

Геофизические неоднородности литосферы мегаплато Черного моря

© В. И. Старостенко, И. Б. Макаренко, О. М. Русаков,
И. К. Пашкевич, Р. И. Кутас, О. В. Легостаева, 2010

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 1 октября 2009 г.

Представлено членом редколлегии В. П. Коболевым

Уперше проведено комплексну інтерпретацію магнітного, гравітаційного і теплового полів, сейсмічної та V_p -томографічної інформації. Отримано нову та погоджену картину густинних, магнітних, теплових і швидкісних неоднорідностей. Складено детальнішу карту розломів консолідованої кори. Виявлено істотне розходження в будові земної кори та верхньої мантії Західно- і Східночорноморської западин. Воно полягає у розмірах зон "безгранітної" кори, розподілі та інтенсивності теплового потоку, рельєфі підшови термальної літосфери, диференціюванні сейсмічних швидкостей у мантії, структурі магнітних і гравітаційних аномалій у корі. Виявлено великі довгоіснуючі мантіїні зони розломів, серед яких найзначущою є Одесько-Синопська. Західно- і Східночорноморська западини утворилися послідовно на різних континентальних блоках, після чого розвивалися незалежно одна від одної. Утворення рифту в західному басейні почалося раніше, ніж у східному. Східночорноморський басейн характеризується тривалішою термальною активністю, ніж Західночорноморський, що привело до його пізнішої стабілізації.

Magnetic, gravity, heat flow, seismic and V_p -tomographic data from the Black Sea basin has been interpreted comprehensively for the first time. It has resulted in a new and consistent image of lithosphere density, magnetic, thermal and velocity heterogeneities. The most detailed map of faults is compiled for the consolidated crust. A substantial and important difference in the crust and mantle structure and geophysical parameters of the Western and Eastern Black Sea depressions is revealed. These dissimilarities are in the sizes of areas of "granite-less" crust, pattern and intensity of heat flow, topography of the bottom of the crust, thermal lithosphere, mantle seismic velocity and structure of magnetic and gravity anomalies of the crust. The large mantle long-lived fault zones have been more reliably delineated in the Black Sea with the most prominent Odessa-Sinop fault zone. The Western and Eastern Black Sea depressions have been sequentially formed on two large distinct continental blocks with independent post-rift development. The rifting of the western basin began earlier than that of the eastern one. The Eastern Black Sea basin is characterized by longer thermal activity than the Western Black Sea basin and consequently it has been stabilized later.

Введение. В последние годы внутриконтинентальная впадина Черного моря стала объектом многих национальных и международных исследований, поскольку она играет ключевую роль в понимании тектонической эволюции центральной части древнего океана Тетис и обладает значительным углеводородным потенциалом. Хотя широко распространено представление о мегаплато Черно-

го моря, как о задуговом бассейне, многие детали ее происхождения и эволюции являются предметом острых дискуссий [Adamia et al., 1977; Zonenshain, Le Pishon, 1986; Finetti et al., 1988; Görür, 1988; Okay et al., 1994; Spadini et al., 1996; Tüysüz, 1999; Nikishin et al., 2003; Besutiu, Zugravescu, 2003; Кутас, 2003; Robertson, Ustaömer, 2004; Афанасенков и др., 2007; Stephenson, Schellart, 2010]. Основные разли-

чия геодинамических моделей региона касаются возраста раскрытия впадины Черного моря и определения положения, количества и размеров первичных фрагментов Неотетиса, которые связаны с тектоническим развитием региона. В целом современное геологическое строение впадины Черного моря базируется на приповерхностной информации, такой как сейсмическая стратиграфия и строение осадочных слоев, на результатах редких профилей ГСЗ и геологических наблюдениях на окружающей суше [Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Göğür et al., 1997; Афанасенков и др., 2007 и др.]. Однако она недостаточна, чтобы обеспечить решение основных тектонических проблем, а именно: время раскрытия и последующей эволюции Западно-Черномор-

ской (ЗЧВ) и Восточно-Черноморской (ВЧВ) впадин.

В настоящей статье представлены первые результаты совместной интерпретации гравитационного и магнитного полей, теплового потока и скоростных сейсмических моделей литосферы с целью выделения ее геофизических неоднородностей и исследования связи поверхностных и глубинных структур в региональном масштабе.

Тектоника Черноморского региона. Тектоническая схема впадины Черного моря и ее обрамления (рис. 1) составлена на основе Международной тектонической карты Европы и окружающих регионов (1981), Международной тектонической карты Европы (1996) и дополнена данными [Чекунов, Маловицкий,

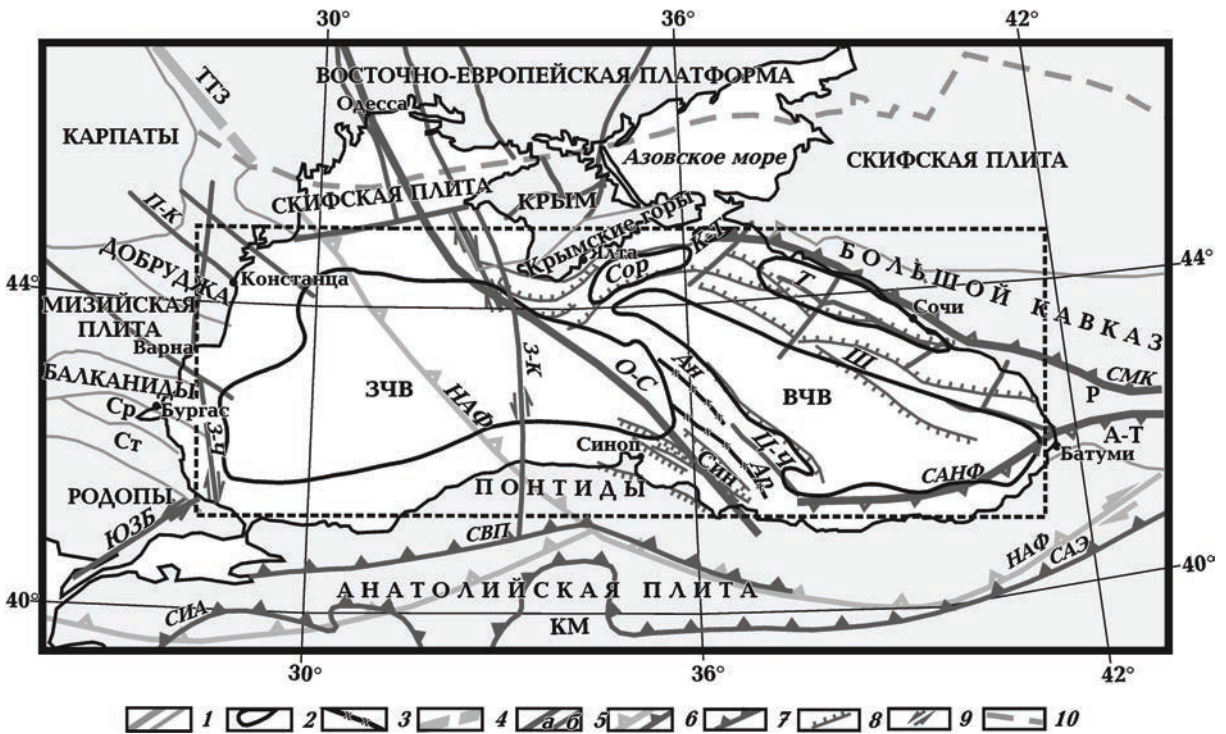


Рис. 1. Основные тектонические структуры Черноморского региона и его обрамления: 1 — границы смежных тектонических элементов; 2 — основные структуры впадины Черного моря; 3 — оси поднятий Андрусова (Ан) и Архангельского (Ар), по [Rangin et al., 2002]; 4 — предполагаемое юго-восточное окончание зоны Тейссейре — Торнквиста (ТТЗ); 5 — разломы первого (а) и второго (б) порядка; 6 — сутуры; 7 — надвиги; 8 — сбросы; 9 — относительные смещения вдоль разломов; с о к р а щ е н и я : структуры: Ср — Среднегорье, Ст — Странджа, Р — Рионская впадина, А-Т — Аджаро-Триалетская складчатая система, КМ — массив Киршехир, ЗЧВ — Западно-Черноморская впадина, ВЧВ — Восточно-Черноморская впадина, Сор — впадина Сорокина, К-Т — Керченско-Таманский прогиб, Т — Туапсинская впадина, Син — Синопская впадина, ЦЧ — Центрально-Черноморское поднятие, Ш — поднятие Шатского; разломы: П-К — Печеняга-Камена, ЮЗБ — Юго-Западных Балкан, З-Ч — Западно-Черноморский, З-К — Западно-Крымский, О-С — Одесско-Синопский; сутуры: СМК — Малого Кавказа, СВП — Внутренних Понтид, САЭ — Анкара—Эрзинкан; СИА — Измир—Анкара; НАФ — неоальпийский фронт надвигов [Finetti et al., 1988].

1975; Finetti et al., 1988; Regional ..., 1997; Tectonics ..., 2003; Rangin et al., 2002; Kaymakci et al., 2003; Nikishin et al., 2003; Khriachtchevskaia et al., 2010]. Тектоническое строение района исследований очень сложное и неоднородное. Мегавпадина окружена структурами различного возраста — от докембрия до кайнозоя, главные элементы которых, как правило, прослеживаются на шельфе Черного моря. На севере это Восточно-Европейская платформа (ВЕП), Скифская плита (СП), альпийский складчатый пояс Крыма и Кавказа, на востоке — Рионская депрессия и Аджаро-Триалетская складчатая система, на юге — Понтиды, на западе — Северо-Добруджинский ороген, Мизийская плита, складчато-надвиговый пояс Балканид и Родопский массив. Мегавпадина Черного моря состоит из двух впадин, в которых, в свою очередь, развиты структуры различного происхождения и истории развития.

Западно-Черноморская впадина отличается тем, что мощность постмеловых осадков в ее западной части несколько меньше (12 км), чем в восточной (14 км), в том числе майкопских отложений (3,5 и 5 км соответственно). Поверхность консолидированной коры впадины характеризуется плоским рельефом и крутыми, почти симметричными бортами, в которых в относительно узких зонах (первые десятки километров) отмечается перепад глубин до 4 км [Туголесов и др., 1985].

В Восточно-Черноморской впадине поверхность меловых отложений расположена в среднем на глубинах 11—12 км и осложнена небольшими антиклинальными поднятиями амплитудой 1—3 км [Туголесов и др., 1985]. Мощность майкопских отложений достигает 4 км. Большая мощность осадков выдерживается к востоку почти до аджарского побережья.

Центрально-Черноморское поднятие, которое состоит из хребтов Андрусова и Архангельского, разделяет ЗЧВ и ВЧВ. На хребте Андрусова кровля отложений мела расположена на глубине 6 км, отложения мела и эоцена отсутствуют. На севере поднятие стыкуется со складчатыми сооружениями Горного Крыма, на юге — с хребтом Архангельского (Ар) и с узкой (шириной около 35 км) Синопской впадиной, которая отделяет хребет от Центральных Понтид. На хребте Архангельского кровля мела находится на отметках менее 1 км.

Поднятие Шатского протягивается от Рионской впадины в северо-западном направ-

лении вдоль северо-восточного склона ВЧВ. В структурном плане оно проявляется отсутствием майкопских и эоценовых отложений по оси поднятия и залеганием кровли мела на глубине 5 км, что на 5 км выше, чем в соседних структурах. Ниже на глубинах порядка 9 км выявлена сейсмическая граница, которая соответствует кровле юрских отложений [Туголесов и др., 1985].

Туапсинский прогиб вытянут вдоль кавказского побережья и примыкает к шельфу. Он проявляется по кровле меловых отложений погружением до глубины 10 км. Майкопские отложения имеют мощность 5 км и резко выклиниваются на шельфе.

Прогиб Сорокина протягивается вдоль крымского побережья и имеет торцовое сочленение со структурами на юго-востоке. Поверхность отложений мела залегает на глубинах 9 км; мощность майкопских осадков в западной части впадины равна 4, в восточной — 5 км.

Глубинное строение коры региона освещено в многочисленных публикациях. Наиболее полный обзор его изученности приведен в работе [Starostenko et al., 2004]. Черноморский регион характеризуется дифференцированным рельефом подошвы коры, глубина залегания которой в пределах акватории варьирует от 19 до 36 км. В составе консолидированной коры условно выделяются "гранитный" и "базальтовый" слои. При этом базальтовый состав коры характерен для ЗЧВ и центральной части ВЧВ. Получены новые данные о строении верхней мантии по результатам интерпретации сейсмической томографии [Бугаенко и др., 2008]. Имеющиеся материалы о глубинном строении литосферы были использованы нами при интерпретации геофизических полей.

Не вдаваясь в обсуждение различных дискуссионных тектонических моделей Черноморского региона, кратко проанализируем соотношение между тектоническими элементами в пределах акватории и их продолжением на суше. Простирающиеся основных разломов и границ структур на суше на северной и южной окраинах акватории согласуются с современными границами впадин Черного моря. Взбросо-надвиговые разломы ВЧВ северо-западного и северо-восточного простираний составляют единую систему с разломами Большого Кавказа. Самые крупные разломы орогена Добруджи и Мизийской плиты ортогональны границам бассейна и субпараллельны Одесско-Синопскому разлому, Неоальпийскому фрон-

ту надвигов и предполагаемому юго-восточному продолжению Трансевропейской шовной зоны (ТТЗ), генеральное простираие которой показано на рис. 1.

Одесско-Синопский разлом рассматривается как межрегиональная структура, которая разделяет Западно-Черноморскую и Восточно-Черноморскую впадины и простирается от ВЕП до Понтид [Чекунов, 1987; Кравченко и др., 2003].

Исходные данные и подходы к интерпретации. Аномальное магнитное поле (ΔT_a). Аномальное магнитное поле мегавпадины Черного моря изучено производственными и академическими организациями [Маловицкий и др., 1969; Мирлин и др., 1972; Карта ..., 1990; Шрейдер и др., 1997; Снтін та ін., 2002; Казьмин и др., 2007]. Схематическая карта аномального магнитного поля (ΔT_a) с сечением изолиний 20 нТл (рис. 2) получена относительно референтного поля IGRF-2000 и отражает его региональные особенности. Некоторые локальные аномалии анализировались с использованием более детальных карт.

Как правило, магнитные аномалии шельфовых областей представляют собой продолжение аномалий суши, как это имеет место в Крыму. Их простираие и интенсивность существенно изменяются при приближении к глубоководной части бассейна. Здесь отмечаются два основных направления простираий аномалий — северо-западное и северо-восточное. Первое характерно для известной Алуштинско-Батумской (А-Б) аномалии ВЧВ и аномалии, сопровождающей Одесско-Синопский разлом (см. рис. 1, 2) в ЗЧВ. Северо-восточное простираие имеет Западно-Черноморская (З-Ч) аномалия.

Западно-Черноморская аномалия охватывает северо-западную часть западной впадины, состоит из нескольких вытянутых максимумов интенсивностью до 350 нТл на региональном фоне интенсивностью около 150—200 нТл, смещенных друг относительно друга. На северо-востоке З-Ч аномалия сочленяется с аномалией северо-западного простираия, связанной с Одесско-Синопской зоной разлома. Эта аномалия состоит из нескольких почти изометричных аномалий на региональном фоне интенсивностью 100—150 нТл. На юге ЗЧВ имеется минимум магнитного поля с несколькими линейными максимумами, параллельными ее южной границе.

Морфология аномального магнитного поля ВЧВ отличается от таковой ЗЧВ. Главная осо-

бенность — наличие Алуштинско-Батумской аномалии, которая, как и Западно-Черноморская, состоит из локальной и региональной компонент. Однако и локальные аномалии, и региональный фон здесь выше, чем в ЗЧВ. Локальные аномалии в пределах Алуштинско-Батумской аномалии с северо-запада на юго-восток эшелонировано смещены к востоку. Большая часть этой аномалии пространственно совпадает с хребтом Шатского, тогда как ее юго-восточная и северо-западная оконечности расположены в краевых частях котловины. В центральной части хребта фиксируется обширный магнитный минимум, на фоне которого прослеживается ряд слабых положительных линейных аномалий с простираием, близким к простираию Алуштинско-Батумской аномалии.

Краевая часть области положительного регионального поля охватывает хребет Андрусова. Хребет Архангельского отмечается локальными магнитными минимумами. Синопскому прогибу соответствует положительная аномалия, продолжающаяся за его пределы к юго-востоку.

Аномалии магнитного поля использованы для выделения разломов консолидированной коры традиционным методом горизонтальных градиентов [Старостенко и др., 2005].

Аномальное гравитационное поле. Гравиметрические съемки мегавпадины Черного моря разного масштаба позволили построить карту аномалий гравитационного поля в свободном воздухе ($\Delta g_{с.в}$) с сечением 5 мГал масштаба 1 : 1 000 000 (рис. 3).

В наблюдаемом поле ЗЧВ разделена на две части: западную и восточную. Для первой характерны слабоположительные значения, для второй — слабоотрицательные. На западе, у шельфа Болгарии, расположен минимум изометричной формы интенсивностью до –70 мГал. На северо-западе ЗЧВ зафиксирована положительная аномалия интенсивностью более 60 мГал.

В пределах ВЧВ аномальная область вытянута в северо-западном направлении и характеризуется слабоположительными значениями. На северо-западе (в сторону прогиба Сорокина) и на юго-востоке (к Аджаро-Триалетской зоне, где ВЧВ замыкается недалеко от побережья) наблюдается постепенное понижение поля до –60 и –50 мГал соответственно.

Центрально-Черноморскому подняттию соответствует относительно постоянное, слабоотри-

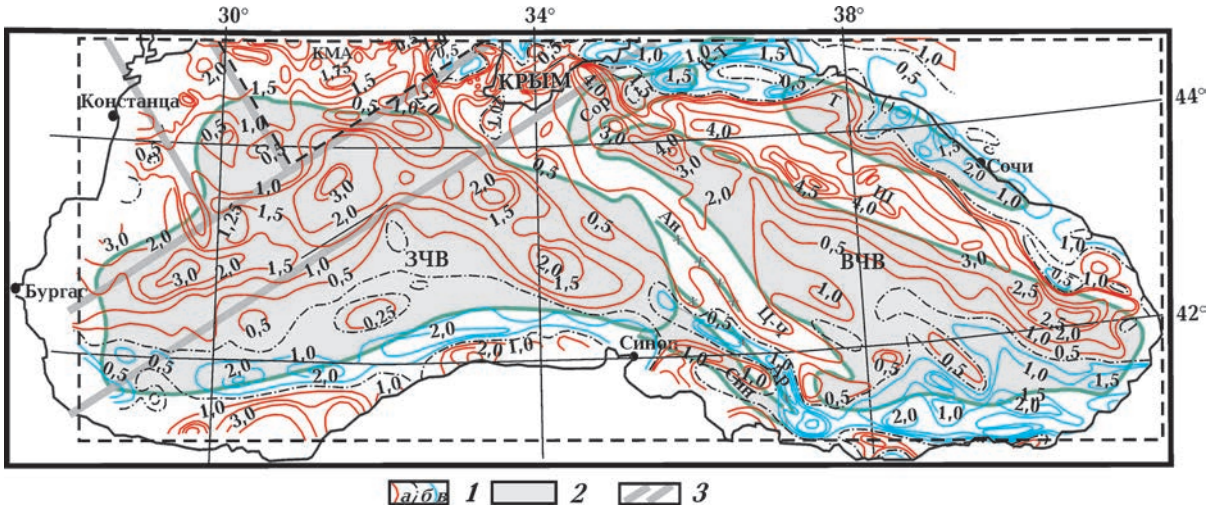


Рис. 2. Аномальное магнитное поле: 1 — изолинии (100 нТл): положительные (а), нулевые (б), отрицательные (в); 2 — впадины; 3 — высокоградиентная зона аномалий MAGSAT.

цательное поле интенсивностью до -25 мГал. Над поднятием Архангельского интенсивность поля понижается до -30 мГал.

Западная часть прогиба Сорокина в гравитационном поле проявляется интенсивным минимумом до -80 мГал. Восточнее значения поля резко возрастают до 50 мГал.

На значительной части поднятия Шатского гравитационное поле резко отрицательное. Контакт между Туапсинской впадиной и поднятием Шатского в гравитационном поле не отвечает конфигурации структур.

Северо-западная часть Туапсинской впадины расположена в зоне градиентов, а в се-

веро-восточной части наблюдается максимум интенсивностью более 40 мГал.

Аномалии гравитационного поля содержат информацию о всем разрезе земной коры и верхней мантии региона. Поэтому наблюдаются несоответствия конфигурации структур, отмеченные выше, и морфологии гравитационного поля. Для изучения неоднородности консолидированной коры ее гравитационный эффект был получен путем удаления из наблюдаемого гравитационного поля эффектов воды, осадочного слоя и верхней мантии. В отличие от полученного в предыдущих исследованиях [Fig. 13, Starostenko et al., 2004], в данной ра-

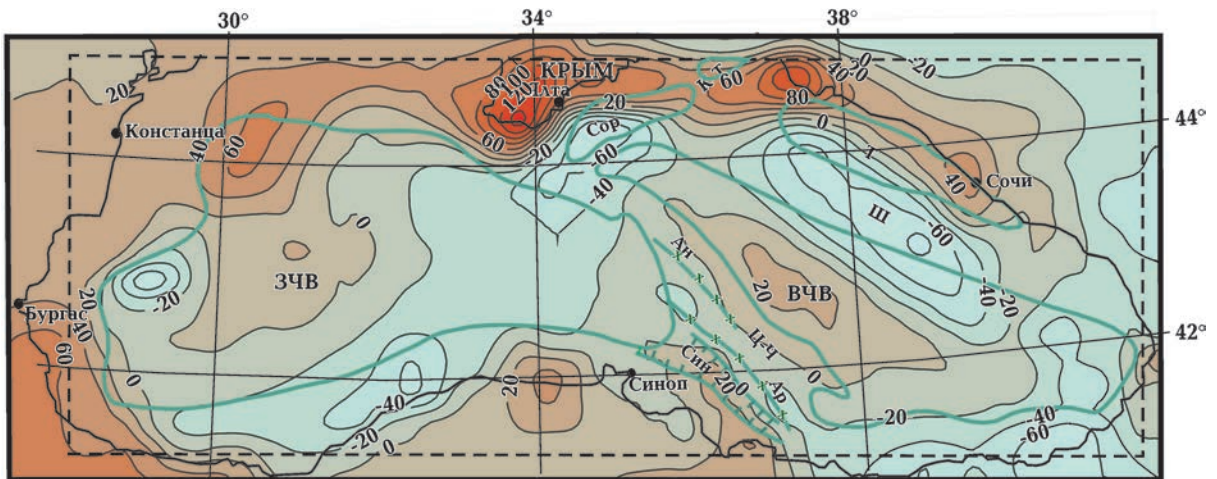


Рис. 3. Наблюдаемое гравитационное поле, изолинии в миллигалах.

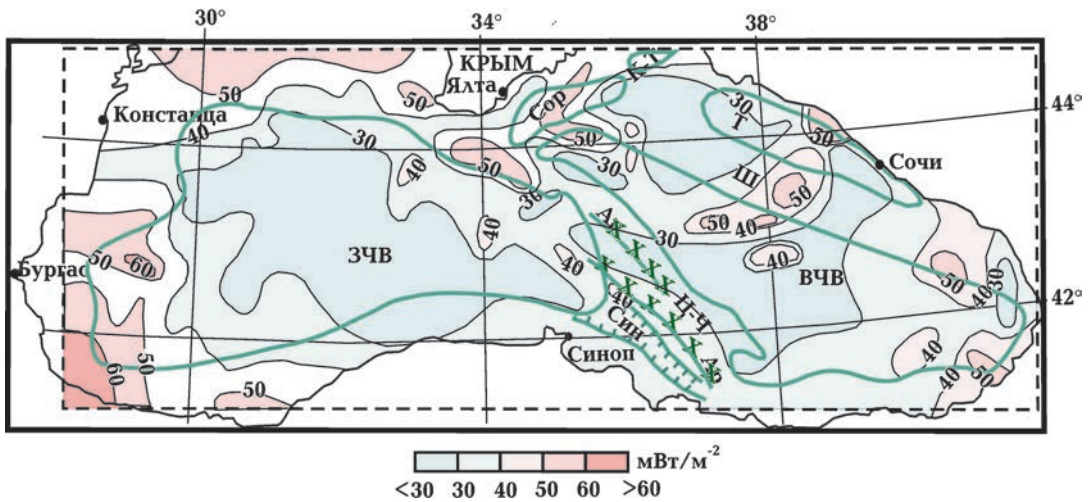


Рис. 4. Схема плотности теплового потока.

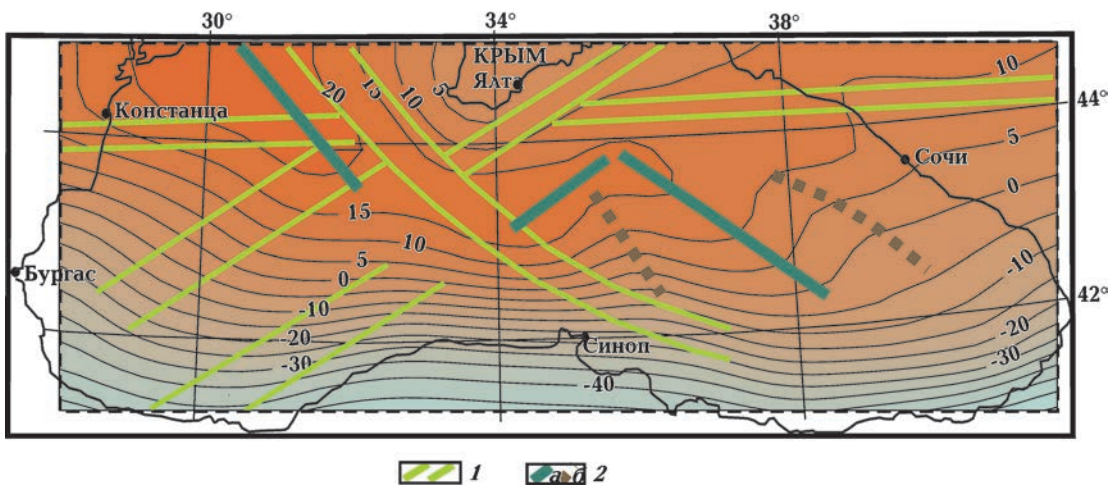


Рис. 5. Мантийная составляющая гравитационного поля: 1 — зоны повышенных градиентов; 2 — относительные максимумы (а) и минимумы (б).

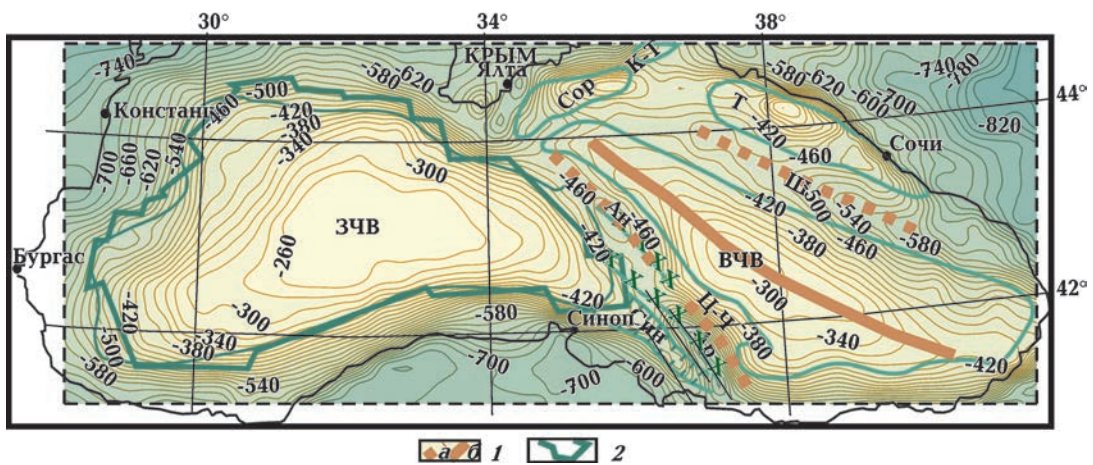


Рис. 6. Гравитационный эффект консолидированной части коры, изолинии в миллигалах: 1 — относительные максимумы (а) и минимумы (б); 2 — контур Западно-Черноморской впадины, предположительно связанный с разломами консолидированной коры.

боте он определен более достоверно, поскольку учтено влияние интрузивных тел периферии Черного моря, расположенных в коре, а эффект осадочной толщи рассчитан по более детальной сети (5×5 км) с использованием новых данных о плотности, в частности, карты плотности для майкопских отложений [Старостенко и др., 2005].

Карта остаточного гравитационного поля была использована в комплексе с картой аномального магнитного поля для идентификации разломов консолидированной коры.

Тепловой поток. Осадочный бассейн Черного моря выделяется низкими тепловыми потоками ($20\text{—}40$ мВт/м²) на фоне повышенных или высоких значений, характерных для структур его обрамления (рис. 4). Минимальные значения соответствуют центральным, наиболее погруженным участкам ЗЧВ и ВЧВ. В ЗЧВ тепловое поле слабо дифференцировано. Центральную часть впадины с максимальной мощностью постэоценовых отложений оконтуривает изолиния 30 мВт/м², а изолиния 40 мВт/м² практически повторяет контуры миоцен-четвертичной впадины. Среднее значение теплового потока в ЗЧВ составляет 32 ± 5 мВт/м².

В ВЧВ тепловое поле более дифференцировано. Тепловые потоки изменяются от 18 до 60 мВт/м², преобладают значения $30\text{—}40$ мВт/м². Среднее значение составляет 35 ± 6 мВт/м². На фоне доминирующих низких значений в центральной части ВЧВ выделяется крупная область, оконтуренная изолинией 40 мВт/м², в пределах которой значения теплового потока достигают 55 мВт/м². Эта область занимает секущее положение по отношению к основным тектоническим единицам — ВЧВ и поднятию Шатского. По-видимому, данная область состоит из нескольких локальных аномалий, однако редкая сеть наблюдений не позволяет детализировать ее структуру.

В пределах Центрально-Черноморского поднятия тепловые потоки изменяются от 20 до 70 мВт/м². Наиболее интенсивная положительная аномалия выделяется в северо-западной части поднятия. Несколько локальных аномалий выявлено вдоль его западного склона, но большая часть поднятия характеризуется относительно низкими тепловыми потоками.

К периферии мегавпадины Черного моря тепловые потоки увеличиваются, а тепловое поле становится более дифференцированным. Величина тепловых потоков изменяется от 20 мВт/м² до сотен милливатт на квадратный метр. Ано-

малии имеют ограниченные размеры (по этой причине они на схеме теплового потока не отражены), что свидетельствует о неглубоком положении их источников. По периферии мегавпадины ощущается влияние температурного режима структур суши. В частности, повышенными тепловыми потоками выделяются структуры Аджаро-Триалетской зоны, Балканид, Среднегорья и др. (см. рис. 1, 4). Заметные вариации тепловых потоков характерны для разновозрастных тектонических структур, выделяемых по периферии впадин, в частности, прогибов и поднятий.

Интенсивность и морфология поля резко изменяются в пределах континентального склона и шельфа. Это позволяет увязывать характер теплового поля мегавпадины Черного моря с формированием молодого глубокого осадочного и водного бассейнов.

На распределение тепловых потоков в литосфере влияет много глубинных и поверхностных факторов, методика учета которых, в том числе в Черном море, неоднократно описана в литературе (например, см.: [Кутас, 1978; Кутас, Цвященко, 1993; Галушкин, Кутас, 1995; Кутас, 2003; Галушкин и др., 2006]).

Результаты и их обсуждение. Гравитационный эффект мантии. Чтобы выделить гравитационный эффект консолидированной коры мегавпадины Черного моря для изучения разломной тектоники, из наблюдаемого гравитационного поля необходимо удалить эффекты разных слоев, в том числе мантии. Впервые мантийная компонента этого региона была оценена в работе [Бурьянов и др., 1987]. Относительные плотности с учетом того, что нагрев мантийного вещества на 100 °С уменьшает его плотность на $0,01$ г/см³ [Bott, 1971], были получены с использованием одномерных колонок зависимости температуры от глубины для докембрийского щита и глубоководной котловины. Одномерная функция глубина/температура для котловины рассчитана по значениям теплового потока экватории, осредненным по сети $1^\circ \times 1^\circ$. Отклонения температуры под котловиной от температуры под щитом было принято за опорное. Мантийная компонента для мегавпадины Черного моря, оцененная таким образом, не дифференцирована.

В настоящее время плотность определений теплового потока в Черном море и их точность позволила построить графики изменения температуры с глубиной для центральных частей ЗЧВ и ВЧВ, а также Центрально-Черноморского поднятия.

Значения относительной плотности в ЗЧВ, ВЧВ и Центрально-Черноморском поднятии составляют $-0,02$; $-0,019$ и $-0,013$ г/см⁻³ соответственно. При таких значениях плотности гравитационные эффекты мантии в центрах впадин отличаются на 7 мГал.

В этой работе для определения мантийной компоненты впадины Черного моря впервые применен метод, основанный на зависимости скорость/плотность, поскольку он позволяет более детально охарактеризовать распределение плотности при наличии карт сейсмических скоростей по данным V_p -томографии. Чтобы реализовать указанный метод на практике, необходимо вывести соотношение $\rho = f(V_p)$. Оно получено таким образом. Для референтной модели Земли на глубинах от 24 до 220 км были приняты значения скорости распространения продольных волн (V_p) и плотности (ρ) по данным [Dziewonsky, Anderson, 1981], и методом наименьших квадратов получено соотношение

$$\rho = 0,176 V_p + 1,955. \quad (1)$$

Затем для каждого из 7 уровней, для которых известны скорости распространения сейсмических волн [Бугаенко и др., 2008], по формуле (1) были рассчитаны значения плотности вещества через 25 км в диапазоне 50—200 км. Для получения интегрального эффекта слоя от 50 до 200 км были рассчитаны и просуммированы гравитационные эффекты каждого из 7 слоев одинаковой мощности (25 км). Чтобы привести гравитационные эффекты всех слоев к единому уровню [Starostenko et al., 2004], аномальные значения плотности всех слоев были сформированы относительно референтной кривой изменения плотности докембрийского кратона с глубиной [Бурьянов и др., 1981]. В пределах Черного моря гравитационный эффект мантии изменяется от 5 до (-50) 50 мГал, причем в центральных частях ЗЧВ и ВЧВ его значения отличаются на 5—10 мГал (рис. 5). Таким образом, оценки мантийной компоненты в центральных частях впадин, полученные с использованием графиков изменения температуры с глубиной и данных V_p -томографии, согласуются друг с другом.

Мантийная компонента слабо дифференцирована. Тем не менее она имеет свои особенности во впадинах Черного моря. В ЗЧВ наблюдается градиентное увеличение поля с юга на север. Для ВЧВ характерно наличие относительных положительных и отрицательных аномалий. Простирается зоны перехода от

положительных к отрицательным значениям мантийной компоненты следует конфигурации мегавпадины и Понтид. Наиболее интенсивная аномалия (+22 мГал) занимает северо-западную часть мегавпадины. Северо-западное направление изолиний мантийной компоненты четко соответствует простираению зоны высоких градиентов в поле T -аномалий MAGSAT (см. рис. 2). В западной части бассейна Черного моря наблюдаются оси слабых относительных максимумов и минимумов северо-восточного тренда.

Гравитационный эффект консолидированной коры. Остаточное гравитационное поле консолидированной коры играет важную роль в изучении неоднородности этого слоя литосферы. Поле представлено отрицательными значениями, поскольку аномальные плотности слоя воды и осадков отнесены к плотности мантии [Starostenko et al., 2004]. По величине эффекта различных структур консолидированной коры (рис. 6) выстраивается следующий ряд: впадины — Западно-Черноморская (-260 мГал), Восточно-Черноморская (-300 мГал), Туапсинский прогиб (-320 мГал); поднятия — Центрально-Черноморское (-440 мГал), Шатского (от -460 до -560 мГал). Кавказ и Понтиды характеризуются максимальными отрицательными значениями, достигающими -800 мГал. Над Центральными Понтидами выделены аномалии интенсивностью до -720 мГал. Вдоль шельфа наблюдается разная величина градиента гравитационного эффекта консолидированной коры. Максимальные его значения зафиксированы в районе Туапсинского прогиба и при переходе к Понтидам.

Каждый тектонический элемент выделяется относительным максимумом или минимумом на общем отрицательном фоне (рис. 6). Поэтому удобнее рассматривать не абсолютную интенсивность остаточного поля, а величину его относительных аномалий. В областях наибольшего вклада в наблюдаемое поле гравитационного эффекта воды и осадочных отложений отмечается наименьший вклад консолидированной коры. Такое соотношение характерно для всех внутренних и окраинных глубоководных бассейнов планеты [Starostenko et al., 2004].

В гравитационном эффекте консолидированной коры депрессии выделяются относительными максимумами, а поднятия относительными минимумами. ЗЧВ и ВЧВ характеризуются относительными максимумами. Прогиб Сорокина выделяется аномалиями северо-

ро-восточного и широтного простираия. Туапсинская впадина фиксируется двумя относительными максимумами с более интенсивным в северо-западной части. Синопская впадина ограничена зонами повышенных градиентов с относительным максимумом в центре. Центральное-Черноморское поднятие и хребет Шатского характеризуются относительными минимумами остаточного гравитационного поля.

При сравнении эффекта мантийных и коровой составляющих можно заметить, что прямая связь наиболее четко проявляется в пределах ЗЧВ и ВЧВ. Это, по всей видимости, связано с уплотнением нижней части коры и верхней мантии под этими структурами. Об уплотнении нижней части коры и верхней мантии при опускании глубоководных впадин упоминалось давно (см. например: [Русаков, 1991]).

Установлена четкая корреляция между максимумами мантийной компоненты (см. рис. 5) и максимумами гравитационного эффекта консолидированной коры (см. рис. 6) в ВЧВ, а также минимумами этих полей над поднятиями Шатского и Центральное-Черноморским. В ЗЧВ линейные аномалии отсутствуют. Здесь зоны повышенных градиентов мантийной и коровой компонент совпадают (рис. 5, 6).

Тепловой режим мантии. Одна из главных задач интерпретации результатов измерений теплового потока — оценка его коровой и мантийной компонент и построение геотермической модели литосферы. Сложность решения этой задачи для молодых развивающихся бассейнов создает нестационарный характер теплового поля, обусловленный тектономагматической активностью, погружением фундамента, накоплением осадков. Поэтому ее корректное решение возможно только с учетом эволюции осадочного бассейна. В условиях жесткой литосферы, в которой тепло передается кондуктивной теплопроводностью, формирование теплового режима может быть восстановлено на основе решения нестационарного уравнения теплопроводности для области с подвижной верхней границей [Галушкин, Кутас, 1995; Кутас и др., 1997; Галушкин и др., 2006]. По результатам численного решения уравнения теплопроводности рассчитаны значения корового и мантийного теплового потока, построены графики изменения температуры с глубиной в литосфере. Исправленные за изменение климата и осадконакопления тепловые потоки в придонном слое осад-

ков составляют 55—60 и 53—60 мВт/м² соответственно в ЗЧВ и ВЧВ, их радиогенная компонента равна 10—12 и 7—8 мВт/м² (стационарные значения соответственно 15—17 и 13—17 мВт/м²). Мантийная компонента под мегавпадиной изменяется от 44—45 мВт/м² в центральной части до 25—35 мВт/м² на периферии.

В пределах ВЕП, не осложненной молодой тектонической активностью, мантийная компонента теплового потока равна 20 ± 3 мВт/м². Если это значение принять за фоновое, то по отношению к нему в пострифтовых впадинах Черного моря аномальный мантийный тепловой поток составляет 20—25 мВт/м².

Интерпретация мантийных аномалий базируется на предположении, что они связаны с раскрытием черноморских впадин и поднятием астеносферы. Время раскрытия и начальное распределение температуры определялись методом подбора на основе решения нестационарного уравнения теплопроводности [Kutas et al., 2004]. Процесс рифтогенеза в ЗЧВ начался, очевидно, в раннем мелу, а ВЧВ — в конце позднего мела [Кутас, 2003]. По результатам моделирования построены современные температурные разрезы литосферы ЗЧВ и ВЧВ и определено положение поверхности астеносферы как слоя частичного плавления (рис. 7).

Геолого-геофизический анализ, математическое моделирование и интерпретация аномалий теплового поля в пределах Черного мо-

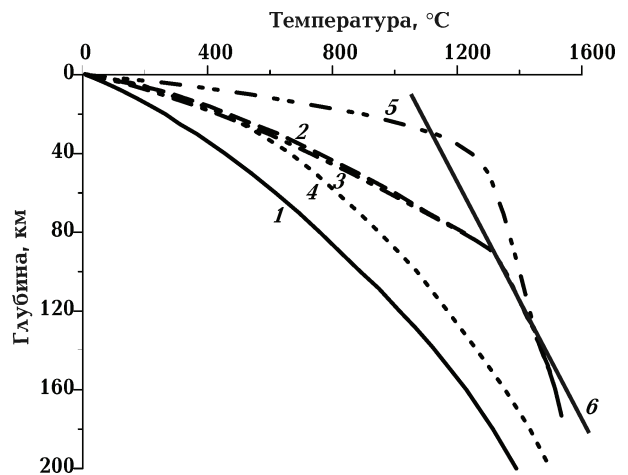


Рис. 7. Изменение температуры с глубиной: 1 — докембрийская платформа; 2 — Западно-Черноморская впадина; 3 — Восточно-Черноморская впадина; 4 — Центральное-Черноморское поднятие; 5 — исходная температура в конце рифтообразования; 6 — температура солидуса основных пород.

ря позволяют утверждать, что тепловую эволюцию литосферы и ее современный тепловой режим определили, главным образом, мантийная составляющая теплового потока, радиогенное тепло земной коры и изменение условий теплопереноса в связи с современным накоплением осадков [Кутас, 2003]. Современный тепловой режим литосферы нестационарен, что обусловлено рифтогенезом в раннем мелу и накоплением мощной толщи кайнозойских осадков.

Разломная тектоника консолидированной коры. Располагая данными об аномальном магнитном поле региона (см. рис. 2) и остаточном гравитационном поле консолидированной коры (см. рис. 6), мы получили уникальную возможность изучить разломную тектонику консолидированной коры, а используя мантийную компоненту гравитационного поля (см. рис. 5) и данные сейсмической томографии, — впервые оценить их глубинность по комплексу данных.

По методике, описанной в статье [Старостенко и др., 2005], построена схема разломов консолидированной коры (рис. 8), на которой также показаны зоны максимальных градиентов T - и Z -аномалий MAGSAT [Coles et al., 1982; Haines, 1985] и зоны нарушений мантийной компоненты гравитационного поля, характеризующие генеральные простирания основных систем разломов и их глубинность.

В Черноморском регионе выделены две основные системы разломов. Диагональная система разломов северо-восточного и северо-западного простираний контролирует основные тектонические элементы. Разломы северо-западного простирания характерны для восточной части региона, тогда как северо-восточного — для западной части. Диагональная система включает в себя крупную Одесско-Синопскую зону разломов, а также Алуштинско-Батумскую, Западно-Черноморскую и зону разломов, субпараллельную позднеальпийской Интра-Понтийской сутуре [Акбаурам et al., 2009]. Простирание двух последних зон совпадает с простиранием разлома Юго-Восточных Балкан.

Ключевую роль в разломной тектонике и развитии впадин Черного моря играет Одесско-Синопская зона разломов, прослеженная от ВЕП через Черное море к Понтидам. Наши данные показывают, что это зона переменной ширины (до 100 км). Она состоит из фрагментов одного простирания, часто смещенных относительно друг друга ортогональ-

ными к ней разломами. В западной части моря и в пределах Центрально-Черноморского поднятия указанная зона сопровождается разломами такого же простирания. Одесско-Синопская зона разломов ограничивает с северо-востока Западно-Черноморскую зону разломов и зону разломов, параллельную Интра-Понтийской сутуре. Простирание Одесско-Синопской зоны изменяется с северо-запада на юго-восток в направлении Синопского прогиба, где она разделяется на две большие ветви. Можно предположить, что сам Одесско-Синопский разлом представлял собой серию правосторонних сдвигов на синопском шельфе и дугообразных ответвлений юго-восточного простирания, что является признаком общего правостороннего смещения вдоль разлома. Это изменение простирания следует Северо-Анатолийскому разлому [Rangin et al., 2002], согласуясь с правосторонними перемещениями по нему, и неоальпийскому фронту надвигов [Finetti et al., 1988]. В свою очередь, неоальпийский фронт надвигов протягивается на прямом продолжении предполагаемой Транс-европейской шовной зоны, а его простирание субпараллельно простиранию разломов Одесско-Синопской зоны. В юго-западной части Черного моря простирание фронта надвигов совпадает с трендом альпийских структур, таких как сутура Сардар, Пелагонская зона и северо-западная часть Эллинского желоба [Vozkurt et al., 2000]. На северо-западном шельфе и в северной части ЗЧВ по Одесско-Синопской зоне разломов отмечаются правосторонние смещения границы ВЕП [Старостенко и др., 2005]. Происхождение Западно-Черноморской зоны разломов, контролируемой линейными магнитными аномалиями, по-видимому, обусловленными породами основного состава и смещенными поперечными "трансформными" разломами, может быть связано с образованием рифта и процессами спрединга. В ВЧВ А.А. Шрейдером и др. [1997] аналогичная природа предполагается и для Алуштинско-Батумской зоны разломов, которая картируется отдельными фрагментами переменного северо-западного простирания, нарушенными, как и линейные аномалии внутри зоны, северо-восточными "трансформными" разломами. Зона на северо-западе трассируется в пределах хребта Шатского, а на юго-востоке — в пределах ВЧВ.

Здесь в зоне "трансформных" разломов увеличивается интенсивность теплового потока и степень его дифференциации.

Разломы диагональной системы влияют на распределение аномалий теплового потока и в западной котловине (см. рис. 4, 8). Простирающиеся разломы диагональной системы согласуются с простирающимися южной и юго-западной границ ВЕП. Разломами этой системы, вероятно, обусловлена и конфигурация Крымского полуострова [Литосфера ..., 1994].

Генеральное простирающееся Западно-Черноморской и Одесско-Синопской зон разломов хорошо коррелируется с простирающимися зонами высоких градиентов T -аномалий MAGSAT (см. рис. 2, 8) и зон нарушений мантийной компоненты гравитационного поля (см. рис. 5), что свидетельствует о мантийном происхождении разломных зон. Зоны высоких градиентов T -аномалий MAGSAT северо-западного тренда соответствуют юго-западному продолжению зоны Трансевропейской сутуры (см. рис. 2, 8) и простираются северо-западной части Одесско-Синопской зоны. Зона высоких градиентов северо-восточного простирающихся этих аномалий в Западно-Черноморской зоне разломов параллельна простирающимся Горного сооружения Крыма и впадины Сорокина.

В мантийной компоненте гравитационного поля Алуштинско-Батумская зона разломов отражается полосой слабоповышенных градиентов, а ее центральная часть проявляется слабым минимумом этой компоненты. Западно-Черноморская зона разломов и зона разломов, субпараллельная Интра-Понтийской сутуре, выделяются повышенными градиентами указанной компоненты.

Ортогональная система разломов в геофизических полях трассируется только фрагментарно. Роль этих разломов в формировании различных структур понята не полностью. Однако можно предполагать наличие широтного пояса отдельных разломов, которые трассируются на севере акватории. Этот пояс часто сопровождается магнитными минимумами и максимумами остаточного гравитационного поля и четко фиксируется в мантийной гравитационной компоненте (см. рис. 5, 8), интенсивность которой возрастает к северу. В ВЧВ широтный пояс прослеживается по данным томографии до глубины 200 км [Бугаенко и др., 2009] к востоку от зоны высоких градиентов T -аномалий MAGSAT северо-восточного простирающихся и повышенных гравитационных градиентов мантийной компоненты. Далее на запад указанный пояс с перерывом трассируется и к западу от Одесско-Синопской зоны разломов.

Наиболее крупные зоны разломов консолидированной коры и связанные с ними системы, о которых шла речь, также характерны для периферии бассейна Черного моря. Современная конфигурация ЗЧВ, по-видимому, унаследовала их. Самый убедительный пример — северная и северо-западная ее границы. Они могли быть сформированы под результирующим влиянием правосторонних сдвигов северо-западного простирающихся и субширотными разломами консолидированной коры (см. рис. 6). Южная и восточная границы впадины, вероятно, отражают большую однородность консолидированной коры, хотя отдельные участки границ также повторяют фрагменты ее разломов.

Сравнение рис. 8 и 1 приводит к выводу, что разломы консолидированной коры в мегавпадине Черного моря часто являются продолжением разломов суши и шельфа или характеризуются согласным с ними простирающимися. В первую очередь это относится к Одесско-Синопской зоне разломов. Поскольку ее северо-западный фрагмент четко картируется в пределах Украинского щита [Кравченко и др., 2003; Старостенко и др., 2005] и проявляется в мантийной компоненте гравитационного поля (см. рис. 5), можно предположить, что это самая древняя и долгоживущая зона мегавпадины Черного моря. Алуштинско-Батумская зона и юго-восточное ответвление Одесско-Синопского разлома, будучи ограниченными среднеальпийским фронтом надвигов [Finetti et al., 1988; Rangin et al., 2002], не проявляются в Понтидах и Аджаро-Триалетской зоне. Многие разломы западного побережья Черного моря прослеживаются до Западно-Черноморского разлома, другие, например разлом Печеняга-Камена и разломы этого простирающихся, трассируются в пределах ЗЧВ.

Строение и геофизические неоднородности консолидированной коры и верхней мантии. По соотношению рельефа подошвы коры, гравитационных, магнитных, сейсмических и тепловых характеристик коры и верхней мантии (рис. 9) ЗЧВ и ВЧВ характеризуются подъемом раздела Мохо, наличием безграничной коры, так называемой базальтовой, и магнитных неоднородностей, распределение которых контролируется основными зонами разломов.

Практически вся ЗЧВ имеет безграничную "базальтовую" кору. Области повышенной намагниченности "базальтовой" коры соотносят-

ся с наиболее крупными Одесско-Синопской и Западно-Черноморской зонами разломов. Источники региональных и локальных магнитных аномалий сосредоточены в "базальтовом" слое. Глубины до их нижних кромок четко не определены, хотя не превышают глубины до раздела Мохо и изотермической поверхности 600 °С. Намагниченность коры северо-западной и северо-восточной частей ЗЧВ, по данным 3D магнитного моделирования, изменяется в пределах 1,0—3,0 А/м [Геология ..., 1987; Пашкевич и др., 1993; Литосфера ..., 1994]. Области повышенной намагниченности относятся к северной части остаточного гравитационного максимума, занимающего склон подошвы коры, где температура достигает 550—600 °С на глубине 30 км. В юго-западной части ЗЧВ температура равна 600 °С на глубине 20 км. Локальные магнитные аномалии обусловлены источниками с относительной интенсивностью намагниченности 0,5—0,7 А/м. Немагнитная кора выделена в южной и западной частях ЗЧВ.

Область концентрации в коре источников *T*-аномалии MAGSAT, известной как Курская, относится к Сарматии (крупный сегмент ВЕП) и северо-западной части Черноморского региона. Средняя интенсивность намагниченности этой области составляет 1,5 А/м [Pashkevich et al., 1995; Taylor et al., 1995]. Юго-западный край источника отвечает окраине ВЕП и соответствует простиранию предполагаемого юго-западного продолжения зоны Трансевропейской сутуры.

В ВЧВ безграничная кора выделена только в центральной части. Ее распространение четко коррелируется с максимумами остаточного гравитационного поля, осью зоны слабого повышения интенсивности мантийной компоненты, наличием немагнитной коры и подъемом подошвы коры. Характерно северо-западное простирание магнитных аномалий (рис. 9).

В западной и северо-западной частях ВЧВ кора обладает повышенной намагниченностью — до 3,0 А/м [Belousov et al., 1988]. Возмущающие тела прослеживаются за пределы впадины, однако, согласно его конфигурации. Намагниченность локальных источников, которые, как и в ЗЧВ, расположены в "базальтовом слое", на региональном фоне не превышает 1,0 А/м [Шрейдер и др., 1997].

По мнению А. А. Шрейдера и др. (1997), линейные магнитные аномалии в пределах Алуштинско-Батумской зоны разломов связаны с основными породами, которые возник-

ли в процессе образования рифта в меловой период. Если магнитные аномалии в Западно-Черноморской зоне разломов северо-восточного простирания также связаны с рифтом, то указанные системы магнитных аномалий отличаются не только простираниями, но и их положением относительно контуров впадин. Первая система картируется над хребтом Шатского и частично над восточной частью самой ВЧВ. Вторая документируется в северо-западной части ЗЧВ к западу от Одесско-Синопской зоны разломов.

Рис. 10 демонстрирует неоднородности консолидированной коры и литосферы, а также мощности термической литосферы в обеих впадинах: отмечается подъем раздела Мохо, литосфера существенно утонена под безграничной корой. В ЗЧВ рельеф нижней границы литосферы плоский, ее мощность составляет около 90 км и увеличивается до 110—120 км на периферии и за ее пределами. Под ВЧВ мощность литосферы под безграничной корой составляет около 80 км, но ее подошва имеет куполообразную форму. Такая форма нижней границы литосферы, по-видимому, отражает выступ астеносферы под ней. Судя по интенсивности коровой и мантийной компонент, в южных частях обеих впадин мантия разуплотнена, а кора характеризуется повышенной плотностью, в центральных частях обеих впадин разуплотнены и кора, и мантия. В ВЧВ обширная аномалия теплового потока связана с предполагаемой рифтовой зоной. Тепловой поток над ней формирует широкий минимум, который занимает большую часть впадины.

В регионе установлена дифференциация скоростей распространения сейсмических волн в литосфере глубже 50 км [Бутаенко и др., 2008]. Северная и южная части региона характеризуются максимумами и минимумами скоростей соответственно. Граница между ними погружается на север до глубин 80—100 км (рис. 10).

В области "базальтовой" коры ВЧВ установлена прямая связь между повышенными значениями мантийной компоненты гравитационного поля и относительными максимумами гравитационного эффекта консолидированной коры (см. рис. 5, 6). Относительный максимум остаточного гравитационного поля в ЗЧВ также отвечает "базальтовой" коре, однако он не коррелируется с мантийной компонентой.

Конфигурация ЗЧВ, как отмечалось выше, контролируется разломами консолидированной коры. Напротив, очертания ВЧВ лишь на

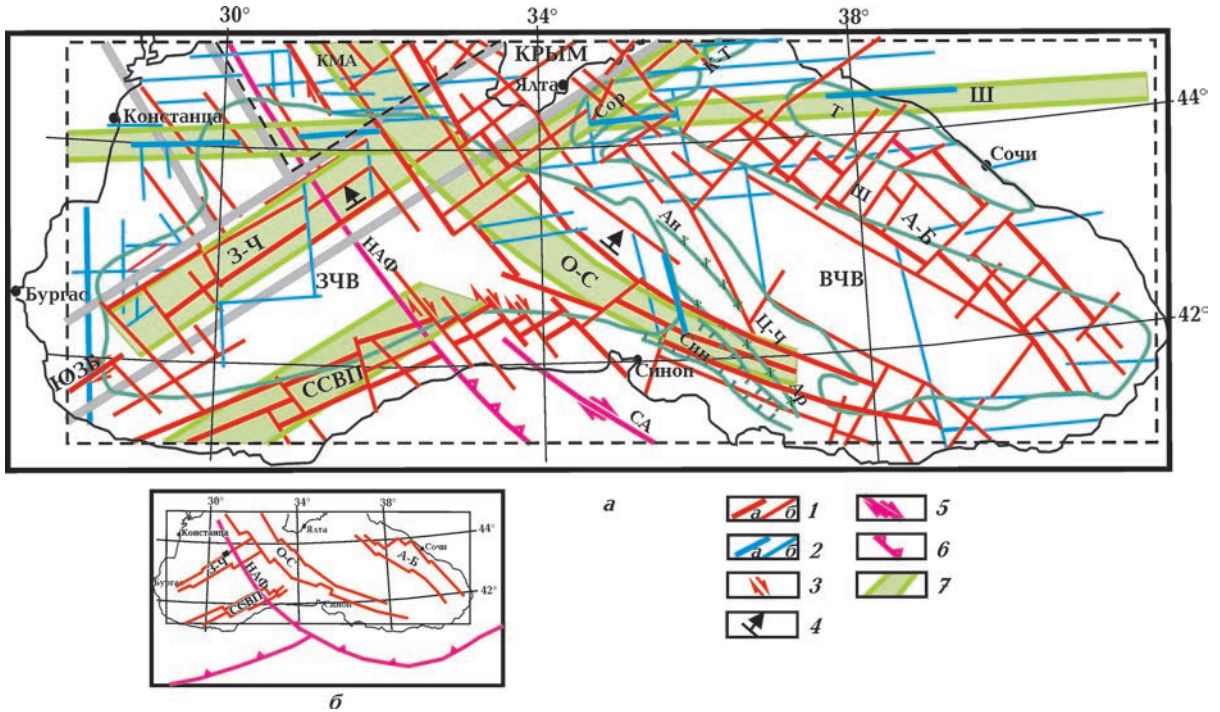


Рис. 8. Схема разломной тектоники консолидированной коры (а) и соотношение главных зон разломов с неоальпийским фронтом надвигов [Finetti et al., 1988] (б): 1 — разломы диагональной системы первого (а) и второго (б) порядка; 2 — разломы ортогональной системы первого (а) и второго (б) порядка; 3 — направление сдвигов; 4 — предполагаемое направление падения; 5 — Северо-Анатолийский (СА) разлом [Rangin et al., 2002]; 6 — неоальпийский фронт надвигов [Finetti et al., 1988]; 7 — зоны повышенных градиентов мантийной составляющей гравитационного поля; *зоны разломов*: О-С — Одесско-Синопская, А-Б — Алуштинско-Батумская, З-Ч — Западно-Черноморская, ССВП — субпараллельная сuture Внутренних Понтида, Ш — Широтная. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

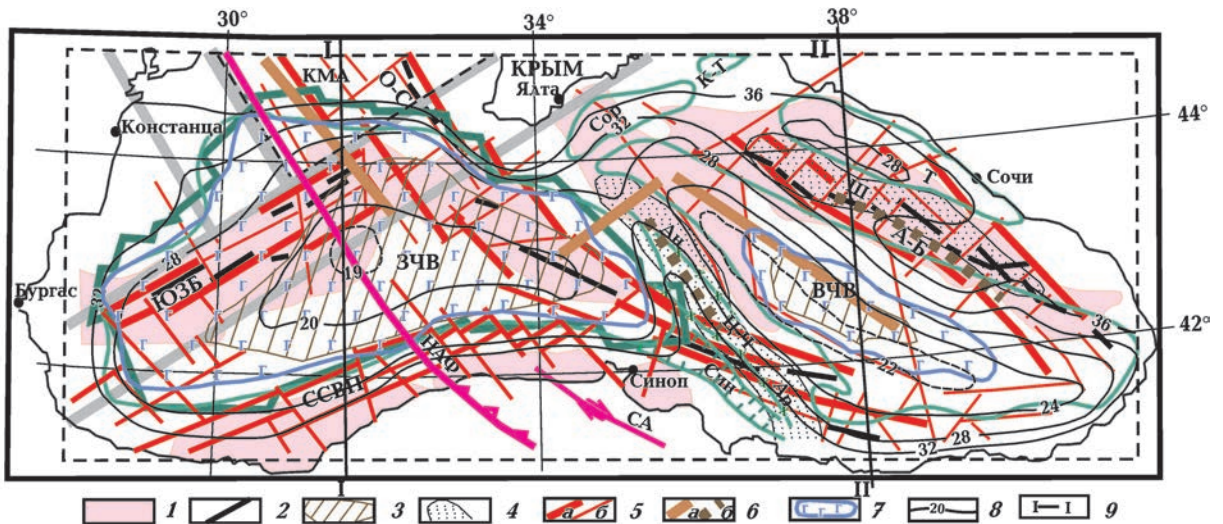


Рис. 9. Геофизические неоднородности консолидированной коры: 1 — положительный региональный магнитный фон; 2 — оси положительных локальных магнитных аномалий; *гравитационный эффект кристаллической части коры*: 3 — максимумы, 4 — минимумы; 5 — разломы первого (а) и второго (б) порядка; 6 — относительные максимумы (а) и минимумы (б) мантийной составляющей гравитационного поля; 7 — безграницитная кора; 8 — глубина залегания раздела Мохо, км [Starostenko et al., 2004]; 9 — линии разрезов (см. рис. 10). Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

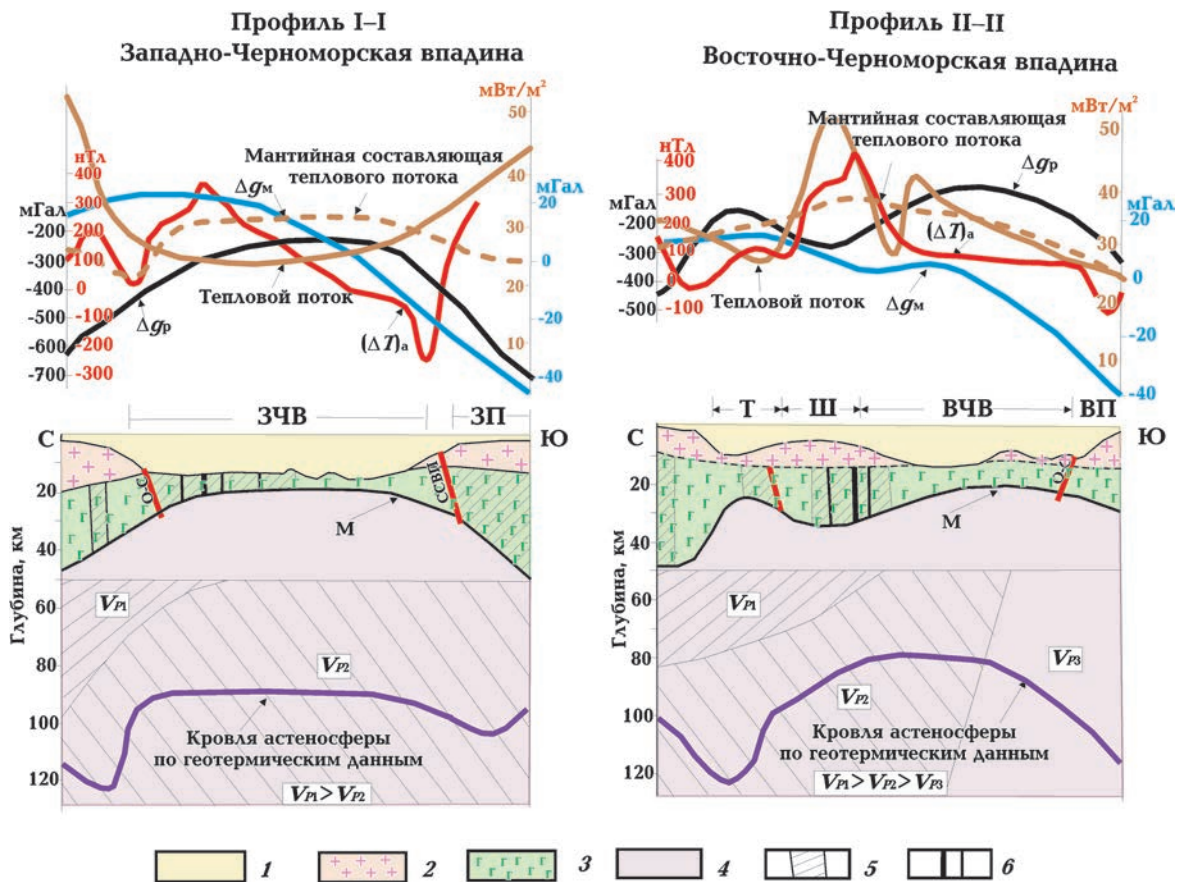


Рис. 10. Схематические разрезы литосферы по геофизическим данным (положение профилей см. на рис. 9): 1 — вода и осадки; 2 — “гранитный” слой; 3 — “базальтовый” слой; 4 — верхняя мантия; 5 — намагниченные блоки; 6 — локальные магнитные источники; Δg_p — гравитационный эффект консолидированной коры; Δg_M — гравитационный эффект верхней мантии. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

небольших участках повторяют их направления (см. рис. 6). В целом существенные различия в строении и параметрах коры и верхней мантии обеих впадин (см. таблицу), безусловно, указывают на их автономную эволюцию. Этот вывод не противоречит модели, согласно которой образование рифтов произошло в двух сегментах литосферы, различающихся механическими и термическими параметрами [Spadini et al., 1996].

Различия геофизических параметров литосферы впадин обусловлены главным образом существованием древней Одесско-Синопской зоны разломов. Раскрытие Черноморского бассейна началось на континентальной коре, разделенной на крупные блоки этой долгоживущей зоной разломов мантийного происхождения. Неоднократная активизация зоны подтверждается тем, что ее простираение отражается в рельефе раздела Мохо и верхней

границы мел-эоценовых осадочных горизонтов [Кравченко и др., 2003]. Последняя активизация Одесско-Синопской зоны разлома могла произойти в неоальпийское время, поскольку ее генеральное простираение совпадает с простираением северного фрагмента неоальпийского фронта надвигов. Эта разломная зона не стабилизировалась и до настоящего времени. Так, к ней приурочены многочисленные современные выходы газов [Kutas et al., 2004].

Следы рифтообразования в современной коре можно идентифицировать со взаимно перпендикулярными полосами магнитных аномалий северо-западного простираения в ВЧВ и северо-восточного простираения — в ЗЧВ, которые связаны, соответственно, с Алуштинско-Батумской и Западно-Черноморской зонами разломов. Такая ортогональность зон рифтообразования в Черноморском регионе очень

Геофизические параметры литосферы Западно- и Восточно-Черноморской впадин Черного моря

Геофизические характеристики	Впадины	
	Западно-Черноморская	Восточно-Черноморская
Ориентация основных разломов	Северо-восточная (мантийное происхождение)	Северо-западное (коровое происхождение)
Конфигурация впадины	Примерно изометричная	Вытянутая, северо-восточное направление
Рельеф раздела Мохо	Подъем до 19 км	Асимметричный, подъем до 22 км
Состав коры	Основной	Основной в центральной части
Магнитные аномалии	Линейные, северо-восточное простираие	Линейные, северо-западное простираие
Δg , остаточное поле, мГал	От -260 до -300	От -300 до -340
Δg , мантийная компонента, мГал	$+40$	$+30$
V_p верхней мантии	Постоянная	Увеличивается с юга на север
Плотность теплового потока	Однородная	Дифференцированная
Рельеф кровли астеносферы по геотермическим данным	Плоский на глубине около 90 км	Куполовидный подъем до 80 км

напоминает ситуацию, которая наблюдается в настоящее время во впадинах Красного моря и Аденского залива [Besutiu, Zugravesku, 2003]. Ортогональность рифтов в Черном море свидетельствует о том, что раскрытие впадин не могло произойти одновременно. По результатам интерпретации теплового потока, о чем речь шла выше, в ЗЧВ оно произошло раньше. Более точное время раскрытия впадин может быть оценено с учетом тектоники Понтида. Западно-Черноморский рифт субпараллелен раннемеловой Интра-Понтийской сутуре с Rb-Sr возрастом 138—111 млн лет [Akbaýram et al., 2009], которая связана с рифтингом западного бассейна [Sunal, Tüysüz, 2002; Robertson, Üstaomer, 2004; Hippolite, et al., 2010]. По результатам анализа структурных соотношений террейнов и возраста магматических пород Восточных Понтидов, а также глобальных палеотектонических реконструкций, в ВЧВ рифтинг начался после раннего мела [Okay, 1994; Okay, Sahinturk, 1997; Nikishin et al., 2003; Cloetingh et al., 2003; Кутас, 2003].

Выводы. Впервые в результате комплексной интерпретации геолого-геофизических данных получена согласованная картина распределения плотностных, магнитных, терми-

ческих и сейсмических неоднородностей литосферы и разломов консолидированной коры впадины Черного моря. На основе 3D моделирования выполнено разделение гравитационного поля на компоненты, связанные со слоем воды и осадков; консолидированной корой и мантией, что позволило обосновать связь структур различных этажей литосферы. Установлено существенное различие геофизических параметров современной литосферы ЗЧВ и ВЧВ.

Составлена наиболее детальная схема разломов консолидированной коры мегавпадины Черного моря и выделены их системы. Обосновано мантийное заложение крупных зон разломов во впадинах Черного моря, среди которых особое место занимает самая древняя и неоднократно активизировавшаяся, вплоть до настоящего времени, Одесско-Синопская зона разломов.

Образование и последующую индивидуальную историю развития двух впадин с разными геолого-геофизическими параметрами современной литосферы предопределили Одесско-Синопская зона разломов, заложенная на континентальной коре, и ее многократная активизация. Комплексный анализ геофизичес-

ких полей и систем разломов позволил заключить, что ортогональность рифтов в Черном море свидетельствует о разных геодинамических условиях их формирования и, следовательно, разным времени раскрытия впадин, причем в ЗЧВ оно началось раньше, чем в ВЧВ.

Авторы выражают благодарность профессору С. Дину (Бухарестский университет, Румыния), профессору А. М. Никишину (Московский государственный университет, Россия) и профессору Н. Каймакчи (Средневосточный технический университет, г. Анкара, Турция) за полезные советы.

Список литературы

- Афанасенков А. П., Никишин А. М., Обухов А. Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. — Москва: Науч. мир, 2007. — 172 с.
- Бугаенко И. В., Шумлянская Л. Ф., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная Р-скоростная модель Черного моря и прилегающей территории // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5. — С. 145—160.
- Бурьянов В. Б., Козленко В. Г., Русаков О. М. Универсальная модель приведения для интерпретации гравитационных аномалий методом подбора // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1981. — № 5. — С. 3—6.
- Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Русаков О. М., Соловьев В. Д. Неоднородности тектоносферы Черного моря по данным изучения геофизических полей // Геофиз. журн. — 1987. — 9, № 3. — С. 187—190.
- Галушкин Ю. И., Кутас Р. И. Днепровско-Донецкий палеорифт: эволюция теплового режима и нефтегазоносность // Геофиз. журн. — 1995. — 17, № 3. — С. 13—23.
- Галушкин Ю. И., Шрейдер А. А., Булычев А. А., Шрейдер Ал. А. Тепловой поток и термическая эволюция литосферы Черноморской впадины // Океанология. — 2006. — 46, № 2. — С. 296—314.
- Геология шельфа УССР. Тектоника / Под ред. В. Б. Соллогуба. — Киев: Наук. думка, 1987. — 150 с.
- Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена / Под ред. Б. С. Вольвовского, В. И. Старостенко. — Киев: Наук. думка, 1996. — 215 с.
- Єнтін В. А., Гінтов О. Б., Дзюба Б. М., Нечаєва Т. С., Пашкевич І. К., Шимків Л. М. Геофізична основа тектонічної карти України: (Звіт). — Київ: Геоінформ, 2002. — 55 с.
- Казьмин В. Г., Шрейдер Ал. А., Шрейдер А. А. Возраст Западной впадины Черного моря по результатам изучения аномального магнитного поля и геологическим данным // Океанология. — 2007. — № 4. — С. 613—621.
- Карта аномального магнитного поля Европы / Под ред. Т. Н. Симоненко, И. К. Пашкевич. — Москва, 1990.
- Кравченко С. Н., Орлюк М. И., Русаков О. М. Новый подход к интерпретации региональной Западно-Черноморской магнитной аномалии // Геофиз. журн. — 2003. — 25, № 3. — С. 135—144.
- Кутас Р. И. Анализ термомеханических моделей эволюции Черноморского бассейна // Геофиз. журн. — 2003. — 25, № 2. — С. 36—47.
- Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и геотермическая модель земной коры. — Киев: Наук. думка, 1978. — 148 с.
- Кутас Р. И., Цвященко В. А. Влияние осадконакопления на тепловое поле Черноморской впадины // Геофиз. журн. — 1993. — 15, № 1. — С. 23—34.
- Кутас Р. И., Коболев В. П., Цвященко В. А., Бевзюк М. И., Кравчук О. П. Геотермическая модель Черноморской впадины // Геофиз. журн. — 1997. — 19, № 6. — С. 70—83.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс / Под ред. А. В. Чекунова. — Киев: Наук. думка, 1994. — С. 308—316.
- Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В. Геоманнитное поле Черноморской впадины // Геофиз. сб. — 1969. — Вып. 32. — С. 28—38.
- Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. — 2-е изд. М 1 : 2 500 000 / Под ред. А. А. Богданова, В. Е. Хаина. — Москва, 1981. — 20 л.
- Международная тектоническая карта Европы.

- М 1 : 5 000 000 / Под ред. В.Е Хаина, Ю.Г. Леонова. — Москва, 1998. — 5 л.
- Мирлин Е.Г., Мелихов В.Р., Михайлов О.В., Непроchnов Ю.П. О природе магнитных аномалий в Черноморской впадине // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1972. — № 9. — С. 60—71.
- Пашкевич И. К., Мозговая А. П., Орлюк М. И. Объемная магнитная модель Крыма и сопредельных регионов применительно к сейсмическому районированию // Геодинамика и глубинное строение сейсмогенных зон Украины. — Киев: Наук. думка, 1993. — С. 9—18 с.
- Русаков О. М. Гравитационная модель тектоносферы Индийского океана. — Киев: Наук. думка, 1991. — 228 с.
- 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. — 27, № 2. — С. 195—207.
- Туголесов А. Д., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В.В. Хахалев Е.М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. — Москва: Недра, 1985. — 216 с.
- Чекунов А.В. Проблемы Черноморской впадины // Геофиз. журн. — 1987. — 9, № 4. — С. 3—25.
- Чекунов А.В., Маловицкий Я.П. Глубинные разломы и блоковое строение земной коры // Земная кора и история развития Черноморской впадины. — Москва: Наука, 1975. — С. 308—316.
- Шрейгер А. А., Казьмин В. Г., Лыгин В. С. Магнитные аномалии и проблема возраста котловин Черного моря // Геотектоника. — 1997. — № 1. — С. 59—70.
- Adamia Sh., Lordkipanidze M., Zakariadze G. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus // Tectonophysics. — 1977. — 40. — P. 183—199.
- Akbaýram K., Okay A., Stir M., Topuz G. New U-Pb and Rb-Sr ages from northwest Turkey; Early Cretaceous continental collision in the western Pontides // Geophys. Res. Abstr. EGU2009-7395-2. — 2009.
- Belousov V. V., Volvovsky B. S., Arkhipov I. V., Buryanov V. B., Evsyukov Y. D., Goncharov V. P., Gordenko 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., Shimkov K. M., Shlezinger A. E., Sochelnikov V. V., Sollogub V. B., Solovyev V. D., Starostenko V. I., Starovoitov A. F., Terekhov A. A., Volvovsky I. S., Shigunov A. S., Zolotarev V. G. Structure and evolution of the Earth's crust and upper mantle of the Black Sea // Boll. di Geofis. Teorica ed Applicata. — 1988. — 30, № 117—118. — P. 109—196.
- Besutiu L., Zugravescu D. Geophysical evidence on the Black sea opening and geodynamic echoes in the inland // Докл. IV Междунар. конф. "Крым-2002". — Симферополь: ГУК, 2003. — С. 168—179.
- Bott M. H. P. The Interior of the Earth. — London: Edward Arnold, 1971. — 372 p.
- Bozkurt E., Winchester J. A., Piper J. D. A. Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area // Geol. Soc. of London. Spec. Publ. — 2000. — 173. — 521 p.
- Cloetingh S., Spadini G., van Wees J. D., Beekman F. Thermo-mechanical modeling of Black Sea (de)formation // Sedimentary Geology. — 2003. — 156. — P. 169—184.
- Coles R. L., Haines G. V., Jansen van Beek G., Nandi A., Walker J. K. Magnetic anomaly maps from 40° N to 83° N derived from MAGSAT satellite data // Geophys. Res. Lett. — 1982. — 9. — P. 281—284.
- Dziewonsky A. M., Anderson D. I. Preliminary reference Earth model // Physics of the Earth and Planetary Interior. — 1981. — 25. — P. 297—356.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z. Geophysical study of the Black Sea area // Boll. di Geofis. Teorica ed Applicata. — 1988. — 30, № 117—118. — P. 197—324.
- Görür N. Timing of opening of the Black Sea basin // Tectonophysics. — 1988. — 147. — P. 247—262.
- Görür N., Monod O., Okay A. I., Şengör, A. M., Tüysüz O., Yigitbas E., Sakinç M., Akkok R. Palaeogeographic and tectonic position of the Carboniferous rocks of the western Pontides (Turkey) in frame of the Variscan belt // Bull. de la Soc. de Géologique France. — 1997. — 168. — P. 19—205.
- Haines G. V. Magsat vertical field anomalies above 40° N from spherical Cap Harmonic Analysis

- // J. Geophys. Res. — 1985. — **90**. — P. 2593—2598.
- Hippolite J. C., Müller C., Kaymakci N., Sangy E.* Dating of the Black Sea Basin: new nannoplankton ages from its inverted margin in the Central Pontides (Turkey) / Eds M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko. Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geol. Soc. Spec. Publ. London, Special Publications. — 2010. — **340**. — P. 113—136.
- Kaymakci N., Duermeijer C. E., Langrejs C., White S. H., van Dijk P. M.* Palaeomagnetic evolution of the Çankiri Basin (central Anatolia, Turkey): implications for oroclinal bending due to indentation // Geol. Mag. — 2003. — **140**. — P. 343—355.
- Khriachtchevskaia O., Stovba O., Stephenson R.* Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis / Eds M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko. Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geol. Soc. Spec. Publ. London, Special Publications. — 2010. — **340**. — P. 137—157.
- Kutas R. I., Kobolev V. P., Tsvyaschenko V. A.* Heat flow and geothermal model of the Black Sea depression // Tectonophysics. — 1998. — **291**. — P. 91—100.
- Kutas R. I., Palyi S. I., Rusakov O. M.* Deep faults, heat flow and gas leakage in the northern Black Sea // Geo-Marine-Letters. — 2004. — **24**. — P. 163—168.
- Nikishin A. M., Korotaev M. V., Ershov A. V., Brunet M. F.* The Black Sea basin: tectonic history and Neogene — Quaternary rapid subsidence modeling // Sediment. Geology. — 2003. — **156**. — P. 149—168.
- Okay A. I., Sengör A. M. C., Görür N.* Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // Geology. — 1994. — **22**. — P. 267—270.
- Okay A., Sahitürk O. A.* Geology of the Eastern Pontides / Ed. A. G. Robinson. Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region // Amer. Assoc. of Petroleum Geol. Memoir. — 1997. — **68**. — P. 291—311.
- Pashkevich I. K., Orlyuk M. I., Bogdanova S. V.* Large-scale magnetic segments of Europe, their juncture zones and relationships with tectonic units // 9th Meet. of the Assoc. of Eur. Geol. Soc. Precambrian Europe: Stratigraphy, Structure Evolution and Mineralization. — St.-Petersbourg, 1995. — P. 85—86.
- Rangin C., Bader A. G., Pascal G., Ecevitoplu B., Görür N.* Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise) // Marine Geology. — 2002. — **182**. — P. 265—278.
- Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* / Ed. A. G. Robinson // Amer. Assoc. of Petroleum Geol. Memoir. — 1997. — **68**. — P. 1—385.
- Robertson A. H. F., Ustaomer T.* Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW. Turkey // Tectonophysics. — 2004. — **381**. — P. 125—209.
- Spadini G., Robinson A., Cloetingh.* Western versus Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation // Tectonophysics. — 1996. — **266**. — P. 139—154.
- Starostenko V. I., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitru R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C.* Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea // Tectonophysics. — 2004. — **381**. — P. 211—233.
- Stephenson R., Schellart W. P.* The Black Sea back-arc basin: insights to its origin from geodynamic models of modern analogues / Eds M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko. Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geol. Soc. Spec. Publ. London, Special Publications. — 2010. — **340**. — P. 11—21.
- Sunal G., Tüysüz O.* Palaeostress analysis of Tertiary post-collisional structures in the Western Pontides, Northern Turkey // Geol. Mag. — 2002. — **139**. — P. 343—359.
- Taylor P., Heirtzler J., Nazarova K., Pashkevich I., Orlyuk M.* The nature of the Kursk Magnetic anomaly from modeling Magsat and aeromagnetic data // IUGG XXI Gen. Assembly. Boulder. 5—14 Aug., 1995. — P. 1387.
- Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area* / Eds E. Bozkurt, J. A. Winchester, J. D. A. Piper // Geol. Soc. London. Spec. Publ. — 2003. — **173**. — 521 p.
- Tüysüz O.* Geology of the Cretaceous sedimentary basins of the Western Pontides // Geology J. — 1999. — **34**. — P. 75—93.
- Zonenshain L. P., Le Pichon X.* Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. — 1986. — **123**. — P. 181—211.