

## Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы

© Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко, 2012

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 8 июня 2011 г.

Представлено членом редколлегии В. Д. Омельченко

Розглянуто мантийні швидкісні межі Східноєвропейської платформи. Для верхньої мантиї та її перехідної зони наведено динаміку поширення мантийних швидкісних меж з глибиною. Виділено мантийну перехідну зону платформи та відповідні їй високошвидкісні похилі шари.

Mantle velocity boundaries of EEP have been specified. For the upper mantle and its transition zone dynamics of propagation of mantle velocity limits with depth has been presented. Mantle border area of EEP has been separated and corresponding high velocity inclined layers.

**Введение.** Одна из основных задач тектоники платформ — изучение взаимодействия платформ и подвижных поясов [Леонов, 1997]. Задача, поставленная для литосферы, столь же актуальна и для мантии под платформами. Учитывая, что геофизические неоднородности ярче всего проявляются в распределении скоростей сейсмических волн, актуально изучение скоростных характеристик мантии под платформами и их окружением. Хорошо известно, что докембрийские платформы считаются стабильными регионами. Возникает вопрос, возможно ли выявить мантийные скоростные предпосылки нарушения стабильности, учитывая, что такие явления, как сейсмичность, современные движения земной поверхности, тектонические напряжения подчеркивают современную геодинамическую активность коры либо в лучшем случае литосферы платформ. Сейсмическая томография как метод, выявляющий скоростные неоднородности мантии, не может однозначно ответить на вопрос о стабильности платформы. Можно ожидать, что выявление основных скоростных свойств мантии под платформой, их взаимосвязи и взаимовлияния с мантией под окружением платформы и, по возможности, взаимосвязи между основными скоростными слоями ман-

тии создает предпосылки для решения таких вопросов. Это один из наиболее важных моментов при анализе результатов решения задач сейсмической томографии. В предыдущих работах рассмотрено трехмерное скоростное строение мантии под основными выделенными скоростными мантийными регионами — Фенноскандией, Сарматией, Волго-Уралией и Прикаспийской впадиной [Гейко и др., 2005; Цветкова и др., 2009; 2010 а, б]. Анализ скоростного строения мантии под тектоническими регионами часто приводит к несовпадению тектонических границ с границами распространения скоростных мантийными областей и показывает необходимость учета влияния на скоростные характеристики мантии под рассматриваемым регионом скоростных характеристик мантии под его окружением. Особенно ярко эта ситуация проявляется с глубиной в пределах слоя Голицына — Гейко (скоростной характеристики переходной зоны верхней мантии) и зоны раздела 1 между верхней и средней мантией. Специфика скоростного строения как стабильной мантии, так и активизированной определяется инверсией скоростей с глубиной в целом, а также инверсией скоростных характеристик последних друг относительно друга [Цветкова и др., 2009]. Как уже

указывалось [Цветкова и др., 2009], послонная инверсность скоростей для мантии под Восточно-Европейской платформой (ВЕП) проявляется в следующем: высокоскоростная верхняя мантия, низкоскоростной слой Голицына — Гейко, высокоскоростная зона раздела 1, низкоскоростная средняя мантия, высокоскоростная зона раздела 2, низкоскоростная нижняя мантия.

Согласно В. Е. Хаину [2001], северо-западным ограничением ВЕП служит надвиговый фронт Скандинавских Каледонид, которые, однако, целиком наложены на продолжение этой платформы. Фундамент платформы выступает на о-вах Лофотен и Вестеролен в Норвежском море уже в тылу каледонид. Северное и северо-восточное ограничения платформы тоже надвиговые, образованы байкалидами юга Баренцевого моря, п-ова Канин, Тимана, восточное — герценидами Урала, сопрягающимися с платформой через Предуральский прогиб. Далее границу платформы проводят вдоль погребенной Южно-Эмбинской зоны дислокаций, включая в состав платформы Прикаспийскую впадину. Юго-восточная граница платформы приобретает более четкий характер — она проходит вдоль надвига палеозоя Донецко-Каспийской складчатой зоны, затем огибает Донецкий кряж и Ростовский выступ Украинского щита (УЩ), заворачивает к западу, пересекает Азовское море, Перекопский перешеек и выходит в Черное море, протягиваясь к о-ву Змеиный. Здесь граница платформы резко изменяет свое широтное простираение на северо-западное и между Черным и Балтийским морями совпадает с зоной Тейссейра — Торнквиста. Участок между Северным и Балтийским морями наиболее дискуссионен. В то же время "... ни одна из границ платформы (ВЕП) ... не является в действительности границей распространения ее докембрийского фундамента ...". "Можно констатировать, что истинные первоначальные контуры древней платформы являются существенно более широкими, чем это рисуется на поверхности" [Хаин, 2001].

Результаты геофизических исследований коры ВЕП показали, что ее границы, образующие в целом угловатый полигональный контур, не везде определены достаточно точно [Литосфера ..., 1989]. Прежде всего, это относится к западным, северо-восточным и юго-восточным районам, где фундамент глубоко погружен. В глубинных этажах коры заметно подвигание в северном направлении. Поведение мантийных скоростных структур различается.

Как было показано в работе [Цветкова и др., 2010б], по скоростным характеристикам мантии под ВЕП объединяется с мантией под Баренцево-Печорской платформой (БПП). В современном представлении под БПП понимают Тимано-Печорскую и Свальбардскую плиты, структуры Баренцевого моря. Согласно В. Е. Хаину [2001], западным ограничением БПП являются каледониды западного Шпицбергена, восточным — Урало-Новоземельская покровно-складчатая система. К Свальбардской плите относят о-в Шпицберген, север архипелага Новая Земля, о-ва Земли Франца-Иосифа. В дальнейшем будем рассматривать мантию под объединенной областью ВЕП и БПП. В работе использована Международная тектоническая карта, м-б 1 : 2 500 000, под редакцией В. Е. Хаина.

**Представление решений.** Прежде, чем перейти к непосредственному описанию скоростных пограничных мантийных границ, обратим внимание на специфику представления результатов сейсмической томографии.

В работах по обратным кинематическим задачам сейсмологии [Лаврентьев, Романов, 1966; Aki et al., 1977; Аки, Ричардс, 1982; Старостенко, Оганесян, 2001; Геуко, 2004; Жданов, 2007] вводится предположение о разложении в степенной ряд как функции скорости (либо медленности), так и времени прихода волны. В силу специфики решения обратной линеаризированной задачи для уравнения эйконала, которое определяется как поправка к а priori заданной одномерной референтной модели  $V_{ref}$ , для визуализации результатов, как правило, решение представляется в виде невязки скоростей, часто в процентном отношении:

$$r = V - V_{ref}.$$

Использованная в работе трехмерная  $P$ -скоростная модель мантии под ВЕП и ее окружением получена в контексте трехмерной  $P$ -скоростной модели мантии под Евразией и не зависит от выбора начального приближения (референтной модели). Для визуализации результатов была предложена обобщенная модель средней скорости мантии под Евразией и ее окружением —  $V_{aver}(z)$  [Гейко и др., 1998]:

$$V_{max} = \sup V(\varphi, \lambda, z), \\ \varphi, \lambda \in S$$

$$V_{min} = \inf V(\varphi, \lambda, z), \\ \varphi, \lambda \in S$$

$$V_{\text{aver}}(z) = z \left( \int_0^z \frac{d\zeta}{\Sigma(\zeta)} \iint_{s(\zeta)} \frac{d\varphi d\lambda}{V(\varphi, \lambda, \zeta)} \right)^{-1},$$

где  $S(\zeta)$  — сечение области обобщения на глубине  $\zeta$ , а  $\Sigma(\zeta)$  — его площадь в координатах  $\varphi, \lambda$ .

Обобщенная модель средней скорости мантии в дальнейшем рассматривается как референтная модель. Трехмерная  $P$ -скоростная модель представлена в виде горизонтальных сечений с разделом на высокие и низкие скорости, согласно принятой референтной модели, и вертикальных (долготных, широтных) сечений до глубины 850 км в невязках скорости относительно той же референтной модели. Решение может быть представлено как в сферических, так и в декартовых координатах [Гейко и др., 1998]. В данном случае решение представлено в декартовой системе координат. В силу неравномерности использованной системы наблюдений (бюллетени ISC за 1964—2006 гг.) такая модель освещает мантию до глубины 850 км. В качестве пограничной рассматривается изолиния  $V - V_{\text{реф}} = 0$ . Таким образом определяется переход скоростной области для верхней мантии ВЕП, преимущественно характеризующейся повышенными скоростями (стабильная мантия), к областям, преимущественно характеризующимся пониженными скоростями (активизированная мантия) и инверсными для переходной зоны.

В качестве пограничной области принимается совокупность пограничных изолиний, изменяющихся с глубиной. Будем рассматривать мантийные скоростные границы в пределах верхней мантии и слоя Голицына — Гейко, что обусловлено общей глубиной полученной скоростной модели. Учитывая, что в дальнейшем речь идет о распространении пограничных изолиний в мантии, в роли реперов выступают тектонические структуры. При описании распространения пограничных мантийных изолиний будем иметь в виду, что рассматривается положение изолинии в мантии под соответствующей тектонической структурой. Область рассмотрения поведения пограничных мантийных изолиний определена как (0—60° в. д. × 40—80° с. ш.).

**Скоростная мантийная граница ВЕП. Горизонтальные сечения (рис. 1).** Сечение 50 км. Согласно работе [Литосфера ..., 1989], северо-западная граница для коровых скоростных структур не определена. Аналогичная си-

туация наблюдается на горизонтальном скоростном сечении мантии под ВЕП на глубине 50 км. Юго-западная и южная мантийные пограничные изолинии в основном проходят южнее принятой в настоящее время тектонической границы ВЕП. Пограничная изолиния отделяет в юго-западной части мантию под Атлантическим океаном в пределах рассматриваемой области. Она проходит по юго-восточной части Норвежского бассейна, спускаясь на юго-восток до грабена Осло, огибает с востока и юга западную часть Свеко-Норвежского мегаблока. Далее от западной окраины Свеко-Норвежского блока спускается на юг, доходя до Центрального поднятия Северного моря и выходит вдоль Англо-Голландского бассейна до Северо-Западной Германской впадины. Пограничная изолиния проходит по северной части блока Помпецкого, выходя к Центральному Польскому валу, следует вдоль него, доходя до Богемского массива, в районе Лодзинской впадины отмечается выступ в юго-западном направлении по Предсудетской моноклинали. Далее пограничная изолиния проходит в мантию под Предкарпатским прогибом, следуя в мантии под зоной Тейссейра — Торнквиста до Преддобруджинского прогиба. Мантийная пограничная изолиния проходит в соответствии с северной границей Западно-Черноморской впадины, выходит на Скифскую плиту, огибая Крым с запада, доходит до Сивашского грабена в северной части Скифской плиты. Пограничная изолиния отслеживается по юго-восточной части Крыма и выходит, огибая с северо-востока Горный Крым, на прогиб Сорочкина, далее проходит по северной оконечности Восточно-Черноморской впадины до Западно-Кубанской впадины. После этого пограничная изолиния проходит субширотно по центральной части Скифской плиты и заканчивается у восточного окончания Восточно-Манычского прогиба. Потом резко поворачивает на юг, доходя до восточной границы Скифской плиты, где отмечается выступ на юго-запад по Терско-Каспийскому прогибу в сторону Большого Кавказа. После этого пограничная изолиния возвращается к мантии под Терско-Каспийским прогибом и уходит на юг до Куруинской впадины и далее.

Следует отметить, что в основном выделенная на данной границе пограничная изолиния проходит южнее принятой тектонической границы ВЕП. Выделяются выступы в юго-западном направлении: в мантию под Северо-Западной Германской впадиной, от Лодзинской

депрессии в сторону мантии под Богемским массивом, со стороны мантии под восточным окончанием Скифской плиты через мантию под Терско-Каспийский прогибом в сторону мантии под Большим Кавказом. Отмечается выступ в мантии под Центрально-Черноморским поднятием. Возможность такого поведения мантийной границы в юго-западной части рассматриваемой области была указана В. Е. Хаиным [2001]. В работе [Сологуб, 1986] при рассмотрении основных скоростных свойств коры территории Украины был представлен линеамент А, определяющий границу раздела толстой и тонкой коры. Сравнение представленной юго-западной пограничной изолинии с линеаментом А показывает их соответствие, что позволяет для данной модели ввести в качестве коровой границы северную часть линеамента А.

*Сечение 100 км.* На глубине 100 км начинается формирование северо-западной и северной границ мантийной области под ВЕП. В мантии под западным окружением ВЕП (Атлантический океан) в пределах рассматриваемой области выделяется граница с низкоскоростной областью, объединяющей мантию под Восточно-Шетландским бассейном и юго-восточным окончанием Норвежского бассейна до трансформного разлома, отделяющего его от Лофотенского бассейна. На северо-западе выделяется пограничная изолиния с низкоскоростной областью, объединяющей мантию под хребтом Книпповича и мантию под Атлантическим океаном на восток вплоть до мантии под Шпицбергенем. Следующая пограничная изолиния связана с низкоскоростной мантией под восточной частью Шпицбергена. Еще одна выделяется в мантии под окраинной частью Арктического океана, под началом прогиба Франц-Виктории. Восточная граница отсутствует. Наиболее четко выраженными остаются юго-западная и южная части пограничной изолинии, но при этом изменяют свою конфигурацию в юго-западной части, продвигаясь на северо-восток. Начиная от мантии под Ламаншем, юго-западная часть пограничной изолинии распространяется на север до мантии под восточной частью Северного моря, субширотно поворачивает на восток, согласно юго-западной ветви зоны Тейссейра — Торнквиста проходит до мантии под Центральным Польским валом, где повторяет выступ в сторону Предсудетской моноклинали до Судет, далее субширотно следует до Предкарпатского прогиба, поворачивает на северо-восток, выходя в мантию под Ратненским прогибом, далее на юго-восток, где

выходит в мантию под западным склоном УЩ. Поворачивая на юг, пограничная изолиния следует до Предкарпатского прогиба и далее в мантии под ним до мантии под Добруджей, поворачивая на границе с Мизийской плитой в мантию под Западно-Черноморской впадиной, следует до мантии под Каркинитским прогибом и далее в субширотном направлении под северной границей Скифской плиты и далее в мантии под Индоло-Кубанским прогибом до Восточно-Кубанской впадины, субширотно вдоль южной границы Скифской плиты до Терско-Каспийского прогиба. Пограничная изолиния проходит на юг, огибая выступ в сторону Главного Кавказского антиклинория и выходит в мантии под Кобустанско-Апшеронским прогибом, откуда уходит на юг.

*Сечение 250 км.* В верхней мантии под ВЕП выделяются три скоростных слоя. Первый слой соответствует глубине  $(50—100) \pm 25$  км, второй слой —  $(100—200) \pm 25$  км, третий слой —  $200 \pm 25$  км (глубина подошвы верхней мантии). Особенностью третьего слоя является "мозаичность", т. е. распад установившихся скоростных структур перед переходом к слою Голицына — Гейко (переходной зоне верхней мантии). Мы представляем сечение на глубине 250 км, где еще четко выделяется пограничная изолиния.

На глубине 250 км выделяется западная мантийная пограничная изолиния. Она огибает с востока и юга мантию под восточной частью Шпицбергена, проходит субмеридионально вниз до мантии под бассейном Харстад, с запада огибает Лофотенские о-ва, далее выходит в мантию под Скандинавскими Каледонидами, проходит на восток, огибает мантию под северо-западной границей Трансмагматической Скандинавской зоны, поворачивает на запад, доходит до мантии под грабеном Осло, поднимается субмеридионально до мантии под восточной границей района Мюр-Рюмсдаль, огибая мантию под его западной и южной границами. Далее выходит в мантию под северным окончанием поднятия Ринг-КюбингФюн, распространяется до мантии под Центральным Польским валом, что соответствует верхней части западного раздвоения линии Тейссейра — Торнквиста. Местоположение скоростной пограничной изолинии и ее соотношение со скоростными слоями в северозападной части Атлантики показывает возможное влияние спрединговых процессов на становление западной границы ВЕП.

Юго-западная пограничная изолиния мантии под ВЕП на этих глубинах начинается от

мантии под юго-западным окончанием Свеко-Норвежского мегаблока Фенноскандинавского щита, доходит до сброса Fjerritslev на севере, проходит в мантии под восточной оконечностью поднятия Ринг-Кюбинг-Фюн и выходит в мантию под Центральным Польским валом. Далее поворачивает резко на юг до южного окончания Богемского массива, поворачивает на восток и выходит в мантию под Паннонской впадиной, проходит на восток через мантию под Трансильванской впадиной, далее выходит в мантию под Добруджей. Южная часть пограничной мантийной области определяется мантией под западной частью Скифской плиты с выходом в мантию под западной оконечностью Крыма. Пограничная изолиния огибает с северо-востока мантию под Горным Крымом, с северо-востока, востока и юга — мантию под Индоло-Кубанским прогибом и поворачивает на северную оконечность Восточно-Черноморской впадины. Далее проходит в мантии под восточным окончанием Восточно-Черноморской впадины, огибает с запада Кавказ и уходит на юг в мантии под синклинорием Ордубад.

Таким образом, наблюдается резкий выход пограничной изолинии в юго-западной части мантии в юго-западном направлении, начиная от мантии под Центральным Польским валом до мантии под южным окончанием Паннонской впадины, с дальнейшим возвратом через мантию под Паннонской и Трансильванскими впадинами в мантию под Добруджей и последующим уходом на юг в мантию под Малым Кавказом. Для данного сечения выдерживается юго-западно—северо-восточная направленность пограничной мантийной изолинии. К глубине 400 км происходит переход от высокоскоростной верхней мантии к низкоскоростному слою Голицына — Гейко. Здесь формируется мантийная граница, соответствующая установившемуся скоростному процессу в указанной зоне. Основной особенностью этой области является юго-западно—северо-восточное направление пограничной изолинии. Происходит дальнейшее развитие юго-западно—северо-восточного направления простирания южной части пограничной области.

*Сечение 400 км.* На глубине 400 км западная пограничная изолиния в пределах рассматриваемой территории показывает распространение высоких скоростей от мантии под Северо-Атлантическим океаническим хребтом на восток до центральной части Шпицбергена. Далее пограничная изолиния следует на юг до Скандинавских Каледонид в районе северо-

западного окончания района Норботтен, огибает с севера, востока и юга северную часть Центрального Норланда до геосинклинальной зоны Центрального Норланда, вдоль ее северной границы уходит на запад до Скандинавских Каледонид. Далее проходит по северо-западной окраине Трансскандинавской магматической зоны на запад до грабена Осло и, огибая с юга Свеко-Норвежский мегаблок Фенноскандинавского щита, распространяется в мантию под Атлантикой. Следует отметить, что северо-западная часть западной мантийной скоростной границы соответствует тектонической границе ВЕП.

В северной части мантии под ВЕП и БПП выделяются две области, связанные, по-видимому, с мантией под Арктическим бассейном. Первая определяется границами высокоскоростного выступа со стороны мантии под Арктическим океаном на юг в северо-западную часть мантии под БПП, вторая — областью мантии под Землей Франца-Иосифа.

Восточная часть пограничной области на данной глубине соответствует восточной части тектонической границы ВЕП и определяется мантией под Уралом вплоть до мантии под Южно-Эмбинской зоной дислокаций. Наиболее дифференцированной является южная мантийная пограничная изолиния. Пограничная изолиния в пределах рассматриваемой территории огибает выступ в сторону Центрального поднятия Северного моря, через пролив Па-де-кале выходит в мантию под Брабантским массивом, затем проходит в мантии под северо-восточной частью Парижского бассейна, огибая с востока Брабантский массив, выходит в мантию под Англо-Голландским бассейном. Далее пограничная изолиния проходит по северной оконечности блока Помпецкого, выходит в мантию под Балтийским морем и доходит до Центрального Польского вала. В мантии под западной оконечностью Щецинской впадины выходит на мантию под Предсудетской моноклиной, поворачивает на север, выходит на Балтийскую синеклизу в районе Гданьской впадины. Пограничная изолиния проходит в мантии под Подляско-Брестской впадиной, поворачивает на северо-восток в мантию под Вольно-Оршанским авлакогеном. Выступ в северо-восточном направлении доходит до западного окончания Пачелмского авлакогена. Далее поворачивает назад в юго-западном направлении, проходит по восточной границе Вольнского и Подольского мегаблоков УЩ, на юг спускается до Предкар-



патского прогиба, поворачивает на восток, где следует по склону УЩ, доходя до Ростовского выступа, затем поворачивает на юг, огибая на востоке Индоло-Кубанский прогиб. Выходит в мантию под Черным морем, огибает выступ по южной части Восточно-Черноморской впадины на запад, вплоть до восточной оконечности южной части Западно-Черноморской впадины, поворачивает на восток, доходит до мантии под Аджаро-Триалетской зоной, уходит на юг, огибая Вулканическое плато Ахалкалаки.

Прослеживается связь западной границы с скоростными структурами под северной частью Атлантического океана и распространение высокоскоростных структур южного окружения переходной зоны в низкоскоростную переходную зону мантии под ВЕП с выделением северо-восточного направления по распространению высокоскоростного слоя в мантии под Вольно-Оршанским авлакогеном.

*Сечение 500 км.* На этой глубине наиболее четко проявляется распространение скоростных характеристик мантии под окружением ВЕП в мантию под ВЕП. В данном сечении отсутствует скоростная мантийная граница в северной части. Западная граница показывает влияние срединно-океанического хребта, выделяя границу по хребту Книпповича с последующим расширением на юг и восток высокоскоростных характеристик атлантических структур до мантии под центральной частью Скандинавских Каледонид. Низкоскоростная часть мантии под южными Скандинавскими Каледонидами, характеризующаяся в целом на этих глубинах как мантия под ВЕП, образует выступ на запад вплоть до трансформной зоны разломов. Последующая часть пограничной изолинии распространяется на юг до южной части Трансскандинавской магматической зоны, затем поворачивает на запад и уходит за пределы рассматриваемой территории.

Северная пограничная изолиния выделяет Новоземельскую плиту и вместе с ней отделяет мантию под Печорской синеклизой.

Южная пограничная изолиния показывает дальнейшее распространение высокоскоростных структур южного окружения мантии под ВЕП на северо-северо-восток. Пограничная изолиния огибает с юга Центральное поднятие Северного моря, через мантию под Северо-Восточной Германской впадиной выходит в мантию под поднятием Ринг-Кюбинг-Фюн, далее по мантии под грабеном Осло проходит до мантии под западной частью Трансскандинавской магматической зоны, продолжается по ее вос-

точной части до середины, где поворачивает на восток, огибая с севера массив свекофенид Свеаленда Свекофенского мегаблока. Далее распространяется через мантию под Балтийским морем, севернее о-ва Готланд, и выходит в мантию под Балтийской синеклизой южнее массива Курземе, поворачивает на восток и доходит до Вольно-Оршанского авлакогена (Оршанской впадины), потом поворачивает на юг, выходит в мантию под Ратненским порогом и далее в мантию под центральной частью Вольнского и Подольского блоков УЩ. Затем через Предкарпатский прогиб и Восточные Карпаты, пересекая мантию под Трансильванской впадиной, доходит до мантии под Южными Карпатами. Поворачивает на север, выходит в мантию под Добруджей, распространяясь на северо-восток по Кировоградскому разлому УЩ и центральной части Днепровско-Донецкой впадины, выходит на Воронежский кристаллический массив (ВКМ) в районе Лосевской шовной зоны. Пограничная изолиния, огибая центральную часть Хоперского мегаблока ВКМ и мантию под восточной окраиной ВКМ, выходит в мантию под кряжем Карпинского. Спускается на юг в мантии под Скифской плитой, поворачивает на запад, доходит до мантии под Восточно-Кубанской впадиной, проходит на юг, распространяется на восток по южной окраине Аджаро-Триалетской впадины и уходит на юг.

Следует отметить, что на рассматриваемой глубине мантия под Волго-Уралией и мантия под Прикаспийской впадиной определяются как области, по которым осуществляется связь с мантийными скоростными структурами Азии.

После 550 км начинается распад установившихся мантийных скоростных структур слоя Голицына — Гейко, означающий переход к средней мантии.

**Вертикальные сечения** более четко позволяют выяснить особенности распределения скоростных мантийных изолиний. При этом распространение с глубиной пограничных изолиний позволяет выделить скоростную мантийную пограничную область, связанную с распространением активизированной мантийной области, соответствующей окружению ВЕП, в мантию под территорией ВЕП.

Долготные сечения, начиная от мантии под Афро-Аравийской платформой (ААП), Загросом и Центральным Иранским массивом, показывают распространение соответствующих им высокоскоростных слоев Голицына — Гейко в низкоскоростной слой Голицына — Гей-

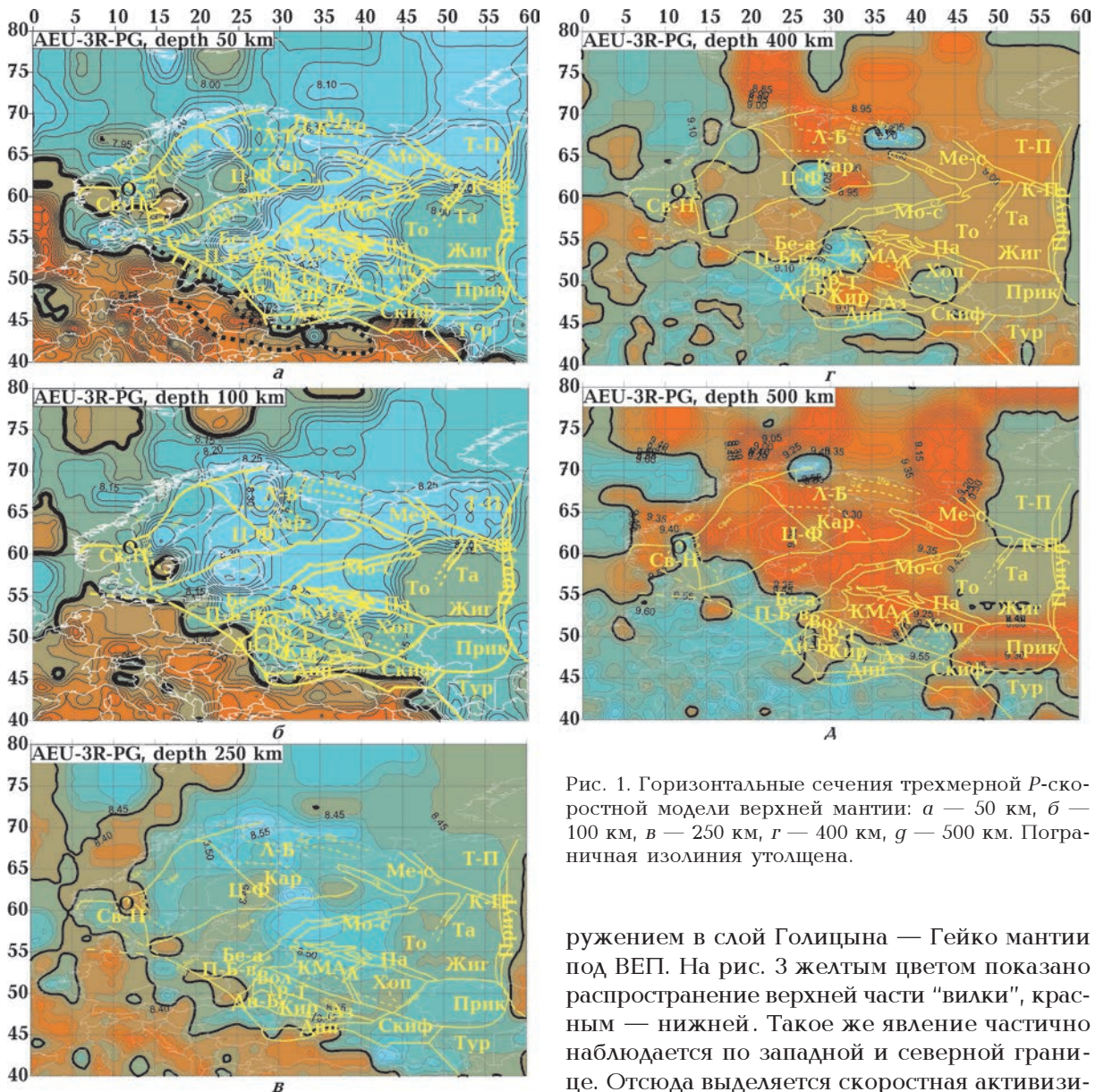


Рис. 1. Горизонтальные сечения трехмерной  $P$ -скоростной модели верхней мантии: а — 50 км, б — 100 км, в — 250 км, г — 400 км. Пограничная изолиния утолщена.

ко под ВЕП. Примером для южной границы могут служить сечения SN 34° в. д., SN 52° в. д. для западной и восточной границ — широтные сечения WE 60° с. ш., WE 52° с. ш., для северной — сечение SN 52° в. д. (рис. 2). Исходя из особенностей распространения высокоскоростных слоев слоя Голицына — Гейко под окружением ВЕП, построена схема рис. 3, показывающая границы максимального распространения высокоскоростных слоев окружения ВЕП (зеленый цвет).

Типичное для южной границы сечение SN 34° в. д. показывает присутствие пограничной "вилки" при распространении высокоскоростного слоя Голицына — Гейко мантии под ок-

ружением в слой Голицына — Гейко мантии под ВЕП. На рис. 3 желтым цветом показано распространение верхней части "вилки", красным — нижней. Такое же явление частично наблюдается по западной и северной границе. Отсюда выделяется скоростная активизированная пограничная область, границы которой определяются взаимодействием мантийных скоростных структур под ВЕП и ее окружением. Наиболее четко она проявляется в мантии под южной окраиной ВЕП.

Долготные и широтные сечения скоростной модели мантии под ВЕП позволили построить систему высокоскоростных наклонных слоев (рис. 4). В основном они относятся к пограничной области мантии под ВЕП и ее окружением, определяемой максимальным и минимальным отклонением пограничных изолиний с глубиной относительно тектонической границы. Выделенные высокоскоростные наклонные слои могут быть разделены на три группы:

- под южной оконечностью мантии под ВЕП;



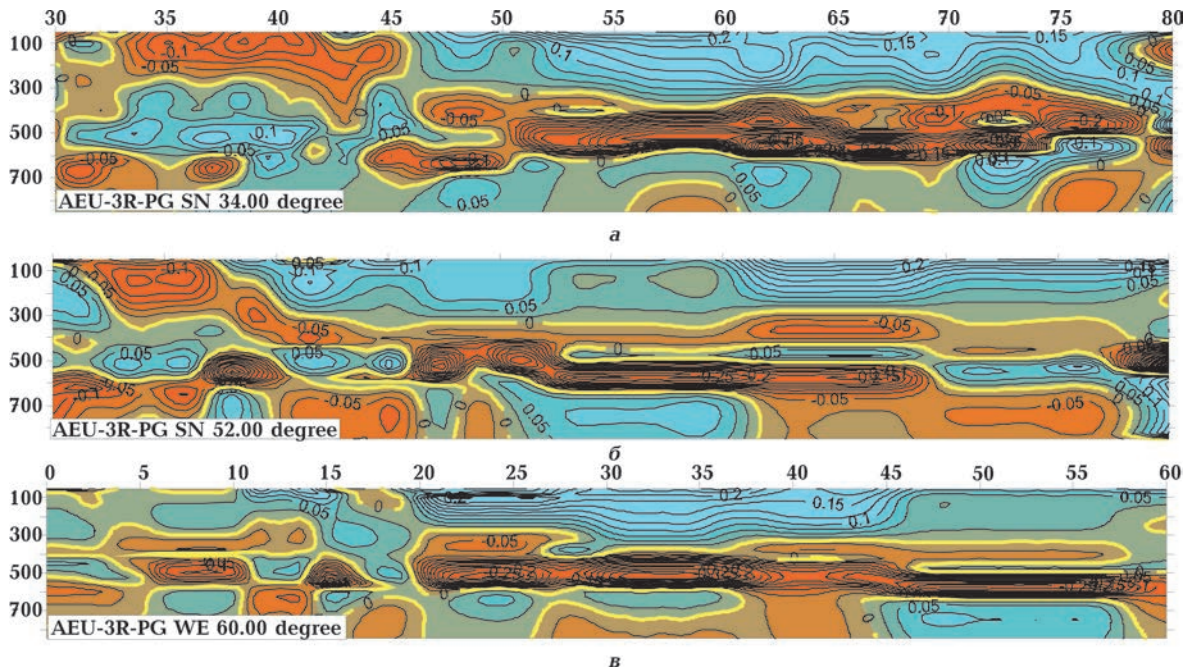


Рис. 2. Долготные (а, б) и широтное (в) сечения трехмерной *P*-скоростной модели верхней мантии (250, 400 и 500 км). Пограничная изолиния указана желтым цветом.

- под западной оконечностью мантии под ВЕП;
- под северной оконечностью мантии под объединенной областью ВЕП + БПП.

Высокоскоростной наклонный слой на севере начинается в мантии под Северной Атлантикой и распространяется от мантии под хребтом Книпповича до мантии под восточным окончанием Свальбарда. Влияние мантийных скоростных структур под северной частью Атлантического океана на мантию по северной частью ВЕП проявляется в распространении наклонных высокоскоростных слоев со стороны Атлантики в мантии под северной частью Фенноскандинавского щита, включая мантию под Центрально-Кольским мегаблоком, Лапландско-Беломорским поясом, Карельским мегаблоком, начиная от мантии под Скандинавскими Каледонидами до мантии под восточной частью указанных структур. В мантии под северо-западной частью ВЕП выделяются наклонные слои, приуроченные к мантии под Ладожскими структурами и к мантии под Трансскандинавской магматической зоной.

Высокоскоростные мантийные наклонные слои южного пограничья в основном имеют западное и южное направления. Широтные наклонные слои распространяются с востока на запад. Выделяются слои, начинающиеся в ман-

тии под юго-восточным окончанием кряжа Карпинского, северо-западной окраиной Туранской плиты и западной окраиной Туранской плиты, связанной с Прикаспием. Южные наклонные слои начинаются в мантии под Кара-Богаз-Голом и Транскаспийской впадиной и прослеживаются до мантии под восточным окончанием Восточно-Черноморской впадины. Далее наклонные слои начинаются в мантии под северо-западом Туранской плиты и юго-западным окончанием кряжа Карпинского и простираются до Добруджи. Эти слои определяют мантийные связи Центрально-Азиатского региона и ВЕП. Далее отмечается распространение высокоскоростных наклонных слоев от мантии под западным склоном УЩ на запад до мантии под Паннонской впадиной, от Центрального Польского вала до мантии под Среднеевропейской платформой (до блока Помпецкого и Саксонского блока). Следует отметить, что последним наклонным мантийным слоям соответствуют такие же слои, но имеющие встречное направление со стороны Атлантики. Меридиональные наклонные слои в основном связаны со склоном платформы. Мантия под Черным морем делится на северную и южную части наклонными скоростными слоями, которые следуют как со стороны мантии под пограничной мантийной областью ВЕП на юг, так и со стороны





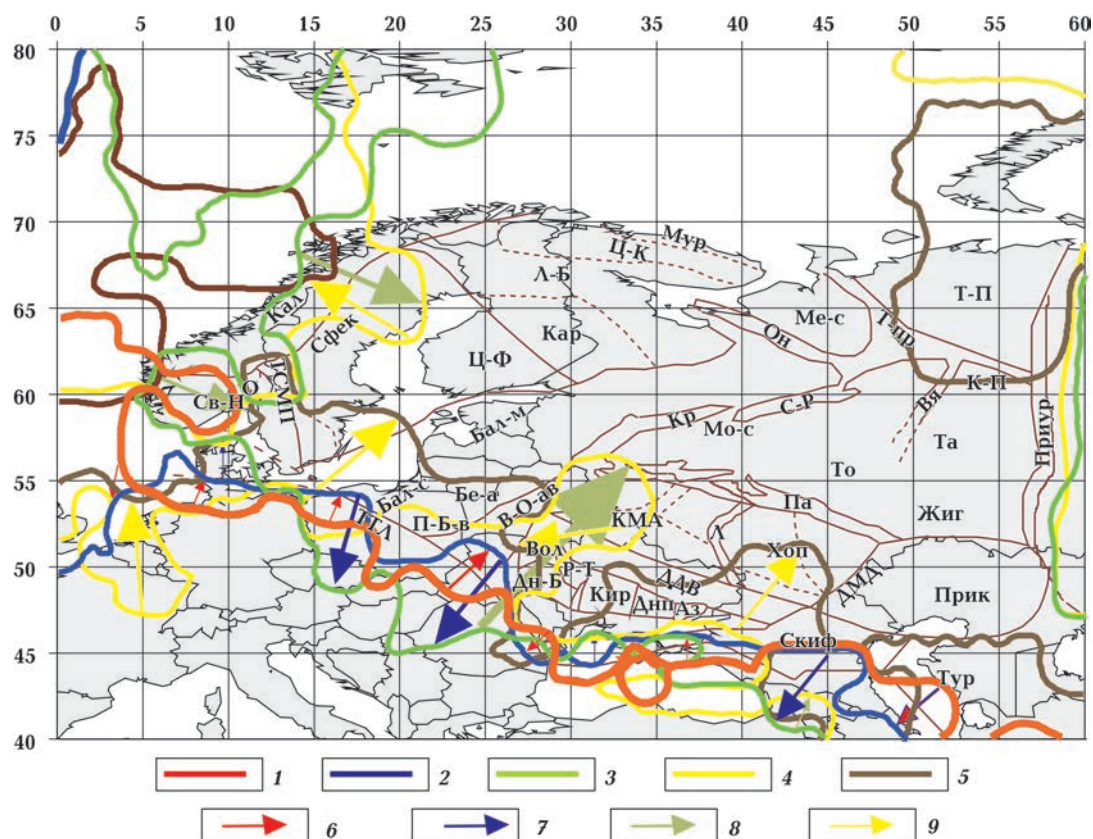


Рис. 5. Динамика распространения мантийных пограничных изолиний: 1—5 — распределение пограничной изолинии на глубине 50 км (1), 100 км (2), 250 км (3), 400 км (4), 500 км (5); 6—9 — направление смещения пограничной изолинии с глубины 50 до 100 км (6), с глубины 100 до 250 км (7), с глубины 250 до 400 км (8), с глубины 400 до 500 км (9).

мантии под Анатолийской плитой на север. Раздел в мантии под Черным морем приурочен к  $42^\circ$  с. ш. Наклонные слои, приуроченные к мантии под пограничной областью на югозападе ВЕП, позволяют выделить слои, распространяющиеся от мантии под Мазуро-Белорусской антеклизой через мантию под Трансильванской впадиной в мантию под Южными Карпатами, от мантии под юго-западным склоном УЩ под Мизийскую плиту, Стару Планину. Отмечаются наклонные слои, идущие от мантии под южным окончанием Фенноскандинавского щита (Свеко-Норвежским блоком, массивом Смоланд Свеко-Фенского блока), Центральным Польским валом в мантию под Богемским массивом. Следует отметить и встречные высокоскоростные наклонные слои, распространяющиеся от мантии под северным окончанием ААП на север в сторону ВЕП.

В западном окружении со стороны Атлантики в мантии практически не выделяются наклонные высокоскоростные слои широтного

распространения. Выделяются наклонные слои встречных направлений с севера на юг и с юга на север. Отметим высокоскоростные наклонные слои, распространяющиеся в мантию под Лофотенским бассейном до Свеко-Норвежского мегаблока Фенноскандинавского щита.

Следует отметить, что наибольшей глубиной распространения характеризуются мантийные высокоскоростные слои, приуроченные к южной пограничной области. Они распространяются до глубины переходной зоны и имеют более пологий угол выхода  $\approx 20^\circ$ . Наклонные высокоскоростные слои, относящиеся к северной пограничной области, не выходят за пределы верхней мантии и имеют угол выхода в среднем  $30^\circ$ . Наклонные высокоскоростные слои западной пограничной области распространяются в верхней мантии и могут доходить до переходной зоны.

**Заключение.** Завершая рассмотрение горизонтальных сечений, следует отметить, что мантийные скоростные границы на всех глу-

бинах верхней мантии и слоя Голицына — Гейко не соответствуют тектоническим границам. Поведение границы в целом, по отношению к тектонической границе, может быть представлено следующим образом.

1. На рис. 5 показана динамика распространения мантийных пограничных изолиний с глубиной относительно тектонической границы. Для зоны Тейссейра — Торнквиста (ЗТТ) пограничная изолиния на глубине 50 км распространяется южнее ЗТТ, на глубине 100 км — севернее ЗТТ, на глубине 250 км — в основном на юг относительно ЗТТ, а на глубине 400—500 км — в основном на северо-восток.

2. На глубинах верхней мантии наблюдается общий “откат” на юг вплоть до мантии под южным окончанием Паннонского бассейна на глубине 250 км.

3. Юго-западная часть пограничной изолинии на глубине 50 км соответствует северной части линеамента А, разделяющего кору на толстую и тонкую.

4. На глубинах верхней мантии южная пограничная изолиния может быть разделена на две части: первая определяется распространением ее относительно зоны Тейссейра — Торнквиста и имеет общее северо-восточной

направление; вторая часть — тектонической границей, соответствующей Скифской плите, влиянием Аравийского индентора и имеет северо-восточное направление.

5. На глубинах слоя Голицына — Гейко (переходной зоны) общей характеристикой распределения границы является юго-западно—северо-восточное направление.

6. Восточная пограничная изолиния отмечается на глубинах переходной зоны, определяя область распространения скоростных слоев слоя Голицына — Гейко в мантии под Западно-Сибирской плитой в мантию под ВЕП.

7. Четкого проявления мантийной скоростной пограничной изолинии под мантией объединенной области ВЕП+БПП на глубинах верхней мантии и переходной зоны в пределах рассматриваемой области не отмечается.

8. Западная пограничная изолиния формируется к глубине 250 км и четко проявляется на глубинах слоя Голицына — Гейко, отражая распространение скоростных структур мантии под Атлантическим океаном в сторону мантии под ВЕП, начиная от мантии под срединно-океаническим хребтом. Наиболее четко это проявляется в северо-западной части, начиная от мантии под хребтом Книпповича.

### Список литературы

- Аки К., Ричардс П. Вычислительная сейсмология. Т. 2. — Москва: Наука, 1982. — 879 с.
- Гейко В.С., Цветкова Т.А., Санникова Н.П., Ливанова Л.П., Гейко К.В. Региональная 3D Р-скоростная структура мантии Северо-Западной Евразии-1. Европа. 1 // Геофиз. журн. — 1998. — 20, № 3. — С. 67—91.
- Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Региональная 3D Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофиз. журн. — 2005. — 27, № 6. — С. 927—939.
- Жганов М.С. Теория обратных задач и регуляризации в геофизике. — Москва: Научный мир, 2007. — 710 с.
- Лаврентьев М.М., Романов В.Г. О трех линеаризованных обратных задачах для гиперболических уравнений // Докл. АН СССР. — 1966. — № 171. — С. 1279—1281.
- Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформы на разных глубинных уровнях // Геотектоника. — 1997. — № 4. — С. 24—41.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа / Под ред. А.В. Чекунова. — Киев: Наук. думка, 1989. — 188 с.
- Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
- Старостенко В.И., Оганесян С.М. Некорректно поставленные задачи по Адамару и их приближенное решение методом регуляризации А.Н. Тихонова // Геофиз. журн. — 2001. — 23, № 6. — С. 3—20.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — Москва: Научный мир, 2001. — 604 с.
- Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Сейсмотомография Восточно-Евро-



пейской платформы: трехмерная  $P$ -скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. I // Геофиз. журн. — 2009. — **31**, № 1. — С. 53—72.

Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная  $P$ -скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. II // Геофиз. журн. — 2010а. — **32**, № 1. — С. 60—77.

Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской и Баренцево-Печорской платформ: трех-

мерная  $P$ -скоростная модель мантии под Волго-Уралией, Прикаспийской впадиной и Баренцево-Печорской платформой // Геофиз. журн. — 2010б. — **32**, № 5. — С. 35—50.

Aki K., Christoffersson A., Husebye E. S. Determination of the three dimensional seismic structure of the lithosphere. // J. Geophys. Res. — 1977. — № 82. — P. 277—296.

Geyko V. S. A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз. журн. — 2004. — **26**, № 2. — С. 3—32.