

Строение коры Керченского полуострова и северо-восточной части Черного моря по результатам локальной сейсмической томографии

© В. Гобаренко¹, Т. Егорова¹, Р. Стифенсон², 2014

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

²Королевский колледж Университета г. Абердин, Великобритания

Поступила 10 октября 2013 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

У районі Керченського півострова і прилеглої північної частини Чорного моря виконано локальне сейсмотомографічне дослідження за даними 200 слабких ($m_b \leq 3$) землетрусів, що сталися в 1975—2010 рр. і були зареєстровані сімома сейсмічними станціями. Використання методу Бейкуса—Гільберта для тривимірної моделі дало змогу вивчити швидкісну структуру по P - і S -хвилях на глибинах 15—40 км і розрахувати співвідношення швидкостей V_p/V_s . У середній і нижній корі регіону виявлено два високошвидкісні блоки. Перший включає P -швидкісну аномалію Керченського півострова в районі західної частини Індоло-Кубанського прогину. Другий блок характеризується S -швидкісною аномалією району валу Шатського і западини Туапсе. Третя високошвидкісна область, що розташована на акваторії Чорного моря на південь від Керченського півострова, належить, швидше за все, до самих верхів мантиї, що підстилають тонку субокеанічну кору Східночорноморської западини. За петрологічною і геодинамічною інтерпретацією отриманих аномалій зроблено висновок щодо активних процесів підсуву субокеанічної кори Східночорноморської западини під континентальну кору Скіфської плити і південну частину Східноєвропейської платформи. Перехідна область контролюється зоною високої сейсмічності, в межах якої вогнища землетрусів занурюються на північ, що може бути додатковим свідченням сучасних процесів підсуву у досліджуваному регіоні.

Ключові слова: Чорне море, Керченський півострів, сейсмологічна інверсія, петрологічний склад кори.

Введение. Горный Крым и Большой Кавказ представляют собой складчатый пояс, сформированный в кайнозое на южной окраине Восточно-Европейской платформы в результате коллизии между Евразийской и Афро-Арабской плитами. Главный Кавказский надвиг, который контролирует южную границу орогена Большого Кавказа в России и Грузии, прослеживается в западном направлении вдоль северной границы Черного моря, включая южную часть Крымского полуострова на Украине. Положение главного Кавказского надвига контролируется активной сейсмогенной зоной вдоль Крымско-Кавказского побережья (рис. 1), в которой происходит разгрузка накопленных в коллизионной зоне напряжений. Сильная современная сейсмическая активность в регионе свидетельствует об активных тектонических процессах, происходящих в условиях режимов сжатия. Крымский ороген и прилегающая часть Черного моря характеризуются довольно сложным геологическим строением

как приповерхностных структур осадочного чехла и фундамента (рис. 2), так и глубинных строений коры. Толстая кора Крымских гор до 48—50 км мощности соседствует с тонкой субокеанической корой Черноморской впадины [Starostenko et al., 2004; Егорова и др., 2012]. Однако тип и структурные взаимоотношения между ними изучены недостаточно. Актуальность изучения этого региона определяется высоким углеводородным потенциалом Керченского шельфа. Здесь выявлен и прогнозируется ряд нефтяных месторождений и перспективных структур (Субботина, Аби́ха и др.) в осадочных породах кайнозоя.

В исследуемом районе (восточная часть Черного моря, Керченский полуостров и Азовское море) в 2007 г. были проведены сейсмические работы по профилю DOBRE-2 (см. рис. 1), включавшие исследования преломленными и закрытически отраженными волнами, а также глубинные исследования методом общей глубинной точки (ОГТ) [Starostenko et al., 2012].

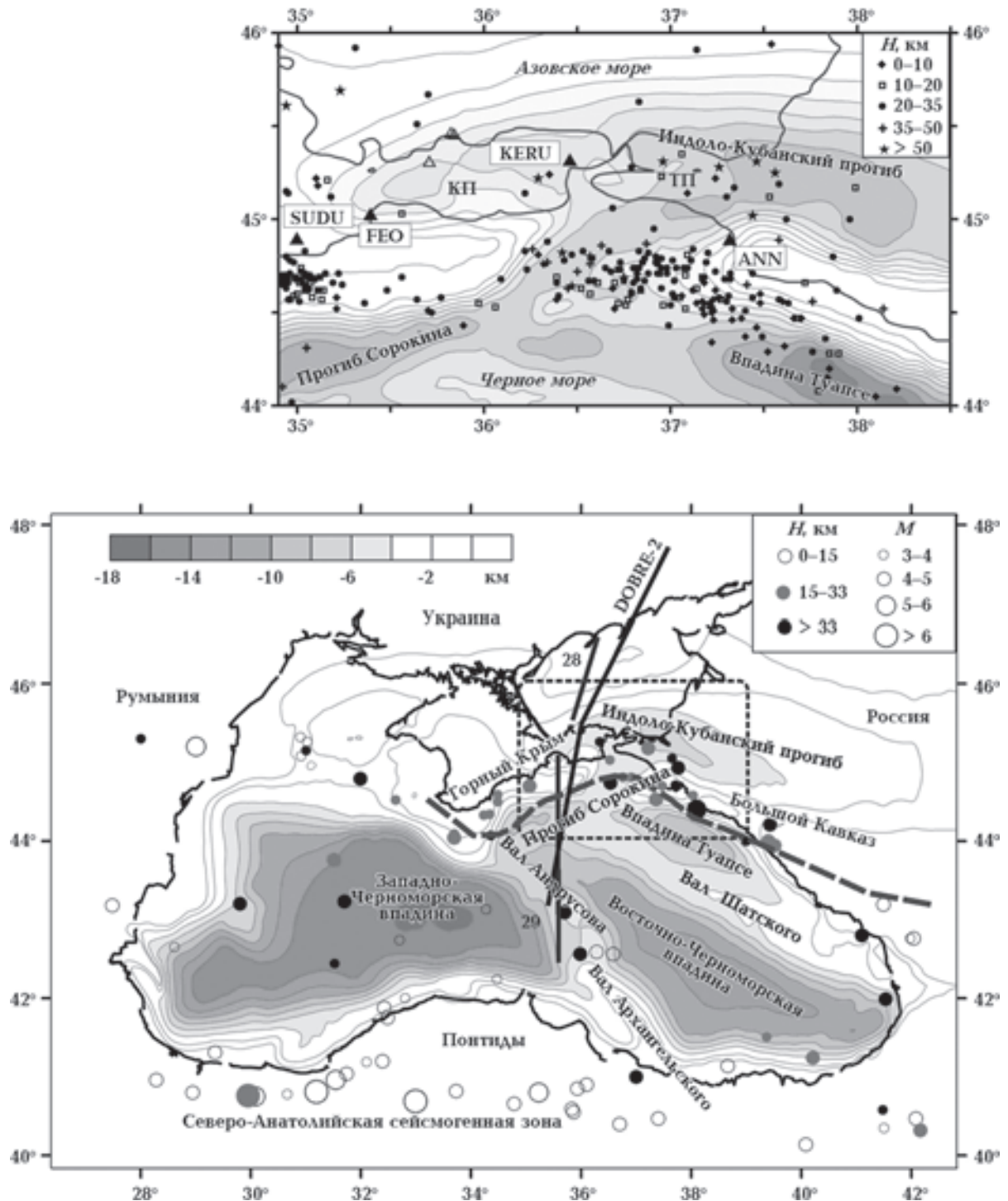


Рис. 1. Основные тектонические элементы района исследований (окоонтурен пунктиром) и сейсмичность Черноморского региона [Yegorova, Gobaigenko, 2010] на фоне структурной карты кровли меловых отложений.

Утолщенная пунктирная линия примерно соответствует положению главного Кавказского надвига, который контролирует падение структур на юг. Сейсмичность, связанная с главным Кавказским надвигом, наблюдается на Большом Кавказе и в Горном Крыму в пределах Крымско-Кавказской сейсмогенной зоны. Сплошными утолщенными линиями показано положение профилей глубинного сейсмического зондирования DOBRE-2 и 28—29. На более детальной карте района исследований (вверху) показаны эпицентры слабых ($m_b \leq 3$) землетрясений, использованных в данной статье для локальной сейсмической томографии. Черными треугольниками выделены четыре постоянные сейсмические станции в Анапе (ANN), Феодосии (FEO), Керчи (KERU), Судаке (SUDU), незалитыми треугольниками — три временные станции (КП и ТП — Керченский и Таманский полуострова).

Материалы этих работ полностью обработаны и проинтерпретированы и находятся в стадии подготовки к публикации.

В 70—80-х годах прошлого века в этом районе были отработаны профили глубинного сейсмического зондирования 28 и 29 (см. рис. 1), по которым недавно выполнена современная переинтерпретация сейсмических материалов с помощью лучевого моделирования и построены скоростные модели коры [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010]. Однако недостаток системы наблюдения (профили от-

рабатывались как два отдельных профиля в Черном (профиль 29) и Азовском (профиль 28) морях не позволил изучить разрез коры в районе главного надвига и в области непосредственного перехода от континентальной коры Азовского моря к тонкой субокеанической коре Восточно-Черноморской впадины.

Для получения дополнительной информации о строении коры и геодинамических процессах при переходе от Крыма к северной части Черного моря было выполнено локальное сейсмотомографическое исследование с ис-

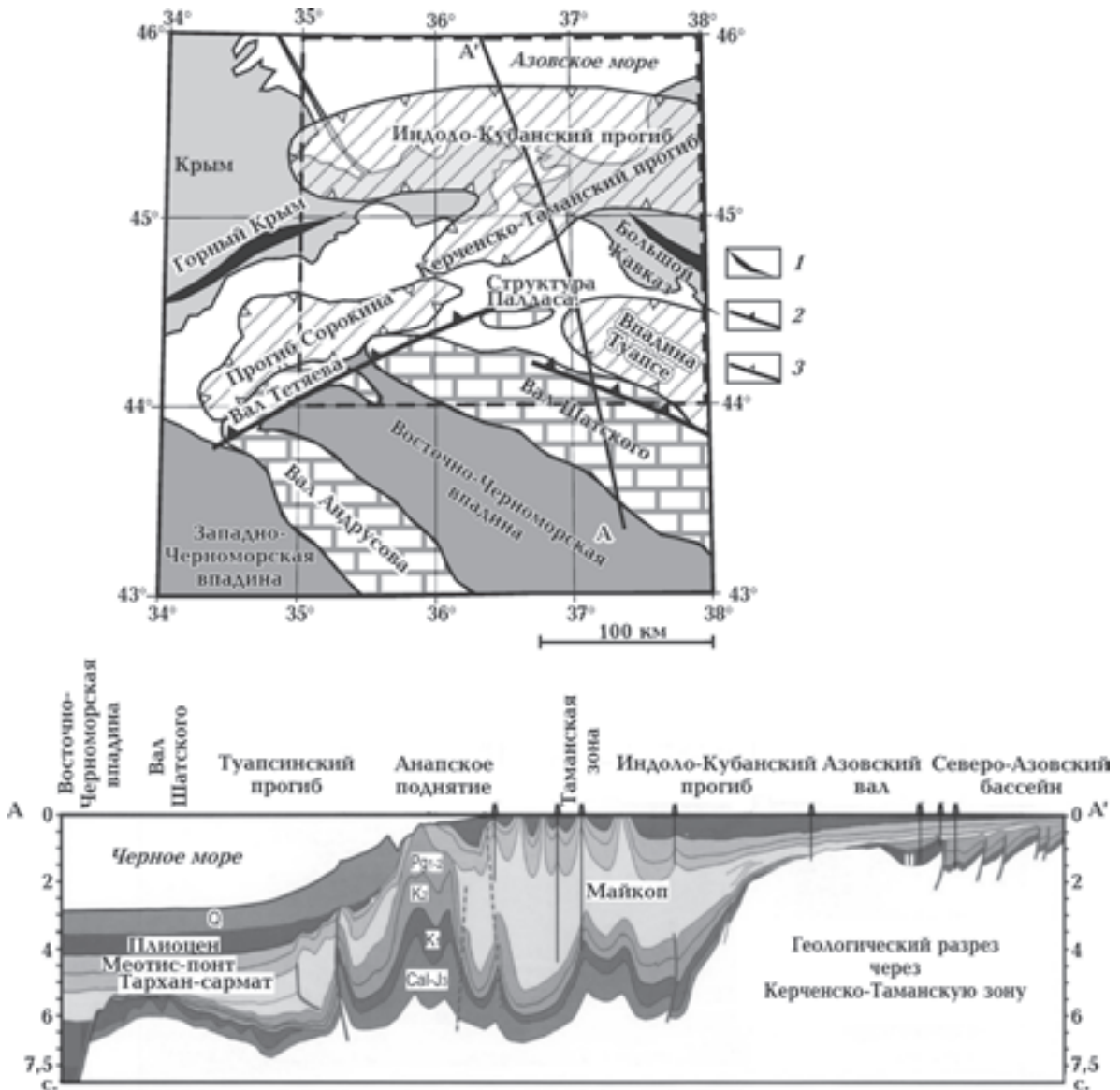


Рис. 2. Геологическая карта района северо-восточной части Черного моря и Керченского и Таманского полуостровов, дополненная геологическим разрезом (А—А') по данным интерпретации сейсмического профиля [Афанасенков и др., 2007]: 1 — региональные складчатые структуры, 2 — главные постэоценовые надвиги, 3 — контуры олигоцен-нижнемиоценовых осадочных бассейнов.

пользованием данных от слабых ($m_b \leq 3$) землетрясений, результаты которого представлены в данной статье.

Геологическое строение района исследований. Исследуемый регион характеризуется сложным геологическим строением. На протяжении довольно длительного времени он был зоной тектонического раздела разных структур. В северной части района исследований (Азовское море и часть Крыма) предполагается присутствие докембрийского фундамента, включающего архейско-раннепротерозойскую кору южного края Восточно-Европейского кратона, обнажающегося на Украинском щите (расположенного к северу) и, возможно, на Скифской плите. По последним исследованиям [Stephenson et al., 2004; Saintot et al., 2006], Скифская плита может иметь докембрийский фундамент, испытавший последующую переработку в ходе позднепротерозойских и палеозойских процессов активизации вдоль южной окраины протоконтинента Балтика [Stephenson et al., 2004; Saintot et al., 2006].

Наземная часть района исследований, в основном это Керченский и Таманский полуостровы, расположена на продолжении орогена Большого Кавказа—Крыма. Коллизионно-орогенные процессы здесь развиты в меньшей степени, чем в Горном Крыму и, особенно, на Большом Кавказе, что обусловлено различным составом, реологией и строением коровых блоков, вовлеченных в конвергенцию и орогенез в этой зоне. Геологическое строение этой области представлено многочисленными надвигами и принадвиговыми структурами и складками различной амплитуды, а также серией осадочных бассейнов и прогибов, сформированных в обстановке сжатия. Это Индоло-Кубанский и Керченско-Таманский прогибы, прогиб Сорокина и Туапсиская впадина и связанные с ними положительные структуры валов Шатского и Тетяева, структуры Палласа и, собственно, самого Керченского и Таманского полуостровов (см. рис. 2).

В самой южной части региона исследований находится северо-западное окончание глубокой Восточно-Черноморской впадины. Считается, что она подстилается океанической или субокеанической корой [Starostenko et al., 2004; Баранова и др., 2008; Shillington et al., 2008; Yegorova et al., 2010]. Восточно-Черноморская впадина отделена от Западно-Черноморской впадины блоком утоненной континентальной коры Центральночерноморского поднятия [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2013], кото-

рое в своей северной части представлено валом Андрусова (см. рис. 1, 2).

Исходные сейсмологические данные и томографическая инверсия. Черное море окружено двумя главными сейсмогенными зонами — зоной Северо-Анатолийской и Мраморного моря на юге и Крымско-Кавказской на севере (см. рис. 1). Наиболее интенсивные землетрясения происходят вдоль юго-западного побережья моря в пределах Северо-Анатолийской зоны, где землетрясения с магнитудой более 6 отмечаются довольно часто [Чекунов и др., 1996; Yegorova, Gobarenko, 2010]. В Крымско-Кавказской зоне землетрясения имеют магнитуду 4—5 с глубинами очагов в средней нижней коре и верхней мантии ($H=15\div 46$ км). Землетрясения, наблюдаемые вдоль побережья Керченского полуострова и Кавказа, характеризуются большей амплитудой ($m_b > 5$) и более глубинными очагами ($H=29\div 38$ км) [Yegorova, Gobarenko, 2010]. Изучение механизмов очагов землетрясений указывает на характер смещения в северо-восточном—юго-западном направлении по взбросам или надвигам под действием горизонтальных сжимающих напряжений [Пустовитенко, 2002].

Для сейсмотомографических исследований были использованы данные о временах прихода *P*- и *S*-волн от слабых ($m_b \leq 3$) землетрясений, зарегистрированных в период 1975—2010 четырьмя постоянными сейсмическими станциями, три из которых расположены в Крыму (Керчь — KERU, Феодосия — FEO и Sudak — SUDU) и одна (Анапа — ANN) — на Кавказском побережье России (см. рис. 1). Дополнительно использовались данные трех временных станций (показаны незалитыми треугольниками на рис. 1), установленных на Керченском полуострове.

До определения невязок времен пробега, которые затем использовались для расчета скоростей при сейсмотомографической инверсии, применялась релокация очагов землетрясений. В этой процедуре использовался метод минимизации совместно для *P*- и *S*-волн суммы квадратов невязок времен пробега для всех станций Крымской сети. Исходная скоростная модель задавалась по скоростной модели коры по профилю 28—29 в Азовском и Черном морях [Баранова и др., 2008] и по результатам сейсмотомографических исследований Черного моря [Антонова, Гобаренко, 1997; Гобаренко, Яновская, 2011]. В результате релокации было отобрано 195 землетрясений с глубинами очагов в интервале 3—90 км. Как видно из рис. 3, тен-

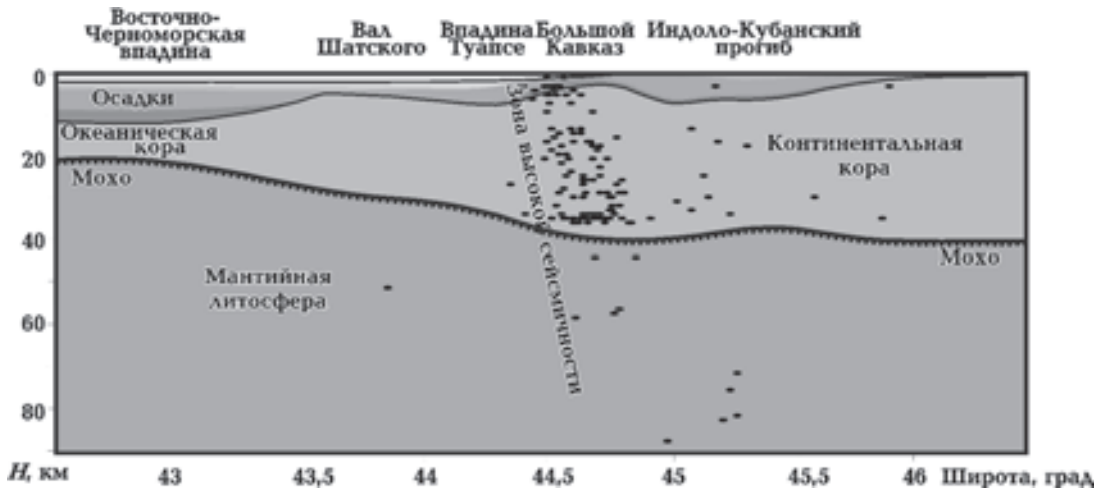


Рис. 3. Вертикальный разрез Крымско-Кавказской сейсмогенной зоны по меридиональному профилю вдоль полосы с $\lambda=36,5\div 37,5^\circ$ в.д. Черными овалами показаны очаги слабых ($m_b \leq 3$) землетрясений.

денция погружения очагов наблюдается в северном направлении под шельф Керченского полуострова и Кавказского побережья таким образом, что самые глубокие землетрясения с очагами на глубине 70—90 км расположены на самом севере Керченского полуострова.

Количество трасс (пар источник—приемник), использованных для томографических расчетов, соответствовало 304 для P -волн и 353 для S -волн (рис. 4). На рис. 5 показаны невязки времен пробега в зависимости от глубины источника для P - и S -волн. Величины невязок изменяются от -2 до $+2$ с для P -волн и от -3 до $+3$ с для S -волн. Максимальные значения невязок получены для очагов на глубинах 25—38 км для P -волн и на глубинах 20—38 км для S -волн. Характерной особенностью рис. 5 являются более высокие невязки времен пробега на станциях Феодосия и Керчь по сравнению с таковыми на станциях Судак и Анапа. Это означает, что среда в районе первых двух станций более низкоскоростная, чем в южной части района исследований около станции Анапа.

Для определения скоростной структуры коры района исследований использовалась томографическая инверсия, базирующаяся на методе Бэйкуса—Гильберта для трехмерного случая [Гобаренко, Яновская, 1983; Gobarenko et al., 1987]. Метод предназначен для оценки сглаженных скоростных поправок к исходной скоростной модели по данным невязок времен пробега сейсмических волн, пересекающих изучаемую область. Предложенный метод томографической инверсии позволяет получить

сглаженное решение, согласованное с разрешающей способностью данных даже для ограниченного количества исходных данных.

Определенным недостатком этого метода является представление решения суммой трех функций, каждая из которых зависит только от одной координаты. Вследствие этого некоторые особенности искомой скоростной функции сглаживаются, а полученное решение зависит от ориентации координатной системы. В работе [Гобаренко и др., 1986] предложен способ выбора оптимальной координатной системы, основанный на анализе ковариационной матрицы невязок и поиска направления с наибольшей дисперсией невязки.

Поскольку разрешение полученной скоростной модели зависит от количества и взаимного расположения трасс, пересекающих определенную область, то оно различно для разных частей модели. Для оценки степени сглаживания в разных точках исследуемой области строились сглаживающие функции $Q(\theta, \mathbf{r})$, $R(\varphi, \mathbf{r})$, $P(z, \mathbf{r})$ (где \mathbf{r} — координаты выбранной точки), приближаемые к функции единичного скачка [Гобаренко, Яновская, 1983; Gobarenko et al., 1987]. Ширина области существенного отличия указанных функций от функции единичного скачка характеризует размеры области сглаживания по отдельным координатам. На рис. 6, 7 изображены такие функции, рассчитанные в трех точках (их положение показано на рис. 4), характеризующих разные скоростные аномалии. Ширина области сглаживания по латерали изменяется от 15—30 км в центральной части региона (точки 1 и 2 на рис. 6), где количество

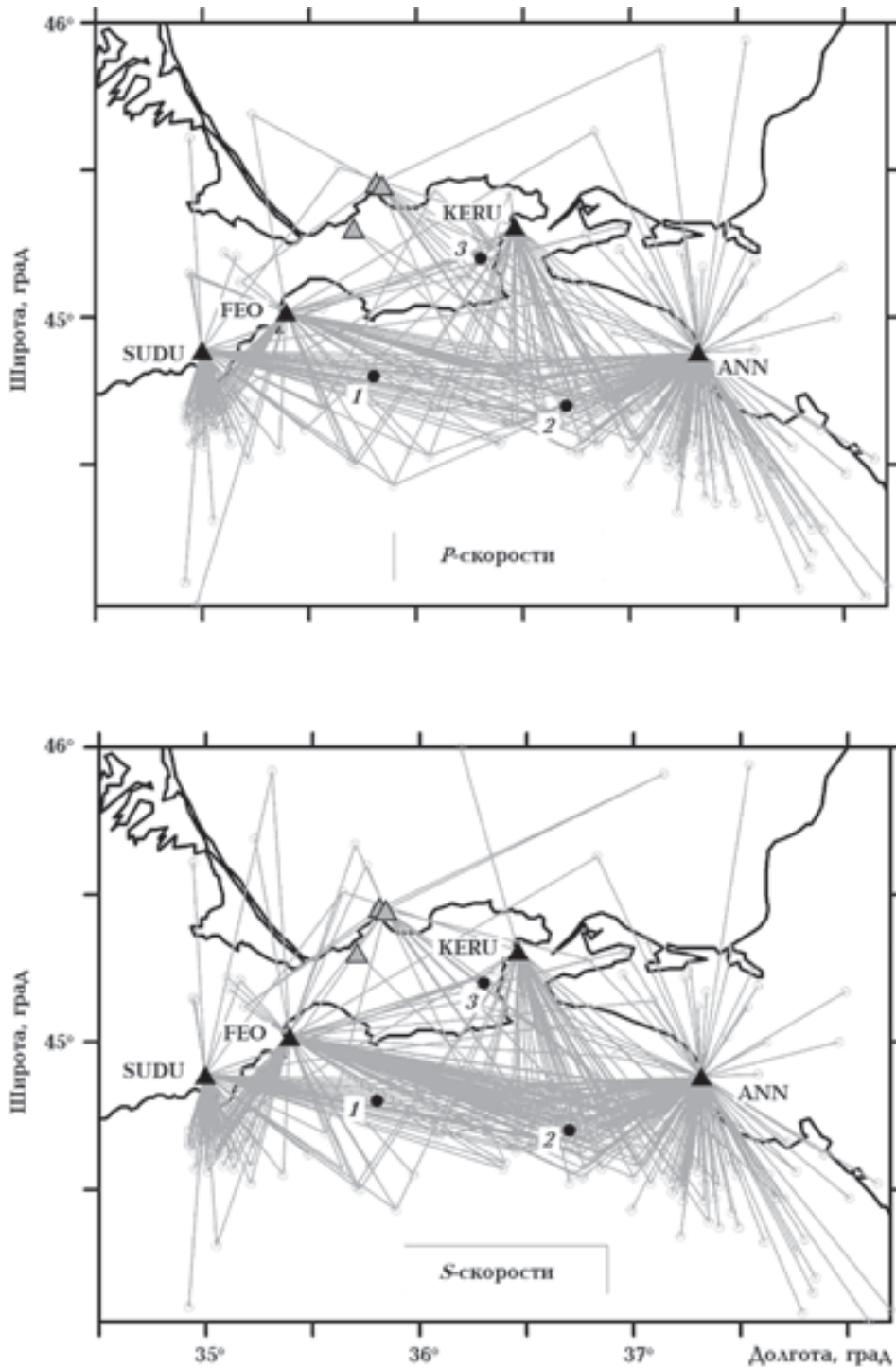


Рис. 4. Проекция лучей P - и S -волн, использованных при локальной сейсмической томографии региона Керченского полуострова и прилегающей северной части Черного моря. Черными треугольниками показаны четыре постоянно-действующие сейсмические станции в Анапе (ANN), Феодосии (FEO), Керчи (KERU), Судаке (SUDU), серыми треугольниками — положение трех временных станций на Керченском полуострове. Цифрами 1, 2 и 3 показаны точки, для которых определялось разрешение скоростной модели (см. рис. 6 и 7).

трасс максимально, до 30—50 км в северной части (точка 3 на рис. 6) с ограниченным числом трасс.

Разрешение по глубине для P - и S -волн показано на рис. 7. На глубинах 15—20 км разрешение составляет 10—12 км (по 5—7 км по

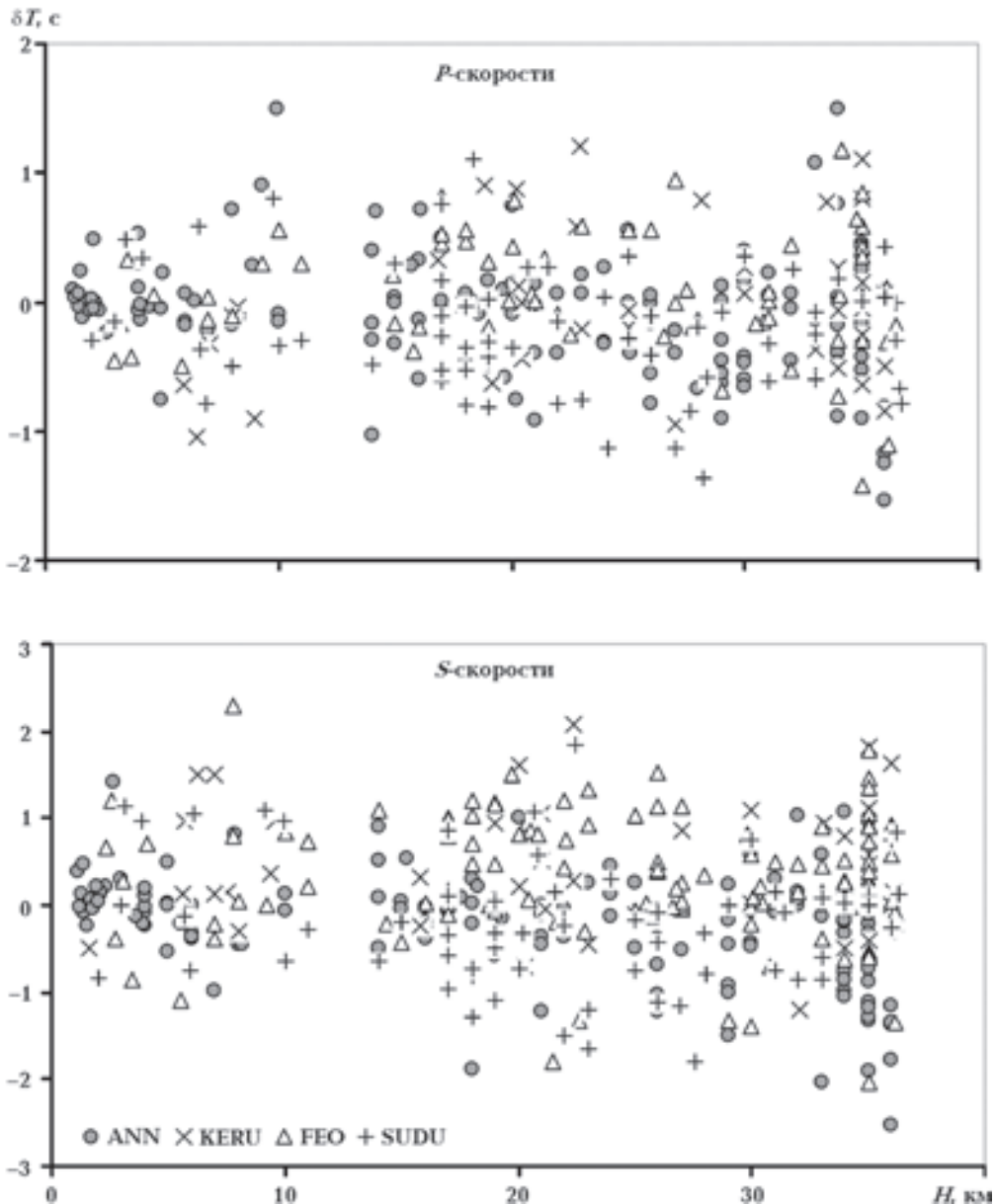


Рис. 5. Невязки времен пробега P - и S -волн как функций глубин очагов (H) для четырех постоянных сейсмических станций.

обе стороны от заданной глубины) и 15—17 км (по 7—10 км) на глубинах 25 и 30 км. Самое низкое разрешение получено для точки 3, расположенной на Керченском полуострове, что связано с минимальным количеством данных, характеризующих северную часть района исследований в пределах Керченского и Таманского полуостровов (см. рис. 4).

Ошибка определения времен прихода первых вступлений волн принималась 0,1 с для четких вступлений и 0,2 с — для нечетких. Регуляризирующий параметр выбирался таким образом, чтобы ошибка сглаживающей поправки

к скорости не превышала 0,05 км/с. Это позволило построить скоростные модели с сечением изолиний 0,1 км/с для P -волн и 0,05 км/с для S -волн.

Результаты построения сейсмотомографической модели. Окончательная скоростная модель, построенная по P - и S -волнам, показана на рис. 8 в виде набора горизонтальных сечений на глубинах 15, 20, 25, 30 и 35 км. Модель характеризуется значительной неоднородностью как по латерали, так и по глубине. Прежде всего это касается области высоких P -скоростей на глубинах 15—25 км (аномалия

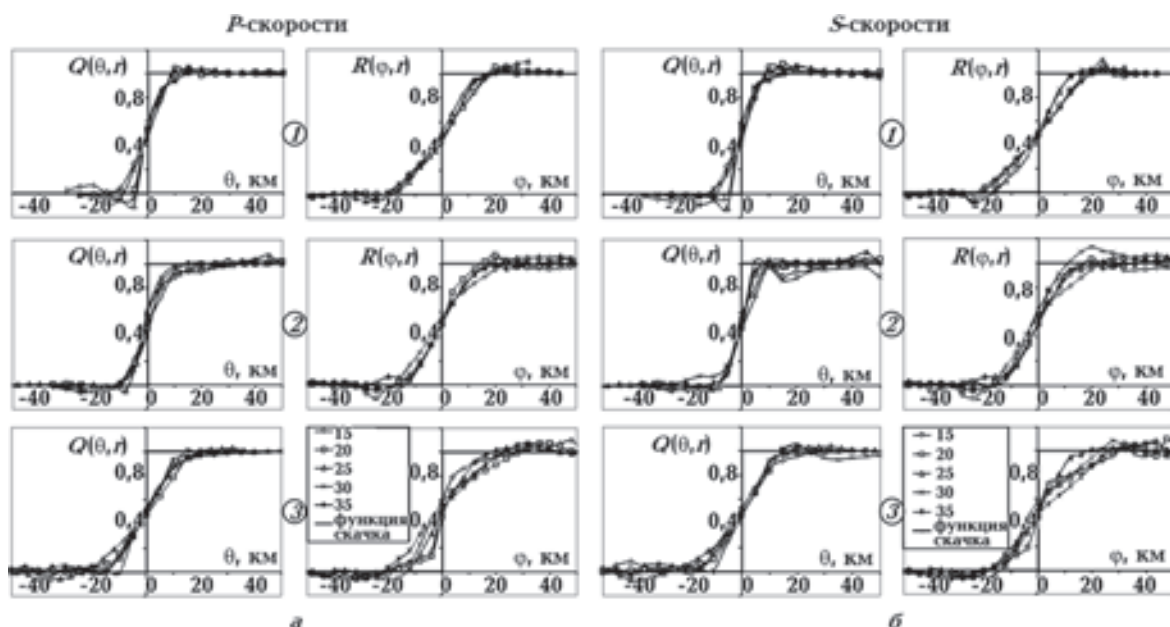


Рис. 6. Функции $Q(\theta, r)$ и $R(\varphi, r)$ [Гобаренко. Яновская, 1983], определяющие интервалы сглаживания по горизонтальным координатам θ, φ для P -волн (а) и S -волн (б) для трех разных точек (точки 1, 2 и 3 на рис. 4) района исследований. Вектор r соответствует координатам заданной точки.

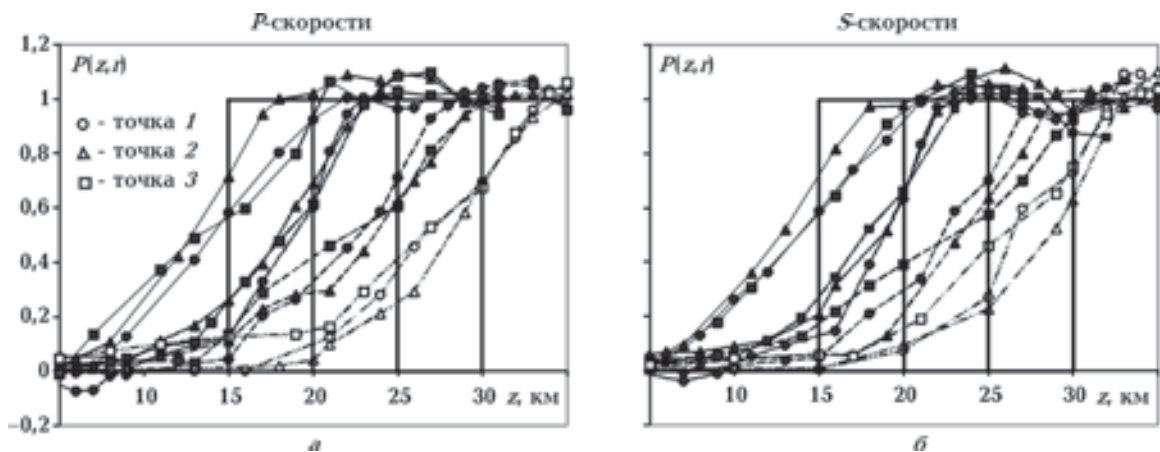


Рис. 7. Функции $P(z, r)$, определяющие интервалы сглаживания на глубине (z), для различных горизонтальных сечений на глубинах 15, 20, 25, 30 км для P -волн (а) и S -волн (б) для трех разных точек (точки 1, 2 и 3 на рис. 4), выбранных в пределах района исследований. Залитые значки соответствуют глубинам 15, 20 и 25 км, а пустые — глубине 30 км.

P_1 на рис. 8) в пределах Керченского полуострова, большая часть которого относится к западной части Индоло-Кубанского прогиба. Аномалия P_1 увеличивается до максимальных размеров на глубине 20 км, где она занимает весь полуостров.

На глубине 25 км она уменьшается в размерах, но еще довольно различима. Аномалия высоких S -скоростей (аномалия S_1 на рис. 8) установлена к югу от Таманского полуострова в районе вала Шатского и наложенной Туапсинской впадины. Эта аномалия выде-

ляется на всех глубинных уровнях, занимая максимальную площадь на глубине 25 км (см. рис. 8).

В южной, морской, части района исследований, примерно в районе северного окончания Восточно-Черноморской впадины, на глубине 25 км появляется аномалия высоких P -скоростей (аномалия P_2 на рис. 8), которая с глубиной увеличивается в размерах. Эта аномальная область может быть связана с присутствием высокоскоростной верхней мантии под Восточно-Черноморской впадиной.

На вертикальном скоростном разрезе вдоль долготы $36,6^\circ$ (рис. 9) видна переходная зона между субокеанической корой Восточно-Черноморской впадины, подстилаемой высокоскоростной верхней мантией, и толстой континентальной корой Керченского полуострова. Особенно четко это видно на разрезе соотношений скоростей V_p/V_s (нижняя панель на рис. 9), где северный континентальный блок коры выделяется соотношением $V_p/V_s=1,70\div 1,75$, тогда как южный верхнемантийный блок характеризуется значениями $1,75—1,85$. Область перехода между блоками контролируется зоной высокой сейсмичности, в пределах которой гипоцентры погружаются в северном направлении под блок континентальной коры (см. рис. 3).

Волновые поля продольных и поперечных волн в определенной степени являются независимыми, поэтому появляется возможность характеризовать среду по расширенному набору упругих параметров. Полученные данные о скоростях P - и S -волн (см. рис. 8) использовались для изучения распределения соотношения скоростей V_p/V_s . На рис. 10 показаны распределения соотношения скоростей для глубин 15, 20, 25 и 30 км. Горизонтальные срезы соотношения V_p/V_s на этих глубинах демонстрируют те же особенности строения, обсуждавшиеся выше для P - и S -скоростных моделей (см. рис. 8). Это — аномалия $V_p/V_s=1,70\div 1,75$ Керченского полуострова, соответствующая аномалии $P1$ на рис. 8 и 10, и аномалия $P2$ с $V_p/V_s\approx 1,8\div 1,85$, расположенная на глубинах 30—35 км в пределах акватории Черного моря к югу от Керченского и Таманского полуостровов. Третья аномальная область с пониженными значениями $V_p/V_s=1,70\div 1,75$ выявлена к югу от Таманского полуострова и соответствует аномалии $S1$ вала Шатского (см. рис. 8 и 10).

Интерпретация полученных результатов.

Основным результатом выполненных томографических исследований является получение новой информации о строении коры в области перехода от континентальной коры Скифской платформы на Керченском и Таманском полуостровах к коре Восточно-Черноморской впадины. Этот район расположен в пределах Крымско-Кавказского складчатого пояса с доминированием современных режимов сжатия, что хорошо видно на многочисленных сейсмических разрезах [Finetti et al., 1988; Афанасенков и др., 2007]. Высокая современная сейсмичность этого региона, расположенного в пределах Крымско-Кавказской сейсмогенной зоны, связывается с поддвигом суб-

океанической плиты восточной части Черного моря (Восточно-Черноморской впадины) под Скифскую плиту [Yegorova, Gobarenko, 2010].

Новые данные о строении коры этой зоны были получены в ходе современной переинтерпретации материалов ГСЗ по субмеридиональному профилю 28—29 [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010]. В скоростной модели по этому профилю выделяются два контрастных блока коры — тонкой высокоскоростной коры восточной части Черного моря и толстой континентальной коры Скифской плиты и южной окраины Восточно-Европейской платформы. Однако недостаточность системы наблюдения не позволила изучить строение коры при переходе от континентальной коры на севере к коре Черного моря в районе Керченского полуострова и шельфа. Построенная локальная сейсмотомографическая модель может заполнить эту недостающую часть скоростной модели по профилю 28—29. На рис. 11 показана модель по этому профилю с контуром томографической модели по субмеридиональному сечению вдоль $36,6$ град. (см. рис. 9). На нем четко видны два блока — тонкой коры Восточно-Черноморской впадины (и прогиба Сорокина) и толстой континентальной коры Керченского полуострова и Скифской платформы, разделенные зоной высокой сейсмичности с погружением эпицентров землетрясений в северном направлении, под Керченский шельф. Этот переход происходит довольно резко, типа ступени. На коротком, 50-км интервале, мощность коры изменяется от 20—24 км на юге до ~40 км на севере, под Керченским полуостровом, и отлично совпадает с полученными глубинами Мохо по профилю 28—29 [Баранова и др., 2008, Yegorova et al., 2010]. Модель рис. 11 (см. на с. 28) является хорошей иллюстрацией современных процессов поддвига коры Восточно-Черноморской впадины под Скифскую платформу на Керченском полуострове, о чем указывалось в работе [Yegorova, Gobarenko, 2010].

Полученные значения скоростей не только P -волн, но и S -волн, и их соотношение V_p/V_s позволяют оценить состав коры и верхней мантии района исследований. Для этого учитывались данные лабораторных исследований упругих параметров и результаты сейсмических экспериментов в активной и пассивной постановках [Holbrook et al., 1992; Rudnik, Fountain, 1995; Christensen, 1996; Musacchio et al., 1997; Wagner et al., 2005; Daly et al., 2008; Liu et al., 2008; Kuo-Chen, 2012]. Известна также зависимость V_p/V_s от содержания кремнезема

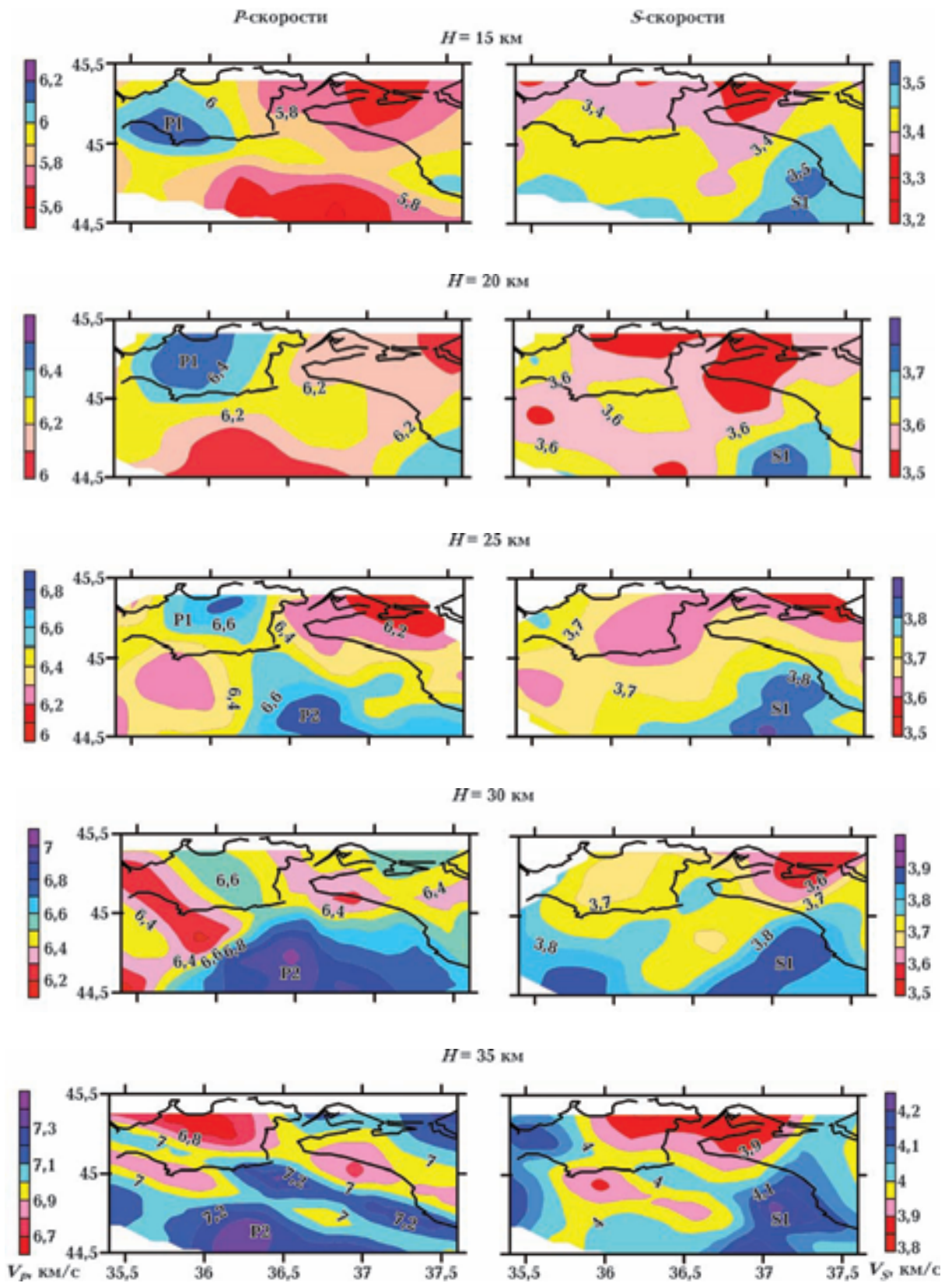


Рис. 8. Распределение P - и S -скоростей на глубинах 15, 20, 25, 30 и 35 км сейсмотомографической модели района Керченского и Таманского полуостровов и северной части Черного моря. Описание аномалий $P1$, $P2$ и $S1$ дано в тексте.

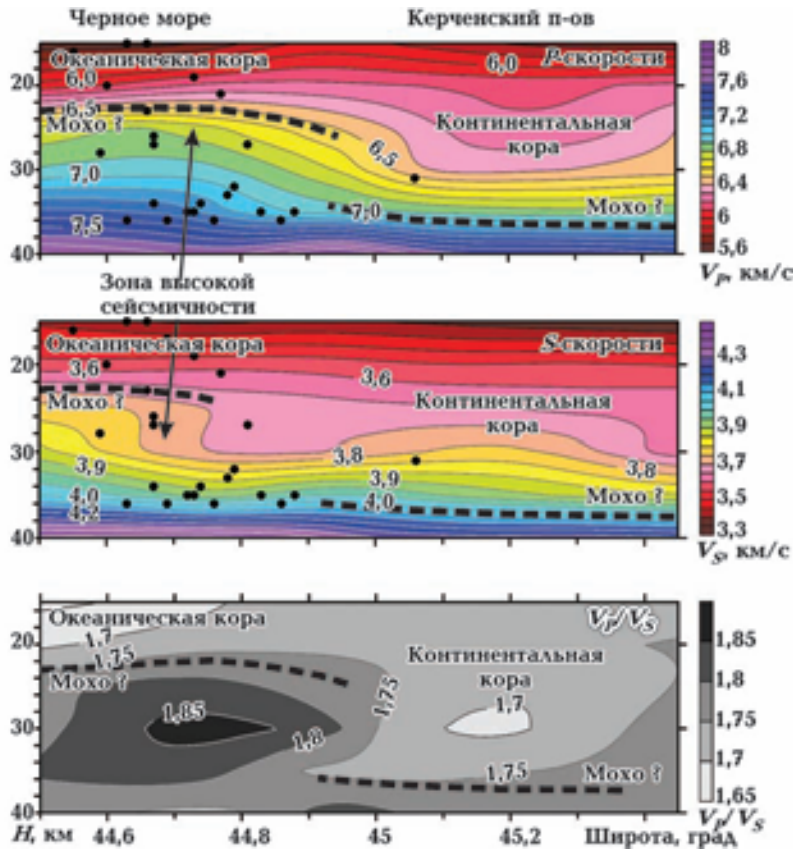


Рис. 9. Вертикальные разрезы P - и S -скоростной томографической модели (см. рис. 8) и соотношения V_P/V_S (см. рис. 10) по меридиональному профилю вдоль $36,6^\circ$ в.д. Черными кружками показаны спроецированные на профиль очаги землетрясений в пределах 20-километровой области к западу и востоку от профиля.

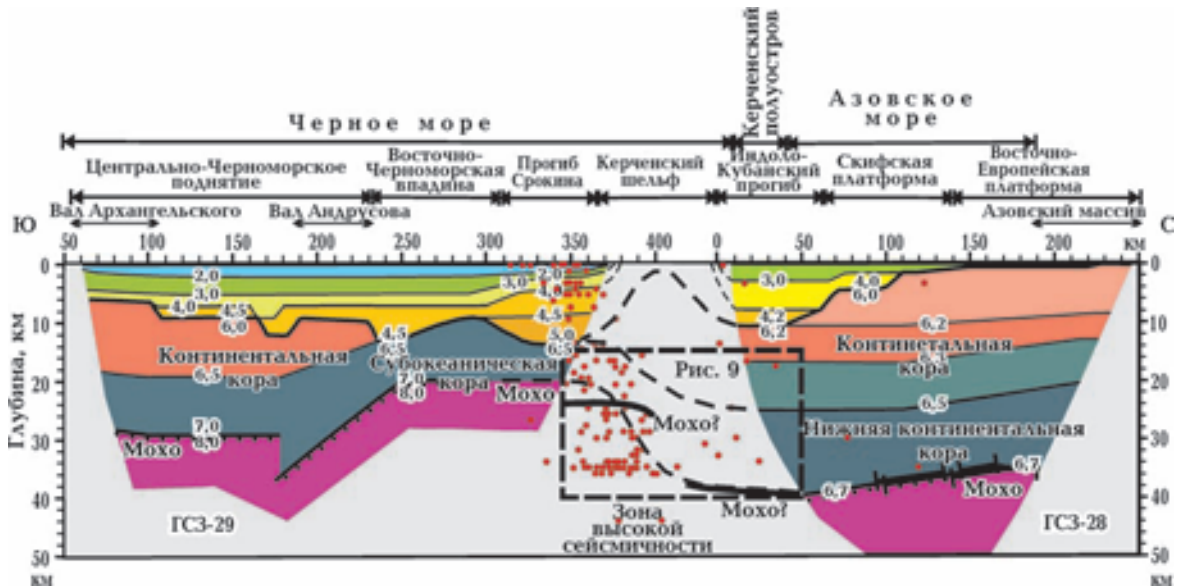


Рис. 11. Вертикальный разрез сейстотомографической модели (см. рис. 9 в пунктирном прямоугольнике), объединенный со скоростным разрезом по профилю 28—29 в интерпретации [Yegorova et al., 2010]. Кружками показаны спроецированные на профиль очаги землетрясений в пределах 20-километровой области к западу и востоку от профиля. Тонким черным пунктиром в области отсутствия скоростной модели по профилю 28—29 показана интерполяция скоростной модели, а утолщенная черная линия соответствует пунктирной линии, оконтуренной по данным соотношения V_P/V_S томографической модели на рис. 8 (Мохо?).

в породах [Халевин, 1980; Крылов и др., 1990], что было использовано при интерпретации профиля Eurobridge-97 [Егорова и др., 2003].

Три главные аномалии района исследований — аномалия *P1* Керченского полуострова, аномалия *P2* северо-восточной части Черного моря и аномалия *S1* района вала Шатского — впадины Туапсе (см. рис. 8, 10) — обусловлены, вероятнее всего, особенностями состава пород этих блоков. Поскольку отношение V_p/V_s считается более чувствительным, нежели только значения скоростей V_s , к составу коры, рассмотрим более подробно полученные соотношения скоростей в основных блоках региона.

Скоростная аномалия *P1* Керченского полуострова ($H=15\div 25$ км) характеризуется повышенными значениями V_p (6,2—6,6 км/с) и слегка пониженными по отношению к окружающим структурам значениями V_s (3,4—3,65 км/с), что обусловило аномалию высоких значений V_p/V_s (1,75). Такие соотношения скоростных параметров могут быть обусловлены породами типа гранодиоритов и диоритов, характерных для континентальной коры кратонового типа (на севере). Таким образом, верхняя кора в районе Керченского полуострова представлена, скорее всего, гранитами и гранодиоритами, переходящими в средней коре преимущественно в диориты. Аномалия *S1* относится к интервалу глубин средней—нижней коры в районе вала Шатского и Туапсинской впадины, к югу от Кавказского побережья Черного моря. Она характеризуется высокими S -скоростями на всех сечениях коры (15—35 км), пониженными скоростями P -волн и соответственно пониженными значениями соотношения $V_p/V_s = 1,70\div 1,75$ (см. рис. 10). Данные лабораторных исследований [Holbrook et al., 1992; Rudnik, Fountain, 1995; Christensen, 1996] свидетельствуют о том, что такие скорости могут указывать на присутствие гнейсов кислого состава (биотитовых, биотит-амфиболовых) в верхней—средней коре (15—25 км) и амфиболитов в нижней.

Третья аномалия (*P2*) появляется глубже 25 км в северо-восточной части Черного моря. Она хорошо представлена на срезах 30—35 км (см. рис. 8) и характеризует подкорковую мантию под северным окончанием Восточно-Черноморской впадины.

Повышенные значения P -скоростей (6,9—7,25 км/с) и относительно пониженные S -скоростей (3,9—4,0 км/с) формируют аномалию высоких значений соотношения V_p/V_s (1,80—1,85). Такие значения соответствуют породам основ-

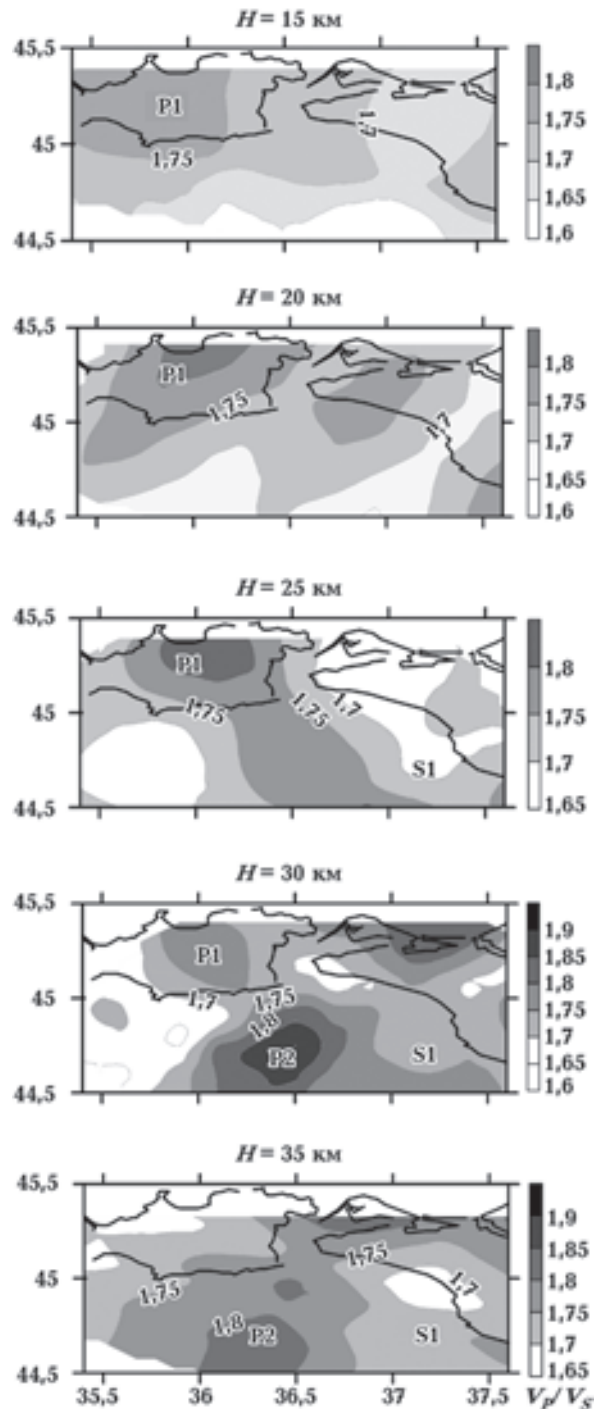


Рис. 10. Соотношение V_p/V_s на глубинах 15, 20, 25, 30 и 35 км сейсмотомографической модели (см. рис. 8) района Керченского и Таманского полуостровов и северной части Черного моря. Описание аномалий *P1*, *P2* и *S1* дано в тексте.

ного состава — габбро, норитам, троктолитам [Rudnik, Fountain, 1995; Christensen, 1996]. При этом наблюдается расширение этой высокоскоростной области в северном направлении,

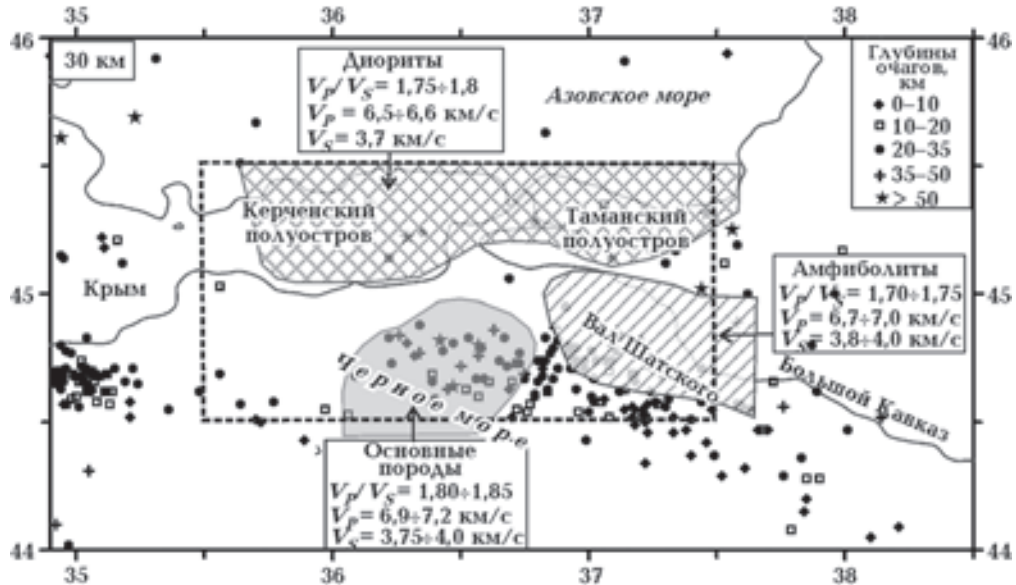


Рис. 12. Петрологическая интерпретация основных аномальных зон. Показана на примере глубинного среза ($H=30$ км) локальной сейсмографикической модели района исследований (оконтурен пунктиром) и на фоне слабой ($m_b \leq 3$) сейсмичности региона.

под Керченский полуостров. Отметим, что аномалия $P2$, как это видно на скоростной модели по профилю 28—29 (см. рис. 11), соответствует глубинам верхней мантии.

Таким образом, в интервалах глубин 15—35 км района исследований установлено два типа аномалий. Первый тип характеризует континентальную кору Керченского полуострова и вала Шатского (аномалии $P1$ и $S1$) различного состава и, возможно, разной природы. Ко второму типу относится аномалия $P2$ верхней мантии северной части Черного моря (Восточно-Черноморской впадины).

На рис. 12 показана схема аномальных зон района исследований на глубине 30 км, на которой показаны обобщенные скоростные параметры и петрологическая интерпретация. По результатам сейсмографикического исследования (рис. 12), фундамент континентальной коры в районе Керченского и Таманского полуостровов, судя по составу, имеет природу, отличную от фундамента под Туапсинской впадиной — валом Шатского. Это согласуется с региональными тектоническими моделями Кавказского региона, в которых на севере кора (и литосфера) Евразийского типа и относится к докембрийскому Восточно-Европейскому кратону, тогда как на юге (вал Шатского) кора

генетически связана с Закавказьем (Закавказский блок или Грузинская глыба), фундамент которого имеет преимущественно палеозойский возраст [Gee, Stephenson, 2006; Адамия и др., 2007; Adamia et al., 2010; Sosson et al., 2010; Yegorova et al., 2013]. Эти две области разделены Кавказско-Крымской складчатой областью, сформированной в кайнозой вдоль южной окраины Восточно-Европейского кратона.

Для нормальной верхней мантии скорости аномалии $P2$ (6,9—7,25 км/с) понижены. Это может быть связано с серпентинизацией верхней мантии в ходе сильного растяжения протолитосферы Черного моря в меловое время при формировании бассейна в задуговой обстановке [Stephenson, Schellart, 2010]. Учитывая природу и характер сейсмичности, которая тесно связываются с контактом этого мантийного блока с коровыми блоками на севере (см. рис. 12), можно с уверенностью говорить о современных процессах поддвига верхней мантии северной части Черного моря под блоки континентальной коры на севере.

Представленная работа выполнена и частично поддержана программой DARIUS — научного консорциума с поддержкой от нефтяных компаний, базирующегося в Университете Пьера и Марии Кюри (Париж).

Список литературы

- Агамия Ш., Чабакуани А., Микелагзе З. Корреляция основных тектоно-осадочных структур восточного Черного моря и Кавказа — восточных Понтид. В кн.: *Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа*. Баку: Нафта-Пресс, 2007. С. 36—49.
- Антонова Л. М., Гобаренко В. С. Неоднородности структуры коры южной части Крымского полуострова и прилегающих районов Черного моря по данным времен пробега P - и S -волн. *Физика Земли*. 1997. № 8. С. 57—64.
- Афанасенков А. П., Никишин А. М., Обухов А. Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. Москва: Научный мир, 2007. 172 с.
- 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.
- Гобаренко В. С., Николова С. Б., Яновская Т. Б. Строение верхней мантии Юго-Восточной Европы, Малой Азии и Восточного Средиземноморья по данным о невязках времен пробега P -волн. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1986. № 8. С. 15—23.
- Гобаренко В. С., Яновская Т. Б. Исследование горизонтальных неоднородностей строения верхней мантии в Саяно-Алтайской зоне. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1983. № 4. С. 21—35.
- Гобаренко В. С., Яновская Т. Б. Скоростная структура верхних этажей мантии бассейна Черного моря. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 3. С. 62—74.
- Егорова Т. П., Гобаренко В. С., Яновская Т. Б., Баранова К. П. Строение литосферы Черного моря по результатам 3D гравитационного анализа и сейсмической томографии. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 38—59.
- Егорова Т. П., Старостенко В. И., Козленко В. Г., Улиничи Ю. Литосфера Украинского щита и Припятской впадины региона EUROBRIDGE-97 по данным гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 4. С. 26—58.
- Крылов С. В., Брыксин А. В., Тен Е. Н. Упругие свойства силикатных минералов и кристаллических горных пород для изотропной модели. *Геология и геофизика*. 1990. Т. 12. С. 101—112.
- Пустовитенко Б. Г. Механизмы значительных землетрясений Крымско-Черноморского региона за последние 20 лет. *Сейсмол. бюл. Украины за 2000 г.* Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2002. С. 59—64.
- Халевин Н. И. Поперечные волны во взрывной сейсмологии. В кн.: *Изучение литосферы и астеносферы по глинным профилям ГСЗ*. Москва: ИФЗ АН СССР, 1980. С. 173—198.
- Чекунов А. В., Пустовитенко Б. Г., Кульчицкий В. Е. Распределение очагов и энергии по глубине. Сейсмичность Черноморского региона. В кн.: *Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена*. Киев: Наук. думка, 1996. С. 101—106.
- Adamia S., Alania V., Chabukiani A., Chichua A., Enukidze O., Sadradze N., 2010. Evolution of the Late Cenozoic basins of Georgia (SW Caucasus). In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. London: Spec. Publ. Geol. Soc. Vol. 340, P. 239—260.
- Christensen N. I., 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *J. Geophys. Res.* 101, 3139—3156.
- Daly E., Keir D., Ebinger C. J., Stuart G. W., Bastow I. D., Ayele A., 2008. Crustal tomographic imaging of a transitional continental rift: the Ethiopian rift. *Geophys. J. Int.* (172), 1033—1048.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z., 1988. Geophysical study of the Black Sea. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata* XX(117—118), 197—324.
- Gee D. G., Stephenson R. A., 2006. European lithosphere — an introduction. In: *European Lithosphere Dynamics*. London: Memoirs Geol. Soc. Vol. 32, P. 1—9.
- Gobarenko V. S., Nikolova S. B., Yanovskaya T. B., 1987. 2-D and 3-D velocity patterns in southeastern Europe, Asia Minor and the Eastern Mediterranean from seismological data. *Geophys. J. Res. Astr. Soc.* 90, 473—484.
- Holbrook W. S., Mooney W. D., Christensen N. I., 1992. The seismic velocity of the deep continental crust. In: *Continental Lower Crust*. New York: Elsevier, P. 1—34.
- Kuo-Chen H., Wu F. T., Jenkins D. M., Mechie J., Wang C.-Y., Huang B.-S., 2012. Seismic evidence for the α - β quartz transition beneath Taiwan from V_p/V_s Tomography. *Geophys. Res. Lett.* 39(L22302). doi:10.1029/2012GL053649.
- Liu M.-J., Li S.-L., Fan S.-M., Zhao L., 2008. Study on crustal composition and geodynamics using seismic velocities in the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Chinese J. Geophys.* 52(2), 275—297.
- Musacchio G., Mooney W. D., Luetgert J. H., Christensen N. I., 1997. Composition of the crust in the

- Grenville and Appalachian Provinces of North America inferred from V_p/V_s ratios. *J. Geophys. Res.* 102(B7), 15,225—15,241.
- Rudnik R. L., Fountain D. M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* 33, 267—309.
- Saintot A., Stephenson R., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova T., Starostenko V., 2006. The evolution of the southern margin of the Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: *The European Lithosphere Dynamics*. London: Memoirs Geol. Soc. Vol. 32, P. 48—505.
- Shillington D. J., White N., Minshull T. A., Edwards G. R. H., Jones S., Edwards R. A., Scott C. L., 2008. Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: A test of depth-dependent stretching models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 265, 360—378. doi:10.1016/j.epsl.2007.10.033.
- Sosson M., Rolland Y., Müller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mosar J., 2010. Subductions, abduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. London: Spec. Publ. Geol. Soc. Vol. 340, P. 329—352.
- Starostenko V. I., Buryanov V., Makarenko I., Ruskov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C., 2004. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 381, 211—233.
- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Kolomiyets K., Thybo H., Legostaeva O., 2012. Integrated seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. *The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins. Programme and Abstracts*, Beijing, China, September 16—20, 2012. P. 85.
- Stephenson R. A., Mart Y., Okay A., Robertson A., Saintot A., Stovba S. M., Hhriachtchvskaia O., 2004. TRANSMED Transect VIII: Eastern European Craton-Crimea-Black Sea-Anatolia-Cyprus-Levant Sea-Sinai-Red Sea. In: *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Berlin: Springer. Verlag. Vol XXIII, P. 120—127.
- Stephenson R., Schellart W. P., 2010. The Black Sea back-arc basin: insights from geodynamic models and modern analogues. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. London: Spec. Publ. Geol. Soc. Vol. 340, P. 11—21.
- Wagner L. S., Beck S., Zandt G., 2005. Upper mantle structure in the central Chilean subduction zone (30° to 36° S). *J. Geophys. Res.* 110, B01308. doi:10.1029/2004JB003238.
- Yegorova T. P., Baranova E. P., Omelchenko V. D., 2010. The crustal structure of the Black Sea from reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960s. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. London: Spec. Publ. Geol. Soc. Vol. 340, P. 43—56.
- Yegorova T., Gobarenko V., 2010. Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. London: Spec. Publ. Geol. Soc. Vol. 340, P. 23—42.
- Yegorova T., Gobarenko V., Yanovskaya T., 2013. Lithosphere structure of the Black Sea from 3-D gravity analysis and seismic tomography. *Geophys. J. Int.* 193, 287—303.

The structure of the Kerch peninsula and north-eastern part of the Black sea crust according to the results of local seismic tomography

© V. Gobarenko, T. Yegorova, R. Stifenson, 2014

Local seismic tomographic study has been conducted according to the data of 200 weak ($m_b \leq 3$) earthquakes occurred in 1975—2010 and registered by seven seismic stations in the area of the Kerch peninsula and adjacent northern part of the Black Sea. Application of Backus—Gilbert method for the three-dimensional case allowed to study the velocity structure by P - and S -waves at the depths of 15—40 km and to calculate the ratio V_p/V_s . Two high velocity blocks have been revealed in the

middle and lower crust of the region. The first one includes the P -velocity anomaly of the Kerch peninsula in the area of the western part of the Indol-Kuban trough. The other one is characterized by the S -velocity anomaly of the Shatsky swell and the Tuapse depression. The third high-velocity domain situated in the Black sea water area to the south from the Kerch peninsula belongs most probably to the uppermost mantle that underlie the thin sub-oceanic crust of the East-Black sea basin. Performed petrologic and geodynamic interpretation of the obtained anomalies makes possible to conclude the presence of active processes of thrusting the sub-oceanic crust of the East-Black sea basin under the continental crust of the Scythian plate and the southern part of the East-European platform. The transition area is controlled by a zone of high seismic activity, where the earthquake foci deepen northward that can be an additional evidence of on going underthrusting processes in the study region.

Key words: Black Sea, the Kerch Peninsula, seismological inversion, petrological composition of the crust.

References

- Adamija Sh., Chabakuani A., Mikeladze Z., 2007. Correlation of major tectonic and sedimentary structures of the eastern Black Sea and Caucasus — Eastern Pontida. In: *Distressed geodynamics, petrology and metallogeny Caucasus*. Baku: Nafta-Press, P. 36—49 (in Russian).
- Antonova L. M., Gobarenko V. S., 1997. Heterogeneous structure of the crust southern Crimean peninsula and adjacent areas of the Black Sea by the travel times of P - and S -waves. *Fizika Zemli* (8), 57—64 (in Russian).
- Afanasenkov A. P., Nikishin A. M., Obuhov A. N., 2007. Geological structure and hydrocarbon potential of the Eastern Black Sea region. Moscow: Nauchnyj Mir, 172 p. (in Russian).
- Baranova E. P., Egorova T. P., Omel'chenko V. D., 2008. Reinterpretation of seismic data and gravity modeling DSS on profiles 25, 28 and 29 in the Black and Azov Seas. *Geofizicheskij zhurnal* 30(5), 124—144 (in Russian).
- Gobarenko V. S., Nikolova S. B., Janovskaja T. B., 1986. Structure of the upper mantle of Southeastern Europe, Asia Minor and the Eastern Mediterranean from the data on residuals of travel times of P -waves. *Izvestija AN SSSR. Fizika Zemli* (8), 15—23 (in Russian).
- Gobarenko V. S., Janovskaja T., 1983. Study of horizontal inhomogeneities in the structure of the upper mantle of the Sayano-Altai region. *Izvestija AN SSSR. Fizika Zemli* (4), 21—35 (in Russian).
- Gobarenko V. S., Janovskaja T. B., 2011. Velocity structure of the upper floors of the Black Sea basin mantle. *Geofizicheskij zhurnal* 33(3), 62—74 (in Russian).
- Yegorova T. P., Gobarenko V. S., Janovskaja T. B., Baranova K. P., 2012. Structure of the lithosphere of the Black Sea on the results of the analysis of 3D gravity and seismic tomography. *Geofizicheskij zhurnal* 34(5), 38—59 (in Russian).
- Yegorova T. P., Starostenko V. I., Kozlenko V. G., Uliniemi Ju., 2003. Lithosphere Ukrainian shield and Pripyat trough region EUROBRIDGE-97 according to the gravity modeling. *Geofizicheskij zhurnal* 25(4), 26—58 (in Russian).
- Krylov S. V., Bryksin A. V., Ten E. N., 1990. The elastic properties of silicate minerals and crystalline rocks for the isotropic model. *Geologija i geofizika* 12, 101—112 (in Russian).
- Pustovitenko B. G., 2002. Mechanisms significant earthquakes Crimean Black Sea region over the last 20 years. *Seysmol. Bull. Ukraine for 2000*. Sevastopol: EKOSI-Gidrofizika, P. 59—64 (in Russian).
- Halevin N. I., 1980. Transverse waves in the explosion seismologists. In: *Study lithosphere and asthenosphere on long profiles DSS*. Moscow: IPE AS USSR Publ., P. 173—198 (in Russian).
- Chekunov A. V., Pustovitenko B. G., Kul'chickij V. E., 1996. Distribution of foci and the energy distribution of lesions in depth. Seismicity of the Black Sea region. In: *Geophysical parameters of the lithosphere of the southern sector of the Alpine Orogen*. Kiev: Naukova Dumka, P. 101—106 (in Russian).
- Adamia S., Alania V., Chabukiani A., Chichua A., Enukidze O., Sadradze N., 2010. Evolution of the Late Cenozoic basins of Georgia (SW Caucasus). In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. London: Spec. Publ. Geol. Soc. Vol. 340, P. 239—260.
- Christensen N. I., 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *J. Geophys. Res.* 101, 3139—3156.
- Daly E., Keir D., Ebinger C. J., Stuart G. W., Bastow I. D., Ayele A., 2008. Crustal tomographic imaging of a transitional continental rift: the Ethiopian rift. *Geophys. J. Int.* (172), 1033—1048.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z., 1988. Geophysical study of the Black Sea. *Bolletino*

- di Geofisica Teorica ed Applicata* XXX(117—118), 197—324.
- Gee D. G., Stephenson R. A., 2006. European lithosphere – an introduction. In: *European Lithosphere Dynamics*. London: Memoirs Geol. Soc. Vol. 32, P. 1—9.
- Gobarenko V. S., Nikolova S. B., Yanovskaya T. B., 1987. 2-D and 3-D velocity patterns in southeastern Europe, Asia Minor and the Eastern Mediterranean from seismological data. *Geophys. J. Res. Astr. Soc.* 90, 473—484.
- Holbrook W. S., Mooney W. D., Christensen N. I., 1992. The seismic velocity of the deep continental crust. In: *Continental Lower Crust*. New York: Elsevier, P. 1—34.
- Kuo-Chen H., Wu F. T., Jenkins D. M., Mechie J., Wang C.-Y., Huang B.-S., 2012. Seismic evidence for the α - β quartz transition beneath Taiwan from V_p/V_s Tomography. *Geophys. Res. Lett.* 39(L22302). doi:10.1029/2012GL053649.
- Liu M.-J., Li S.-L., Fan S.-M., Zhao L., 2008. Study on crustal composition and geodynamics using seismic velocities in the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Chinese J. Geophys.* 52(2), 275—297.
- Musacchio G., Mooney W. D., Luetgert J. H., Christensen N. I., 1997. Composition of the crust in the Grenville and Appalachian Provinces of North America inferred from V_p/V_s ratios. *J. Geophys. Res.* 102, (B7), 15,225—15,241.
- Rudnik R. L., Fountain D. M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* 33, 267—309.
- Saintot A., Stephenson R., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova T., Starostenko V., 2006. The evolution of the southern margin of the Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: *The European Lithosphere Dynamics*. London : Memoirs Geol. Soc. Vol. 32, P. 48—505.
- Shillington D. J., White N., Minshull T. A., Edwards G. R. H., Jones S., Edwards R. A., Scott C. L., 2008. Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: A test of depth-dependent stretching models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 265, 360—378. doi:10.1016/j.epsl.2007.10.033.
- Sosson M., Rolland Y., Müller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mosar J., 2010. Subductions, abduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. London: Spec. Publ. Geol. Soc. Vol. 340, P. 329—352.
- Starostenko V. I., Buryanov V., Makarenko I., Ruskov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C., 2004. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 381, 211—233.
- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Kolomiyets K., Thybo H., Legostaeva O., 2012. Integrated seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. *The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins. Programme and Abstracts*, Beijing, China, September 16—20, 2012. P. 85.
- Stephenson R. A., Mart Y., Okay A., Robertson A., Saintot A., Stovba S. M., Hhriachtchvskaia O., 2004. TRANSMED Transect VIII: Eastern European Craton-Crimea-Black Sea-Anatolia-Cyprus-Levant Sea-Sinai-Red Sea. In: *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Berlin: Springer. Verlag. Vol XXXIII, P. 120—127.
- Stephenson R., Schellart W. P., 2010. The Black Sea back-arc basin: insights from geodynamic models and modern analogues. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. London: Spec. Publ. Geol. Soc. Vol. 340, P. 11—21.
- Wagner L. S., Beck S., Zandt G., 2005. Upper mantle structure in the central Chilean subduction zone (30° to 36 °S). *J. Geophys. Res.* 110(B01308). doi:10.1029/2004JB003238.
- Yegorova T. P., Baranova E. P., Omelchenko V. D., 2010. The crustal structure of the Black Sea from reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960s. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. London: Spec. Publ. Geol. Soc. Vol. 340, P. 43—56.
- Yegorova T., Gobarenko V., 2010. Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. London: Spec. Publ. Geol. Soc. Vol. 340, P. 23—42.
- Yegorova T., Gobarenko V., Yanovskaya T., 2013. Lithosphere structure of the Black Sea from 3-D gravity analysis and seismic tomography. *Geophys. J. Int.* 193, 287—303.