



<https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0386>

STRUCTURE OF THE MANTLE AND TECTONIC ZONING OF THE CENTRAL ALPINE-HIMALAYAN BELT

V. G. Trifonov, S. Yu. Sokolov

Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

Abstract: The Alpine-Himalayan orogenic belt is characterized by longitudinal zoning and transverse segmentation. Using the 3D seismic tomography model, we compiled the sections showing the deviations of seismic P-wave velocities from the average values in the mantle, and analyzed the sections in comparison with the data on the crustal inhomogeneities expressed in geological structures. The sections go across of the central part of the belt from Adriatic to Western Tien Shan, Pamirs, Western Himalayas, and the adjacent territories of the East African rift system, the Arabian, Turanian and Scythian plates, and the East European platform. Our model based on the seismic tomography data is mainly targeted at studying the inhomogeneities in the upper mantle, considering the fact that the resolution of mantle differentiation in terms of P-waves is higher in the upper mantle than in the lower one. Based on the analysis of the sections, we determine the directions of seismically low-velocity upper-mantle flows spreading from the Ethiopian-Afar super-plume, which differ in intensity. The relationships are revealed between these flows and the high-velocity bodies that are subsided into the mantle due to subduction and collision of the plates. The deep-seated features that give evidence of transverse segmentation of the belt are detected.

Key words: seismic tomography section; mantle inhomogeneities revealed from P-waves; sub-lithospheric flow; transverse segmentation of the central Alpine-Himalayan belt

RESEARCH ARTICLE

Received: August 4, 2018
Revised: October 25, 2018
Accepted: November 14, 2018

For citation: Trifonov V.G., Sokolov S.Yu., 2018. Structure of the mantle and tectonic zoning of the central Alpine-Himalayan belt. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (4), 1127–1145. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0386.

Для цитирования: Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Строение мантии и тектоническая зональность центральной части Альпийско-Гималайского пояса // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 4. С. 1127–1145. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0386.

СТРОЕНИЕ МАНТИИ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА

В. Г. Трифонов, С. Ю. Соколов

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация: Альпийско-Гималайский орогенический пояс характеризуется продольной зональностью и поперечной сегментацией. Для сопоставления с этими коровыми неоднородностями, выраженными в геологических структурах, составлены и проанализированы разрезы отклонений скоростей сейсмических Р-волн от средних значений в мантии, построенные на основе объемной сейсмотомографической модели. Разрезы охватывают центральную часть пояса от Адриатики до Западного Тянь-Шаня, Памира и Западных Гималаев, а также соседние с поясом территории Восточно-Африканской рифтовой системы, Аравийской, Туранской, Скифской плит и Восточно-Европейской платформы. Использованная модель сейсмотомографических данных ориентирована, прежде всего, на исследование неоднородностей верхней мантии, поскольку детальность дифференциации по скоростям продольных волн в ней выше, чем в нижней. Анализ построенных разрезов позволил определить направления относительно низкоскоростных (с пониженными скоростями сейсмических волн) верхнемантийных потоков разной степени интенсивности, распространяющихся в северных румбах от Эфиопско-Афарского суперплюма, сочетания этих потоков с высокоскоростными объемами, погруженными в мантию в результате субдукционных и коллизионных межплитных взаимодействий, и глубинные проявления поперечной сегментации пояса.

Ключевые слова: сейсмотомографический разрез; неоднородности мантии по продольным волнам; подлитосферный поток; поперечная сегментация Альпийско-Гималайского пояса

1. ВВЕДЕНИЕ

Рассматривается центральная часть Альпийско-Гималайского орогенического пояса (АГП) от Адриатики до Западного Тянь-Шаня, Памира и Западных Гималаев, а также соседние с поясом территории Восточно-Африканской рифтовой системы, Аравийской, Туранской, Скифской плит и Восточно-Европейской платформы (рис. 1). АГП характеризуется продольной зональностью и поперечной сегментацией [Khain, Leonov, 1979; Peive, Yanshin, 1980; Bogdanov, Khain, 1994; Khain, 2001; Trifonov, 2017]. Продольная зональность обусловлена тем, что пояс сформировался на месте или в окрестностях структур, возникших при субдукции и последующем закрытии палеоокеана Тетис. Поскольку субдукция была приурочена к северным и северо-восточным активным окраинам Тетиса, а на южной пассивной окраине в то же время наращивалась океанская литосфера, в ходе развития Тетиса возникла серия продольных зон, отражающих последовательное омоложение к югу времени перехода от субдукции к коллизии. Эта последовательность осложнялась развитием задуговых бассейнов разного возраста.

Поперечная сегментация АГП обусловлена, прежде всего, двумя его особенностями. Во-первых, Тетис представлял собой залив Пацифики, сужавшийся к северо-западу, поэтому в ходе его закрытия восточ-

ные части пояса перемещались на большее расстояние и с большей скоростью, чем западные. Эта тенденция сохранялась и в коллизионную орогеническую стадию развития. Во-вторых, вдоль пояса изначально чередовались северные выступы фрагментов распавшейся Гондваны и участки, где северная граница фрагментов Гондваны отступала к югу. Контрастность таких участков усилилась в новейшую стадию коллизионного развития из-за более высокой скорости северного дрейфа выступов. Их перемещение оказало структурное воздействие на сопряженные участки пояса. Значимое влияние на формирование сегментации оказала мощность земной коры и степень ее сиализации на северных обрамлениях тех или иных участков пояса. Этот фактор мог быть решающим в поперечной сегментации складчатого пояса Загроса и Горного Крыма – Керченско-Таманской области – Большого Кавказа.

В итоге в рассматриваемой центральной части АГП выделяются три главных мегасегмента. На западе находится восточный край Альпийско-Адриатического мегасегмента, представленный складчато-надвиговым поясом Динарид, а на востоке – западный край Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента. Основная часть территории принадлежит Анатолийско-Ирано-Кавказскому мегасегменту, который разделяется на сегменты с нечеткими структурными границами: Эгейско-Балканский, Анато-

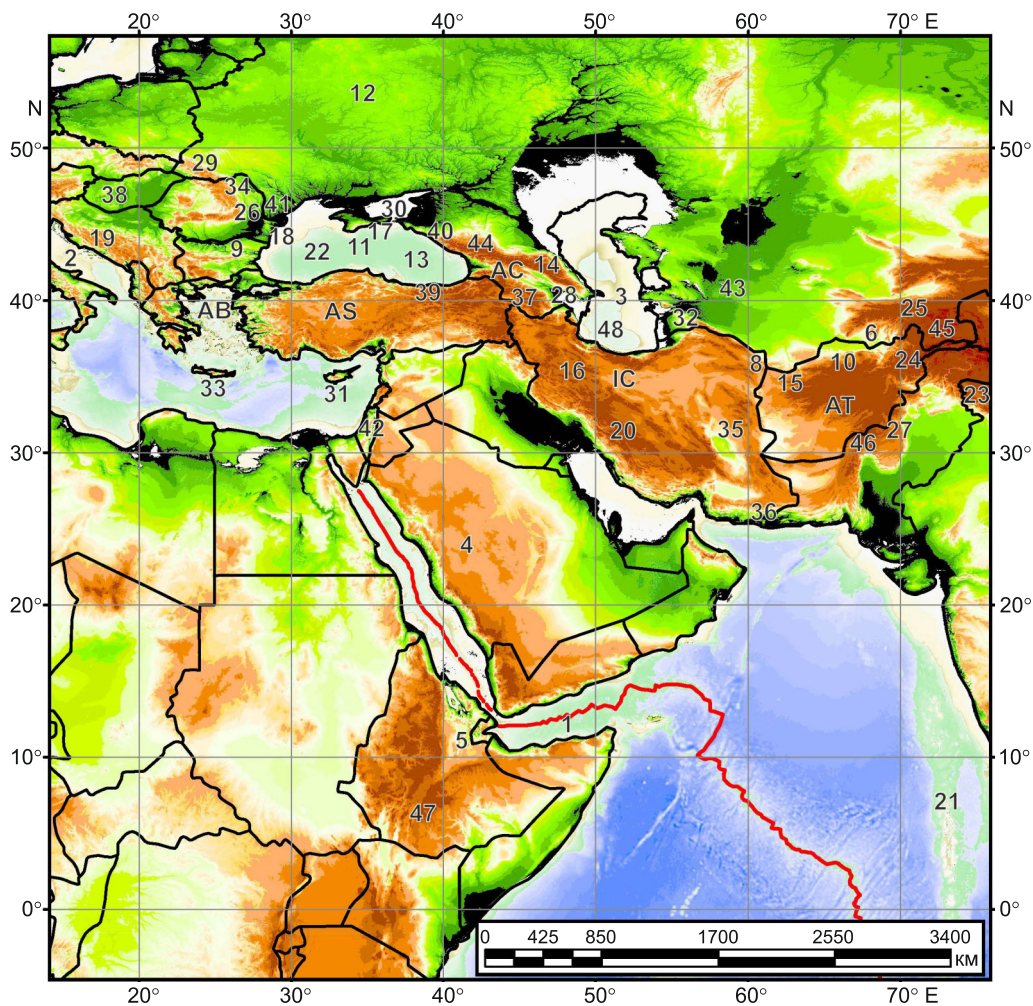


Рис. 1. Важнейшие тектонические провинции и зоны, упоминаемые в статье.

1 – Аденский рифт, 2 – Адриатическое море (впадина), 3 – Апшеронский порог, 4 – Аравийская плита (платформа), 5 – Афар, 6 – Афгано-Таджикская депрессия, 7 – Бадахшан, 8 – Бадхыз, 9 – Балканы, 10 – Банди-Туркестан, 11 – вал Андрусова-Архангельского, 12 – Восточно-Европейская платформа, 13 – Восточно-Черноморская впадина, 14 – Восточный Кавказ, 15 – Гератская (Герирудская) зона разломов, 16 – Главный современный разлом Загроса, 17 – Горный Крым, 18 – Добруджа, 19 – Динариды, 20 – Загрос, 21 – Западно-Индийский хребт, 22 – Западно-Черноморская впадина, 23 – Западные Гималаи, 24 – Западный Гиндукуш (мегаочаг промежуточных землетрясений), 25 – Западный Тянь-Шань, 26 – зона Вранча (мегаочаг промежуточных землетрясений), 27 – зона Кветты (офиолиты Неотетиса), 28 – зона Кюрдамир-Саатлы в Нижнекуринской впадине, 29 – Карпаты, 30 – Керченско-Таманская область, 31 – Кипр, 32 – Копетдаг, 33 – Крит, 34 – Линия Тейсейра-Торнквиста, 35 – Лутский массив, 36 – Макран, 37 – Малый Кавказ, 38 – Паннонская впадина, 39 – Понтиды, 40 – Северо-Западный Кавказ, 41 – Скифская плита (эпипалеозойская платформа), 42 – Трансформа Мертвого моря, 43 – Туранская плита (эпигерцинская платформа), 44 – Центральный Кавказ, 45 – Центральный Памир, 46 – Чаманская зона разломов, 47 – Эфиопский рифт (часть Восточно-Африканской рифтовой системы), 48 – Южно-Каспийская впадина. Сегменты Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента Альпийско-Гималайского пояса: АВ – Эгейско-Балканский, AS – Анатолийско-Черноморский, AC – Аравийско-Кавказский, IC – Ирано-Каспийский, AT – Афгано-Таджикский.

Fig. 1. Main tectonic provinces and zones mentioned in the paper.

1 – Aden Rift, 2 – Adriatic Sea (basin), 3 – Apsheron Threshold, 4 – Arabian Plate (platform), 5 – Afar, 6 – Afghan-Tajik Basin, 7 – Badakhshan, 8 – Badkhyz, 9 – Balkans, 10 – Bandy-Turkestan, 11 – Andrusov- Arkhangelsky Ridge, 12 – East European Platform, 13 – East Black Sea Basin, 14 – Eastern Caucasus, 15 – Herat (Herirud) fault zone, 16 – Main Recent Fault of Zagros, 17 – Mountainous Crimea, 18 – Dobruja, 19 – Dinarides, 20 – Zagros, 21 – West Indian Ridge, 22 – West Black Sea Basin, 23 – Western Himalayas, 24 – Western Hindu Kush (mega-focus of intermediate earthquakes), 25 – Western Tien Shan, 26 – Vrancea Zone (mega-focus of intermediate earthquakes), 27 – Quetta Zone (Neotethys ophiolites), 28 – Kyurdamir-Saatly Zone in the Lower Kura Basin, 29 – Carpathians, 30 – Kerch-Taman Zone, 31 – Cyprus, 32 – Copet Dag, 33 – Crete, 34 – Teisseyre-Tornquist Line, 35 – Lut Massif, 36 – Makran, 37 – Lesser Caucasus, 38 – Pannonian Basin, 39 – Pontides, 40 – North-Western Caucasus, 41 – Scythian Plate (Paleozoic platform), 42 – Dead Sea Transform, 43 – Turanian Plate (Paleozoic platform), 44 – Central Caucasus, 45 – Central Pamir, 46 – Chaman fault zone, 47 – Ethiopian Rift (a part of East African rift system), 48 – South Caspian Basin. Segments of the Anatolian-Iranian-Caucasus mega-segment of the Alpine-Himalayan belt: AB – Aegean-Balkan, AS – Anatolia-Black Sea, AC – Arabian-Caucasus, IC – Iranian-Caspian, AT – Afghan-Tajik.

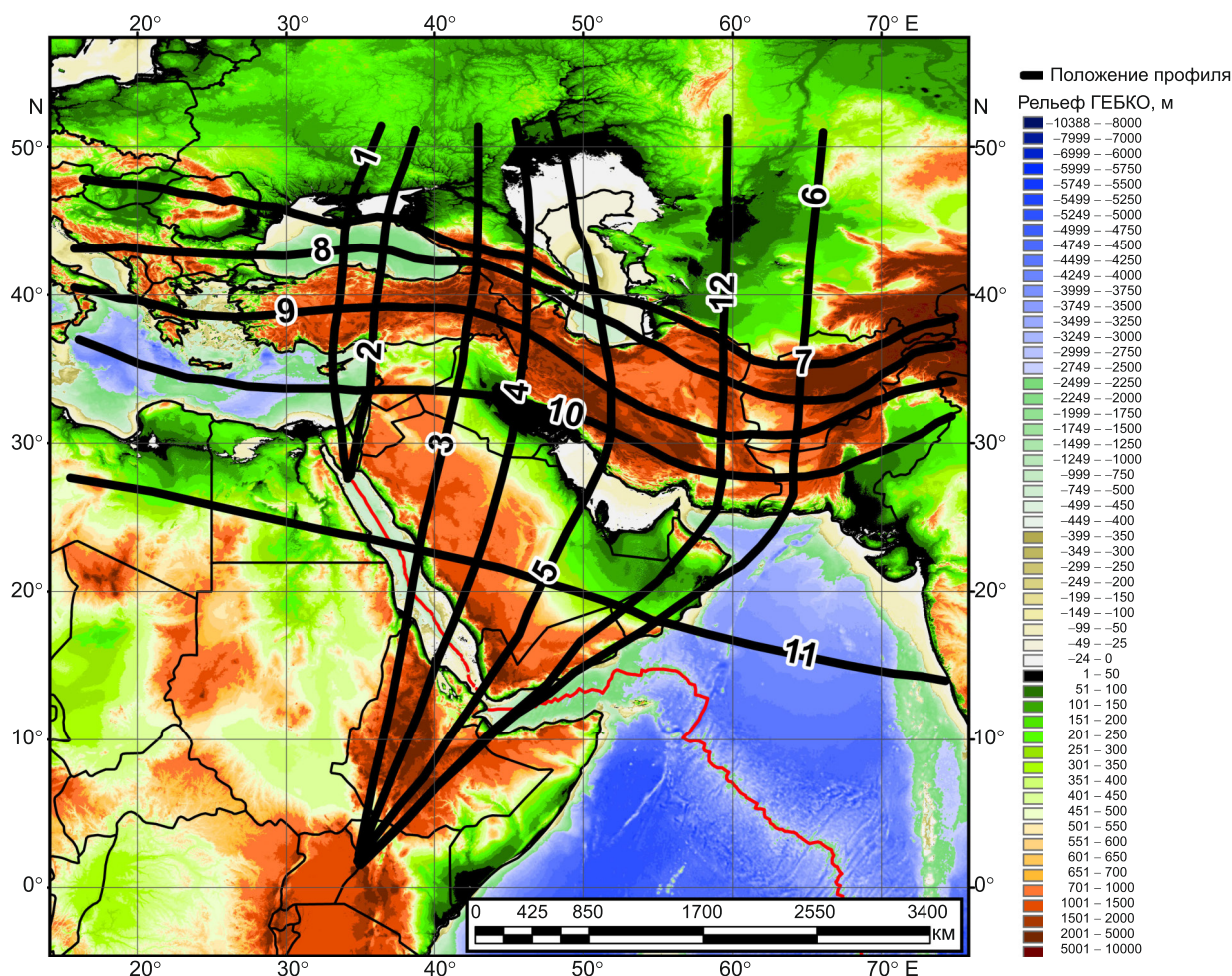


Рис. 2. Положение сейсмотомографических разрезов через центральную часть Альпийско-Гималайского пояса и соседние территории.

Fig. 2. Locations of the seismic tomography profiles across the central Alpine-Himalayan belt and the adjacent territories.

лийско-Черноморский, Аравийско-Кавказский, Ирано-Каспийский и Афгано-Таджикский.

Центральное положение в этом «ансамбле» занимает Аравийско-Кавказский сегмент. В его южной части северный выступ Аравийской плиты обрамляют сдвиговые зоны: Трансформа Мертвого моря на западе и Главный современный разлом Загроса на северо-востоке. Севернее находится Малокавказский синтаксис – складчатая область с интенсивными проявлениями новейшего вулканизма. С севера ее обрамляют деформированные реликты прогибов Паратетиса, на которые надвинут Большой Кавказ – поднятый край эпипалеозойской Скифской плиты.

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для сопоставления с верхнекоровыми неоднородностями АГП, выраженными в геологических структурах, были составлены и проанализированы

сейсмотомографические разрезы мантии, выполненные вдоль сети субширотных и субмеридиональных профилей (рис. 2) по объемной модели вариаций скоростей продольных (P) волн MIT-P08 [Li et al., 2008]. Эта модель имеет переменную детальность, зависящую от плотности сейсмологических станций и сейсмических событий, и содержит улучшенное отображение орогенных поясов, зон субдукции и районов с развитой сейсмологической сетью. Таким образом, сейсмически активные области, к которым относится АГП, имеют существенно лучшую детальность в верхней мантии, чем в нижней, расположенной под изученным районом, где плотность лучей от источника к приемнику колебаний снижена. Это видно на составленных разрезах (рис. 3–14).

Модель MIT-P08 представляет собой значения отклонения скоростей P-волн от среднего значения первого приближения (δV_p), заданные в %. В процессе ее расчета использовались времена вступления различных фаз преломленных волн на различ-

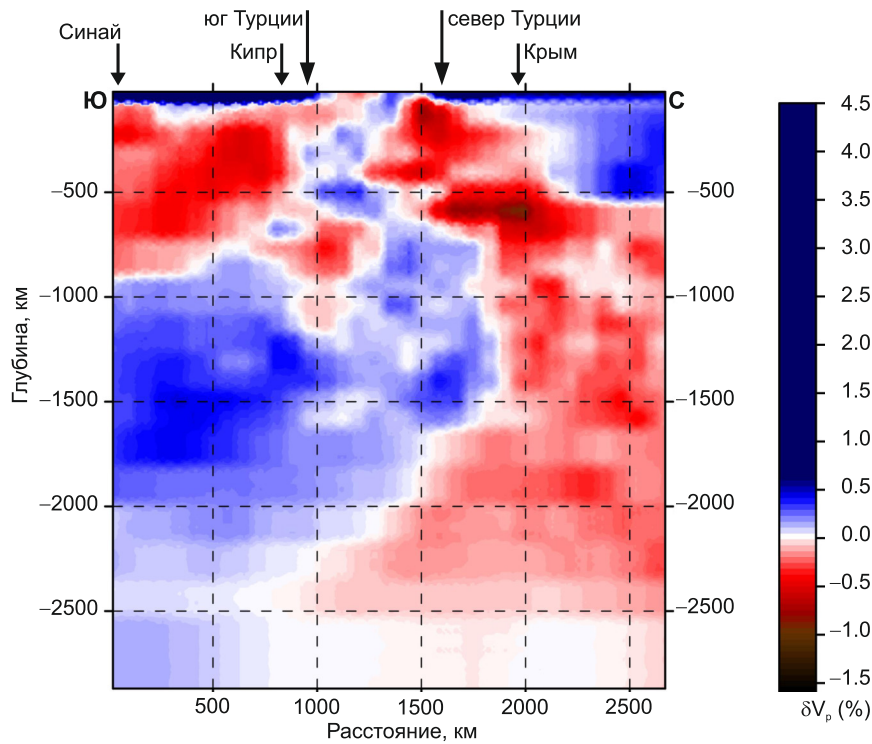


Рис. 3. Разрез 1 δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [Li et al., 2008] от Красноморского рифта через Западную Турцию и Крым до южной части Скифской плиты. Положение профиля см. на рис. 2.

Fig. 3. Section 1 of δV_p in the mantle, compiled using the MIT-P08 seismic tomography model [Li et al., 2008] from the Red Sea Rift via Western Turkey and Crimea up to the southern Scythian Plate. The location of the section is shown in Fig. 2.

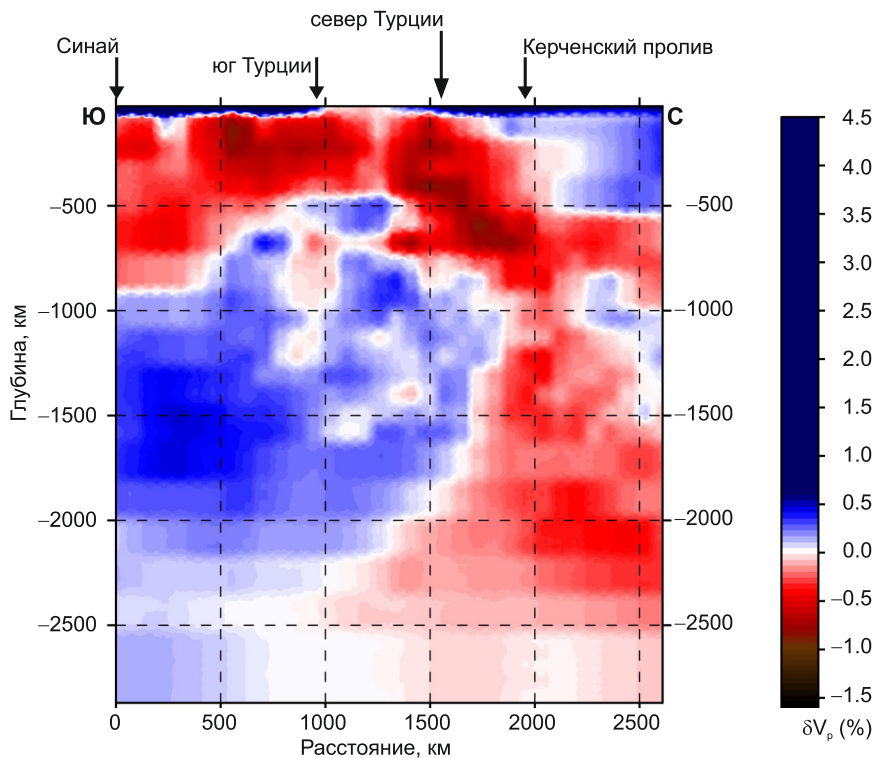


Рис. 4. Разрез 2 δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [Li et al., 2008] от Красноморского рифта через Восточную Турцию и Керченский пролив до южной части Скифской плиты. Положение профиля см. на рис. 2.

Fig. 4. Section 2 of δV_p in the mantle, compiled using the MIT-P08 seismic tomography model [Li et al., 2008] from the Red Sea Rift via Eastern Turkey and the Kerch Strait up to the southern Scythian Plate. The location of the section is shown in Fig. 2.

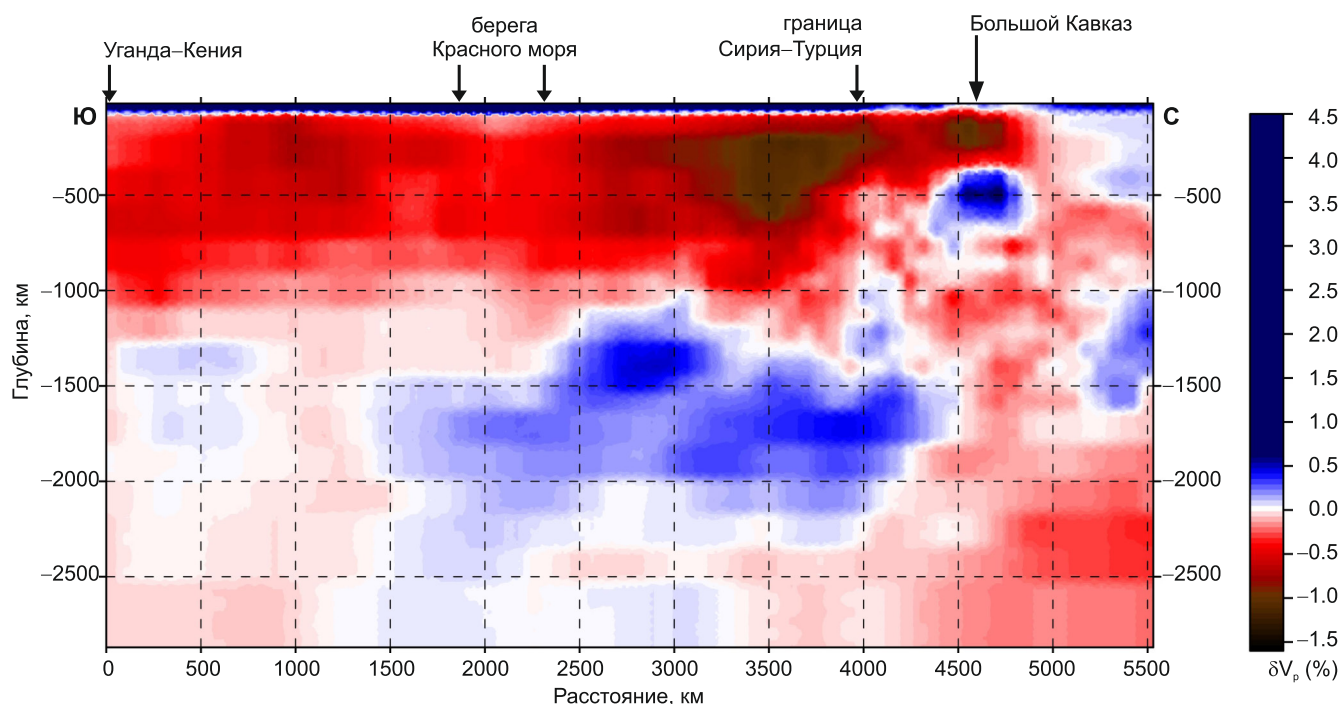


Рис. 5. Разрез 3 δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [Li et al., 2008] от Эфиопско-Афарского суперплюма через западную часть Аравийской платформы, Малый Кавказ и центральный сегмент Большого Кавказа до Скифской плиты. Положение профиля см. на рис. 2.

Fig. 5. Section 3 of δV_p in the mantle, compiled using the MIT-P08 seismic tomography model [Li et al., 2008] from the Ethiopian-Afar super-plume via the western Arabian Plate, Lesser Caucasus, and central Greater Caucasus up to the Scythian Plate. The location of the section is shown in Fig. 2.

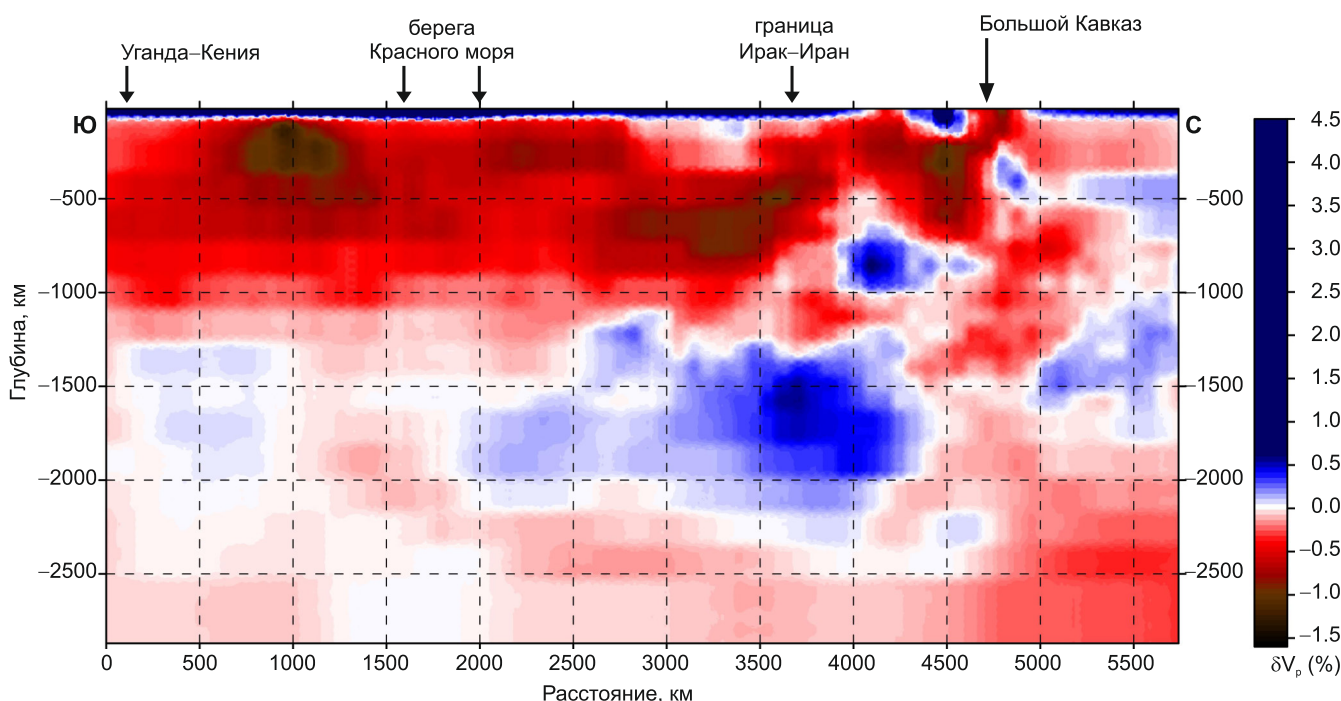


Рис. 6. Разрез 4 δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [Li et al., 2008] от Эфиопско-Афарского суперплюма через Аравийскую платформу, Северный Загрос и Восточный Кавказ до Прикаспийской впадины. Положение профиля см. на рис. 2.

Fig. 6. Section 4 of δV_p in the mantle, compiled using the MIT-P08 seismic tomography model [Li et al., 2008] from the Ethiopian-Afar super-plume via the Arabian Plate, Northern Zagros, and Eastern Greater Caucasus up to the Pre-Caspian Basin. The location of the section is shown in Fig. 2.

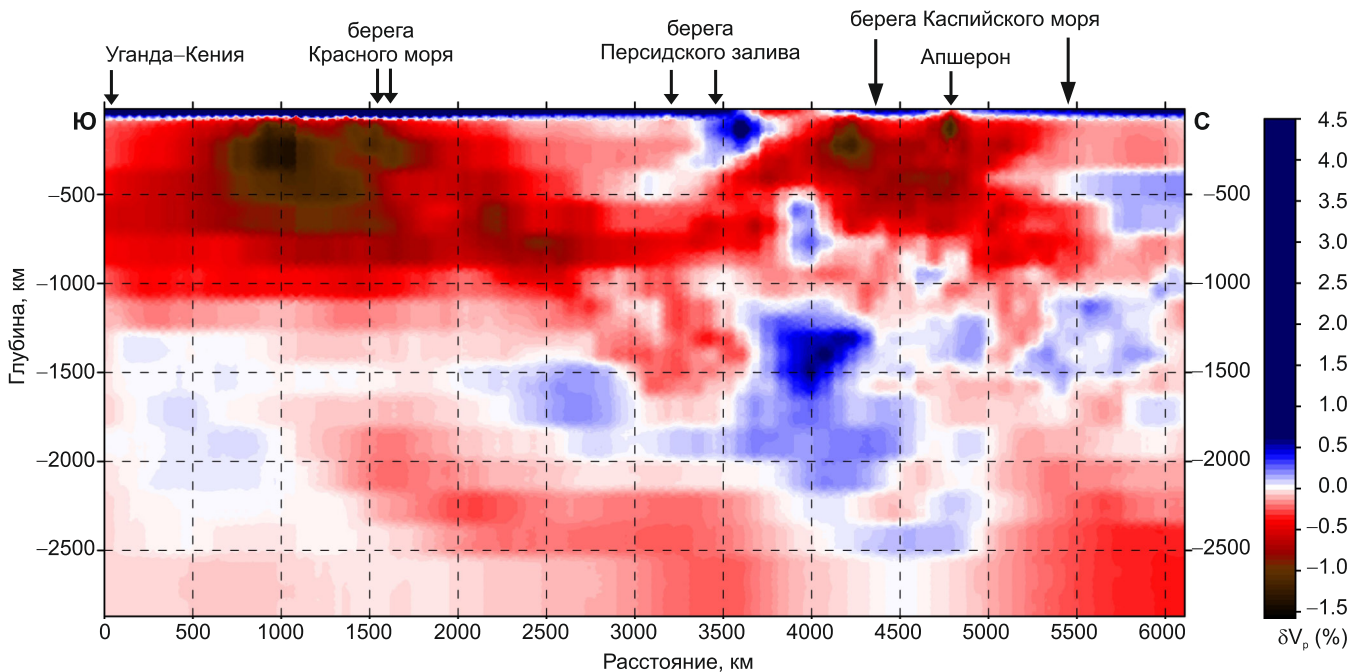


Рис. 7. Разрез 5 δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [Li et al., 2008] от Эфиопско-Афарского суперплюма через восточную часть Аравийской платформы, Загрос, Центральный Иран и Каспийское море до Прикаспийской впадины. Положение профиля см. на рис. 2.

Fig. 7. Section 5 of δV_p in the mantle, compiled using the MIT-P08 seismic tomography model [Li et al., 2008] from the Ethiopian-Afar super-plume via the eastern Arabian Plate, Zagros, Central Iran, and Caspian Sea up to the Pre-Caspian Basin. The location of the section is shown in Fig. 2.

ных частотах с коррекцией за рельеф суши и дна акваторий. Использованная методика расчета позволила получить улучшенную детальность для указанных областей, т.е. модель ориентирована, прежде всего, на исследование верхнемантийных неоднородностей. Вариации скоростей могут иметь несколько типов интерпретации: термальный, вещественный, а также тензочувствительность. Наиболее обоснованным и часто используемым является термальный. Отрицательные значения вариации скоростей соответствуют «горячим» объемам, а положительные – «холодным».

Существовавшие программные средства позволяли строить разрезы объемных моделей либо по системе трех взаимно перпендикулярных срезов по координатным осям с возможностью вращения их ориентации, либо по профилю, определяемому парой точек, которые задают положение линии большого круга на поверхности сфероида. В данной работе использован программный модуль собственной разработки, позволяющий строить разрезы вдоль произвольных профилей, состоящих из длинных цепочек координатных пар, не лежащих на линии большого круга. С помощью этого модуля рассчитаны разрезы вдоль профилей рис. 2, положение которых задано геологическими соображениями. Для репрезентативного отображения верхней ман-

тии исследуемая часть АГП и ее обрамления охвачены поперечными (субмеридиональными) и продольными (субширотными) разрезами (см. рис. 3–14). Анализ построенных разрезов позволил определить направления характеризующихся пониженными скоростями сейсмических волн верхнемантийных потоков разной интенсивности, распространяющихся в северных румбах от Эфиопско-Афарского суперплюма; сочетания этих потоков с высокоскоростными объемами, погруженными в мантию в результате субдукционных и коллизионных межплитных взаимодействий, и глубинные проявления поперечной сегментации пояса.

3. СУПЕРПЛЮМЫ

Главная ветвь Эфиопско-Афарского суперплюма (ЭАСП) наклонена на ЮЮЗ, и ее нижнемантийная часть находится южнее рассматриваемой территории (см. рис. 5 в статье [Sokolov, Trifonov, 2012], рис. 6 в статье [Trifonov, Sokolov, 2015]; рис. 6, рис. 7 в статье [Trifonov, Sokolov, 2017]). На разрезах, представленных в данной статье (см. рис. 8, рис. 9, рис. 14), выделяется вторая ветвь ЭАСП, круто наклоненная на северо-восток. Ее верхнемантийная часть расположена под Аденским рифтом и южной

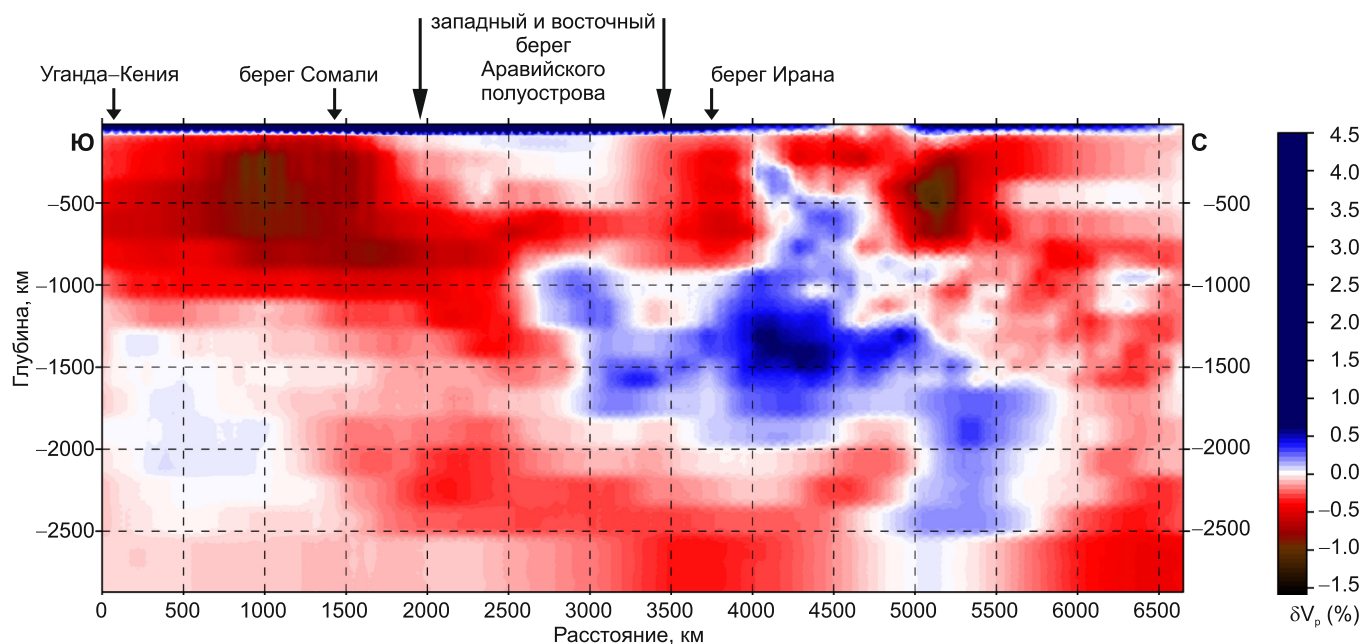


Рис. 8. Разрез 12 δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [Li et al., 2008] от Эфиопско-Афарского суперплюма через восточный край Аравийской платформы, Макран, Лутский массив и Восточный Копетдаг до Туранской плиты. Положение профиля см. на рис. 2.

Fig. 8. Section 12 of δV_p in the mantle, compiled using the MIT-P08 seismic tomography model [Li et al., 2008] from the Ethiopian-Afar super-plume via the eastern margin of the Arabian Plate, Makran, the Lut Massif, and Eastern Copet-Dagh up to the Turanian Plate. The location of the section is shown in Fig. 2.

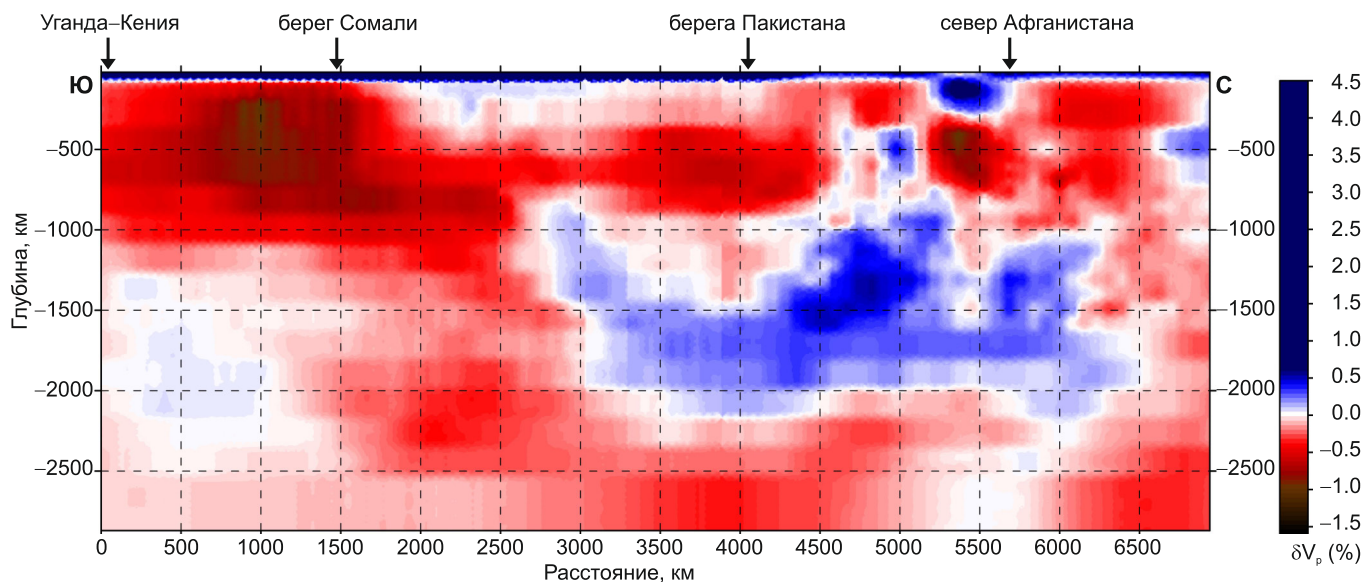


Рис. 9. Разрез 6 δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [Li et al., 2008] от Эфиопско-Афарского суперплюма через восточный край Аравийской платформы, Макран и Афганистан до Туранской плиты. Положение профиля см. на рис. 2.

Fig. 9. Section 6 of δV_p in the mantle, compiled using the MIT-P08 seismic tomography model [Li et al., 2008] from the Ethiopian-Afar super-plume via the eastern margin of the Arabian Plate, Makran, and Afghanistan up to the Turanian Plate. The location of the section is shown in Fig. 2.

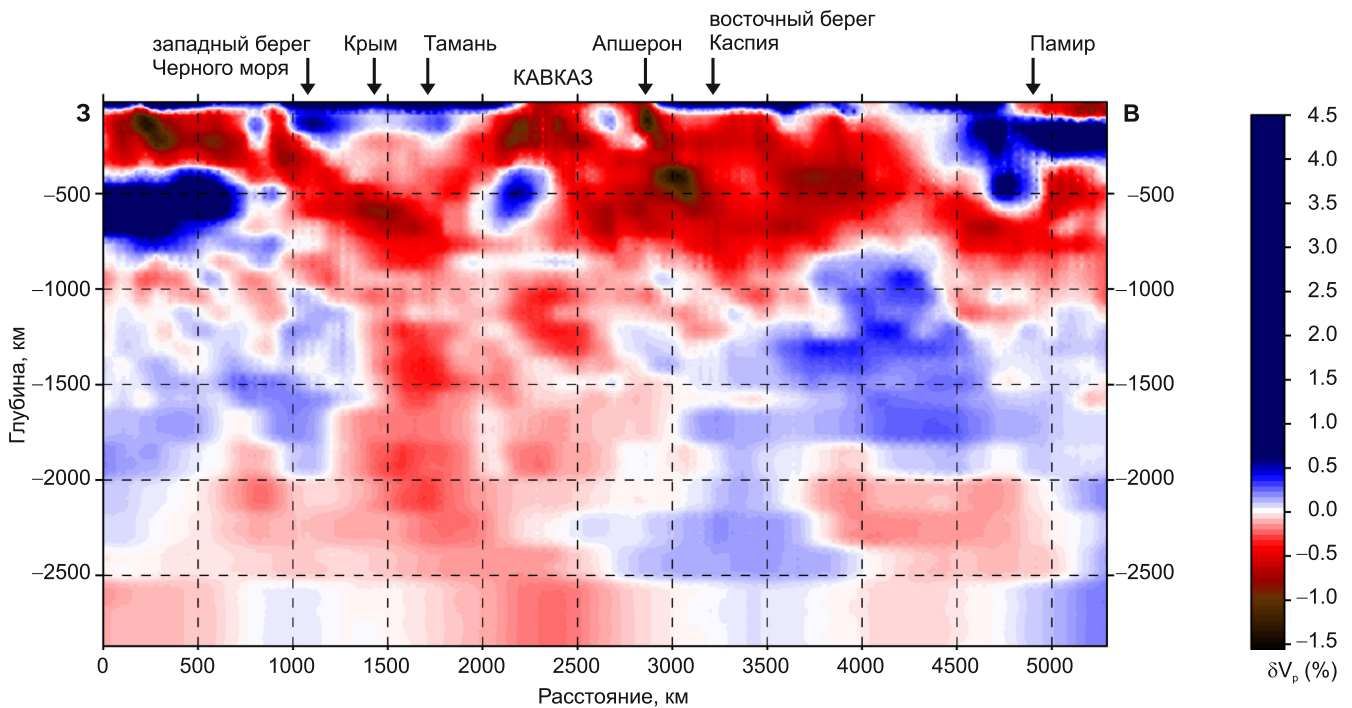


Рис. 10. Разрез δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [Li et al., 2008] от Западных Карпат через Северную Добруджу, Горный Крым, Большой Кавказ, Апшеронский порог, Копетдаг, Северный Афганистан до Центрального Памира. Положение профиля см. на рис. 2.

Fig. 10. Section 7 of δV_p in the mantle, compiled using the MIT-P08 seismic tomography model [Li et al., 2008] from Western Carpathians via the Northern Dobruja, the Mountain Crimea, Greater Caucasus, the Apsheronian Threshold, Copet-Dagh, Northern Afghanistan up to the Central Pamirs. The location of the section is shown in Fig. 2.

частью Аравии, а нижнемантийная – под Восточной Аравией.

Помимо ветвей ЭАСП, обособляется небольшой и сравнительно слабый по значениям δV_p трубообразный объем мантии, который в нижнемантийной части находится под Керченским проливом и Азовским морем, а в верхнемантийной – под Восточно-Черноморской впадиной, т.е. круто наклонен на север (см. рис. 3, рис. 4).

В северных частях меридиональных разрезов, под южной частью Восточно-Европейской платформы, Скифской и Туранской плитами (см. рис. 5–9), выделяется область пониженных значений δV_p в низах мантии на глубинах от 2200–2300 до 2900 км. Анализ сейсмотомографических данных по V_p и V_s , предпринятый с использованием разных методик, подтвердил существование этой области. Ее природа и тектоническое значение неясны.

4. ВЕРХНЕМАНТИЙНЫЕ ПОТОКИ

Представленные сейсмотомографические разрезы подтверждают высказанную ранее точку зрения авторов о наличии в верхней мантии региона мощных слоев с относительно пониженными скоростями

сейсмических волн. Эти слои интерпретированы как кайнозойские верхнемантийные потоки, распространяющиеся от ЭАСП под АГП.

Анализ разрезов, поперечных к АГП. Сплошной верхнемантийный поток, характеризующийся пониженными значениями δV_p , охватывает глубины до 900 км и прослеживается от ЭАСП в северных румбах. Наиболее ярко он выражен в направлении Центрального Кавказа (см. рис. 5), где самое низкоскоростное место в потоке находится под Сирией, а под Большим Кавказом поток утоняется до 300 км. В направлении на Восточный Кавказ (см. рис. 6) поток сочетается с высокоскоростными объемами под Большим и Малым Кавказом. Наиболее низкоскоростные объемы потока находятся под Эфиопией и центром Аравийской плиты. На более западном профиле через Керченский пролив (см. рис. 4) поток непрерывно продолжается от ЭАСП до Керчи, где исчезает. На еще более западном профиле через Крым (см. рис. 3) поток непрерывно прослеживается от ЭАСП только до Кипра, далее прерывается до севера Турции, там обнаруживается вновь и, погружаясь, продолжается до Крыма. На профиле через Крит и стык Эгейского моря с Балканским полуостровом данные по поперечным и продольным волнам несколько различаются (см. рис. 3 в статье

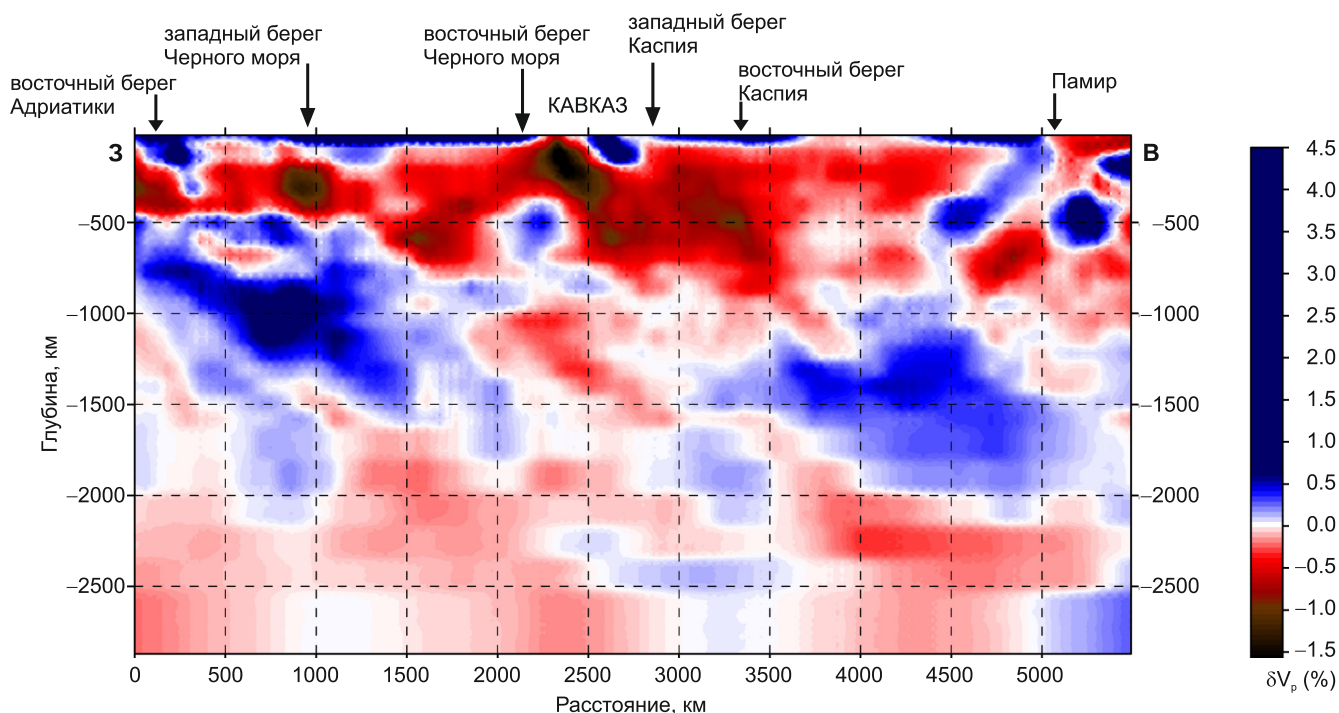


Рис. 11. Разрез 8 δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [Li et al., 2008] от Адриатического моря через Динариды, Балканы, Черное море, Закавказские впадины, Южный Каспий, Северный Иран и Афганистан до Бадахшана. Положение профиля см. на рис. 2.

Fig. 11. Section 8 of δV_p in the mantle, compiled using the MIT-P08 seismic tomography model [Li et al., 2008] from Adriatic Sea via the Dinarides, Balkans, Black Sea, Transcaucasus basins, the Southern Caspian, Northern Iran, and Afghanistan up to Badaghshan. The location of the section is shown in Fig. 2.

[Sokolov, Trifonov, 2012]). По S-волнам высокоскоростной литосферный слой утолщается от 200 км под Африкой до 300 км под Крито-Эллинской дугой, где зона повышенных значений dV_s прослеживается от него до глубины ~ 1000 км. По P-волнам, верхний высокоскоростной слой, мощный под Африкой, утоняется до 150 км под Средиземным морем, где подстилается слоем с пониженными значениями δV_p , приближающимся к поверхности под Эгейским морем, Балканами и Карпатами. Под Крито-Эллинской дугой этот слой прерывается наклоненной на север зоной слабоповышенных значений δV_p , которая на глубинах 400–1000 км становится более контрастной.

Восточнее Кавказских сечений, на разрезе через Загрос и Каспий (см. рис. 7), подлитосферный поток распространяется на глубинах до 700–900 км от ЭАСП до Красного моря, утоняется из-за утолщения вышележащего высокоскоростного слоя под Аравийской плитой, еще более утоняется под Загросом и далее прослеживается под Ираном, Южным и Средним Каспием на глубинах до 650–700 км. Севернее поток теряет интенсивность и быстро исчезает. Еще восточнее на разрезе через Арал (см. рис. 8) низкоскоростной подлитосферный слой следует на глубинах до 900 км только до

Аденского рифта. Далее он резко утоняется из-за утолщения вышележащего слоя под Аравией и Южным Ираном и вновь утолщается севернее, достигая максимума под Копетдагом. Севернее поток с пониженными скоростями P-волн быстро деградирует. На еще более удаленном к востоку разрезе (см. рис. 9) сплошной поток следует с юга до границы Пакистана и Афганистана. Под Афганистаном выявлено чередование «горячих» и «холодных» объемов, а севернее «горячий» поток продолжается, но становится все менее интенсивным и теряется на Туранской плите.

Анализ разрезов, продольных к АГП. На разрезе через север Африки, Аравию и Индийский океан (рис. 14) сплошного слоя верхнелитосферных потоков нет. Верхняя мантия под севером Африки характеризуется пониженными значениями δV_p . Их наименьшие значения отмечены под Юго-Западной Аравией. Поток продолжается под Индийским океаном и становится менее интенсивным и менее мощным под Западно-Индийским хребтом и Индийским континентом. Севернее на разрезе (см. рис. 13) сплошной поток с пониженными значениями δV_p выявлен на глубинах 100–700 км под Средиземным морем, Сирией (здесь он характеризуется наименьшими величинами δV_p) до Центрального Ирана, где

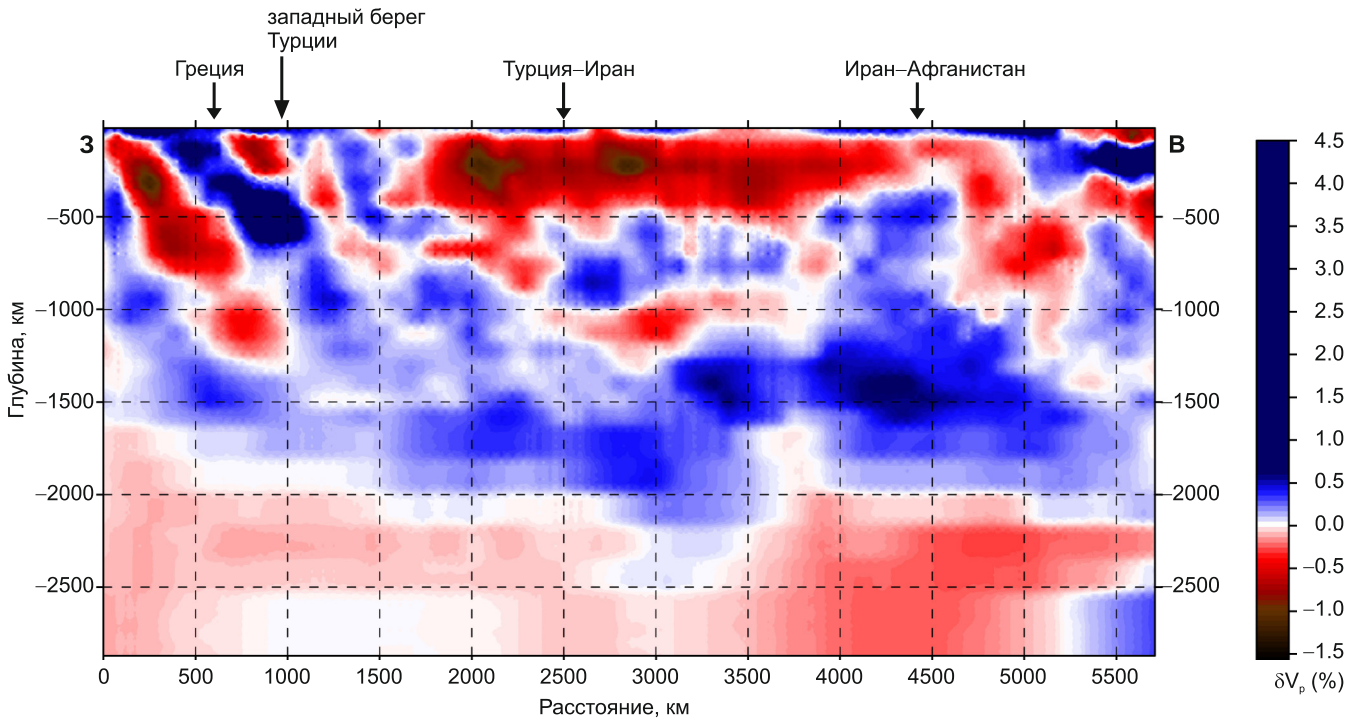


Рис. 12. Разрез 9 δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [Li et al., 2008] от Калабрии через северо-западную часть Крито-Эллинской дуги, Эгейское море, Анатолию, Иран и Южный Афганистан до Северо-Западных Гималаев. Положение профиля см. на рис. 2.

Fig. 12. Section 9 of δV_p in the mantle, compiled using the MIT-P08 seismic tomography model [Li et al., 2008] from the Calabria via the north-western Crete-Hellenic Arc, Aegean Sea, Anatolia, Iran, and Southern Afghanistan up to the North-Western Himalayas. The location of the section is shown in Fig. 2.

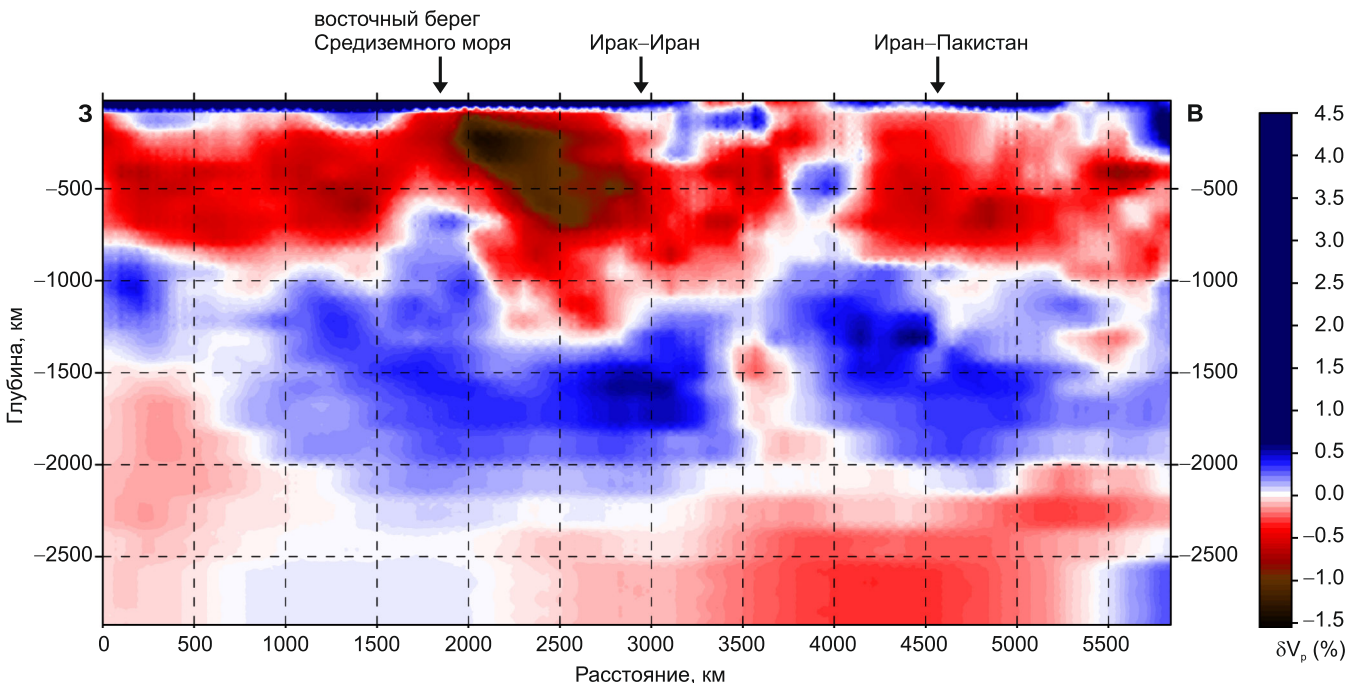


Рис. 13. Разрез 10 δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [Li et al., 2008] через Средиземное море, Трансформу Мертвого моря, север Аравийской платформы, Загрос, Южный Иран, зону Кветты и северо-запад Индийской платформы до Гималаев. Положение профиля см. на рис. 2.

Fig. 13. Section 10 of δV_p in the mantle, compiled using the MIT-P08 seismic tomography model [Li et al., 2008] from Mediterranean via the Dead Sea Transform, the northern Arabian Plate, Zagros, the Southern Iran, the Quetta Zone, and the north-western Indian Platform up to the Himalayas. The location of the section is shown in Fig. 2.

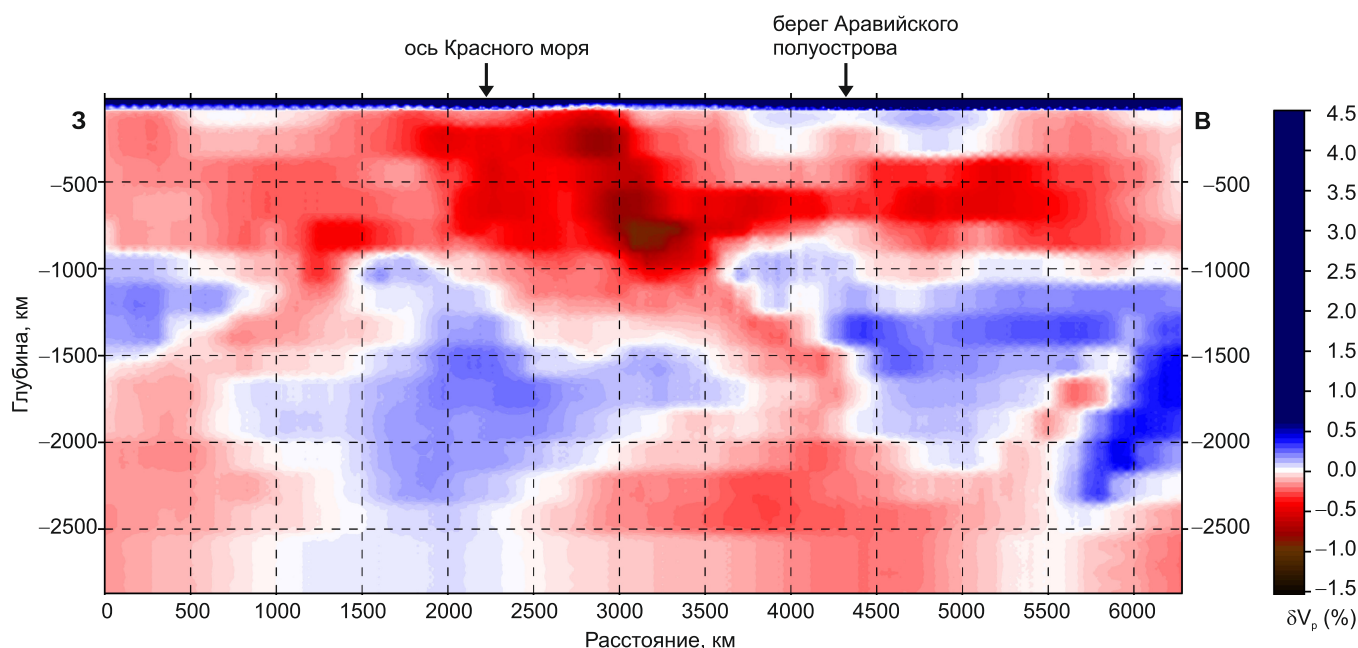


Рис. 14. Разрез 11 δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [Li et al., 2008] через север Африканской платформы, Красноморский рифт, Аравийскую платформу и Аравийское море до Западно-Индийского хребта. Положение профиля см. на рис. 2.

Fig. 14. Section 11 of δV_p in the mantle, compiled using the MIT-P08 seismic tomography model [Li et al., 2008] from the northern African Platform via the Red Sea Rift, the Arabian Platform and the Arabian Sea up to the West Indian Ridge. The location of the section is shown in Fig. 2.

он прерывается относительно высокоскоростным объемом. Поток появляется вновь в Восточном Иране и продолжается на восток, но под Индийской платформой и особенно Гималаями утоняется из-за утолщения литосферы до 300 км.

Далее к северу, на разрезе через внутренние зоны АГП (см. рис. 12), «горячие» потоки неоднократно прерываются под Западной Турцией и западнее до Италии. От Центральной Турции до Ирана поток прослеживается непрерывно и утоняется в Восточном Иране. Восточнее поток, оставаясь утоненным, погружается под относительно высокоскоростные объемы Афганистана, Индийской платформы и Гималаев. Севернее, на разрезе через Черное море и Южный Каспий (см. рис. 11), «горячий» поток переменной мощности и интенсивности прослеживается непрерывно, но под Черным морем и западнее до Адриатики он утоняется, а под Афганистаном и Гиндукушем чередуется с объемами повышенных значений δV_p . Еще севернее на разрезе через Карпаты, Крым, Большой Кавказ, север Ирана и Афганистана (см. рис. 10) поток переменной мощности включает в себя небольшие относительно высокоскоростные объемы. Поток погружается на 400–800 км под Западным Памиром и Гиндукушем из-за утолщения относительно высокоскоростной литосферы, мощность которой достигает 350 км, а под Западным Гиндукушем – 600 км.

5. МОЩНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И СУБДУЦИРОВАННЫЕ СЛЭБЫ

Анализ *поперечных разрезов* показывает, что к западу от Памиро-Тибет-Гималайского региона мощность литосферы не превышает 80–100 км и она нередко характеризуется пониженными усредненными значениями δV_p над наиболее интенсивными подлитосферными потоками. Под Средиземным морем мощность возрастает до 150 км, но сокращается к Кипру до 80–100 км (см. рис. 3). В Черном море под валом Андрусова-Архангельского и Восточно-Черноморской впадиной литосфера утолщается к северу до 150 км, а севернее Крыма и Керчи высокоскоростная верхняя мантия охватывает глубины до 550–600 км (см. рис. 3, рис. 4). На разрезе через Центральный Кавказ (см. рис. 5) высокоскоростная верхняя мантия распространяется на глубину до 550 км под Скифской плитой. Этот высокоскоростной объем погружается на юг под Большой Кавказ в виде слэба, достигающего глубин 370–700 км, и прослеживается фрагментарно на большую глубину, оказываясь под северным краем Малого Кавказа.

На разрезе через Восточный Кавказ (см. рис. 6) указанный слэб выражен слабо и фрагментарно, но южнее него на глубинах до 150 км обнаруживается высокоскоростной объем, примерно совпадающий с зоной Кюрдамир–Саатлы Нижнекуринской впа-

дины. Южнее на том же разрезе наблюдается небольшой (до 150 км) слэб литосферы под Загросом. Слэб выражен отчетливее в более южном сечении Загроса, где он наклонен на СВ и достигает глубины 250 км (см. рис. 7). Наклоненный на север слэб обнаружен севернее Макрана на глубинах 200–700 км (см. рис. 8). Под юго-восточным краем Аравии мощность литосферы достигает 150–200 км (см. рис. 8 и рис. 9). Обширный объем высокоскоростной мантии выделяется на глубинах до 250 км под севером Афганистана.

Продольные разрезы дополняют описанные соотношения. Вранчскому мегаочагу промежуточных землетрясений соответствует наклоненный на восток компактный литосферный клин до 150–200 км (см. рис. 10). Под северо-западной частью Черного моря западнее Крыма литосфера утолщается до 200 км. Восточнее она утоняется до 100–150 км под Крымом и имеет мощность 150–200 км под Таманским полуостровом. Под Северо-Западным и Юго-Восточным Кавказом и Апшеронским порогом мощность литосферы близка к 100 км, а под Центральным и Восточным Кавказом литосфера утоняется и становится более низкоскоростной. К востоку от Каспия, под Копетдагом и Гератской зоной Афганистана, мощность литосферы – 100–150 км. В области Гиндукушского мегаочага промежуточных землетрясений выделяется круто наклоненный на восток высокоскоростной клин глубиной до 600 км. Восточнее, под Центральным Памиром, высокоскоростной слой прослеживается на глубинах 100–320 км.

На рис. 11 выделяется высокоскоростной клин до 300 км под Западными Динаридами, утолщение литосферы до 170 км под Западно-Черноморской впадиной, наклоненный на восток высокоскоростной клин до 180 км под Куринской впадиной (район Кюрдамир – Саатлы). Под Западным Бадахшаном круто наклоненный на запад высокоскоростной объем продолжается до глубины 650 км. Восточнее высокоскоростные объемы выявлены на глубинах 350–650 км и под Восточным Бадахшаном – 120–270 км.

На рис. 12 высокоскоростной объем, соответствующий Крито-Эллинской зоне субдукции, продолжается до глубин 700 км, а в более слабом виде, возможно, до 1100 км. Слабее выражен круто наклоненный на восток до глубины 600 км высокоскоростной объем под Западной Турцией. Восточнее, также наклоненный на восток высокоскоростной объем достигает глубины 400 км под северо-западным флангом Индийской платформы (северное окончание офиолитовой зоны Кветта). От этого объема продолжается на восток (под Гималаи) высокоскоростной слой на глубинах 100–300 км.

На рис. 13 объем со слабоповышенными значениями δV_p продолжается до глубины 300 км под

Загросом. От него отходит на восток короткая линза на глубинах 100–200 км. На рис. 14 отмечено утолщение литосферы до 150 км под Восточной Аравией и Аравийским морем. Расположенный ниже (400–750 км) слой со слабопониженными значениями δV_p прослеживается до Западно-Индийского меридионального хребта, под который не продолжается.

6. ГРАНИЦЫ СЕГМЕНТОВ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА

Наиболее отчетливо выражена граница Анатолийско-Ирано-Кавказского и Памиро-Тибет-Гималайского мегасегментов пояса (см. предыдущий раздел). Она проходит примерно по зоне Чаманского разлома. Южнее Западно-Индийский хребет является восточной границей распространения от ЭАСП верхнемантийного потока с пониженными значениями δV_p . Другая четкая граница северо-западного простираения отмечает западный край Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента в районе Адриатики. Граница выражена высокоскоростным слэбом глубиной до 300 км под Западными Динаридами и до 700 км под северо-западным окончанием Крито-Эллинской дуги.

В пределах Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента глубинные границы сегментов АГП менее четкие. Под Афганистаном отмечается возрастание высокоскоростных объемов и уменьшение интенсивности подлитосферных потоков с пониженными значениями δV_p к востоку. Западная граница Афгано-Таджикского сегмента намечается по западному краю Лутского массива и к северу от него. Под южным Лутом на глубине 370–600 км находится высокоскоростной объем, граничащий с подлитосферным потоком к западу от него. Севернее под Лутом происходит сокращение к востоку интенсивности подлитосферного потока, еще более явное – под Афганистаном. Севернее Лутского массива также отмечается уменьшение интенсивности подлитосферного потока к востоку. На северном фланге орогенического пояса уменьшение интенсивности совпадает с границей Ирана и Афганистана в районе Бадхыза. Западнее этой границы подлитосферный поток, хотя и ослабленный, продолжается под Туранскую плиту, а восточнее он прерывается «холодными» массами Северного Афганистана (Банди-Туркестана) и появляется вновь (возможно, с востока, из Памир-Тибет-Гималайского мегасегмента) лишь под западными отрогами Тянь-Шаня.

Между Большим Кавказом и Каспием не улавливается принципиальной границы в распространении подлитосферного потока с пониженными зна-

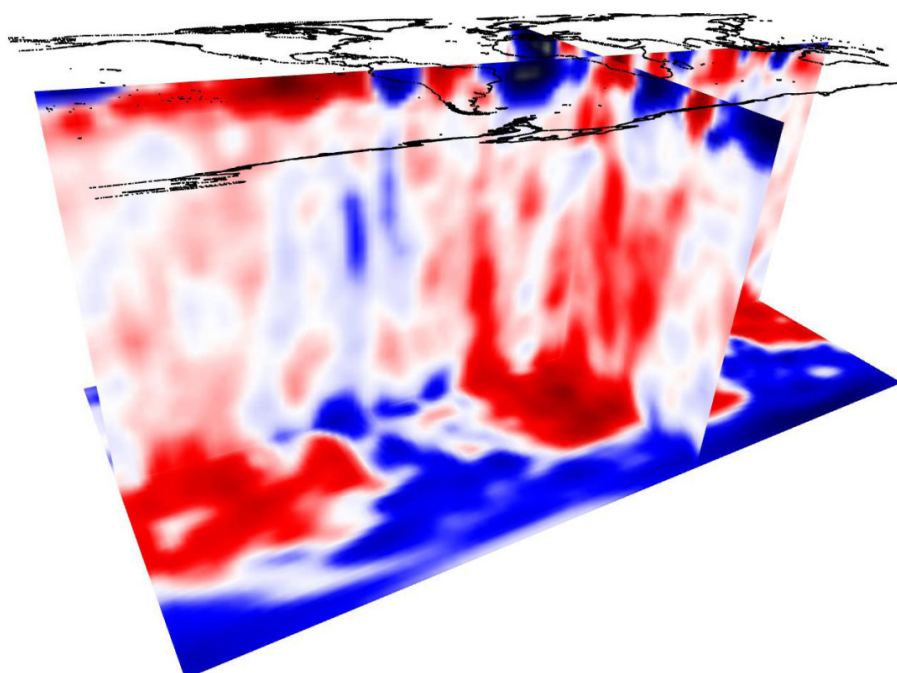


Рис. 15. 3D модель Эфиопско-Афарского суперплюма.

Fig. 15. The 3D model of the Ethiopian-Afar super-plume.

чениями δV_p к северу. Отмечается лишь небольшое утолщение литосферы и некоторое уменьшение интенсивности потока под Каспием по сравнению с Кавказом. Более отчетливо проявлена западная граница Аравийско-Кавказского сегмента. К востоку от Трансформы Мертвого моря по сравнению со Средиземноморьем возрастает интенсивность подлитосферного потока с пониженными значениями δV_p . Севернее резко выражена граница между относительно высокоскоростной верхней мантией Западной Анатолии и более низкоскоростной верхней мантией Восточной Анатолии. Далее к северу эта граница приобретает северо-западное простирание и совпадает с юго-западным краем вала Андрусова-Архангельского. Под валом и Восточно-Черноморской впадиной мощность литосферы составляет 100–150 км, а под Западно-Черноморской впадиной достигает 170 км. Далее граница проявляется в Добрудже, где примерно под зоной Вранча на глубинах 400–750 км находится восточное окончание высокоскоростного объема, который обнаружен под Карпатской дугой и Паннонской впадиной и, возможно, отражает положение раннеальпийского слэба, частично разрушенного подлитосферным потоком.

7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Совместный анализ сейсмотомографических разрезов, как построенных ранее вдоль исследуемых структур по готовым объемным моделям продольных и поперечных волн [Sokolov, Trifonov, 2012; Trifonov, Sokolov, 2015, 2017], так и представленных в

данной статье, позволил на основе глобальной 3D-модели провести интерпретацию строения ЭАСП по объемным томографическим данным (рис. 15). Согласно этой интерпретации, ЭАСП охватывает обширный, субмеридионально вытянутый объем мантии, начинающийся от утолщения слоя D_1 на границе ядра и мантии и разделяющийся кверху на несколько обособленных ветвей. Одним из таких ответвлений оказывается суперплюм, достигающий верхней мантии под островами Зеленого Мыса.

В верхней мантии ЭАСП переходит в горизонтальные подлитосферные потоки, наиболее интенсивные проявления которых прослеживаются по минимальным значениям δV_p от Эфиопии до Южной Аравии. Далее поток многократно ветвится. Геометрия этих ветвлений восстановлена путем совместного анализа их проявлений в виде объемов верхней мантии с пониженными значениями δV_p и ее высокоскоростных объемов. Последние представляют собой утолщения литосферы и слэбы, которые становятся препятствием движению подлитосферного потока с пониженными значениями δV_p , если продолжают на всю глубину верхней мантии. Направления потоков показаны стрелками на рис. 16, где длина стрелок отражает на качественном уровне контраст аномальных значений вариаций сейсмических скоростей, интерпретируемый как интенсивность потока.

Западная ветвь потока следует от Южной Аравии севернее Красного моря в Сирию, а восточная – в Иран. Севернее западная ветвь вновь разветвляется. Один поток продолжается на север и достигает Большого Кавказа и Керченско-Таманской области, где утоняется. Вероятно, он поворачивает на

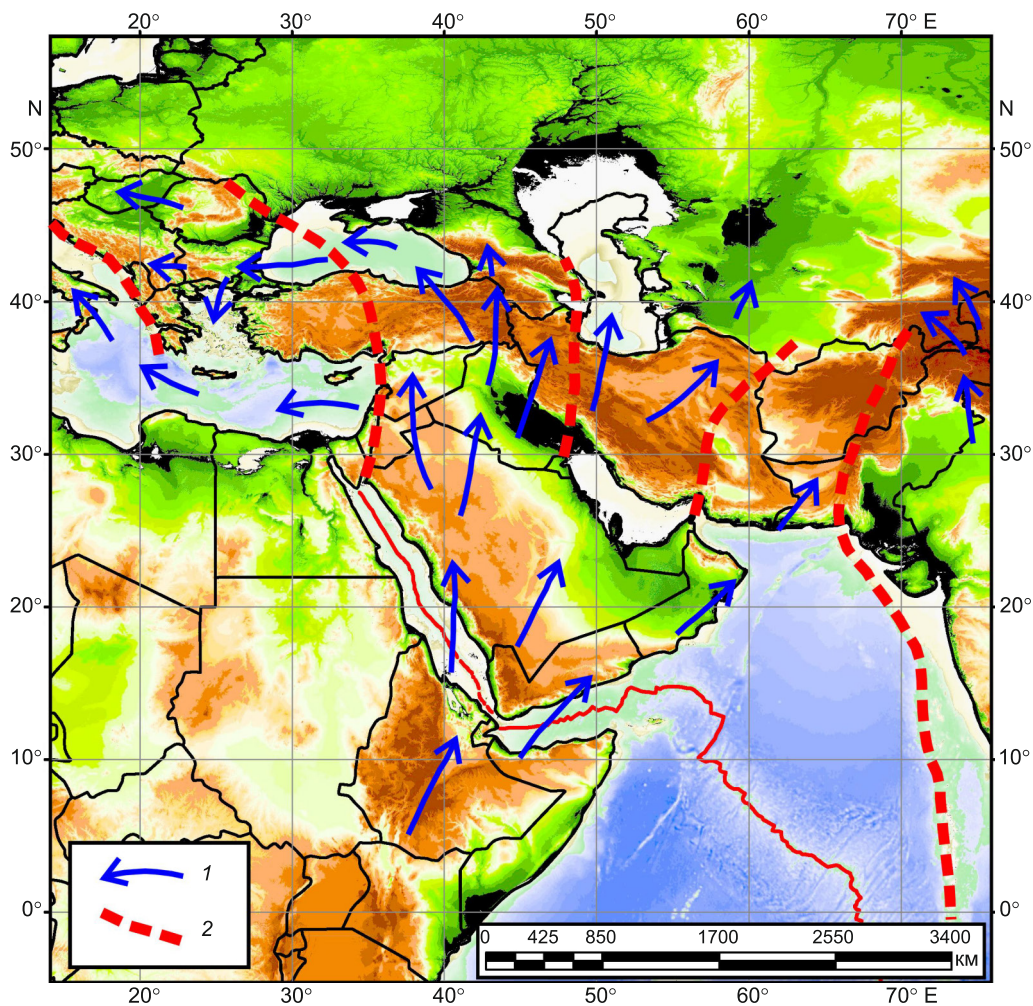


Рис. 16. Реконструкция направлений и интенсивности верхнемантийных потоков, распространяющихся от Эфиопско-Афарского суперплюма под Альпийско-Гималайский пояс, и границ сегментов пояса на уровне верхней мантии.

1 – траектория латерального верхнемантийного потока (длина стрелки отражает интенсивность потока на качественном уровне пропорционально перепаду δV_p); 2 – граница сегментов Альпийско-Гималайского пояса на уровне верхней мантии по сейсмофотографическим данным.

Fig. 16. Modelling of directions and intensity of the upper-mantle flows spreading from the Ethiopian-Afar super-plume into the Alpine-Himalayan belt, and the boundaries of the segments of the belt at the upper-mantle level.

1 – trajectory of the lateral upper-mantle flow (the arrow length is proportional in the first approximation to the δV_p gradient); 2 – boundary of the Alpine-Himalayan Belt segments at the upper-mantle level, according to the seismic tomography data.

запад и в этом виде прослеживается под Черным морем и к западу от него, достигая Карпат. Причиной поворота, по-видимому, является высокоскоростной структурный барьер Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы. Более южное ответвление западного потока следует до Центральной Турции, но западнее прерывается относительно высокоскоростными объемами верхней мантии, т.е. в Грецию и Италию не продолжается. Еще более южное ответвление западной ветви потока уходит под Средиземное море, откуда потоки с пониженными значениями δV_p поступают в Альпийскую Европу. Иранская ветвь подлитосферного потока достигает Среднего Каспия и севернее де-

градирует. Восточное ответвление Иранской ветви уходит на севере до Копетдага, а на востоке достигает границы Пакистана и Афганистана. В Афганистане поток выражен фрагментарно.

Мощность литосферы на рассматриваемой территории переменна. Наименьшие мощности (~80 км) определяются над наиболее интенсивными подлитосферными потоками, а также под Центральным и Восточным Кавказом, причем эта сокращенная литосфера характеризуется пониженными значениями δV_p . Под Апшеронским порогом, Северо-Западным Кавказом и Крымом мощность возрастает до 100 км и достигает 150–200 км под Таманским полуостровом. Мощность литосферы

составляет 150 км под Средиземным морем (уменьшаясь до 100 км к Кипру), до 170 км под Западно-Черноморской впадиной, 100–150 км под хребтами Андрусова и Архангельского и Восточно-Черноморской впадиной. На севере Черного моря западнее Крыма мощность возрастает до 200 км, а под Скифской плитой и южным краем Восточно-Европейской платформы севернее Крыма и Кавказа верхний слой с повышенными значениями δV_p достигает 550 км. Если на северо-западе Аравийской платформы мощность литосферы минимальна, то под юго-восточной частью платформы и Аравийским морем она возрастает до 150 км.

Выделяются области субдуцированных слэбов с повышенными значениями δV_p . Они соответствуют зонам субдукции разных эпох мезозоя и кайнозоя и зонам скопления очагов промежуточных землетрясений. Такие области обнаружены:

- под Западными Динаридами – до 300 км, наклонена на восток; возможно, соответствует зоне позднекайнозойской субдукции;
- под западной частью Крито-Эллинской дуги – до 700 км, наклонена на восток, соответствует зоне современной субдукции;
- в зоне Вранча – до 150–200 км, круто наклонена на восток, к ней приурочен мегаочаг промежуточных землетрясений;
- под Кипром и к югу от Понтида юго-западнее г. Синопа – первая из зон выделяется на глубинах 100–300 км и наклонена на север, а вторая прослеживается почти от поверхности и наклонена на юг; на глубине зоны сходятся, достигая ~500 км;
- под Загросом – до 150 км в районе г. Керманшаха и до 250 км вблизи границы провинций Дезфул и Фарс; в обоих участках позднекайнозойский слэб наклонен на северо-восток, но на юге от него на глубинах 100–200 км отходит на северо-восток короткая линза со слабоповышенными значениями δV_p ;
- севернее Макрана – на глубинах 200–700 км, наклонена на север; возможно, соответствует кайнозойской зоне субдукции.

Под Центральным Кавказом на глубинах 370–700 км фиксируется относительно высокоскоростной объем субдуцирующей Скифской плиты, который далее к югу фрагментарно продолжается еще ниже под Малый Кавказ. На разрезе через Восточный Кавказ эта субдукция выражена слабее изолированным объемом относительно высокоскоростной мантии на глубинах 350–500 км. Вместе с тем под Нижнекуринской впадиной на глубинах до 150–170 км выделяется слэб, наклоненный на северо-восток. Он примерно соответствует зоне Кю-

рдамир-Саатлы, где выявлен гравитационный максимум, а разрез Саатлинской сверхглубокой скважины глубже 3540 м до забоя 8324 м сложен вулканогенными породами островодужного типа, состав которых изменяется снизу вверх антидромно от дацитов и андезитов до базальтов [Alizade, Khain, 2000]. Наиболее представительные Rb-Sr и K-Ar даты вулканитов и единичные находки радиолярий в туффите охватывают интервал времени от средней юры до раннего мела, причем наиболее многочисленны и достоверны позднеюрские даты. Возможно, этот слэб соответствует зоне средневерхнеюрской субдукции Мезотетиса, завершившейся коллизией в раннем мелу. Магматическая деятельность продолжалась в меловое время, на что указывают датировки силлов и даек, секущих как вулканический комплекс, так и вышележащие нижнемеловые известняки (610 м) [Alizade, Khain, 2000].

На границе с Памиро-Тибет-Гималайским мегасегментом содержание относительно высокоскоростных верхнемантийных объемов возрастает. Обширный объем с повышенными значениями δV_p выделяется на глубинах до 250 км под северной частью Афганистана юго-западнее Афгано-Таджикской депрессии. Восточнее Гиндукушский мегаочаг промежуточных землетрясений выражен круто наклоненным на восток высокоскоростным клином глубиной до 600 км. От мегаочага на восток, под Центральный Памир, куда продолжается Памиро-Гиндукушская зона промежуточных землетрясений, протягивается высокоскоростной слой на глубинах 100–320 км. Южнее, под Бадахшаном, из-за наличия высокоскоростных объемов поток с пониженными значениями δV_p сокращается в мощности и огибает эти объемы на больших или меньших глубинах. Далее к югу наклоненный на восток высокоскоростной объем глубиной до 400 км выявлен под северо-западным флангом Индийской платформы (северное окончание зоны Кветта). От него отходит на восток высокоскоростной слой на глубинах 100–300 км.

Поперечная сегментация земной коры АГП, установленная для новейшего орогенного этапа его развития по геологическим, геоморфологическим и геофизическим данным [Trifonov, 2017], проявлена в строении верхней мантии региона по-разному (рис. 16). Наиболее отчетливо на представленных сейсмотомографических разрезах выражены границы Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента АГП с соседними мегасегментами, Альпийско-Адриатическим и Памиро-Тибет-Гималайским. Первой соответствует высокоскоростной клин под северо-западной частью Крито-Эллинской дуги, достигающий глубин ~700 км. Он вмещает в себя Крито-Эллинскую зону современной субдукции и прослеживается на меньших глубинах на северо-запад под

Западными Динаридами. Граница с Памиро-Тибет-Гималайским мегасегментом обозначена в пределах АГП появлением значительных объемов верхней мантии с повышенными значениями δV_p , достигающих местами глубин 650 км. Южнее граница Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента проходит по западному флангу Западно-Индийского подводного хребта, куда не проникает с запада верхнемантийный поток, распространяющийся от ЭАСП. В пределах Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента верхнемантийные потоки с пониженными значениями δV_p утонены, выражены не повсеместно и расположены под литосферным слоем, неравномерно утолщенным кайнозойскими деформациями. Вероятно, проникновение потоков в этот мегасегмент с запада ограничено. Основные потоки распространяются от ЭАСП с юга, проходя под Индийским океаном и Индийским микроконтинентом (см. рис. 4 в статье [Sokolov, Trifonov, 2012]).

Границы сегментов внутри Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента выражены не столь резко и частично отличаются от их границ, выявленных для земной коры по геолого-геофизическим данным. Так, наиболее контрастная граница между южными частями Ирано-Каспийского и Афгано-Таджикского сегментов проходит по западному краю Лутского массива, а не по восточному, как предполагалось по геологическим данным. Севернее эта граница приближается к геологической границе сегментов, проходя между восточным окончанием Туркмено-Хорасанской складчатой области (Бадхыз) и Гератской зоной Афганистана. Граница выражена появлением под Южным Лутом высокоскоростного объема верхней мантии, а севернее – уменьшением к востоку интенсивности верхнелитосферных потоков. Западнее границы ослабленный поток проникает в южную часть Туранской плиты, а восточнее не проникает.

Слабее других выражена граница между Аравийско-Кавказским и Ирано-Каспийским сегментами. На юге ей отвечает плохо различимая область разделения Кавказско-Средиземноморской и Иранской ветвей потока с пониженными значениями δV_p , распространяющегося от ЭАСП. На севере граница улавливается по незначительному утолщению литосферы и падению интенсивности потока под Каспием по сравнению с Кавказом.

Западная граница Аравийско-Кавказского сегмента на юге совпадает с Трансформой Мертвого моря. В этом геолого-геофизические данные о строении и развитии земной коры и сейсмографические данные о строении верхней мантии совпадают. К западу от Трансформы заметно падает интенсивность подлитосферного потока. Севернее, где положение этой границы по данным о строении коры оставалось неопределенным, анализ сей-

смоотографических данных привел к новым и, в некотором смысле, неожиданным результатам. Обнаружились различия между Восточной Анатолией, где подлитосферный поток с пониженными значениями δV_p сохраняет высокую интенсивность, и Западной Анатолией с относительно высокоскоростной верхней мантией. Граница сегментов проводится между ними (рис. 16). Далее к северу граница приобретает северо-западное простирание, проходя вдоль юго-западного подножья вала Андрусова-Архангельского, где отмечена возрастанием к западу мощности литосферы. Северо-западнее граница выходит на Добруджу, где отмечена появлением к западу от нее высокоскоростных объемов верхней мантии, и достигает юго-восточного окончания линии Тейсейра-Торнквиста – границы Восточно-Европейской платформы. Указанное положение границы Аравийско-Кавказского сегмента отражает структурное единство его тектонических зон, в частности Горного Крыма и Большого Кавказа.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предпринятый анализ сейсмографических данных выявил неоднородность строения верхней мантии под центральной частью Альпийско-Гималайского орогенического пояса и его структурными обрамлениями. Удалось дифференцировать объемы верхней мантии, характеризующиеся в разной степени пониженными скоростями продольных волн, и объемы со скоростями, повышенными относительно среднестатистических значений (соответственно с отрицательными или положительными значениями δV_p). Первые образуют слои, прослеживаемые от ЭАСП и уменьшающиеся по мощности и/или абсолютным значениям δV_p по мере удаления от суперплюма. Они интерпретированы как верхнемантийные потоки, распространяющиеся от ЭАСП, где глубинный материал восходит от основания мантии к ее верхним горизонтам. Вторые представляют собой области утолщения литосферы и ее погружения в глубь мантии в результате субдукции или деформационного утолщения и метаморфического уплотнения корового вещества основного состава. Такие литосферные слэбы, в зависимости от глубины их погружения, приводят к уменьшению интенсивности (абсолютные значения δV_p) или мощности преодолевающего слэб потока либо полностью преграждают его.

В виде слэбов выделяются не только мантийные сейсмофокальные зоны типа Вранча и Гиндукуша, современные зоны субдукции и подобные образования Неотетиса (Крито-Эллинская дуга, Главный

надвиг Загроса, северное окончание зоны Кветта на северо-западе Индийской платформы), но и некоторые мезозойские зоны субдукции. Таковы Кюрдмир-Саатлинская зона в Азербайджане, область Юго-Восточного Ирана и, вероятно, Западного Пакистана севернее Макрана и область внутри Карпатской дуги, погребенная под верхнемантийным потоком и выделяемая на глубинах 400–750 км. Выявлены следы пододвигания Скифской плиты под Большой Кавказ, что позволяет по-новому оценить происхождение этого горного сооружения. Вместе с тем некоторые важные зоны субдукции Неотетиса (например, зона Таврского надвига) не находят отражения в структуре верхней мантии, будучи переработаны интенсивным верхнемантийным потоком с пониженными значениями δV_p .

Анализ распределения относительно низкоскоростных и высокоскоростных объемов верхней мантии позволил восстановить траектории распространения подлитосферных потоков от ЭАСП. По мере движения потоки с пониженными значениями δV_p испытывают многократные ветвления. Некоторые ветви прерываются слэбами, другие огибают высокоскоростные объемы или преодолевают их на большей или меньшей глубине.

Поперечная сегментация АГП выражена в скоростной структуре верхней мантии. Наиболее контрастно проявлены границы Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента с соседними мегасегментами, Альпийско-Адриатическим и Памиро-Тибет-Гималайским. Менее контрастны границы между сегментами АГП внутри Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента, причем местами эти грани-

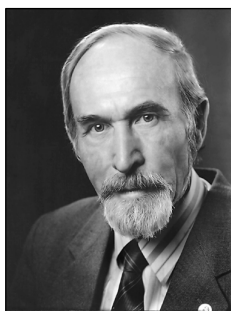
цы отличаются от тех, которые выделены по геолого-геофизическим данным о новейшей структуре земной коры мегасегмента. Так, строение верхней мантии под Лутским массивом обнаруживает сходство с Афгано-Таджикским, а не Ирано-Каспийским сегментом, как предполагалось по геологическим данным. Наиболее важные новые результаты получены по определению западной границы Аравийско-Кавказского сегмента. Выявлено ее глубинное продолжение севернее Трансформы Мертвого моря, которая принимается в качестве южной части такой границы как на верхнемантийном, так и на коровом уровне. Севернее граница разделяет насыщенную подлитосферными потоками с пониженными значениями δV_p верхнюю мантию Восточной Анатолии и более высокоскоростную верхнюю мантию Западной Анатолии. Севернее граница следует вдоль юго-западного подножья вала Андрусова-Архангельского и выходит на Добруджу, смыкаясь с юго-восточным окончанием линии Тейсейра-Торнквиста.

9. БЛАГОДАРНОСТИ

Геолого-геофизические материалы о строении земной коры, сопоставляемые с данными о строении верхней мантии региона, собраны и проанализированы в рамках бюджетной темы № АААА-А17-117030610107-3 Геологического института РАН. Сейсмотомографические данные исследованы и статья подготовлена в ходе работ по проекту РФФИ № 17-05-00727.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Alizade A., Khain V.E. (Eds.), 2000. Saatly Super-Deep Borehole. Nafta-Press, Baku, 288 p. (in Russian) [Саатлинская сверхглубокая (СГ-1) / Ред. А. Ализаде, В.Е. Хаин. Баку: Нафта-Пресс, 2000. 288 с.].
- Bogdanov N.A., Khain V.E. (Eds.), 1994. Tectonic Map of Mediterranean. FSGC, Moscow [Тектоническая карта Средиземного моря / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ФСГК, 1994].
- Khain V.E., 2001. Tectonics of Continents and Oceans (year 2000). Nauchnyi Mir, Moscow, 606 p. (in Russian) [Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001, 606 с.]
- Khain V.E., Leonov Yu.G. (Eds.), 1979. Tectonic Map of Europe and Adjacent Territories. GUGK, Moscow [Тектоническая карта Европы и смежных областей / Ред. В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов. М.: ГУГК, 1979].
- Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S., 2008. A new global model for *P* wave speed variations in Earth's mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9 (5), Q05018. <https://doi.org/10.1029/2007GC001806>.
- Peive A.V., Yanshin A.L. (Eds.), 1980. Tectonic Map of Northern Eurasia. Ministry of Geology of the USSR, Moscow (in Russian) [Тектоническая карта Северной Евразии / Ред. А.В. Пейве, А.Л. Яншин. М.: Мингео СССР, 1980].
- Sokolov S.Y., Trifonov V.G., 2012. Role of the asthenosphere in transfer and deformation of the lithosphere: The Ethiopian-Afar superplume and the Alpine-Himalayan Belt. *Geotectonics* 46 (3), 171–184. <https://doi.org/10.1134/S0016852112030053>.
- Trifonov V.G., 2017. Neotectonics of Mobile Belts. GEOS, Moscow, 180 p. (in Russian) [Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов. М.: ГЕОС, 2017. 180 с.]
- Trifonov V.G., Sokolov S.Y., 2015. Toward postplate tectonics. *Herald of the Russian Academy of Sciences* 85 (4), 331–341. <https://doi.org/10.1134/S1019331615040048>.
- Trifonov V.G., Sokolov S.Y., 2017. Sublithospheric flows in the mantle. *Geotectonics* 51 (6), 535–548. <https://doi.org/10.1134/S0016852117060085>.



Владимир Георгиевич Трифонов, докт. геол.-мин. наук, профессор, г.н.с.
Геологический институт РАН
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

✉ e-mail: trifonov@ginras.ru

Vladimir G. Trifonov, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Chief Researcher
Geological Institute of RAS
7 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia



Сергей Юрьевич Соколов, канд. физ.-мат. наук, в.н.с.
Геологический институт РАН
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

e-mail: sysokolov@yandex.ru

Sergey Yu. Sokolov, Candidate of Physics and Mathematics, Lead Researcher
Geological Institute of RAS
7 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia