УДК 550.34.4

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛАДОЖСКОЙ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Шаров Н.В. – Институт геологии Карельского научного центра РАН, Республика Карелия, Петрозаводск

Аннотация. На основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся сейсмической информации, накопленной за прошедшие тридцать пять лет, даются современные представления о глубинном строении земной коры Ладожско-Ботнической зоны. Построены томографические модели, уточнены представления о расслоенности земной коры, геометрии сейсмических границ, отмечено погружение границы кора–мантия до 64 км. При сопоставлении и комплексной интерпретации временных разрезов ОГТ, многоволновых разрезов ГСЗ, МОВЗ и геологических данных выявлено, что результаты сейсмических методов заметно различаются, однако для геологической интерпретации важны данные всех методов, т. к. они подчеркивают различные особенности среды.

Сейсмические скорости, земная кора, граница М, Ладожско-Ботническая зона, верхняя мантия.

THE RESULTS OF DEEP SEISMIC STUDIES OF THE LADOGA PROTEROZOIC STRUCTURES (FENNOSCANDIAN SHIELD)

Sharov N.V. – Institute of Geology Karelian Research Centre of RASciences, Petrozavodsk

Abstract. The modern concept of the deep structure of the earth crust of the Ladoga-Bothnian zone, based on analysis and summing-up of all available information obtained in the last 35 years, is presented. Tomographic models were constructed, our concepts of the stratification of the earth crust and the geometry of seismic boundaries were revised and the plunging of the crust–mantle boundary to 64 km was revealed. The comparison and integrated interpretation of CDP sections, multi-wave DSS and ECW sections and geological data show that the results obtained by seismic methods differ markedly. However, data obtained by all methods are essential for geological interpretation, because they emphasize various environmental characteristics.

Seismic velocities, earth crust, M-discontinuity, Ladoga-Bothnian zone, upper mantle.

Введение

Глубинные сейсмозондирования в российской части Балтийского щита начались в 1958 году во время Международного геофизического года по профилю Кемь – Ухта. В начале 60-х годов удалось провести сейсмическую съемку в районе Печенги, и в 1960–1962 годах пройден профиль Баренцево море – Печенга – Ловно. Это была по существу первая сейсморазведка на древних щитах. Результаты ее стали основной для заложения Кольской сверхглубокой скважины. В дальнейшем изменилась методика и техника полевых исследований, способы интерпретации сейсмических материалов. И все же во взглядах сейсморазведчиков на природу регистрируемых волн еще много спорного, а значит, спорны и построенные ими сейсмические границы. Один из путей проверки таких построений – сверхглубокое бурение.

В 80-е годы прошлого века вырос интерес ученых разных стран к исследованию глубинного строения Фенноскандинавского щита, что связано с решением проблем общего геодинамического плана. Это, а также выяснение причин длительного поднятия Фенноскандии, и прогноз землетрясений, более обоснованное ведение поиска месторождений полезных ископаемых было основной целью постановки данных работ. Геологи всех направлений считают щиты древними ядрами формирования первичной континентальной коры и ее верхнего гранитогнейсового слоя, а по эволюции континентальной коры и мантии щитов судят об общей истории континентов от начала их возникновения и до со-

временного состояния. Но здесь возникают сложности иного порядка: как скажем, изучить глубинную структуру Фенноскандинавского щита, если на нем уместились территории Швеции, Финляндии, Республики Карелия и Мурманской области. Выход был в объединение усилий ученых в рамках международных организаций. Вот почему глубинные сейсмические исследования проводятся по международным проектам.

Главенствующую роль в изучении глубинного строения литосферы играют геофизические исследования, до относительно недавнего времени – почти исключительно методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В последние годы при глубинных сейсмических исследованиях на Фенноскандинавском щите все шире используется метод общей глубинной точки (ОГТ). Этот метод позволяет получить структурные изображения сейсмических неоднородностей, в том числе полого – или даже крутонаклонных, которые могут быть непосредственно прослежены к поверхности эрозионного среза. Благодаря этому появилась реальная возможность сопоставить структурные образы коры, получаемые ОГТ, с геологическими объектами, доступными для исследований на земной поверхности.

Новая информация о структуре земной коры на профилях ОГТ оказывается принципиально иной по сравнению с данными ГСЗ. Геологическая интерпретация материалов, полученных методами ОГТ, ГСЗ, МОВЗ (метод обменных волн землетрясений) на одном и том же профиле, позволяет составить наиболее полную и разностороннюю картину глубинного строения кристаллической коры и литосферы в целом, так как эти методы подчеркивают различные особенности среды. Методом ОГТ на глубинах, охватывающих всю мощность коры и верхнюю часть литосферной мантии, регистрируются сейсмические отражения, генерирующиеся на литологических границах и границах, созданных тектоническими нарушениями. По материалам многоволновой сейсмики ГСЗ, МОВЗ получаются сведения о скоростной характеристике отдельных блоков земной коры, прослеживаются глубинные разломы и другие латеральные неоднородности в средней и нижней коре, детально прорисовывается рельеф поверхности М.

Район исследований (60–64° с.ш., 24–36° в.д.) включает приграничную территорию (рис. 1, цветная вкладка) юго-восточной Финляндии и юго-западной Карелии. Это область соприкосновения наиболее древней части щита – Лапландско-Карельской и более молодой Свекофеннской провинции. Территория особенно благоприятна для изучения внутренней структуры кристаллической коры, так как здесь отсутствует искажающее влияние осадочного чехла, что создает хорошие возможности для непосредственного исследования и сопоставления глубинных геологических и геофизических данных.

Сейсмические работы, проведенные за последние 35 лет, были весьма разнообразны как по масштабам изучения строения земной коры, так и по методам. Однако некоторые результаты этих исследований до сих пор неоднозначны и весьма противоречивы. В предлагаемой статье предпринята попытка систематизации результатов многолетних сейсмических исследований, дополненных новейшими данными. Это позволяет выявить детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, структуру и скоростной разрез.

Общая характеристика полученных материалов

В конце прошлого века глубинные сейсмические исследования на территории Финляндии и России получили широкое развитие благодаря реализации ряда международных и отечественных профилей ГСЗ (см. рис. 1 и таблицу). Однако отработка проведена с разной деятельностью. В последние годы исследования выполнены по методике ОГТ с вибраторами, максимальной длиной годографа 15 км, записи 18–25 с, что позволило зондировать до глубины 50–60 км.

Профиль *Балтик* (см. рис. 1). Сейсмические наблюдения проведены методом

Таблица. Сейсмическая изученность земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита

Название профиля	Длина, км	Год выпуска	Глубина до М, км	$V_{ср}$ до М, км/с	$V_г$ по М, км/с	Литературный источник
Приладожский (Лахденпохья-Сегозеро)	300	1980	41–45	6,4	7,8–8,0	Литвиненко и др., 1982; Гончаров и др., 1991; Глубинное ... , 2004
Балтик	450	1982	40–64	6,7	8,0–8,2	Luosto et al., 1990; Шаров, 1993
FIRE 3; 3A (Мёнкё-Оутукумпу – Виниярви-Леппявирта)	158 448	2002	45–60	–	–	Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008; Kukkonen, 2011
Зеленая Роща–Спасская Губа	390	2000 2001	35–48	–	–	Глубинное … , 2004; Шаров и др., 2004
1-ЕВ участок (Сегежа-Тихви)	600	2001 2003	40–45	6,4–6,6	8,2–8.4	Глубинное … , 2004; Строение … , 2005; Сулейманов и др., 2007

ГСЗ при возбуждении упругих волн как специальными, так и промышленными взрывами. Отдельные группы волн коррелируются с разрывами (рис. 2а). Для каждого блока составлялись индивидуальные модели верхней части разреза. Скорость вблизи дневной поверхности на большей части профиля составляет 6,0–6,2 км/с, на отдельных участках – 6,4–6,5 км/с (рис. 2). Интервальная скорость на глубинах 5–9 км

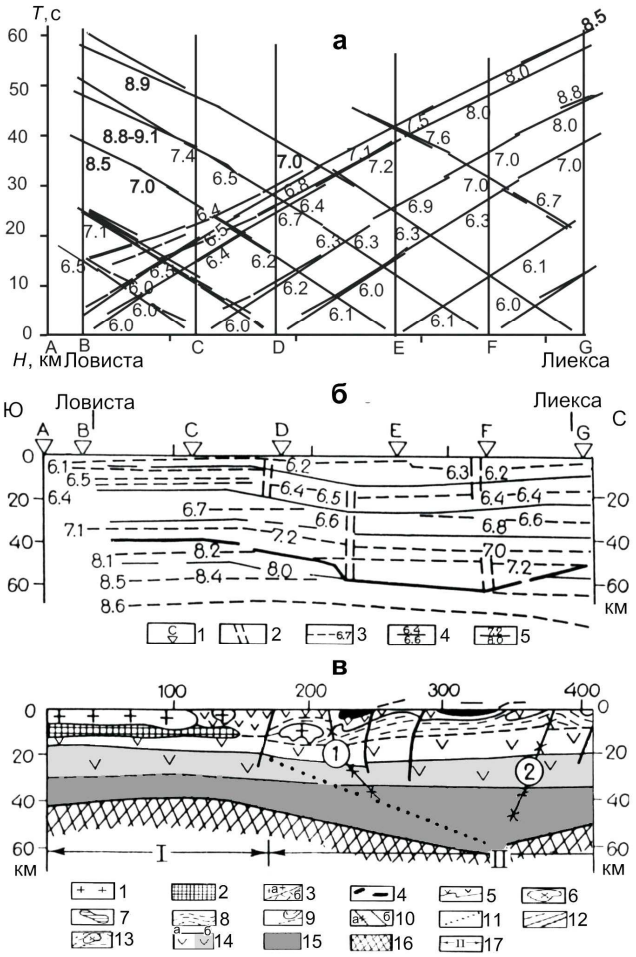

Рис. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Балтик (Luosto, Tiira et al., 1990; Шаров, 1993; Mitrofanov et al., 1998):
а – системы наблюденных годографов; б – сейсмический разрез: 1 – пункты взрыва; 2 – глубинные разломы; 3 – преломляющие границы с граничными скоростями (км/с); 4 – отражающие границы с характеристикой скорости (км/с); 5 – граница М, построенная по отраженным и преломленным волнам с характеристикой скорости (км/с); в – геолого-геофизическая модель: 1 – рапакиви-граниты (1,7–1,6 млрд лет), 2 – габбро-анортозиты, диабазы (1,7–1,6 млрд лет), 3а – граниты и 3б – гранодиориты (1,9–1,8 млрд), 4 – перидотиты, серпентиниты, габброиды и основные вулканиты (2,0–1,9 млрд лет), 5 – вулканогенно-осадочные образования (2,2–1,8 млрд лет), 6 – граниты, гранодиориты (2,8–2,6 млрд лет), 7 – габроиды, габбро-анортозиты (2,6–2,8 млрд лет), 8 – архейские гнейсы и сланцы, 9 – геоэлектрические границы, 10а – главные и 10б –второстепенные разрывные нарушения, разломы (цифрами в кружках): 1 – Колконярви, 2 – Сувасвяси, 11 – пологие границы, предполагаемые по геологическим данным, 12 – геофизические коровые границы, 13 – верхний слой (верхний этаж) (V = 5,9–6,2 км/с, s = 2,6–2,75 г/см^3); 14 – средний (V = 6,3–6.5 км/с, s = 2,75–2,9 г/см^3) и нижний (V = 6,6–6,8 км/с, s = 2,9–3.0 г/см^3); 15 – коро-мантийный слой (V = 7,0–7.3 км/с, s = 3,0–3.2 г/см^3); 16 – границ М, мантия (V = 8,0–8,2 км/с, s = 3.35 г/см^3); 17 – тектоническое районирование (I – Свекофеннский геоблок, II – Карельская кратон

оценивается в пределах 6,2–6,4 км/с. Эта оценка является, скорее всего, максимальной, что обусловлено известным эффектом квазианизотропии. Средняя скорость для верхних частей коры (до 10 км) не превышает 6,1–6,2 км/с, т. е. оказывается меньшей, чем интервальная. Такое может быть объяснено наличием в рассматриваемой части коры неоднородностей с относительно пониженной скоростью, определение их параметров (скорости и мощности) затруднено. Глубже (10–20 км) интервальная скорость нарастает до 6,6 км/с.

По волнам, доминирующим на монтажах, построены отражающие границы на глубинах 5–13, 15–20 и 26–35 км (рис. 2б). Аномальные отклонения экспериментальных годографов относительно расчетных в большинстве случаев наблюдаются в местах пересечения профилем выходящим на дневную поверхность пород, характеризующихся большой скоростью, или вблизи них. В пределах всего разреза коры выявлены наклонные глубинные разломы – границы отдельных блоков, которые претерпели горизонтальные подвижки.

Мощность коры вдоль профиля Балтик изменяется от 40 до 64 км. Наблюдается аномальная Ладожско-Ботнические зона. В сейсмическом разрезе отмечается перестройка раздела М, увеличение мощности (до 30 км) нижнего высокоскоростного слоя и глубины до границы М – 64 км. Возможно, этот слой следует рассматривать в качестве «коромантийной смеси», обычно фиксируемой под континентальными рифтовыми зонами.

По совокупному анализу геофизических и геологических данных устанавливается (рис. 2в), что неоднородный скоростной состав коры в пределах профиля коррелируются с особенностями геологического строения. Структура земной коры региона имеет сложное мозаично-неоднородное строение. Блоки ограничены зонами глубинных и других крупных разломов, рассекающих всю кору или отдельные ее слои и обуславливающие тем самым дискретность ее структуры в горизонтальном направлении. Ни одна из промежуточных границ в коре не прослеживается повсеместно, но это не значит, что региональной расслоенности не существует. Она проявляется в закономерном изменении физических свойств вещества с глубиной, в сохранении мощности отдельных скоростных этажей для одинаковых геоструктур (Шаров, 1993; 2013; Павленкова, 2006).

Из региональных границ в кристаллической коре наиболее известны границы K_1 и K_2, которые разделяют три этажа земной коры со скоростью продольных и поперечных волн: 5,8–6,3 и 3,5–3,8 км/с (верхний этаж), 6,3–6,7 и 3,6–3,9 км/с (средний), 6,8–7,3 и 3,7–4,2 км/с (нижний). Наиболее надежно граница K_1 выявлена по интенсивным обменным волнам. В ГСЗ ей иногда отвечает серия отражающих площадок на глубине 12–20 км, но чаще всего это условная граница, отделяющая верхний слой коры с резко меняющейся скоростью по латерали от ослабленного промежуточного, где скорость меняется в более узких пределах (6,2–6,4 км/с).

Другую природу, очевидно, имеет граница K_2, прослеженная по отраженным и обменным волнам на глубине 20–35 км со скоростью продольных волн 6,8–7,1 км/с. Разделяемые ею скоростные этажи в отдельных блоках различаются средними величинами сейсмической скорости 0,2 км/с. Преобладающая скорость выше этой границы (6,5–6,6 км/с) соответствует кислым породам амфиболитовой фации метаморфизма. Ниже границы K_2 скорость превышает величину 6,8–7,0 км/с. Это может быть субстрат, представленный смесью основных и ультраосновных пород.

Волны K_1 и K_2 часто выделяются в последующих вступлениях. Их большая интенсивность позволяет относить их к отраженным или обменным волнам от достаточно резких границ. По соотношению времен прихода волн K_1 и K_2 с их аналогами в первых вступлениях можно предположить, что они сформированы отраженными и преломленными волнами от кровли слоев со скоростями: 6,4–6,7 км/с и 6,7–7,0 км/с соответственно.

В целом, сравнительный анализ волновых полей по всем профилям региона позволяет выбрать некую общую (базовую) модель земной коры, которую можно использовать как исходную для выявления общих тенденций изменения физических параметров кристаллической коры по площади. Такая модель является определенной формой аппроксимации реальной скоростной структуры коры, она позволяет представлять разрезы для всех профилей в единой форме и проводить построение трехмерной скоростной модели (Шаров, 1993; 2013; Павленкова, 2006).

В качестве такой опорной модели для кристаллической коры исследуемого региона была выбрана четырехслойная модель со скоростями продольных волн 5,9–6,2 км/с в верхнем слое (верхний этаж), 6.3–6,5 км/с в среднем, 6,6–6,8 км/с в нижнем и 7,0–7,3 км/с в коро-мантийном (см. рис. 2в). Четвертый высокоскоростной слой присутствует в районах с повышенной мощностью земной коры и часто входит в третий (нижний) слой. Слои разделены отражающими горизонтальными K_1 и K_2 и отделены от верхней мантии границей М со скоростью 8,0–8,2 км/с. Граница K_1 залегает на различных глубинах, в верхней части коры имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3–8 км в отдельных блоках. Граница K_2, скорей всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах и поэтому с ней не связано изменение плотности. Из опыта моделирования, граница K_1, чаще всего, отражает изменение петрофизических свойств – увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

Профили Мёнкё–Оутокумпу (FIRE 3) и Виниярви-Леппявирта (FIRE 3A). Профиль FIRE 3 пересекает зону контакта Карельского кратона и Центрально-Финляндского блока (район Оутокумпу), где пробурена в 2004 году скважина OD глубиной 2516 м. Скважина Оутокумпу прошла зону контакта пород архей-протерозой на глубине 1310 м. В интервале 1650–2516 м слюдистые сланцы перемежаются со слоями биотитовых гнейсов, пегматитовых гранитов (Kukkonen, 2011).

Профиль FIRE 3A является продолжением FIRE 3 на запад и пересекает Ладожско-Ботническую шовную зону (см. рис. 1). На сводном сейсмическом разрезе (рис. 3а) по данным метода ОГТ пологопадающие отражения видны лучше, чем крутопадающие структуры в силу избиратель-

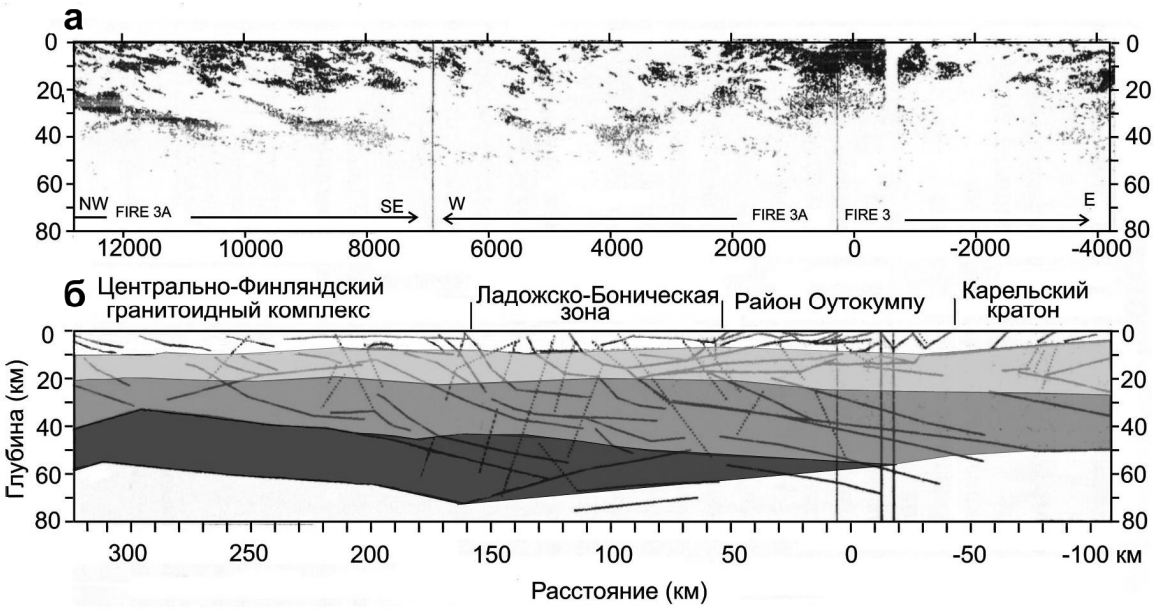

Рис. 3. Профиль FIRE 3 и 3A. Мигрированный временной разрез МОВ ОГТ (а) (Kukkonen, Lahtinen, 2006). Сводный глубинный сейсмический разрез ОГТ (б) (Korja, Heikkinen, 2008) деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям (см. рис. 2в)

ности метода. Слабая отражательная способность обычно указывает на породы либо с небольшими контрастами плотности и скорости (акустической жесткости), либо с отсутствием таковых, например, монотонные интрузии или участки древней коры, в которых внутренняя структура стала однородной в масштабе отражательной способности до деформации. Границы тектонических блоков – это либо надвиги, либо нормальные разломы, либо разломы со смещением по простиранию, которые разделяют блоки, отличающиеся отражательными свойствами (Korja, Heikkinen, 2008).

Ладожско-Ботническая зона (рис. 3б) выглядит как серия субвертикальных прозрачных зон, пронизывающих всю кору. Между главными сбросами амплитуды отражения уменьшаются. Деление земной коры на слои (см. рис. 3б) автором проведено условно, т. к. отсутствуют скоростные характеристики разреза. Нижняя кора имеет низкую отражательную способность, но обладает субгоризонтальной расслоенностью.

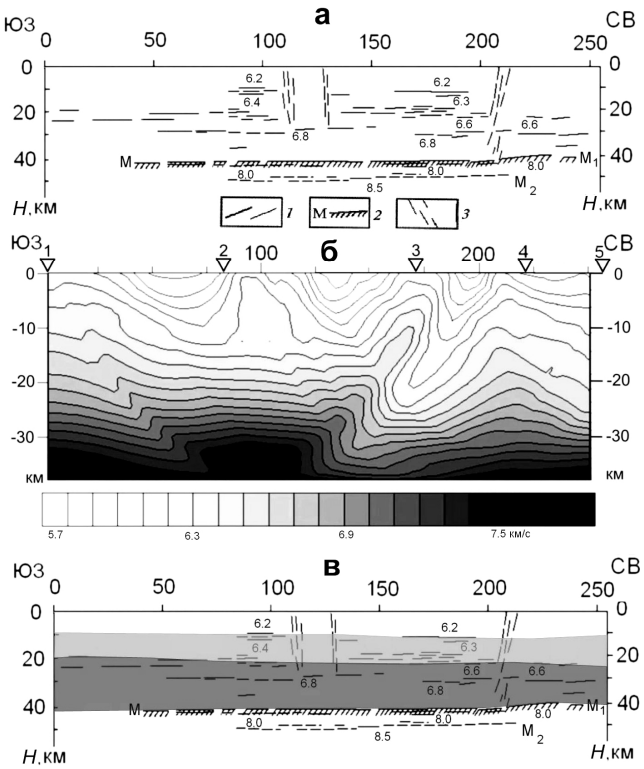

Рис. 4. Профиль ГСЗ Приладожский (Лахденпохъя–Сегозеро). Сейсмический разрез (а) (Литвиненко и др., 1982): 1 – преломляющие и отражающие границы; 2 – раздел М; 3 – глубинные разломы; сейсмотомографический разрез (б); сейсмогеологический разрез (в) деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям (см. рис. 2в)

Профили Лахденпохья-Сегозеро (Приладожский), Выборг-Спасская Губа (см. рис. 1 и таблицу) изучены соответственно методами ГСЗ и МОВЗ, верхние части коры специально не исследовались. Благодаря наличию удлиненного годографа от карьерных взрывов до 300 км в центральной части профиля Лахденпохья-Сегозеро под границей M_1 на глубине около 50 км выделен сейсмический горизонт M_2 со скоростью около 8,5 км/с (рис. 4а). Область перехода от коры к мантии здесь представлена двумя группами волн M_1 и M_2. Таким образом, в низах коры предполагается наличие либо пачки сильно градиентных слоев, либо слоя со скоростью около 7,5 км/с (Литвиненко и др., 1982; Гончаров и др., 1991). В земной коре выделены сейсмические пологие горизонты, которые можно связать с относительно маломощными высокоскоростными слоями, разделяющими более мощные слои с инверсией скорости. Намечены зоны глубинных разломов, разграничивающих отдельные блоки в различных этажах коры.

На сейсмотомографическом разрезе (рис. 4б) неоднородности верхней части разреза носят локальный характер, выделяются три участка с пониженной скоростью, имеющие ширину 20–35 км и глубину до 7 км. Центральная низкоскоростная аномалия меньше по ширине и погружается на юго-запад до глубины 20 км. Средняя и нижняя части земной коры имеют скорость 6,7–7,0 км/с с минимальным горизонтальным градиентом. В юго-западной части профиля в нижней коре (30–38 км) наблюдается высокоскоростная аномалия 7,4–7,5 км/с. Условное деление земной коры проведено на рис. 4в.

Профиль Выборг-Спасская Губа (см. рис. 1) пересекает ключевую структуру южного склона Фенноскандинавского щита и его сочленения с Русской плитой. Центральной частью этой крупнейшей структуры является Северо-Ладожский

мантийно-коровой свод, воздымание которого и проникновение вещества из мантии в земную кору определили всю сложную и специфическую обстановку региона (Глубинное … , 2004; Шаров и др., 2004). Этот наиболее протяженный отрезок профиля (250 км) пересекает с юга на север Выборгский, Северо-Ладожский и Сортавальский блоки (рис. 5).

Выборгский блок характеризуется чередованием четко прослеживаемых PS – волн (высокая интенсивность 50–60 %). Расслоенность земной коры нормальная, т. е. прослежены 6 границ до M_I. Поверхность Мохо приподнята до глубины 38 км. Характерное утонение зоны перехода ко-

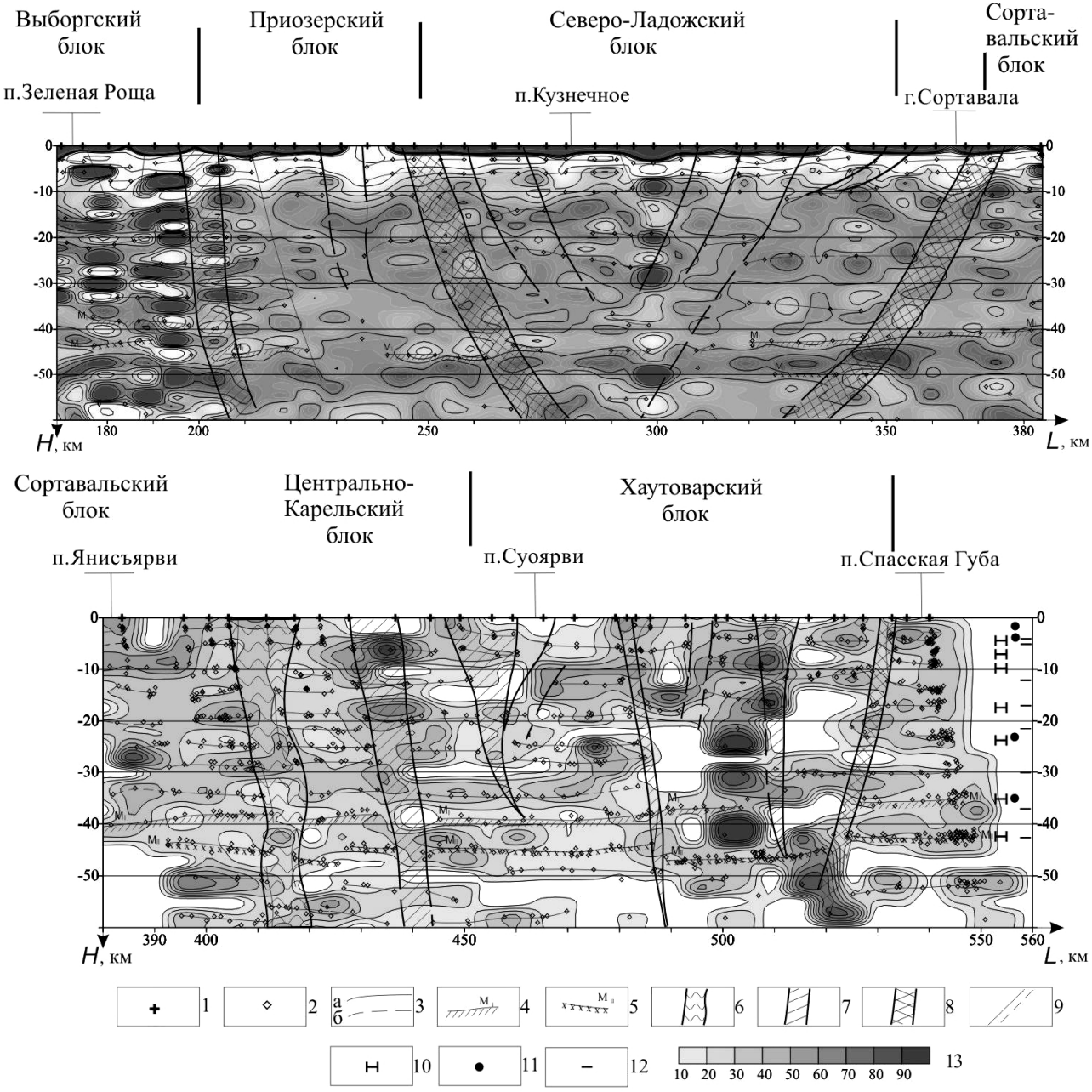

Рис. 5. Глубинный разрез и обменноспособность среды по МОВЗ. Профиль Зеленая Роща–Сортавала (Глубинное ... , 2004):

1 – пункты наблюдений; 2 – точки проявления обменных волн; 3 – границы обменов: а) уверенные, б) менее уверенные; 4 – кровля зоны перехода кора-мантия; 5 – подошва зоны перехода кара-мантия; 6 – Янисъярвинская межблоковая система разломов; 7 – мантийные разломы; 8 – мантийные рифтообразующие зоны разломов; 9 – внутрикоровые разломы; 10 – положение границ на профиле III МОВЗ 1998г.; 11 – положение границ ОГТ на профиле 1-ЕВ; 12 – положение границ ГСЗ на профиле 1-ЕВ; 13 – обменоспособность среды, %

ра–мантия за Сосновоборским блоком до 2 км происходит за счет резкого подъема границы M_{II}. На северо-восток от Вуоксинского разлома, имеющего сложное строение, в Приозерском блоке нижнекоровые границы перестают следится уверенно, отсутствует граница M_{II}.

Далее к северу, за Приозерским рифтообразующим разломом следует собственно Ладожская рифтовая зона, входящая в состав Ладожско-Ботнической рифтогенной системы. По результатам электроразведочных и сейсморазведочных исследований Северо-Ладожский блок обладает уникальными структурно-вещественными параметрами. По данным МОВЗ этот блок ограничивается падающими навстречу друг другу под углами 60–40° Приозерским и Рускеальским рифтообразующими разломами. Пространство между ними насыщено внутririфтовыми разломами, также падающими навстречу друг другу. Приозерский и Рускеальский разломы имеют явную тенденцию к сочленению в верхней мантии, где-то на глубинах 100–120 км (экстраполяция с учетом углов падения). Вся структура блока образует чашеобразную форму. В картине обменных волн на глубине фиксируется лишь граница M_I; она следится фрагментарно и плавно прогибается вниз до глубины 45–47 км. К Сортавальскому блоку эта граница начинает медленно воздыматься и, наконец, занимает свое обычное положение на глубине 40 км. Выше границы M_I, по данным МОВЗ, на глубинах 22–26 км можно более или менее уверенно провести границу, также прогибающуюся вниз параллельно границе M_I. На глубинах от 4 до 10 км отчетливо отмечается граница, соответствующая осадочно-метаморфическому слою, вмещающему интрузивные образования (Глубинное … , 2004; Шаров и др., 2004).

Северо-Ладожский блок по данным геоэлектрики представляется в виде наклонной (сдвинутой на север призмы) с неровной уплощенной поверхностью, размеры которой по профилю на глубине 5–10 км составляют порядка 150 км. Удельное электрическое сопротивление земной коры глубже 5 км уменьшается до 70 Ом·м. Природа повышенной проводимости Ладожской аномалии на сегодня трактуется неоднозначно.

Геометрические размеры и асимметричная форма Северо-Ладожского свода, установленные по сейсмическим и геоэлектрическим данным, позволяют получить представления о динамических напряжениях, испытываемых сводом в процессе формирования. Наклон призмы свода и удлиненная его северо-восточная часть свидетельствует о сдвиговых движениях в направлении с юго-запада на северо-восток. Видимо, очаги динамических напряжений находились достаточно глубоко, уходя в мантию, о чем свидетельствует зафиксированная по профилю максимальная величина силы тяжести, достигающая более 50 мГал. Естественно, что область высокого значения силы тяжести смещена от структурной оси свода на северо-восток, тогда как и аномалии магнитного поля, достигающие 1000 нТл, локализуются вблизи его оси, фиксируя выделяющиеся непосредственно из тела свода множество мелких интрузий основного ультраосновного состава (Глубинное … , 2004; Шаров и др., 2004).

Сортавальский блок является по своей структуре переходным. В нем присутствует область сильно расслоенной земной коры и область гомогенезированного состояния. Мощность коры постепенно уменьшается от 45 км в центральной части Северо-Ладожского блока до 40 км в северном контакте Сортавальского блока, где выделяется Янисъярвинская зона нарушения.

Хорошо изученный, и не только геофизическими методами, но на отдельных участках и бурением, Янисъярвинский разлом прекрасно фиксируется МОВЗ. На поверхности он имеет ширину до 15 км и, уходит на глубину, несколько сужаясь и изгибаясь, пересекает все внутрикоровые границы, включая M_I и M_{II}. В литературе принято считать, что этот разлом круто падает на юго-запад, но в данном сечении устанавливается его, практически, вертикальное падение. Электроразведка также

дает возможность выделить его по участкам низкого сопротивления (1 Ом·м). Локализация колчеданных залежей на участке Ялонвара-Пролонвара (несколько западнее профиля), тяготеющих к Янисъярвинской структуре, определяет этот разлом как магмовыводящий и рудоконтролирующий.

Далее профиль, разворачивается на восток и, практически, вкрест простирания пересекает субмеридиональные структуры южной части Карельского мегаблока (см. рис. 1). Зафиксированные в южной части мегаблока крупные тектонические нарушения позволили разделить его на блоки третьего порядка (с запада на восток): Центрально-Карельский, Хаутоварский и Онежский. Первые два пересечены изучаемым отрезком профиля полностью, а Онежский – захвачен лишь его крайней западной частью. Общая сейсмологическая картина характерна для древнего кратонного типа коры. Кора нормально расслоена с четким трассированием по обменным волнам подошвы всех слоев земной коры, границ M_I и M_{II} и характеризуется средним уровнем обменоспособности. На этом «кратонном» фоне выделяются разрывы горизонтальных границ, включая мантийные, некоторые смещения их друг относительно друга, области и зоны аномально высокой и низкой обменоспособности (Глубинное … , 2004; Шаров и др., 2004).

Затем по профилю следует Туломозерско-Суоярвинская зона разломов – западная граница следующего Хаутаварского блока. По данным МОВЗ Туломозерская зона в данном сечении обладает специфической характеристикой – это область многочисленных внутрикоровых разломов, в совокупности образующих широкий веер на поверхности и, сужаясь на глубину, причленяется к границе M_I. В геологическом разрезе пространство Туломозерской зоны обладает низкой обменоспособностью, свидетельствующей о полной кратонной стабилизации области развития этой структуры.

Хаутоварская структура входит в систему зеленокаменных поясов Карелии. В ее центральной части выделяется по целому комплексу волновых признаков (PS, P-волны, микросейсмический фон) Хаутоварская зона разломов. Она весьма локальна в объеме, но сечет всю земную кору, уходя в верха мантии. Восточнее этой зоны наблюдается подъем границы M_I до 38–37 км и опускание M_{II} до 47–48 км. Далее по профилю тип земной коры меняется, она становится расслоенной (семь границ раздела). Мощность коры уменьшатся до 35 км (M_I). В корневой части Западно-Онежского разлома верхи мантии находятся в возбужденном состоянии. По этому разлому подошва зоны перехода кора–мантия (M_{II}) поднимается до 44 км.

Существует определенная корреляция между глубинами до точек обмена волн от землетрясений, выделенных при МОВЗ (см. рис. 5), и положением сейсмических границ по данным ГСЗ (см. рис. 4). Сводный разрез земной коры (см. рис. 4в) получен в результате анализа имеющихся сейсмических данных.

Участок геотраверса 1-ЕВ (Сегежа-Петрозаводск-Тихвин), отработанный УГГП «Спецгеофизикой», пересекает несколько крупных тектонических структур Фенноскандинавского щита и зона его сочленения с Русской плитой (см. рис. 1). Здесь проведены комбинированные исследования методами общей глубинной точки (ОГТ), основанном на регистрации близвертикальных отражений и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), регистрирующего преломленные и закритические отраженные волны. При этом использовалась одна и та же регистрирующая аппаратура, что позволило объективно, сравнить особенности полей разных типов волн (Глубинное … , 2004; Строение … , 2005; Онежская … , 2011).

Система наблюдений ГСЗ состояла из 6 пунктов взрыва, расположенных на расстоянии 80–120 км друг от друга. Взрывы производились в скважинах. В результате получены записи до расстояний от источника в 250–300 км, что позволило зарегистрировать волны от подошвы земной коры и верхов мантии до глубины 70 км.

Среди зарегистрированных волн на удалениях от источника 0–200 км четко выделяются первые вступления (волна Pg) с увеличивающейся с расстоянием кажущейся скоростью от 5,8–6,0 до 6,8–7,2 км/с. На больших удалениях с резким изломом в первые вступления выходят преломленные волны от границы М (волны Pn) со скоростью 8,0–8,4 км/с. По доминирующим скоростям волна Pg делятся на три основные ветви. На расстоянии от источника 0–100 км кажущиеся скорости изменяются от 5,8 до 6,3 км/с, затем в первые вступления выходит волна $К_1$ со скоростью 6,4–6,7 км/с, а на удалениях 150–200 км волна $К_2$ с кажущиеся скоростью 6,5–6,8 км/с. Смена волн происходит достаточно плавно (Сулейманов и др., 2007). В последующей части записи наиболее яркими являются отраженные волны от границы М (волны PmP). Кроме них прослеживаются и достаточно интенсивные отраженные волны от границ внутри коры (волны $К_1$, $К_2$) и внутри верхней мантии ($М_1$). Наблюдается также множество коротких осей синфазности с кажущимися скоростями, типичными для коры от 6,0 до 6,7 км/с, а также с аномально высокими скоростями (до 8–9 км/с). Последние являются, очевидно, отражениями от крутонаклонных отражающих границ (там же). Построение скоростного разреза по материалам ГСЗ осуществлялось Н.И. Павленковой методом лучевого моделирования: для некоторой стартовой модели рассчитывались лучи и годографы отраженных и преломленных волн, которые сравнивались с наблюденными годографами. В случае их расхождения в модель вносились поправки, и снова решалась прямая задача. Для окончательной модели расхождения между наблюденными и расчетными годографами не превышают 0,1 с (там же).

Сейсмотомографическая модель 2D по северному участку геотраверса 1-ЕВ выполнена в системе Firstomo. Скоростная модель построена как результат кинематической интерпретации времен первых вступлений сейсмических волн ГСЗ. В обработке участвовало 700 пар «источник–приемник» с максимальным удалением 260 км. При этом для ПВ 10-10А, 7, 6 наблюдения имелись, начиная с малых удалений, для ПВ 8-8А волны PmP наблюдения только с больших удалений. Для построения двумерной модели была выбрана линия продольного профиля, положение которой показано на рис. 1. Переход от 3D (прямоугольных) координат источников и приемников в двумерные профильные координаты осуществлялся следующим образом: положение источников – спроецировано на линию спрямления профиля ГСЗ; все расстояния «источник-приемник» сохранялись. За нулевую координату профильной системы координат принято положение ПВ 10. Результаты сейсмотомографического моделирования представлены на рис. 6 (цветная вкладка) в виде скоростного разреза.

Сопоставление разрезов ОГТ и ГСЗ показывает (Строение … , 2005; Онежская … , 2011), что тонкослоистая структура нижней коры видна на разрезах ОГТ, а при ГСЗ она может быть за пределами разрешенности метода. Поверхность М в ОГТ характеризуется сменой гетерогенного поля волн на область рассеянных площадок. Природа неоднородности в мантии может быть иной, чем в земной коре. Возможно, верхняя мантия анизотропна под границей М и там присутствуют зоны повышенной и пониженной скорости. Видимые отсутствия внутрикоровых границ, также как и их размытость по данным ОГТ в большей мере может быть связана со сложным рельефом границ (наклоном границ, изменением отражающих свойств, поглощения и др.), а также значительным ослаблением уровня сигнала с больших глубин. Малые базы суммирования по ОГТ не позволяют уверенно выделять глубинные границы в таких сложных геологических зонах, а зоны с большими углами наклона не могут быть выделены уже методически. Данные ГСЗ на близкритических и закритических отражениях (а также с учетом низких частот) по отношению к данным ОГТ на докритических отражениях являются более интегральными (осредняющими), но в то же время более достоверными, как при опре-

делении структуры границ М, так и средней скорости в земной коре и граничной скорости по поверхности М. Сочетание методов ОГТ и ГСЗ очень важно для понимания строения земной коры и верхней мантии региона. Их не надо противопоставлять, они дополняют друг друга.

Приведенные на рис. 6 сейсмические разрезы дают разные изображения земной коры. Разрез ОГТ (см. рис. 6а) описывает среду не по сейсмическим скоростям, а по числу и свойству отдельных отражающих элементов, по характеру их распределения в пространстве, по тонкой горизонтальной и вертикальной неоднородности среды. На разрезах ОГТ отмечаются «мутные» и «прозрачные» участки. По смене гетерогенности выделяются основные сейсмические границы, они чаще всего крутонаклонные, но имеются и субгоризонтальные границы. Среди последних наиболее протяженные границы прослеживаются в нижней коре на глубине 30 км. Граница М редко представлена четкими отражениями, обычно это граница между гетерогенной нижней корой и практически прозрачной верхней мантией. На отдельных участках профиля вообще невозможно выделить эту границу (Сулейманов и др., 2007).

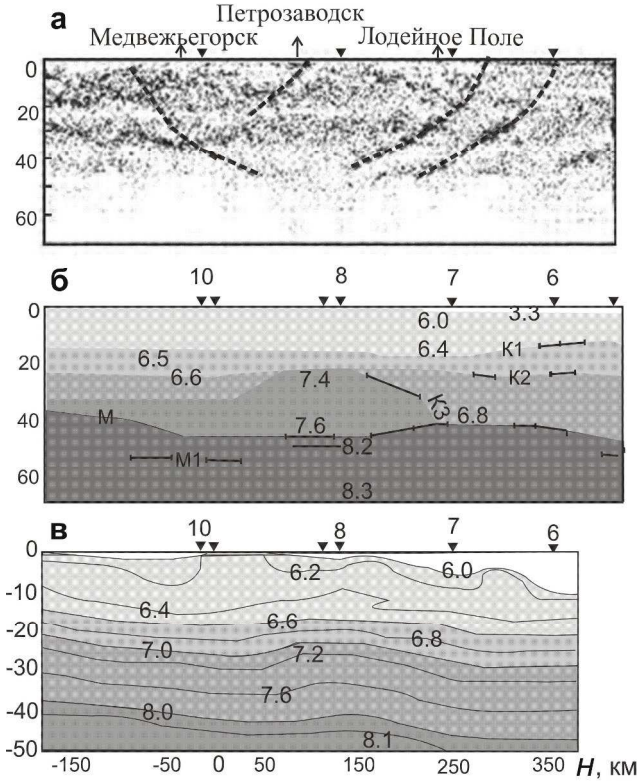

Рис. 6. Сейсмические разрезы по участку Медвежьегорск–Петрозаводск–Лодейное Поле (геотраверса 1-ЕВ), полученные методами ОГТ (а), ГСЗ (б) и томографии (в):

а – пунктирными отмечены глубинные разломы;

б – тонкими линиями даны изолинии скорости (км/с), утолщенными – отражающие площадки;

в – сейсмотомографический разрез в изолиниях скорости V_p, км/с;

▼ – пункты взрыва

Разрез ГСЗ (см. рис. 6б) представляет кору в виде скоростного разреза и нескольких субгоризонтальных границ (Сулейманов и др., 2007), из которых подошва коры, граница М, является наиболее стабильной. Скоростной разрез в верхней коре спокойный, но существенно неоднородный в ее низах: мощность слоя со скоростями более 7,4 км/с меняется вдоль профиля от 0 до 20 км. Скорость вдоль границы М меняется от нормальной 8,0–8,1 км/с в центральной части профиля (Русская плита) до аномально высокой в северо-западной его части (Фенноскандинавский щит).

Сейсмотомографический разрез (см. рис. 6в) более дифференцированно характеризует верхнюю часть коры. На разных участках профиля скорость продольных волн изменяется от 5,1 до 6,3 км/с до глубины 10 км. Средняя и нижняя части земной коры освящены сейсмическими лучами менее надежно по сравнению с разрезом ГС).

Характеристика земной коры и верхней мантии региона. Анализ пяти сейсмогеологических разрезов, рассмотренных выше для исследуемого региона, дает возможность обсудить важную проблему связей между скоростным строением коры, ее мощностью и особенностями геологического строения главных структурных элементов архейской Лапландско-Карельской и более молодой Свекофенской провинции.

На всех профилях архейской части щита глубина границы М варьирует в пределах 40–45 км. Она является хорошей отражающей границей со средней скоростью 6,4–6,5 км/с. Внутри коры обнаружены области скопления в малом интервале глубин субгоризонтальных отражающих элемен-

тов, которые можно рассматривать как некие разделяющие зоны между скоростными этажами.

Совсем иной характер глубинного строения земной коры вырисовывается при переходе к Свекофенской провинции. Наибольшая информация получена в области Ладожско-Ботнической зоны, которая пересечена тремя профилями: Балтик, Приладожский, Зеленая Роща–Спасская Губа. Скоростные разрезы дают представление о подобии структуры верхней и средней частей коры на всех профилях. Значения скорости распространения продольных волн практически совпадают, несколько превышая таковые для архейской части. Менее надежно между этими профилями коррелируются данные о строении верхов мантии. На профиле Балтик создается впечатление о разрыве верхних слоев мантии в области трога, в которой как бы обнажается ее более глубокая часть со скоростью 8,4–8,5 км/с (Шаров, 2013).

На рис. 7 представлена схема рельефа раздела М, учитывающая последние результаты сейсмических исследований. Сечение изогипс принято равным 5 км и лишь на востоке сохранена дополнительная горизонталь через 2 км. Подводя итог

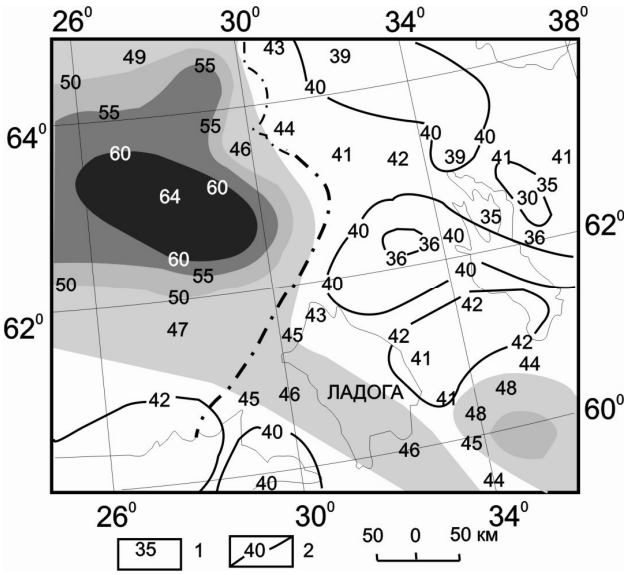

Рис. 7. Структурная схема раздела Мохоровичича юго-восточной части Фенноскандинавского щита:

1 – глубина (км) до раздела М по сейсмическим профилям; 2 – изогипсы раздела М, км

изложенному, следует подчеркнуть, что приведенная схема рельефа поверхности М отражает ее строение лишь в самых общих чертах. Фактически данная поверхность построена гораздо сложнее, так как в отдельных сечениях зоны ее поднятия и погружения имеют довольно большие амплитуды (Шаров, Митрофанов, 2014). В связи с тем, что плотность систем наблюдений большей частью была недостаточной, эти локальные участки требуют дополнительного изучения.

В пределах региона, хорошо прослежена геолого-геофизическими методами, Ладожско-Ботническая зона (шириной до 100 км) с большой мощностью коры до 64 км. Она представляет собой одну из наиболее важных структур щита, которая возникла в зоне причленения свекофеннского геоблока к архейскому. Нельзя не отметить [Литосфера … , 1987], что строение земной коры Ладожско-Ботнической шовной зоны подобно зоны Тейссейра-Торнквиста. При переходе от древней Восточно-Европейской платформы к молодой платформе Западной Европы, в зоне разломов Тейссейра-Торнквиста, сейсмические скорости в коре в целом уменьшаются, а высокоскоростные породы (7,1–7,2 км/с) исчезают. На отдельных участках зоны Тейссейра-Торнквиста при переходе к мантии выделяется «кора-мантийная» смесь (7,5–7,8 км/с). Глубина до раздела М (скорости 8,1–8,2 км/с) под этой зоной – 50–55 км. Здесь и скорость возрастает до 8,3–8,4 км/с (Литосфера … , 1987; Чекунов и др., 1993).

В центральной части исследуемого района прослеживается положительная скоростная аномалия до 400 км глубины (Senen, 2002). Низкоскоростная аномалия до глубины 100 км, вероятно, связана с протерозойской Ладожско-Ботнической шовной зоной. Второй важной особенностью строения верхней мантии является вертикальная граница до глубины 400 км, которая отделяет высокоскоростную западную зону от низкоскоростной аномалии на востоке. На скоростных срезах до глубины 150 км существуют другие скорост-

ные аномалии, которые не увязаны с тектоническим строением региона.

Для Фенноскандинавского щита построена трехмерная P-скоростная модель мантии (Цветкова и др., 2015) до глубины 800 км. До глубины 350 км сохраняется общая высокоскоростная характеристика мантии с постепенным увеличением скорости продольных волн от 8,2 до 8,5 км/с. В зоне сопряжения Карельского и Свекофенского геоблоков начиная с глубины 200 км по скоростным характеристикам происходит разделение исследуемой области на две части юго-западную – низкоскоростную и северо-восточную – высокоскоростную. Такие скоростные характеристики наблюдаются до 350 км включительно. В интервале 350–400 км происходит скоростная инверсия соответствующая переходу от высокоскоростной верхней мантии к ее низкоскоростной переходной зоне. При переходе к зоне раздела 1 между переходной зоной верхней мантии и средней мантией происходит еще одна скоростная инверсия.

Таким образом, по скорости продольных волн не обнаружен мощный волновод в верхней мантии до глубины 350 км юго-восточной части Фенноскандинавского щита, с которым связывают традиционные понятия единой астеносферы, как зоны частичного плавления. Линзовидная модель верхней мантии щита лучше соответствует характеру сложных тектонических движений, наблюдаемых на поверхности, чем модель жесткой литосферы, подстилаемой подвижной астеносферой (Шаров, 1993).

Обсуждение результатов

Ладожско-Ботническая шовная зона является границей структурного сопряжения Карельского и Свекофенского геоблоков. Она отчетливо прослеживается в современной структуре щита на протяжении около 1000 км от Ладожского озера на юго-востоке до каледонских надвигов на северо-западе и фиксируется гравитационной ступенью, высокоградиентным магнитным полем, а также системой разломов, трассируемых геофизическими методами до глубины около 100 км (Земная кора … , 1978).

Этой зоне или отдельным ее звеньям отведено много публикаций (Светов, Свириденко, 1991; Шаров, 1993; Геология … , 2000; Шаров и др., 2004; Свириденко, Светов, 2008; Шаров, 2013; Artemieva, Shulgin, 2015). В рамках мобилистских представлений о развитии Фенноскандинавского щита это сочленение рассматривается как результат субдукции свекофенской океанической коры под континентальную архейскую Карельский кратон (Gaal, Gorbatschev, 1987; Korja, Heikkinen, 2008).

Наблюдаемые сейсмические границы отражают современную структуру земной коры. Однако этим не отрицается наличие реликтовых сейсмических границ в литосфере, при условии, что новейшие процессы не были очень активными. Границы могут сохраняться в случаях совмещения новообразованных структур с древними. По-видимому, структуры литосферы Фенноскандинавского щита, претерпевшие интенсивную переработку в протерозое, с активным обменом мантийного и корового вещества, должны быть подвергнуты особо тщательным металлогеническим исследованиям. С этими структурами связаны многие твердые полезные ископаемые.

Из рассмотрения взаимосвязей сейсмических разрезов можно сделать вывод о том, что главный созидательный вклад в формирование земной коры региона вносит нижний слой. Весьма показательно, что на Фенноскандинавском щите максимальная мощность «базальтовой» подушки в основании коры находится между архейским Карельским кратоном и раннепротерозойской Свекофеннской областью. Наращивание коры снизу с одновременным уменьшением доли в ее составе верхнего и среднего этажей дает основание предполагать, что приоритетное значение имели не процессы «скучивания» корового вещества на границах сталкивающихся плит (как это вытекает из субдукционно-обдукционных моделей) (Korja, Heikkinen, 2008), а процессы всплывания в основание коры мантийных базитовых астенолитов (Чекунов и

др., 1993).

Согласно геодинамической модели А.В. Чекунова, в раннем протерозое, в позднесвекокарельское время, архейская континентальная кора Свекофеннской области была реаморфизована, подвергнута кардинальной переработке, деструкции и гранитизации. Основными носителями переработки были магматические диапиры – крупные порции разогретого разуплотненного материала, поднимавшиеся из глубины и внедрившиеся в кору. Эти диапиры были производными от крупного астенолита, охватившего всю Свекофеннскую область.

На первом этапе деструкции в Свекофеннской области происходило опускание с накоплением вулканогенно-осадочного комплекса, впоследствии гранитизированного. Еще сохранившаяся относительно высокая плотность разогретой коры и форма носителей деформации-магматических диапиров-определили хаотический рисунок возникавших складчатых структур без какой-либо выдержанной ориентировки.

В глубоких зонах коры произошло латаральное перемещение материала от центральных частей мантийного асенолита к его периферии, вследствие чего высокоскоростные породы (7,0–7,5 км/с) скопились в Ладожско-Ботнической шовной зоне с соответствующим погружением раздела М. Это напоминает субдукционные явления на контактах сталкивающихся плит. В верхних этажах коры центральной части Свекофеннской области подобные движения в мантии и низах коры создали обстановку растяжения, что и обусловило подъем глубинных магматических диапиров. На флангах же области возникла обстановка сжатия с образованием линейных структур и надвиганием на блоки обрамления. В заключительную стадию при кранотизации Свекофеннской области сформировалась серия крупных посторогенных массивов рапакиви, одним из которых является Выборгский (Чекунов и др., 1993).

Можно предположить существование в целом обратной зависимости между сложностью сейсмической расслоенности земной коры и древностью ее структурной организации. Более молодые в структурном отношении (активизированные) части земной коры обладают более сложной сейсмической расслоенностью, чем области древней консолидации.

Приведенные сейсмические материалы и их геологическая интерпретация позволяют рассмотреть особенности связи региональной тектоники и металлогении с глубинным строением земной коры. При этом применяются разные принципы такого анализа. Одни исследователи считают, что имеется непосредственная корреляционная связь между отдельными параметрами земной коры, типами и масштабами эндогенного оруденения. Другие исследователи предпочтение отдают морфологии сейсмических границ и другим элементам. По-видимому, эти принципы должны быть дополнены с учетом того, что земная кора является историко-геологической категорией.

Заключение

Построены сводные разрезы вдоль профилей ГСЗ, отработанных наиболее детально, которые показывают, что кристаллическая кора является мозаично-неоднородной средой. В верхней части коры локально развиты как волноводы, так и высокоскоростные зоны, коррелирующиеся с геологическими телами. Вулканогенные раннепротерозойские пояса характеризуются повышенной скоростью, мощностью коры, а также аномально высокой граничной скоростью поверхности М. Следуя исторически сложившейся традиции, обобщенная модель региона может быть представлена тремя скоростными этажами, однако здесь имеются специфические особенности. Выявлены зоны развития четвертого высокоскоростного этажа (7,2–7,4 км/с) в низах консолидированной коры.

Построена карта поверхности Мохоровичича, учитывающая последние результаты сейсмических исследований. Ее анализ позволит наряду с решением теоретических вопросов геологии и сейсмологии по-

ставить и чисто практические задачи – исследовать связи между глубинной структурой земной коры и строением ее верхних горизонтов.

Блоковая сейсмогеологическая модель земной коры региона важна для понимания природы геофизических границ, разработки геодинамических и петрологических моделей и металлогенических оценок.

Литература

Геология и петрология свекофеннид Приладожья / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Изд-во СПб ГУ, 2000. 200 с.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

Гончаров А.Г., Кальнин К.А., Лизинский М.Д., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Платоненкова Л.Н. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблема комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 53–84.

Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 231 с.

Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Дворецкая Л.М., Кальнин К.А., Платоненкова Л.Н., Романенко Н.Г., Суворова Н.И., Яковлева В.В. Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладожья и юго-западной Карелии // Методика геофизических исследований Балтийского щита и его склонов. Л.: Зап. ЛГИ, 1982. Т. XCII. С. 3–29.

Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V / Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наукова думка, 1987. 168 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с+1 вкл.

Павленкова Н.И. Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубинных сейсмических исследований // Физика Земли. 2006. № 12. С. 43–54.

Свириденко Л.П., Светов А.П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 123 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 200 с.

Строение литосферы Российской части Баренц региона / ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Павленкова Н.И. Комбинированные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ Восточно-Европейского кратона (профиль 1-ЕВ) // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 229–232.

Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 144 с.

Шаров Н.В., Хазов Р.А., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. Вып. 7. С. 55–74.

Шаров Н.В. Глубинные сейсмические исследования в центральной части Карельского кратона // Физика Земли. 2013. № 1. С. 36–52.

Шаров Н.В., Митрофанов Ф.П. Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита // ДАН. 2014. Т. 454. № 2. С. 221–224.

Чекунов А.В., Старостенко В.И., Красовский С.С., Кутас Р.И., Оровецкий Ю.П., Пашкевич И.К., Трипольский А.А., Елисеева С.В., Куприенко П.Я., Митрофанов Ф.П., Шаров Н.В., Загородный В.Г., Глазнев В.Н., Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Аксаментова Н. В., Гутерх А., Грабовска Т., Колбаньски А., Рыка В., Дадлез Р., Цвойдзински С., Корхонен Х., Луосто У., Гаал Г., Журавлев В.А., Садов А.С. Геотрансект ЕВРО-3 (EU-3) // Геофизический журнал 1993. Т. 15. № 2. С. 3–32.

ЦветковаТ.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Трехмерная P-скоростная модель мантии Фенноскандии. LAP LAMBERT Academic

Publishing, 2015. 149 p.
Artemieva I.M., Shulgin A. Is the Proterozoic Ladoga Rift (SE Baltic Shield) a rift? // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 34–42.
Gaal G. Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic shield // Precambrian Research. 1987. V. 35. P. 15–52.
Korja A., Heikkinen P.J. Seismic images of Paleoproterozoic microplate boundaries in the Fennoscandian Shield // The Geological Society of America 2008. Special Paper 440. P. 229–248.
Koistinen T., Stephens M.B., Bogatchev V., Nordgulen O., Wennerström M. and Korhonen J. Geological Map of the Fenoscandian Shield, scale 1:2000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia. 2001.
Kukkonen I.T., *Lahtinen R.* Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland. Espoo, 2006. Special Paper 43. 247 p.
Kukkonen I.T. (et.) Outokumpu Deep Drilling Project 2003–2010. Geological Survey of Finland, Espoo, 2011. Special Paper 51. 252 p.
Luosto U, Tiira T, Korhonen H. et al. Crust and upper mantle structure along the DSS Baltic profile in SE Finland // Geophys. J. Int. 1990. V. 101. P. 89–110.
Mitrofanov F.P., Sharov N.V., Zagorodny V.G. et al. Crustal Structure of the Baltic Shield Along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa Geotraverse // International Geology Review. 1998. V. 40. № 11. P. 990–997.
Senen S.C. The Lithosphere-asthenosphere system beneath Fennoscandia (Baltic Shield) by body-wave tomography. Swiss federal Institute of technology Zurich. 2002. 191 p.

К статье Шарова Н.В. «Результаты глубинных сейсмических исследований Ладожской протерозойской структуры (Фенноскандинавский щит)»

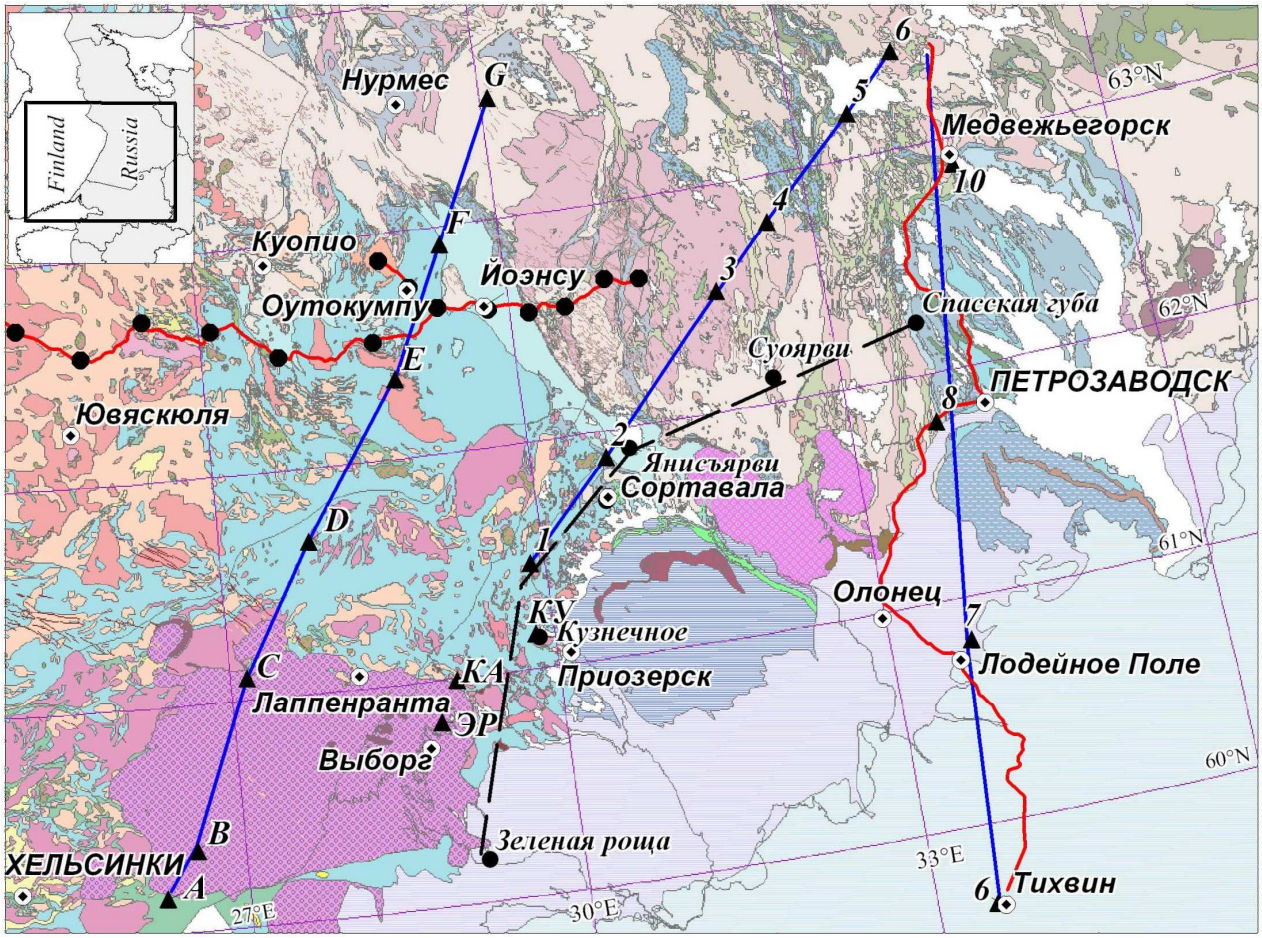

Рис. 1. Фрагмент геологической карты юго-восточной части Фенноскандинавского щита (Koistinen et al., 2001) и местоположения глубинных сейсмических профилей. FIRE 3, 3А (Мёнкё-Оутокумпу – Виниярви – Леппявирта); Балтик; Приладожский (Лахденпохъя-Сегозеро); Зеленая Рощ – Спасская Губа; Сегежа-Тихвин (1-ЕВ). На врезке квадратом очерчен район исследований