

УДК 550.341

СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОРЫ ЮЖНОГО КРЫМА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2020 г. В. С. Гобаренко^а, *, Т. П. Егорова^б, **

^аИнститут сейсмологии и геодинамики, Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского, просп. акад. Вернадского, 4, Симферополь, 295007 Россия

^бИнститут геофизики им. С.И. Субботина Национальной академии наук Украины, просп. Палладина, 32, Киев, 03680 Украина

*e-mail: valja-gobar@mail.ru

**e-mail: tateg22@yahoo.com

Поступила в редакцию 13.03.2019 г.

После доработки 12.12.2019 г.

Принята к публикации 27.02.2020 г.

Новое томографическое исследование коры Южного Крыма и северо-восточной части Черного моря по данным слабых ($M \leq 3$) землетрясений свидетельствует о значительной неоднородности коры региона в интервале глубин 15–35 км. В представленной статье рассматриваются результаты распределения скоростей по P - и S -волнам и дается их геологическая и тектоническая интерпретация в контексте коллизионного взаимодействия Черноморской микроплиты и Скифской плиты. Совместное использование данных о скоростях обоих типов волн (по P - и S -волнам) повышает надежность выполненной интерпретации и позволяет оценить состав коры Горного Крыма (ГК) и подкорковой мантии северо-восточной части Черного моря. В коре ГК обнаружены высокоскоростные области ($V_p = 6.5\text{--}6.8$ км/с, $V_s = 3.7\text{--}3.9$ км/с, $V_p/V_s = 1.75\text{--}1.9$) сложной конфигурации, которые могут быть глубинными источниками известных в ГК интрузий среднемеозойского возраста (Аю-Даг, Кафель). Высокоскоростная область ГК отделена от Восточного Крыма линейной низкоскоростной зоной субмеридионального простирания в районе между городами Судак и Феодосия, интерпретируемой как ослабленная зона в коре, связанная с Корсакско-Феодосийским разломом. Высокоскоростная область на акватории Черного моря (к югу от Керченского полуострова) на глубинах 25–40 км относится, скорее всего, к подкорковой мантии ($V_p/V_s = 1.80\text{--}1.85$), подстилающей тонкую субокеаническую кору Восточно-Черноморской впадины. Полученная модель коры Южного Крыма и прилегающей части Черного моря хорошо согласуется с параметрами других геофизических полей.

Ключевые слова: локальная сейсмическая томография по P - и S -волнам, соотношение V_p/V_s , земная кора, Горный Крым, северо-восточная часть Черного моря.

DOI: 10.31857/S0203030620030037

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмичность Крымской сейсмогенной зоны (КСЗ) является не только индикатором современных коллизионных процессов на северной окраине Черного моря (ЧМ) [Гобаренко и др., 2016], но и используется для изучения скоростных неоднородностей в коре и их связи с тектоническими процессами в регионе. Отдельные результаты исследований строения коры, полученные для Керченско-Таманской зоны КСЗ и вдоль профиля ГСЗ Севастополь–Керчь, опубликованы в работах [Gobarenko et al., 2017; Егорова и др., 2018]. В настоящей работе представлены результаты сейсмотомографического просвечивания с трехмерным моделированием среды района Южного Крыма – северной части ЧМ (рис. 1а). Прямыми сейсмическими методами получена новая инфор-

мация о скоростном строении коры региона, который по своим геофизическим параметрам является аномальным. Выделенные в земной коре района исследований блоки и зоны со значительными вариациями скоростных параметров могут быть сопоставлены как с вещественными неоднородностями глубинных горных пород, так и с особенностями их физического состояния.

Для томографического моделирования использовались данные о первых вступлениях прямых P - и S -волн, зарегистрированные станциями Крымской сейсмической сети и станцией Анапа на эпицентральных расстояниях до 140 км (см. рис. 1б). Отличием данной работы от предыдущих исследований является создание унифицированного каталога сейсмологических данных для всей КСЗ за современный период наблюдений (1970–2014 гг.), что

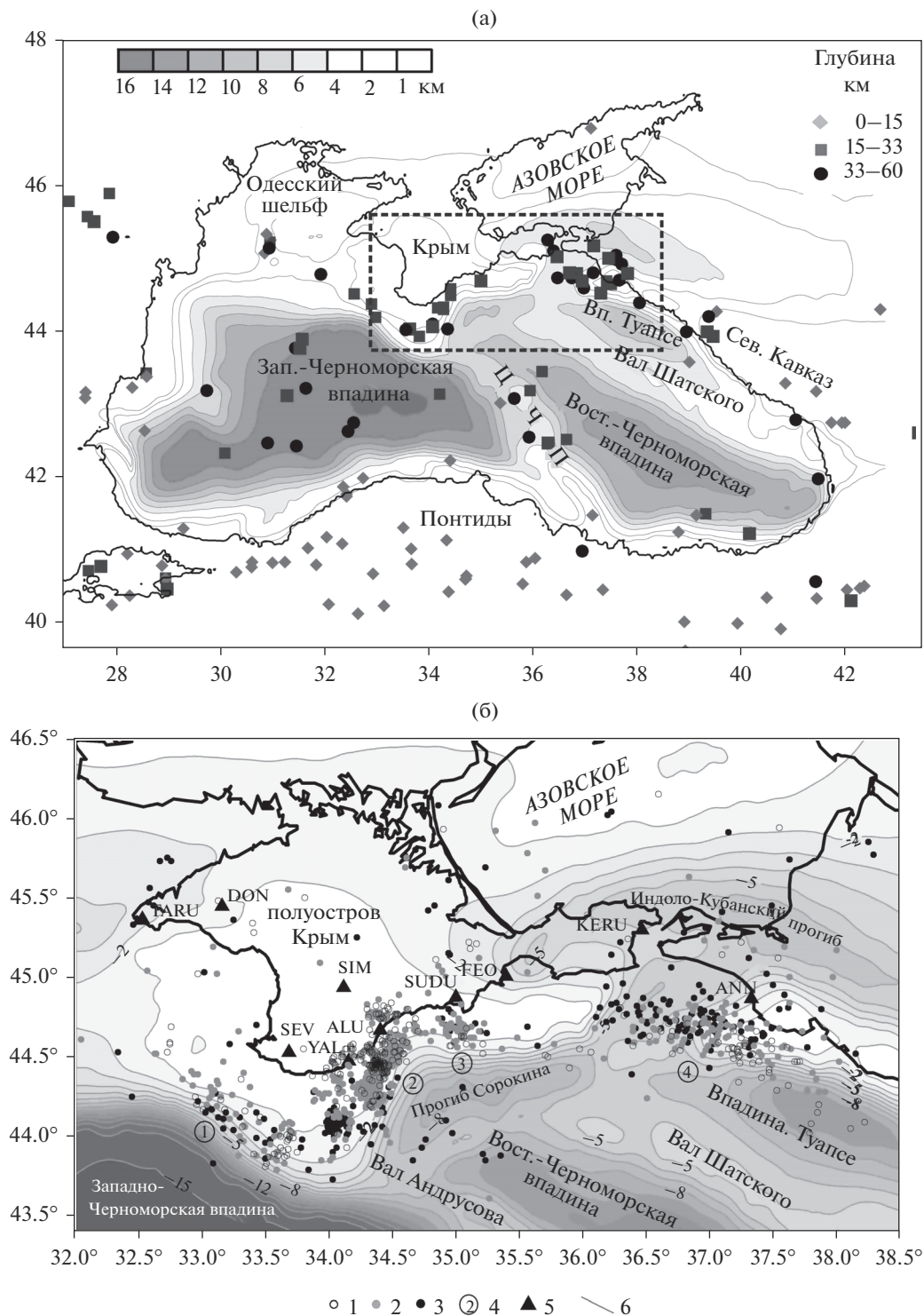


Рис. 1. Сейсмичность Черноморского региона с уточненными параметрами землетрясений [Яновская и др., 2016; Yegorova et al., 2013] (а) и пространственное распределение эпицентров слабых землетрясений ($M \leq 3$) Крымской сейсмогенной зоны (КСЗ) с переопределенными параметрами по данным [Гобаренко и др., 2016] (б).

а – магнитуда (ее величина показана значками разного размера) и глубина очагов землетрясений отражены на фоне глубин мелового фундамента [Туголесов и др., 1985]. Пунктирной линией выделен регион исследований; б – глубины очагов показаны на фоне гипсометрии мелового фундамента [Туголесов и др., 1985]. 1–3 – эпицентры на глубине (1 – 0–15 км, 2 – 15–30 км, 3 – >30 км); 4 – подзоны КСЗ (1 – Севастопольской, 2 – Южнобережной (или Ялтинско-Алуштинской), 3 – Судакской, 4 – Керченско-Таманской); 5 – сейсмические станции, зарегистрировавшие землетрясения (см. табл. 1): ALU – Алушта, ANN – Анапа, DON – Донузлав, FEO – Феодосия, KERU – Керчь, SEV – Севастополь, SIM – Симферополь, SUDU – Судак, TARU – Тарханкут, YAL – Ялта.

позволило включить в анализ и обработку максимально возможное количество слабых землетрясений. В базу данных, выбранную для томографии Южного Крыма и прилегающей северной части ЧМ, включены лучи 2430 *P*-волн и 3050 *S*-волн. Величины невязок для всей КСЗ варьируют в пределах $-2...+2с$ для *P*-волн, и в интервале $-3...+3с$ — для *S*-волн. Для восстановления скоростной структуры использовалась томографическая инверсия, базирующаяся на методе Бэйкуса—Гильберта для трехмерного случая [Гобаренко, Яновская, 1983].

В последнее время появилось большое количество публикаций, посвященных изучению состава коры с использованием соотношения V_p/V_s в разных районах мира по результатам активных и пассивных сейсмических экспериментов с учетом данных лабораторных исследований [Musacchio et al., 1997, 2004; Kern et al., 1999; Brown et al., 2003; Kuusisto et al., 2006; MacKenzie et al., 2008; Mjelde et al., 2002]. Данные по *P*- и *S*-скоростям используются для определения состава верхней мантии, в частности, для выделения ее верхней части, представленной серпентинизированными ультраосновными породами, образованными в субдукционно-коллизийных обстановках или при сильном растяжении [Fountain, Christensen, 1989; Mjelde et al., 2002; Hyndman, Peacock, 2003; Brocher, 2005].

Использование в представленной работе сейсмотомографической инверсии данных по обоим типам волн позволило получить распределение скоростей не только *P*-, но и *S*-волн. Совместное использование значений V_p , V_s и соотношения V_p/V_s дало возможность построить модель коры и верхней мантии Южного Крыма и северной части ЧМ на глубине 15–35 км и провести ее интерпретацию на современном уровне, что в целом повышает уровень и надежность полученных выводов.

Построенные сейсмотомографические разрезы коры, дополненные сведениями о скоростном строении коры по результатам выполненной переинтерпретации сейсмических материалов по профилю ГСЗ Севастополь—Керчь [Егорова и др., 2018], позволят лучше понять тектонические процессы (палео- и современные), приведшие к формированию особой коры Южного Крыма и прилегающей части ЧМ.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

КСЗ характеризуется землетрясениями магнитудой $M = 3–5$ с очагами в коре и верхней мантии и относительно высоким уровнем слабой сейсмичности ($M < 3$). В Крыму отмечены исторические события с $M = 7$, самым известным из них является Ялтинское землетрясение 1927 г. с магнитудой 6,8, приведшее к сильным разрушениям

[Уломов и др., 2015]. Вследствие незначительного количества сильных землетрясений в регионе, сейсмологические материалы по слабой сейсмичности являются главным источником информации для восстановления скоростного строения коры в южной части Крымского полуострова и прилегающей северной части ЧМ с помощью локального сейсмотомографического моделирования.

Источником информации служили опубликованные в бюллетенях Крымской сейсмологической сети сведения о параметрах источника и времени пробега объемных *P*- и *S*-волн от землетрясений, расположенных в районе исследований [Сейсмологический бюллетень ..., 1980–1994; Сейсмологический бюллетень ..., 1995–2014; Свидлова и др., 2014].

Слабые землетрясения зарегистрированы в период 1970–2014 гг. девятью станциями Крымской сейсмологической сети (в Феодосии (FEO), Ялте (YAL), Симферополе (SIM), Севастополе (SEV), Алуште (ALU), Судаке (SUDU), Керчи (KERU), Донузлаве (DON), Тарханкуте (TARU)) и одной станцией на Кавказском побережье (в Анапе (ANN)) (см. рис. 1б, табл. 1). Дополнительно использовались данные временных станций: Мысовое, Уварово и Казантип (расположенных на Керченском полуострове), Салгир (расположенной вблизи Симферополя), которые работали в период 1981–1990 гг. [Кульчицкий, Пустовитенко, 2008].

Для получения однородной выборки данных и уменьшения разброса рассчитанных невязок времен пробега вначале, независимо от томографии, применялась коррекция положения источников землетрясений. В процедуре релокации используется метод минимизации функционала невязок *P*- и *S*-волн относительно 1D референтной скоростной модели, построенной по данным сейсмических исследований (активных и пассивных) в регионе [Gobarenko et al., 2017]. Наиболее вероятное положение источника в рамках заданной модели среды находится путем расчета суммы квадратов невязок в узлах сетки вокруг первоначально выбранных значений параметров очага из бюллетеней [Сейсмологический бюллетень ..., 1980–1994; Сейсмологический бюллетень ..., 1995–2014; Свидлова и др., 2014] и нахождению точки, отвечающей минимуму суммы.

Одновременное использование фаз *P*- и *S*-волн (суммарное количество двух фаз составило 6–16) позволило увеличить число землетрясений, подлежащих релокации. В результате релокации более 1200 источников землетрясений с глубинами в интервале 0–90 км отобраны для дальнейших расчетов, при этом разброс невязок времен пробега снизился в 1,5–2 раза.

Таблица 1. Сейсмические станции Крыма и Кавказа

| № | Название станции | Код станции | Географические координаты | | Высота над уровнем моря, м | Год открытия | Начало цифровой регистрации | Количество трасс по <i>P</i> -волнам | Количество трасс по <i>S</i> -волнам |
|----|------------------|-------------|---------------------------|-------|----------------------------|--------------|-----------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| | | | φ°N | λ°E | | | | | |
| 1 | Симферополь | SIM | 44.95 | 34.12 | 275 | 1928 | 2000 | 144 | 390 |
| 2 | Севастополь | SEV | 44.54 | 33.68 | 42 | 1928 | 2006 | 605 | 658 |
| 3 | Ялта | YAL | 44.48 | 34.15 | 24 | 1928 | 2000 | 457 | 589 |
| 4 | Алушта | ALU | 44.68 | 34.40 | 61 | 1951 | 2006 | 578 | 594 |
| 5 | Судак | SUDU | 44.89 | 35.00 | 108 | 1988 | 2006 | 252 | 348 |
| 6 | Феодосия | FEO | 45.02 | 35.39 | 40 | 1927 | 2006 | 159 | 217 |
| 7 | Керчь | KERU | 45.31 | 36.46 | 50 | 1997 | 2007 | 41 | 62 |
| 8 | Донузлав | DON | 45.45 | 33.10 | 80 | 1998 | | 6 | 15 |
| 9 | Тарханкут | TARU | 45.38 | 32.53 | 0 | 2012 | 2012 | 7 | 23 |
| 10 | Анапа | ANN | 44.80 | 37.43 | 35 | 1968 | 2002 | 160 | 210 |

В распределении эпицентров слабых землетрясений КСЗ с уточненными в результате релокации параметрами [Гобаренко и др., 2016] выделены две основные области с разным характером расположения очагов (см. рис. 1б): 1) Керченско-Таманская, погружающаяся в северном направлении под углом $\sim 30^\circ$, и 2) Южнобережная (или Ялтинско-Алуштинская), полого наклоненная на юго-восток под углом $\sim 18^\circ$. Ортогональная к Южнобережной и ограничивающая ее с запада, Севастопольская подзона имеет рассеянный характер сейсмичности до глубины 40 км. К югу от города Судак на континентальном склоне локализуется небольшая по размерам, но довольно плотная группа землетрясений (глубина очагов до 35 км) Судакской подзоны (см. рис. 1б). Между Судакской и Керченско-Таманской зонами наблюдается резкое ослабление сейсмичности, вплоть до полного ее отсутствия к югу и юго-востоку от Феодосии.

Исходными данными для томографического исследования коры рассматриваемого региона служат невязки времен пробега прямых *P*- и *S*-волн, зарегистрированные сейсмическими станциями в интервале эпицентральных расстояний 0–140 км. Одномерная референтная скоростная модель для расчета невязок времен пробега принималась такой же, как и при релокации. Величины невязок для всей исследуемой области изменяются в пределах $-2...+2$ с для *P*-волн и в интервале $-3...+3$ с — для *S*-волн. Количество вступлений волн после релокации для всех станций составило 2430 (2409 — для стационарных станций, 21 — для временных) для *P*-волн и 3050 (3021 — для стационарных станций, 29 — для временных) для *S*-волн (см. табл. 1).

На рис. 2 приведены проекции трасс на земную поверхность для *P*-волн (проекции трасс для *S*-волн практически мало отличаются), из кото-

рого видно, что наибольшей плотностью трасс отличается Южнобережная (Ялтинско-Алуштинская) зона (область 3).

Анализ поля невязок времен пробега в каждой из выделенных областей на рис. 2 выявил существование разных величин и знаков невязок на близлежащих от очагов станциях в разных участках КСЗ. Для Судакской области очагов в интервале долготы $\lambda = 34.8-35.3^\circ$ выделяется четкое разделение невязок времен пробега сейсмических волн на станции Судак (отрицательные невязки для обоих типов волн) и на станциях Феодосия, Алушта и Ялта (положительные невязки). Наиболее четко разделение знаков невязок проявилось на станциях Судак и Феодосия, расположенных максимально близко к очагам (рис. 3а). Такое распределение невязок может указывать на высокоскоростную неоднородность южнее Судака и, наоборот, на отрицательную аномалию скоростей к юго-западу от станции Феодосия. Подобная тенденция разделения аномалий времен наблюдается и для малочисленных данных по очагам севернее Судака и Феодосии. На станции Алушта и Ялта волны от указанных очагов приходят с восточного направления, следовательно, на их пути в области континентального склона также следует ожидать отрицательную аномалию скорости.

Картина распределения невязок на станциях Крыма от очагов Ялтинско-Алуштинской подзоны крайне сложная и изменяется как по широте и долготе источника, так и по глубине. Рассмотрим распределение невязок этой подзоны для интервала долготы $\lambda = 33.8-34.65^\circ$ в зависимости от широты источника для ближайших станций Ялта и Алушта (см. рис. 3б). Максимальные различия невязок времен пробега *P*- и *S*-волн на станцию Ялта (положительные невязки) и на станцию Алушта (отрицательные невязки) заметны в обла-

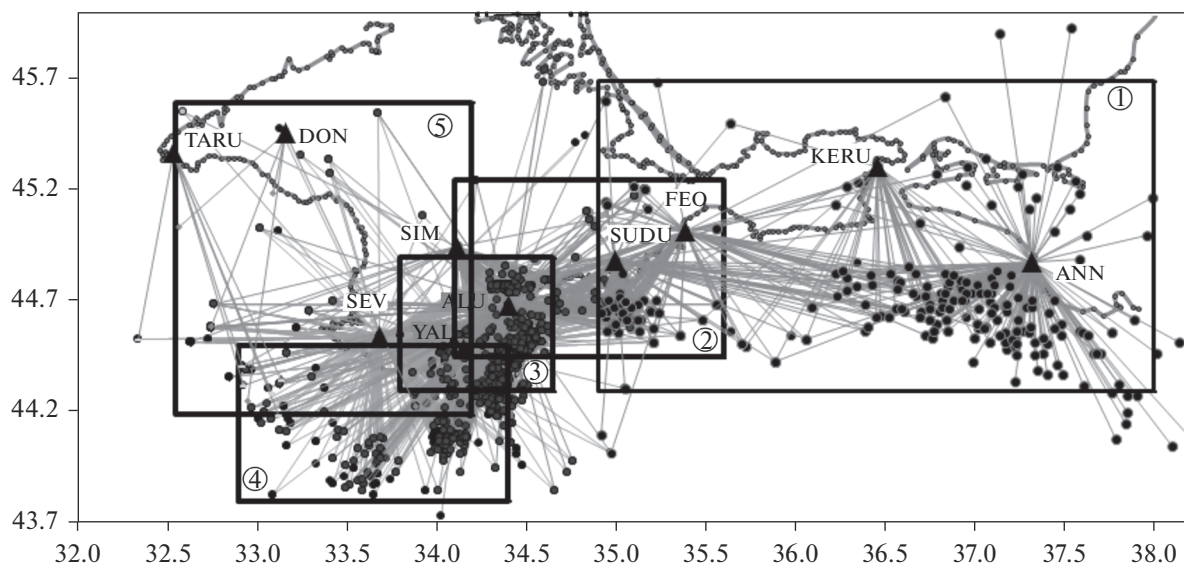


Рис. 2. Проекция лучей P -волн, использованных при локальной сейсмической томографии Южного Крыма и северо-восточной части Черного моря.

Цифрами в кружках (1–5) показаны области, в которых проводились сейсотомографические расчеты. Сейсмические станции: ALU – Алушта, ANN – Анапа, DON – Донузлав, FEO – Феодосия, KERU – Керчь, SEV – Севастополь, SIM – Симферополь, SUDU – Судак, TARU – Тарханкут, YAL – Ялта.

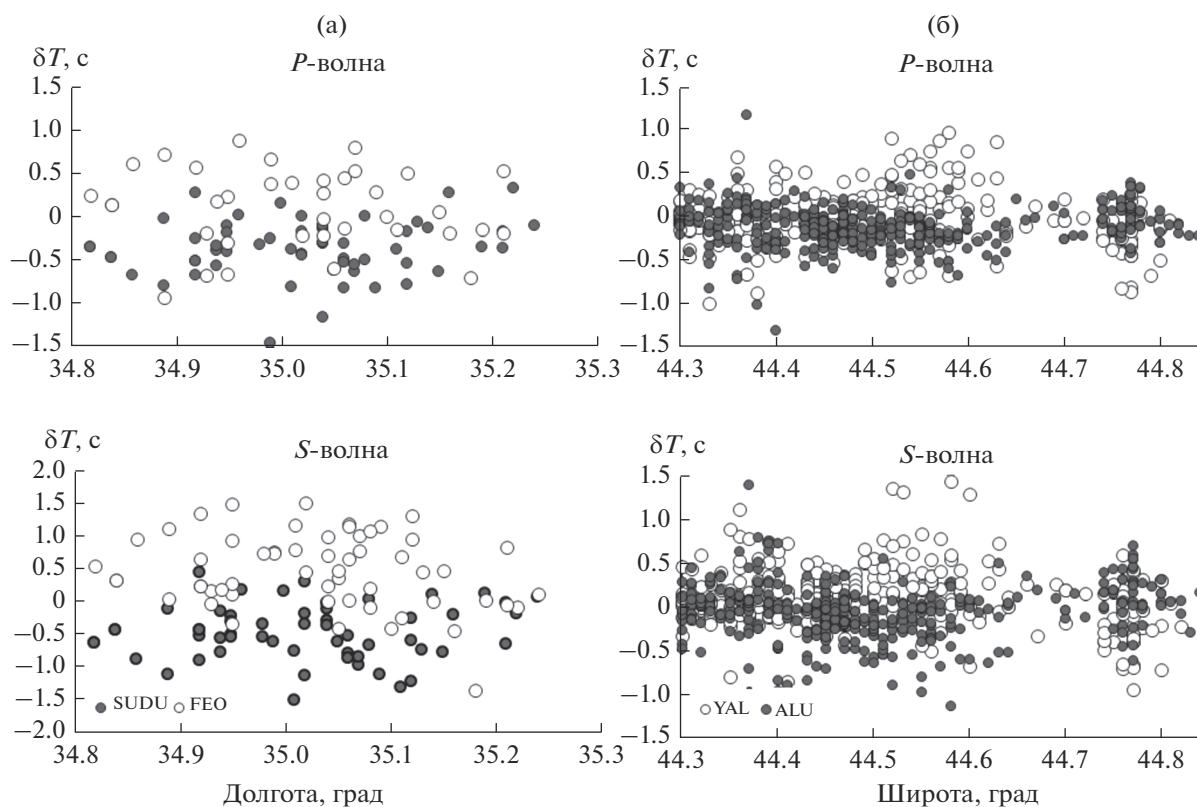


Рис. 3. Распределение невязок времен пробега P - и S -волн для группы очагов Судакской подзоны в пределах восточной долготы $\lambda = 34.8\text{--}35.3^\circ$ в зависимости от долготы источника (а) и для серии очагов Южнобережной подзоны в пределах восточной долготы $\lambda = 33.8\text{--}34.65^\circ$ в зависимости от широты источника (б). Разными значками (залитые и не залитые кружки) обозначены невязки времен пробега сейсмических волн на разных сейсмических станциях (ALU – Алушта, FEO – Феодосия, SUDU – Судак, YAL – Ялта), положение которых показано на рис. 1б и в табл. 1.

сти широт 44.45–44.65°, что свидетельствует об аномалиях скорости разного знака в районе указанных станций. Невязки на станции Севастополь в основном находятся в отрицательной области значений в интервале значений 0...–1.0 с, а для очагов, расположенных в районе севернее Алушты ($\varphi > 44.7^\circ$) невязки для обоих типов волн достигают наибольших значений (–1.5 с). Можно предполагать, что при подходе к станции Севастополь от очагов с восточного направления (с ГК) скорости завышены.

Таким образом, можно ожидать, что в Горном Крыму (ГК) в районе станций Ялта, Алушта и Су-дак в коре присутствуют высокоскоростные образования. Более низкоскоростными должны проявиться области возле станции Феодосия и район континентального склона.

МЕТОДИКА ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Методики трехмерной лучевой томографии можно разделить на два класса. Первый включает методы, использующие параметризацию среды с разбивкой ее на блоки [Spakman, Bijwaard, 2001; Кулаков, 2008; Тихоцкий и др., 2011 и др.]. Ко второму можно отнести методы, не требующие параметризации [Гобаренко, Яновская, 1983; Yanovskaya, Ditmar, 1990; Яновская, 2012], использующие различные критерии о гладкости функции поправки к скорости; при этом степень сглаженности определяется количеством и распределением данных.

Ранее в работах по изучению строения литосферы Черноморского бассейна применялись разные варианты методики сейсмотомографии к одному и тому же исходному сейсмологическому материалу. Это 1) методика Бэйкуса–Гильберта для трехмерной среды [Гобаренко, Яновская, 1983], где сглаживающая функция приближается к дельта-функции [Гобаренко, Егорова, 2008], 2) стандартный метод сейсмотомографии, где регион исследований разделяется на блоки и ищется поправка к скорости в каждом блоке [Гобаренко, Яновская, 2011], и 3) современная методика, описанная в работе [Яновская, 2012], где производится деление среды по вертикали на слои, а поправка к скорости в каждом слое зависит от горизонтальных координат [Yegorova et al., 2013]. Скоростные модели литосферной мантии Черного моря, полученные указанными тремя способами, имели различия в значении скоростей, но их геофизическая и тектоническая интерпретация оказались согласованными и не имели противоречий. Отсюда можно сделать вывод, что любая методика в рамках корректного выполнения тех предположений, которые в ней используются, дает в целом достаточно надежное распределение скоростей, отличаясь разной степенью детализации.

Для восстановления скоростной структуры коры региона в данном исследовании использовалась томографическая инверсия, базирующаяся на методе Бэйкуса–Гильберта для трехмерного случая [Гобаренко, Яновская, 1983; Gobarenko et al., 2017]. Метод предназначен для оценки сглаженных скоростных поправок к исходной скоростной модели по данным невязок времен пробега сейсмических волн, пересекающих изучаемую область. Использование этого метода позволяет получить сглаженное распределение скоростей при неравномерном и ограниченном количестве данных, согласованное с разрешающей способностью данных.

Определенным недостатком использованного метода сейсмотомографии 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. Минимизация этого ограничения может быть скорректирована выбором оптимального направления координатной системы вдоль простирания основных тектонических структур. Очевидно, что отобразить распределение трехмерной поправки к скорости функцией, зависящей от суперпозиции трех одномерных функций, можно лишь для довольно простых по своему строению регионов. Для района южной части Крымского полуострова и прилегающей части Черного моря, в котором выделяются тектонические структуры разной ориентировки, очень трудно выбрать какую-то одну, главную, ориентацию координатной системы. Поэтому весь регион исследований разбивался на несколько перекрывающихся областей (см. рис. 2), в каждой из которых определялась своя оптимальная ориентация координатной системы. Для этого использовался метод главных компонент, основанный на выделении линейных комбинаций невязок времен пробега и анализе их ковариационной матрицы [Гобаренко и др., 1986]. Уточнение оптимального направления координатной системы проводилось из соображений получения наиболее контрастного решения. Для прослеживания изменения распределения скоростей с глубиной проводилось разделение исходных данных по глубине проникновения лучей. Окончательное распределение скоростей для всей исследуемой территории было получено путем согласования, стыковки и сведения воедино результатов томографических расчетов для разных выборок данных в пределах всех выделенных областей. Согласованность скоростных аномалий (отсутствие ложных аномалий и градиентных зон) в полосах перекрытия служила критерием устойчивости и надежности полученных результатов.

В силу отмеченных выше особенностей сейсмичности, распределения поля невязок времен

пробега и используемого метода сейсмотомографии, вся исследуемая площадь, как это показано на рис. 2, разделена на 5 пересекающихся областей, в пределах которых проводились томографические расчеты. Деление выполнялось таким образом, чтобы в каждой области наблюдалось характерное разделение невязок времен пробега по знакам на сейсмостанциях при максимально возможном количестве лучей пересекающих отдельную область.

Неравномерная плотность землетрясений КСЗ определяет и размеры области сглаживания, которые сильно меняются в разных подзонах. Для оценки размеров области осреднения в разных точках исследуемой области строились сглаживающие функции по отдельным координатам, приближаемые к функции единичного скачка, и по ширине области их существенного отличия определялись размеры области сглаживания [Гобаренко, Яновская, 1983]. Так, область плотного расположения очагов на континентальном склоне между станциями Алушта и Ялта (область 3, см. рис. 2) характеризуется наилучшим разрешением полученного распределения скоростей. Размеры области сглаживания по горизонтальным координатам здесь не превышают 10–20 км. Для этой же области получены и наименьшие размеры сглаживания и по глубине, составляющие 6–8 км (по 3–4 км по обе стороны от заданной глубины в диапазоне глубин 15–25 км). Самое низкое разрешение и наибольшие размеры области сглаживания (до 40–50 км по латерали) определены для района Керченского полуострова (область 1) и равнинного Крыма (области 2 и 5) с ограниченным количеством трасс. Остальные области в основном характеризуются разрешением в пределах 20–25 км по горизонтальным координатам и 10–12 км – по глубине. Более подробно оценка разрешения скоростной модели в области 1 района исследований представлена в работе [Gobarenko et al., 2017].

РЕЗУЛЬТАТЫ 3D ТОМОГРАФИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Результаты сейсмотомографического восстановления скоростей района Южного Крыма – северной части ЧМ свидетельствуют о значительной неоднородности распределения скоростей P - и S -волн в интервале глубин 15–35 км. Расчеты скоростей для модели на глубине 10 км проводились только для Югобережной области очагов и будут показаны на вертикальных сечениях. Согласованные решения для всей исследуемой территории получены на глубинах 15, 20 и 25 км. Распределение V_p и V_s для всей модели, и соотношение V_p/V_s на глубинах 15–35 км показано на рис. 4. Скоростные параметры наиболее характерных

областей и зон томографической модели приведены в табл. 2.

В скоростной модели (см. рис. 4а) установлено, что среда в исследуемой области сильно дифференцирована по латерали, особенно в ее западной части. На глубинах 15–25 км четко прослеживаются скоростные неоднородности и отдельные тела, выделенные в основном по обоим типам волн. Прежде всего, это область скоростных неоднородностей общего субмеридионального простираения, расположенная между Севастополем, Алуштой и Симферополем. Эта область сложной конфигурации состоит из нескольких тел с повышенными и высокими значениями скоростей ($V_p = 6.2–6.8$ км/с и $V_s = 3.45–3.8$ км/с) на глубине 15–25 км, продолжаясь на акватории примерно до 44° с.ш. (см. рис. 4а). Значения V_p/V_s в высокоскоростной области находятся в интервале 1.75–1.9 (см. рис. 4б). В высокоскоростном поле продольных и поперечных волн области можно выделить основную зону, в Крыму, включающую несколько скоростных образований между Севастополем, Ялтой, Алуштой и Симферополем, которая продолжается субширотной зоной на акватории ЧМ. Наиболее четко эта область представлена на глубинных срезах 20 и 25 км (см. рис. 4а). На срезе 25 км южнее Симферополя среда характеризуется повышенными значениями продольных волн, тогда как в разрезе S -волн намечается понижение скорости, что и обусловило аномалию $V_p/V_s \geq 1.9$ (см. рис. 4б).

Основные особенности сейсмотомографической модели исследуемого региона проявились на вертикальном сечении по линии Севастополь–Керчь (рис. 5), построенном в сечении одноименного профиля ГСЗ. Профиль ГСЗ Севастополь–Керчь, отработанный в 1974–1975 гг. [Соллогуб, Соллогуб, 1977], недавно переинтерпретирован с использованием современных методов полноволнового моделирования [Егорова и др., 2018]. Результативная скоростная модель дополнена на глубинах 10–35 км распределением скоростей P - и S -волн, и соотношения V_p/V_s , полученными при сейсмотомографическом моделировании.

На вертикальном разрезе сейсмотомографической модели по линии Севастополь–Керчь (см. рис. 5) отчетливо видно как область низких скоростей между Судаком и Феодосией отделяет восточную область, расположенную между Феодосией и Керчью, с редкими землетрясениями и спокойным строением верхней коры, от насыщенной скоростными неоднородностями коры ГК на западе с большим количеством очагов слабых землетрясений.

Распределение скоростей в верхней части коры восточного блока (в Феодосийско–Керченской зоне) имеет сглаженный характер с преобла-

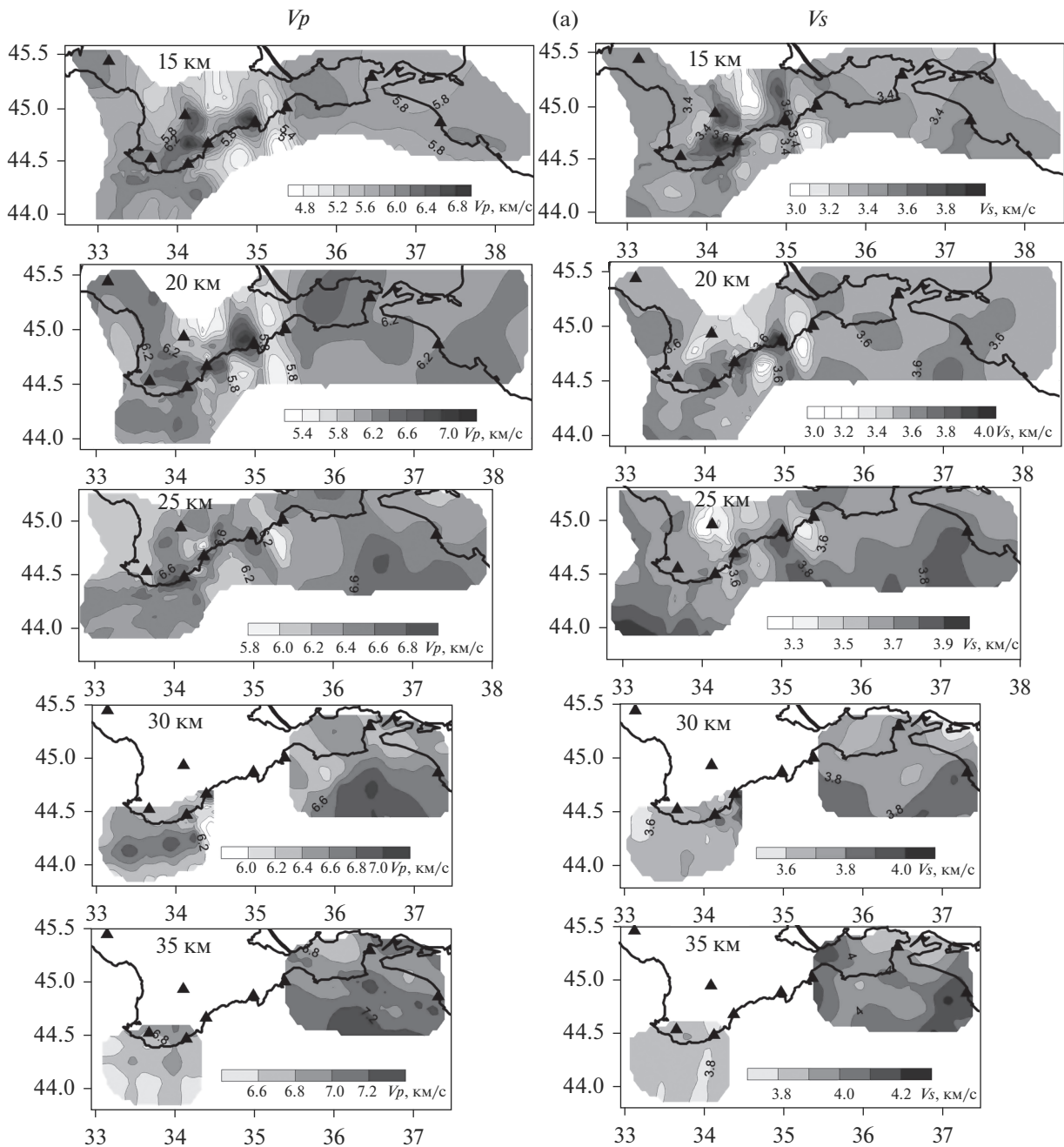


Рис. 4. Распределение скоростей P - и S -волн (а) и соотношения V_p/V_s (б) на глубинах 15–35 км по результатам сейсмо-томографической инверсии времен пробега объемных волн. Черными треугольниками показано положение сейсмических станций.

данием длинноволновой компоненты, что обусловлено особенностями системы наблюдения. В интервале глубин 15–30 км скорости возрастают с 6.0 до 6.5 км/с для V_p , с 3.4 до 3.75 км/с – для V_s , с 1.75 до 1.85–1.9 – для V_p/V_s (см. рис. 5). В коре ГК, к западу от Судака (западнее меридиана 35° в.д.), выделяются высокоскоростные тела в районе Судака, Алушты и Ялты. Они образуют полосу, которая на западном окончании профиля располо-

жена на глубине 25–30 км, постепенно поднимаясь в восточном направлении до 15–25 км около Судака. В полосе локализуются три тела со скоростями $V_p = 6.6–6.8$ км/с, $V_s = 3.7–3.8$ км/с, $V_p/V_s = 1.8–1.85$. Из них максимальными скоростями и размерами характеризуется центральное тело, расположенное в районе Алушты. Оно, вероятно, начинается с глубин 12 км и прослеживается до глубин 30 км (см. рис. 5).

На вертикальном разрезе сейсмотомографической модели через Ялтинско-Алуштинскую зону неоднородностей (рис. 6) видно, что высокоскоростная область, состоящая из трех тел, постепенно поднимается в С–СЗ направлении с глубин 20–30 км на континентальном склоне до 15 км в ГК. Максимальные скорости ($V_p = 6.7$ км/с, $V_s = 3.8$ км/с) отмечены в самом верхнем теле в Крыму (между Алуштой и Ялтой); V_p/V_s во всей зоне характеризуются значениями ~ 1.8 .

Распределение очагов в этом сечении характеризуется довольно густой их плотностью на глубинах 10–35 км в южной (морской) части профиля, где расположено самое глубокое тело. В средней части (центральное тело) очаги локализованы на глубине 15–30 км, а в северном теле они зафиксированы на глубине 5–17 км (см. рис. 6). То есть, действительно, наблюдаемая тенденция воздымания сейсмофокальной области в С–СЗ направлении, характерном для Южнобережной зоны КСЗ [Гобаренко и др., 2016], совпадает с зоной высоких градиентов скоростей, оконтуривающих высокоскоростные образования в коре, в которых накапливается потенциальная энергия.

Изолированное высокоскоростное тело локализовалось в районе Судака на глубине 15–25 км. Наиболее выразительно оно проявилась на 20 км, где его размеры максимальны, а значения V_p и V_p/V_s достигают 7.0 км/с и 1.8–1.9 соответственно (см. рис. 4а, б). Пространственно Судакская скоростная неоднородность совпадает с одноименной подзоной КСЗ с кластером плотно расположенных очагов на континентальном склоне (см. рис. 1б). Это высокоскоростное тело имеет резкие границы и, возможно, продолжается и за пределами томографической модели – до 35 км – глубины нижних гипоцентров в этой зоне.

Судакское тело граничит через зону высоких градиентов с полосой низких скоростей субмеридионального простирания, выявленной между станциями Судак и Феодосия в районе $\lambda = 35–35.4^\circ$ в.д. В целом эта низкоскоростная Судакско-Феодосийская зона отделяет вышеописанный высокоскоростной блок земной коры на западе, включающий ГК, от Феодосийско-Керченско-Таманской области на востоке со спокойным строением коры (см. рис. 4а). Судакско-Феодосийская зона хорошо проявилась на горизонтальных сечениях низкими скоростями как для P - так и для S -волн: на глубине 15–25 км V_p изменяются от 5.2 до 6.2 км/с, а V_s – от 3.3 до 3.5 км/с. Одновременное уменьшение скоростей обоих типов волн объясняет отсутствие аномалии V_p/V_s в этой зоне (см. рис. 4б). Резкое ослабление сейсмичности, наблюдаемое в районе Феодосии в полосе $\lambda \approx 35.2^\circ–36^\circ$ (см. рис. 5, верхняя панель; [Гобаренко и др., 2016]), также можно связать с полосой

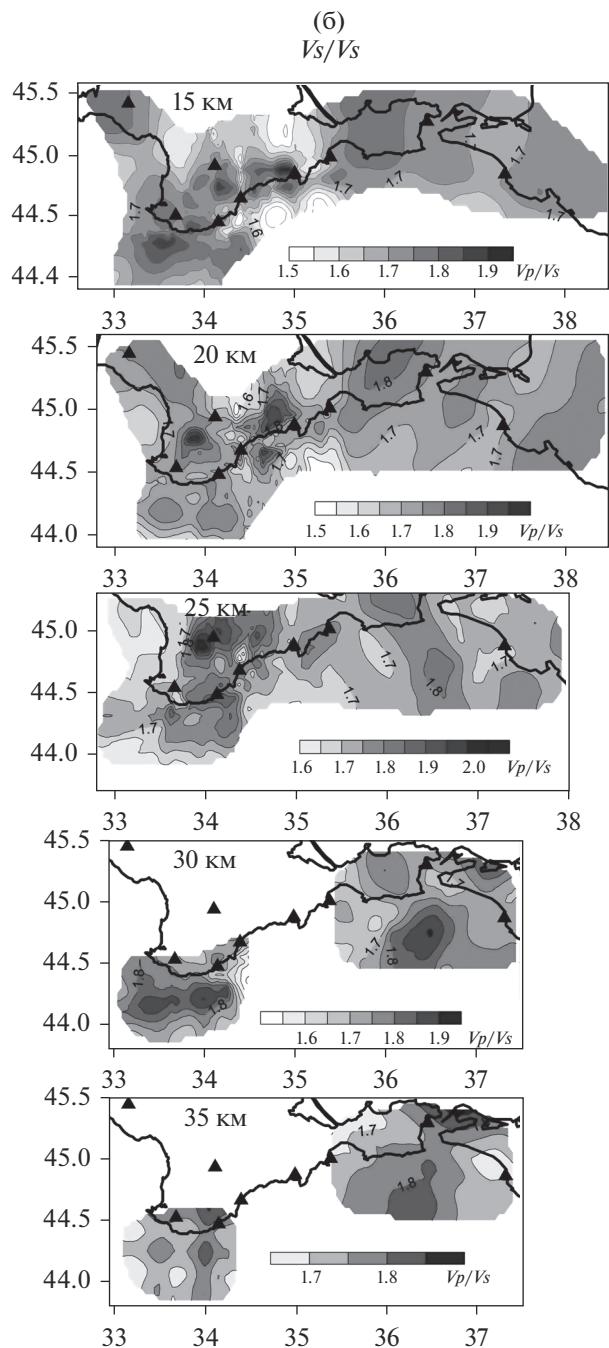


Рис. 4. Окончание

низких скоростей и интерпретировать ее как слой, неспособный генерировать землетрясения.

Слабо дифференцированный характер распределения скоростей в Феодосийско-Керченско-Таманской зоне с преобладанием длинноволновой компоненты отчасти может быть связан с недостаточным числом станций и большей длиной трасс между станциями Феодосия, Керчь и Анапа и очагами в сравнении с таковыми на западе (вдоль побережья ГК) (см. рис. 1б). Это не позво-

Таблица 2. Параметры аномальных зон сейсмотомографической модели Крыма

| Глубина, км | Параметр | Области сейсмотомографической модели | | | | | | | | |
|-------------|-----------|--------------------------------------|------|--------|-------------|-----------|----------------------------|-----------------|----------------|--|
| | | Севастополь | Ялта | Алушта | Симферополь | Судак | Судакско-Феодосийская зона | Керченский п-ов | Таманский п-ов | Керченско-Таманский шельф и прилегающая часть ЧМ |
| 10 | V_p | 5.6–5.8 | | | | | | | | |
| | V_s | 3.3–3.4 | | | | | | | | |
| | V_p/V_s | 1.65–1.75 | | | | | | | | |
| 15 | V_p | 6.0–6.5 | | | | 6.0–6.7 | 5.0–5.5 | 6.0–6.1 | 5.8 | 5.7–6.0 |
| | V_s | 3.45–3.7 | | | | 3.5–3.6 | 3.2–3.4 | ~3.4 | 3.4–3.45 | 3.3–3.5 |
| | V_p/V_s | 1.75–1.8 | | | | 1.75–1.85 | 1.6–1.65 | 1.75 | 1.7 | 1.7 |
| 20 | V_p | 6.2–6.5 | | | 5.8–6.0 | 6.4–7.0 | 5.6–6.0 | 6.3–6.4 | 6.1 | 6.1–6.3 |
| | V_s | 3.6–3.8 | | | 3.4–3.5 | 3.7–4.0 | 3.4–3.5 | 3.5–3.6 | | 3.5–3.7 |
| | V_p/V_s | 1.75–1.9 | | | 1.6–1.7 | 1.8–1.9 | 1.65–1.7 | 1.75–1.8 | 1.75 | 1.7–1.75 |
| 25 | V_p | 6.5–6.8 | | | 6.3–6.4 | 6.4–6.7 | 6.2–6.3 | 6.4–6.6 | 6.2–6.3 | 6.5–6.8 |
| | V_s | 3.6–3.7 | | | 3.3–3.6 | 3.7–3.85 | 3.4–3.6 | 3.6–3.7 | | 3.65–3.8 |
| | V_p/V_s | 1.75–1.85 | | | 1.8–1.95 | 1.8–1.85 | 1.75 | 1.8 | 1.7 | 1.75–1.85 |
| 30 | V_p | | | | | | 6.4–6.5 | 6.3–6.4 | | 6.7–7.0 |
| | V_s | | | | | | 3.7 | 3.6 | | 3.7–3.9 |
| | V_p/V_s | | | | | | 1.75–1.77 | 1.75–1.80 | | 1.75–1.85 |
| 35 | V_p | | | | | | | 6.8–6.9 | | 7.0–7.2 |
| | V_s | | | | | | | 3.85–3.95 | | 3.9–4.1 |
| | V_p/V_s | | | | | | | 1.7–1.8 | | 1.75–1.85 |

лило выделить коротковолновую компоненту, обусловленную мелкими неоднородностями, которые теоретически могут присутствовать в коре, но вряд ли могут сильно повлиять на полученное сглаженное распределение скоростей в коре к востоку от Феодосии.

В пределах Керченского полуострова можно отметить область относительно повышенных скоростей P -волн на глубинах 15–25 км с максимальными размерами на глубине 20 км, где она занимает почти весь полуостров (см. рис. 4а). Область высоких S -скоростей установлена к югу от Таманского полуострова. Она выделяется на всех глубинных уровнях, занимая максимальную площадь на глубине 25 км. В южной части, на акватории, примерно в районе северного окончания Восточно-Черноморской впадины, на глубине 25 км появляется область высоких скоростей P -волн, которая с глубиной увеличивается в размерах. Эта область может быть связана с присутствием на этих глубинах верхней мантии под тонкой корой северо-восточной части Восточно-Черноморской впадины.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Сейсмотомографические исследования Южного Крыма и прилегающей части Черного моря предоставили уникальную возможность впервые

изучить прямыми методами строение коры всего региона и получить сведения о составе и состоянии коры. Следует отметить, что интерпретация сейсмических данных с совместным использованием скоростей P - и S -волн является очень перспективным подходом, поскольку соотношение скоростей V_p/V_s (и коэффициент Пуассона) зависит, главным образом, от состава пород (содержания кремнезема), а также от содержания Fe и Mg в основных породах [Hollbrook et al., 1992; Rudnick, Fountain, 1995; Christensen, 1996; Fernández-Viejo et al., 2005]. Этот подход показал свою эффективность в обнаружении серпентинизированных пород, слагающих нижнюю кору и верхнюю мантию структур, сформированных в субдукционной обстановке или в условиях сильного растяжения [Christensen, 1972, 1996; Hyndman, Peacock, 2003]. На основании лабораторных данных выявлена линейная зависимость для серпентинизированных пород с разным содержанием серпентинита (от 0 до 30%) в зависимости от скоростей P - и S -волн, а также установлены области скоростей характерные для гнейсов кислого (FG), основного состава (MG) и эклогитов (E) (рис. 7) [Fountain, Christensen, 1989]. Использование этой зависимости при интерпретации скоростей на горизонтальных сечениях на глубине 25–35 км Керченско-Таманской зоны показало, что ее морской сегмент (С–СВ часть Черного моря) по скоростным параметрам ($V_p = 7.0–7.2$ км/с, $V_s = 3.9–4.1$ км/с и $V_p/V_s = 1.75–1.85$ на срезе Н =

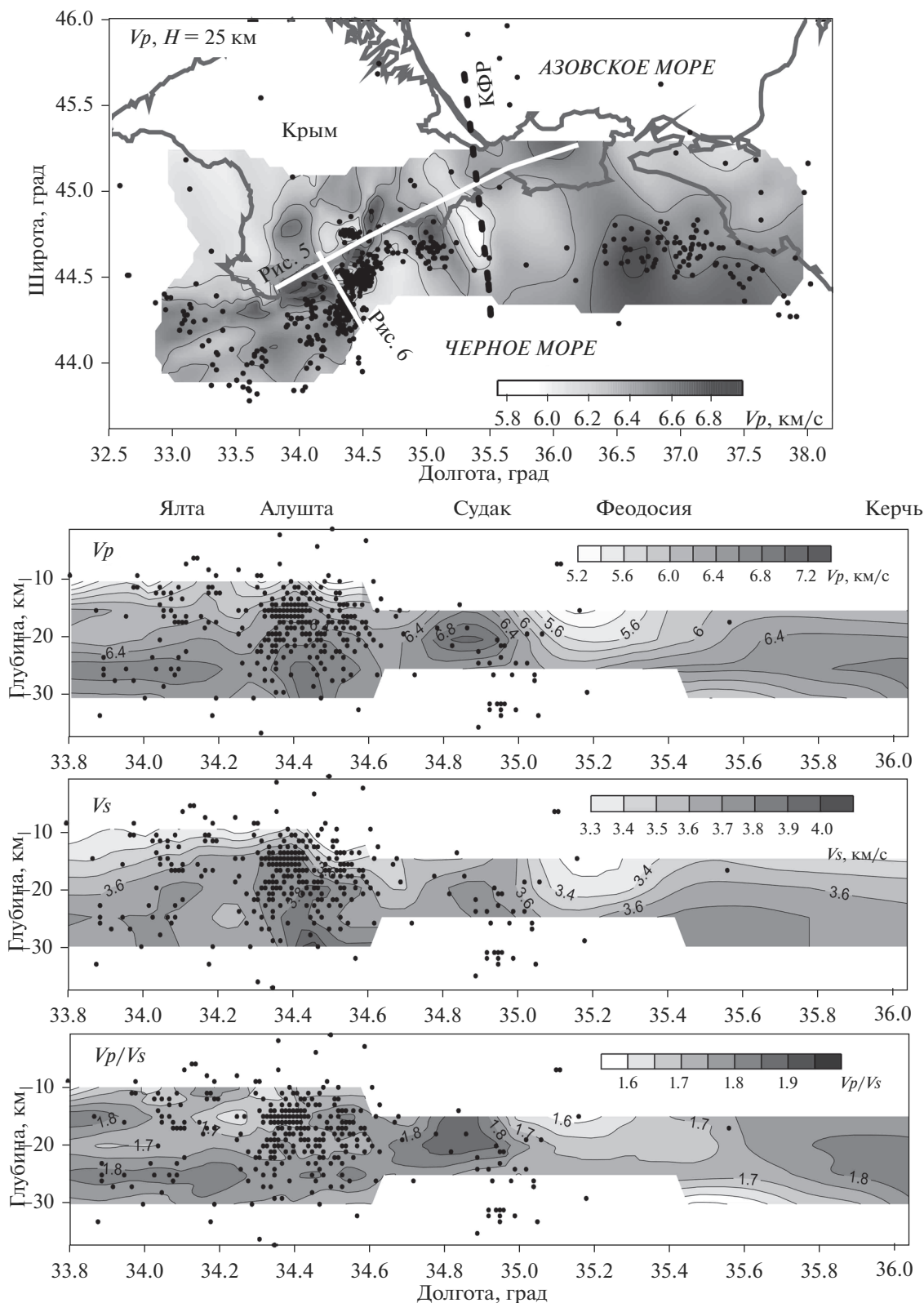


Рис. 5. Вертикальный разрез сейсмотомографической модели в сечении Севастополь—Керчь с положением очагов слабых землетрясений (черные точки), спроецированных на линию профиля в полосу шириной 20 км в обе стороны от профиля. Положение профиля показано на верхней панели рисунка, где отмечены очаги слабых землетрясений с глубинами 15–30 км на фоне распределения скоростей P -волн на горизонтальном сечении 25 км. Пунктирной линией показано положение Корсакско-Феодосийского разлома (КФР).

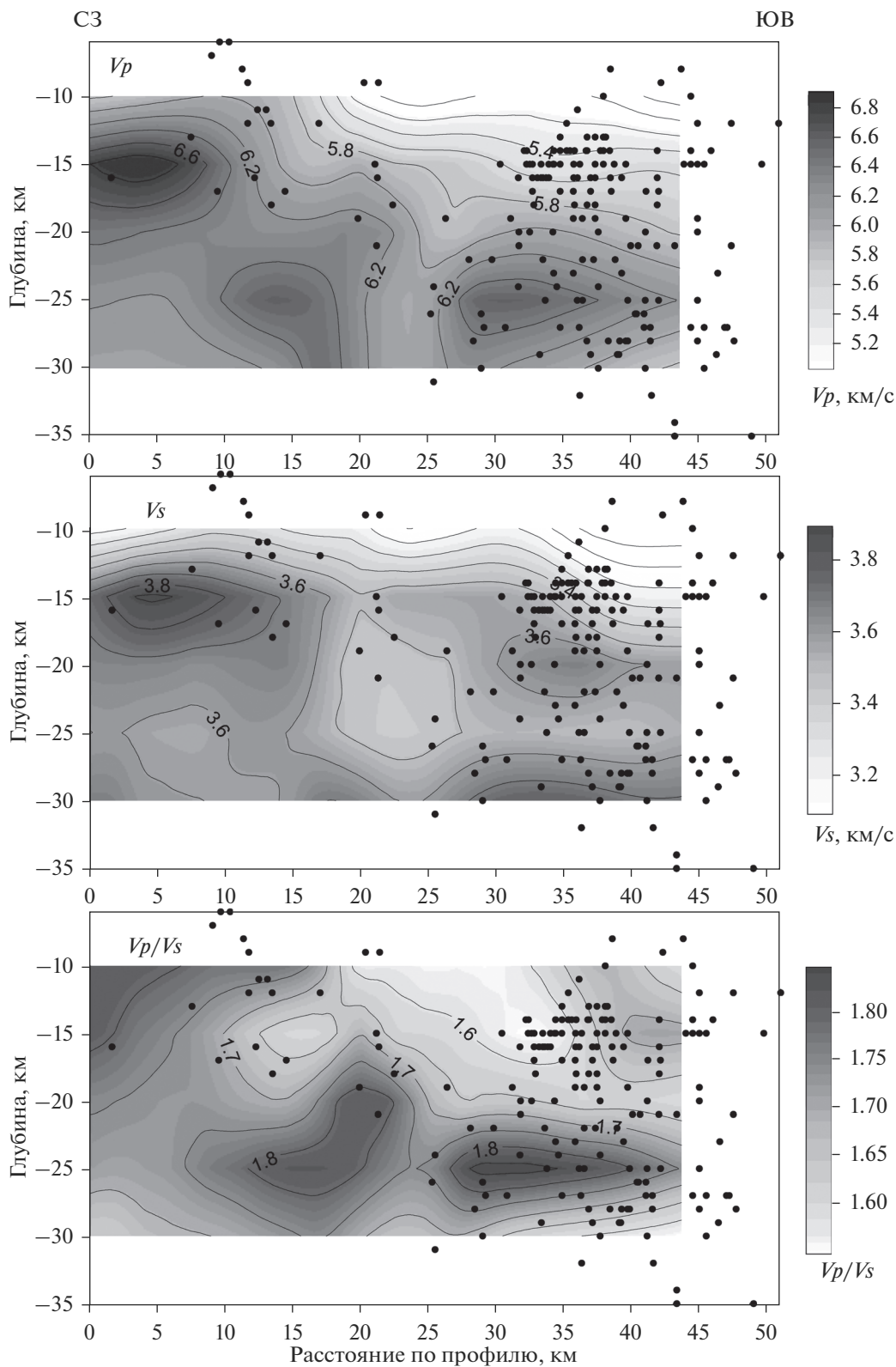


Рис. 6. Вертикальное сечение томографической модели через Южнобережную (Ялтинско-Алуштинскую) зону с положением очагов слабых землетрясений (черные точки). Положение профиля показано на рис. 5 (верхняя панель).

= 35 км) (см. рис. 4, табл. 2) может быть представлен серпентинизированными породами континентальной верхней мантии, или смесью перидотитов и серпентинитов, эксгумированными в результате рифтогенеза и интенсивного растяжения коры Черного моря [Gobarenko et al., 2017]. Содержание серпентинита в основных породах этой зоны оценивается около 20% (см. рис. 7). Скоростные параметры рассматриваемой области очень похожи на скорости, полученные по сейсмотомографии для серпентинизированного мантийного клина под центральной Японией [Kamiya, Kobayashi, 2000]. Эксгумированная верхняя мантия континентальной литосферы, испытавшей интенсивное растяжение, и часто сильно серпентинизированная, обнаружена в небольших океанических бассейнах Южно-Китайского моря [Li et al., 2014] и Амеразийской части Арктического океана [Pease et al., 2014], а также на континентальной окраине Северной Атлантики [Lundin, Doré, 2011].

Верхняя кора с пониженными скоростями обнаружена в двух частях модели. Одна расположена на глубине 20–25 км в районе Симферополя со скоростями $V_p = 5.7\text{--}6.0$ км/с, $V_s = 3.4\text{--}3.5$ км/с, $V_p/V_s = 1.6\text{--}1.7$ (см. рис. 4, табл. 2) и характеризует верхнюю кору Скифской плиты в степном Крыму. Такие значения скоростей и соотношения скоростей, как это видно из рис. 7, характерны для пород кислого состава — гранитов и кварцитов. Другим участком с пониженными скоростями является описанная выше субмеридиональная полоса Судакско-Феодосийской зоны, которая уверенно прослеживается на глубинах 15–25 км (см. рис. 4, 5). Скорости на глубине 25 км ($V_p = 6.2\text{--}6.3$ км/с, $V_s = 3.4\text{--}3.6$ км/с, $V_p/V_s = 1.75$) указывают на присутствие здесь гнейсов кислого состава и гранитов (см. рис. 7), которые заполняют, скорее всего, тектоническую зону, расположенную на южном продолжении древней, раннепротерозойского заложения, Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита. Активизация этого разлома в Крыму происходила неоднократно в ходе тектонической эволюции Скифской плиты, и прежде всего, на киммерийском и альпийском этапах тектогенеза, что подтверждается существованием здесь современного Корсакско-Феодосийского разлома (верхняя панель, см. рис. 5). Примерно здесь заканчивается Горный Крым и начинается Восточный Крым.

Как уже отмечалось, самой значительной и интересной особенностью сейсмотомографической модели является обнаружение тел с высокими скоростями в коре ГК. Скоростные параметры этих тел в районе Ялты–Алушты и Судака с $V_p = 6.4\text{--}7.0$ км/с, $V_s = 3.6\text{--}3.85$ км/с, $V_p/V_s = 1.8\text{--}1.85$ (см. рис. 4–6, табл. 2) указывают на преобладание основных пород в составе глубинных интрузивов. Из рис. 7 видно, что они попадают в область распространения гнейсов основного состава, метагаббро и анортозитов [Christensen, 1996]. Самое

крупное коровое тело расположено в районе Гурзуфа–Алушты, где выходят на поверхность ряд интрузивных массивов среднеюрского возраста [Спирidonов и др., 1990а, б]. Из них своими размерами и характерной формой выделяются интрузивный массив горы Аю-Даг, сложенный габбро-диабазами, и массив горы Кастель, представленный гранатовыми плагиогранитами [Лебединский, Соловьев, 1988; Спирidonов и др., 1990а, б; Шнюкова, 1997]. Различия в составе интрузивных массивов согласуются с некоторыми отличиями в скоростях.

Мы интерпретируем выявленные сейсмотомографией высокоскоростные области как глубинные источники интрузивных массивов, выходящих на поверхность в районе Гурзуфа–Алушты. Внедрение этих массивов связывается обычно с островодужным магматизмом ранне-среднеюрского этапа киммерийского тектогенеза [Спирidonов и др., 1990а, б; Шнюкова, 1997; Meijers et al., 2010; Popov et al., 2019]. К ним относится основная часть интрузивов южного берега Крыма (Аю-Даг, Чамлы-Бурун и др.), расположенных в пределах меридиональной полосы в направлении Ялта–Симферополь и формирующих Первомайско-Аюдагский долерит-габбро-диоритовый комплекс [Спирidonов и др., 1990а, б]. Эта субмеридиональная полоса имеет свое южное продолжение на акватории, до широты 44° и проявляется в распределении скоростей P -волн и соотношения V_p/V_s на глубинах 15–25 км (см. рис. 4).

На вертикальных сечениях томографической модели вдоль Южного Крыма по линии Севастополь–Керчь и вкост него через Ялтинско-Алуштинскую зону (см. рис. 5, 6) хорошо видна локализация областей с большой плотностью землетрясений внутри и вблизи высокоскоростных неоднородностей, часто совпадающих с резкими изменениями градиентов скоростных параметров. Это хорошо видно и на горизонтальном срезе распределения скоростей P -волн на глубине 25 км (см. рис. 5, верхняя панель). Можно предположить, что разгрузка сейсмической энергии происходит по ослабленным тектоническим зонам надвигов и дачментов, которые имеют унаследованный характер и являются, скорее всего, реактивированными разломами. Скорее всего, такие разломы были активными в среднеюрское время (киммерийская активизация), когда происходило внедрение интрузивных массивов в ГК.

Другая ситуация наблюдается в зоне сейсмичности на континентальном склоне и шельфе Таманского и Керченского полуостровов, где очаги образуют широкую полосу с общим падением сейсмофокальной зоны в С–СВ направлении под Скифскую плиту. На рис. 5 (верхняя панель) видно, что на глубине 25 км очаги расположены в пределах значений скоростей $V_p = 6.6\text{--}6.7$ км/с, отмечающих краевую северную часть подкоровой ман-

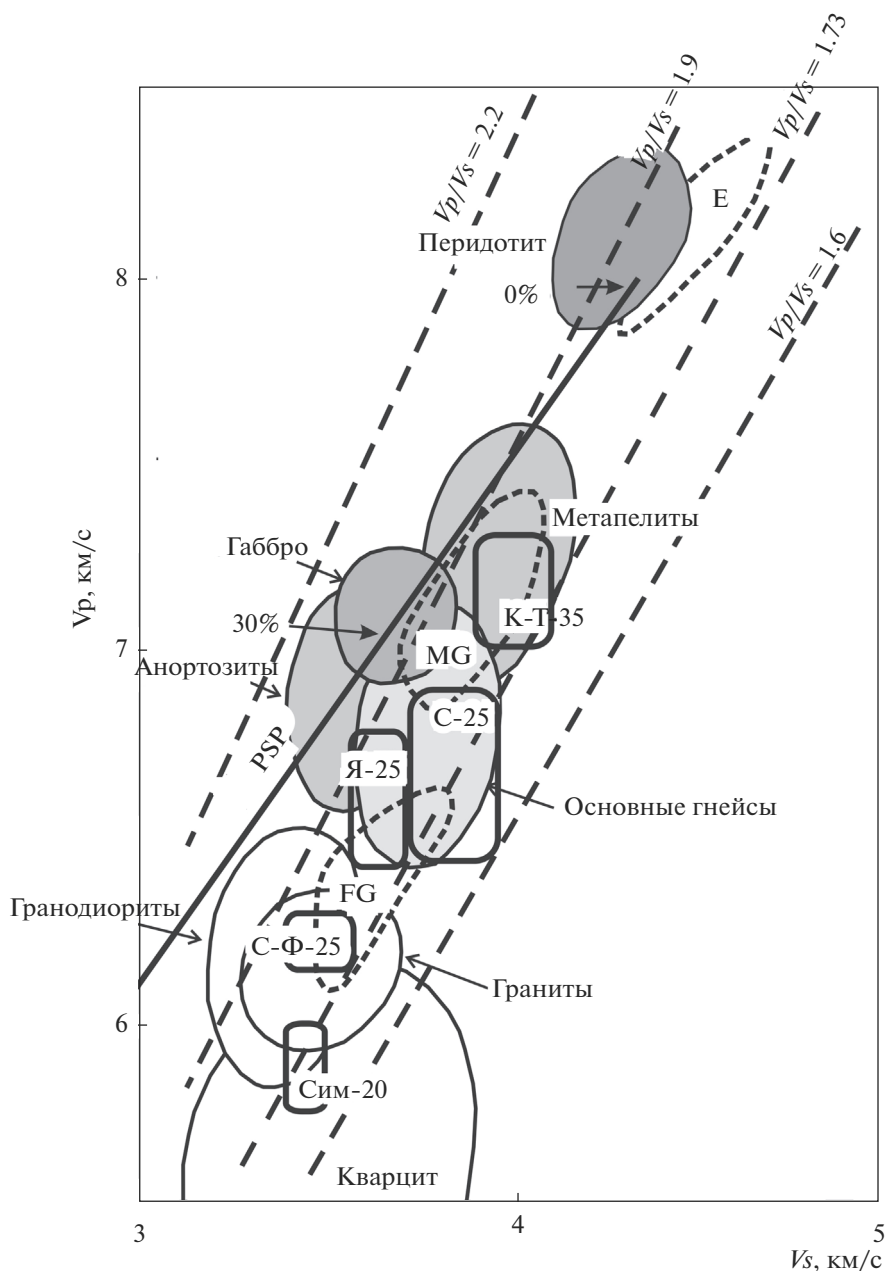


Рис. 7. Значения V_p и V_s и состав пород верхней коры по данным [Fountain, Christensen, 1989; Holbrook et al., 1992; Christensen, 1996], определяющим области (выделенные пунктиром) гнейсов кислого состава (FG), гнейсов основного состава (MG), эклогитов (E), и частично серпентинизированных пород (линия PSP) с содержанием серпентинита от 0 до 30%, показанных на фоне постоянных значений V_p/V_s (пунктирные линии V_p/V_s со значениями 1.6, 1.73, 1.9 и 2.2). Показаны также области скоростных параметров (в виде овалов) для основных типов пород верхней и средней коры. Прямоугольниками выделены области значений V_p/V_s для отдельных областей сейсмографической модели Крыма и северо-восточной части Черного моря (см. рис. 4, табл. 2): на глубине 20 км – для Симферопольской зоны (Сим-20); на глубине 25 км – для Судакско-Феодосийской зоны (С-Ф-25), Южнобережной зоны (Я-25), Судакской зоны (С-25), на глубине 35 км – для Керченско-Таманской зоны (К-Т-35).

тии Восточно-Черноморской микроплиты. Таким образом, зона сейсмичности Керченско-Таманского континентального склона отмечает коллизионную зону, образованную поддвигом субокеанической Восточно-Черноморской микроплиты

под континентальную кору Скифской плиты [Gobarenko et al., 2017].

Интенсивный магматизм переработал практически всю кору ГК и обусловил сильный гравитационный максимум (рис. 8) и магнитную анома-

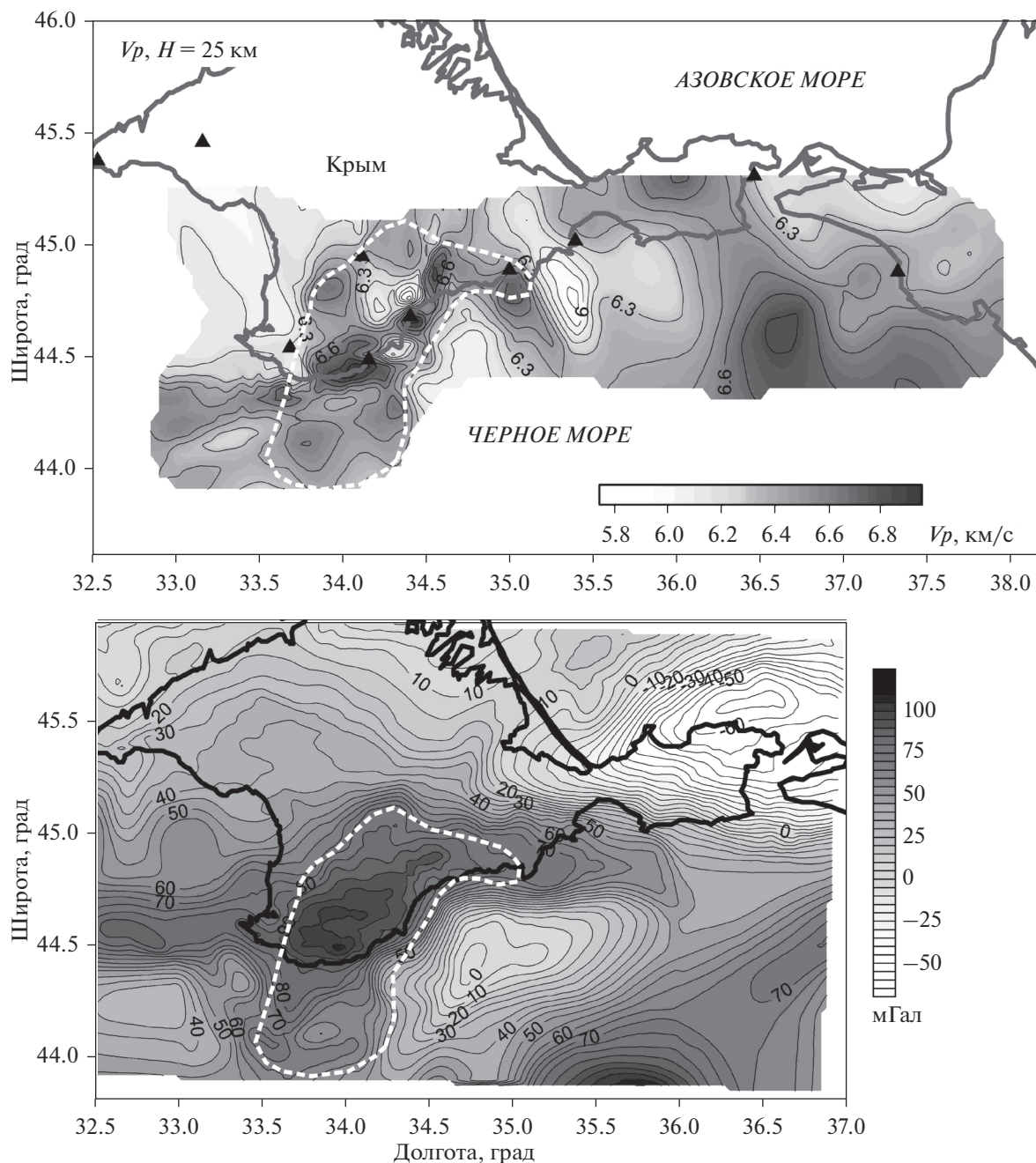


Рис. 8. Сравнение высокоскоростной аномалии P -волн на глубине 25 км (вверху) и гравитационной аномалии Буге (внизу) для Южного Крыма [Ентин и др., 2010]. Пунктирная белая линия оконтуривает аномальную область высокой скорости и плотности.

лию. Гравитационный максимум, достигающий 100 мГал, является характерной особенностью геофизических полей ГК [Ентин и др., 2010]. Хорошая корреляция площадного распространения и контуров скоростной аномалии сейсмотомографической модели и гравитационного максимума ГК (см. рис. 8) объясняется тем, что обе ано-

малии имеют общий источник, главным образом, за счет переработки коры Южного Крыма мощным магматизмом. При этом нельзя исключить также влияния коллизионных процессов (поддвига и инденторного механизма), происходивших в обстановке регионального сжатия и транспрессии на альпийском этапе тектогенеза. Колли-

зионный процесс продолжается и на современном этапе, что подтверждается высоким уровнем сейсмичности и воздыманием Горного Крыма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Слабая сейсмичность КСЗ, зарегистрированная в период 1970–2014 гг. девятью сейсмическими станциями Крымской сейсмической сети и одной станцией (Анапа) на Кавказском побережье, использовалась для восстановления скоростной структуры коры по P - и S -волнам Южного Крыма и северо-восточной части Черного моря с применением метода локальной сейсмической томографии.

Для всей области исследований восстановлены распределения скоростей V_p , V_s и соотношения V_p/V_s на глубинах 15, 20 и 25 км. Характерной особенностью коры Южного Крыма является четкое деление на две области – западную, включающую Горный Крым, и восточную область с Керченско-Таманской зоной. Они разделены субмеридиональной полосой низких скоростей, между Судакком и Феодосией, интерпретируемой как ослабленная зона в коре, которая неоднократно реактивировалась.

Для Керченско-Таманской зоны установлено слабоградиентное поле изменения скоростей. Характерная структура коры и погружающаяся к северу сейсмофокальная зона могут свидетельствовать о поддвиге Восточно-Черноморской микроплиты под южный край Скифской плиты в Крыму.

В районе Горного Крыма наблюдается изменение полярности сейсмофокальной области в связи с особенностями современного сейсмотектонического процесса в результате напряжений сжатия. Кора Горного Крыма включает ряд высокоскоростных неоднородностей, интерпретируемых как глубинные интрузии среднеюрского возраста. Аномальные высокоскоростные участки в районе Горного Крыма можно рассматривать как области аккумуляции упругой потенциальной энергии, разрядка которой происходит на контакте коровых плутонов основных пород с вмещающими породами верхней–средней коры, т.е. на контакте сред с разными петрофизическими и реологическими свойствами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Трехмерная P -скоростная модель литосферы Черного моря по данным локальной сейсмической томографии // Геофизический журн. 2008. Т. 30. № 5. С. 161–177.

Гобаренко В.С., Муровская А.В., Егорова Т.П., Шеремет Е.Е. Современные коллизионные процессы на северной окраине Черного моря // Геотектоника. 2016. № 4. С. 68–87.

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 // Геофизический журн. 2011. Т. 33. № 3. С. 62–74.

Егорова Т.П., Баранова Е.П., Гобаренко В.С., Муровская А.В. Строение земной коры Горного Крыма вдоль профиля “СЕВАСТОПОЛЬ–КЕРЧЬ” по результатам ГСЗ и локальной сейсмической томографии // Геотектоника. 2018. № 4. С. 77–95.

Ентин В.А., Гинтов О.Б., Гуськов С.И. Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии. // Геофизический журн. 2010. Т. 32. № 6. С. 119–134.

Кулаков И.Ю. Структура верхней мантии под южной Сибирью и Монголией по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 3. С. 248–261.

Кульчицкий В.Е., Пустовитенко Б.Г. 80 лет инструментальным сейсмическим наблюдениям в Крыму: история, итоги и перспективы // Геофизический журн. 2008. Т. 30. № 5. С. 9–49.

Лебединский В.И., Соловьев И.В. Байосские вулканоструктуры Горного Крыма // Геологический журн. 1988. № 4. С. 85–93.

Свидлова В.А., Калинин И.В., Бондарь М.Н. и др. Сейсмичность Крыма в 2014 году // Сейсмологический бюллетень Украины за 2014 г. // Ученые записки КФУ. Раздел география. 2014. С. 7–69.

Сейсмологический бюллетень Западной территориальной зоны ЕССН (Крым–Карпаты) за 1970–1990 гг. Киев: Наукова думка, 1980–1994.

Сейсмологический бюллетень Украины за 1991–2013 гг. Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика”, 1995–2014.

Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В. Строение земной коры Крымского полуострова // Советская геология. 1977. № 3. С. 85–93.

Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990а. Т. 65. Вып. 4. С. 119–133.

Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990б. Т. 65. Вып. 6. С. 102–112.

Тихоцкий С.А., Фокин И.В., Шур Д.Ю. Активная лучевая сейсмическая томография с использованием адаптивной параметризации системой вэйвлет-функций // Физика Земли. 2011. № 4. С. 67–86.

Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.

- Уломов В.И., Богданов М.И., Пустовитенко Б.Г. и др.* Анализ сейсмической опасности Крыма и Северного Кавказа и адаптация полученных оценок к комплексу карт ОСР-2014 // Инженерные изыскания. 2015. № 13. С. 12–27.
- Шнюкова Е.Е.* Комплекс малых интрузий Горного Крыма // Палеоостровная дуга севера Черного моря / Ред. Е.Ф. Шнюков, И.Б. Щербаков, Е.Е. Шнюкова. Киев: НАНУ, 1997. С. 129–186.
- Яновская Т.Б.* Методика трехмерной лучевой томографии, основанная на предположении о гладкости латеральных вариаций скорости // Физика Земли. 2012. № 5. С. 1–15.
- Яновская Т.Б., Гобаренко В.С., Егорова Т.П.* Строение подкоровой литосферы Черноморского бассейна по сейсмологическим данным // Физика Земли. 2016. № 1. С. 15–30.
- Brocher T.M.* Empirical relations between elastic wave-speeds and density in the Earth's crust // Bull. Seismol. Soc. Am. 2005. V. 95. P. 2081–2092. <https://doi.org/10.1785/0120050077>
- Brown D., Carbonell R., Kukkonen I.* Composition of the Uralide crust from seismic velocity (V_p , V_s), heat flow, gravity, and magnetic data // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 210. P. 333–349.
- Christensen N.I.* The abundance of serpentinites in oceanic crust // J. Geology. 1972. V. 80. P. 709–719.
- Christensen N.I.* Poisson's ratio and crustal seismology // J. Geophysical Research. 1996. V. 101. P. 3139–3156.
- Fernández-Viejo G.R.M., Clowes R.M., Welford J.K.* Constraints on the composition of the crust and uppermost mantle in northwestern Canada: V_p/V_s variations along Lithoprobe's SNorCLE Transect // Canadian J. Earth Sciences. 2005. V. 42. P. 1205–1222.
- Fountain D.M., Christensen N.I.* Composition of the continental crust and upper mantle; A review // Mem. Geol. Soc. Am. 1989. V. 172. P. 711–742.
- Gobarenko V., Yegorova T., Stephenson R.* Local tomography model of the northeast Black Sea: intraplate crustal underthrusting / Eds M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. London Spec. Publ. The Geological Society, London. 2017. V. 428. P. 221–239. <https://doi.org/10.1144/SP428.2>
- Holbrook W.S., Mooney W.D., Christensen N.I.* The seismic velocity of the deep continental crust / Eds D.M. Fountain, R. Arculus, R.W. Kay // Continental Lower Crust. N.Y.: Elsevier, 1992. P. 1–34.
- Hyndman R.D., Peacock S.M.* Serpentinization of the forearc mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 212. P. 417–432. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00263-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00263-2)
- Kamiya S., Kobayashi Y.* Seismological evidence for the existence of serpentinitized wedge mantle // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. P. 819–822.
- Kern H., Gao S., Jin Z. et al.* Petrophysical studies on rocks from the Dabie ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic belt, Central China: implications for the composition and delamination of the lower crust // Tectonophysics. 1999. V. 301. P. 191–215.
- Kuusisto M., Kukkonen I.T., Heikkinen P. et al.* Lithological interpretation of crustal composition in the Fennoscandian Shield with seismic velocity data // Tectonophysics. 2006. V. 420. P. 283–299.
- Li L., Clift P.D., Stephenson R., Nguyen H.T.* Non-uniform hyper-extension in advance of seafloor spreading on the Vietnam continental margin and the SW South China Sea // Basin Research. 2014. V. 26. P. 106–134. <https://doi.org/10.1111/bre.12045>
- Lundin E.R., Doré A.G.* Hyperextension, serpentinitization, and weakening: a new paradigm for rifted margin compressional deformation // Geology. 2011. V. 39. P. 347–350. <https://doi.org/10.1130/G31499.1>
- MacKenzie L., Abers G.A., Fischer K.M. et al.* Crustal structure along the southern Central American volcanic front // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2008. V. 9(8). Q08S09. <https://doi.org/10.1029/2008GC001991>
- Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J. et al.* Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleosubduction zone configuration of the Black Sea region // Lithos. 2010. V. 119. P. 412–426. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.017>
- Mjelde R., Aurvuag R., Kodaira S. et al.* V_p/V_s -ratios from the central Kolbeinsey ridge to the Jan Mayen basin, north Atlantic; implications for lithology, porosity and present-day stress field // Marine Geophysical Researches. 2002. V. 23. P. 125–145.
- Musacchio G., Mooney W.D., Luetgert J.H. et al.* Composition of the crust in the Grenville and Appalachian Provinces of North America inferred from V_p/V_s // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 15225–15241.
- Musacchio G., White D. J., Asudah I. et al.* Lithospheric structure and composition of the Archean west Superior provinces from seismic refraction/wide-angle reflection and gravity modeling // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. B03304.
- Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X.* Arctic lithosphere – a review // Tectonophysics. 2014. V. 628. P. 1–25.
- Popov D., Brovchenko V., Nekrylov N. et al.* Removing a mask of alteration: Geochemistry and age of the Karadag volcanic sequence in SE Crimea // Lithos. 2019. V. 324–325. P. 371–384.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective // Reviews in Geophysics. 1995. V. 33. P. 267–309.
- Spakman W., Bijwaard H.* Optimization of cell-parametrization for tomographic inverse problems // Pure Appl. Geophys. 2001. V. 158. P. 1401–1423.
- Yanovskaya T.B., Ditmar P.G.* Smoothness criteria in surface wave tomography // Geophys. J. Int. 1990. V. 102. P. 63–72.
- Yegorova T., Gobarenko V., Yanovskaya T.* Lithosphere structure of the Black Sea from 3D gravity analysis and seismic tomography // Geophys. J. Int. 2013. V. 193. P. 287–303.

Seismic Tomography Model for the Crust of Southern Crimea and Adjacent Northern Black Sea

V. S. Gobarenko^{1,*} and T. P. Yegorova^{2,**}

¹*Institute of Seismology and Geodynamics, V.I. Vernadsky Crimean Federal University, prospect Vevnadskogo, 4, Simferopol, 295007 Russia*

²*Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, prospect Palladina, 32, Kiev, 03680 Ukraine*

**e-mail: valja-gobar@mail.ru*

***e-mail: tameg22@yahoo.com*

The new seismic tomography study for the crust of the Southern Crimea and the northeastern part of the Black Sea, according to the weak ($M \leq 3$) earthquakes, indicates significant heterogeneity of the crust at depth 15–35 km. In the present paper we discuss velocity distribution for P - and S -waves and give their geological and tectonic interpretation in the context of collision interaction of the Black Sea microplate and Scythian plate. The joint use of data on both types of waves (P - and S -waves) increases the reliability of the interpretation and allows to estimate composition of the crust of Crimean Mountains (CM) and subcrustal mantle of the northeastern Black Sea. Detected in the crust the high-velocity domains ($V_p = 6.5$ – 6.8 km/s, $V_s = 3.7$ – 3.9 km/s, $V_p/V_s = 1.75$ – 1.9) of complex configuration can be deep sources of mid-Mesozoic intrusions known in the CM (Ayu-Dag, Castel). The CM high-velocity area is separated from Eastern Crimea by a linear \sim N-S-oriented low-velocity zone located between cities of Sudak and Feodosiya, which is interpreted as zone of weakness in the crust associated with the Korsak-Feodosiya fault. The high-velocity domain on the Black Sea offshore (south of Kerch Peninsula) at depths of 25–40 km most likely belongs to the subcrustal mantle ($V_p/V_s = 1.80$ – 1.85), underlying thin suboceanic crust of the East Black Basin. The obtained model for the crust of Southern Crimea and adjacent part of the Black Sea is consistent with the parameters of other geophysical fields.

Keywords: local seismic tomography by P - and S -waves, V_p/V_s ratio, Earth's crust, northeastern Black Sea.