

Некоторые особенности строения мантии Восточного Средиземноморья и их геодинамическая интерпретация

© О. Б. Гинтов, Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко, А. В. Муровская, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 29 ноября 2015 г.

Представлено членом редколлегии Т. П. Егоровой

Розглянуто специфічні швидкісні аномалії Східносередземноморсько-Чорноморсько-Каспійського регіону і відповідні їм структури мантиї. Аномалії виділено на довготних і широтних сейсмотомографічних розрізах, одержаних під час побудови тривимірної P -швидкісної моделі Євразії з використанням методу тейлорового наближення. Глибина дослідження від 50 до 2900 км. Точність визначення швидкостей V_p біля $\pm 0,015$ км/с. Швидкісні розрізи представлені у значеннях нев'язок ΔV_p . Для характеристики розрізів використано фізико-мінералогічну модель мантиї Пушаровських.

На меридіональних розрізах $25—30^\circ$ сх. д. і $34—48^\circ$ пн. ш. виділено відносно високошвидкісні слєби, що занурюються від північного краю Африканської плити та з південних районів Східноєвропейської плити назустріч одна одній. Слєби з'єднуються на глибині близько 600 км у перехідній зоні верхньої мантиї в районі $42—43^\circ$ пн. ш. Нижче зони зчленування слєбів зона відносно високошвидкісної мантиї потовщується і поширюється до глибини 1000—1200 км унаслідок накопичення відносно високошвидкісної речовини слєбів. З цієї зони починається даунвеллінг, який простежується на широтних розрізах $35—45^\circ$ у вигляді суцільного похилого шару завширшки ~ 1100 км і протяжністю ~ 1900 км. Даунвеллінг занурюється з глибини 450—550 км від району Мізійської та Егейської мікроплит до глибини 1600—1900 км під Східночорноморською, Анатолійською мікроплитами та північною частиною Аравійської плити. Механізм утворення похилого шару обговорено із залученням даних глобальної сейсмотомографії і чисельного моделювання, виконаного Л. І. Лобковським.

На широтних $42—44^\circ$ і довготних $34—36^\circ$ перерізах виділено вертикальну структуру-колонку, яка перетинає практично всю мантию на глибинах від 50—100 до 2500 км і глибше. У середній частині колонки по її осі спостерігається відносно високошвидкісна неоднорідність, що слабшає і стоншується згори донизу. Форма і структура цієї мантийної колонки нагадують "торнадо". Розглянуто два можливі альтернативні механізми її утворення: а) крута субдукція Західночорноморської мікроплити під Центрально-Чорноморське підняття, "розклинювання" мантиї і виникнення напружень розтягу в зоні поділу I і середній мантиї; б) підняття плюму від зони D", формування зони розтягу в середній і верхній мантиї та усмоктування в неї літосфери з утворенням зони субдукції.

Ключові слова: сейсмотомографія, швидкісний розріз, плюм, слєб, даунвеллінг, мантия, P -хвилі, мікроплити, субдукція.

Введение. При внимательном изучении сейсмотомографических сечений Восточно-Средиземноморско-Черноморско-Каспийского региона (между параллелями $30—50^\circ$ с. ш. и меридианами $20—50^\circ$ в. д., рис. 1), трехмерная P -скоростная модель которого получена и достаточно детально описана в работах [Гейко и др., 2007; Бугаенко и др., 2008, 2012, 2015; Цветкова, Бугаенко, 2012], можно отметить ряд особенно интересных мантийных структур, физико-геоло-

гическая природа которых ждет еще своего фундаментального объяснения. Мы делаем попытку такого объяснения, не претендуя на "истину в последней инстанции".

Гигантские слэбы или даунвеллинги? В упомянутых работах, посвященных результатам сейсмотомографического изучения мантии Европы и Альпийско-Средиземноморского пояса, обращено внимание на лентообразные относительно высокоскоростные неоднороднос-

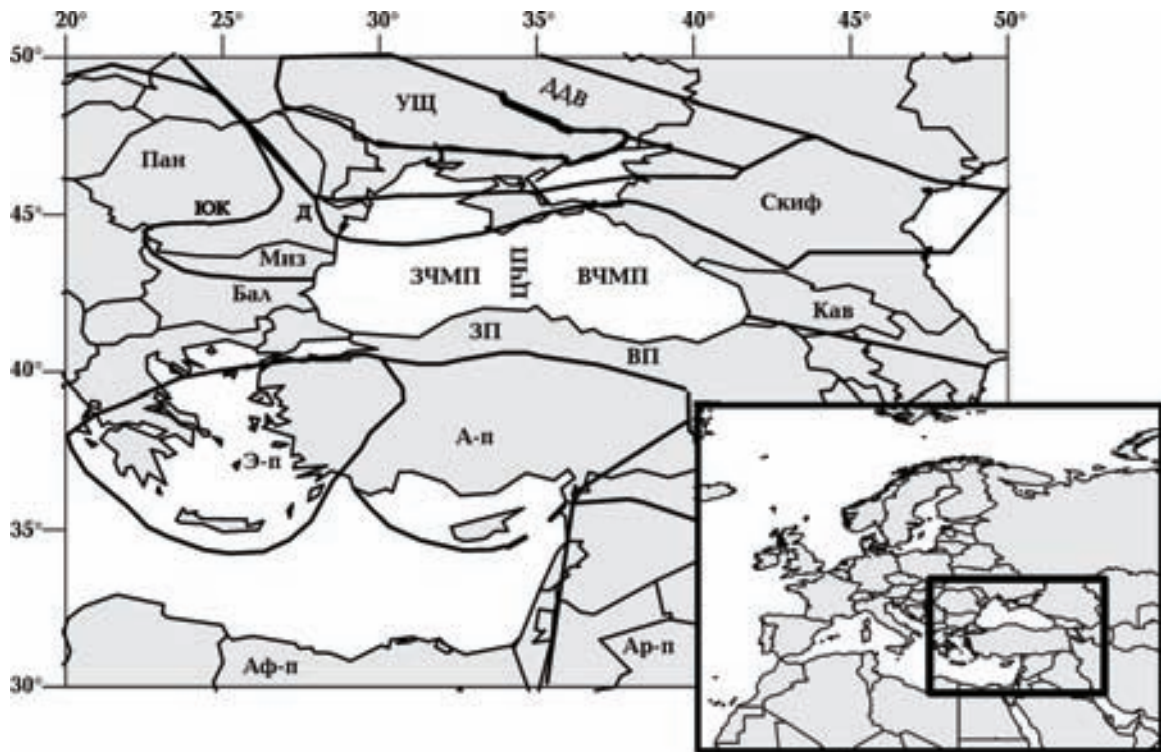


Рис. 1. Тектоническая схема района исследований (по [Хаин, 1984, 2001], упрощенно): А-п — Анатolianская микроплита, Ар-п — Аравийская плита, Аф-п — Африканская плита, Бал — Балканиды, ВП — Восточные Понтиды, ВЧМП — Восточно-Черноморская микроплита, Д — Добруджа, ДДВ — Днепровско-Донецкая впадина, Загр — Загрос, ЗП — Западные Понтиды, ЗЧМП — Западно-Черноморская микроплита, Кав — Кавказ, Миз — Мизийская микроплита, Пан — Паннонская впадина, Скиф — Скифская плита, Э-п — Эгейская микроплита, ЦЧП — Центральное-Черноморское поднятие, ЮК — Южные Карпаты, УЩ — Украинский щит.

ти ΔV_p (невязка $\Delta V_p = V_p - V_{p\text{ref}}$), наклонно погружающиеся от литосферы до слоя Голицына—Гейко (СГГ) и ниже до глубины 1800 км. Они осторожно названы "наклонными слоями". Основное внимание уделено таким слоям в верхней мантии и ее переходной зоне, а о средне-мантийных "слоях" упоминается кратко и лишь в пределах отдельных вертикальных сечений. К геодинамической интерпретации подобных структур можно условно отнести обсуждение их связи с сейсмичностью Альпийско-Средиземноморского пояса [Гейко и др., 2007; Старостенко и др., 2013].

В настоящей статье выделены только два характерных сейсмотомографических элемента в объемной модели рассматриваемого региона, которые, с нашей точки зрения, представляют несомненный геодинамический интерес.

1. На меридиональных сечениях ΔV_p 25—30° в. д., на глубинах от 50—100 до 600 км, отчетливо выделяются погружающиеся навстречу друг другу относительно высокоскоростные

($\Delta V_p = 0,10 \div 0,15$ км/с) неоднородности верхней мантии и ее переходной зоны, максимальная толщина которых 150—170 км (рис. 2). На юге погружение начинается от северного края Африканской плиты с нижней точкой погружения в СГГ на глубине до 600 км под северным краем Эгейской микроплиты. На севере — от южных районов Восточно-Европейской плиты до Балканид с нижней точкой также на глубине до 600 км в СГГ. На сечениях 25—26° в. д. погружение прослеживается только с юга на север, а на сечениях 29—30° в. д. — с севера на юг. Наиболее отчетливо встречное погружение с обеих сторон видно на сечениях 27 и 28°. Разрыв на глубине между южной и северной неоднородностями не наблюдается, так как они соединены достаточно мощным высокоскоростным СГГ. Расстояние между точками начала погружения встречных неоднородностей составляет около 1600 км.

В работе [Гинтов и др., 2014] было показано, что отображаемые на сечениях 27—30° в. д.

высокоскоростные неоднородности, погружающиеся с севера на юг, являются слэбами (или их следами). Последние образовались при субдукции Восточно-Европейской платформы под Скифскую эпигорогенную зону (Скифскую плиту) и Мизийский терреин в палеозое — раннем мезозое при закрытии Палеотетиса [Юдин, 2007] либо в юре [Csontos, Vörös, 2004] в связи с сокращением Вардарского бассейна и формированием Добруджского орогена.

Точно также можно полагать, что слэбами являются высокоскоростные неоднородности, погружающиеся на север от Африканской плиты. Они могли образоваться в конце мела или в эоцене, когда плита начала ускоренно перемещаться в северном направлении, максимально приближаясь к Евразии (см. палеомагнитные данные в работе [История ..., 1987]).

Заметим, что в зоне глубинного сочленения северных и южных слэбов между 35—45° с. ш. высокоскоростной СГГ утолщается и область относительно высоких скоростей распространяется до глубины ~ 1000—1200 км. Инверсный относительно низкоскоростной слой (зона раз-

дела 1), который на рассматриваемых сечениях подстилает высокоскоростной, здесь разрван, и этот разрыв постепенно сужается от меридиана 25 до 30°, а затем снова начинает расширяться в связи с влиянием описываемого далее Черноморского плюма.

Можно предположить, что исчезновение инверсного низкоскоростного слоя и утолщение области относительно высоких скоростей непосредственно связано с погружением в эту область с юга и севера высокоскоростных слэбов. Другими словами, слэбы как бы наполняют СГГ относительно плотным мантийным веществом. Такое предположение потребует при рассмотрении второго характерного элемента объемной сейсмомографической модели района.

2. Обратимся теперь к широтным сейсмомографическим сечениям 35—45° с. ш. (рис. 3). Они показывают, что вся мантия до глубины по крайней мере 2500 км неоднородна и, главное, в ней, особенно в средней мантии, зонах раздела 1 и 2, наблюдаются закономерно расположенные близкие по структуре скоростные

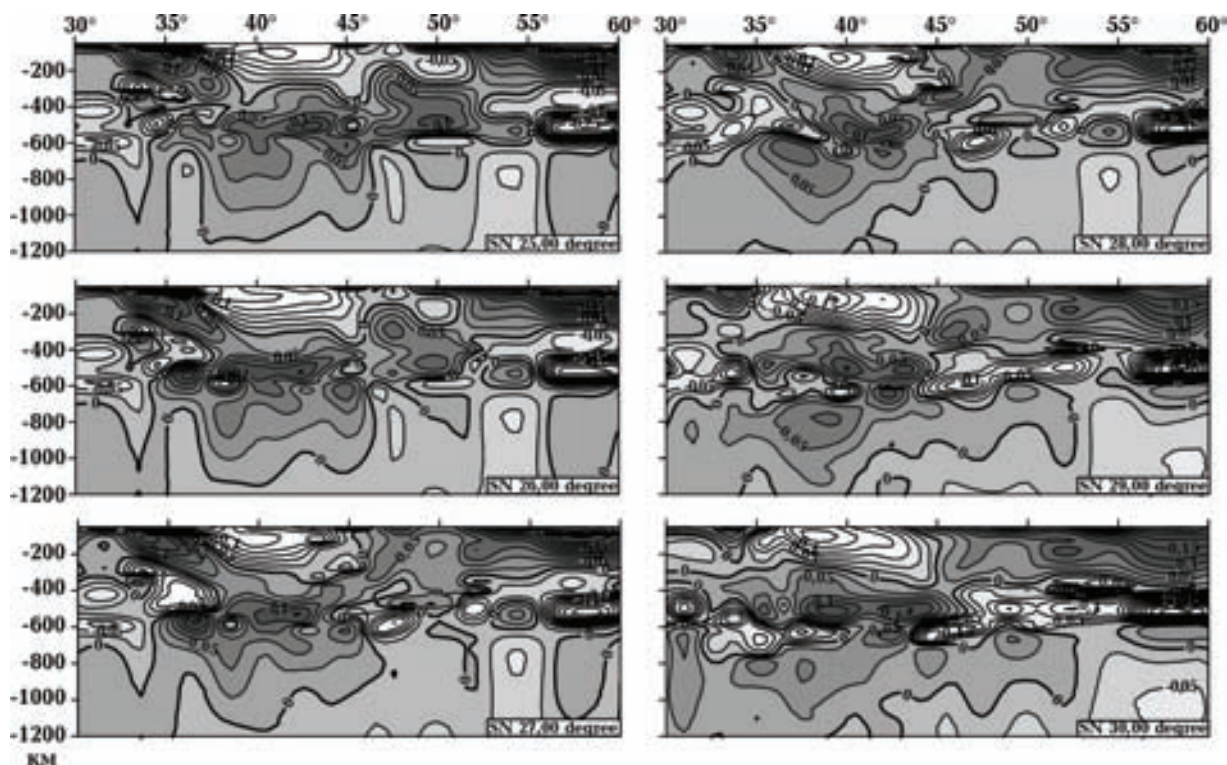


Рис. 2. Вертикальные долготные (25—30° в. д.) сечения трехмерной P -скоростной модели мантии района исследований. Сечение изолиний ΔV_p через 0,025 км/с. Темно-серым и серым цветом показаны относительно высокоскоростные неоднородности, светло-серым и белым — относительно низкоскоростные.

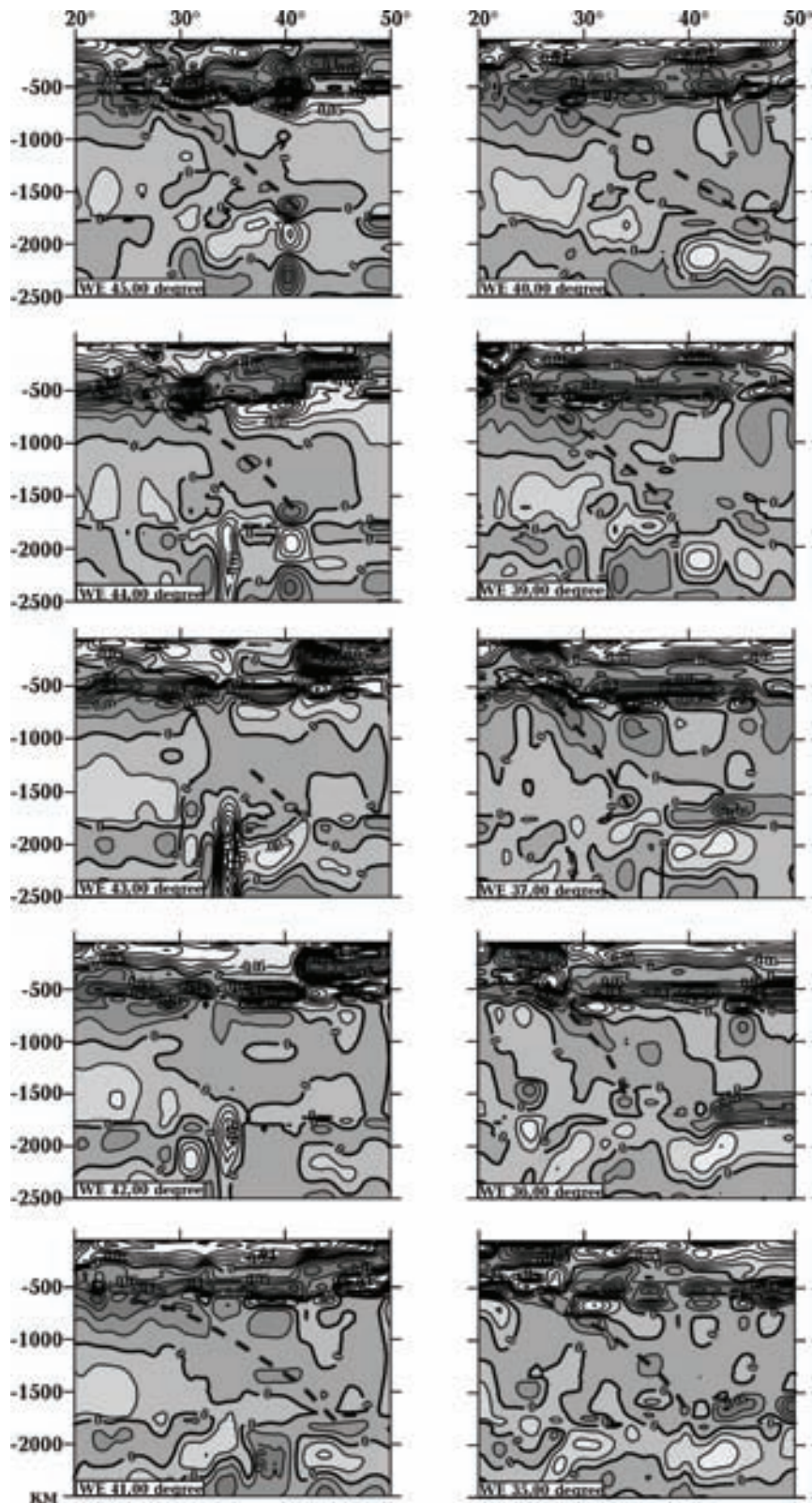


Рис. 3. Вертикальные широтные ($35\text{--}45^\circ$ с. ш.) сечения трехмерной P -скоростной модели мантии района исследований. Штрихпунктиром отмечены относительно высокоскоростные наклонные слои. Условные обозначения см. на рис. 2.

элементы, которые прослеживаются от сечения к сечению на значительном пространстве. Эти элементы проявляются не так ярко, как предыдущие, но все же их нельзя не заметить.

Речь идет об относительно высокоскоростных ($\Delta V_p \geq 0,00$ км/с) наклонных слоях, погружающихся от СГГ, т. е. с глубины 450—550 до 1600—1900 км на восток между меридианами 25—43° в. д., их протяженность может достигать 1900 км. Толщину этих "слоев" трудно оценить однозначно. Если оценивать не по нулевой изолинии, а по первой или второй положительной (0,025—0,05 км/с), то толщина их не превышает 300 км. Для большей наглядности на рис. 4 приведена блок-диаграмма района исследований с изображением вышеописанных слэбов и рассматриваемых высокоско-

ростных элементов. Видно, что эти элементы образуют почти сплошной слой шириной (по долготе) около 1100 км со сложным рельефом поверхности.

Надежно высокоскоростной наклонный слой выделяется на широтных сечениях от 35 до 46° с. ш., за исключением сечений 42 и 43°, на которых наиболее рельефно проявляется описываемая ниже мантийная колонка, которая, возможно, изменяет поле скоростей (невязок ΔV_p).

Географически область развития наклонного слоя охватывает практически всю территорию Черного моря, Западного Причерноморья, северо-восточную часть Средиземного моря, п-ов Малую Азию, западную часть Кавказа, крайнюю северную часть Аравийского полуострова. Западная тектоническая граница начала его

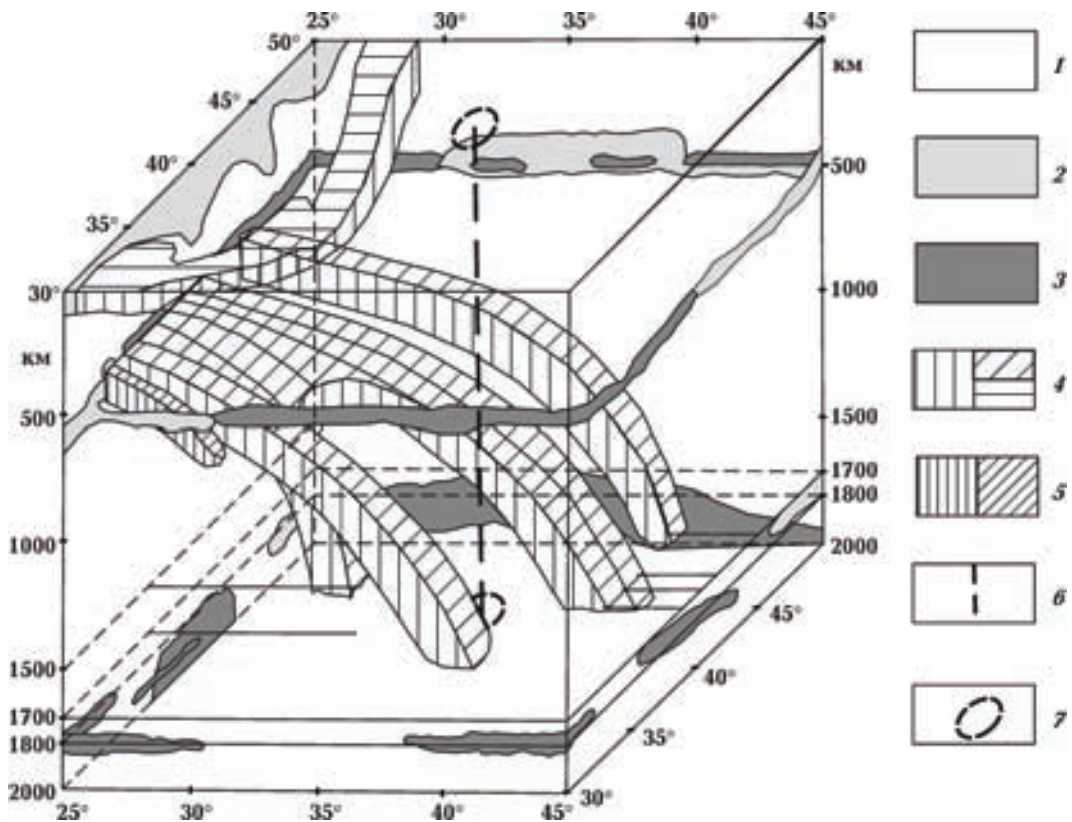


Рис. 4. Блок-диаграмма района исследований, отображающая соотношение верхнемантийных встречных слэбов и среднемантийных наклонных даунвеллингов: 1 — вмещающая, в основном относительно низкоскоростная (по значениям невязок ΔV_p) среда в мантии; 2 — относительно низкоскоростные неоднородности ($\Delta V_p \leq 0,15$ км/с); 3 — относительно высокоскоростные, в основном широтно вытянутые неоднородности ($\Delta V_p \geq 0,025$ км/с); 4 — штриховка поверхностей относительно высокоскоростных слэбов и даунвеллингов (вертикальная — боковые, косая и горизонтальная — верхние); 5 — то же относительно низкоскоростных даунвеллингов; 6 — вертикальная ось мантийной колонки, рассматриваемой в статье; 7 — следы пересечения колонки с подошвами верхней и средней мантии.

погружения с глубины ~ 500 км проходит по долготе 25° в. д. от Южных Карпат, под Эгейской микроплитой. Восточная граница окончаний этого слоя на глубине около 1800 км находится в полосе 42—43° в. д. под Кавказским орогеном и северной частью Загроса.

Мантийная колонка типа "Торнадо". Эта P -скоростная структура вертикально пересекает практически всю мантию на глубинах от 2500 км и более до 50—100 км. Ее эпицентр находится в точке с координатами 43° с. ш. × 35° в. д. (см. рис. 3, 5, 6), размеры в поперечном сечении 200 × 150 км. Колонка располагается под Черноморской впадиной, пересекая ее в меридиональном направлении от Западных Понтид до Крымского полуострова под крайней восточной частью Западно-Черноморской микроплиты и Центрально-Черноморским поднятием.

Помимо сечений 43° с. ш. × 35° в. д., описываемая P -скоростная структура выделяется на широтных сечениях 42 и 44° и на долготных 34° и частично 36° (см. рис. 3, 5). Для ее описания использована химико-минералогическая модель мантии Ю. М. и Я. Ю. Пушаровских [Пушаровский, Пушаровский, 2010].

Особенность мантийной колонки — наличие плюма в глубинной части, где фиксируются относительно низкие ΔV_p при пересечении нижней мантии и зоны раздела 2 ($\Delta V_p \leq -0,175$ км/с), а также относительно низкоскоростные неоднородности в верхней мантии ($\Delta V_p \leq -0,075$ км/с). В средней мантии, зоне раздела 1 и переходной зоне верхней мантии колонка выделяется в основном по опускающимся вертикально из переходной зоны в зону раздела 1 и среднюю ман-

тию относительно высокоскоростных неоднородностей ($0,00 \leq \Delta V_p \leq 0,05$ км/с).

Таким образом, мы видим поднимающийся в нижней мантии вертикальный поток низкоскоростного (относительно легкого) вещества и опускающуюся ему навстречу относительно высокоскоростную неоднородность, вслед за которой в эту же колонку "втягивается" слэб относительно низкоскоростной верхней мантии. Верхняя часть колонки отражает, скорее всего, субдукционный процесс (палеосубдукцию Западно-Черноморской микроплиты под Центрально-Черноморское поднятие и Восточно-Черноморскую микроплиту). Такого типа субдукционные процессы в зоне перехода от Евразийской плиты к Альпийско-Гималайскому поясу уже описывались в работе [Гинтов и др., 2014]. Что в этом процессе является причиной, а что следствием, пока не совсем понятно. Однако описанная P -скоростная аномалия очень напоминает структуру торнадо, в связи с чем авторы и присвоили ей такое название.

Обсуждение и выводы. 1. Геодинамическая интерпретация отдельных структурных элементов мантии Восточного Средиземноморья, установленных по данным P -волновой сейсмографии (трехмерной P -скоростной модели мантии), позволила выявить важную структурную особенность верхней и средней мантии изученной территории — существование субмеридиональной зоны встречной субдукции в верхней мантии под Эгейской и Мизийской микроплитами, Балкнидами и Добруджей (между меридианами 25—30°), скопление тяжелого высокоскоростного материала в области пересече-

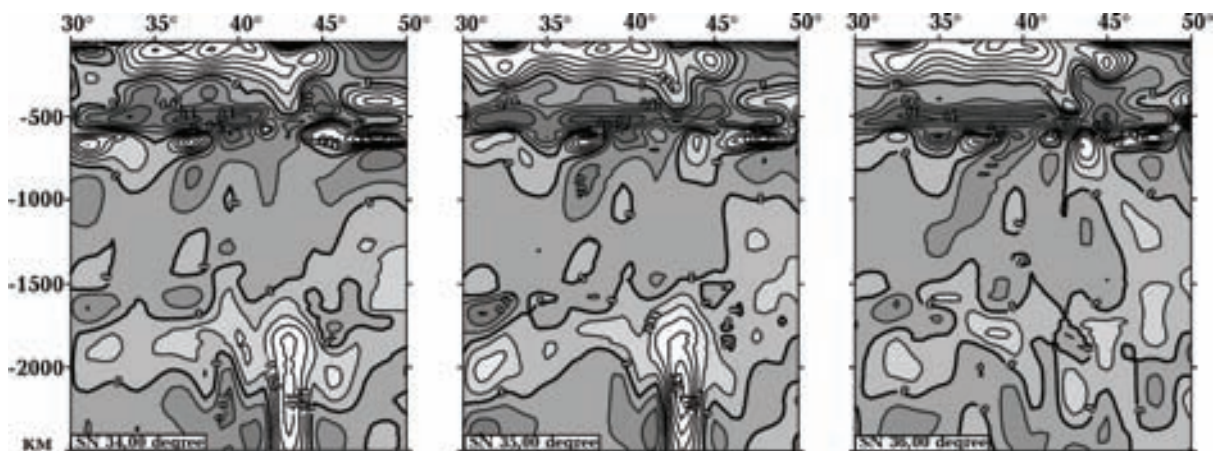


Рис. 5. Вертикальные долготные (34—36° в. д.) сечения трехмерной P -скоростной модели мантии района исследований. Условные обозначения см. на рис. 2.

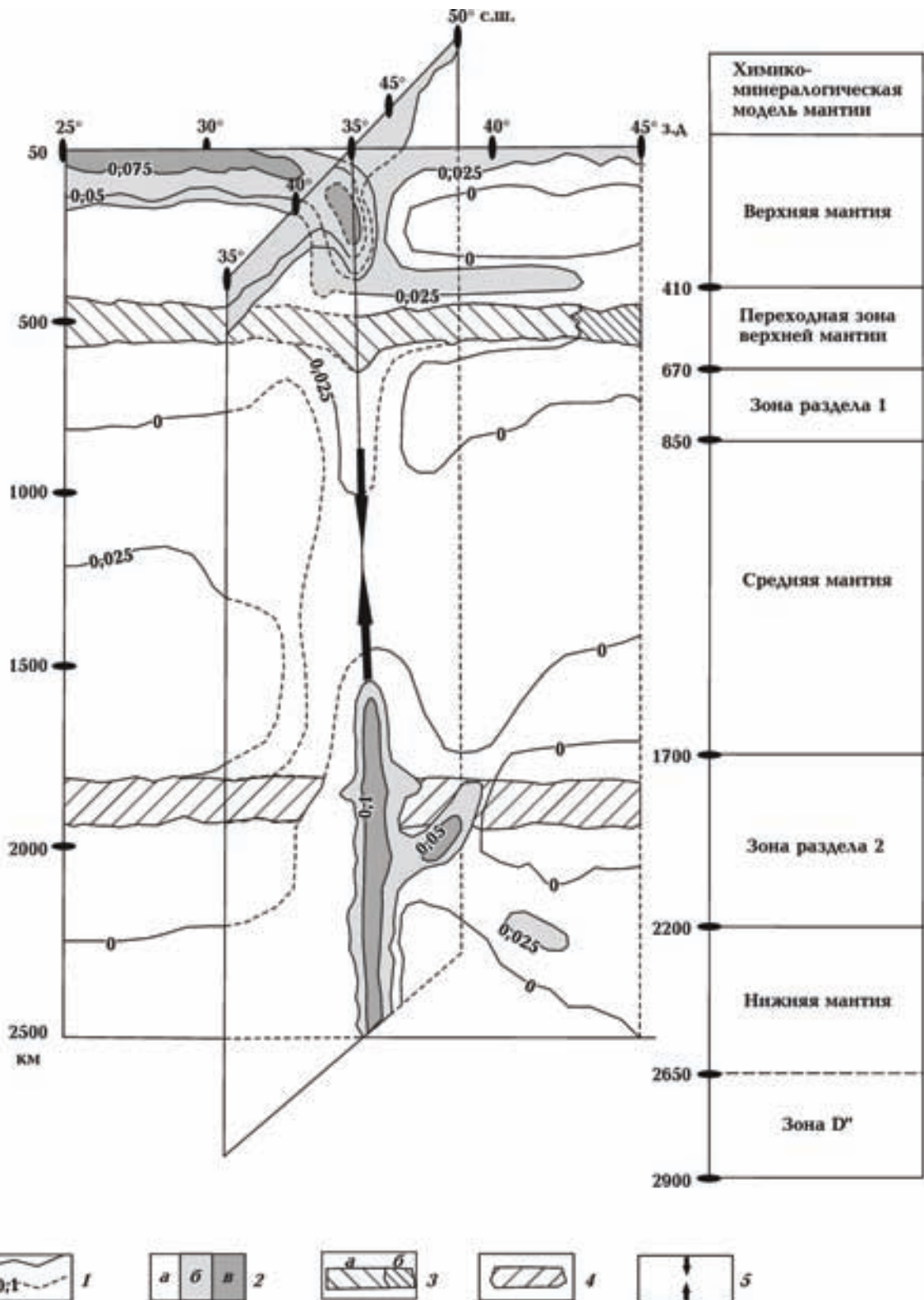


Рис. 6. Совмещенные широтный (43° с. ш.) и долготный (35° в. д.) разрезы мантийной колонки: 1 — изолинии ΔV_p , км/с; 2 — интенсивность аномалий ΔV_p (а — $0,00 \pm 0,025$ км/с, б — от $-0,025$ до $-0,075$ км/с, в — не более $-0,075$ км/с); 3 — субгоризонтальные зоны на глубинных уровнях: ~ 500 км — СГГ, ~ 1800 км — граница перехода от средней мантии к зоне раздела 2 (а — высокоскоростной, б — низкоскоростной слой СГГ); 4 — высокоскоростной слой зоны раздела 2; 5 — направление предполагаемого подъема и погружения вещества колонки. Справа — химико-минералогическая модель мантии, по [Пуцаровский, Пуцаровский, 2010].

чения северного и южного слэбов в зоне СГТ и погружение его в среднюю мантию в виде даунвеллинга, косо погружающегося на восток субперпендикулярно зоне встречной субдукции.

Механизм образования рассматриваемого наклонного слоя представляет значительный интерес. Считать его слэбом какой-то древней субдукции (хотя в природе уже зафиксированы гигантские слэбы, погружающиеся до границы мантия — внешнее ядро [Grand et al., 1997; Лобковский и др., 2004]) не позволяет ряд факторов: а) отсутствие связи относительно высокоскоростного наклонного слоя с литосферным слоем, который в районе исследований в основном относительно низкоскоростной; б) субширотному погружению наклонного слоя на восток должно соответствовать давление с запада и наличие на западе субмеридиональной зоны спрединга (или ее следов). Атлантическая зона спрединга вряд ли соответствует этому условию, так как находится за 5000 км от начала предполагаемой зоны субдукции. Других возможных субмеридиональных крупных зон спрединга к западу от района исследований не отмечено.

Возможный (и более вероятный) механизм образования наклонного слоя следует из его пространственного соотношения (см. рис. 3) с субмеридиональной зоной встречно погружающихся относительно высокоскоростных слэбов, описанных выше. Вещество слэбов при погружении уплотняется за счет эклогитизации корового вещества, и в области объединения на глубине 500 км и более слэбы образуют особовысокоскоростную неоднородность (линзу), которая, "прорывая" переходную зону верхней мантии, погружается в среднюю мантию в виде рассматриваемого наклонного слоя — даунвеллинга. Такую картину на глобальном уровне впервые на основе данных сейсмотомографии описали японские исследователи [Maquyama, 1994; Fukao et al., 1994], а Л. И. Лобковским [Лобковский и др., 2004] сделана попытка ее обоснования с помощью решения задачи термохимической конвекции и численного моделирования.

В рассматриваемом нами случае речь идет не о глобальном, а региональном уровне геодинамического процесса, но этот уровень не настолько далек от глобального, чтобы нельзя было использовать выводы вышеприведенных авторов. Более принципиальное отличие состоит в том, что в нашем случае основной глубинный уровень, с которого начинается погружение да-

унвеллинга, составляет 450—550 км (слой СГТ), а не граница фазового перехода шпинель—перовскит или граница между верхней и нижней мантией, о которой идет речь в модели Л. И. Лобковского. Кроме того, в моделях [Maquyama, 1994; Fukao et al., 1994] и [Лобковский и др., 2004] предполагается как самое вероятное субвертикальное погружение высокоскоростных неоднородностей в нижнюю мантию (зону раздела 1, среднюю мантию и зону раздела 2 Пущаровских), тогда как в нашем случае даунвеллинг погружается достаточно полого (40—50° в его средней части).

Однако отмеченные различия могут быть объяснены тем, что термохимическая модель мантийной конвекции, как было подчеркнуто в работе [Лобковский и др., 2004], находится лишь в начальной стадии разработки и не учитывает количественно многие факторы — фазовые превращения мантийного вещества, неоднородное строение средней мантии, процесс генерации "легкого" материала на границе ядро — мантия и т. д. Кстати, в моделях двухъярусной термохимической конвекции Лобковского предусмотрены случаи существования однопярусной мантийной конвекции, "которая характеризуется прорывом через фазовую границу вещества нижней мантии в верхнюю и наоборот" [Лобковский и др., 2004, с. 403]. Это как раз тот случай, когда верхняя часть общемантийной конвективной ячейки может располагаться в низах верхней мантии и ее переходной зоне, а средняя часть — косо пересекать среднюю мантию. Тогда погружающийся в среднюю мантию даунвеллинг также будет под влиянием сил конвекции косо пересекать среднюю мантию. Такие варианты предусмотрены и в численных моделях Л. И. Лобковского [Лобковский и др., 2004, рис. 18].

Следовательно, описанное нами явление на региональном уровне подтверждает особенности мантийных процессов, выявленные и математически промоделированные на глобальном уровне, т. е. объяснение его природы может быть достаточно убедительным.

2. Вторая структурная особенность мантии изученной территории — существование под Черноморской впадиной субвертикальной скоростной структуры, состоящей из нижнемантийного плюма и соответствующей ему мантийной колонки характерного типа, пересекающей практически всю мантию. Отличительной чертой вертикальной колонки является, как уже отмечалось, наличие встречных потоков мантийного вещества: подъем в нижнюю мантию

и зону раздела 2 относительно легкого низкоскоростного вещества, погружение из переходной зоны верхней мантии в среднюю относительно тяжелого высокоскоростного материала и, наконец, завершение колонки в верхней мантии зоной субдукции, в которую втянут относительно низкоскоростной литосферный слэб (см. рис. 6).

Возможны два гипотетических механизма формирования рассматриваемой мантийной колонки.

А. Крутая субдукция Западно-Черноморской микроплиты под Восточно-Черноморскую и Центрально-Черноморское поднятие приводит к "расклиниванию" мантии и появлению растягивающих напряжений в зоне раздела 1, средней мантии, зоне раздела 2 и, возможно, глубже. В результате от зоны D'' нижней мантии вверх устремляется поток флюидов — плюм, который и зафиксирован на глубинах более 2500—1500 км.

Помимо сейсмотомографических данных, палеосубдукция Западно-Черноморской микроплиты под Центрально-Черноморское поднятие предполагается и в работах [Каумакси, Graham, 2012; Graham et al., 2013; Каумакси et al., 2014], представивших результаты интерпретации волновых разрезов на глубину до 40 км по данным Международного проекта ION Geophysical's Black Sea SPAN вдоль региональных профилей, пересекающих Черное море. Структура зоны перехода от океанической коры Западно-Черноморской микроплиты к континентальной коре Центрально-Черноморского поднятия характеризуется тем, что в области перехода океаническая поверхность раздела Мохо погружается в сторону континентальной области. При этом авторы предполагают (на основании теоретических моделей и мирового опыта) наличие в зоне сочленения океанической и континентальной поверхности Мохо безкорневой мантии, захороненной вулканическими или осадочными отложениями. Можно полагать, что во время формирования Западно-Черноморской микроплиты на месте Восточно-Черноморской микроплиты был континентальный блок, остатком которого является Центрально-Черноморское поднятие с интрузиями и вулканами в мелководной части. Под него и погружалась новообразованная тяжелая океаническая кора Западно-Черноморской микроплиты.

Тектонофизические данные [Hippolite, 2002; Муровская, 2012] также указывают на эпизоды юго-западно—северо-восточного сжатия литосферы региона в позднемеловое—олигоцен-четвертичное время.

Б. Возникновение плюма под Черноморской впадиной обусловлено теми же причинами, что и формирование самой впадины — процессами мезо-кайнозойского рифтинга-спрединга и отделения Родопии и Понтида от Мизии и Крыма. В этом случае сам плюм формирует мантийную колонку и зону растяжения, что облегчает процесс субдукции Западно-Черноморской микроплиты под Восточно-Черноморскую и формирование крутонаклоненного слэба с "затягиванием в воронку" относительно низкоскоростной литосферы.

Отмеченные механизмы формирования такой особой мантийной колонки еще требуют серьезного физического обоснования, но понятно, что в средней мантии и нижней части верхней мантии должны существовать условия растяжения (в отличие от коры, в которой преобладает субгоризонтальное сжатие), в результате чего происходит "всасывание" вещества в эту область как снизу, так и сверху, и растекание его по латерали.

Можно сослаться на работу [Forte, Mitrovica, 2001], в которой, на основании глобальных сейсмотомографических моделей [Grand et al., 1997; Su, Dziewonski, 1997] и уравнений Стейси, характеризующих тепловые и упругие свойства нижней мантии и ядра Земли [Stacey, 1995, 1998], делается вывод, что на глубине 1300—1800 км (т. е. в средней мантии и верхней части зоны раздела 2) в пределах территории, охватывающей часть Южной Европы (куда входит и площадь наших исследований), Аравию, Индию, Австралию, происходит погружение и латеральное растекание мантийного вещества, которое, естественно, создает условия растяжения на этих глубинах. На глобальном уровне авторами также доказана расслоенность средней и нижней мантии по вязкостным свойствам, в частности существование на глубинах около 1000, 2000 и 2740 км относительно высоковязких слоев, служащих определенными барьерами для вертикального перемещения мантийного вещества. Но поскольку решающим фактором движения мантийных потоков являются, по авторам [Forte, Mitrovica, 2001], температурные аномалии, вязкостная расслоенность играет роль регулятора, но не жесткого препятствия для таких потоков.

Интересно сравнить с данными [Forte, Mitrovica, 2001] поле вертикальных градиентов $\partial V_p / \partial H$, полученное по материалам используемой в нашей работе трехмерной P -скоростной модели мантии. На рис. 7, а представлен график $\partial V_p / \partial H$ для центральной части Черноморской

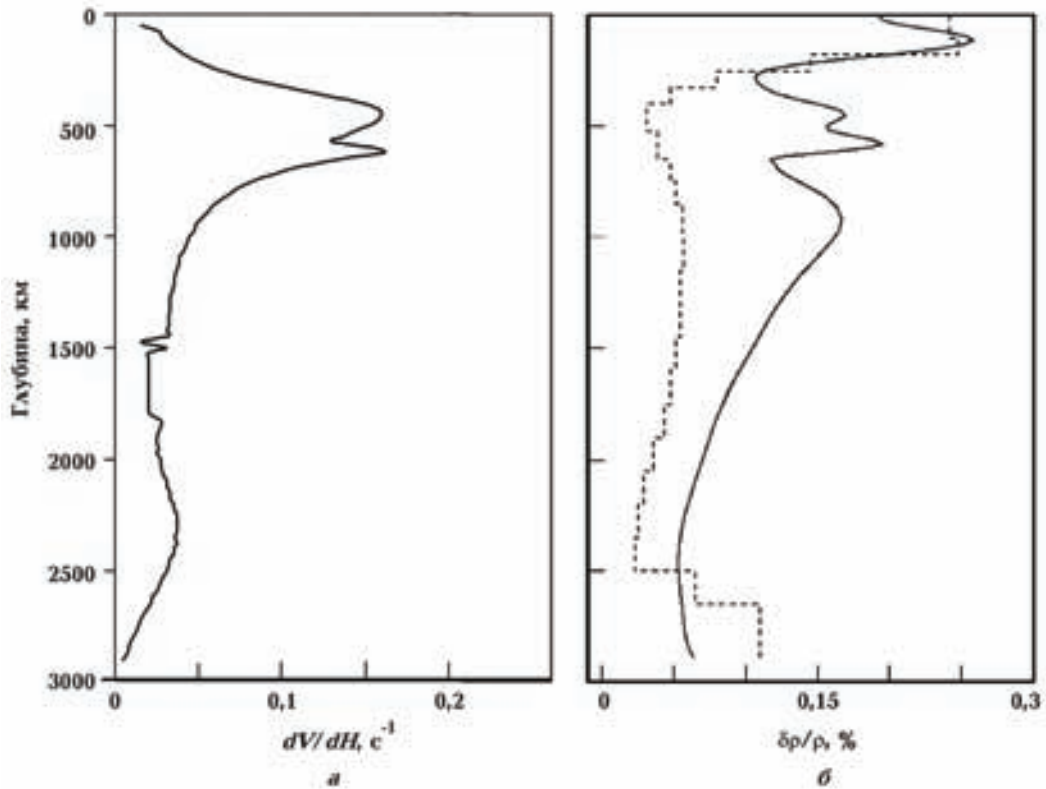


Рис. 7. Изменение градиента dV_p/dH до глубины 2900 км под центральной частью Черноморской впадины, полученное согласно использованной P -скоростной модели мантии (а), и изменение относительной плотности с глубиной (по [Forte, Mitrovica, 2001]), полученное из сейсмических моделей [Grand, 1997] (пунктирная линия) и [Ekström, Dziewonski, 1998] (сплошная линия) (б).

впадины, под которой расположен рассмотренный выше плюм.

Как видно, конечно-разностный градиент скорости по глубине, начиная с 50 км, резко возрастает до 450 км ($dV_p/dH = 0,159 \text{ с}^{-1}$), затем слегка понижается на глубине 575 км до $0,129 \text{ с}^{-1}$ и на 625 км опять возрастает до $0,16 \text{ с}^{-1}$. Подобная картина на данных глубинах наблюдается и по амплитуде относительной плотности с глубиной, полученная из сейсмической модели [Ekström, Dziewonski, 1998] (рис. 7, б). Еще глубже вертикальные градиенты понижаются до $0,032 \text{ с}^{-1}$ на 1450 км, а на 1475 км происходит резкий скачок значения градиента до $0,02 \text{ с}^{-1}$. Следует отметить, что до данных глубин распространяется вышеописанный плюм (см. рис. 3, 5).

Таким образом, возникновение Черномор-

ского плюма с особой внутренней структурой не противоречит протеканию глобальных геодинамических процессов. Кроме того, всасывание вещества верхней мантии в мантийную колонку в результате сублатерального растяжения средней мантии позволяет высказать предположение о возможности существования еще одного механизма субдукции литосферы, не требующего обязательно ее низкой плавучести.

Авторы надеются, что интересные структурные особенности мантии регионального масштаба, в соответствии с методикой, разработанной в Институте геофизики НАН Украины, дадут толчок для выявления таких особенностей и в других регионах, а также материал для углубления теоретических исследований в области геодинамики.

Список литературы

- Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная P -скоростная модель верхней мантии Западного Средиземноморья. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 1. С. 14—31.
- Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная P -скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 145—160.
- Бугаенко И. В., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Скоростная типизация средней и нижней мантии Европы. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 3. С. 88—101.
- Гейко В. С., Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. 3D P -скоростное строение верхней мантии Восточного Средиземноморья. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 4. С. 13—30.
- Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 26—63.
- История океана Тетис. Под ред. А. С. Моница, Л. П. Зоненшайна. Москва: Изд-во ИО АН СССР, 1987. 155 с.
- Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. Москва: Научный мир, 2004. 612 с.
- Муровская А. В. Поля напряжений и деформационные режимы Западного Горного Крыма на альпийском этапе тектогенеза по тектонофизическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Киев, 2012. 22 с.
- Пуцаровский Ю. М., Пуцаровский Д. Ю. Геология мантии Земли. Москва: Геос, 2010. 138 с.
- Старостенко В. И., Кендзера А. В., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Промежуточные землетрясения зоны Вранча и скоростное строение мантии Восточной Европы. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 31—45.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. Москва: Недра, 1984. 344 с.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Сейсмограмма мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 161—172.
- Югин В. В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: Изд. УкрГГРИ, 2007. 143 с.
- Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210 (1), 1—56.
- Ekström G., Dziewonski A. M., 1998. The unique anisotropy of the Pacific upper mantle. *Nature* 394, 168—172.
- Forte A. M., Mitrovica J. X., 2001. Deep-mantle high-viscosity flow and thermochemical structure inferred from seismic and geodynamic data. *Nature* 410, 1049—1056.
- Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H., 1994. Geologic implication of the whole mantle P -wave tomography. *J. Geol. Soc. Japan* 100 (1), 4—23.
- Graham R., Kaymakci N., Horn B., 2013. Revealing the Mysteries of the Black Sea. *GEO ExPro* 10 (5), 58—63.
- Grand S., van der Hilst R. D., Widiyantoro S., 1997. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth. *GSA today* 7 (4), 1—7.
- Hippolite J.-C., 2002. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33—53.
- Kaymakci N., Graham R., 2012. The Geodynamics and Evolution of Black Sea Basin revealed by New Deep 2D Seismic regional survey. *AAPG Regional Conference: Baku, Azerbaijan*.
- Kaymakci N., Graham R., Bellingham P., Horn B., 2014. Deep structure and tectonics of Black Sea basin inferred from seismic data (BLACKSEA-SPAN). *Special Darius publication of final symposium December 8—9, 2014*, 70—71.
- Maruyama S., 1994. Plume tectonics. *J. Geol. Soc. Japan* 100 (1), 24—49.
- Stacey F. D., 1995. Theory of thermal and elastic properties of the lower mantle and core. *Phys. Earth Planet. Int.* 89, 219—245.
- Stacey F. D., 1998. Thermoelasticity of a mineral composite and a reconsideration of lower mantle properties. *Phys. Earth Planet. Int.* 106, 219—236.
- Su W., Dziewonski A. M., 1997. Simultaneous inversion for 3D variations in shear and bulk velocity in the mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* 100, 135—156.

Some features of the structure of the mantle of the East Mediterranean and their geodynamic interpretation

© O.B. Gintov, T.A. Tsvetkova, I.V. Bugaenko, A.V. Murovskaya, 2016

We consider specific velocity anomalies and the corresponding mantle structures of the East Mediterranean-Black Sea-Caspian region. The anomalies are located on latitudinal and longitudinal seismic tomography sections obtained by constructing 3D P -velocity model of Eurasia applying the Taylor approximation method. The depth of the study is of 50—2900 km. The accuracy of determination of the velocity V_p is about $\pm 0,015$ km/s. Velocity sections are shown in residual values ΔV_p . Physical and mineralogical mantle model of Pushcharovsky was used for the cross sections specification.

In the 25—30 °E cross sections between latitudes of the 34—48 °N high-velocity slabs sinking from the northern edge of the African plate and the southern parts of the East-European plate towards each other are seen. Slabs are connected at a depth of about 600 km in the upper mantle transition zone in the area of 42—43 °N. Below the slabs junction high-velocity mantle zone thickens and extends to a depth of 1000—1200 km that occurs as a result of slabs relatively high-velocity material accumulation. From this area down-welling begins which can be traced on latitude sections of 35—45 °N as an almost continuous inclined layer of ~ 1100 km width and ~ 1900 km length. Down-welling submerges from a depth of 450—550 km at Moesian and Aegean micro-plates area to a depth of 1600—1900 km beneath the East Black Sea, Anatolian micro-plates and the northern part of the Arabian plate. The mechanism of the inclined layer formation is discussed with the involvement of global seismic tomography data, and the numerical simulation performed by L. I. Lobkovsky.

In the 42—44 °N and 34—36 °E sections we trace column type vertical structure, which crosses almost the entire mantle at depths of 50—100 to > 2500 km. In the middle of the column on its axis there is a relatively high-velocity anomaly, which reduces in size and values downward. The shape and structure of the mantle column resembles a "tornado". We consider two possible alternative mechanisms of its formation: a) steep subduction of the West Black Sea micro plate beneath the Central Black Sea Ridge, "wedging" of the mantle and the extension stresses occurrence in border zone I and middle mantle; b) rising of the plume from zone D'', formation of extension area in middle and upper mantle, lithosphere pulling inward and the subduction zone formation.

Key words: seismic tomography, high-velocity section, plume, slab, down-welling, mantle, P -waves, micro-plates, subduction.

References

- Bugaenko I. V., Shumlyanskaya L. A., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2012. Three-dimensional P -velocity model of the upper mantle of the Western Mediterranean. *Geofizicheskiy zhurnal* 34 (1), 14—31 (in Russian).
- Bugaenko I. V., Shumlyanskaya L. A., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2008. Three-dimensional P -velocity model of the mantle of the Black Sea and the surrounding area. *Geofizicheskiy zhurnal* 30 (5), 145—160 (in Russian).
- Bugaenko I. V., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2015. Velocity typing the middle and lower mantle of Europe. *Geofizicheskiy zhurnal* 37 (3), 88—101 (in Russian).
- Geyko V. S., Bugaenko I. V., Shumlyanskaya L. A., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2007. 3D P -velocity structure of the upper mantle of the East Mediterranean. *Geofizicheskiy zhurnal* 29 (4), 13—30 (in Russian).
- Gintov O. B., Yegorova T. P., Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., Murovskaya A. V., 2014. Geodynamic features of joint zone of the Eurasian plate and the Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas. *Geofizicheskiy zhurnal* 36 (5), 26—63 (in Russian).
- The history of the Tethys Ocean, 1987. Eds A. S. Monin, L. P. Zonenshayn. Moscow: Publ. House of the USSR AS, 155 p. (in Russian).
- Lobkovskiy L. I., Nikishin A. M., Khain V. E., 2004. Modern problems Geotectonics and Geodynamics. Moscow: Nauchnyy Mir, 612 p. (in Russian).
- Murovskaya A. V., 2012. Fields of stress and deformation modes of the West Crimean Mountains

- in the Alpine orogeny phase of tectonic data: thesis abstract of the dissertation of the candidate of geological sciences. Kiev, 22 p. (in Russian).
- Pushcharovskiy Yu. M., Pushcharovskiy D. Yu.*, 2010. Geology of the Earth's mantle. Moscow: Geos, 138 p. (in Russian).
- Starostenko V. I., Kendzera A. V., Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V.*, 2013. Intermediate earthquakes of the Vrancea zone and velocity structure of the mantle of East Europe. *Geofizicheskiy zhurnal* 35 (3), 31—45 (in Russian).
- Khain V. E.*, 1984. Regional Geotectonics. Alpine Mediterranean belt. Moscow: Nedra, 344 p. (in Russian).
- Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V.*, 2012. Seismotomography of the mantle under the East European platform: mantle velocity borders. *Geofizicheskiy zhurnal* 34 (5), 161—172 (in Russian).
- Yudin V. V.*, 2007. Geodynamics of the Black Sea-Caspian region. Kiev: Publ. UkrGGRI, 143 p. (in Russian).
- Csontos L., Vörös A.*, 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210 (1), 1—56.
- Ekström G., Dziewonski A. M.*, 1998. The unique anisotropy of the Pacific upper mantle. *Nature* 394, 168—172.
- Forte A. M., Mitrovica J. X.*, 2001. Deep-mantle high-viscosity flow and thermochemical structure inferred from seismic and geodynamic data. *Nature* 410, 1049—1056.
- Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H.*, 1994. Geologic implication of the whole mantle *P*-wave tomography. *J. Geol. Soc. Japan* 100 (1), 4—23.
- Graham R., Kaymakci N., Horn B.*, 2013. Revealing the Mysteries of the Black Sea. *GEO ExPro* 10 (5), 58—63.
- Grand S., van der Hilst R. D., Widiyantoro S.*, 1997. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth. *GSA today* 7 (4), 1—7.
- Hippolite J.-C.*, 2002. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33—53.
- Kaymakci N., Graham R.*, 2012. The Geodynamics and Evolution of Black Sea Basin revealed by New Deep 2D Seismic regional survey. *AAPG Regional Conference: Baku, Azerbaijan*.
- Kaymakci N., Graham R., Bellingham P., Horn B.*, 2014. Deep structure and tectonics of Black Sea basin inferred from seismic data (BLACKSEA-SPAN). *Special Darius publication of final symposium December 8—9, 2014*, 70—71.
- Maruyama S.*, 1994. Plume tectonics. *J. Geol. Soc. Japan* 100 (1), 24—49.
- Stacey F. D.*, 1995. Theory of thermal and elastic properties of the lower mantle and core. *Phys. Earth Planet. Int.* 89, 219—245.
- Stacey F. D.*, 1998. Thermoelasticity of a mineral composite and a reconsideration of lower mantle properties. *Phys. Earth Planet. Int.* 106, 219—236.
- Su W., Dziewonski A. M.*, 1997. Simultaneous inversion for 3D variations in shear and bulk velocity in the mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* 100, 135—156.