

УДК 550.34.4

ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

© 2013 г. Н. В. Шаров

Институт геологии Карельского научного центра РАН (ИГ КарНЦ РАН) г. Петрозаводск

Поступила в редакцию 18.06.2012 г.

На основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся сейсмической информации, накопленной за прошедшие сорок лет, даются современные представления о глубинном строении земной коры центральной части Карельского кратона. Построены томографические модели, уточнены представления о расслоенности земной коры, геометрии сейсмических границ, отмечено погружение границы кора-мантия до 60 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.

Ключевые слова: сейсмические скорости, земная кора, граница М, Карельский кратон.

DOI: 10.7868/S0002333713010122

ВВЕДЕНИЕ

Изучение глубинного строения и эволюции раннедокембрийской земной коры относится к числу приоритетных проблем современных геологических исследований. Фенноскандинавский щит, крупнейший выступ фундамента Восточно-Европейской платформы, является одним из ключевых объектов исследования этой проблемы благодаря относительно высокому уровню изученности. На протяжении ряда лет геолого-геофизические исследования Фенноскандинавского щита осуществляются в рамках многостороннего международного сотрудничества, охватывающего широкий комплекс работ с использованием методов сейсмологии, геоэлектрики, гравиметрических, магнитометрических и геотермических наблюдений. Комплексный анализ геологической и глубинной геофизической информации позволил обратиться к совершенствованию существующих и формированию новых моделей глубинного строения и эволюции раннедокембрийской коры щита.

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, кото-

рые 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 сеймики ГСЗ, МОВЗ получают 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 (61°–66° с.ш., 27°–33° в.д.) включает приграничную территорию (рис. 1) восточной Финляндии и западной Карелии. Это область соприкосновения архейского Карельского

кратона и протерозойского Центрально-Финляндского гнейсо-гранитного блока, отличающегося геологической историей, в первую очередь временем образования и последующих преобразований коры. 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 четыре десятилетия на приграничной территории, 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. Разрабатываемое крупнейшее Костомукшское месторождение качественных железистых кварцитов, медно-никелевые месторождения, связанные синорогенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями свекокарельского возраста, обнаруженные месторождения золота, кимберлитовых тел, делают очевидной необходимость более тщательного и детального доизучения глубинного строения этого региона.

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 (рис. 1, таблица). 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.

Геотравес EU-3. Рассмотрим модель строения коры по участку геотраверса EU-3 [Чекунов и др., 1993]. Он состоит из двух профилей *Печенга–Костомукша* и *Балтик* (рис. 1). Сейсмические наблюдения проведены методом ГСЗ при возбуждении упругих волн как специальными, так и промышленными взрывами. Пункт взрыва в карьере Костомукша (Н) был связующим для этих профилей в единый геотраверс, пересекающий Балтийский щит с севера на юг.

На геотраверсе отдельные группы волн коррелируются с разрывами (рис. 2). Для каждого блока

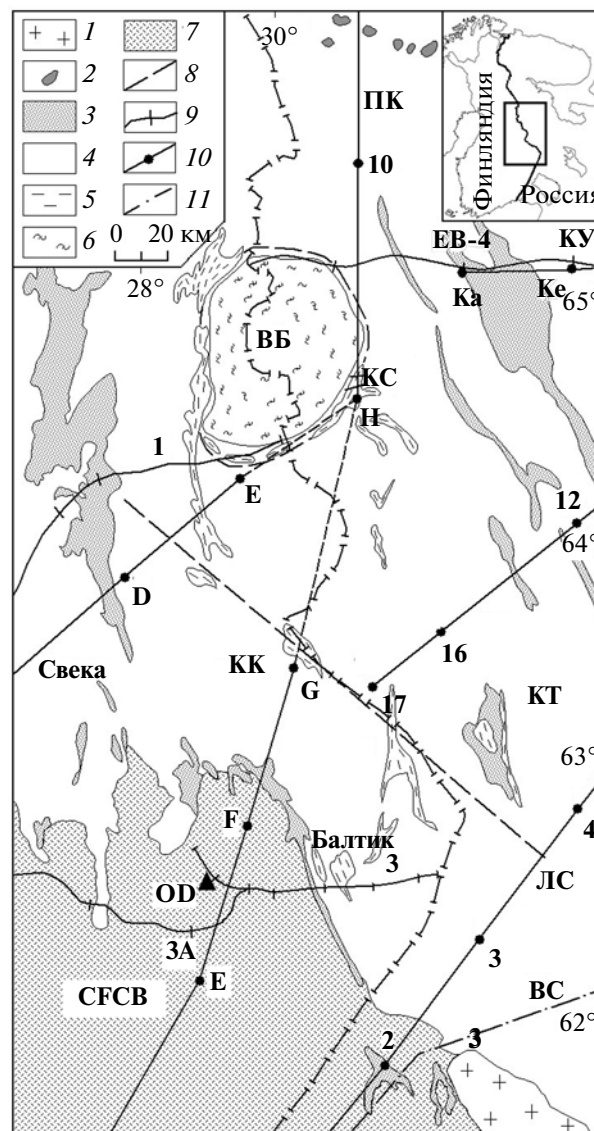


Рис. 1. Схема геологического строения и сейсмической изученности центральной части Карельского кратона. КК – Карельский кратон; ВБ – Вокнаволоцкий блок; СФСВ – Центрально-Финляндский протерозойский гнейсо-гранитный блок; КС – Костомукшская зеленокаменная структура; 1 – граниты рапакиви; 2 – протерозойские габбро-нориты; 3 – протерозойские кристаллические вулканогенно-осадочные толщи; 4 – архейские гранито-гнейсовые кристаллические образования; 5 – поздnearхейские зеленокаменные пояса; 6 – раннеархейские гранулитовые кристаллические образования Вокнаволоцкого блока; 7 – свекофенские гранито-гнейсовые образования; 8 – тектонические зоны; 9 – фрагменты сейсмических профилей ОГТ: ЕВ-4; FIRE 1 (Вартиус–Ийсалми); FIRE 3 (Менке–Оутокумпу); FIRE 3А (Виниярви–Леппявирта); 10 – фрагменты сейсмических профилей ГСЗ с пунктами взрыва: ПК (Печенга–Костомукша); КУ (Кемь–Ухта); КТ (Кемь–Тулос); Свеча; Балтик; ЛС (Лахденпохья–Сегозеро); 11 – фрагмент профиля МОБЗ Выборг–Спасская Губа (ВС). На врезке квадратом очерчен район исследований.

Сейсмическая изученность земной коры Центральной части Карельского кратона

Название профиля	Длина, км	Год выпуска	Глубина до М, км	V ср до М, км/с	V г по М, км/с	Литературный источник
Печенга—Костомукша	550	1981—1982	41—49	6.4—6.5	8.1	[Литосф. Центр..., 1987; Azbel et al., 1989; Чекунов и др., 1993; Шаров, 1993; Mitrofanov et al., 1998]
Кемь—Ухта	200	1958—1959	38—40	6.4	8.1	[Земная кора..., 1978; Гончаров и др., 1991; Глуб. строен..., 2001]
Кемь—Тулос	230	1978—1979	39—40	6.4	8.1—8.2	[Литвиненко и др., 1981; Гончаров и др., 1991]
Лахденпохья—Сегозеро	300	1980	41—50	6.4	7.8—8.0	[Литвиненко и др., 1982; Гончаров и др., 1991; Глуб. строен..., 2004]
Балтик	450	1982	40—62	6.7	8.0—8.2	[Luosto, Tiira et al., 1990; Булин, Фурцов, 1991; Шаров, 1993]
Свека	320	1981	50—57	6.6	7.8—8.0	[Luosto, et al., 1987; Перхун, Корхонен, 1989; Yliniemi, et al., 2004]
Выборг—Спасская Губа	540	2000—2001	40—48	6.6	—	[Глуб. строен..., 2004]
ЕВ-4	269	1999	40	—	—	[Глуб. строен..., 2001; Шаров и др., 2010; Слабунов и др., 2011]
Вартиус—Ийсалми (FIRE 1)	500	2001	40—55	—	—	[Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008]
Менке—Оутукумпу (FIRE 3)	158	2002	45—60	—	—	[Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008; Kukkonen, 2011]
Виниярви—Леппявирта (FIRE 3А)	448	2002	45—60	—	—	[Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008]

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 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. 2, рис. 3а). 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 на-

клонные глубинные разломы — границы отдельных блоков, которые претерпели горизонтальные подвижки.

Мощность коры вдоль профиля Печенга—Костомукша—Ловиса изменяется от 38 до 63 км. Наблюдается аномальная Ладожско-Ботническая зона. Для нее характерно: повышенное значение магнитного поля, приуроченность эпицентров землетрясений и затуханий сейсмических волн, смена уровня или степени дифференцированности современных движений земной коры. В сейсмическом разрезе отмечается перестройка раздела М, увеличение мощности (до 30 км) нижнего высокоскоростного слоя и глубины до границы М — 63 км. В древней части щита кора в среднем тоньше (40 км), чем в более молодой Свекофенской провинции (45 км). Скоростное различие также существенно: кора древней части щита характеризуется меньшей скоростью, в ней утонен или отсутствует высокоскоростной слой. Возможно, этот слой следует рассматривать в качестве “коро-мантийной смеси”, обычно фиксируемой под континентальными рифтовыми зонами.

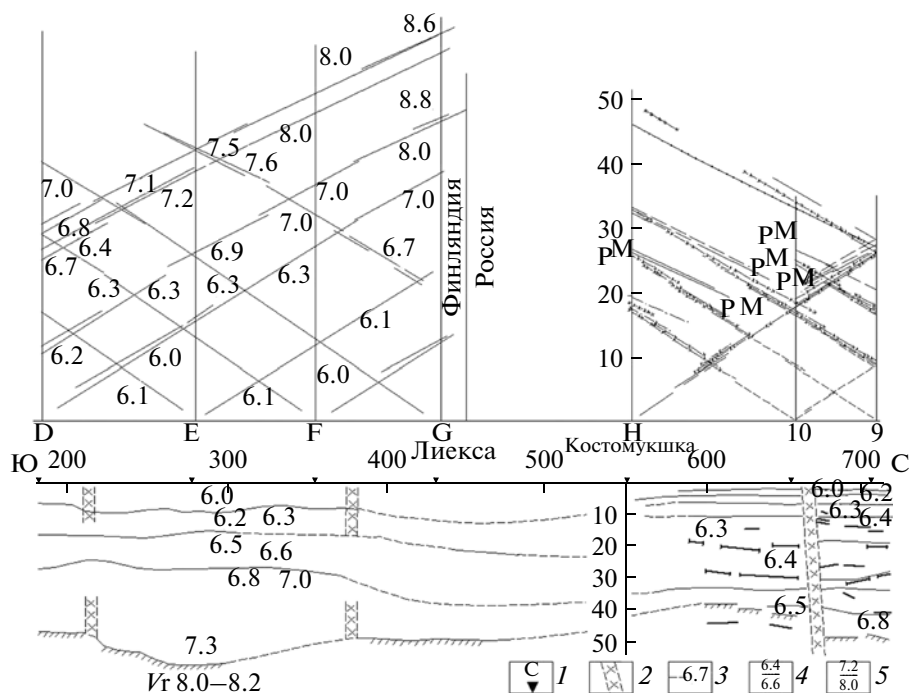


Рис. 2. Системы наблюдаемых годографов на фрагментах профилей ГСЗ Балтик, Печенга-Костомукша и сводный сейсмический разрез земной коры [Литосфера ..., 1987]: 1 – пункты взрыва; 2 – глубинные разломы; 3 – преломляющие границы с граничными скоростями (км/с); 4 – отражающие границы с характеристикой скорости (км/с); 5 – граница М, построенная по отраженным и преломленным волнам с характеристикой скорости (км/с).

Вдоль всего профиля проведено определение температур в земной коре. В пределах Фенноскандинавского щита тепловой поток составляет 25–45 мВт/м² (рис. 3б). Расчетный температурный разрез достаточно несложен и на глубине 40–50 км температура достигает 300–400°C.

Построен схематический график продольной проводимости верхней 20-километровой толщи (рис. 3б), полученный по результатам глубинных геоэлектрических зондирований с естественными и контролируемыми источниками. Продольная проводимость аномальных зон в земной коре колеблется от десятков единиц до тысячи сименсов.

Магнитная модель построена в двухмерном варианте с учетом распределения температуры и скоростей в земной коре. Придерживались условия, что нижняя часть коры, имеющая высокие скорости продольных волн, может быть магнитной. Полученные таким образом намагниченные объекты показаны на геофизическом интерпретационном разрезе в виде отдельных тел (рис. 3в) с указанием значений их намагничения в А/м.

Верхняя часть плотностного разреза (рис. 3в) существенно неоднородна по латерали. Плотность в отдельных блоках, соответствующих геофизическим структурам и продолжению их на глубину, меняется в широком интервале (2.60–2.95 г/см³). Латерально изменчивая часть плотностных моделей распространяется на глубину до 5–10 км. Средняя

часть земной коры (ориентировочно глубины 15–35 км) менее полно охарактеризована по скорости. В связи с этим и плотностные модели этой части коры оказались более схематичными, но можно говорить о нарастании плотности от 2.76 до 2.96–3.0 г/см³ в низах коры. Самая нижняя часть коры также неоднородна, и в областях развития переходных линз на границе между корой и мантией плотность достигает 3.10–3.15 г/см³. Ниже сейсмического раздела М плотность по латерали принята постоянной – 3.35 г/см³, соответствующей нормальной планетарной модели.

По совокупному анализу геофизических и геологических данных устанавливается (рис. 3г), что неоднородный скоростной и плотностной состав коры в пределах геотраверса 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 одина-

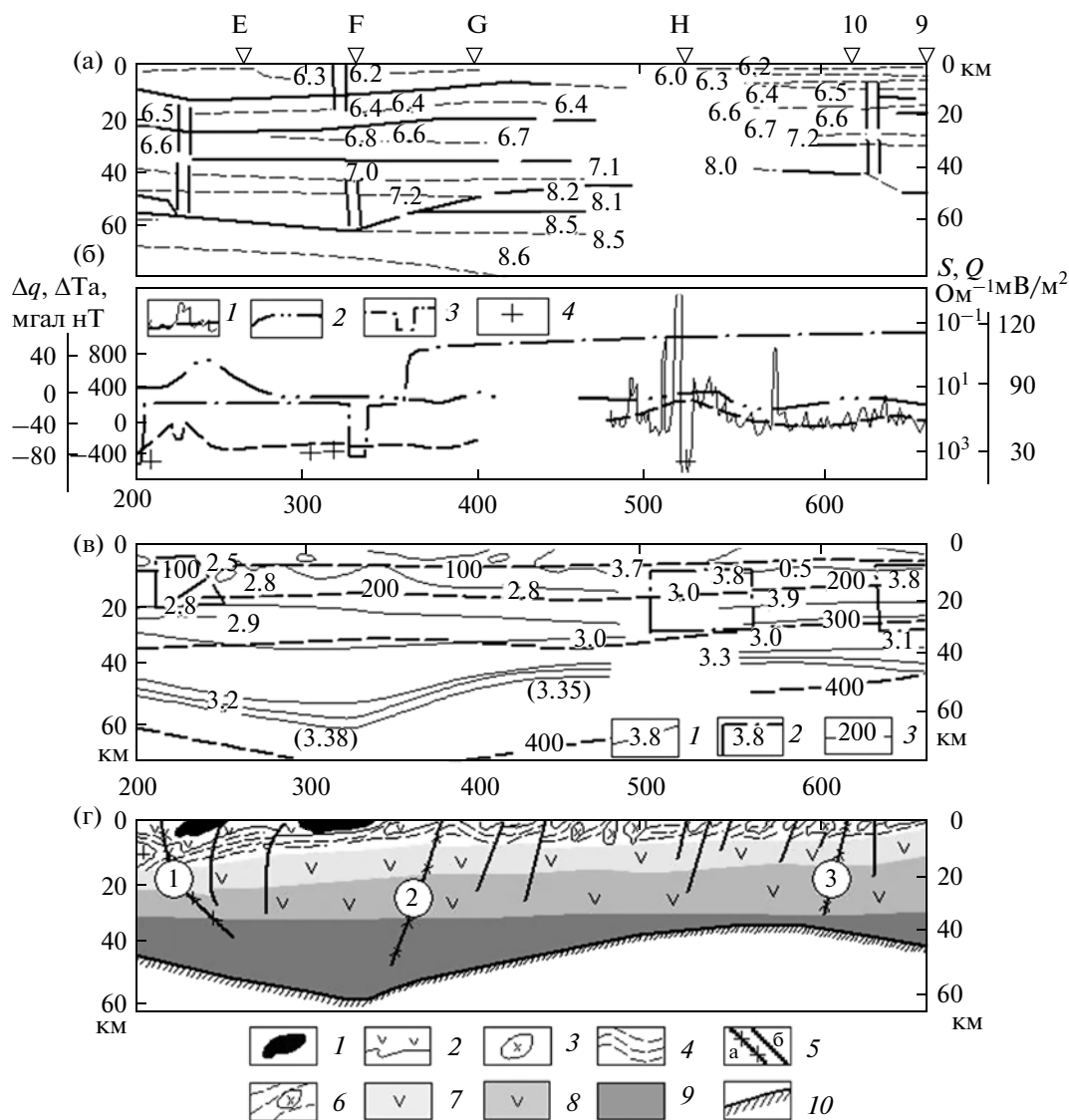


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез земной коры по сводному участку профилей Балтик и Печенга-Костомукша [Шаров, 1993; Mitrofanov et al., 1998]: (а) — сейсмический разрез; (б) — графики геофизических полей: 1 — наблюдаемые и осредненные аномалии магнитного поля ΔT_a , 2 — гравиметрические аномалии Δq в редукции Буге по профилю, 3 — продольная проводимость S пород кристаллического фундамента, 4 — измеренное значение Q теплового потока; (в) — комплексный геофизический разрез: 1 — изолинии плотности (г/см^3), 2 — магнитные объекты в виде отдельных тел с указанием значений их намагниченности (А/м), 3 — изолинии температуры ($^{\circ}\text{C}$); (г) — интерпретационная геолого-геофизическая модель: 1 — перидотиты, габброиды и основные вулканы (2.0–1.9 млрд лет), 2 — вулканогенно-осадочные образования (2.2–1.8 млрд лет), 3 — граниты, гранодиориты (2.8–2.6 млрд лет), 4 — архейские гнейсы и сланцы, 5а — главные и 5б — второстепенные разрывные нарушения, разломы (цифрами в кружках): 1 — Колконярви, 2 — Сувавсяси, 3 — Топозерский; 6 — пологие границы, предполагаемые по геологическим данным: верхний слой (верхний этаж) ($V = 5.9\text{--}6.2$ км/с, $\sigma = 2.6\text{--}2.75$ г/см 3); 7 — средний ($V = 6.3\text{--}6.5$ км/с, $\sigma = 2.75\text{--}2.9$ г/см 3); 8 — нижний ($V = 6.6\text{--}6.8$ км/с, $\sigma = 2.9\text{--}3.0$ г/см 3); 9 — коро-мантийный слой ($V = 7.0\text{--}7.3$ км/с, $\sigma = 3.0\text{--}3.2$ г/см 3); 10 — границ М, мантия ($V = 8.0\text{--}8.2$ км/с, $\sigma = 3.35$ г/см 3).

ковых геоструктур [Шаров, 1993; Korja et al., 1993; 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; Коржа et al., 1993; 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 (рис. 3г). 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 , скорее 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 петрофизиче-

ских свойств — увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

Профили Свека и Вартиус-Йисалми (FIRE 1). Рассмотрим модель строения земной коры вдоль сводного профиля который пересекает две основные геологические провинции разного возраста: досвекокарелиды (2.5–3.1 млрд лет) и свекокарелиды (1.3–1.9 млрд. лет) (рис. 1). Глубинные сейсмические исследования на пяти профилях в средней части Финляндии проведены Ю.Юлиниemi [Yliniemi, 1991] с использованием взрывов в карьерах Костомукши, Кеми, Ланпаслами, Си-линярви как источников сейсмической энергии. Монтажи сейсмограмм поля продольных и поперечных волн, зарегистрированных на профиле Свека из карьера Костомукша приведены на рис. 4. Сопоставляя монтажи поперечных и продольных волн, в целом можно говорить о подобии волновых полей, но систематические невязки времен прихода и различия в динамической выразительности отдельных волн свидетельствуют о существенном изменении отношения скоростей продольных и поперечных волн как с глубиной, так и в латеральном направлении [Шаров, 1993].

В результате интерпретации поля продольных и поперечных волн по профилю Свека была определена общая структура земной коры (рис. 5), выделены основные блоки, глубинные разломы, максимальная мощность земной коры составила 55–57 км [Luosto et al., 1987; Перхуц, Корхонен, 1989]. Наблюдаемые здесь времена и кажущиеся скорости первых вступлений указывают на большие глубины до границы М: только на удалении свыше 290 км от ПВ в первые вступления выходит преломленная волна $P_{пр}^M$ со скоростью 8 км/с. На удалениях от 240 до 280 км в первых вступлениях регистрируются волны со скоростью 7.5–7.7 км/с, а на расстояниях 90–140 км от источника удалось проследить разрыв географов Р- и S-волн и выделить в северо-восточной части профиля зону пониженных скоростей на глубине 3–15 км (рис. 5б).

Глубинный сейсмический разрез FIRE 1 (рис. 1), полученный методом ОГТ показан в виде прямой линии (рис. 5а). Расстояние осредненное указано в километрах. На рис. 5в приведен сводный сейсмо-геологический разрез FIRE 1 и Свека [Korja, Heikkinen, 2008]. Нижняя кора под Карельским кратоном выделяется (рис. 5а, 5в) в виде 15 км уступа границы М, на которую указывает главным образом ослабление отражательной способности. Кора расслоена и существуют две главные границы слоев, на которых происходит изменение сейсмических отражательных свойств. Верхний слой (глубиной 15–18 км) характеризуется высокой отражательной способностью. Отражения имитируют грабеновые и горстовые структуры и несколько падающих умеренно на запад от-

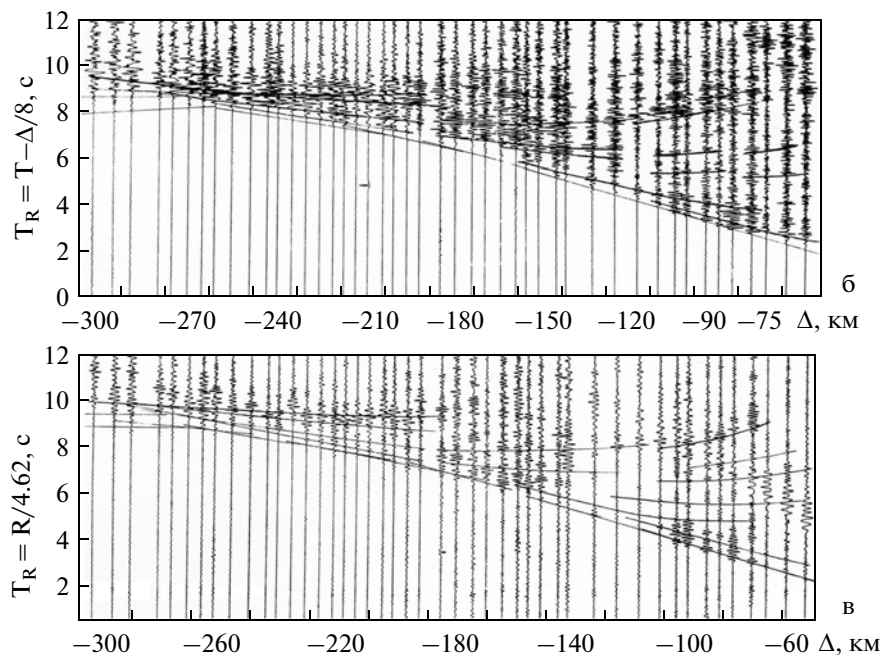


Рис. 4. Монтажи сейсмограмм профиля Костомукша—Свека, промвзрывов Костомукши [Yliniemi, 1991]: (а) — поле P -волн, полоса пропускания 2–15 Гц; (б) — поле S -волн, полоса пропускания 2–6 Гц.

ражающих границ. Средняя кора (18–30 км) имеет более неоднородную отражательную способность, нарушенную зигзагообразным характером отражения и прозрачными субвертикальными зонами.

Профили Менке—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 ОД глубиной 2516 м (рис. 1). 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 (рис. 1). На сейсмических разрезах (рис. 6а, 6б) по данным метода ОГТ пологопадающие отражения видны лучше, чем крутопадающие структуры в силу избирательности 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. 6б, 6в) выглядит как серия субвертикальных прозрачных зон, пронизывающих всю кору. Между главными сбросами амплитуды отражения уменьшаются. Деление земной коры на слои (рис. 6в) автором проведено условно, т.к. отсутствуют скоростные характеристики разреза. Нижняя кора имеет низкую отражательную способность, но обладает субгоризонтальной расслоенностью.

Профили ЕВ-4 и Кемь—Ухта (КУ). Профили пересекают Карельскую гранит-зеленокаменную область и Шомбозерскую структуру (рис. 1). В сейсмическом разрезе ОГТ (рис. 7а) картина отражений для восточного, центрального и западного участков профиля резко различается. На востоке, под Шомбозерской позднепротерозойской структурой фиксируется ярко проявленная пологопадающая на восток ступенчатая система отражающих площадок, которая трассируется через всю мощность коры до мантии.

В восточной части Западно-Карельского блока на отрезке профиля 150–230 км хорошо прослежены поверхность Мохо на глубине 40 км, а в структурно-волновом поле земной коры выделяется три субгоризонтальных слоя. Нижний интенсивно отражающий располагается на интервале глубин 40–25 км. Второй сейсмически “прозрачный” отвечает интервалу глубин 25–15 км. Верхний слой до глубины 15 км с неравномерным распределением сильных и слабых отражений [Глубинное ..., 2001].

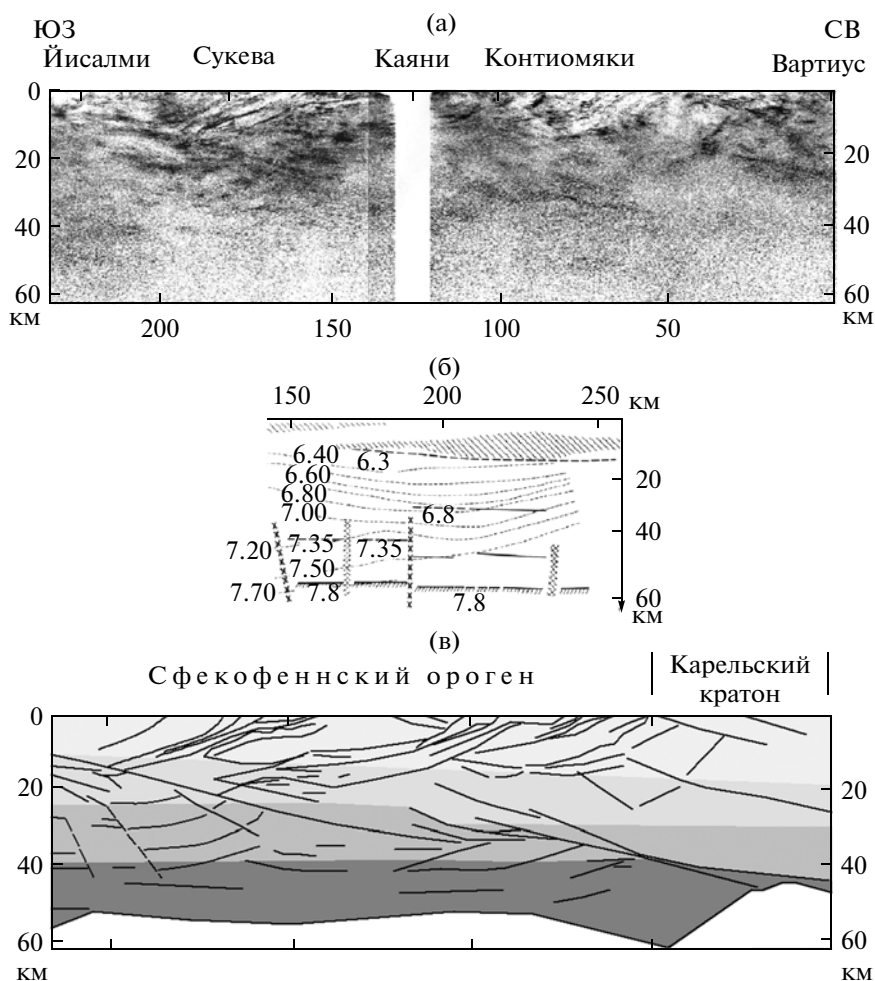


Рис. 5. Профиль FIRE 1. Мигрированный временной разрез МОВ ОГТ – (а) [Kukkonen, Lahtinen, 2006]. Сейсмический разрез по профилю ГСЗ Свека – (б) [Luosto et al., 1987], полученный при обработке поля продольных волн. Сводный глубинный сейсмический разрез ОГТ ГСЗ – (в) [Korja, Heikkinen, 2008]; деление земной коры на слои (полутонами) проведено автором согласно условным обозначениям к рис. 3г.

В восточной части Западно-Карельского блока на отрезке профиля 230–270 км наблюдается принципиально иная картина волновых отражений. Здесь разрез коры имеет четырехслойное строение. Самый нижний отражающий клиновидный слой имеет выраженную границу Мохо. Прозрачный слой у западного окончания разреза располагается на глубинах 20–30 км и полого погружается на восток. Сильно отражающий слой в средней коре на глубинах 15–20 км также полого погружается на восток. Верхний слой коры характеризуется неоднородной системой прозрачных и отражающих участков. Последние имеют отчетливо выраженные наклоны с падением на восток [Глубинное ..., 2001].

Первые исследования ГСЗ на докембрийских щитах выполнены в 1958–1959 годах под руководством И.В. Литвиненко по профилю Кемь–Ухта (таблица). Наличие непрерывных, протя-

женных годографов дало возможность охарактеризовать по граничной скорости не только поверхность М, но и внутрикоровые границы [Земная кора ..., 1978; Гончаров и др., 1991; Глубинное строение ..., 2001]. Вдоль профиля наблюдается четкое расслоение консолидированной коры по упругим свойствам в вертикальном направлении. Выделены две скоростные внутрикоровые границы, на которых возникают (рис. 7б) отраженные и преломленные волны и подошва земной коры – горизонт М на глубине около 40 км.

По времени первых вступлений продольных волн на профиле Кемь–Ухта проведено сейсмотомографическое моделирование на основе программы FIRSTOMO. Разрез построен до глубины 20 км (рис. 7в), его верхнюю часть можно разделить на две части: на западном участке профиля выделяется низкоскоростная аномалия 5.7–5.9 км/с протяженностью около 40 км, в районе Калевалы. Ано-

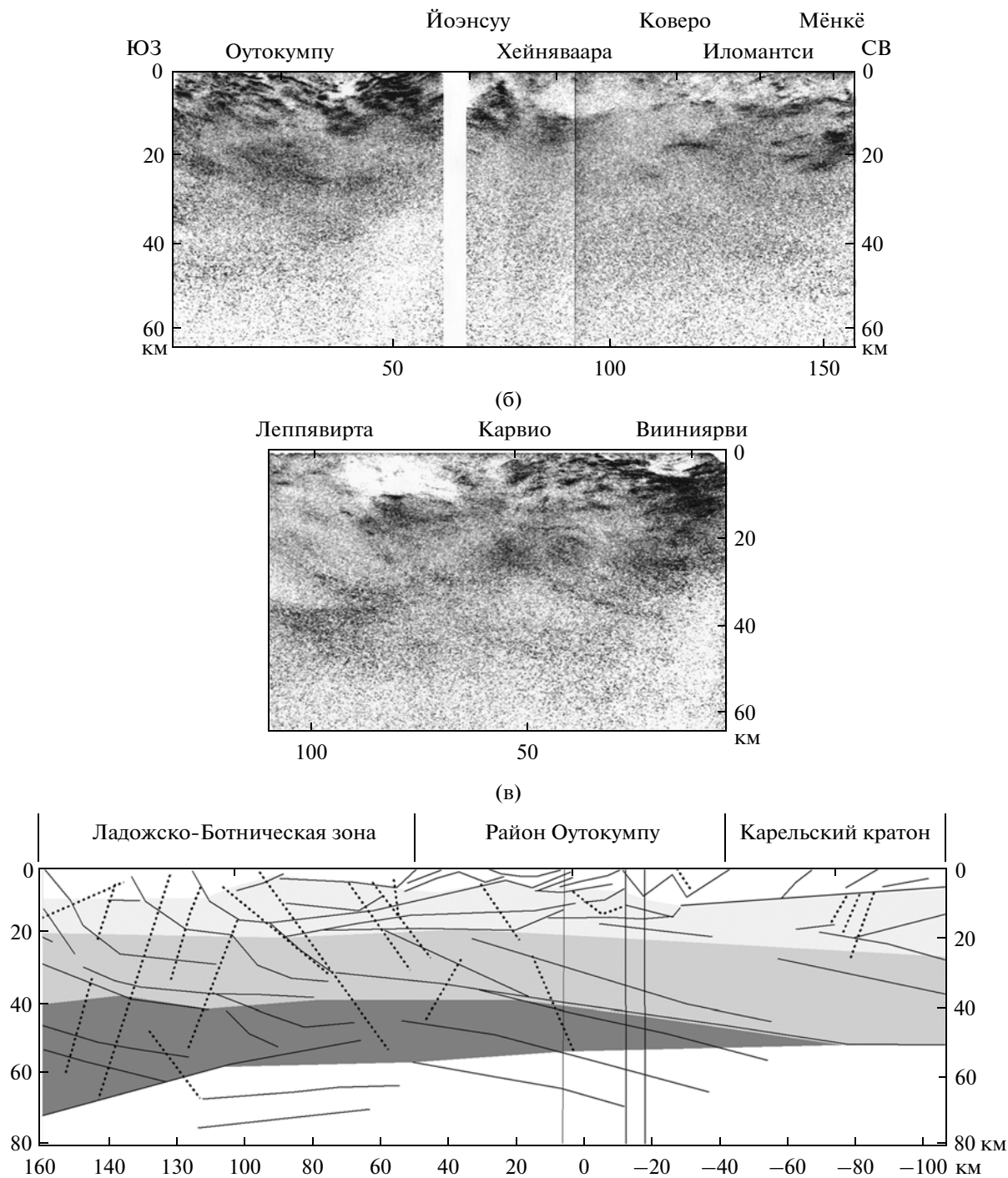


Рис. 6. Профиль FIRE 3. Мигрированный временной разрез МОВ ОГТ – (а) [Kukkonen, Lahtinen, 2006]. Профиль FIRE 3А. Мигрированный временной разрез МОВ ОГТ – (б) [Kukkonen, Lahtinen, 2006]. Сводный глубинный сейсмический разрез ОГТ – (в) [Kojärvi, Heikkinen, 2008]; деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям к рис. 3г.

малия приурочена к Куйтийскому разрывному нарушению. Далее выделяется участок, на котором располагается Шомбозерская структура, с повышенной скоростью 6.1–6.3 км/с, протяженностью 70 км, который характеризуется положительным вертикальным градиентом скорости.

Комплексный анализ геологических и сейсмических данных (с учетом вариаций гравиметрических и магнитных полей) позволил построить геолого-геофизический разрез земной коры (рис. 7г). На разрезе удается проследить структуру кристаллической коры на всю ее мощность, понять осо-

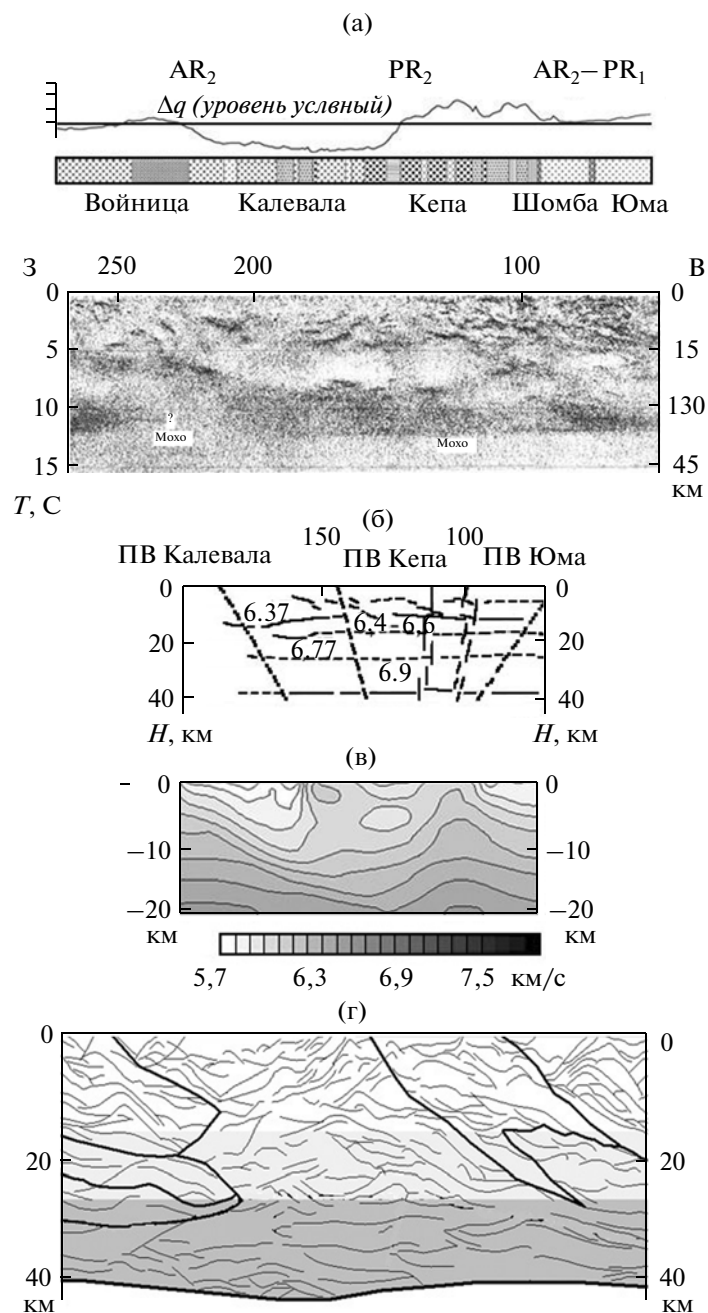


Рис. 7. Профиль ЕВ-4. Мигрированный временной разрез МОВ ОГТ – (а) [Глуб. строение ..., 2001]. Сейсмический разрез по профилю ГСЗ Кемь–Ухта – (б) [Земная кора..., 1978]. Сейсмотомографический разрез по профилю Кемь–Ухта – (в). Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю ЕВ-4 (г) [Слабунов и др., 2011]; деление земной коры на слои (плутонами) проведено согласно условным обозначениям см. к рис. 3г.

бенности строения отдельных блоков, а также их соотношение [Шаров и др., 2010; Слабунов и др., 2011].

Профиль Кемь–Тулос (КТ) изучен не только ГСЗ, но и детализирован МОВ [Литвиненко и др., 1981; Гончаров и др., 1991]. Значение скорости у дневной поверхности изменяется от 5.7 км/с в гранито-гнейсовых комплексах архея до 6.3–6.5 км/с в протерозойских осадочно-вулканогенных толщах

(рис. 8). Закономерности изменения скорости с глубиной различны для разных блоков.

Верхний сейсмический горизонт в интервале глубин 9–12 км выделен по данным МОВ и ГСЗ и характеризуется скоростью 6.2–6.3 км/с. Он представлен серией пологих границ (рис. 8а). Средний со скоростью 6.5–6.6 км/с на глубинах до 20–25 км прослежен надежно лишь на части профиля. Нижний с предполагаемой скоростью 6.7–6.8 км/с

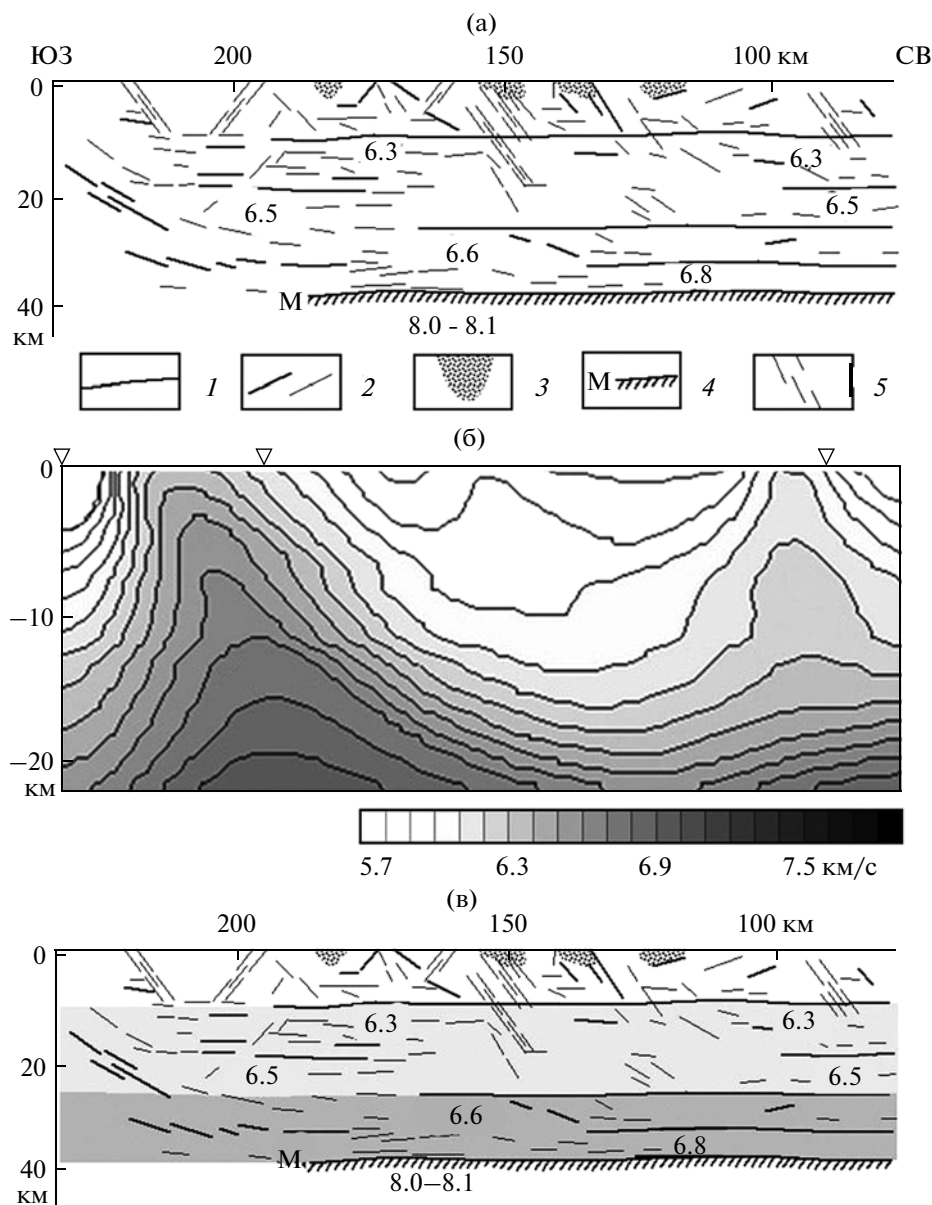


Рис. 8. Сейсмический разрез по профилю ГСЗ Кемь – Тулос – (а) [Литвиненко и др., 1981]: 1 – преломляющие границы; 2 – отражающие границы; 3 – осадочно-вулканогенные толщи протерозоя; 4 – раздел М; 5 – глубинные разломы. Сейсмотомографический разрез – (б). Сейсмогеологический разрез – (в); деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям см. к рис. 3г.

прослежен с глубины 26 км и ниже только по данным ГСЗ. Сейсмический горизонт М залегает на глубинах 39–40 км.

По сейсмотомографическому моделированию нами построен разрез (рис. 8б) до глубины 20 км. В верхней части разреза, на юго-западном участке профиля, вблизи дневной поверхности присутствуют породы со скоростью 6.2–6.4 км/с. Этот участок связан с толщей вулканитов Лехтинской структуры, пересекаемой профилем. Повышенный градиент скорости в северо-восточной части профиля связан с переходом от низкоскоростно-

го Центрально-Карельского блока к более высокоскоростной Восточно-Карельской зоны. Комплексный анализ сейсмогеологических данных позволил построить (рис. 8г) сводный разрез земной коры.

Профили Лахденпохья–Сегозеро (ЛС), Выборг–Спасская Губа (ВС) (рис. 1, таблица) 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

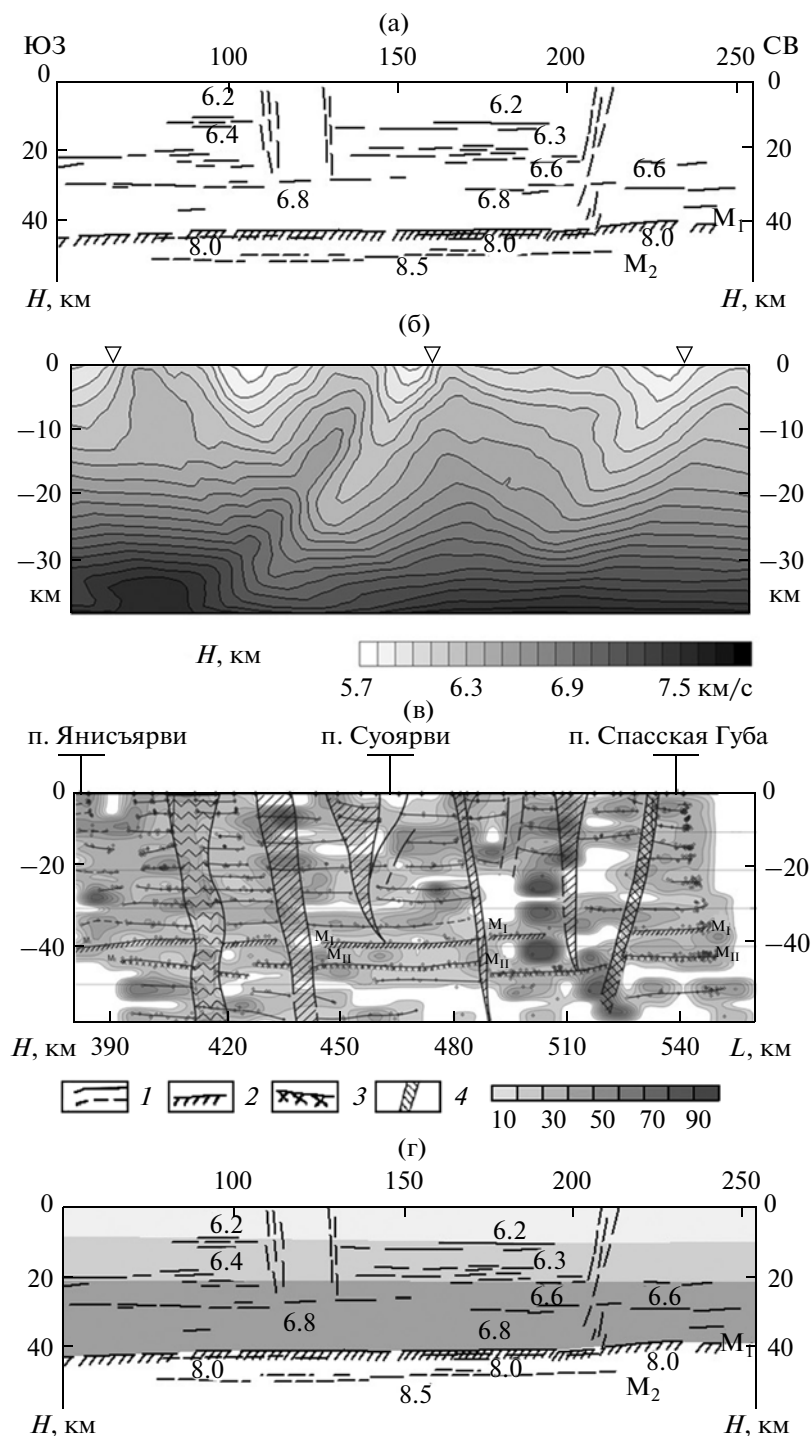


Рис. 9. Профиль ГСЗ Лахденпохья–Сегозеро. Сейсмический разрез по профилю – (а) [Литвиненко и др., 1982]. Условные обозначения см. к рис. 7а. Сейсмотомографический разрез – (б). Профиль МОВЗ Гдов–Спасская Губа. Глубинный сейсмический разрез и обменность среды – (в) [Глуб. строение ..., 2004]: 1 – границы обменов а) – уверенные, б) – менее уверенные; 2 – кровля зоны перехода кора–мантия; 3 – подошва зоны перехода кора – мантия; 4 – глубинные разломы; 5 – обменность среды, %. Сейсмогеологический разрез – (г); деление земной коры на слои (полутонами) проведено согласно условным обозначениям к рис. 3г.

Лахденпохья–Сегозеро под границей M_1 на глубине около 50 км выделен сейсмический горизонт M_2 со скоростью около 8.5 км/с (рис. 9а). Область перехода от коры к мантии здесь представлена дву-

мя 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 малоэнергичными высокоскоростными слоями, разделяющими более мощные слои с инверсией скорости. Намечены зоны глубинных разломов, разграничивающих отдельные блоки в различных этажах коры.

На сейсмотомографическом разрезе (рис. 9б) 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.

Участок профиля МОВЗ (рис. 1) пересекает Янисъярвинскую зону, разворачивается на восток и пересекает субмеридиональные структуры южной части Карельского кратона. На сейсмическом разрезе (рис. 9в) кора нормально расслоена с четким трассированием по обменным волнам подошвы всех слоев земной коры, границ M_1 , M_2 и характеризуется средним уровнем обменоспособности [Глубинное ..., 2004]. На этом фоне выделяются разрывы горизонтальных границ, включая мантийные, некоторые смещения их друг относительно друга, области и зоны аномально высокой и низкой обменоспособности. Существует определенная корреляция между глубинами до точек обмена волн от землетрясений, выделенных при МОВЗ (рис. 9в), и положением сейсмических границ по данным ГСЗ (рис. 9а). Сводный разрез земной коры (рис. 9г) получен в результате анализа имеющихся сейсмических данных.

ПОСТРОЕНИЕ БЛОКОВОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ РЕГИОНА

На рис. 10 показана аксонометрическая проекция шести сейсмогеологических разрезов, рассмотренных выше для исследуемого региона. Это дает возможность обсудить важную проблему связей между скоростным строением коры, ее мощностью и особенностями геологического строения главных структурных элементов архейского Карельского кратона и более молодой Свекофенской провинции.

На всех профилях Карельского кратона глубина границы M варьирует в пределах 40–45 км. Граница M является хорошей отражающей поверхностью со средней скоростью 6.4 км/с. Внутри коры обнаружены области скопления в малом интервале глубин субгоризонтальных отражаю-

щих элементов, 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: Свека, Балтик, Приладожский. Скоростные разрезы (рис. 10) дают представление о подобии структуры верхней и средней частей коры на всех профилях. Значения скорости распространения продольных волн практически совпадают, несколько превышая таковые для Карельского кратона.

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. На профиле Свека эта граница не прослежена. Наиболее глубокая область прогиба коры 55–60 км располагается в районе профилей Свека и Балтик. В этом случае мантийная граница 8.4–8.5 км/с, так же как и граница 8.0 км/с, будет испытывать подъем на юг к Ладожскому озеру [Шаров и др., 1993].

На рис. 11 приведены сводные годографы первых вступлений продольных волн для региона. Видно, что на карельских (восточных) профилях не прослежены, в качестве первых, коровые волны со скоростью более 6.5 км/с, в то время как на финских (западных) профилях отмечается скорость до 7.5 км/с. Эти высокоскоростные коровые ветки сменяются мантийными волнами. Вторым ярким отличием годографов в этом секторе считаются существенно разные удаления областей выхода преломленных волн M в первые вступления (рис. 11). На восточных профилях эти удаления составляют 180–210 км, а на западе 240–280 км. Значения времен возрастают с востока на запад от 7 до 8.5 с. Эти различия выражены и в скоростных моделях, где прослеживается связь между скоростным строением коры, ее мощностью и особенностями геологического строения главных структурных элементов.

На рис. 12 представлена схема рельефа раздела M , учитывающая последние результаты сейсмических исследований. Сечение изогипс принято равным 5 км и лишь на востоке сохранена дополнительная горизонталь через 2 км. Подводя итог изложенному, следует подчеркнуть, что приведенная схема рельефа поверхности M 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

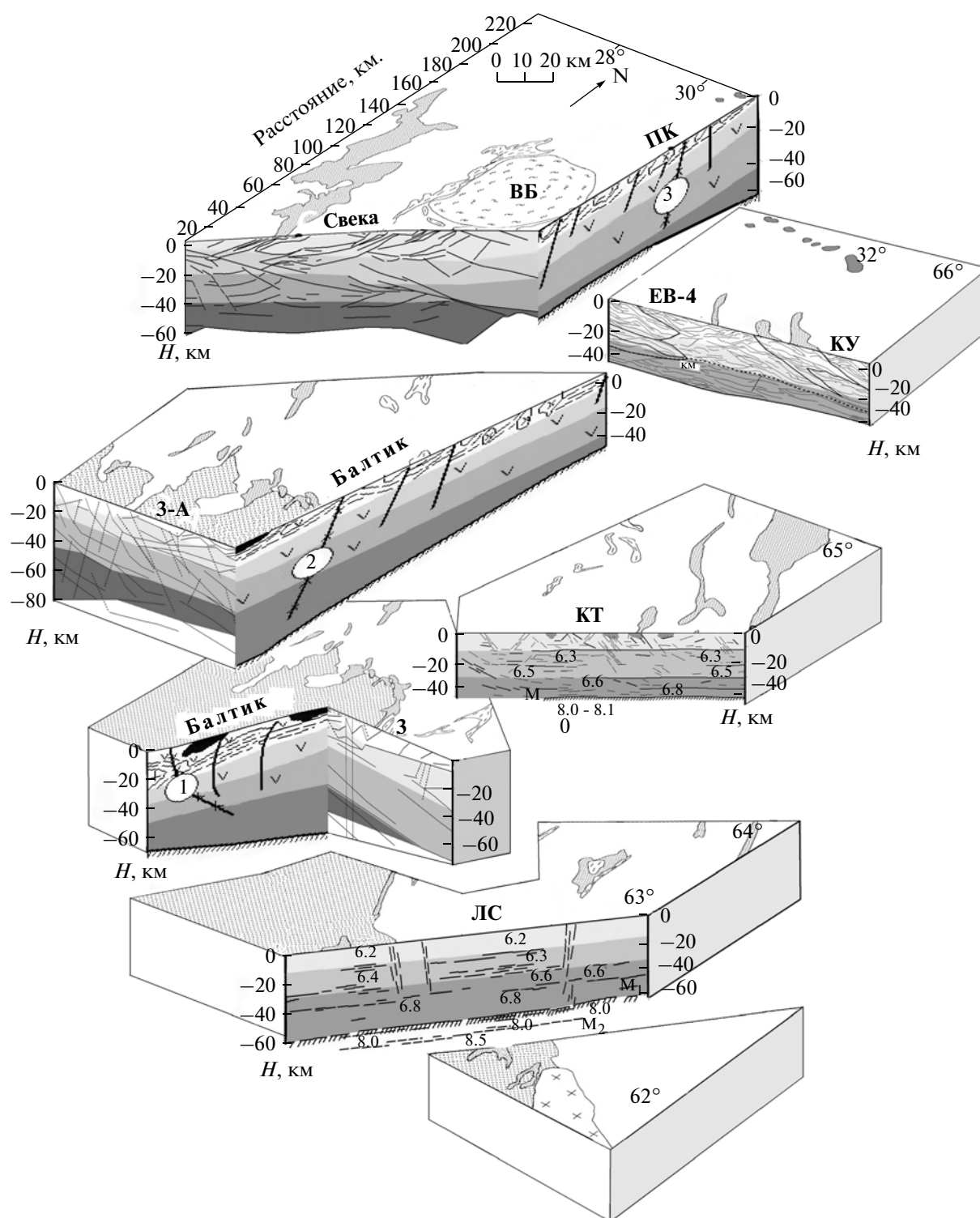


Рис. 10. Блоковая модель земной коры центральной части Карельского кратона, показывающая основные геологические единицы и сейсмо-геологические разрезы.

амплитуды. 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 60 км. Она представляет со-

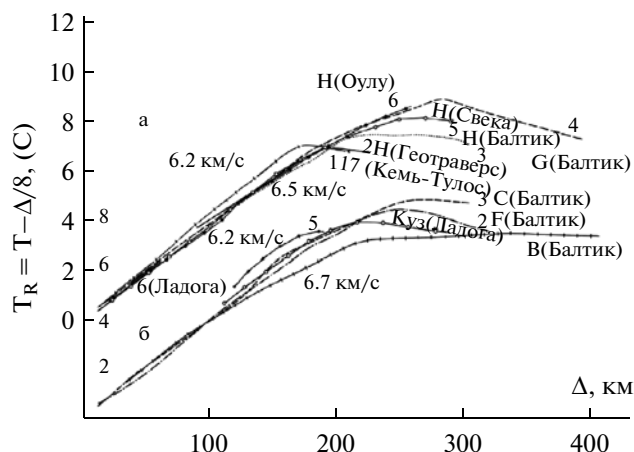


Рис. 11 Сравнение редуцированных ($V_p = 8$ км/с) голографов первых вступлений продольных волн для (а) — северной и (б) — южной частей района. Показаны пункты взрыва, а в скобках — название профилей ГСЗ.

бой одну из наиболее важных структур щита, которая возникла в зоне приращения свекофеннского геоблока к архейскому. В рамках мобилистских представлений о развитии Фенноскандинавского щита это сочленение рассматривается как результат субдукции свекофенской океанической коры под континентальную архейскую кору Карельского кратона [Korja, Heikkinen, 2008].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

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 Карельским кратоном и раннепротерозойской Свекофенской областью. Нарастание коры снизу с одновременным уменьшением доли в ее составе верхнего и среднего этажей дает основание предполагать, что приоритетное значение имели не процессы “скупивания” 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].

Вероятно, поднимающиеся астенолиты использовали уходящие в мантию вертикальные поверхности раздела на границах геоблоков как проницаемые зоны, а при достижении основания коры астенолит “растекался” параллельно ее подошвы, образуя в первом приближении структуру, подобную крупным лопалитам перидотит-габбро-норитовой формации, хорошо известной в

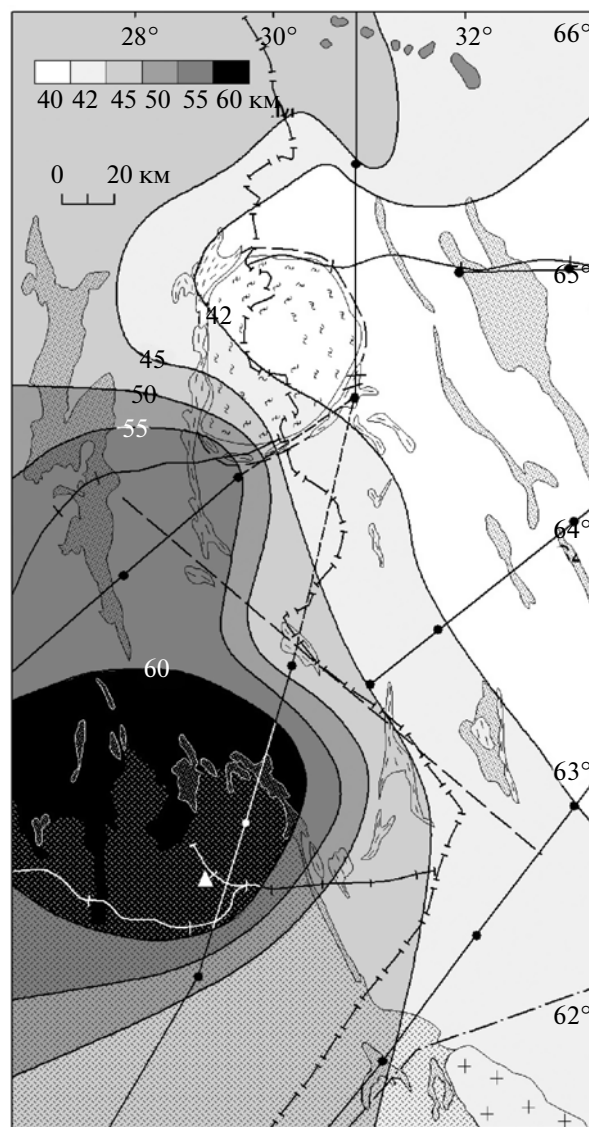


Рис. 12. Структурная схема раздела Мохоровичича (М, км) центральной части Карельского кратона.

верхнем этаже коры. При допущении сходства механизма образования расслоенных базитовых интрузий в верхней части коры и “базальтовых” подушек в ее основании открывается заманчивая возможность объяснить возникновение волноводов в нижней коре как следствие тех же процессов магматической дифференциации, что проявляются во всех ритмично расслоенных плутонах.

Акцентируя внимание на ведущую роль разрастания “базальтового” слоя в создании коры повышенной мощности, автор отнюдь не стремится представить этот процесс в виде односторонней базификации коры. Более того, следует особо подчеркнуть, что сейсмические данные не могут служить надежным индикатором химизма нижней коры вследствие конвергентно-

сти акустопроводящих свойств горных пород при высоких термодинамических параметрах.

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.

Таким образом, можно констатировать, что строение земной коры региона относится к мозаично-блоковому типу. В ней выделены отдельные горизонты мощностью до нескольких десятков километров с различными скоростями, что фиксируется резкой сменой их величины или значительными градиентами скоростей. Поверхность Мохоровичича имеет сложное строение. В современном рельефе границы М и в неоднородностях нижней части земной коры находят отражение лишь наиболее крупные структурные элементы: границы основных геотектонических провинций, или геоблоков, реже тектонических зон меньших масштабов.

При определенных стечениях обстоятельств могут возникнуть утолщения земной коры за счет увеличения мощности нижнего, высокоплотного и высокоскоростного слоя, являющегося прежде всего результатом магматической базификации низов коры поднимающимся мантийным астенолитом. Такие “базитовые корни гор” могут сохраняться при высокоградиентном режиме глубинного петрогенезиса, как это и наблюдается в Ладожско-Ботнической зоне. В противном случае, происходит эклогитизация этого слоя, причленение его к мантии с дальнейшим в нее погружением. Все это в целом стабилизирует положение поверхности М и создает утяжеленную литосферу.

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.

Наблюдаемые сегодня сейсмические границы отражают современную структуру земной коры и имеют относительную связь с ее даже недавним геологическим прошлым. Однако этим не отрицается наличие реликтовых сейсмических границ в верхних частях коры, где термодинамические

процессы не столь активны и где границы сохранились в случаях частичного или полного совмещения новообразующих структур с древними. По-видимому, структуры земной коры, претерпевшие интенсивную переработку в протерозое, сопровождающуюся обменом коромантийного вещества, могут быть подвергнуты тщательным металлогеническим исследованиям, так как большинство твердых полезных ископаемых щита приурочено к этим структурам.

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 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 поставить 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.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы ОНЗ РАН № 6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Булин Н.К., Фурсов А.Н. Сейсмологические исследования МОВЗ на профиле ГСЗ “Балтик”. Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука. 1991. С. 101–107.

Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала / Отв. ред. Шаров Н.В. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. 194 с.

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

- Гончаров А.Г., Кальнин К.А., Лизинский М.Д. и др. 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. Кратца К.О. Л.: Наука. 1978. 231 с.
- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Гаврилов И.А. и др. Глубинный разрез земной коры центральной Карелии и его сейсмическая модель. Геофизические исследования на Балтийском щите. Л.: Зап. ЛГИ. 1981. Т. LXXXIX. С. 12–17.
- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Дворецкая Л.М. и др. 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: Геотранверсы I, II, V / Гл. ред. Чекунов А.В. Киев: Наукова думка. 1987. 168 с.
- Павленкова Н.И. Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубинных сейсмических исследований // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 12. С. 43–54.
- Перхуц Э., Корхонен Х. Структура земной коры Балтийского щита по распределению параметров K и σ // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 12. С. 74–81.
- Слабунов А.И., Хелта П., Шаров Н.В. и др. 4-D Модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных. Геология Карелии от архея до наших дней // Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2011. С. 13–21.
- Чекунов А.В., Старостенко В.И., Красовский С.С. и др. Геотрансект ЕВРО-3 (EU-3) // Геофиз. журн. 1993. Т. 15. № 2. С. 3–32.
- Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН. 1993. 144 с.
- Шаров Н.В., Слабунов А.И., Исанина Э.В. и др. Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ-ОГТ “Суша–море” Калевала–Кемь–горло Белое море // Геофиз. журн. 2010. Т. 32. № 5. С. 21–34.
- Azbel J.Ya., Bujanov A.F., Ionkis V.T., et al. Crustal structure of the Kola peninsula from inversion of deep seismic Sounding data // Tectonophysics. 1989. V. 162. P. 87–99.
- Korja A., Korja T., Luosto U., et al. Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield—implications for Precambrian crustal evolution // Tectonophysics. 1993. V. 219. P. 129–152.
- 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.
- 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., Lanne E., Korhonen H., et al. Deep structure of the Earth's crust on the SVEKA profile in central Finland // Annales Geophysicae. 1984. V. 2. № 5. P. 559–570.
- 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.
- Yliniemi J. Deep seismic soundings in the University of Oulu // Inst. Of Seism., Univ of Helsinki. 1991. 25. P. 1–6.
- Yliniemi J., Kozlovskaya E., Hjelt S., et al. Structure of the crust and uppermost mantle beneath southern Finland revealed by analysis of local events registered by the SVEKALAPKO seismic array // Tectonophysics. 2004. V. 394. P. 41–67.