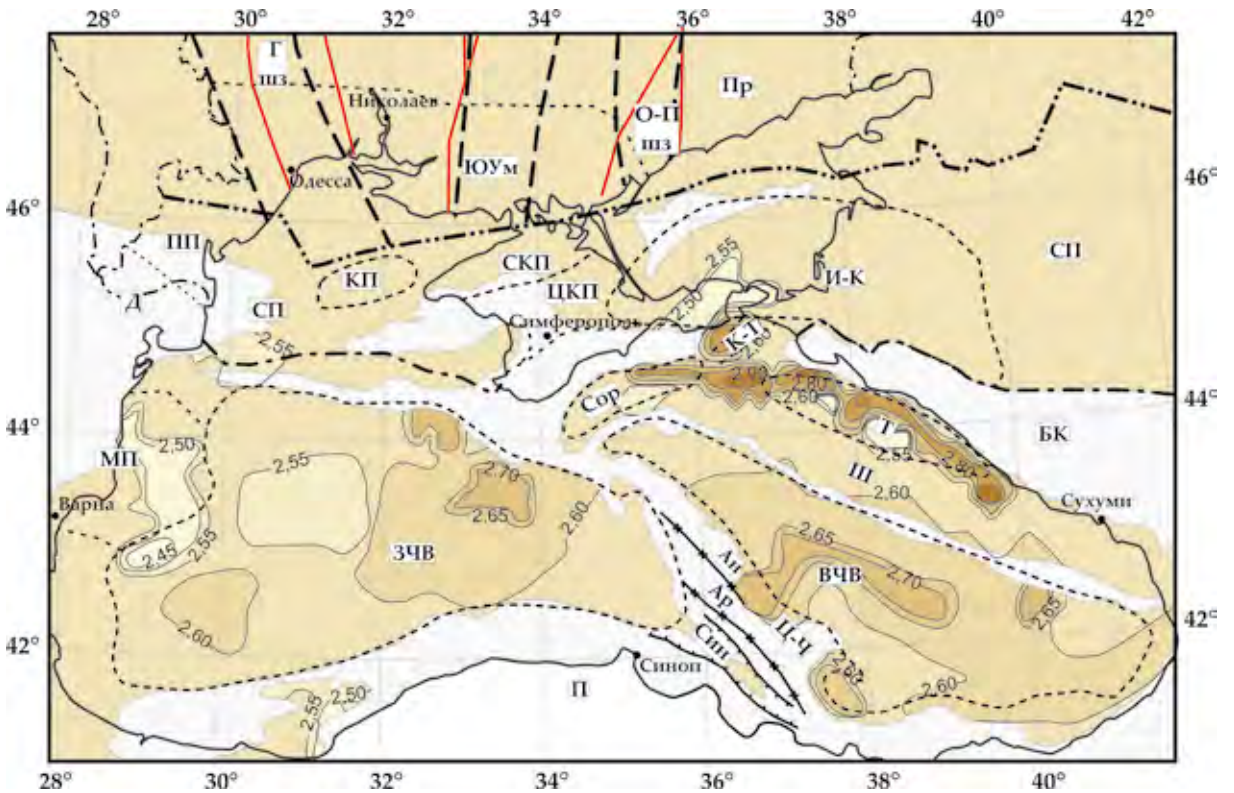


Рис. 5. Схема распределения плотности на кровле палеоцен-эоцена, г/см<sup>3</sup>. Белым цветом показаны области, в которых меловые и домеловые породы выходят на поверхность. Условные обозначения см. на рис. 1.

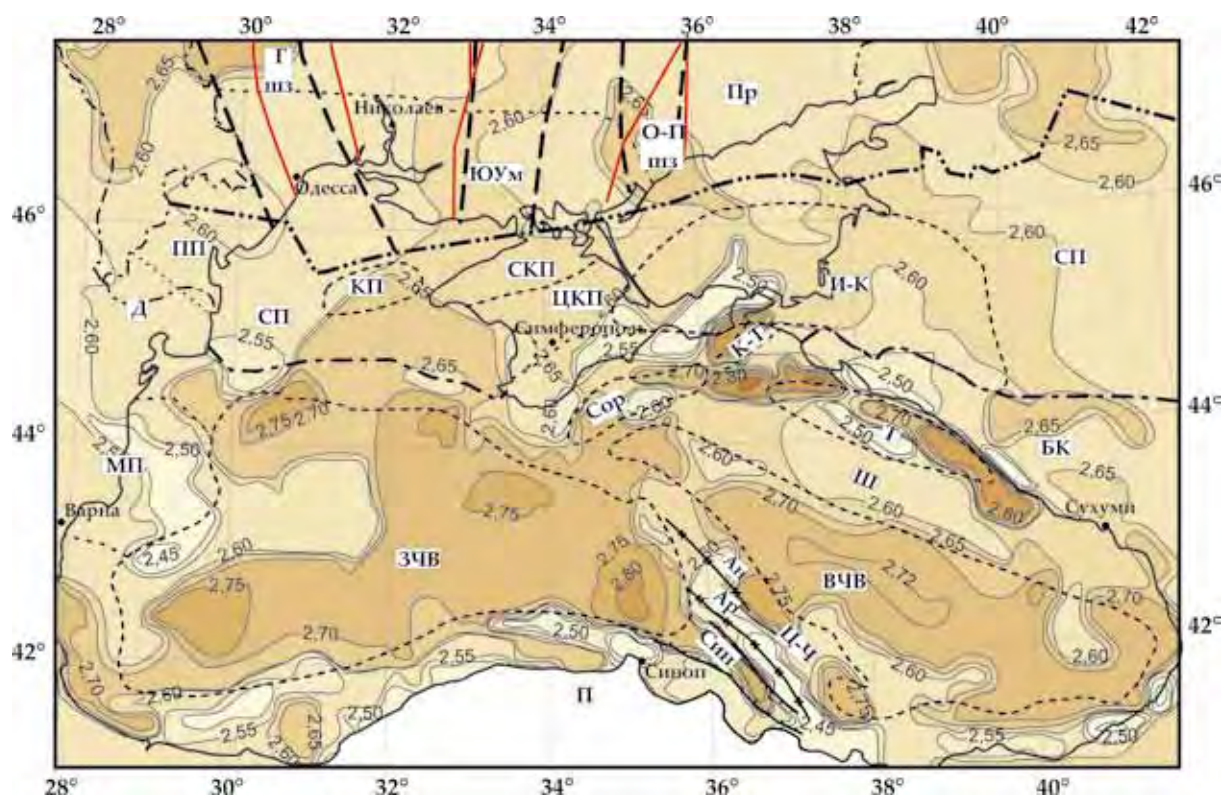


Рис. 6. Схема распределения плотности на кровле мела, г/см<sup>3</sup>. Условные обозначения см. на рис. 1.

Сологуб, 1986; Геология..., 1987]. Плотность верхнего слоя колеблется в интервале 2,50—2,90 г/см<sup>3</sup>, нижнего — от 2,62 до 3,10 г/см<sup>3</sup> на кровле — от 2,90 до 3,20 г/см<sup>3</sup> на подошве. Для глубинной части значение плотности в первом приближении модели определялось по зависимости  $\rho = 0,7269 + 0,3209V_p$ , где  $V_p$  — скорость продольных волн, определяемая по профилям ГСЗ [Красовский, 1981].

В процессе моделирования уточнение значений плотности внутри расчетных слоев выполнялось в соответствии с возможным изменением значений плотности для заданных значений скорости.

**Результаты трехмерного плотностного моделирования.** Осадочный чехол. Распределение плотности на кровле палеоцен-эоцена показано на рис. 5. ВЕП, северо-западный шельф Черного моря, восточная часть СП, болгарский сектор Черного моря, поднятие Шатского характеризуются постоянным значением плотности (2,60 г/см<sup>3</sup>). В ВЧВ ее значения возрастают к центру от

2,60 до 2,70 г/см<sup>3</sup>. В ЗЧВ плотности более дифференцированы (от 2,55 до 2,70 г/см<sup>3</sup>), при этом западная часть впадины менее плотная. В районе Мизийской плиты в пределах акватории наблюдается понижение плотности от 2,45 до 2,55 г/см<sup>3</sup>. Аномально низкая плотность (2,45 г/см<sup>3</sup>) приурочена к области расположения интенсивной отрицательной аномалии наблюдаемого поля. Она обусловлена внедрением до уровня поверхности эоцена интрузии ультраосновных пород [Макаренко, 1997], которая подверглась сильной серпентинизации, что привело к резкому уменьшению плотности [Саркисов и др., 1989]. Пониженная плотность (2,50—2,55 г/см<sup>3</sup>) наблюдается также на юго-западе впадины Сорокина и в западной части Индоло-Кубанского прогиба. Керченско-Таманский прогиб характеризуется ее высокими значениями (2,80 г/см<sup>3</sup>). Повышенные величины плотности осадков палеоцен-эоцена от 2,70 до 2,90 г/см<sup>3</sup> прослеживаются вдоль северо-восточного шельфа Черного моря. Они

охватывают северо-восточную часть впадины Сорокина, всю Туапсинскую впадину и область между ними. Такие высокие значения плотности обусловлены внедрениями основных и ультраосновных пород по периферии Черного моря, которые поступали до осадков палеоцен-эоцена по разрывным нарушениям из нижних горизонтов коры, а возможно, и верхней мантии [Макаренко, 1997]. Плотность на *кровле мела* изменяется в широком диапазоне от 2,45 до 2,75 г/см<sup>3</sup> (рис. 6). Также, как и на *кровле эоцена*, к юго-востоку от Мизийской плиты наблюдается область аномально низкой плотности (2,43 г/см<sup>3</sup>), которая вызвана внедрением кислых магматических пород.

Аномалии пониженной плотности со значениями от 2,45 до 2,55 г/см<sup>3</sup> присутствуют в юго-восточной части Крымского полуострова и в западной части Индоло-Кубанского прогиба. В восточной части прогиба плотность несколько больше (2,60 г/см<sup>3</sup>). В пределах ВЕП она изменяется от 2,60 до 2,65 г/см<sup>3</sup>, здесь повышенные значения плотности приурочены к ступеням на разделе Мохо. СП и Крым характеризуются постоянными значениями плотности (2,60—2,65 г/см<sup>3</sup>). В центральной части ЗЧВ плотность меловых отложений равна 2,70 г/см<sup>3</sup>. На юго-западе и севере впадины присутствуют области, где ее величина 2,75 г/см<sup>3</sup>.

ВЧВ на большей части выполнена меловыми отложениями с плотностью 2,70 г/см<sup>3</sup> наряду с незначительной узкой областью в центре впадины со значениями 2,72 г/см<sup>3</sup>. В центре впадины Сорокина выделена область с плотностью 2,60 г/см<sup>3</sup>, на юго-запад и северо-восток ее значение увеличивается до 2,75 и 2,80 г/см<sup>3</sup> соответственно. Для центральной части Керченско-Таманского прогиба и Туапсинской впадины характерно повышение плотности до 2,80—2,90 г/см<sup>3</sup>, а с северо-запада и юго-востока примыкают тела с плотностью 2,50—2,55 и 2,60 г/см<sup>3</sup>.

Поднятие Шатского на большей части характеризуется постоянной плотностью меловых отложений (2,60 г/см<sup>3</sup>) и лишь на юго-востоке ее значение увеличива-

ется до 2,65 г/см<sup>3</sup>. Также, как и на *кровле палеоцен-эоцена*, вдоль северо-восточного шельфа Черного моря наблюдаются повышенные значения плотности осадков от 2,70 до 2,90 г/см<sup>3</sup>, связанные с внедрениями основных и ультраосновных пород по периферии Черного моря. К такому же типу относятся аномальные области в районе болгарского шельфа (2,70 г/см<sup>3</sup>), к югу от западной части СП (2,70—2,75 г/см<sup>3</sup>) и на продолжении Синопской впадины (2,70—2,80 г/см<sup>3</sup>). Сама Синопская впадина характеризуется высокой плотностью отложений мела до 2,90 г/см<sup>3</sup>, что также связано с проникновением основных и ультраосновных пород.

Породы мелового возраста хребта Архангельского характеризуются аномально низкими значениями плотности: в северо-западной части она равна 2,50—2,55 г/см<sup>3</sup>, а в юго-восточной — 2,45 г/см<sup>3</sup>. Хребет Андрусова по оси разделен на менее плотную северо-западную часть (2,55—2,65 г/см<sup>3</sup>) и более плотную юго-восточную, в которой плотность возрастает до 2,70 г/см<sup>3</sup>. Вдоль южной периферии Черного моря наблюдается чередование отложений с различной плотностью от 2,45 до 2,65 г/см<sup>3</sup>. В Западных Понтидах значение плотности мела выше (2,50—2,65 г/см<sup>3</sup>). Здесь широко развиты палеозойские терригенно-карбонатные породы, перекрывающие докембрийские метаморфические серии [Горная..., 1991]. Все эти отложения прорваны палеозойскими и кайнозойскими гранитоидами. В Восточных Понтидах преобладают мезозойские и кайнозойские отложения и характерно широкое развитие эоцен-олигоценых гранитоидов. В этой части Понтид плотность мела ниже (2,45—2,50 г/см<sup>3</sup>).

Ранее была построена зависимость изменения плотности осадочных пород с глубиной для Черноморской мегавпадины [Старостенко и др., 2003]. Согласно этой зависимости, карбонатные и терригенные отложения палеоцен-эоцена имеют среднюю плотность 2,38—2,56 г/см<sup>3</sup>. Наиболее часто и относительно резкие изменения плотности происходят именно в этих от-

ложениях, как по глубине, так и по площади. В верхней части разреза ее значение составляет 2,30—2,43 г/см<sup>3</sup>, в нижней оно изменяется от 2,48 до 2,66 г/см<sup>3</sup>. Плотность меловых отложений, представленных известняками и мергелями, достигает значений 2,44—2,68 г/см<sup>3</sup>. Распределение плотности по площади на кровле палеоцен-эоцена (см. рис. 6) и кровле мела (рис. 7) хорошо коррелирует с соответствующим интервалом значений, полученным в работе [Старостенко и др., 2003], за исключением областей внедрения основных и ультраосновных пород по периферии Черного моря. Плотность в палеоцен-эоценовых отложениях претерпевает изменения как по площади, так и по глубине.

**Дислоцированные отложения.** В Черноморской мегавпадине и прилегающих структурах кроме осадочных слоев присутствует слой дислоцированного мезозоя и палеозоя [Чекунов, 1987], который по составу аналогичен прилегающим районам суши [Геология..., 1987]. Верхнее ограничение этого слоя — кровля меловых отложений, нижнее — глубина подошвы дислоцированных отложений. Здесь наблюдается скачок плотности.

Глубина залегания подошвы дислоцированных отложений определялась ранее по сейсмическим данным фрагментарно [Чекунов, 1972; Соллогуб, 1986; Геология..., 1987]. На основе схемы А. В. Чекунова [1972] при использовании всей имеющейся сейсмической информации вдоль профилей ГСЗ и геотраверсов, была построена схема глубин залегания этой границы (рис. 7). В процессе плотностного моделирования в некоторых местах глубины корректировались. В ЗЧВ, в области распространения океанической коры, слой дислоцированных отложений выклинивается. Поскольку в этой области отсутствует «гранитный» слой и отложения палеоцен-эоцена лежат на «базальтовом» слое, то подошва эоцена здесь является поверхностью консолидированной коры. Именно в северо-восточной части ЗЧВ наблюдается область максимальной глубины залегания этой поверхности с небольшим

ответвлением на северо-запад (18,0 км), что подтверждается последними данными [Nikishin et al., 2015a].

На остальной площади исследований слой дислоцированных отложений присутствует, за исключением областей, в которых домеловые отложения выходят на поверхность. Например, в северной части Добруджи это — палеозойские и триас-среднеюрские складчатые комплексы [Геология..., 1987], в Западных Понтидах — палеозойские терригенно-карбонатные породы, перекрывающие докембрийские метаморфические серии, в Восточных Понтидах преобладают мезозойские и кайнозойские отложения [Горная..., 1991]. Установлено, что в этих областях породы в слое дислоцированных отложений (см. рис. 7) имеют плотность «гранитного» слоя. Они могут быть отнесены как к дислоцированным отложениям, так и к гранитам. Именно в этих областях уточнялись значения глубины слоя. На юге Крыма, где домеловые породы выходят на поверхность, наблюдается подъем поверхности до 2 км, на север она погружается до 10 км. В пределах Добруджи глубина изменяется от 8 до 12 км, на Мизийской плите глубины постоянные — 12 км. В пределах Большого Кавказа глубина увеличивается с юго-востока на северо-запад от 6 до 10 км, а в Понтидах возрастает с запада на восток от 13 до 16 км.

На ВЕП глубина залегания дислоцированных отложений фиксируется на минимальных глубинах (до 2 км). В западной части СП глубины колеблются от 4 до 12 км, а в восточной части — от 6 до 8 км. В восточной части Индоло-Кубанского прогиба глубина залегания подошвы дислоцированных отложений 6—10 км, в западной его части и в Керченско-Таманском прогибе 12—14 км, во впадинах Сорокина и Туапсинской 10—12 км. В пределах ВЧВ эта граница погружается в юго-восточном направлении от 10 до 16 км. На большей части поднятия Шатского глубины варьируют в интервале 10—12 км, за исключением его центральной части, где присутствуют локальные области с глубинами 14 и 16 км.

Под хребтом Андрусова глубина залегания дислоцированных отложений составляет 14 км. В пределах хребта Архангельского и в Синопской впадине поверхность погружается на юго-восток от 13 до 15 км и от 12 до 15 км соответственно.

Подошва дислоцированных отложений на рис. 7 является одновременно кровлей «гранитного» слоя, выделенной по геолого-геофизическим данным. На ней наблюдается скачок плотности. Исключением является ЗЧВ, где показаны поверхность консолидированной коры и области выхода на поверхность домеловых отложений, которые по плотности можно отнести к гранитам. По дифференциации плотности ЗЧВ делится на три части: более плотные юго-западную и северо-восточную ( $2,70—2,75 \text{ г/см}^3$ ) и менее плотную центральную ( $2,70 \text{ г/см}^3$ ).

На рис. 8 представлена схема распределения плотности на подошве дислоцированных отложений, на которой в ВЧВ плотность постоянная ( $2,70 \text{ г/см}^3$ ) с неболь-

шим увеличением в центре до  $2,72 \text{ г/см}^3$ . Западная часть ВЕП уплотнена ( $2,70—2,80 \text{ г/см}^3$ ), центральная разуплотнена до  $2,65 \text{ г/см}^3$ , а в восточной наблюдается чередование уплотненных ( $2,70 \text{ г/см}^3$ ) и разуплотненных ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ) блоков. Западная часть СП характеризуется плотностью  $2,70 \text{ г/см}^3$ , восточная —  $2,65 \text{ г/см}^3$ . Лишь на крайнем западе этой структуры присутствует разуплотненный блок с плотностью  $2,55 \text{ г/см}^3$ . В области Большого Кавказа значения плотности  $2,60—2,65 \text{ г/см}^3$ . Центральная часть Крыма и западная Индоло-Кубанского прогиба характеризуются плотностью  $2,75 \text{ г/см}^3$ . Восточная часть прогиба разуплотнена до  $2,65 \text{ г/см}^3$ .

Наибольшие значения плотности ( $2,80—2,90 \text{ г/см}^3$ ) наблюдаются по периферии Черного моря, в областях интенсивных положительных аномалий наблюдаемого поля. Южное окончание Крыма определяется аномалией  $2,80 \text{ г/см}^3$ , в Туапсинской впадине плотность нарастает вдоль оси к юго-востоку структуры от  $2,70$  до  $2,90 \text{ г/см}^3$ .



Рис. 7. Схема глубины залегания границы, которая одновременно является подошвой дислоцированных отложений и кровлей «гранитного» слоя. Штриховкой показаны области, в которых домеловые породы выходят на поверхность. Условные обозначения см. на рис. 1.

К югу от западной части СП плотность  $2,80 \text{ г/см}^3$ . Высокими значениями плотности ( $2,90 \text{ г/см}^3$ ) характеризуется Синопская впадина и ее продолжение в сторону ЗЧВ ( $2,85 \text{ г/см}^3$ ). На востоке в области Аджаро-Триалетской зоны присутствуют плотности  $2,70$ — $2,85 \text{ г/см}^3$ . На болгарском шельфе в районе Бургасского гравитационного максимума плотность пород равна  $2,70$ — $2,75 \text{ г/см}^3$ . В пределах поднятия Шатского она колеблется от  $2,60$  до  $2,65 \text{ г/см}^3$ . В пределах этой структуры выделен незначительный по площади участок, где плотность  $2,85 \text{ г/см}^3$ . Хребет Архангельского по всей площади так же, как на кровле эоцена и мела, характеризуется аномально низкими значениями плотности в юго-восточной части ( $2,45 \text{ г/см}^3$ ), а в северо-западной его части плотность выше ( $2,70 \text{ г/см}^3$ ). Хребет Андрусова по оси разделен на две области: менее уплотненную северо-западную ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ) и более уплотненную юго-восточную, в которой плотность возрастает до  $2,70 \text{ г/см}^3$ . Впади-

на Сорокина разделена на две части: менее плотную юго-западную ( $2,70 \text{ г/см}^3$ ) и более плотную северо-восточную ( $2,75 \text{ г/см}^3$ ). Так же, как на кровле эоцена и мела, в районе Мизийской плиты наблюдается аномально низкая плотность ( $2,43 \text{ г/см}^3$ ), которая, как указано выше, вызвана внедрением кислых магматических пород. Для Центральных Понтид характерны плотности  $2,65$ — $2,70 \text{ г/см}^3$ . В Западных и Восточных Понтидах плотность меньше:  $2,55$ — $2,60$  и  $2,60$ — $2,65 \text{ г/см}^3$  соответственно.

**Кристаллическая часть коры.** *Верхний слой* кристаллической коры имеет интервал плотности в пределах  $2,60$ — $3,00 \text{ г/см}^3$  (рис. 9). Следует заметить, что расчеты для этого слоя проводились со средней плотностью в каждом объекте, т.е. в этом слое отсутствует градиент нарастания плотности с глубиной. Этот вариант весьма условный, однако по оценкам на модельных объектах погрешность расчетов гравитационных эффектов минимальна. Такой подход вызван разрывом сплошности «гранитного»

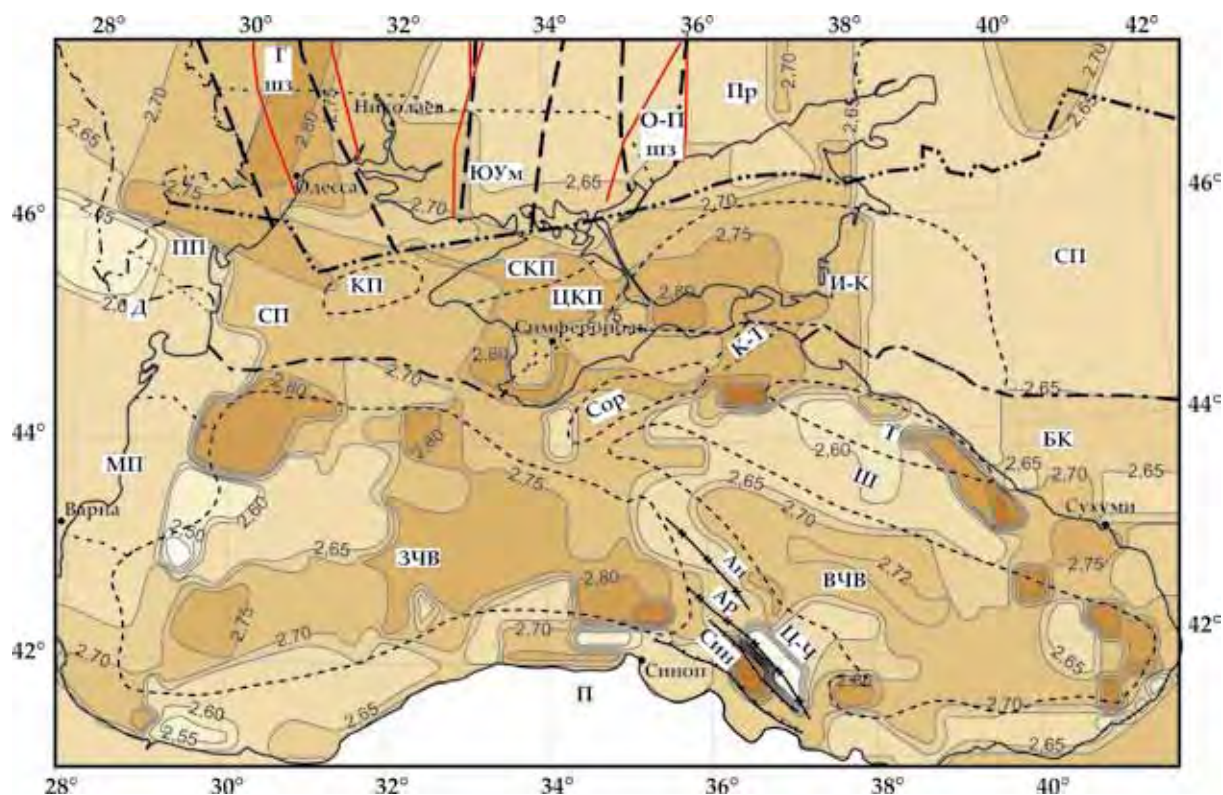


Рис. 8. Схема распределения плотности на подошве дислоцированных отложений,  $\text{г/см}^3$ . Условные обозначения см. на рис. 1.



слоя (т. е. отсутствием слоя во впадинах) в связи с учетом в модели как континентальной, так и океанической коры, что осложняло приведение модельного гравитационного эффекта к единому уровню. В пределах ВЕП, почти по всей площади, наблюдаются значения плотности 2,65—2,70 г/см<sup>3</sup>. Исключением является область в районе Голованевской шовной зоны, которая выделяется уплотнением пород до 2,80 г/см<sup>3</sup>. Для западной части СП присуще увеличение плотности с запада на восток от 2,60 до 2,75 г/см<sup>3</sup>, а в восточной колебаний плотности не наблюдается (она стабильна и равна 2,60 г/см<sup>3</sup>). В ЗЧВ плотности изменяются в значительном интервале от 2,60—2,65 г/см<sup>3</sup> на западе и северо-западе до 2,90—2,95 г/см<sup>3</sup> в области безгранитной коры. Переход к уплотненным породам происходит через градиентную зону, в которой плотность изменяется от 2,70 до 2,85 г/см<sup>3</sup>. На юго-востоке ЗЧВ выделены две связанные замкнутые области, в центре которых плотность составляет

2,60 и 2,85 г/см<sup>3</sup> соответственно. Такая же область наблюдается на северо-западе впадины с плотностью 2,80 г/см<sup>3</sup>. ВЧВ отличается стабильными значениями плотности пород, достигающими 3,00 г/см<sup>3</sup>, уменьшаясь до 2,95 г/см<sup>3</sup> на крайнем юго-востоке. Значительные уплотнения установлены на юге и в центре Крыма, где плотность равна 3,00 г/см<sup>3</sup>. На остальной территории Крыма плотность равна 2,80 г/см<sup>3</sup>. В западном Причерноморье наблюдается чередование областей с плотностью 2,60 и 2,70 г/см<sup>3</sup>: для Динарид и Мизийской плиты это 2,60 г/см<sup>3</sup>, для остальной территории 2,70 г/см<sup>3</sup>. На западной части Индоло-Кубанского и Керченско-Таманского прогибов, восточной части впадины Сорокина, северо-восточной части Туапсинской впадины, на юге поднятия Шатского и в пределах Аджаро-Триалетской зоны плотности достигают максимального значения 2,85 г/см<sup>3</sup>. В пределах Большого Кавказа и Центрально-Черноморского поднятия чередуются области с плотностью 2,65 и

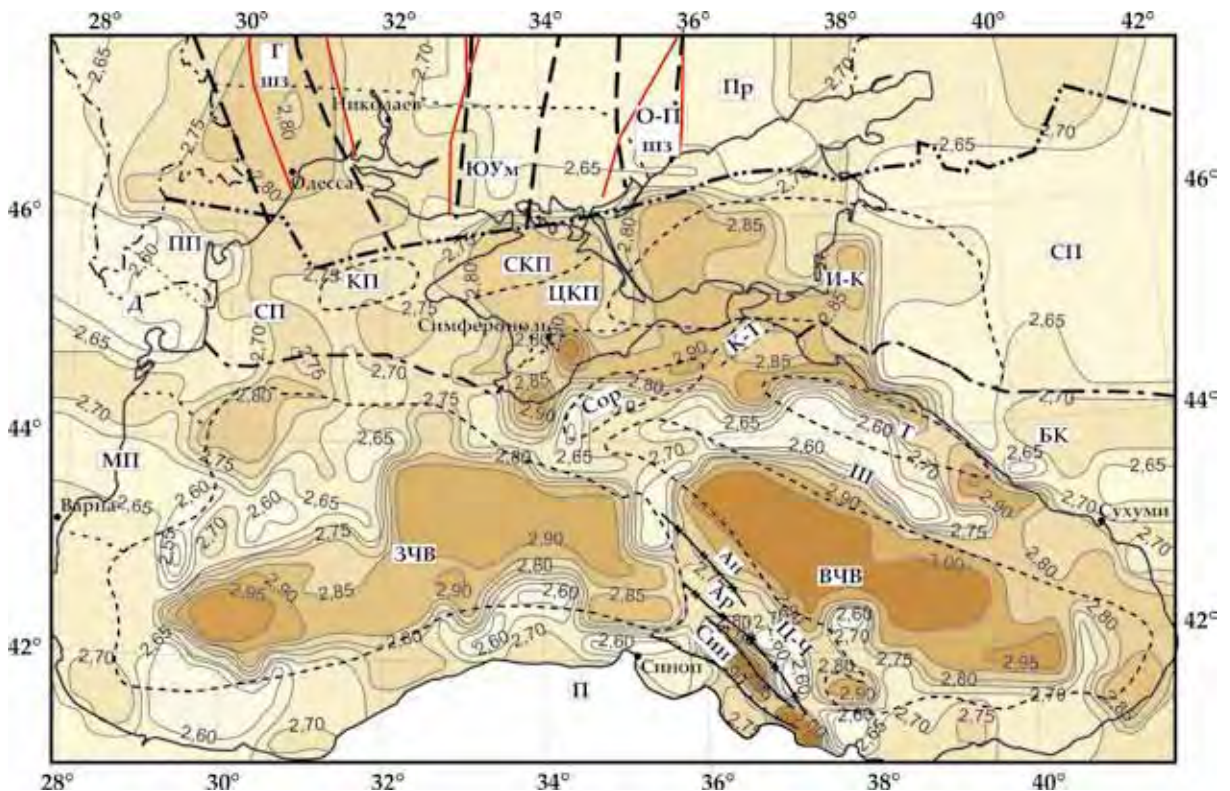


Рис. 9. Схема распределения плотности в верхнем слое кристаллической коры, г/см<sup>3</sup>. Условные обозначения см. на рис. 1.

2,70 г/см<sup>3</sup>. Хребет Андрусова выполнен породами с плотностью 2,75—2,80 г/см<sup>3</sup>, Синопская впадина уплотнена до значений 2,85—3,05 г/см<sup>3</sup>. Ось хребта Архангельского находится в градиентной зоне. Южнее ЗЧВ преобладают плотности 2,60—2,70 г/см<sup>3</sup>. На юго-востоке плотности выше и составляют 2,70—2,75 г/см<sup>3</sup>.

Кровле *нижнего слоя* кристаллической коры присущи значения плотности 2,65—3,10 г/см<sup>3</sup> (рис. 10). Наибольшее ее значение фиксируется на западе и в центральной части ВЕП (максимальная плотность 3,00 г/см<sup>3</sup> в области ступени раздела Мохо), на западе и юге Крыма (3,10 г/см<sup>3</sup>). Западная часть СП делится на западную область с плотностью 2,70 г/см<sup>3</sup> и восточную, прилегающую к Крыму, где фиксируется значительное уплотнение (3,05—3,10 г/см<sup>3</sup>). Восточная часть плиты характеризуется плотностью 2,85 г/см<sup>3</sup>.

В центральной части Крыма, на западе Индоло-Кубанского прогиба, в ВЧВ, в Керченско-Таманском прогибе и в Синоп-

ской впадине фиксируется значение плотности 3,00 г/см<sup>3</sup>. На юго-западе и северо-востоке ЗЧВ ее значения колеблются в пределах 2,90—3,00 г/см<sup>3</sup>. Западное побережье имеет плотность 2,70—2,75 г/см<sup>3</sup>. К северу от Туапсинской впадины в направлении Керченско-Таманского прогиба плотности увеличиваются от 2,90 до 3,00 г/см<sup>3</sup>, а в центральной части впадины уменьшаются. Для поднятия Шатского и хребта Андрусова характерна плотность 2,90 г/см<sup>3</sup>. В пределах хребта Архангельского наблюдается разуплотнение 2,60—2,70 г/см<sup>3</sup>. В ЗЧВ плотность 2,85—2,90 г/см<sup>3</sup>, в центральной части установлена замкнутая область с разуплотнением до 2,80 г/см<sup>3</sup>. На Большом Кавказе плотности колеблются в пределах 2,85—2,90 г/см<sup>3</sup>.

На разделе Мохо (подошва *нижнего слоя* кристаллической коры) плотность варьирует от 2,95 г/см<sup>3</sup> на болгарском шельфе, Мизийской плите, в Добрудже и Западных Понтидах до 3,20 г/см<sup>3</sup> на западе ВЕП и в западных частях Крыма и СП (рис. 11). В

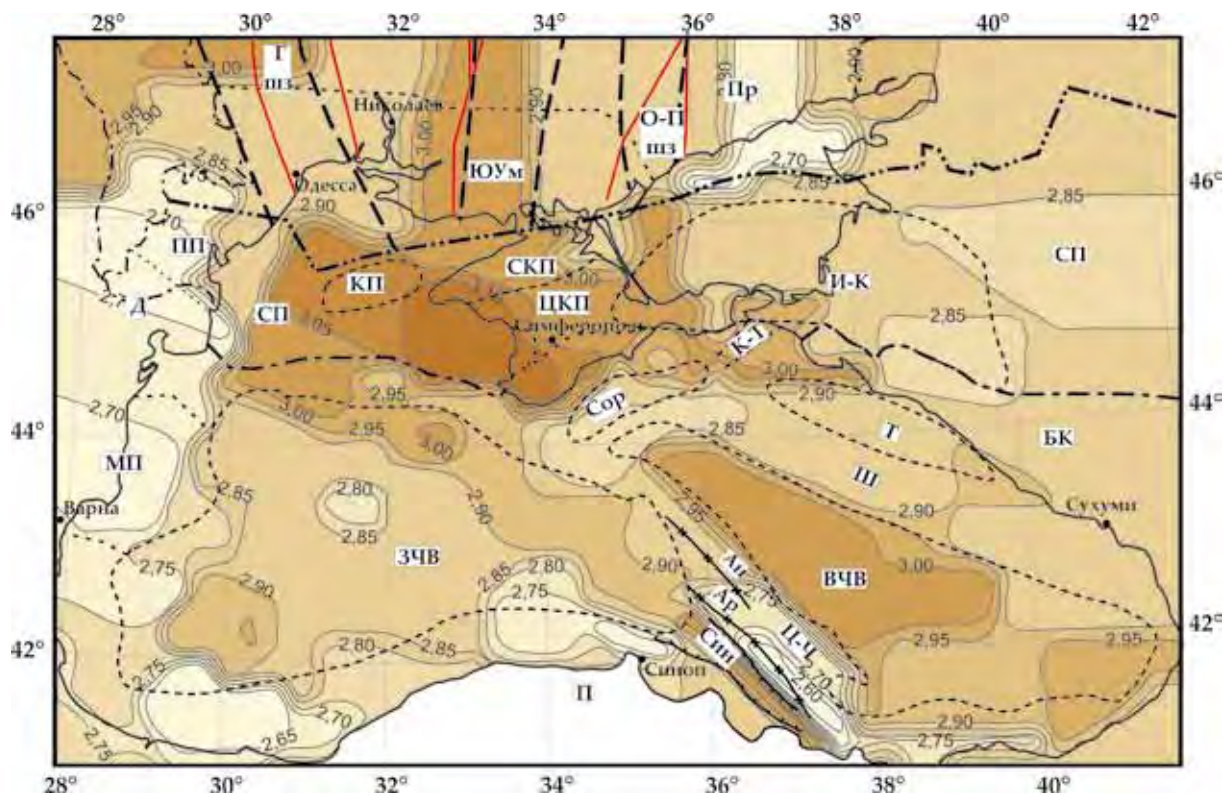


Рис. 10. Схема распределения плотности на кровле нижнего слоя кристаллической коры, г/см<sup>3</sup>. Условные обозначения см. на рис. 1.

восточной части СП и на Большом Кавказе плотность выдержана ( $3,00 \text{ г/см}^3$ ). В ВЧВ на поверхности Мохо она равна  $3,05\text{—}3,15 \text{ г/см}^3$ . В ЗЧВ ее значения уменьшаются до  $3,00 \text{ г/см}^3$  в юго-западной части и  $3,05 \text{ г/см}^3$  в северо-восточной. Керченско-Таманский прогиб и западная часть Индоло-Кубанского прогиба выделяются высокой плотностью  $3,10\text{—}3,20 \text{ г/см}^3$  и  $3,05\text{—}3,20 \text{ г/см}^3$  соответственно. В восточной части Индоло-Кубанского прогиба плотность уменьшается до  $3,00 \text{ г/см}^3$ . Синопская впадина преимущественно характеризуется плотностью  $3,05 \text{ г/см}^3$ . На хребте Андрусова она  $3,05 \text{ г/см}^3$ , а на хребте Архангельского, аналогично вышележащим слоям, плотность понижена ( $2,90\text{—}2,95 \text{ г/см}^3$ ). От Туапсинской впадины к поднятию Шатского плотность постепенно увеличивается от  $3,00$  до  $3,05 \text{ г/см}^3$ .

**Мощность условно выделенных «гранитного», «диоритового» и «базальтового» слоев земной коры и коромантийной смеси.** На завершающем этапе создания

трехмерной плотностной модели получено распределение плотности в полном объеме земной коры для всего региона исследования. Это позволило построить схемы мощности условно выделенных «гранитного», «диоритового» и «базальтового» слоев земной коры, применив плотностную параметризацию и методику, как при изучении Украинского щита, Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса [Куприенко и др., 2007; Старостенко и др., 2017б, в]. При идентификации слоев приняты следующие значения плотности: «гранитный»  $\rho < 2,75 \text{ г/см}^3$ , «диоритовый»  $\rho = 2,75 \div 2,90 \text{ г/см}^3$ , «базальтовый»  $\rho > 2,90 \text{ г/см}^3$ .

Мощность «гранитного» слоя достигает 25 км, а глубоководных бассейнов ЗЧВ и ВЧВ, в Керченско-Таманском прогибе, во впадинах Синопской и Сорокина (восточная часть), на севере Крыма и юге Азовского моря, в областях вокруг о. Змеиный и г. Одесса он отсутствует (рис. 12).

На западе впадины Сорокина, северо-западе Туапсинской впадины, северо-за-

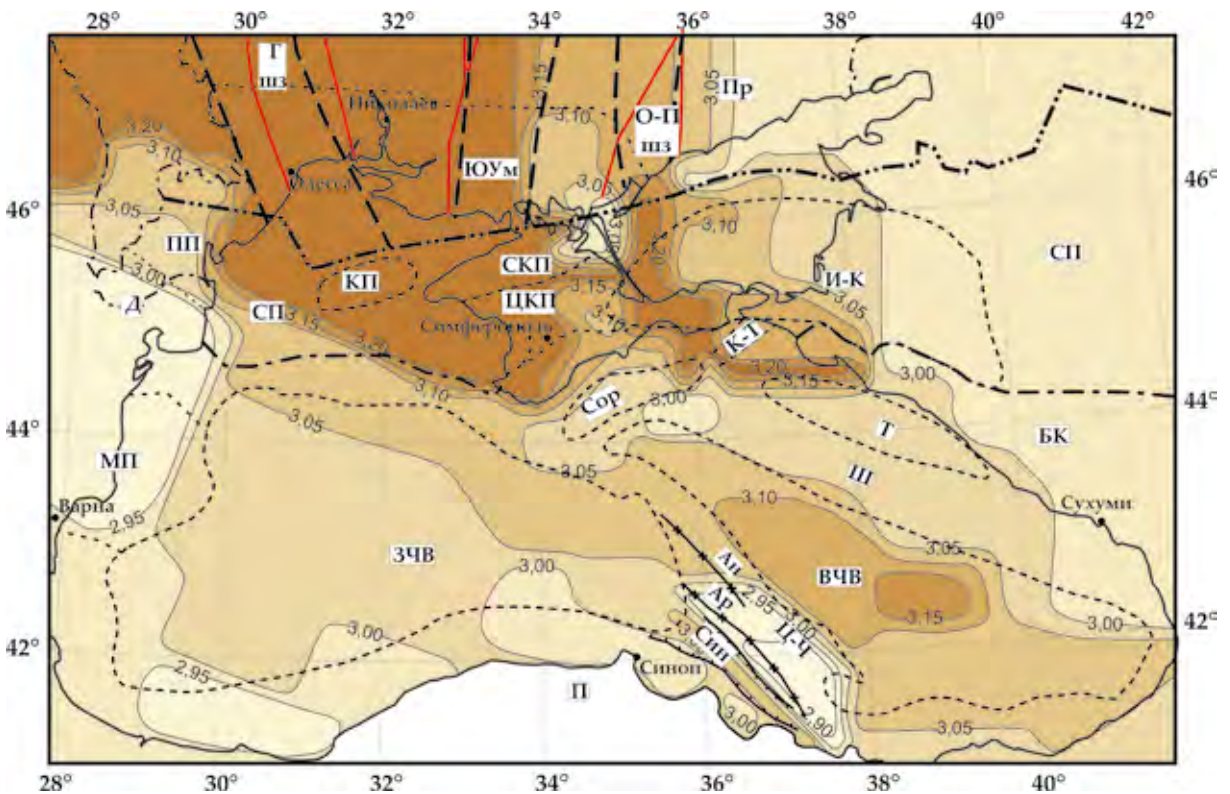


Рис. 11. Схема распределения плотности на поверхности Мохо (подшве нижнего слоя кристаллической коры),  $\text{г/см}^3$ . Условные обозначения см. на рис. 1.

падной и центральной частях поднятия Шатского, в западных Понтидах «гранитный» слой распространен в незначительных локальных областях с мощностью до 5 км.

На большей части хребта Архангельского мощность слоя достигает 11 км, на Мизийской плите, в восточной части СП, Большом Кавказе (кроме юго-восточной части, где мощность около 10 км), на востоке ВЕП мощность равна 5 км. В Индоло-Кубанском прогибе мощность слоя колеблется от нулевых значений на юге и западе до 5 км на северо-востоке и 20 км в центральной части. В крайней западной и центральной частях ВЕП мощность слоя достигает 15—25 и 15—20 км соответственно. В западной части СП выделено три области с мощностью слоя 5—10, 0—15 и 0—20 км, разделенными участками, в которых «гранитный» слой отсутствует. К юго-востоку от Крыма располагается локальная область, где мощность достигает 20 км, в Аджаро-Триалетской зоне и западных Понтидах она не превышает 5 км.

Мощность «диоритового» слоя коле-

блется от 0 до 30 км (рис. 13). В пределах ВЕП она изменяется от максимальных значений (25—30 км) на западе, в районе Голованевской шовной зоны, до нулевых по обе стороны от нее. На востоке платформы мощность слоя 5—10 км. В западной части СП она изменяется хаотично от 0 до 20 км, а в восточной части равна 10 км, за исключением юго-востока, где «диоритовый» слой выклинивается. Мощность слоя в Крыму увеличивается в северном направлении от минимальных значений на юге до 21 км на остальной территории. В Индоло-Кубанском прогибе мощность «диоритового» слоя нарастает в северо-западном направлении от 10 до 20 км.

Для Керченско-Таманского прогиба характерно резкое увеличение мощности до 15 км, во впадине Сорокина она увеличивается в северо-восточном направлении от 6—7 до 10 км. В центральной части Туапсинской впадины «диоритовый» слой отсутствует, а в периферийных частях возрастает фрагментарно до 5—10 км. Южнее Туапсинской впадины выделена локальная об-

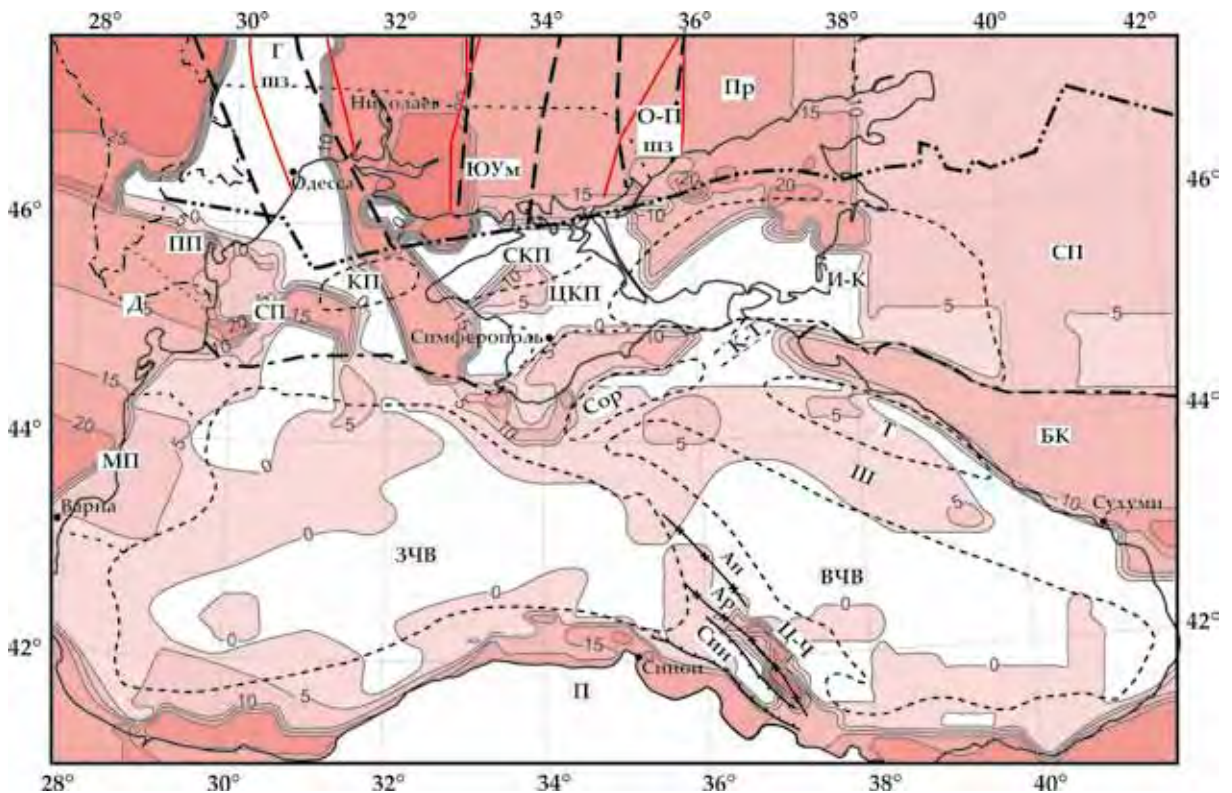


Рис. 12. Мощность «гранитного» (верхнего) слоя земной коры, км. Условные обозначения см. на рис. 1.

ласть с мощностью слоя свыше 15 км. Такая же мощность наблюдается в юго-восточной части Центрально-Черноморского поднятия и центральной части Синопской впадины, а также к западу от нее. ВЧВ, северная часть Центрально-Черноморского поднятия и практически вся ЗЧВ (за исключением юго-запада) характеризуется малыми значениями или отсутствием «диоритового» слоя. В западных Понтидах, на западном шельфе, Мизийской плите мощность слоя колеблется от 5 до 10 км, а в Динаридах слой утолщен до 15 км. На территории Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской зоны она близка к 5 км.

Мощность «базальтового» слоя, как и мощности вышележащих слоев, имеет большой интервал изменения от нуля до 45 км (рис. 14). Отсутствие слоя фиксируется в пределах южной части Центрально-Черноморского поднятия, в северо-восточной части хребта Архангельского, ЗЧВ (кроме центральной ее части, где мощность слоя около 2 км). Западное Причерноморье, западный шельф, боль-

шая часть ВЧВ характеризуются 5-километровой толщиной «базальтового» слоя. Его наибольшая мощность наблюдается в Крыму (около 45 км), на Большом Кавказе (35 км), на ВЕП в областях ступеней раздела Мохо (20—30 км), на юго-востоке и северо-западе поднятия Шатского (20—25 км), южнее Крыма (около 30 км). Во впадине Сорокина мощность «базальтового» слоя увеличивается в северо-восточном направлении от 10 до 20 км. Его наиболее стабильная мощность прослежена вдоль восточного и северного шельфов Черного моря, где области повышенной мощности (свыше 30 км) расположены на фоне стабильной 20—25 км толщи. В остальных структурах мощность слоя колеблется в пределах 10—15 км.

В низах «базальтового» слоя выделен слой *коромантийной смеси (КМ)* (рис. 15). На большей части исследуемого региона он отсутствует. Не установлен он и в ЗЧВ, юго-восточной окраине ВЧВ, хребтах Андрусова и Архангельского, прогибе Сорокина, Туапсинской впадине, поднятии Шат-

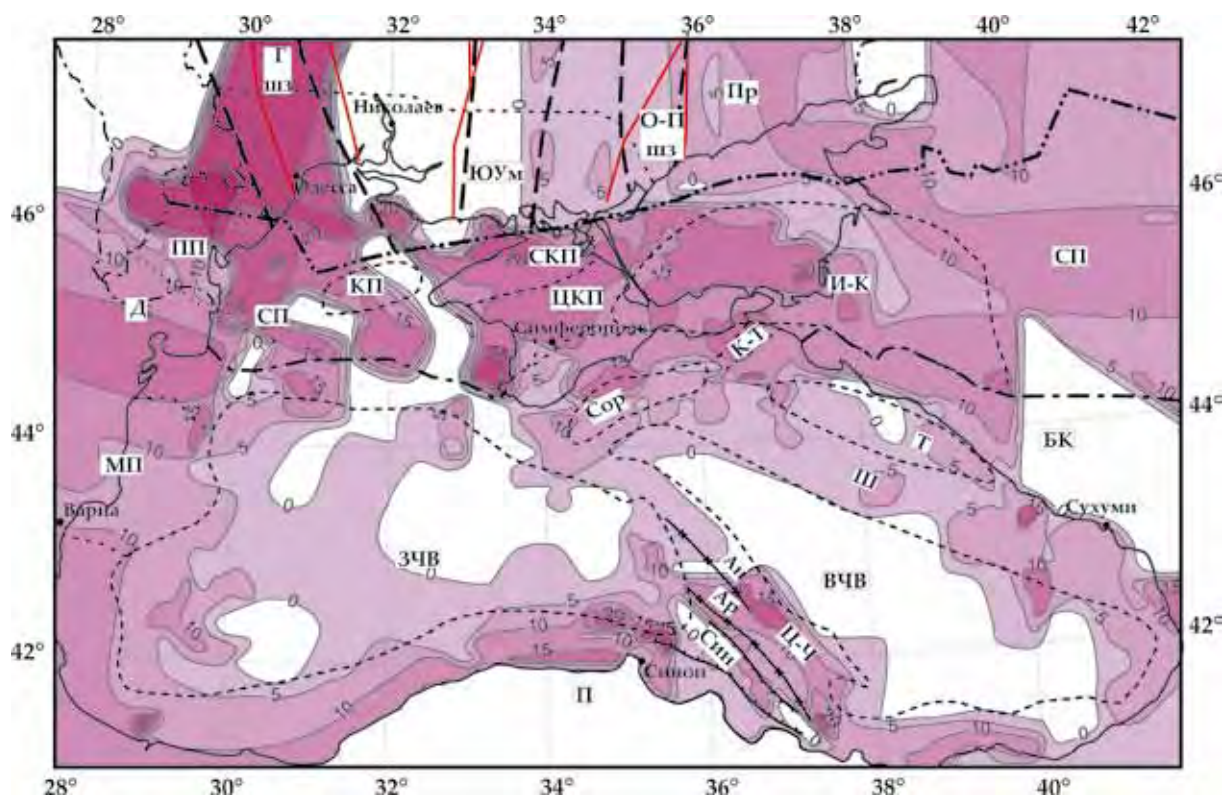


Рис. 13. Мощность «диоритового» (среднего) слоя земной коры, км. Условные обозначения см. на рис. 1.

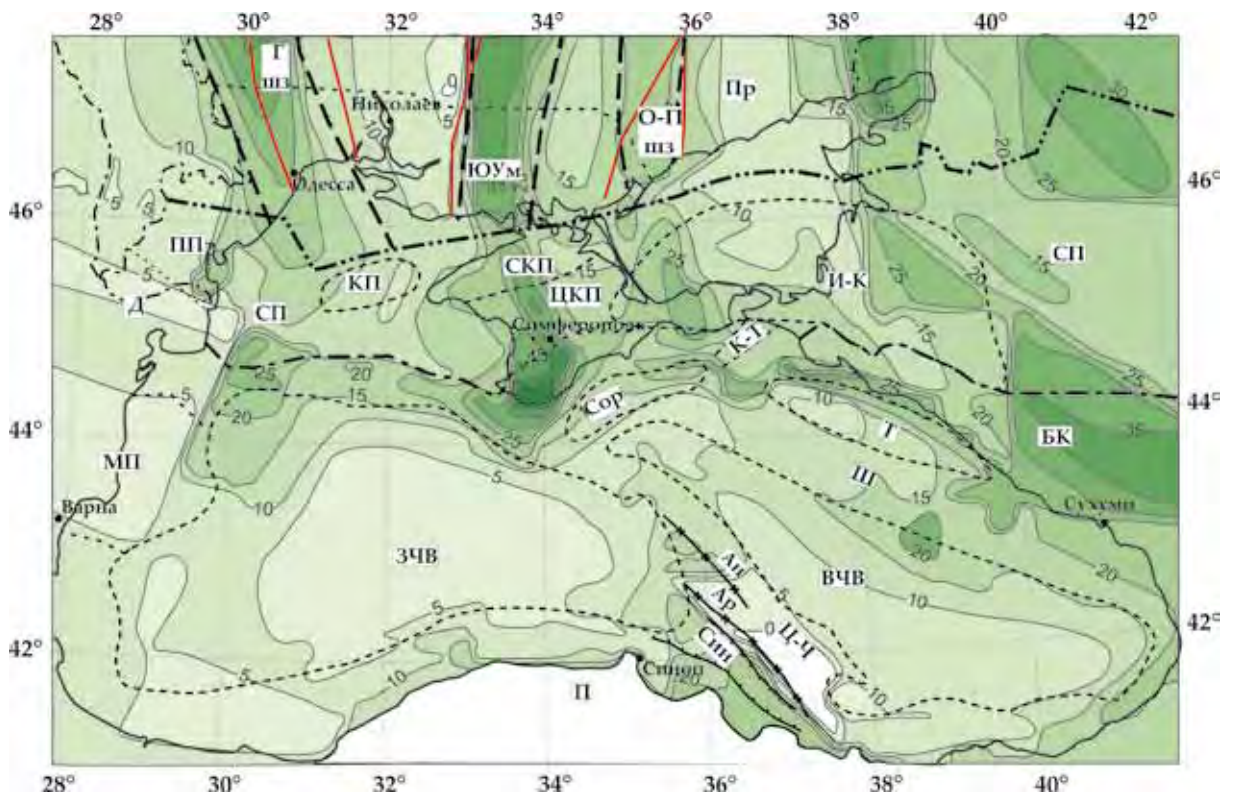


Рис. 14. Мощность «базальтового» (нижнего) слоя земной коры, км. Условные обозначения см. на рис. 1.

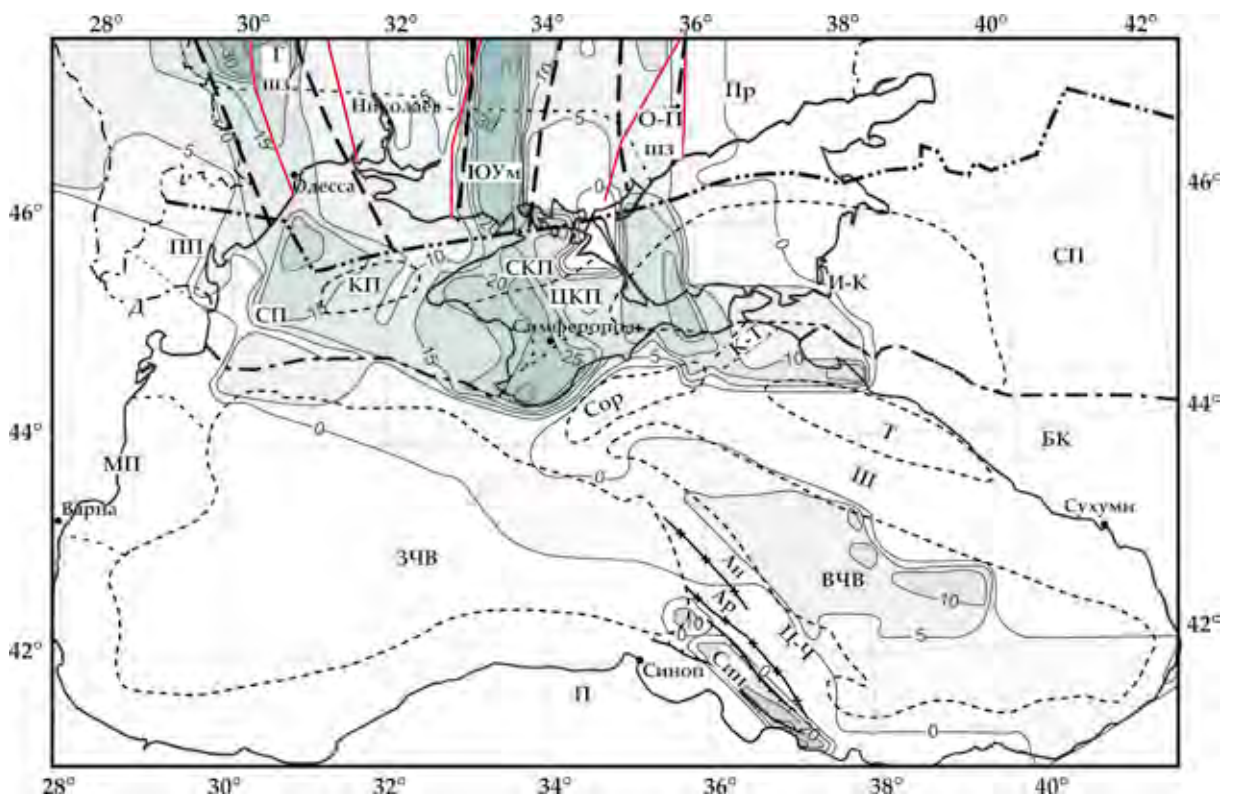


Рис. 15. Мощность коромантийной смеси, км. Условные обозначения см. на рис. 1.

ского, Большом Кавказе, восточной части СП и ВЕП, Северо-Азовском прогибе, западном Причерноморье, Понтидах. Его максимальная мощность зафиксирована в пределах востока и центра ВЕП (до 35 км). В западной части СП мощность КМ возрастает в западном направлении от 10 до 20 км и более. В Крыму мощность 15 км на востоке и до 25 км на юге.

Индоло-Кубанский и Керченско-Таманский прогибы в западной части характеризуются мощностью коромантийной смеси около 20 км, а на востоке 5 км. На ВЕП области ее распространения приурочены к ступеням на разделе Мохо. Далее она распространяется на юг в район СП, южная граница которой ограничивает ее распространение в пределах Черноморской мегавпадины, где коромантийная смесь присутствует только в Синопской впадине и центральной части ВЧВ.

**Типизация коры.** На рис. 16 показаны типы коры региона исследования: гранитный, гранитно-диоритовый, диоритовый и базальтоидный. Последний, который более точно отражает состав нижнего слоя коры, представлен подтипом 1 с содержанием в нем базальта 40—70 %, подтипом 2, в котором его количество увеличивается до 70—90 %, и подтипом 3, состоящим из 100 % базальта.

К северу, западу и югу от глубоководных бассейнов распространены преимущественно типы коры, в которых в разных пропорциях к валовому составу присутствуют в основном кислые породы, а именно: гранитный, гранитно-диоритовый и диоритовый.

В пределах мегавпадины и к востоку от нее распространен базальтоидный тип коры. В центральных частях ЗЧВ и ВЧВ и фрагментарно в восточной шельфовой

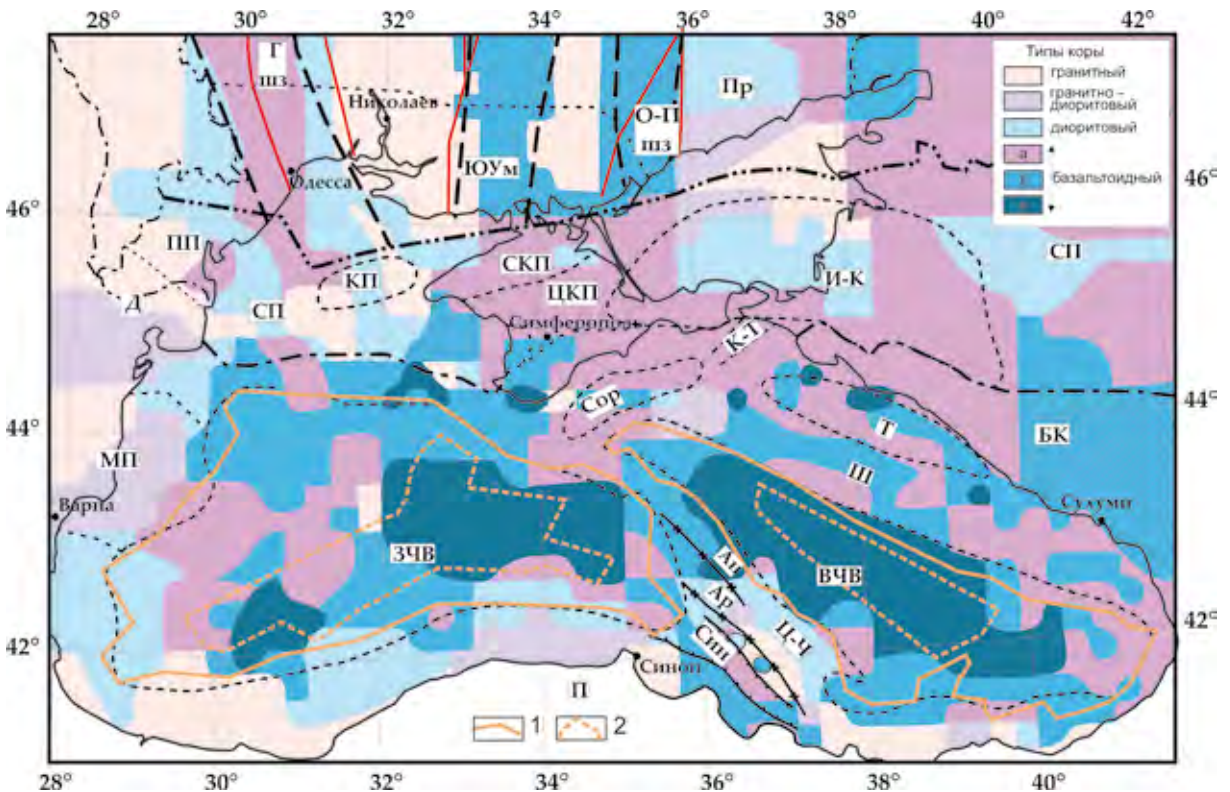


Рис. 16. Схема типов земной коры. Области коры, по [Nikishin et al., 2015a]: 1 — сильно растянутой континентальной; 2 — океанической. Базальтоидный тип: а — подтип 1, б — подтип 2, в — подтип 3. Штриховкой показан тип коры, который не совпадает с известными. Он условно отнесен к подтипу 2 базальтоидного типа, в котором наблюдается минимальная мощность (или отсутствие) «диоритового» слоя и значительная мощность «базальтового» и «гранитного» слоев. Условные обозначения см. на рис. 1.

зоне присутствует подтип 3 базальтоидного типа. В ЗЧВ этот подтип распространен двумя участками — на востоке (большим) и юго-западе (незначительным). Они соседствуют с подтипами 1 и 2 базальтоидного типа практически по всей акватории, за исключением юга и запада, где присутствуют блоки, представленные диоритовым типом коры. На юге и западе шельфовой зоны ЗЧВ фиксируется чередование гранитного, гранитно-диоритового и диоритового типов. В ВЧВ большую площадь занимает кора подтипа 3 базальтоидного типа, к которому по периферии примыкают участки подтипа 2 и на юго-востоке подтипа 1.

Поднятие Шатского и Туапсинская впадина характеризуются корой со всеми тремя подтипами базальтоидного типа. Центральная часть впадины Сорокина представлена корой подтипа 2 базальтоидного типа, а восточная и западная подтипом 1. Таким же типом коры характеризуются Керченско-Таманский прогиб и большая часть Крыма, а также восточная и западная части Индоло-Кубанского прогиба. Центральная часть последнего сложена породами диоритового типа, который в северной части сменяется гранитным и гранитно-диоритовым. Кора юго-западной части Крыма состоит из подтипа 2 базальтоидного типа, который на крайнем юге осложнен присутствием подтипа 3.

В центральной части хребта Андрусова развита кора подтипа 3 базальтоидного типа, а на северо-западе — подтипа 2. В северо-восточной части хребта Архангельского распространен преимущественно гранитный тип коры, а в юго-восточной наблюдается мозаичное чередование гранитного, диоритового и подтипа 3 базальтоидного типа.

Кора Синопской впадины в центральной части характеризуется подтипом 1, а в северо-западной — подтипом 2 базальтоидного типа коры. На юго-восточной периферии впадины фиксируются области с типом коры, который выделен впервые и характеризуется присутствием в разрезе «базальтового» и «гранитного» слоев (при

нулевой или очень малой мощности «диоритового» слоя). Поскольку доля «базальтовой» составляющей в общей мощности кристаллической части коры здесь наибольшая, эти области отнесены к подтипу 2 базальтоидного типа. Участки с такой же характеристикой определены в центральной части ЗЧВ, к западу от Крыма, на юго-востоке Большого Кавказа и в центральной части ВЕП.

Земная кора СП на западе состоит в основном из гранитного и диоритового типов с присутствием незначительных участков подтипа 1 базальтоидного типа. Ее восточная часть характеризуется этим подтипом, который к востоку от Индоло-Кубанского прогиба сменяется диоритовым, а на юге — подтипом 2 базальтоидного типа.

В Динаридах и на Мизийской плите установлена кора гранитно-диоритового и гранитного типов. На территории ВЕП присутствуют все типы и подтипы коры, за исключением подтипа 3 базальтоидного типа. Подтипы 1 и 2 присутствуют в областях ступеней раздела Мохо и в восточной части ВЕП, где блоки повышенной основности чередуются с блоками гранитного типа коры.

Областям сильно растянутой континентальной коры в ЗЧВ и ВЧВ, которые выделены в работе [Nikishin et al., 2015a], соответствует кора подтипов 1 и 2 базальтоидного типа. В ЗЧВ присутствуют ареалы коры диоритового типа, распространение типов коры имеет мозаичный вид.

Области океанической коры, выделенные по [Nikishin et al., 2015a], по-разному соотносятся с типами коры в обеих впадинах, показанных на рис. 16. В ВЧВ ей соответствует кора подтипа 3 базальтоидного типа. В ЗЧВ такой тип коры установлен только в северо-восточной и юго-западной частях. На остальной акватории, в области распространения океанической коры, наблюдаются породы подтипов 1, 2. Отсюда следует, что основность коры ВЧВ больше, чем ЗЧВ. Области океанической коры в работе [Nikishin et al., 2015a] представлены в обобщенном виде. По данным 3D гравитационного моделирования они диффе-



ренцированы и разбиты на блоки с содержанием базальтоидов разных подтипов.

**Выводы.** Впервые построены схемы распределения плотности на кровле палеоценовых и меловых отложений в Черноморской мегавпадине, которые демонстрируют, что она претерпевает изменения как по площади, так и по глубине.

Построена схема распространения и глубин залегания подошвы дислоцированных отложений, а также определена плотность на этой поверхности.

Получены схемы распределения плотности в верхнем слое кристаллической коры, а также кровле и подошве нижнего слоя.

Построены схемы мощности условно выделенных «гранитного», «диоритового» и «базальтового» слоев и выделен слой коромантийной смеси. На ВЕП он приурочен к ступеням на разделе Мохо. Далее слой распространяется на юг в район СП, южная граница которой ограничивает его распространение в Черноморскую мегавпадину, где он присутствует только в Синопской и центральной частях ВЧВ.

Впервые для Черноморской мегавпа-

дины построена схема типов коры. Выделены гранитный, гранитно-диоритовый, диоритовый и базальтоидный типы. Последний тип расчленен на три подтипа в зависимости от количества базальта. На северо-восточном шельфе присутствуют локальные неоднородности коры подтипа 3 базальтоидного типа, которые являются областями проникновения в осадочный слой и земную кору внедрений основного и ультраосновного состава.

Результаты трехмерного гравитационного моделирования в виде схем распределения плотности могут служить независимым параметром, использование которого с неоднородностями других методов (магнитными, скоростными, температурными и др.) повышает надежность определения особенностей структуры земной коры Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий.

**Благодарность.** Авторы выражают глубокую благодарность проф. В. П. Коболеву за обсуждение работы, конструктивные дискуссии и редакторские правки, которые были учтены.

### Список литературы

- Амелин Н., Леончик М., Петров Е., Сенин Б. Геология без границ: новые данные о региональной геологии Черного моря. *Oil&Gas Journal Russia*. 2014. С. 44—48.
- Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д. Обнаружение волновода в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ профилей 26 и 25. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 6. С. 15—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116790>.
- Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 124—144.
- Безверхов Б. Д. Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопоисковых работ: Дис. ... канд. геол. мин. наук. Одесса, Одес. ун-т им. И. И. Мечникова, 1988, 205 с.
- Богуславский С. Г., Жаров В. А., Черкесов Л. В., Ефимов В. В., Неуймин Г. Г., Карнаушенко Н. Н., Дворянинов Г. С., Букатов А. Е., Алексеев В. В., Багдасарян В. Э., Базилевская Г. А., Бочарова З. С., Поляков Ю. А., Пухтяр Л. Д. Комплексные океанографические исследования Черного моря. Киев: Наук. думка, 1980, 240 с.
- Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Русаков О. М., Соловьев В. Д., Старостенко В. И. Неоднородности тектоносферы Черного моря по результатам изучения геофизических полей. *Геофиз. журн.* 1987. Т. 9. № 3. С. 34—44.
- Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Русаков О. М., Соловьев В. Д., Старостенко В. И. Гравитационное поле. Геофизическая характеристика земной коры. В кн.: *Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря*. Москва: Наука, 1989, С. 83—90.

- Бурьянов В. Б., Легостаева О. В., Макаренко И. Б., Оровецкий Ю. П., Старостенко В. И. Геологическая природа Радильной и Губкинской гравитационных аномалий Западного Черноморья. *Геофиз. журн.* 1999. Т. 21. № 1. С. 95—106.
- Бурьянов В. Б., Макаренко И. Б., Оровецкий Ю. П., Старостенко В. И. Геологическая природа Крымско-Кавказской аномальной зоны. *Геофиз. журн.* 1998. Т. 20. № 6. С. 45—53.
- Бурьянов В. Б., Макаренко И. Б., Оровецкий Ю. П., Старостенко В. И. Геологическая природа Синопского тектонического узла Южного Черноморья. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 19. № 4. С. 37—48.
- Бурьянов В. Б., Макаренко И. Б., Старостенко В. И. Мощность и структура коры Черноморской впадины по данным гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.* 1996. Т. 18. № 5. С. 17—31.
- Бурьянов В. Б., Павленкова Н. И. О строении земной коры Горного Крыма. *Советская геология.* 1974. № 7. С. 112—119.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Исмагилов Д. Ф., Коган Л. И., Москаленко В. Н., Шлезингер А. Е. Структура основания Черноморского глубоководного бассейна. *Геотектоника.* 1989. № 2. С. 57—66.
- Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. Ред. Ю. П. Непрочнов. Москва: Наука, 1980, 201 с.
- Геология шельфа УССР. Тектоника. Гл. ред. Е. Ф. Шнюков. Киев: Наук. думка, 1987, 151 с.
- Гобаренко В. С., Егорова Т. П. Структура литосферы и геодинамика Западно- и Восточно-Черноморской впадин. *Физика Земли.* 2010. № 6. С. 49—66.
- Гожик П. Ф., Чебаненко І. І., Євдошук М. І., Крупський Б. Л., Гладун В. В., Галко Т. М., Маєвський Б. Й., Максимчук П. Я., Полухтович Б. М., Федішин В. О., Гаврилко В. М., Захарчук С. М., Ключко В. П., Колодій І. В., Мельничук П. М., Туркевич Є. В., Ткаченко А. І., Смирнов І. В., Федун О. М., Колодій Є. О., Пахолок О. В. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Наукові і практичні основи пошуків родовищ вуглеводнів у північно-західному шельфі Чорного моря. Київ: ЕКМО, 2007, 332 с.
- Гончар В. В., Козленко Ю. В. Литосфера Западно-Черноморской впадины вдоль профиля ГСЗ-25 по данным изостатического и гравитационного моделирования. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* 2008. № 2. С. 5—21.
- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. Москва: Наука, 1972, 157 с.
- Гордиенко В. В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. Киев: Интеллект, 1999, 100 с.
- Горная энциклопедия. Т. 5. СССР—Яшма. Гл. ред. Е. А. Козловский. Москва: Советская энциклопедия, 1991, 541 с.
- Денег Б. И. О возрасте и некоторых особенностях строения домеловых отложений равнинного Крыма и Присивашья. *Изв. АН СССР. Сер. Геология.* 1973. № 3. С. 117—121.
- Дулуб В. Г., Лещук Р. Й., Мельничук П. М. Нові матеріали про юрські утворення в акваторії Чорного моря. В кн.: *Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ)*. Симферополь: Таврия-Плюс, 2001, С. 35—43.
- Егорова Т. П., Гобаренко В. С., Яновская Т. Б., Баранова К. П. Строение литосферы Черного моря по результатам 3D гравитационного анализа и сейсмической томографии. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 38—59. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116662>.
- Егорова Т. П., Козленко В. Г., Макаренко И. Б., Старостенко В. И. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии. Тектоносфера Черноморского региона. В кн.: *Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена*. Киев: Наук. думка, 1996, С. 73—89.
- Ентин В. А., Гинтов О. Б., Гуськов С. И. Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 6. С. 119—134. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117452>.
- Жигунов А. С. Мезозойские отложения Алуш-

- тинского участка Крымского континентального склона. *Океанология*. 1986. Т. 26. № 4. С. 665—666.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. Отв. ред. Ю. Д. Буланже. Москва: Наука, 1975, 358 с.
- Коболев В. П., Козленко Ю. В., Корчагин И. Н., Соловьев В. Д. Геофизические поля и особенности глубинного строения Ломоносовского подводного палеовулканического центра. *Геофиз. журн.* 1999. Т. 21. № 6. С. 72—76.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В. Глубинное строение и развитие Скифской плиты в мезокайнозой в сечении профиля МОВ ОГТ № 598506. *Геофиз. журн.* 2013а. Т. 35. № 2. С. 98—110. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i2.2013.111344>.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В. Гравитационное моделирование литосферы центральной части Крымско-Черноморского региона. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2016а. № 3. С. 5—17.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В. Плотностная характеристика земной коры Каркинитского прогиба как отражение истории его развития. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2016б. № 1. С. 43—56.
- Козленко Ю. В., Козленко М. В. Развитие центральной части северо-западного шельфа Черного моря в мезокайнозой по сейсмическим данным. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013б. № 3. С. 102—113.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В. Сравнительная характеристика альтернативных плотностных моделей по профилю ГСЗ № 17. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 3. С. 64—75. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i3.2017.104028>.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В. Строение и развитие восточной части северо-западного шельфа Черного моря (по результатам интерпретации геофизических данных вдоль профиля II КМПВ). *Геофиз. журн.* 2013в. Т. 35. № 4. С. 63—74. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i4.2013.111420>.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В. Структура литосферы и эволюция осадочного чехла центральной части северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 4. С. 65—74. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116025>.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысынчук Д. В. Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ № 25. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 6. С. 77—91.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысынчук Д. В. Структура земной коры северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 26. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 1. С. 142—152. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116345>.
- Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наук. думка, 1981, 261 с.
- Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Старостенко В. И., Легостаева О. В., Савченко А. С. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбаса. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 6. С. 175—214. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117461>.
- Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Старостенко В. И., Легостаева О. В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 5. С. 3—27.
- Литосфера центральной и восточной Европы. Геотраверсы I, II, V. Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1988а, 167 с.
- Литосфера центральной и восточной Европы. Геотраверсы III, VII, IX. Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1993, 160 с.
- Литосфера центральной и восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1988б, 171 с.
- Макаренко И. Б. Структура земной коры Черноморской впадины по данным гравитационного моделирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин.наук. Киев, Ин-т геофизики НАН Украины, 1997, 24 с.
- Оровецкий Ю. П., Бурьянов В. Б., Макаренко И. Б., Старостенко В. И. Геологическая при-

- рода «пунктирных» гравитационных аномалий и тектоническая модель Черноморья. *Доп. НАН України*. 1998. № 11. С. 130—135.
- Павленкова Н. И., Егорова Т. П., Старостенко В. И., Козленко В. Г. Трехмерная плотностная модель литосферы Европы. I, II. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1991. № 4. С. 2—23.
- Пашкевич И. К., Русаков О. М., Кутас Р. И., Гринь Д. Н., Старостенко В. И., Яник Т. Строение литосферы по комплексному анализу геолого-геофизических данных вдоль профиля DOBREFraction'99/DOBRE-2 (Восточно-Европейская платформа—Восточно-Черноморская впадина). *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 5. С. 98—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147476>.
- Пивоваров В. Л., Логвин В. Н. Об интерактивном подборе сейсмогравитационной модели и зависимостей «скорость—плотность» по профилям КМПВ—ГСЗ Азово-Черноморского региона: *Тез. III Междунар. конф. «Крым-2001» (Крым, Гурзуф, 17—21 сентября 2001 г.)*. С. 122—124.
- Пийп В. Б., Ермаков А. П. Океаническая кора Черноморской впадины по сейсмическим данным. *Вестник Московского университета. Серия Геология*. 2011. № 5. С. 61—68.
- Плотникова Л. Ф., Маслун Н. В., Іванік М. М., Цихоцька Н. Н., Шумник А. В. Стратиграфія крейдово-палеоценових відкладів та особливості геологічного розвитку західної частини північно-західного шельфу Чорного моря. *Геолог. журн.* 2003. № 2. С. 27—38.
- Ревер В. Літогенез еоценових відкладів Чорноморського сегменту океану Тетіс. Київ: Наук. думка, 2016, 95 с.
- Саркисов Ю. М., Вольвовский И. С. Явление скрытого мамагматического разрастания мощности континентальной земной коры. *Геофиз. журн.* 1989. Т. 11. № 5. С. 18—29.
- Сейсмогравитационное моделирование при изучении литосферы*. Ред. В. И. Старостенко, Я. Шванцара. Киев: Наук. думка, 1994, 291 с.
- Слишинський С. Б., Жадан А. М., Попадюк І. В. Попередні результати регіональних сейсморозвідувальних досліджень МСГТ в межах українського сектора акваторії Чорного моря. *Проблеми нафтогазової промисловості: Зб. наук. праць*. Вип. 5. Київ, 2007, С. 140—147.
- Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986, 183 с.
- Старостенко В. И., Коболев В. П., Оровецкий Ю. П., Бурьянов В. Б., Макаренко И. Б., Легостаева О. В. Глубинное строение и геологическая природа Черноморской впадины. В кн.: *Геология Черного и Азовского морей*. Киев: Карбон ЛТД, 2000, С. 175—184.
- Старостенко В. И., Крупський Б. Л., Пашкевич І. К., Русаков О. М., Макаренко І. Б., Кутас Р. І., Гладун В. В., Легостаєва О. В., Лебідь Т. В. Розломна тектоніка і перспективи нафтогазоносності українського сектора північно-східної частини Чорного моря. *Нафтова і газова промисловість*. 2011. № 1. С. 7—10.
- Старостенко В. И., Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Савченко А. С., Легостаева О. В. Состав земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита (типы коры) и закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых. *Геофиз. журн.* 2017б. Т. 39. № 5. С. 27—46. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112338>.
- Старостенко В. И., Легостаева О. В., Макаренко И. Б., Савченко А. С. Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-auto). *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 1. С. 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322>.
- Старостенко В. И., Макаренко И. Б., Легостаева О. В., Русаков О. М., Пивоваров В. Л., Мельничук П. Н. Плотность осадочных комплексов Черного моря. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 2. С. 54—69.
- 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. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i5.2010.117496>.
- Старостенко В. И., Пашкевич И. К., Макаренко И. Б., Куприенко П. Я., Савченко А. С. Неоднородность литосферы Днепровско-

- Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. II. Геодинамическая интерпретация. *Геодинаміка*. 2017в. № 2(23). С. 83—103.
- 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.
- Старостенко В. И., Шарыпанов В. М., Савченко А. С., Легостаева О. В., Макаренко И. Б., Куприенко П. Я. Об автоматизированной интерактивной обработке графических изображений геологических и геофизических объектов. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 1. С. 54—61. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i1.2011.117325>.
- Старостенко В. И., Шарыпанов В. М., Шарыпанов А. В., Савченко А. С., Легостаева О. В., Макаренко И. Б., Куприенко П. Я. Интерактивный программный комплекс Isohurse для построения трехмерных геолого-геофизических моделей и его практическое использование. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 1. С. 30—42.
- Старостенко В. И., Яник Т., Гинтов О. Б., Лысынчук Д. В., Срода П., Чуба В., Коломиец Е. В., Александровский П., Омельченко В. Д., Коминахо К., Гутерх А., Тиира Т., Гринь Д. Н., Легостаева О. В., Тибо Г., Толкунов А. П. Скоростная модель земной коры и верхней мантии вдоль профиля DOBRE-4 от Северной Добруджи до центральной области Украинского щита. 1. Сейсмические данные. *Физика Земли*. 2017а. № 2. С. 24—35.
- Строение западной части Черноморской впадины. Ред. Я. П. Маловицкий, Ю. П. Непрочнов. Москва: Наука, 1972, 244 с.
- Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. Ред. В. В. Белоусов, Б. С. Вольвовский. Москва: Наука, 1989, 207 с.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985, 215 с.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика. Ред. Н. Д. Дортман. Москва: Недра, 1984, 527 с.
- Чекунов А. В. Проблемы Черноморской впадины. *Геофиз. журн.* 1987. Т. 9. № 4. С. 3—24.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972, 176 с.
- Шикер В. Ю., Сулимов И. Н., Ищенко Л. В. Литолого-петрографическая характеристика пород фундамента Скифской плиты в пределах Украинского Черноморья. Одесса: Одесский ун-т, 1987, 15 с. Деп. УкрИНТИ № 374-8.
- Шнюкова Е. Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Киев: Наук. думка, 2016, 237 с.
- Belousov, V. V., Volvovsky, B. S., Arkhipov, I. V., Buryanov, V. B., Evsyukov, Y. D., Goncharov, V. P., Gordienko, V. V., Ismagilov, D. F., Kislov, G. K., Kogan, L. I., Kondyurin, A. V., Kozlov, V. N., Lebedev, L. I., Lokholatnikov, V. M., Malovitsky, Y. P., Moskalenko, V. N., Neprochnov, Y. P., Ostisty, B. K., Rusakov, O. M., Shimkus, K. M., Shlezinger, A. E., Sochelnikov, V. V., Sollogub, V. B., Solovyev, V. D., Starostenko, V. I., Starovoitov, A. F., Terechov, A. A., Volvovsky, I. S., Shigunov, A. S., & Zolotarev, V. G. (1988). Structure and Evolution of the Earth's Crust and Upper Mantle of the Black Sea. *Bollettino di geofisica teorica ed applicata*, XXX(117-118), 109—196.
- Graham, R., Kaymakci, N. & Horn, B. W. (2013). The Black Sea: Something Different? *GEO Express*, October, 5862.
- Ludwig, W. J., Nafe J. E., & Drake, C. L. (1970). Seismic refraction. In Maxwell A.E. (Ed.), *The Sea. Part 1: New concepts of sea floor evolution* (pp. 53—84). New York: John Wiley & Sons.
- Nikishin, A., Okay, A. I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015a). The Black Sea Basins Structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basin Structure and Fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 638—655. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>.
- Nikishin, A., Okay, A. I., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., & Petrov, E. (2015b). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and

- paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 656—670. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>.
- Rangin, C., Bader, A. G., Pascal, G., Ecevitoglu, B., & Görür, N. (2002). Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise). *Marine Geology*, 182(3-4), 265—278. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00236-5).
- Schleder, Z., Krezsek, C., Turi, V., Tari, G., Kosi, W., & Fallan, M. (2015). Regional Structure of the western Black Sea Basin: Constraints from Cross-Section Balancing. In Post, P. J., Coleman, Jr. J. L., Rosen, N.C., Roberts-Ashby, T., Kahn, P., Rowa, M. (Eds.), *4th Annual GCSSPEM Foundation Perkins-Rosen Research Conference «Petroleum Systems in Rift Basins»* Houston, TX, USA, 13—16 December (pp. 509—520).
- Scott, C. L., Shillington, D. J., Minshull, T. A., Edwards, R. A., Brown, P. J., & White, N. J. (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in the Eastern Black Sea Basin. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1145—1163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x>.
- Shillington, D. J., Scott, C. L., Minshull, T. A., Edwards, R. A., Brown, P. J., & White, N. (2009). Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology*, 37(1), 7—10. <https://doi.org/10.1130/G25302A.1>.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V., Sava, C., & Stephenson, R. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 381(1-4), 211—233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.001>.
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Šroda, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Aleksandrowski, P., Gintov, O., Omelchenko, V., Komminaho, K., Guterch, A., Tiira, T., Gryn, D., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2013). Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophysical Journal International*, 195(2), 740—766. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt292>.
- Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Gryn, D., Rusakov, O., Czuba, W., Šroda, P., Grad, M., Guterch, A., Flüh, E., Thybo, H., Artemieva, I., Tolkunov, A., Sydorenko, G., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Kolomiyets, K., Legostaeva, O., Dannowski, A., & Shulgin, A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea. In M. Sosson, R. A. Stephenson, & S. A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 199—220). Geological Society, London. Special Publications.
- Starostenko, V., Legostaeva, O., Makarenko, I., Savchenko, A., & Kuprienko, P. (2015b). Automated software system for interpretation of the potential fields (GMT-Auto): 7th BgGS National Conference with International Participation "GEOPHYSICS 2015", (Sofia, May 20—23, 2015). CD-ROM.
- Starostenko, V. I., Rusakov, O. M., Pashkevich, I. K., Kutas, R. I., Makarenko, I. B., Legostaeva, O. V., Lebed, T. V., & Savchenko, A. S. (2015a). Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Геофизический журнал*, 37(2), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Farfuliak, L., Czuba, W., Šroda, P., Thybo, H., Artemieva, I., Sosson, M., Volfman, Yu., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gryn, D., Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2015c). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean peninsula. *Geophysical Journal International*, 201(1), 406—428. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv018>.
- Stovba, S. N., Popaduyk, I. V., Khriachtchevskaia, O. I., & Fenota, P. O. (2017a). The Ukrainian Sector of the Black Sea and Crimea: the Atlas of Subcrop Maps and Palaeogeographical Reconstructions. *XVith International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects». 15—17 May 2017, Kiev, Ukraine* CD-ROM. 11030\_ENG.pdf
- Stovba, S. N., Popaduyk, I. V., Khriachtchevskaia, O. I., & Fenota, P. O. (2017b). The Ukrainian Sector of the Black Sea and Crimea: the origin, tectonics and evolution. *XVith Interna-*

tional Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects». 2017a. 15—17 May 2017, Kiev, Ukraine CD-ROM. 11029\_ENG.pdf

Tabulated physical property. Data-Leg 42B. The Shipboard Scientific Party. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. (1975). Vol. XLII, part 2, Istanbul, Turkey, 1131—1138.

Yegorova, T., Baranova, E., & Omelchenko, V. (2010). The crustal structure of the Black Sea from the reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960s. In: Sos-

son, M., Kaymakci, N., Stephenson, R., Bergerat, F. & Starostenko, V. (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 43—56). Geological Society, London, Special Publications.

Yegorova, T., Gobarenko, V., & Yanovskaya, T. (2013). Lithosphere structure of the Black Sea from 3D gravity analysis and seismic tomography. *Geophysical Journal International*, 193(1), 287—303. DOI: 10.1093/gji/ggs098.

## Density heterogeneity of the Earth's crust of the Black Sea megadepression and adjacent territories from three-dimensional gravity modelling. 1. Regional density distribution at different depths

**V. I. Starostenko, I. B. Makarenko, O. M. Rusakov, P. Ya. Kuprienko,  
A. S. Savchenko, O. V. Legostaeva, 2019**

This paper presents a comprehensive analytical review of the various approaches to the gravity modelling of the Earth's crust of the Black Sea and adjacent territories. It is shown that even in using the same thickness of sedimentary layers whose total gravitational effect makes a considerable contribution to the observed field the results of different authors do not coincide and in some cases contradict each other. The reason is that every researcher uses ad hoc reference density and a method of reducing the calculated curves. Therefore, an unified three-dimensional density model of this region was first developed that significantly increased the reliability of the geological interpretation of the modelling results. In addition the spatial distribution of density was first used for the Maykop Series, the Eocene- Pliocene, and Cretaceous deposits that allowed us to obtain principally new data on the heterogeneous structure of the main horizons of the sedimentary cover. An analysis of the density distribution of the consolidated crust revealed anomalously weakened and compacted areas in the shelf zones. A pattern was constructed for the distribution and depth to the basement of dislocated sediments. The density of rocks was also calculated on this surface. The granitic, granitic-diorite, dioritic and basaltoid types of the crust were identified that for the first time made it possible to delineate the areas of different composition in the present - day consolidated crust of the entire study region. A decrease in crustal basicity was unveiled in the direction from the deep-water basins to the northwestern, western, and southern offshore zones. On the shelf local density inhomogeneities were at the base of the basalt layer, which are indicators for penetration of basic and ultrabasic intrusions into the crust.

**Key words:** three-dimensional layers gravity modeling, the Earth's crust, sedimentary layers, granitic, granitic-diorite, dioritic and basaltoid types of consolidated crust, Black Sea megadepression, Scythian plate.

### References

Amelin, N., Leonchik, M., Petrov, E., & Senin, B. (2014). Geology without borders: new data on

the regional geology of the Black Sea. *Oil & Gas Journal Russia*, 44—48 (in Russian).

- Baranova, E. P., Yegorova, T. P., & Omelchenko, V. D. (2011). Detection of a waveguide in the basement of the northwestern shelf of the Black Sea according to the results of reinterpretation of the DSS materials of profiles 26 and 25. *Geofizicheskiy zhurnal*, 33(6), 15—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116790> (in Russian).
- Baranova, E. P., Yegorova, T. P., & Omelchenko, V. D. (2008). Reinterpretation of seismic materials for the PES and gravity modeling using profiles 25, 28 and 29 in the Black and Azov Seas. *Geofizicheskiy zhurnal*, 30(5), 124—144 (in Russian).
- Bezverkhov, B. D. (1988). Tectonics of the Mesozoic sedimentary cover in the north-west of the Black Sea, as a basis for forecasting oil and gas exploration: *Candidates thesis*. Odessa: I. I. Mechnikov Odessa University, 205 p. (in Russian)
- Boguslavsky, S. G., Zharov, V. A., Cherkesov, L. V., Efimov, V. V., Neuymin, G. G., Karnausenko, N. N., Dvoryaninov, G. S., Bukatov, A. E., Alekseev, V. V., Bagdasaryan, V. E., Bazilevskaya, G. A., Bocharova, Z. S., Polyakov, Yu. A., & Puhtyar, L. D. (1980). *Comprehensive Oceanographic Studies of the Black Sea*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Buryanov, V. B., Gordienko, V. V., Rusakov, O. M., Soloviev, V. D., Starostenko, V. I. (1987). The heterogeneity of the tectonosphere of the Black Sea according to the results of the study of geophysical fields. *Geofizicheskiy zhurnal*, 9(3), 34—44 (in Russian).
- Buryanov, V. B., Gordienko, V. V., Rusakov, O. M., Soloviev, V. D., & Starostenko, V. I. (1989). Gravitational field. Geophysical characteristics of the earth's crust. In *The structure and evolution of the crust and upper mantle of the Black Sea* (pp. 83—90). Moscow: Nauka (in Russian).
- Buryanov, V. B., Legostaeva, O. V., Makarenko, I. B., Orovetsky, Yu. P., & Starostenko, V. I. (1999). The geological nature of the Radilnaya and Gubkinskaya gravitational anomalies of the Western Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal*, 21(1), 95—106 (in Russian).
- Buryanov, V. B., Makarenko, I. B., Orovetsky, Yu. P., & Starostenko, V. I. (1998). Geological nature of the Crimean-Caucasian anomalous zone. *Geofizicheskiy zhurnal*, 20(6), 45—53 (in Russian).
- Buryanov, V. B., Makarenko, I. B., Orovetsky, Yu. P., & Starostenko, V. I. (1997). Geological nature of the Sinop tectonic node of the Southern Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal*, 19(4), 37—48 (in Russian).
- Buryanov, V. B., Makarenko, I. B., & Starostenko, V. I. (1996). The power and structure of the crust of the Black Sea Basin according to gravity modeling. *Geofizicheskiy zhurnal*, 18(5), 17—31 (in Russian).
- Buryanov, V. B., & Pavlenkova, N. I. (1974). On the structure of the Earth's crust of the Mountain Crimea. *Sovetskaya geologiya*, (7), 112—119 (in Russian).
- Volvovsky, B. S., Volvovsky, I. S., Ismagilov, D. F., Kogan, L. I., Moskalenko, V. N., & Schlesinger, A. E. (1989). The structure of the base of the Black Sea deepwater basin. *Geotectonika*, (2), 57—66 (in Russian).
- Neprochnov, Yu. P. (Ed.). (1980). *Geological history of the Black Sea based on the results of deepwater drilling*. Moscow: Nauka, 201 p. (in Russian).
- Shnyukov, E. F. (Ed.). (1987). *Geology of the shelf of the Ukrainian SSR. Tectonics*. Kiev: Naukova Dumka, 151 p. (in Russian).
- Gobarenko, V. S., & Yegorova, T. P. (2010). The structure of the lithosphere and geodynamics of the West and East Black Sea basins. *Fizika Zemli*, (6), 49—66 (in Russian).
- Hozhyk, P. F., Chebanenko, I. I., Yevdoschuk, M. I., Krupsky, B. L., Hladun, V. V., Halko, T. M., Mayevsky, B. Y., Maksymchuk, P. Ya., Polukhovych, B. M., Fedyshin, V. O., Gavrillko, V. M., Zakharchuk, S. M., Klochko, V. P., Kolodiy, I. V., Melnychuk, P. M., Turkevich, Y. V., Tkachenko, A. I., Smirnov, I. V., Fedun, O. M., Kolodiy, Ye. O., & Pakohok, O. V. (2007). *Oil and gas perspective objects of Ukraine. Scientific and practical foundations of the search for hydrocarbon deposits in the north-western shelf of the Black Sea*. Kiev: ECMO, 332 p. (in Ukrainian).
- Gonchar, V. V., & Kozlenko, Yu. V. (2008). Lithosphere of the West Black Sea depression along the GSZ-25 profile according to isostatic and gravity modeling data. *Geologiya i poleznyye iskopayemye Mirovogo okeana*, (2), 5—21 (in Russian).



- Goncharov, V. P., Neprochnov, Yu. P., & Neprochnova, A. F. (1972). The relief of the bottom and the deep structure of the Black Sea basin. Moscow: Nauka, 157 p. (in Russian).
- Gordienko, V. V. (1999). *Density models of the tectonosphere of the territory of Ukraine*. Kiev: Intelkt, 100 p. (in Russian).
- Kozlovsky, E. A. (Ed.). (1991). *Mountain Encyclopedia. Vol. 5. USSR—Jasper*. Moscow: Sovetskaya geologiya, 541 p. (in Russian).
- Denega, B. I. (1973). About the age and some structural features of the Cretaceous sediments of the plain Crimea and Sivash. *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geologiya*, (3), 117—121 (in Russian).
- Dulub, V. G., Leschuk, R. Y., & Melnichuk, P. M. (2001). *New materials on the Jurassic formations in the Black Sea. In the book: Raw materials of the Crimea and the adjacent waters (oil and gas)* (pp. 35—43). Simferopol: Tavriya Plus (in Russian).
- Yegorova, T. P., Gobarenko, V. S., Yanovskaya, T. B., & Baranova, K. P. (2012). The structure of the lithosphere of the Black Sea by the results of 3D gravity analysis and seismic tomography. *Geofizicheskiy zhurnal*, 34(5), 38—59. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116662> (in Russian).
- Yegorova, T. P., Kozlenko, V. G., Makarenko, I. B., & Starostenko, V. I. (1996). Three-dimensional density model of the crust and upper mantle. Tectonosphere of the Black Sea region. In *Geophysical parameters of the lithosphere of the southern Alpine irrigated sector* (pp. 73—89). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Entin, V. A., Gintov, O. B., & Guskov, S. I. (2010). Once again about the nature of the Crimean gravity anomaly. *Geofizicheskiy zhurnal*, 32(6), 119—134. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117452> (in Russian).
- Zhigunov, A. S. (1986). Mesozoic sediments of the Alushta section of the Crimean continental slope. *Oceanologiya*, 26(4), 665—666 (in Russian).
- Boulanger, Yu. D. (Ed.). (1975). The crust and the history of the Black Sea basin. Moscow: Nauka, 358 p. (in Russian).
- Kozlenko, M. V., & Kozlenko, Yu. V. (2013a). Deep structure and development of the Scythian plate in the Mezokainozoic in the section of the profile of MOV-OGT 598506. *Geofizicheskiy zhurnal*, 35(2), 98—110. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i2.2013.111344> (in Russian).
- Kozlenko, M. V., & Kozlenko, Yu. V. (2016a). Gravitational modeling of the lithosphere of the central part of the Crimean Black Sea region. *Geologiya i poleznye iskopayemyye Mirovogo okeana*, (3), 5—17 (in Russian).
- Kozlenko, M. V., & Kozlenko, Yu. V. (2016b). Density characteristics of the crust of the Karakinitzky trough as a reflection of the history of its development. *Geologiya i poleznye iskopayemyye Mirovogo okeana*, (1), 43—56 (in Russian).
- Kozlenko, M. V., & Kozlenko, Yu. V. (2013c). Development of the central part of the North-Western shelf of the Black Sea in the Mesozoic according to seismic data. *Geologiya i poleznye iskopayemyye Mirovogo okeana*, (3), 102—113 (in Russian).
- Kozlenko, M. V., & Kozlenko, Yu. V. (2017). Comparative characteristics of alternative density models along the DSS profile 17. *Geofizicheskiy zhurnal*, 39(3), 64—75. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i3.2017.104028> (in Russian).
- Kozlenko, M. V., & Kozlenko, Yu. V. (2013b). Structure and development of the eastern part of north-western shelf of the Black Sea (according to the results of geophysical data interpretation along II profile of CMRW). *Geofizicheskiy zhurnal*, 35(4), 63—74. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i4.2013.111420> (in Russian).
- Kozlenko, M. V., & Kozlenko, Yu. V. (2014). The structure and evolution of lithosphere of the central part of the northwestern shelf of the Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36(4), 65—74. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116025> (in Russian).
- Kozlenko, M. V., Kozlenko, Yu. V., & Lysynchuk, D. V. (2009). The deep structure of the Earth's crust in the western part of the Black Sea according to the results of a comprehensive reinterpretation of geophysical data along the DSS profile 25. *Geofizicheskiy zhurnal*, 31(6), 77—91 (in Russian).
- Kozlenko, M. V., Kozlenko, Yu. V., & Lysynchuk, D. V. (2013). The structure of the earth's

- crust of the northwestern shelf of the Black Sea along the DSS profile 26. *Geofizicheskiy zhurnal*, 35(1), 142—152. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116345> (in Russian).
- Krasovsky, S. S. (1981). *Reflection of the dynamics of the continental-type crust in a gravitational field*. Kiev: Naukova Dumka, 261 p. (in Russian).
- Kobolev, V. P., Kozlenko, Yu. V., Korchagin, I. N., & Soloviev, V. D. (1999). Geophysical fields and features of the deep structure of the Lomonosov underwater paleovolcanic center. *Geofizicheskiy zhurnal*, 21(6), 72—76 (in Russian).
- Kuprienko, P. Ya., Makarenko, I. B., Starostenko, V. I., Legostaeva, O. V., & Savchenko, A. S. (2010). Three-dimensional density model of the earth's crust and upper mantle of the Dnieper-Donets Basin and Donbass. *Geofizicheskiy zhurnal*, 32(6), 175—214. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117461> (in Russian).
- Kuprienko, P. Ya., Makarenko, I. B., Starostenko, V. L., & Legostaeva, O. V. (2007). Three-dimensional density model of the crust and upper mantle of the Ukrainian shield. *Geofizicheskiy zhurnal*, 29(5), 3—27 (in Russian).
- Chekunov, A. V. (Ed.). (1988a). *The lithosphere of Central and Eastern Europe: geotraverse: I, II, V*. Kiev: Naukova Dumka, 167 p. (in Russian).
- Chekunov, A. V. (Ed.). (1993). *The lithosphere of Central and Eastern Europe: geotraverse: III, VII, IX*. Kiev: Naukova Dumka, 160 p. (in Russian).
- Chekunov, A. V. (Ed.). (1988b). *The lithosphere of Central and Eastern Europe: geotraverse: IV, VI, VIII*. Kiev: Naukova Dumka, 171 p. (in Russian).
- Makarenko, I. B. (1997). The structure of the Earth's crust of the Black Sea Basin according to gravity modeling: *Extended abstract of candidate's thesis*. Kiev: Institute of Geophysics, NAS of Ukraine, 24 p. (in Russian).
- Bogdanov, A. A., & Khain, V. E. (Eds.). (1981). *International Tectonic Map of Europe and Related Areas*. 2nd ed. 1:2 500 000. Moscow, 20 p. (in Russian).
- Orovetsky, Yu. P., Buryanov, V. B., Makarenko, I. B., & Starostenko, V. I. (1998). The geological nature of the "dotted" gravitational anomalies and the tectonic model of the Black Sea. *Dopovidi NAN Ukrainy*, (11), 130—135 (in Russian).
- Pavlenkova, N. I., Yegorova, T. P., Starostenko, V. I., & Kozlenko, V. G. (1991). Three-dimensional density model of the lithosphere of Europe. I, II. *Izvestiya AN SSSR. Fizika Zemli*, (4), 2—23 (in Russian).
- Pashkevich, I. K., Rusakov, O. M., Kutas, R. I., Grin, D. N., Starostenko, V. I., & Yanik, T. (2018). Lithospheric structure based on integrated analysis of geological and geophysical data along the profile DOBREFraction'99/DOBRE-2 profile (the East European Platform—the East Black Sea Basin). *Geofizicheskiy zhurnal*, 40(5), 98—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147476> (in Russian).
- Pivovarov, V. L., & Logvin, V. N. (2001). On the interactive selection of the seismogravity model and the dependencies of «speed—density» for the KMPV—DSS profiles of the Azov-Black Sea region: *Abstracts of the III International Conference Crimea-2001 (Crimea, Gurzuf, September 17—21 2001)*, 122—124 (in Russian).
- Piyp, V. B., & Ermakov, A. P. (2011). The oceanic crust of the Black Sea basin according to seismic data. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya Geologiya*, (5), 61—68 (in Russian).
- Plotnikova, L. F., Maslun, N. V., Ivanik, N. N., Tsyhotskaya, N. N., & Shumnik, A. V. (2003). Stratigraphy of the Cretaceous-Paleocene sediments and features of the geological development of the western part of the northwestern shelf of the Black Sea. *Geologicheskii zhurnal*, (2), 27—38 (in Ukrainian).
- Rever, V. (2016). *Lithogenesis of the Eocene sediments of the Black Sea segment of the Tethys Ocean*. Kiev: Naukova Dumka, 95 p. (in Ukrainian).
- Sarkisov, Yu. M., & Volvovsky, I. S. (1989). The phenomenon of hidden magmatic expansion of the power of the continental crust. *Geofizicheskiy zhurnal*, 11(5), 18—29 (in Russian).
- Slyshinskiy, S. B., Zhadan, A. N., Popadyuk, I. V. (2007). Preliminary results of regional seismic surveys of MSGT within the Ukrainian sector of the Black Sea. In *Problems of the oil and gas industry: Collection of scientific papers* (Is. 5, pp. 140—147). Kiev (in Ukrainian).
- Sollogub, V. B. (1986). *Lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova dumka, 183 p. (in Russian).

- Starostenko, V. I., Kobolev, V. P., Orovetsky, Yu. P., Buryanov, V. B., Makarenko, I. B., & Legostaeva, O. V. (2000). The deep structure and geological nature of the Black Sea Basin. In *Geology of the Black and Azov Seas* (pp. 175—184). Kiev: Carbon LTD (in Russian).
- Starostenko, V. I., Krupskyy, B. L., Pashkevych, I. K., Rusakov, O. M., Makarenko, I. B., Kutas, R. I., Hladun, V. V., Lehostaeva, O. V., & Lebid, T. V. (2011). Fault tectonics and oil and gas potential of the Ukrainian sector of the north-eastern part of the Black Sea. *Naftova i hazova promyslovisht, (1)*, 7—10 (in Ukrainian).
- Starostenko, V. I., Kuprienko, P. Ya., Makarenko, I. B., Savchenko, A. S., & Legostaeva, O. V. (2017b). Earth's crust composition of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield (types of crust) and patterns of location of ore mineral resources. *Geofizicheskiy zhurnal, 39(5)*, 27—46. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112338> (in Russian).
- Starostenko, V. I., Legostaeva, O. V., Makarenko, I. B., & Savchenko, A. S., (2015). Software system for automated data interpretation of potential fields (GMT-Auto). *Geofizicheskiy zhurnal, 37(1)*, 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322> (in Russian).
- Starostenko, V. I., Makarenko, I. B., Legostaeva, O. V., Rusakov, O. M., Pivovarov, V. L., & Melnichuk, P. N. (2003). The density of sedimentary complexes of the Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal, 37(1)*, 42—52 (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 of the megabasin of the Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal, 32(5)*, 3—20. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i5.2010.117496> (in Russian).
- Starostenko, V. I., Pashkevich, I. R., Makarenko, I. B., Kuprienko, P. Ya., & Savchenko, A. S. (2017c). Lithosphere heterogeneity of the Dnieper-Donets basin and its geodynamical consequences. Part II. Geodynamics interpretation. *Geodynamika, (2)*, 83—103 <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.083> (in Russian).
- Starostenko, V. I., Pashkevich, I. K., Makarenko, I. B., Rusakov, O. M., Kutas, R. I., Legostaeva, O. V. (2005). Fault tectonics of the crust of the northwestern shelf of the Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal, 27(2)*, 195—207 (in Russian).
- Starostenko, V. I. & Schwanzara, Ya. (Eds.). (1994). *Seismogravity modeling in the study of the lithosphere*. Kiev: Naukova Dumka, 291 p. (in Russian).
- Starostenko, V. I., Sharypanov, V. M., Savchenko, A. S., Legostaeva, O. V., Makarenko, I. B., & Kuprienko, P. Ya. (2011). On the automated interactive processing of graphic images of geological and geophysical objects. *Geofizicheskiy zhurnal, 33(1)*, 54—61. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i1.2011.117325> (in Russian).
- Starostenko, V. I., Sharypanov, V. M., Sharypanov, A. V., Savchenko, A. S., Legostayeva, O. V., Makarenko, I. B., & Kuprienko, P. Ya. (2016). Interactive software package Isohypse for three-dimensional geological and geophysical models, and its practical use. *Geofizicheskiy zhurnal, 38(1)*, 30—42. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107720> (in Russian).
- Starostenko, V. I., Yanik, T., Gintov, O. B., Lysynchuk, D. V., Šroda, P., Chuba, V., Kolomyiets, Ye. V., Aleksandroviskiy, P., Omelchenko, V. D., Kominakho, K., Guterkh, A., Tira, T., Grin, D. N., Legostaeva, O. V., Tibo, G. & Tolkunov, A. P. (2017a). The speed model of the crust and upper mantle along the DOBRE-4 profile from Northern Dobrudja to the central region of the Ukrainian shield. 1. Seismic data. *Fizika Zemli, (2)*, 24—35. doi: 10.7868/S0002333717020120 (in Russian).
- Malovitskiy, Ya. P., & Neprochnov, Yu. P. (Eds.). (1972). *The structure of the western part of the Black Sea basin*. Moscow: Nauka, 244 p. (in Russian).
- Belousov, V. V., & Volvovskiy, B. S. (Eds.). (1989). *The structure and evolution of the crust and upper mantle of the Black Sea*. Moscow: Nauka, 207 p. (in Russian).
- Tugolesov, D. A., Gorshkov, A. S., Meysner, L. B., Soloviev, V. V., & Khakhalev, E. M. (1985). *Tectonics of the Meso-Cenozoic deposits of the Black Sea Basin*. Moscow: Nedra, 215 p. (in Russian).
- Dortman, N. D. (Ed.). (1984). *Physical properties of rocks and minerals. Handbook of Geophysics*. Moscow: Nedra, 527 p. (in Russian).

- Chekunov, A. V. (1987). Problems of the Black Sea Basin. *Geofizicheskiy zhurnal*, 9(4), 3—24 (in Russian).
- Chekunov, A. V. (1972). *The crustal structure and tectonics of the south of the European part of the USSR*. Kiev: Naukova Dumka, 176 p. (in Russian).
- Shiker, V. Yu., Sulimov, I. N., & Ishchenko, L. V. (1987). *Litho-petrographic characteristics of the basement rocks of the Scythian plate within the Ukrainian Black Sea*. Odessa: Publ. Odessa University, 15 p. (in Russian).
- Shnyukova, E. E. (2016). *Magmatism of the junction zone of the West Black Sea depression, the Mountain Crimea and the Scythian plate*. Kiev: Naukova Dumka, 237 p. (in Russian).
- Belousov, V. V., Volvovsky, B. S., Arkhipov, I. V., Buryanov, V. B., Evsyukov, Y. D., Goncharov, V. P., Gordienko, V. V., Ismagilov, D. F., Kislov, G. K., Kogan, L. I., Kondyurin, A. V., Kozlov, V. N., Lebedev, L. I., Lokholatnikov, V. M., Malovitsky, Y. P., Moskalenko, V. N., Neprochnov, Y. P., Ostisty, B. K., Rusakov, O. M., Shimkus, K. M., Shlezinger, A. E., Sochelnikov, V. V., Sollogub, V. B., Solovyev, V. D., Starostenko, V. I., Starovoitov, A. F., Terechov, A. A., Volvovsky, I. S., Shigunov, A. S., & Zolotarev, V. G. (1988). Structure and Evolution of the Earth's Crust and Upper Mantle of the Black Sea. *Bollettino di geofisica teorica ed applicata*, XXX(117-118), 109—196.
- Graham, R., Kaymakci, N. & Horn, B. W. (2013). The Black Sea: Something Different? GEO Ex-Pro, October, 5862.
- Ludwig, W. J., Nafe, J. E., & Drake, C. L. (1970). Seismic refraction. In Maxwell A.E. (Ed.), *The Sea. Part 1: New concepts of sea floor evolution* (pp. 53—84). New York: John Wiley & Sons.
- Nikishin, A., Okay, A. I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2014a). The Black Sea Basins Structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basin Structure and Fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 638—655. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>.
- Nikishin, A., Okay, A. I., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., & Petrov, E. (2015b). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 656—670. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>.
- Rangin, C., Bader, A. G., Pascal, G., Ecevitoglu, B., & Görür, N. (2002). Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise). *Marine Geology*, 182(3-4), 265—278. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00236-5).
- Schleder, Z., Krezsek, C., Turi, V., Tari, G., Kosi, W., & Fallan, M. (2015). Regional Structure of the western Black Sea Basin: Constraints from Cross-Section Balancing. In Post, P. J., Coleman, Jr. J. L., Rosen, N. C., Roberts-Ashby, T., Kahn, P., Rowa, M. (Eds.), *4th Annual GC-SSEPM Foundation Perkins-Rosen Research Conference «Petroleum Systems in Rift Basins»* Houston, TX, USA, 13—16 December (pp. 509—520).
- Scott, C. L., Shillington, D. J., Minshull, T. A., Edwards, R. A., Brown, P. J., & White, N. J. (2009). Wide-angle seismic data reveal extensive overpressures in the Eastern Black Sea Basin. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1145—1163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x>.
- Shillington, D. J., Scott, C. L., Minshull, T. A., Edwards, R. A., Brown, P. J., & White, N. (2009). Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology*, 37(1), 7—10. <https://doi.org/10.1130/G25302A.1>.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V., Sava, C., & Stephenson, R. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 381(1-4), 211—233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.001>.
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Šroda, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Aleksandrowski, P., Gintov, O., Omelchenko, V., Kominaho, K., Guterch, A., Tiira, T., Gryn, D., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2013). Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophysical Journal International*, 195(2),

- 740—766. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt292>.
- Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Gryn, D., Rusakov, O., Czuba, W., Šroda, P., Grad, M., Guterch, A., Flüh, E., Thybo, H., Artemieva, I., Tolkunov, A., Sydorenko, G., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Kolomiyets, K., Legostaeva, O., Dannowski, A., & Shulgin, A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea. In M. Sosson, R. A. Stephenson, & S. A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 199—220). Geological Society, London. Special Publications.
- Starostenko, V., Legostaeva, O., Makarenko, I., Savchenko, A., & Kuprienko, P. (2015a). Automated software system for interpretation of the potential fields (GMT-Auto): 7th BgGS National Conference with International Participation «GEOPHYSICS 2015», (Sofia, May 20—23, 2015). CD-ROM.
- Starostenko, V. I., Rusakov, O. M., Pashkevich, I. K., Kutas, R. I., Makarenko, I. B., Legostaeva, O. V., Lebed, T. V., & Savchenko, A. S. (2015b) Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Geofizicheskiy zhurnal*, 37(2), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Farfuliak, L., Czuba, W., Šroda, P., Thybo, H., Artemieva, I., Sosson, M., Volfman, Yu., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gryn, D., Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2015c). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean peninsula. *Geophysical Journal International*, 201(1), 406—428. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv018>.
- Stovba, S. N., Popaduyk, I. V., Khriachtchevskaia, O. I., & Fenota, P. O. (2017a). The Ukrainian Sector of the Black Sea and Crimea: the Atlas of Subcrop Maps and Palaeogeographical Reconstructions. *XVIth International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects». 15—17 May 2017, Kiev, Ukraine* CD-ROM. 11030\_ENG.pdf.
- Stovba, S. N., Popaduyk, I. V., Khriachtchevskaia, O.I., & Fenota, P. O. (2017b). The Ukrainian Sector of the Black Sea and Crimea: the origin, tectonics and evolution. *XVIth International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects». 2017a. 15—17 May 2017, Kiev, Ukraine* CD-ROM. 11029\_ENG.pdf
- Tabulated physical property. Data-Leg 42B. The Shipboard Scientific Party. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. (1975). Vol. XLII, part 2, Istanbul, Turkey, 1131—1138.
- Yegorova, T., Baranova, E., & Omelchenko, V. (2010). The crustal structure of the Black Sea from the reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960s. In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R., Bergerat, F. & Starostenko, V. (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 43—56). Geological Society, London, Special Publications.
- Yegorova, T., Gobarenko, V., & Yanovskaya, T. (2013). Lithosphere structure of the Black Sea from 3D gravity analysis and seismic tomography. *Geophysical Journal International*, 193(1), 287—303. DOI: 10.1093/gji/ggs098.