

Строение коры при переходе от Восточно-Черноморской впадины к валу Шатского по результатам переинтерпретации профилей ГСЗ 14, 15, 16

Е. П. Баранова, Т. П. Егорова, 2020

Институт геофизики им. С. И. Субботина, НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 10 февраля 2020 г.

Приведены результаты скоростного моделирования (ray-tracing modelling) по трем профилям ГСЗ 14, 15, 16, отработанным в восточной части Черного моря более 40 лет назад. Эти профили представляют собой систему радиальных профилей, расходящихся из одного общего пункта взрыва в Восточно-Черноморской впадине (ВЧВ) и пересекающих вал Шатского. Результаты моделирования показали, что тонкая (~10 км) кристаллическая кора ВЧВ со скоростями, увеличивающимися с 6,5 км/с в фундаменте до 7,0 км/с на поверхности Мохо (20—22 км) перекрыта осадками ~10 км мощности. Вал Шатского имеет континентальную кору ~30 км мощности с двумя слоями — верхней корой 15 км мощности (со скоростью 6,0—6,5 км/с) и нижней корой 10 км мощности (6,5—7 км/с). Переход от тонкой субокеанической коры ВЧВ к блоку континентальной коры вала Шатского происходит довольно резко, на интервале ~25 км, где наблюдается изменения во всех слоях коры — от осадков до Мохо. Зона перехода двух типов коры имеет линейный характер, параллельна береговой линии восточной части Черного моря и ассоциируется с линейной магнитной Алуштинско-Батумской аномалией того же (северо-западного) простирания. Указанные особенности могут свидетельствовать в пользу тектонической природы переходной зоны, формирование и активизация которой происходили на главных этапах эволюции региона — при закрытии мезозойского океана Тетис, рифтогенном раскрытии ВЧВ в меловое время, и в ходе альпийского тектогенеза в обстановке сжатия. Клиновидная форма ВЧВ, расширяющаяся в юго-восточном направлении до 160—180 км, хорошо согласуется с идеей рифтогенного раскрытия ВЧВ в раннем мелу в результате ротации Центрально-Черноморского поднятия (вала Архангельского) против часовой стрелки.

Ключевые слова: глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), лучевое моделирование, скоростная модель коры, Восточно-Черноморская впадина, вал Шатского.

Введение. Восточно-Черноморская впадина (ВЧВ) образовалась при задуговом растяжении в конце мела — раннем палеогене (палеоцене) в тылу Понтийской магматической дуги, образованной при субдукции океана Неотетис [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Окау et al., 1994]. Большинство исследователей считают, что раскрытие ВЧВ произошло в северо-восточном — юго-западном направлении при ротации (отделении и повороте) вала Шатского от Центрально-Черноморского поднятия или

наоборот — Центрально-Черноморского поднятия от вала Шатского. При этом разными авторами рассматриваются разные варианты такого сценария с различным углом и направлением поворота. В этом плане очень важна новая информация о строении зоны перехода тонкой субокеанической коры ВЧВ к ограничивающим ее с востока и запада блокам континентальной коры валов Шатского и Архангельского; последний входит в состав Центрально-Черноморского поднятия. Такие данные

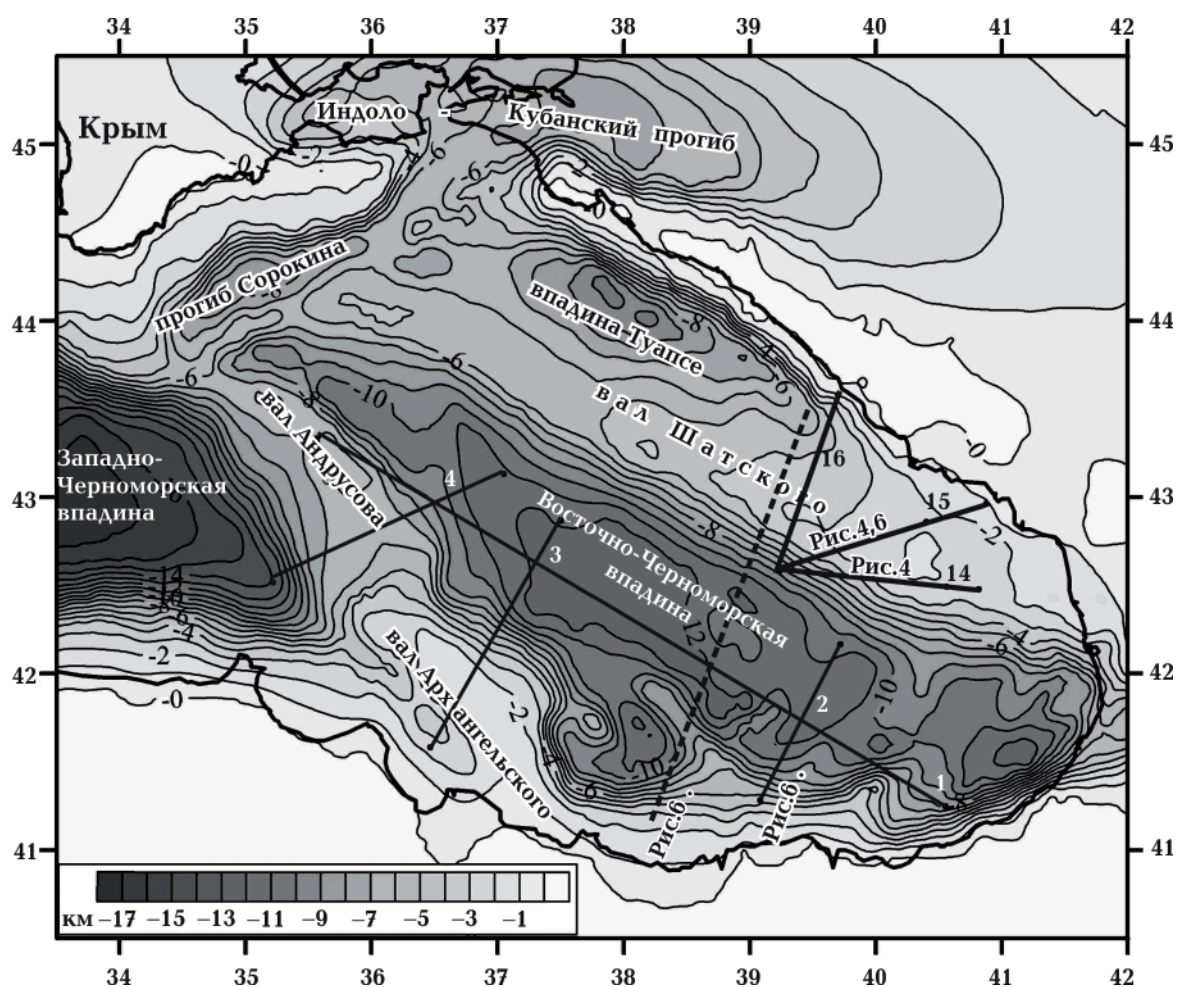


Рис. 1. Положение сейсмических профилей ГСЗ — новых (профили 1, 2, 3, 4 [Shillington et al., 2009]) и старых профилей 14, 15, и 16 в ВЧВ [Непрочнов и др., 1966; Белоусов, Вольвовский, 1989] на фоне рельефа мелового фундамента [Туголесов и др., 1985]. Пунктирной линией показан профиль ОГТ 110 проекта «Геология без границ» [Nikishin et al., 2015].

Fig. 1. Location of the deep seismic sounding profiles in the East Black Sea Basin — recently obtained (profiles 1, 2, 3, 4 [Shillington et al., 2009]) and old profiles (14, 15, 16 [Neprochnov et al., 1966; Belousov and Volvovsky, 1989]) shown against the background of Cretaceous basement depths [Tugolesov et al., 1985]. The dashed line indicates the deep seismic reflection profile 110 from project «Geology without limits» [Nikishin et al., 2015].

получены в результате сейсмических исследований ГСЗ по новым профилям в ВЧВ [Scott et al., 2009; Shillington et al., 2009, 2017] и при пересмотре сейсмических материалов старых профилей ГСЗ [Гамкрелидзе и др., 2017] (на рис. 1).

Основная часть современного ложа Черного моря представляет собой плоскую абиссальную котловину с глубиной дна около 2000 м, которая перекрывает два глубоких бассейна в западной и восточной частях моря — Западно-Черноморскую (ЗЧВ) и ВЧВ. Они разделены линейной

зоной Центрально-Черноморского поднятия северо-северо-западного простирания, представляющей собой эшелонированную систему подъема фундамента валов Андрусова на севере и Архангельского на юге (см. рис. 1). В результате площадных исследований отраженными волнами (ОГТ) в конце 70-х годов прошлого века были построены карты изогипс по основным сейсмо-стратиграфическим горизонтам и карта глубин мелового фундамента Черного моря [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988]. В 2011—2012 гг. выполнены

глубинные исследования ОГТ по проекту «Геология без границ», в ходе которого были отработаны и проинтерпретированы сейсмические профили общей протяженностью ~8900 км и записью до 13 с [Graham et al., 2013; Амелин и др., 2014; Nikishin et al., 2015].

Глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ), проводившимся в 1960—1980 гг., было покрыто практически все Черное море и установлено, что ВЧВ и ЗЧВ подстилаются тонкой высокоскоростной корой океанического типа с залеганием поверхности Мохо на глубине 20—25 км [Neprochnov et al., 1970; Маловицкий, Непрочнов, 1972; Москаленко, Маловицкий, 1974; Белоусов, Вольвовский, 1989]. Однако методы интерпретации того времени не позволили использовать всю имеющуюся информацию о волновом поле, поэтому сейсмические разрезы были довольно простыми и содержали мало информации о скоростях *P*-волн. Поэтому авторами была выполнена переинтерпретация сейсмических материалов по отдельным, наиболее протяженным, старым профилям ГСЗ в Черном море с целью построения скоростных моделей коры и верхней мантии с помощью современных методов лучевого моделирования (*ray-tracing method*). Прежде всего, это меридиональный профиль 25, пересекающий ЗЧВ, и широтный профиль 26 вдоль северо-западного шельфа, а также объединенный профиль 28-29, проходящий в субмеридиональном направлении от Азовского моря через северную и центральную части Черного моря [Баранова и др., 2008, 2011; Yegorova et al., 2010].

В 2005 г. в ВЧВ были выполнены современные морские исследования преломленными и отраженными в закритической области волнами (по методике исследований ГСЗ) с использованием донных станций и пневматических пушек как источников возбуждения. Всего было отработано четыре профиля: профиль 1 северо-западной ориентации вдоль ВЧВ и три профиля (2, 3 и 4) вкрест впадины с выходом на вал Архангельского (см. рис. 1) [Scott et al., 2009; Shillington et al., 2009, 2017]. *P*-скоростные

модели по этим профилям, полученные методом сейсмической томографии [Hobro et al., 2003], обнаружили высокоскоростную тонкую кору (поверхность Мохо на глубине 18—21 км) под ВЧВ, которая может быть отнесена к тонкой континентальной либо океанической коре, и утолщенную до 28—29 км континентальную кору Центрально-Черноморского поднятия [Shillington et al., 2009, 2017].

Среди последних работ ГСЗ, в Черном море следует отметить исследования по меридиональному профилю DOBRE-2, пересекающему Азовское и Черное море, которые позволили получить надежную скоростную модель для верхней коры [Starostenko et al., 2017]. Профиль DOBRE-2 отработывался по смешанной системе наблюдений с использованием наземных взрывов и невзрывных источников (пневматические пушки) на море. Регистрация сигналов осуществлялась однокомпонентными сейсмометрами на суше и океаническими донными станциями. Скифская платформа и равнинный Крым были объектами исследований широтного профиля ГСЗ ДОБРЕ-5, по которому было изучено строение коры и верхней мантии Скифской платформы при переходе к Восточно-Европейской платформе [Starostenko et al., 2015].

В настоящей статье представлены результаты переинтерпретации сейсмических материалов по старым профилям ГСЗ в ВЧВ [Непрочнов и др., 1966; Маловицкий, Непрочнов, 1972]. Это — профили ГСЗ 14, 15 и 16 в ВЧВ, расходящиеся под разными углами из одного общего пункта взрыва (ПВ) в глубоководной части впадины и пересекающие вал Шатского (см. рис. 1). Целью исследований является построение скоростной модели коры при переходе от ВЧВ к валу Шатского. Данная область представляет несомненный интерес в геолого-тектоническом отношении и рассматривается как ключевая структура для понимания механизма и природы раскрытия Черноморской впадины и, возможно, более ранней истории, связанной с эволюцией мезозойского океана Тетис.

Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ по профилям 14, 15 и 16. 2а. Характеристика исходных материалов и волнового поля. Профили ГСЗ 14, 15 и 16 были отработаны в 1959 г. таким образом, что они имели общим один пункт взрыва (ПВ 22) в ВЧВ, расходясь от него в восточном направлении под разными углами, пересекая вал Шатского и заканчиваясь на западном побережье Грузии (см. рис. 1) [Непрочнов и др., 1966]. Очевидной целью этих исследований было изучение зоны сочленения коры ВЧВ и вала Шатского. Отработка этих профилей выполнялась по разной системе наблюдений и имела, помимо основной цели, еще и опытно-методический характер. По северному профилю 16 с двумя ПВ 22 и 24 получен только один прямой годограф из ПВ 22, что указывает на его рекогносцировочный характер. Центральный профиль 15 отработан с тремя ПВ (22, 26 и 25), а по южному профилю 14 выполнено четыре ПВ (22, 30, 29 и 28). Следует отметить, что профили ГСЗ в восточной части Черного моря отработывались по более редкой системе отстрела, чем профили в западной части моря. Работы велись принятым в морских исследованиях ГСЗ методом передвижного ПВ, оборудованным на корабле, а наблюдения осуществлялись на продольном профиле по методике точечного зондирования.

По результатам работ были выделены и прокоррелированы основные группы волн и составлены годографы [Непрочнов и др., 1966]. На годографах рассматриваемых профилей выделены следующие типы преломленных волн: P_{sd} — преломленные в осадках, P_g — в консолидированной коре, P_n — на поверхности Мохо (рис. 2, 3). В области первых вступлений на обратных годографах (из ПВ 26 и 29) волны P_{sd} и P_g образовали две ветви с изломом на расстоянии ~ 15 км. На прямых годографах из ПВ 22 волны P_{sd} со скоростью 2,6—3,0 км/с и преломленные волны в коре P_g с высокими скоростями (6,0—7,2 км/с) образовали две ветви с точкой излома на удалениях 25—30 км. Мантийные волны P_n со скоростью 7,8—8,0 км/с прослеживались с удалений

100—110 км.

Методика переинтерпретации. Общей особенностью морских сейсмических наблюдений по всем трем профилям ГСЗ в восточной части Черного моря (профили 14, 15 и 16) является низкое качество исходного экспериментального материала, который искажен помехами и малочтен. Это отмечалось нами и раньше при переинтерпретации материалов ГСЗ в Черном море по профилям 25, 26, 28 и 29 [Баранова и др., 2008, 2011; Yegorova et al., 2010].

Исходные сейсмические наблюдения ГСЗ, на базе которых выполнялось моделирование, представлены годографами основных волн, отстроенными исполнителями работ в их корреляции [Непрочнов и др., 1966]. Основным методом построения скоростного разреза является численное моделирование, которое состоит в многократном решении прямой кинематической задачи сеймики, т. е. в расчете лучей и годографов волн разных типов для серии скоростных моделей. При этом процедура повторяется до тех пор, пока не будет достигнуто с заданной точностью совпадение наблюдаемых и расчетных времен. Построение скоростных моделей выполнялось с использованием программы К. Зельда [Zelt, Smith, 1992]. Достоверность построений обеспечивается многократным просвечиванием разреза из всех имеющихся на профиле пунктов взрыва.

На рис. 2 и 3 показаны примеры расчета скоростной модели по центральному профилю 15 для двух крайних пунктов взрыва ПВ 22 и ПВ 25. На рис. 2, показывающем расчеты по прямому годографу из ПВ 22, по первым вступлениям волны P_n хорошо виден переход от тонкой субокеанической коры ВЧВ, перекрытой мощными осадками (идентифицируемыми с преломленной волной P_{sd}), к более толстой континентальной коре вала Шатского. Эти же особенности подчеркиваются и расчетами модели по обратному годографу из ПВ 25 (см. рис. 3), на котором сложная картина распределения преломленных волн от Мохо (P_n) объясняется ступенеобразным переходом двух типов коры.

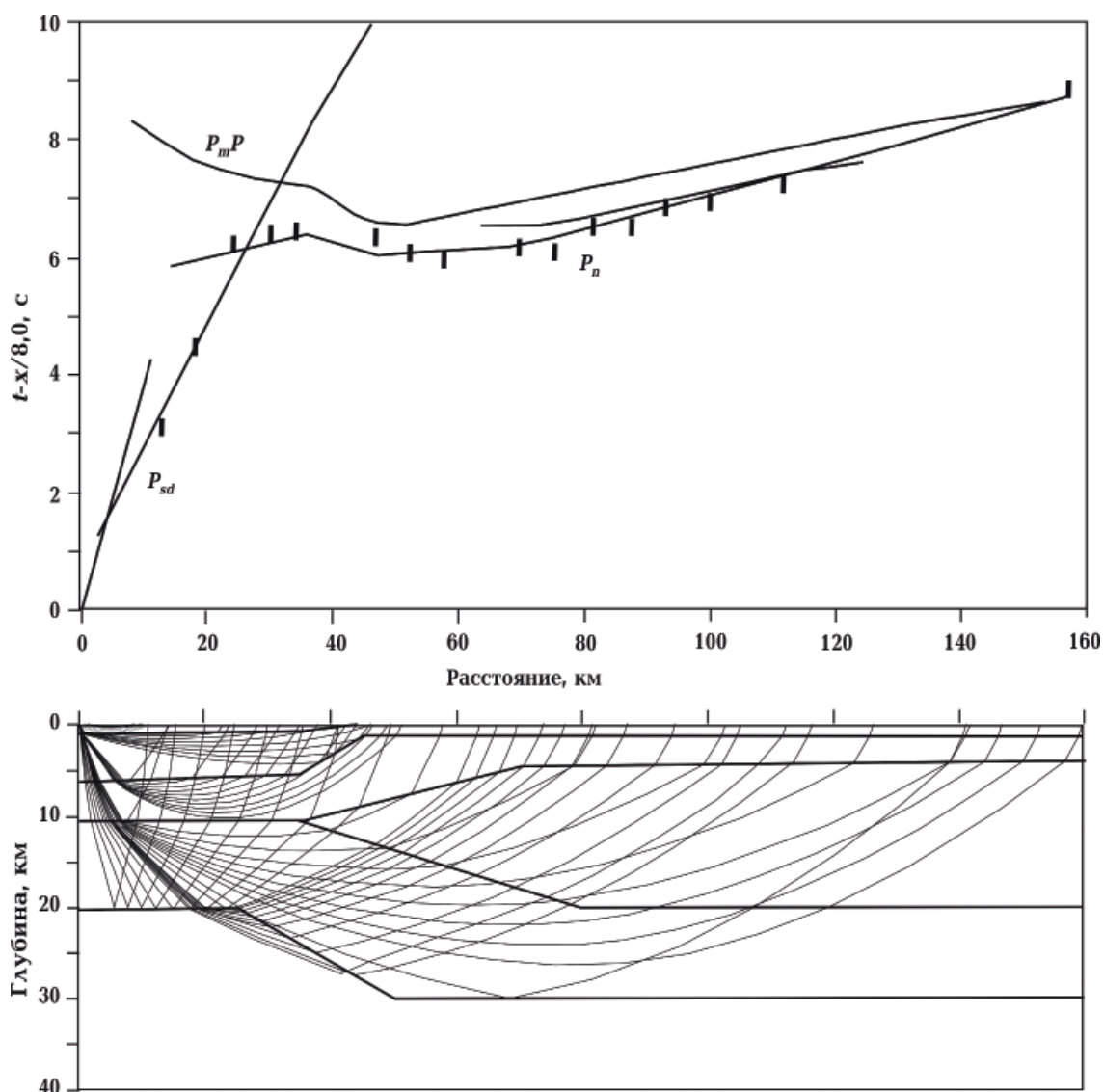


Рис. 2. Наблюдаемые (штрихи) и расчетные (линии) времена пробега (верхняя панель) и расчетные лучи (нижняя панель) для скоростной модели рис. 4, а для сейсмических фаз, наблюдаемых в Восточно-Черноморской впадине по профилю 15, ПВ 22. Сейсмические фазы P_{sd} , P_g и P_n соответствуют волнам, преломленным в осадочных слоях, в фундаменте, верхней кристаллической коре и поверхности Мохо.

Fig. 2. Observed (hatched) and calculated (lines) travel times (upper panel), and selected model ray paths (lower panel) for velocity model in Fig. 4, a, for seismic phases observed in the East Black Sea Basin on the seismic line 15, SP 22. Phases P_{sd} , P_g and P_n correspond to refracted waves from sedimentary layers, basement/upper crystalline crust, and from the Moho.

Результаты моделирования. Скоростные модели по профилям 14 и 15. В результате скоростного моделирования построены скоростные модели по профилям 14 и 15 (рис. 4). Наиболее репрезентативным профилем как по ориентировке, так и по системе наблюдений, является профиль 15, по которому наиболее четко установ-

лен характер перехода от коры ВЧВ к коре вала Шатского.

Кора глубоководной ВЧВ установлена на небольшом (~35 км) интервале западного сегмента профиля 15 в районе ПВ 22. Осадочный слой мощностью ~10 км представлен тремя слоями: 1) с $V_p=2,1\div 3,0$ км/с мощностью до 1 км, 2) с $V_p=3,1$ км/с до глу-

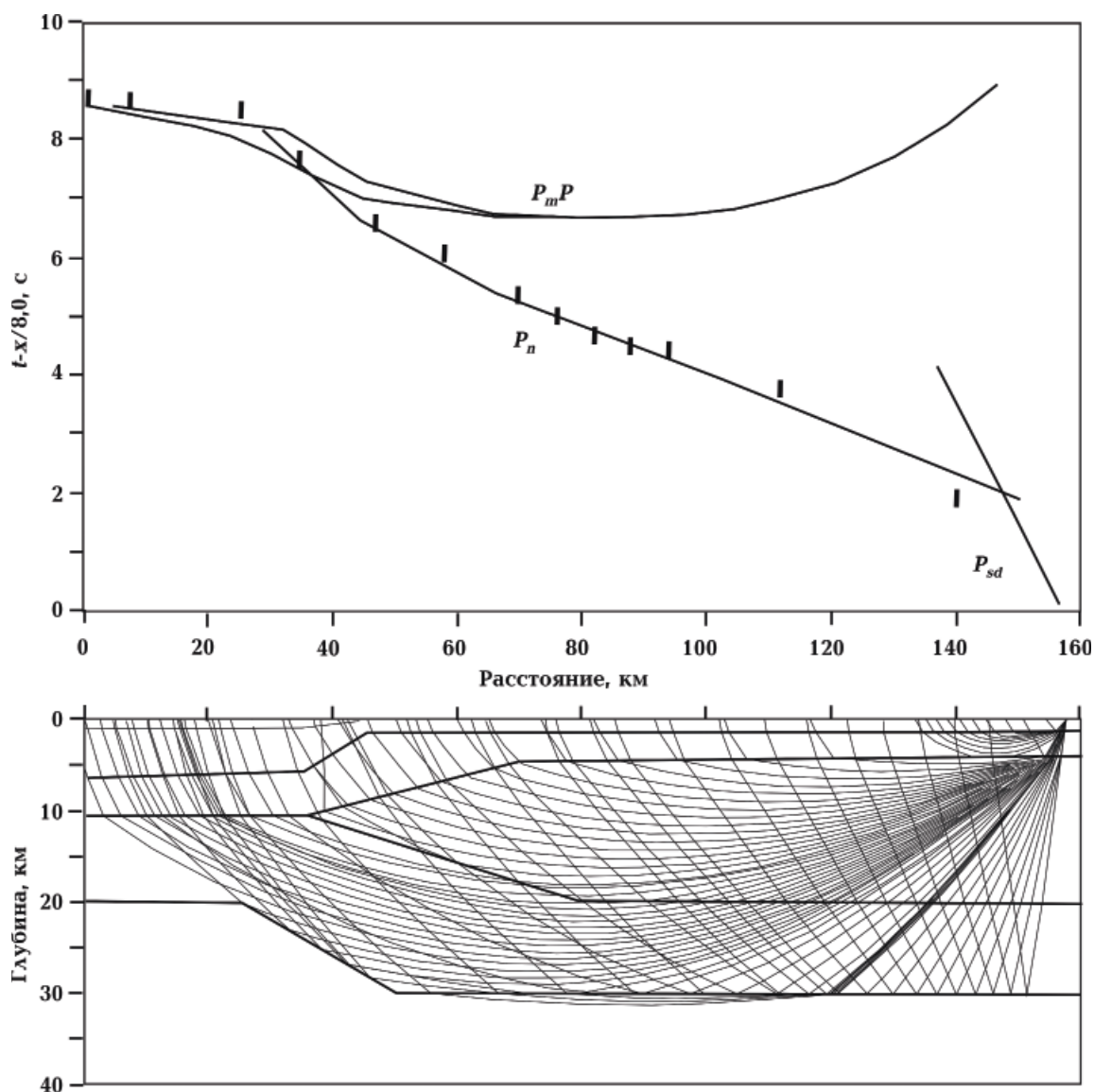


Рис. 3. Наблюдаемые (штрихи) и расчетные (линии) времена пробега (верхняя панель) и расчетные лучи (нижняя панель) для скоростной модели рис. 4, а для сейсмических фаз, наблюдаемых в Восточно-Черноморской впадине по профилю 15, ПВ 25. Сейсмические фазы P_{sd} , P_g и P_n соответствуют волнам, преломленным в осадочных слоях, в фундаменте, верхней кристаллической коре и поверхности Мохо.

Fig. 3. Observed (hatched) and calculated (lines) travel times (upper panel), and selected model ray paths (lower panel) for velocity model in Fig. 4, a, for seismic phases observed in the East Black Sea Basin on the seismic line 15, SP 25. Phases P_{sd} , P_g and P_n correspond to refracted waves from sedimentary layers, basement/upper crystalline crust, and from the Moho.

бин 6—6,5 км и 3) с $V_p=4\div 4,5$ км/с. В консолидированной коре мощностью ~10 км скорости изменяются от 6,5 км/с в фундаменте на глубине 10 км до ~7 км/с на подошве коры (поверхности Мохо) на глубине 20 км (см. рис. 4). Это может указывать на то, что кора ВЧВ может быть как тонкой высокоскоростной континентальной

корой, так и отнесена к океаническому типу коры. Назовем ее субокеанической корой. Для правильной атрибуции типа коры необходимо знать скорости под границей Мохо, которые по нашим профилям не удалось надежно определить. Сейсмотомографические исследования литосферы Черного моря до глубины ~100 км

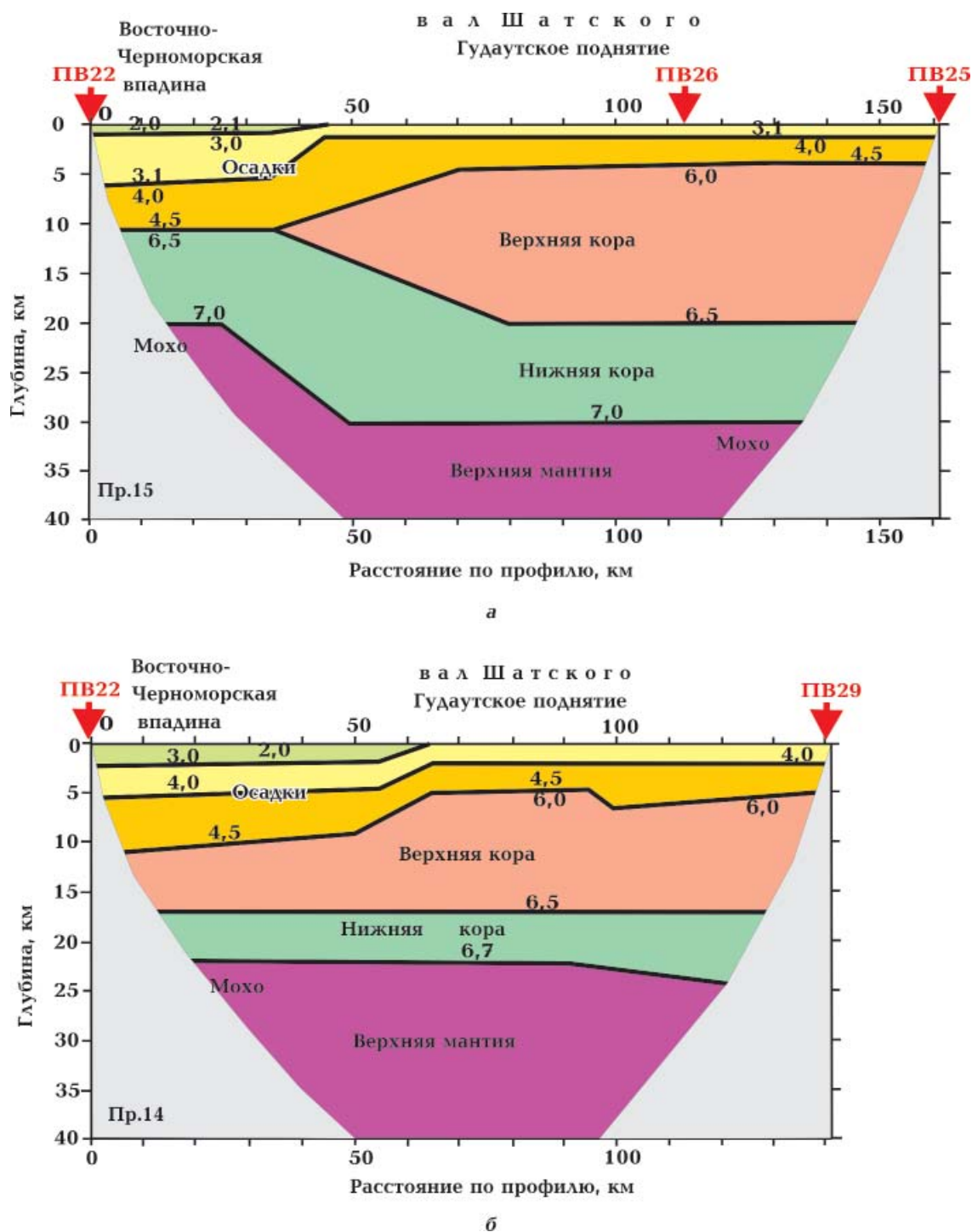


Рис. 4. Скоростные модели по профилям 15 (а) и 14 (б) в восточной части Черного моря, пересекающим Восточно-Черноморскую впадину и вал Шатского. Цифрами показаны скорости P -волн, км/с.

Fig. 4. Velocity models of the DSS profiles 15 (a) and 14 (b) (eastern part of the Black Sea) crossing the East Black Sea Basin and Shatsky Ridge. P -wave velocities are in km/s.

не выявили пониженных скоростей под юго-восточной частью; здесь скорости несколько повышены и характеризуется зна-

чениями $V_p=7,8\div 8,0$ км/с глубине 35—45 км [Yegorova et al., 2013; Яновская и др., 2015].

Блок континентальной коры вала Шат-

ского, занимающий основную часть профилей 14 и 15, увеличивается в мощности до 30 км. Для него характерно уменьшение мощности осадков до 4 км, среди которых рыхлые осадки со скоростями 3 км/с составляют до 1 км мощности. Кри-

сталлическая кора 26 км толщины представлена двумя слоями. В довольно толстой верхней коре скорости увеличиваются от 6 км/с в фундаменте (на глубине 4 км) до 6,5 на глубине 20 км. Нижняя кора вала Шатского 10 км мощности, по своим

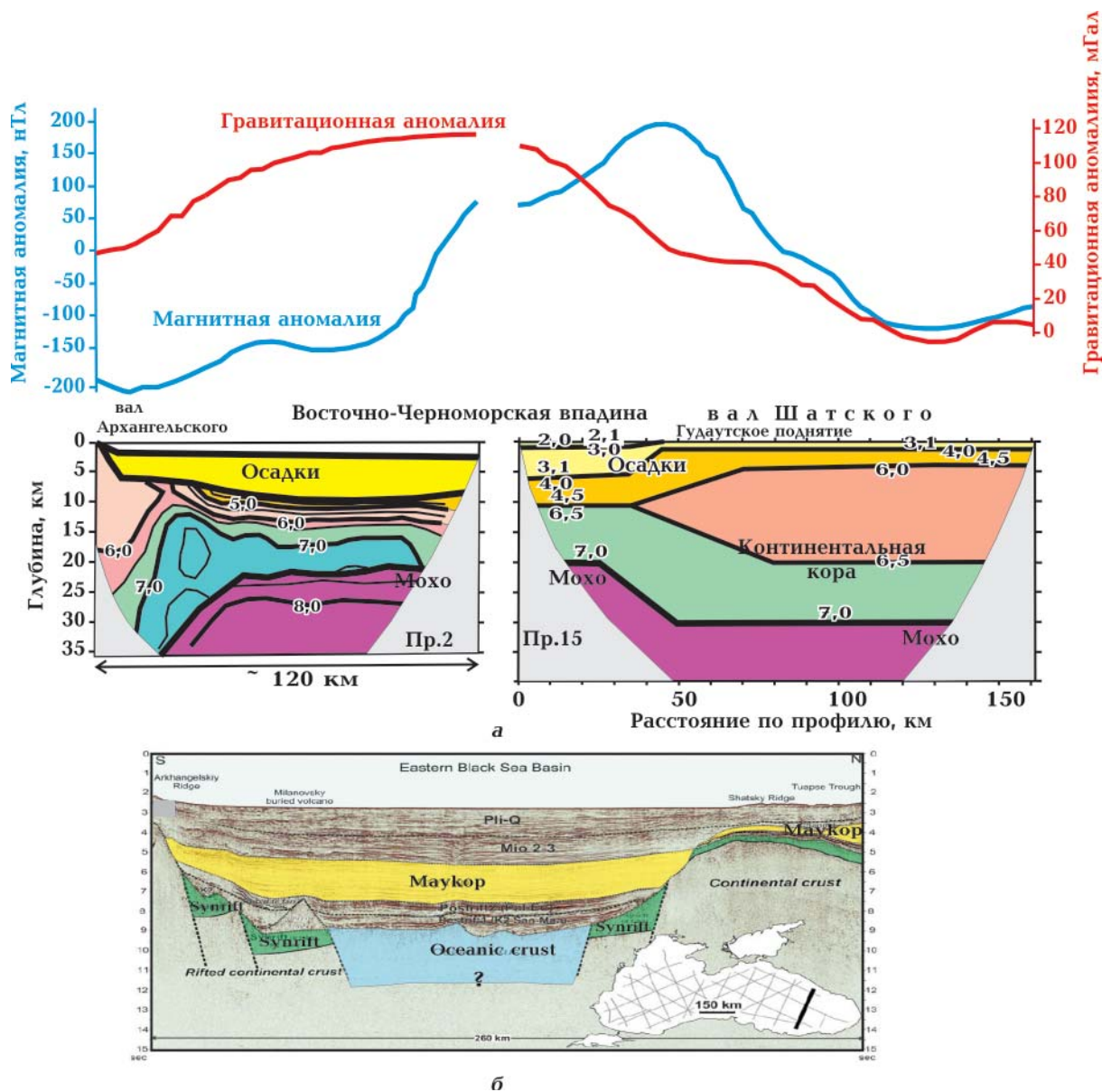


Рис. 6. Объединенная скоростная модель коры (а) через вал Архангельского, Восточно-Черноморскую впадину и вал Шатского по результатам моделирования профиля ГСЗ 15 (см. рис. 4, а) и профиля 2 [Shillington et al., 2009], а также сейсмический разрез ОГТ (б) по близко расположенному профилю 110 [Nikishin et al., 2015]. Расположение профилей показано на рис. 1.

Fig. 6. Combined velocity model for the crust (a) through the Arkhangelsky Ridge, East Black Sea Basin and Shatskiy Ridge according to the modeling results on DSS profile 15 (Fig. 4, a) and published model on profile 2 [Shillington et al., 2009], with the closely located deep reflection seismic profile 110 (b) [Nikishin et al., 2015]. Location of all profiles are shown in Fig. 1.

скоростям, увеличивающимся от 6,5 км/с на 20 км до 7 км/с на глубине 30 км, очень схожа с кристаллической корой ВЧВ (см. рис. 4). Однако при переходе к коре ВЧВ она резко поднимается, образуя подъем, который контролируется соответствующим 10 км подъемом границы Мохо в виде ступени.

Таким образом, скоростная модель по профилю 15 показывает, что зона перехода от субокеанической коры ВЧВ к континентальному блоку вала Шатского наблюдается четко на 25 км интервале на всех этажах коры. Так, в осадочном слое ВЧВ мощность рыхлых осадков с $V_p=2\div 3$ км/с увеличивается до 7 км. Здесь же отмечается резкая смена типа коры и появляется мощный (16 км) слой верхней континентальной коры в пределах вала Шатского и ступенеобразное опускание поверхности Мохо на 10 км. Эти особенности указывают на довольно резкий контакт между разными типами коры ВЧВ и вала Шатского, который, скорее всего, имеет тектоническую природу. Этот контакт может быть даже более выраженным в сечении, ортогональном зоне контакта, чем это получено на скоростной модели профиля 15, который пересекает зону контакта под углом $\sim 50^\circ$ (см. рис. 1). Эта особенность проявилась и в скоростной модели самого южного профиля 14 (см. рис. 4), ориентировка которого почти параллельна переходной зоне разных типов коры. Поэтому здесь наблюдается постепенный переход от утолщенной коры вала Шатского к тонкой коре ВЧВ, строение которой такое же, как и по профилю 15 (осадочный слой до глубины 10—11 км с такими же тремя скоростными слоями и тонкая кристаллическая кора с поверхностью Мохо на глубине 22 км). Скорости в консолидированной коре ВЧВ по профилю 14 увеличиваются от 6,0 км/с на глубине 11 км до 6,7 на поверхности Мохо. В осадочном слое вала Шатского по профилю 14 на ПК 50—100 км по поверхности слоя с $V_p=4,0$ км/с и по поверхности фундамента ($V_p=4,5/6,0$ км/с) выделяется локальный подъем амплитудой до 3 км, который соответствует Гудаутскому поднятию (см.

рис. 4, б).

Обсуждение и интерпретация результатов. Переход от тонкой субокеанической коры ВЧВ к континентальной коре вала Шатского хорошо виден на рис. 5, где показано сравнение скоростных моделей по трем профилям (14, 15 и 16). В районе ПК 40 на всех профилях четко виден переход между двумя типами коры, причем этот переход происходит на довольно коротком 25—30 км интервале, что может быть связано, как было отмечено раньше, с тектонической природой этой границы.

В плане граница, имеющая линейный характер и северо-западное простирание, совпадает с восточным бортом ВЧВ и параллельна береговой линии вдоль восточного побережья Грузии. Это может указывать на то, что эти границы контролируются зонами тектонических нарушений, образование и активизация которых могут быть связаны с формированием и эволюцией восточной части Черноморского региона. На мезозойском этапе тектоническая зона на месте современной зоны сочленения субокеанической коры ВЧВ и континентальной коры вала Шатского контролировала, скорее всего, зону субдукции океана Тетис в северо-северо-восточном направлении под южную окраину Евразии и магматическую дугу [Golonka, 2004; Saintot et al., 2006, 2007; Meijers et al., 2010; Okay, Nikishin, 2015; Nikishin et al., 2017; Barrier et al., 2018].

При раскрытии ВЧВ и формировании задугового бассейна (в конце мела — начале палеогена) эта зона активизировалась по типу сброса (полуграбена), ограничивающего восточный борт впадины. На этапе альпийского тектогенеза, продолжающегося на современном этапе, произошла активизация зоны в обстановке регионального сжатия и транспрессии под воздействием движения Аравийской плиты к Восточно-Европейской. Это обусловило коллизионный процесс в Крымско-Кавказском регионе, который мог осуществляться посредством вклинивания Восточно-Черноморской микроплиты по инденторному механизму [Гончар, 2019]. При этом

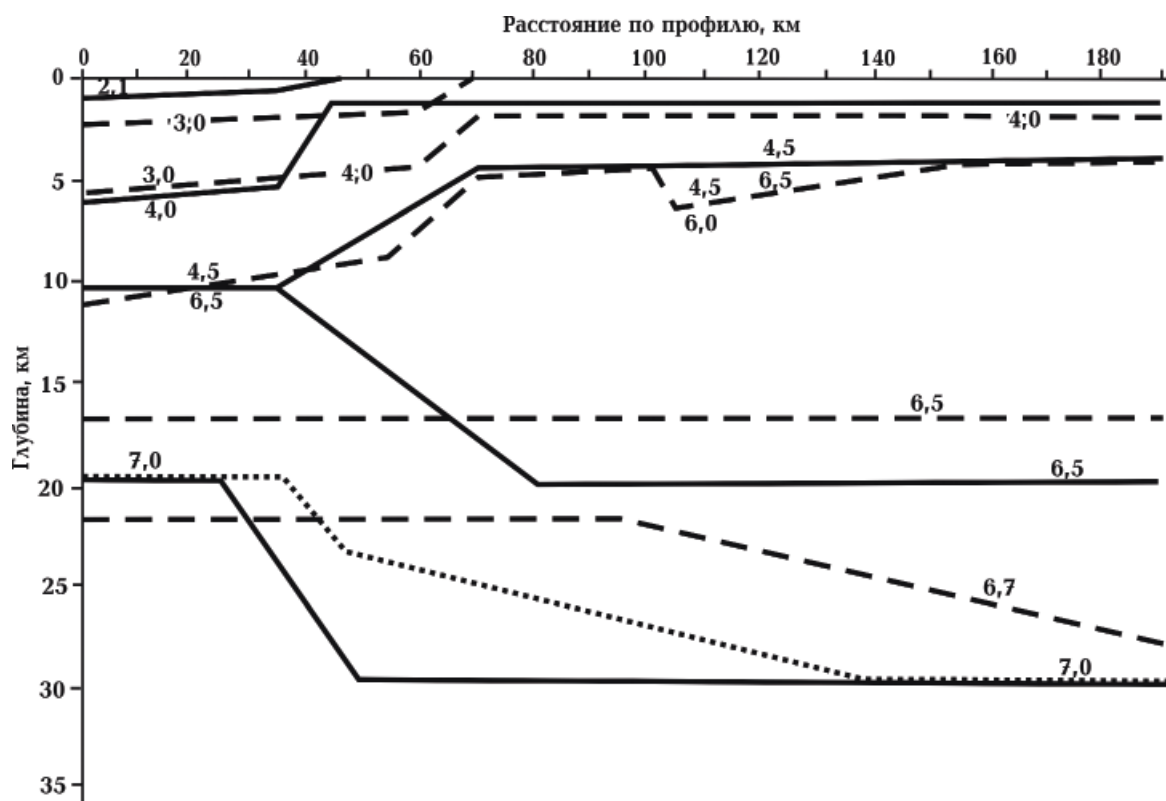


Рис. 5. Сравнение скоростных моделей по профилям ГСЗ 14, 15 и 16. Сплошной черной линией показаны скоростные границы по профилю 15, пунктиром — для профиля 14, точечной линией — для профиля 16. Цифрами показаны значения модельных скоростей P -волн, км/с.

Fig. 5. Comparison of velocity models on seismic profiles 14, 15 and 16. The solid black line shows the velocity boundaries on profile 15, the dashed line — for profile 14, and the dotted lines — for profile 16 correspondingly. The numbers denote the modelled P -wave velocities in km/s.

индентор может быть сложным и включать Восточно-Черноморскую микроплиту и вал Шатского. Численное моделирование кинематики Восточно-Черноморской микроплиты методом конечных элементов показало, что для объяснения орогенеза в Крымско-Северо-Кавказском секторе орогена необходима передача напряжений от движущейся в северном направлении Аравийской плиты через индентор, включающий Восточно-Черноморской микроплиту и локальный индентор в области Алуштинско-Батумской аномалии (вала Шатского) [Gobarenko et al., 2016; Гончар, 2019]. Но поскольку Восточно-Черноморская микроплита и вал Шатского характеризуются разными типами коры (тонкая субокеаническая и континентальная коры) и различными реологическими

свойствами, то при общем движении в северо-северо-западном направлении сложного индентора они могут иметь дифференцированные скорости движения и вызывать сдвиговые перемещения (между собой) и, возможно, поддвиг Восточно-Черноморской микроплиты под вал Шатского.

Особое положение и природа вала Шатского подчеркивается тем, что в его пределах расположена Алуштинско-Батумская аномалия (АБА) — самая сильная и протяженная магнитная аномалия Черного моря. Относительно ее природы существуют разные мнения. Рассматривалась связь АБА с крупным разломом и внедрением по нему магматических масс основного и ультраосновного состава [Маловицкий и др., 1972]. Довольно распространено мнение о

связи АБА со структурой типа молодого континентального рифта, возникшего в неогене [Осипов и др., 1977], либо со спрединговыми процессами палеогенового возраста [Шрейдер и др., 1997].

Авторы считают, что АБА может быть отнесена к аномалиям островодужного типа, которые формируются в субдукционной обстановке и вызваны внедрением магматических и вулканических тел островодужной формации. Такие островодужные пояса характеризуются сильными магнитными аномалиями как правило линейной формы, которые часто сопровождаются и гравитационными полосовыми максимумами [Grow, Bowin 1975; Finn 1994; Clowes, Hyndman, 2002; Blakely et al., 2005; Yegorova et al., 2011]. В пользу островодужной природы АБА указывают ее характеристики — линейность, большая протяженность, высокая амплитуда и расположение. Она расположена субпараллельно к северо-востоку от зоны палеосубдукции океана Тетис (поздний триас — ранняя юра) под южный край Восточно-Европейской платформы [Saintot et al., 2006; Meijers et al., 2010; Okay, Nikishin, 2015; Nikishin et al., 2017; Barrier et al., 2018]. На рис. 6 эта аномалия показана на объединенной скоростной модели коры ВЧВ от вала Архангельского к валу Шатского, составленной из профиля 2 работы [Shillington et al., 2009] и нашего профиля 15.

Объединенная модель на рис. 6 демонстрирует разрез коры ВЧВ от южного окончания вала Архангельского к валу Шатского на Гудаутском поднятии. В целом наблюдается хорошее согласование скоростных моделей двух профилей в месте их объединения в ВЧВ (схема положения профилей показана на рис. 1) по следующим параметрам коры. Это — близкая мощность осадочного чехла 10 км по профилю 2 и ~12 км по профилю 15 (рис. 6, а). Тонкая кора ВЧВ подстилается поверхностью Мохо, смоделированной по обоим профилям на сопоставимых глубинах 20—22 км. Скорости в консолидированной коре по профилю 2 выше (особенно в нижней части коры), достигая 7,2 км/с, чем

по нашему профилю 15 (см. рис. 6, а). Различие в скоростях кристаллической коры ВЧВ может быть связано со слабой системой наблюдений и, соответственно, более низкой точностью определения скоростей по профилю 15 (используя исходные авторские годографы того времени) по сравнению с современными исследованиями ГСЗ в ВЧВ [Shillington et al., 2009].

Сравнение объединенной скоростной модели по профилям ГСЗ 2 и 15 с результатами МОВ ОГТ проекта «Геология без границ» (профиль 110) (см. рис. 6, б) показывает их согласованность в отношении мощности осадков в ВЧВ (10—12 км), возможной глубины до поверхности Мохо, которая по результатам ОГТ соответствует отражениям, полученным ниже поверхности фундамента, на временах 11—13 с [Амелин и др., 2014; Nikishin et al., 2015]. На профиле ОГТ 110 очень выразительно выделяется зона сочленения ВЧВ с валом Шатского (см. рис. 6, б), которая маркируется зоной сбросов и контролируется синрифтовыми осадками.

Ширина ВЧВ в районе обсуждаемых в статье сейсмических профилей (см. рис. 6) составляет 160—180 км, отражая клиноподобное расширение ВЧВ в юго-восточном направлении. Это соответствует представлениям о рифтогенном раскрытии ВЧВ в раннем мелу в результате ротации по часовой стрелке Центрально-Черноморского поднятия с участием трансформных разломов северо-восточного направления в восточной части впадины, по которым осуществлялось перемещение по левому сдвигу и раскрытие ВЧВ [Robinson et al., 1996; Shillington et al., 2009; Hippolyte et al., 2018].

Заключение. Моделирование скоростных полей по профилям ГСЗ, отработанным в восточной части Черного моря более 40 лет назад, показало хорошую эффективность современных методов лучевого моделирования (ray-tracing methods), примененных к материалам ГСЗ прошлых лет. В статье представлены основные результаты математического моделирования волновых полей восточной части Черного моря на примере трех профилей ГСЗ 14, 15 и

16, которые могут быть сформулированы следующим образом.

1. Профили ГСЗ 14, 15 и 16 представляют систему радиальных профилей, расходящихся в восточном направлении из одного общего пункта взрыва 22 в Восточно-Черноморской впадине и пересекающих вал Шатского. Переинтерпретация сейсмических материалов по этому профилю позволила уточнить строение коры при переходе от тонкой субокеанической коры ВЧВ к континентальной коре вала Шатского.

2. Результаты скоростного моделирования показали, что кора Восточно-Черноморской впадины представлена тонкой (~ 10 км) кристаллической корой со скоростью, изменяющейся от 6,5 км/с в фундаменте до 7,0 на поверхности Мохо на глубине 20—22 км. Кора перекрыта осадками 10-км мощности с $V_p \leq 3,1$ км/с и 4,0—4,5 км/с. Такая структура коры Восточно-Черноморской впадины аналогична установленной ранее для Западно-Черноморской впадины по результатам переинтерпретации профилей ГСЗ 25 и 26 [Баранова и др., 2008, 2011].

3. Профили 14, 15 и 16 пересекают под разными углами вал Шатского, который, как следует из выполненного моделирования, имеет континентальную кору мощностью ~30 км с двумя слоями — верхней корой ~15 км мощности ($V_p=6,0 \div 6,5$ км/с) и нижней корой 10 км мощности ($V_p=6,5 \div 7,0$ км/с). Кристаллическая кора покрыта тонким осадочным слоем со скоростями около 3 км/с. По профилю 14 обнаружен

подъем сейсмических границ в осадочном слое и по кровле фундамента, которые отрисовывают Гудаутское поднятие вала Шатского.

4. Переход от тонкой субокеанической коры Восточно-Черноморской впадины к континентальной коре вала Шатского происходит на довольно ограниченном интервале (~25 км), где наблюдаются изменения во всех слоях модели — от осадочного слоя до раздела Мохо, который испытывает резкое погружение от 20 до 30 км соответственно.

5. Зона резкого перехода двух типов коры между Восточно-Черноморской впадиной и валом Шатского имеет линейный характер, параллельна береговой линии восточной части Черного моря и ассоциируется с линейной магнитной Алуштинско-Батумской аномалией. Все это свидетельствует о возможной тектонической природе переходной зоны, формирование и активизация которой происходили на разных этапах эволюции региона — начиная с мезозоя при закрытии океана Тетис, раскрытии Восточно-Черноморской впадины при рифтогенезе в конце мела-палеоцене и в ходе режима деформаций сжатия альпийского этапа тектогенеза.

Работа выполнена в рамках и при финансовой поддержке по теме III-11-16 «Комплексне геофізичне дослідження літосфери України: від моделей до процесів формування роговищ корисних копалин» Інститута геофізики НАН України.

Список литературы

Амелин Н., Леончик М., Петров Е., Сенин Б. Геология без границ: новые данные о региональной геологии Черного моря. *Геология и геофизика*. 2014. № 11. 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.

Белоусов В. В., Вольвовский Б. С. (ред.). Строе-

- ние и Эволюция Земной Коры и Верхней Мантии Черного моря. Москва: Наука, 1989. 208 с.
- Гамкрелидзе Н. П., Гонгадзе С. А., Яволовская О. В., Гамкрелидзе М. И., Кириа Д. К., Глонти Н. Я., Миндели П. Ш., Адикашвили Л. Н., Николаишвили М. М. Глубинное строение Восточного сектора Черного моря и вопросы о продолжении Аджаро-Триалетской зоны на запад в акваторию. *Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа*. 2017. Т. LXVII. С. 71—90.
- Гончар В. В. Восточно-Черноморская микроплита как индентор и ее орогеническое обрамление. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 1. С. 108—136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158867>.
- Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П. (ред.) Строение Западной Части Черноморской впадины. Москва: Наука, 1972. 244 с.
- Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В. Некоторые черты глубинного строения Черноморской впадины по данным гидромагнитной съемки. В кн.: Морская геология и геофизика. Рига: Зинатне, 1972. С. 12—21.
- Москаленко В. Н., Маловицкий Я. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря. *Известия Академии наук СССР. Сер. Геологическая*. 1974. № 9. С. 23—31.
- Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Лунарский Г. Н., Мизно М. Ф., Мупсидзе Г. Я., Чичинадзе В. К. Строение земной коры в восточной части Черного моря по данным глубинного сейсмического зондирования. *Океанология*. 1966. № 1. С. 10—24.
- Осипов Г. В., Свистунов Ю. И., Терехов А. А. О возможной природе Алуштинско—Батумской магнитной аномалии на Черном море. *Геотектоника*. 1977. № 1. С. 74—79.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев В. И. Тектоника Мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985. 215 с.
- Шрейдер А. А., Казьмин В. Г., Лыгин В. С. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря. *Геотектоника*. 1997. № 1. С. 59—70.
- Яновская Т. Б., Гобаренко В. С., Егорова Т. П. Строение подкорковой литосферы Черноморского бассейна по сейсмологическим данным. *Физика Земли*. 2016. № 1. С. 15—30.
- Barrier, E., Vrielynck, B., Brouillet, J. F. & Brunet, M. F. (2018). Paleotectonic Reconstruction of the Central Tethyan Realm. Tectono-Sedimentary-Palinspastic maps from Late Permian to Pliocene. CCGM/CGMW. Paris, <http://www.ccgm.org>. Atlas of 20 maps (scale: 1/15 000 000).
- Blakely, R. J., Brocher, T. M., & Wells, R. E. (2005). Subduction zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle. *Geology*, 33(6), 445—448. doi: 10.1130/G21447.1
- Clowes, R. M., & Hyndman, R. D. (2002). Geophysical studies of the northern Cascadia subduction zone off western Canada and their implications for great earthquake seismotectonics: a review. In Y. Fujinawa, & A. Yoshida (Eds.), *Seismotectonics in Convergent Plate Boundary* (pp. 1—23). Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.
- Finetti, I., Bricchi, G., Pipan, M., & Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, XXX(117-118), 197—324.
- Finn, C. (1994). Aeromagnetic evidence for a buried Early Cretaceous magmatic arc, northeast Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99, 22165—22185. <https://doi.org/10.1029/94JB00855>.
- Gobarenko, V. S., Murovskaya, A. V., Yegorova, T. P., & Sheremet, E. E. (2016). Collision processes at the northern coast of the Black Sea. *Geotectonics*, 50(4), 407—424. doi: 10.1134/S0016852116040026.
- Golonka, J. (2004). Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381(1-4), 235—273. doi: 10.1016/j.tecto.2002.06.004.
- Graham, R., Kaymakci, N., & Horn, B. W. (2013). The Black Sea: something different? *GeoExPro*, October 2013 (pp. 58—62).
- Grow, J. A., & Bowin, C.O. (1975). Evidence for high—density crust and mantle beneath the Chile Trench due to descending lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 80, 1449—1458. doi: 10.1029/JB080i011p01449.

- Hippolite, J.-C., Murovskaya, A., Volfman, Yu., Yegorova, T., Gintov, O., Kaymakci, N., & Sangu, E. (2018). Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*, 993, 298—314. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2018.03.009.
- Hobro, J. W. D., Singh, S. C., & Minshull, T. A. (2003). Three-dimensional tomographic inversion of combined reflection and refraction seismic traveltime data. *Geophysical Journal International*, 152, 79—93. doi: 10.1046/j.1365—246X.2003.01822.x.
- Meijers, M. J. M., Vrouwe, B., van Hinsbergen, D. J. J., Kuiper, K. F., Wijbrans, J., Davies, G. R., Stephenson, R. A., Kaymakci, N., Matenco, L., & Saintot, A. (2010). Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleosubduction zone configuration of the Black Sea region. *Lithos*, 119, 412—426. doi: 10.1016/j.lithos.2010.07.017.
- Neprochnov, Yu. P., Kosminskaya, I. P., & Malovitsky, Ya. P. (1970). Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian Seas. *Tectonophysics*, 10, 517—538. doi: 10.1016/0040-1951(70)90042-9.
- Nikishin, A. M., Okay, A. I., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., & Petrov, E. (2015). 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. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018.
- Nikishin, A. M., Wannier, M., Alekseev, A. S., Al-mendiger, O. A., Fokin, P. A., Gabdullin, R. R., Khudoley, A. K., Kopaevich, L. F., Mityukov, A. V., Petrov, E. I., & Rubtsova, E. V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. In M. R. Sosson, Sh. Stephenson, S. A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 241—264). Geol. Soc. London. Spec. Publ. doi: 10.1144/SP428.1.
- Okay, A. I., & Nikishin, A. M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*, 57(5-8), 1051—1076. doi:10.1080/00206814.2015.1010609.
- Okay, A. I., Şengör, A. M. C., & Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267—270. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0267:KHOTOO>2.3.CO;2.
- Robinson, A. G., Rudat, J. H., Banks, C. J., & Wiles, R. L. F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13, 195—223. doi: 10.1016/0264-8172(95)00042-9.
- Saintot, A., Stephenson, R. A., & Chalot-Prat, F. (2007). The position of Crimea and Greater Caucasus along the active margin of Eurasia (from early Jurassic to present): *International Symposium on the Middle East Basins Evolution. Abstract. Paris. 4—5 December, 2007* (P. 69).
- Saintot, A., Stephenson, R. A., Stovba, S., Brunet, M.-F., Yegorova, T., & Starostenko, V. (2006). The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In *European Lithosphere Geological Society Memoir 32* (pp. 481—505). doi: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.30.
- 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 Eastern Black Sea. *Geophysical Journal International*, 178, 1145—1163. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x.
- Shillington, D. J., Minshull, T. A., Edwards, R. A., & White, N. (2017). Crustal structure of the Mid Black Sea High from wide-angle seismic data. In: M. D. Simmons, G. C. Tari, & A. I. Okay (Eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea* (Vol. 464, pp. 19—32). Geol. Soc. London. Spec. Publ. doi: 10.1144/SP464.6.
- 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. doi: 10.1130/G25302A.1.
- Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Gryn, D., Rusakov, O., Szuba, W., Środa, P., Grad, M., Guterch, A., Flüh, E., Thybo, H., Artemieva, I., Tolkunov, A., Sydorenko, G., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Kolomiyets, K., Legostateva, O., Dannowski, A., & Shulgina, A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust

- across Crimea between the pre-Azov Massif and the north eastern Black Sea Basin. In: M. Sosson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 199—220). Geol. Soc. London. Spec. Publ. doi: 10.1144/SP428.11.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Farfuliak, L., Czuba, W., Środa, 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. (2015). 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, 406—428. doi: 10.1093/gji/ggv018.
- Yegorova, T. P., Bakhmutov, V., Janik, T., Grad, M. (2011). Geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin. *Geophysical Journal International*, 184, 90—110. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04867.x.
- 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: M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat & Starostenko V. (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 43—56). Geol. Soc. London. Spec. Publ. doi: 10.1144/SP340.4.
- Yegorova, T., Gobarenko, V., & Yanovskaya, T. (2013). Lithosphere structure of the Black Sea from 3-D gravity analysis and seismic tomography. *Geophysical Journal International*, 193, 287—303. doi: 10.1093/gji/ggs098.
- Zelt, C. A., & Smith, R. B. (1992). Seismic traveltime inversion for 2—D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International*, 108, 16—34. doi: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb00836.x.
- Zonenshain, L. P., & Le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181—211. doi: 10.1016/0040-1951(86)90197-6.

The crustal structure of the transition from the East Black Sea Basin to the Shatsky Ridge from the reinterpretation of deep seismic sounding data on profiles 14, 15, 16

E. P. Baranova, T. P. Yegorova, 2020

S.I. Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

The paper represents the results of velocity modeling (ray-tracing modeling) performed for three deep seismic sounding (DSS) profiles 14, 15 and 16 acquired in the eastern part of the Black Sea more than 40 years ago. These profiles represent a system of radial profiles diverging from one common shot point in the East Black Sea Basin (EBSB) and crossing the Shatsky Ridge. The performed modeling showed that thin (~10 km) crystalline EBSB crust, with velocities increasing from 6,5 km/s in the basement to 7,0 km/s on the Moho (20—22 km), is overlain by sediments as thick as ~10 km. The continental crust of the Shatsky Ridge of ~30 km thickness comprises two layers — the upper crust ($V_p=6,0\div 6,5$ km/s) as thick as 15 km and the 10 km thick lower crust ($V_p=6,5\div 7,0$ km/s). The transition from thin EBSB suboceanic crust to the Shatsky Ridge continental crust occurs rather sharply, over an interval of ~25 km, where changes are observed in all crustal layers — from sediments to the Moho. The transition of the two types of the crust is ascribed by a lineament, parallel to the coastline of the eastern part of the Black Sea, and is associated with a collinear Alushta-Batumi magnetic anomaly of the same (NW) strike. These features may testify in favor of the tectonic nature of the transition zone, the formation and activation of which took place during the main stages of evolution of the study region — at the closure of

Mesozoic Tethys ocean, during the riftogenic opening of the EBSB in Cretaceous, and during the Alpine orogeny in the compression setting. The wedge-like shape of the EBSB, expanding southeastward up to 160—180 km width, is consistent with the concept of riftogenic opening of the EBSB in the Early Cretaceous as a result of clockwise rotation of the Mid Black Sea Ridge.

Key words: Deep seismic sounding (DSS), ray-tracing modeling, crustal velocity model, East Black Sea Basin, Shatsky Ridge.

References

- Amelin, N., Leonchik, M., Petrov, Ye., & Senin, B. (2014). Geology without limits: new data on regional setting of the Black Sea. *Geologiya i geofizika*, (11), 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 DSS data and gravity modelling on profiles 25, 28 and 29 in Black and Azov Seas. *Geofizicheskiy zhurnal*, 30(5), 124—144 (in Russian).
- Belousov, V. V., & Volvosky, B. S. (Eds). (1989). *Structure and Evolution of Earth's Crust and Upper Mantle of Black Sea*. Moscow: Nauka, 208 p. (in Russian).
- Gamkrelidze, N. P., Gongadze, S. A., Yavolovskaya, O. V., Gamkrelidze, M. I., Kiria, D. K., Glonti, N. Ya., Mindeli, P. Sh., Adikashvili, L. N., & Nikolaishvili, M. M. (2017). Deep structure of the eastern sector of the Black Sea and the questions about the western offshore continuation of the Adjara-Trialet zone. In *Proceedings of the Michael Nodia Institute of Geophysics* (Vol. LXVII, pp. 71—90) (in Russian).
- Gonchar, V. V. (2019). East-European microplate as an indentor and its orogenic margin. *Geofizicheskiy zhurnal*, 41(1), 108—136 <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158867> (in Russian).
- Malovitskiy, Y. P., & Neprochnov, Yu. P. (Eds). (1972). *Structure of the Western Part of the Black Sea Basin*. Moscow: Nauka, 244 p. (in Russian).
- Malovitskiy, Y. P., Uglov, B. D., & Osipov, G. V. (1972). Some features of the deep structure of the Black Sea Basin from hydromagnetic survey. In *Marine geology and geophysics* (pp. 12—21). Riga: Zinatne (in Russian).
- Moskalenko, V. N., & Malovitskiy, Y. P. (1974). Results of deep seismic sounding on transmeridional profile through the Sea of Azov and the Black Sea. *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geologicheskaya*, (9), 23—31 (in Russian).
- Neprochnov, Yu. P., Neprochnova, A. F., Lunarskiy, G. N., Mizno, M. F., Mupsidze, G. Ya., & Chichinadze, V. K. (1966). Structure of the Earth's crust in the eastern part of Black Sea from deep seismic sounding. *Okeanologiya*, (1), 10—24 (in Russian).
- Osipov, G. V., Svistunov, Yu. I., & Terekhov, A. A. (1977). Possible nature of Alushta—Batumi magnetic anomaly in the Black Sea. *Geotektonika*, (1), 74—79 (in Russian).
- Tugolesov, D. A., Gorshkov, A. S., Meisner, L. B., Soloviev, V. V., & Khakhalev, V. I. (1985). *Tectonics of the Meso-Cenozoic Sediments of the Black Sea Basin*. Moscow: Nedra, 215 p. (in Russian).
- Shreider, A. A., Kazmin, V. G., & Lygin, V. S. (1997). Magnetic anomalies and the age problem of the Black Sea basin. *Geotektonika*, (1), 59—70 (in Russian).
- Yanovskaya, T. B., Gobarenko, V. S., & Yegorova, T. P. (2016). Subcrustal Structure of the Black Sea Basin from seismological data. *Fizika Zemli*, (1), 15—30. doi: 10.1134/S1069351316010109 (in Russian).
- Barrier, E., Vrielynck, B., Brouillet, J. F. & Brunet, M. F. (2018). Paleotectonic Reconstruction of the Central Tethyan Realm. Tectono-Sedimentary-Palinspastic maps from Late Permian to Pliocene. CCGM/CGMW. Paris,

- <http://www.ccgm.org>. Atlas of 20 maps (scale: 1/15 000 000).
- Blakely, R. J., Brocher, T. M., & Wells, R. E. (2005). Subduction zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle. *Geology*, 33(6), 445—448. doi: 10.1130/G21447.1
- Clowes, R. M., & Hyndman, R. D. (2002). Geophysical studies of the northern Cascadia subduction zone off western Canada and their implications for great earthquake seismotectonics: a review. In Y. Fujinawa, & A. Yoshida (Eds.), *Seismotectonics in Convergent Plate Boundary* (pp. 1—23). Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.
- Finetti, I., Bricchi, G., Pipan, M., & Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, XXX(117-118), 197—324.
- Finn, C. (1994). Aeromagnetic evidence for a buried Early Cretaceous magmatic arc, northeast Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99, 22165—22185. <https://doi.org/10.1029/94JB00855>.
- Gobarenko, V. S., Murovskaya, A. V., Yegorova, T. P., & Sheremet, E. E. (2016). Collision processes at the northern coast of the Black Sea. *Geotectonics*, 50(4), 407—424. doi: 10.1134/S0016852116040026.
- Golonka, J. (2004). Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381(1-4), 235—273. doi: 10.1016/j.tecto.2002.06.004.
- Graham, R., Kaymakci, N., & Horn, B. W. (2013). The Black Sea: something different? *GeoExPro*, October 2013 (pp. 58—62).
- Grow, J. A., & Bowin, C. O. (1975). Evidence for high—density crust and mantle beneath the Chile Trench due to descending lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 80, 1449—1458. doi: 10.1029/JB080i011p01449.
- Hippolite, J.-C., Murovskaya, A., Volfman, Yu., Yegorova, T., Gintov, O., Kaymakci, N., & Sangu, E. (2018). Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*, 993, 298—314. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2018.03.009.
- Hobro, J. W. D., Singh, S. C., & Minshull, T. A. (2003). Three-dimensional tomographic inversion of combined reflection and refraction seismic traveltime data. *Geophysical Journal International*, 152, 79—93. doi: 10.1046/j.1365—246X.2003.01822.x.
- Meijers, M. J. M., Vrouwe, B., van Hinsbergen, D. J. J., Kuiper, K. F., Wijbrans, J., Davies, G. R., Stephenson, R. A., Kaymakci, N., Matenco, L., & Saintot, A. (2010). Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleosubduction zone configuration of the Black Sea region. *Lithos*, 119, 412—426. doi: 10.1016/j.lithos.2010.07.017.
- Neprochnov, Yu. P., Kosminskaya, I. P., & Malovitsky, Ya. P. (1970). Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian Seas. *Tectonophysics*, 10, 517—538. doi: 10.1016/0040-1951(70)90042-9.
- Nikishin, A. M., Okay, A. I., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., & Petrov, E. (2015). 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. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018.
- Nikishin, A. M., Wannier, M., Alekseev, A. S., Al-mendiger, O. A., Fokin, P. A., Gabdullin, R. R., Khudoley, A. K., Kopaevich, L. F., Mityukov, A. V., Petrov, E. I., & Rubtsova, E. V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. In M. R. Sosson, Sh. Stephenson, S. A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 241—264). Geol. Soc. London. Spec. Publ. doi: 10.1144/SP428.1.
- Okay, A. I., & Nikishin, A. M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*, 57(5-8), 1051—1076. doi:10.1080/00206814.2015.1010609.
- Okay, A. I., Şengör, A. M. C., & Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267—270. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0267:KHOTOO>2.3.CO;2.
- Robinson, A. G., Rudat, J. H., Banks, C. J., & Wiles, R. L. F. (1996). Petroleum geology of the

- Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13, 195—223. doi: 10.1016/0264-8172(95)00042-9.
- Saintot, A., Stephenson, R. A., & Chalot-Prat, F. (2007). The position of Crimea and Greater Caucasus along the active margin of Eurasia (from early Jurassic to present): *International Symposium on the Middle East Basins Evolution. Abstract. Paris. 4—5 December, 2007* (P. 69).
- Saintot, A., Stephenson, R. A., Stovba, S., Brunet, M.-F., Yegorova, T., & Starostenko, V. (2006). The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In *European Lithosphere Geological Society Memoir 32* (pp. 481—505). doi: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.30.
- 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 Eastern Black Sea. *Geophysical Journal International*, 178, 1145—1163. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04215.x.
- Shillington, D. J., Minshull, T. A., Edwards, R. A., & White, N. (2017). Crustal structure of the Mid Black Sea High from wide-angle seismic data. In: M. D. Simmons, G. C. Tari, & A. I. Okay (Eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea* (Vol. 464, pp. 19—32). Geol. Soc. London. Spec. Publ. doi: 0.1144/SP464.6.
- 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. doi: 10.1130/G25302A.1.
- Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Gryn, D., Rusakov, O., Szuba, W., Środa, P., Grad, M., Guterch, A., Flüh, E., Thybo, H., Artemieva, I., Tolkunov, A., Sydorenko, G., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Kolomiyets, K., Legostat-eva, O., Dannowski, A., & Shulgin, A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust across Crimea between the pre-Azov Mas-sif and the north eastern Black Sea Basin. In: M. Sosson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 199—220). Geol. Soc. London. Spec. Publ. doi: 10.1144/SP428.11.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Farfu-liak, L., Czuba, W., Środa, P., Thybo, H., Ar-temieva, I., Sosson, M., Volfman, Yu., Kolo-miyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gryn, D., Guterch, A., Komminaho, K., Legos-taeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2015). Seis-mic 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, 406—428. doi: 10.1093/gji/ggv018.
- Yegorova, T. P., Bakhmutov, V., Janik, T., Grad, M. (2011). Geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarc-tic Peninsula continental margin. *Geophys-ical Journal International*, 184, 90—110. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04867.x.
- Yegorova, T., Baranova, E., & Omelchenko, V. (2010). The crustal structure of the Black Sea from the reinterpretation of Deep Seis-mic Sounding data acquired in the 1960s. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat & Starostenko V. (Eds.), *Sedimen-tary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Vol. 340, pp. 43—56). Geol. Soc. London. Spec. Publ. doi: 10.1144/SP340.4.
- Yegorova, T., Gobarenko, V., & Yanovskaya, T. (2013). Lithosphere structure of the Black Sea from 3-D gravity analysis and seismic tomog-raphy. *Geophysical Journal International*, 193, 287—303. doi: 10.1093/gji/ggs098.
- Zelt, C. A., & Smith, R. B. (1992). Seismic travelt ime inversion for 2—D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International*, 108, 16—34. doi: 10.1111/j.1365—246X.1992.tb00836.x.
- Zonenshain, L. P., & Le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tecto-nophysics*, 123, 181—211. doi: 10.1016/0040-1951(86)90197-6.

Будова кори при переході від Східночорноморської западини до валу Шатського за результатами переінтерпретації профілів ГСЗ 14, 15, 16

Е. П. Баранова, Т. П. Єгорова, 2020

Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

Наведено результати швидкісного моделювання (ray-tracing modelling) за трьома профілями ГСЗ 14, 15, 16, відпрацьованими у східній частині Чорного моря понад 40 років тому. Ці профілі є системою радіальних профілів, що розходяться з одного загального пункту вибуху в Східночорноморській западині (СЧЗ) і перетинають вал Шатського. За результатами моделювання тонка (~10 км) кристалічна кора СЧЗ, сейсмічні швидкості в якій збільшуються від 6,5 км/с у фундаменті до 7,0 км/с на поверхні Мохо (20—22 км), перекрита осадами потужністю ~10 км. Вал Шатського має континентальну кору ~30 км потужності з двома шарами — верхньою корою 15 км потужності (зі швидкістю 6,0—6,5 км/с) і нижньою корою 10 км потужності (6,5—7 км/с). Перехід від тонкої субокеанічної кори ВЧВ до блока континентальної кори валу Шатського відбувається досить різко, на інтервалі ~25 км, де спостерігаються зміни в усіх шарах кори — від осадів до поверхні Мохо. Зона переходу двох типів кори має лінійний характер, паралельна береговій лінії східної частини Чорного моря і асоціюється з лінійною магнітною Алуштинсько-Батумською аномалією північно-західного простягання. Зазначені особливості можуть свідчити на користь тектонічної природи перехідної зони, формування та активізація якої відбувалися на головних етапах еволюції регіону — при закритті мезозойського океану Тетис, рифтогенному розкритті СЧЗ у крейдяний період і в ході альпійського тектогенезу в умовах стиснення. Клиноподібна форма СЧЗ, що розширюється у південно-східному напрямку до 160—180 км, добре узгоджується з ідеєю рифтогенного розкриття СЧЗ у ранній крейді в результаті ротації Центрально-Чорноморського підняття (валу Архангельського) проти годинникової стрілки.

Ключові слова: глибинне сейсмічне зондування (ГСЗ), променеве моделювання, швидкісна модель кори, Східночорноморська западина, вал Шатського.