Записки Санкт-Петербургского горного института им. Г.В.Плеханова.
1992. Т. 135

УДК 550.834

Н.В.ШАРОВ

ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Изучение глубинного строения Балтийского щита имеет большое значение для проблемы эволюции земной коры континентов и особенно для Европы. Известно, что поверхность этой древней структуры испытывает непрерывный подъем, а новые данные глубинных сейсмических исследований совместно с геологическими картами говорят об исключительной внутренней неоднородности – ее гетерогенности - в разных масштабах как по площади, так и по глубине залегания не только в пределах земной коры, но и верхней мантии.

Крупнейшим экспериментом, позволившим охарактеризовать упругие свойства литосферы Балтийского щита на всю ее мощность, явились исследования в 1979 г. при участии 14 европейских государств на профиле Феннолора (Баренцево море – Балтийское море) с базами регистрации до 2000 км. Схема наблюдений представляла собой систему продольных годографов из девяти пунктов взрыва с встречными и нагоняющими ветвями. Расстояние между соседними пунктами варьировалось от 200 до 400 км [3, 17].

Основным результатом работ на профиле Феннолора явилась двухмерная скоростная модель литосферы до глубины 230 км (рис.1). Модель построена

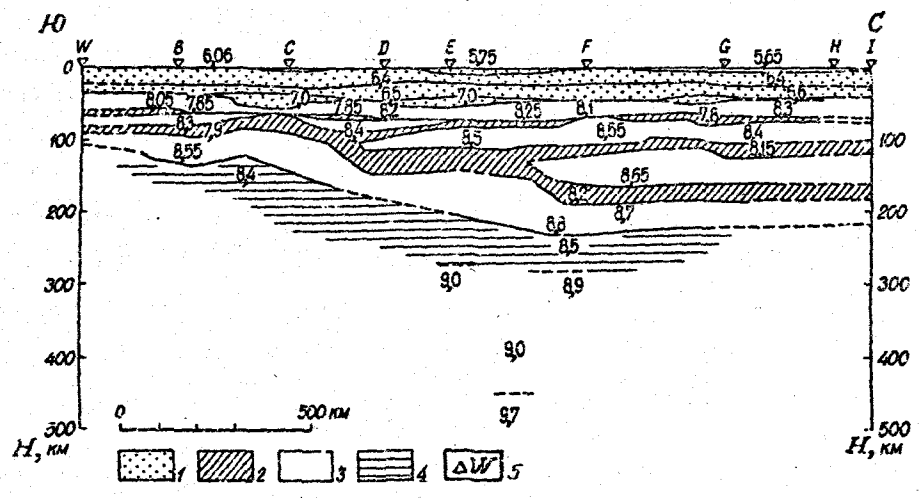


Рис.1. Разрез литосферы по профилю Феннолора [17]
1 – земная кора; 2 и 3 – зоны пониженных и повышенных скоростей в литосфере (указаны значения скорости в километрах в секунду); 4 – астеносфера; 5 – пункты взрыва и их обозначения

путем интерпретации временного годографа и амплитуд волн монтажей для всех пунктов взрыва (ПВ) [17, 18]. Толщина земной коры вдоль профиля изменяется в пределах от 35 до 55 км. Граница кора – мантия содержит переходный слой мощностью 5–10 км, характеризующийся относительно высокой скоростью. Имеет место общее правило: чем мощнее кора, тем меньше контраст скорости на границе М. В верхней мантии скорость продольных волн растет от 7,85 км/с на глубине 35 км до 8,3 км/с на глубине 60 км.

Основной особенностью верхней мантии архейского мегаблока Балтийского щита является наличие в ее верхней части трех слоев с пониженной скоростью (рис.1), а в более молодом Свекофеннском мегаблоке – одного-двух. Верхний слой имеет значительно меньшую мощность (10–25 км), чем второй (15–35 км) и особенно третий (25–45 км), а мощность разделяющих их пластов колеблется от 20 до 50 км. Следствием наблюдаемого различия в соотношении мощностей волноводов на Лапландско-Кольско-Карельской и Свекофеннской провинциях, возможно, является вывод о неодинаковой толщине литосферы в пределах названных областей. Профиль Феннолора показывает отчетливую зависимость для Балтийского щита мощности литосферы от возраста коры. Для архейской части коры отмечена наиболее мощная (до 230 км) и наиболее дифференцированная нижняя литосфера. Число инверсионных каналов зависит от мощности литосферы.

Скорость варьирует вдоль профиля, изменяясь с глубиной. Градиент скорости в верхней мантии зависит также от мощности литосферы. На юге при толщине литосферы 110 км градиент составляет 0,006 $с^{-1}$, а на севере при ее мощности в 230 км снижается до 0,003 $с^{-1}$. В зонах пониженных скоростей в верхней мантии падение скорости в среднем составляет 5 % скорости в верхней части слоя. Максимальная скорость продольных волн в литосфере достигает 8,8 км/с на глубине 230 км.

Наиболее примечательной особенностью представленной модели является выделение области, предположительно связываемой с астеносферой, но характеризующейся слабым контрастом физических параметров. Кровля астеносферы выделяется по понижению скорости от 8,8 до 8,5 км/с в интервале глубин 220–230 км на севере и от 8,55 до 8,4 км/с на глубине 110 км на юге. Нижняя граница астеносферного слоя отмечена на глубине 270 км в виде повышения скорости до 9,0 км/с [17, 18]. По отраженным волнам на глубине 450 км отмечена граница мантийной переходной зоны, где скорость увеличивается до 9,7 км/с.

Для Европы по данным поверхностных волн [12, 13] установлены сильные вариации как мощности литосферы, так и скорости поперечных волн. Обнаружено заметное снижение мощности литосферы до 50 км под Центрально-Европейским рифтом и повышение ее до 170 км под Балтийским щитом, который характеризуется слабой скоростной дифференциацией поперечных волн.

В работе [20] использованы годографы продольных волн от удаленных землетрясений, полученные сейсмологической сетью в Дании, на юге Норвегии и Швеции. Представлены томографические карты юга Скандинавии и примыкающих областей для четырех уровней: 0–100, 100–300, 300–500, 500–600 км. Показано, что только основные тектонические зоны (линия Тейссейра – Торнквиста и частично грабен Осло) отражаются в томографических картах первых двух

ней. В Центральной Европе, где тонкая литосфера (мощность 50 км), ни I и 2 не коррелируются, а в Скандинавии при литосфере мощностью е 200 км эти томографические уровни коррелируются между собой: архей- ядро Лапландско-Кольско-Карельского мегаблока имеет самую мощную ли- феру 200-230 км. Балтийский щит молодеет с северо-востока на юго-запад, отражается также в снижении толщины литосферы.

Однако возможно следующее определение астеносферы - это обширная об- ть частичного плавления верхней мантии, в которой температура превышает пературу солидуса соответствующего вещества (для пиролитовой модели Ю °С), v_p уменьшаются до 7,6-7,8 км/с, а v_s до 3,7-4,0 км/с; доброт- ть понижается до $n \cdot 10^2$, а электрическое сопротивление до 10^2 Ом.м. кое определение имеет смысл для глубин менее 250 км, так как ниже этих убин температура и электрическое сопротивление достигают указанных вели- н повсеместно, а возможность плавления ограничена высоким давлением [8]. ли придерживаться этого определения, то такая астеносфера под Балтийским том отсутствует. Основной особенностью верхней мантии данного региона ляется наличие до четырех слоев с пониженной скоростью, прослеживаемых оль линии профиля, причем их мощность увеличивается с глубиной. В верх- й мантии отсутствуют сколько-нибудь мощные слои, в которых скорости про- льных волн снижались бы до 7,8-8,0 км/с и ниже. Напротив, появляются вы- окоскоростные (8,5-8,7 км/с) слои. Четкое увеличение скоростей (до 9,0 км/с) аступает в интервале глубин 230-270 км. Результаты глубинного зондирования источником «Хибины" и расчеты температуры в мантии Балтийского щита по- азали, что электрическое сопротивление, равное 10^2 Ом.м, соответствует нтервалу глубин 200-300 км [2]. Температура здесь предполагается близкой 1000-1100 °С, т.е. до этих глубин температура в мантии Балтийского щита е достигает минимально возможной температуры плавления. Таким образом, опрос о том, где кончается литосфера и начинается астеносфера, не имеет дназначного решения. Подобные результаты получены и в других районах зем- ного шара [1, 4-6].

Большую ценность для уточнения строения верхней мантии Балтийского дита имеют данные взрывной сейсмологии, полученные на длинных профилях ГСЗ и при регистрации крупных взрывов сетью сейсмологических станций. Важ- ность этих данных определяется точным значением координат и времени взрыва, более высокими значениями регистрируемых частот. Для рис.2 использованы материалы 10 профилей ГСЗ общей протяженностью около 4000 км; максималь- ная длина олученных на них годографов достигает 1935 км. Кроме того, со- браны и проанализированы экспериментальные данные о временах пробега про- дольных мантийных волн, зарегистрированных от 46 крупных взрывов 22 ста- ционарными и десятком передвижных сейсмологических и сейсмических станций, неравномерно расположенных по площади.

Для построения годографа использованы продольные волны, зарегистриро- ванные в области первых вступлений на спокойном фоне записи, и, следова- тельно, времена пробега этих волн до каждой станции определены с минималь- ной погрешностью. При построении и интерпретации сводного годографа за

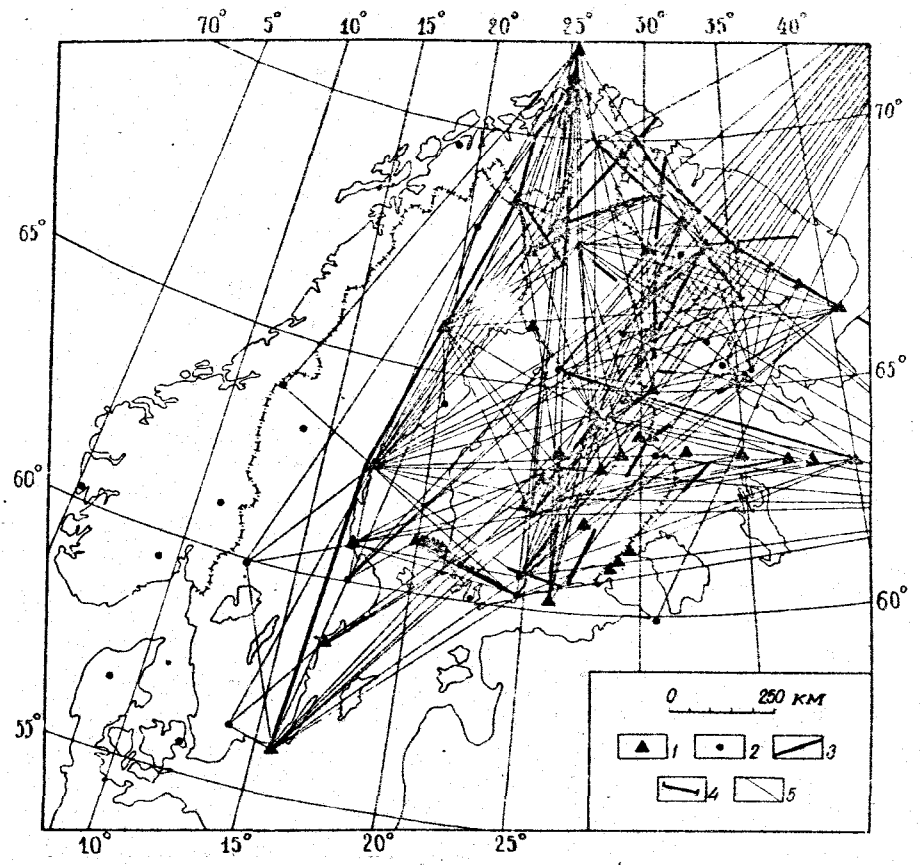


Рис.2. Схема расположения длинных профилей ГСЗ, пунктов взрыва и сейсмологических станций

1 – пункты взрыва; 2 – сейсмологические станции; 3 – длинные профили ГСЗ; 4 – участки профилей ГСЗ, на которых регистрировались мантийные волны от удаленных взрывов; 5 – проекции сейсмических лучей мантийных волн на дневную поверхность при площадных наблюдениях

опорные приняты данные сейсмических наблюдений вдоль профиля Феннолора. Сделано допущение, что годографы продольных волн, регистрируемых в первых вступлениях при эпицентральных расстояниях 200–190 км, образуются рефрагированными волнами, заходящими в верхнюю мантию.

Обобщенный годограф первых вступлений для выбранных профилей и лучей (рис.3) объединяет 489 значений времен прихода первых мантийных волн на удалениях 200–1935 км от ПВ. Расхождения во временах пробега продольных волн на Балтийском щите достигают 4–5 с для одинаковых удалений от ПВ. Эти значения примерно на порядок превышают возможную погрешность определения времен пробега и свидетельствуют о наличии в верхней мантии исследуемого региона существенных скоростных неоднородностей. Самые большие различия между временами первых волн встречаются на расстоянии: 230–330 км (3,3 с), 500–560 км (4 с), 650–760 км (5 с). Эти различия зависят от колеба-

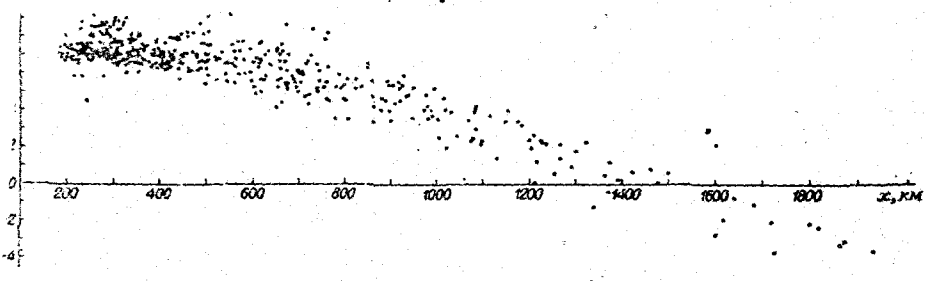


Рис.3. Сводный редуцированный годограф первых вступлений мантийных P-волн по данным ГСЗ и материалам регистрации крупных взрывов сейсмологическими станциями на Балтийском щите

ний мощности земной коры (от 35 до 60 км) и изменения граничной скорости по границе М (от 7,9 до 8,4 км/с), а также от скоростной неоднородности в верхней мантии. Сопоставление годографов из разных районов Балтийского щита указывает на большую дифференциацию времен прихода первых вступлений. Как правило, на удалениях 500–1500 км из южных ПВ время вступлений первых волн на 1–2 с происходит позднее, чем из северных.

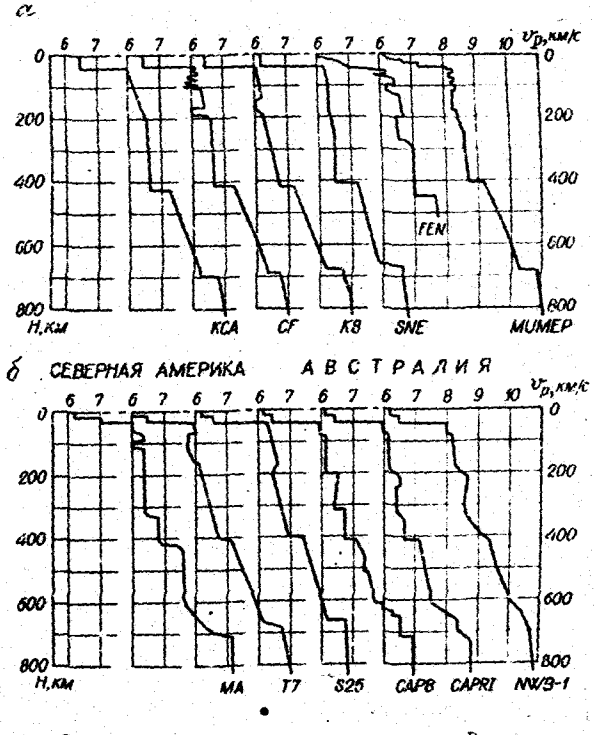


Рис.4. Модели распределения скорости P-волн в земной коре и верхней мантии древних платформ [10, 11, 14–17, 19, 22–25]: а – Восточно-Европейская платформа; б – Северо-Американская и Австралийская платформы

При изучении распределения скорости P-волн в нижних горизонтах верхней мантии Балтийского щита использовались годографы и монтажи сейсмограмм из диапазона расстояний от 1400 до 4500 км при ядерных взрывах в СССР и естественных землетрясениях, регистрируемые сетью сейсмологических станций. Для этих данных методом приближений и ошибок подобраны одномерные модели распределения скорости P-волн в верхней мантии Восточно-Европейской платформы и Балтийского щита (рис.4,а) до глубины 800 км [14–17, 21, 25]. Внешне они мало различаются между собой и характеризуются повышенными скоростями (8,0–8,2 км/с) на глубине

45–55 км и незначительным их изменением с глубиной. Наибольшее отличие моделей друг от друга наблюдаются в характеристике нижней литосферы. В интервале глубин 60–250 км присутствуют слои попеременно низких и высоких скоростей мощностью 10–50 км (модели CF, FEN, MUMEP), имеется один волновод (К8), зоны волноводов отсутствуют (KCA, SNE). Увеличение скоростей наступает в интервале глубин 250–270 км. Годографы сильных отраженных волн связаны с границами на глубинах 410–450 и 670–700 км, где происходит резкое увеличение скорости соответственно с 8,7 до 9,6 и с 10,2 до 10,9 км/с. В целом градиент нарастания скорости с глубиной в нижней части верхней мантии (400–700 км) заметно больше, чем в ее верхней (50–400 км) части (рис.4).

Приведенные одномерные скоростные модели строения верхней мантии Восточно-Европейской платформы сравнивались с аналогичными, полученными в пределах всех крупных платформ: Сибирской, Африканской, Северо-Американской и Австралийской [7, 10, 11, 19, 22-24]. На Северо-Американской и Австралийской платформах отчетливо выражены различные вариации скорости с глубиной в верхних 350 км мантии. Модели для Канадского щита MA и T7 имеют кровлю над тонкой зоной пониженной скорости, в то время как модель S25 имеет толстую кровлю над зоной пониженной скорости, которая фиксируется глубже 300 км. Модели для северо-западной части Австралийского щита (CAP8, CAPR I, NWB-I) характеризуются низким постоянным градиентом между глубинами 85–190 км (скорость 8,15–8,25 км/с) по сравнению с градиентом между 190–210 км. Они имеют пониженные скорости в диапазоне глубин 240–330 км. В верхней мантии отсутствуют мощные слои, в которых скорость продольных волн снижалась бы до 7,6–7,8 км/с, исключение составляет модель T7, где волновод со скоростью около 7,8 км/с находится на глубине 70–150 км. Средние значения скорости (8,1–8,3 км/с) в верхней мантии (50–200 км) характерны для всех щитов и платформ.

Таким образом, трудно сделать однозначный вывод, что представляет собой литосфера под платформами и щитами. Важно учитывать, что литосфера под ними неоднородна и расчленена на зоны низкой и высокой скорости. Однако мантия древних платформ не имеет слоев с пониженными (менее 8 км/с) скоростями. Во всех рассмотренных моделях (рис.4) скорости на глубинах около 400 и 700 км резко возрастают. Расслоенность нижней части верхней мантии существенно меньше, чем верхней.

Строение верхней мантии океанов весьма похоже на структуру мантии под континентами [9]. Основное отличие в том, что верхняя граница мантии залегает на близких глубинах (5–8 км) от дна. Скорость под границей М увеличивается с глубиной на 0,2–0,5 км/с. Ниже, на глубинах 20–40 км, в мантии везде прослежена граница со скоростями 8,2–8,8 км/с. В мантии океанов отмечено несколько подобных границ (скорее всего, пропластков, чередующихся со слоями пониженной скорости) и часто их выделение определяется длиной и детальностью отработанного профиля. На континентах аналогичные слои наблюдаются на глубинах 100 км и более. Таким образом, тонкие слои с пониженными скоростями сейсмических волн наблюдаются непосредственно под

раницей М как в тектонически активных регионах, так и под платформами [5]. Вывод об отсутствии мощных волноводов в мантии со скоростями менее 8 км/с крайне затрудняет ее традиционное деление на литосферную и астеносферную части.

Выводы

1. Скорость продольных волн растет с 8,1 км/с от границы М до 8,5 км/с на глубине 200 км и до 9 км/с на глубине 300 км. Установлено наличие в мантии протяженных отражающих горизонтов на глубинах около 400 и 700 км, имеющих, очевидно, глобальное распространение.

2. Характерной особенностью верхней мантии (глубины 50–250 км) является ее слоистое строение. Это проявляется в чередовании тонких прослоев с разными сейсмическими скоростями, в закономерном изменении физических параметров с глубиной; наблюдается также зависимость мощности литосферы от возраста коры. В архейской части щита отмечена наиболее мощная и наиболее дифференцированная нижняя литосфера. Многослойная скоростная структура верхней мантии затрудняет определение положения подошвы литосферы.

3. Комплексирование сейсмических наблюдений на длинных профилях и геоэлектрических зондирований с контролируемым источником «Хибины» показало, что единой астеносферы как зоны частичного плавления до глубины 250 км под Балтийским щитом не существует.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. Верхняя мантия Сибири // Геофизика: Докл. 27-го МГК. М.: Наука, 1984. Т.8. С.27-42.

2. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа / Отв. ред. В.Б.Соллогуб. Киев: Наукова думка. 1989. 188 с.

3. Международные профали ГСЗ Феннолора и Балтик в Скандинавии / Х.Корхонен, У.Луосто, И.П.Косминская и др. // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами / Кольский филиал АН СССР. Апатиты, 1986. С.38-55.

4. Павленкова Н.И. Сравнительная характеристика верхней мантии континентов и океанов // Геофизический журнал. 1988. Т.10. № 4. С.3-16.

5. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и тектоника плит // Тектоносфера, ее строение и развитие / Междувед. геофиз. комитет при Президиуме АН СССР. М., 1989. С.36-45.

6. Резанов И.А. Факты, свидетельствующие против представлений о существовании астеносферы в мантии Земли // Геология и геофизика. 1984. № 5. С.11-17.

7. Рябой В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 246 с.

8. Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения / Под ред. Н.А.Логачева, В.С.Хромовских. М.: Недра, 1989. 278 с.

9. Ярошевская Г.А. Строение литосферы Атлантического океана по данным ГСЗ на длинных профилях // Геофизические поля Атлантического океана / Междувед. геофиз. комитет при Президиуме АН СССР. М., 1988. С.24-33.

10. Bowman J. R., Kennet B. L. An investigation of the upper mantle beneath NW Australia using a hybrid seismograph array // Geophysical Journal International. 1990. V. 101, N. 2. P. 411-424.

11. Burdick L. I., Helmberger D. V. The upper mantle velocity structure of the western United States // Journal of Geophysical Research. 1978. V. 83. P. 1699-1712.

12. Calcagnile G. The Lithosphere - Astenosphere system in Fennoscandia // Tectonophysics. 1982. V. 90. P. 19-35.

13. Calcagnile G., Panza G. F. Properties of the Lithosphere - Astenosphere system in Europe with a view toward Earth conductivity // PAGEOPH. 1987. V. 125, N. 2/3. P. 241-254.

14. Cassel B. R., Fuchs K. Seismic investigation of the subcrustal lithosphere beneath Fennoscandia // Journal of Geophysics. 1987. N. 46. P. 369-384.

15. Given I. W., Helmberger D. V. Upper mantle structure of northwestern Eurasia // Journal of Geophysical Research. 1980. N. 85. P. 7183-7194.

16. Grad M. Seismic model of the Earth's crust and upper mantle of the east European platform // Proceedings of the Institute of Geophysics, University of Warsaw. 1987. V. 35. P. 123-155.

17. Guggisberg B. Ch. Eine zweidimensionale refraction sseismische Interpretation der Geschwindigkeites - Tiefen - Struktur des oberen Erdmantels unter der Fennoskandischen Schild (Projekt Fennolora) // Dissertation ETH N 7945. Zurich, 1986. 199 s.

18. Guggisberg B. Ch., Berthelsen A. A two dimensional velocity model for the lithosphere beneath the Baltic Shield and it's possible tectonic significance // Terra cognita. 1987. V. 7, N. 4. P. 631-638.

19. Hales A., Muirhead K. I., Rynn I. M. A compressicnal velocity distribution for the upper mantle // Tectonophysics. 1980. N. 63. P. 309-348.

20. Husebye E. S., Hovland J. Tomographical mapping of the lithosphere and astenosphere beneath southern Scandinavia and adjacent areas // Tectonophysics. 1986. N. 128. P. 229-250.

21. King D. W., Calcagnile G. P-wave velocities in the upper mantle beneath Fennoscandia and Western Russia // Geophysical Journa of Royal Astronomic Society. 1976. N. 46. P. 407-432.

22. Lefevre L. V., Helmberger D. V. Upper mantl P-velocity structure of the Canadian shield // Journal of Geophysica Research (in press).

23. Leven J. H. The application of synthetic seismograms to the th interpretation of the upper mantle P-wave velocity structure in norther Australia // Physics of the Earth Planet Interior. 1985. V. 38. P. 9-27.

24. M a s s e R. P. Compressional velocity distribution beneath Central 'astern North America // Bulletin of the Seismological Society of Ame- 1973. V. 63. P. 911-935.

25. M a s s e R. P. Crustal and upper mantle structure of stable nental regions in North America and Northern Europe // PAGEOPH. 1987. 5, N. 2/3. P. 206-239.

26. V i n n i k L. P., R y a b o y V. Z. Deep structure of the European platform according to seismic data // Physics of the Earth et Interior. 1981. N. 25. P. 27-37.