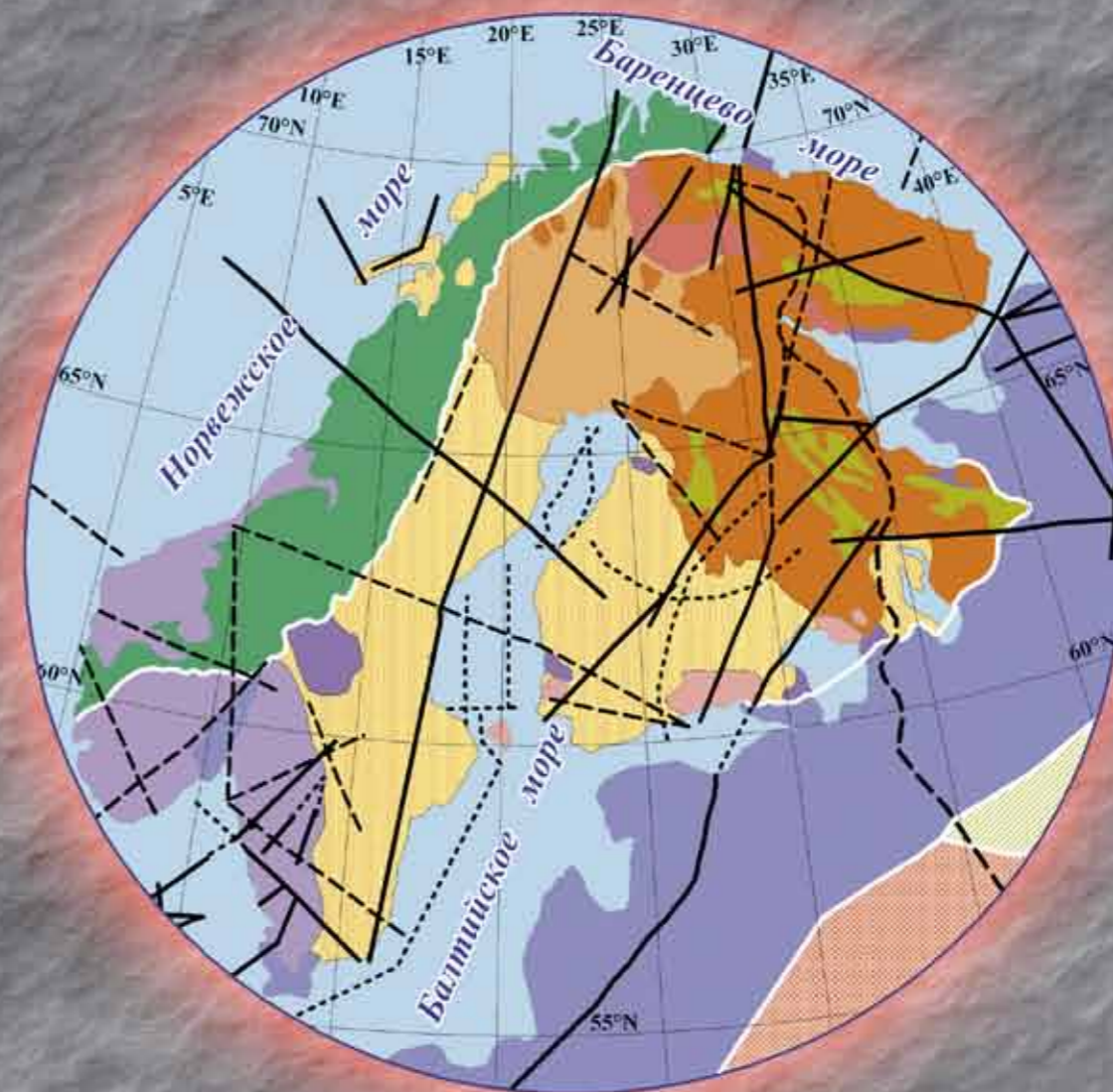


Шаров Н. В. ЛИТОСФЕРА СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Н. В. Шаров

## ЛИТОСФЕРА СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ





**Институт геологии**

Карельского научного центра РАН

KARELIAN RESEARCH CENTRE  
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOLOGY

N. V. Sharov

**LITHOSPHERE OF NORTHERN EUROPE:  
SEISMIC DATA**

Petrozavodsk  
2017

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

Н. В. Шаров

**ЛИТОСФЕРА СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ  
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Петрозаводск  
2017

УДК 550.347.647(1-924.14/.16)  
ББК 26.21  
Ш 26

**Рецензенты:**

академик НАН Украины *В. И. Старостенко*,  
доктор геол.-мин. наук *А. А. Жамалетдинов*

**Шаров Н. В.**

Ш 26 **Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным.** Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. 173 с.: ил. 85, табл. 3. Библиогр. 382 назв.

ISBN 978-5-9274-0741-5

В монографии на основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся сейсмической информации разработаны обоснованные современные представления о строении земной коры и верхней мантии Северной Европы. Наиболее детальные комплексные геолого-геофизические исследования, заверенные сверхглубоким бурением, проведены в последние годы в Баренцевом Евро-Арктическом регионе. Строение типовых структурных блоков Фенноскандинавского щита и области его сочленения с Баренцевоморским шельфом изучены комплексом сейсмических методов. Построены сейсмогеологические модели земной коры отдельных геотектонических провинций, которые показывают, что кристаллическая кора является мозаично-блоковой средой. В отдельных блоках установлено локальное развитие волновода в верхней части разреза. Составлены карта рельефа поверхности Мохоровичича и скоростные модели верхней мантии. В низах коры выявлены участки развития высокоскоростного слоя, который заполняет глубокие прогибы в рельефе поверхности Мохоровичича. На базе совместного многопланового анализа геолого-геофизических данных разработаны новые представления о строении и эволюции региона. Проведено сопоставление данных по глубинному строению литосферы Фенноскандинавского щита с другими кристаллическими щитами, делается вывод, что верхняя мантия достаточно сложная и неоднородная по латерали, а астеносфера в классическом понимании отсутствует.

Книга рассчитана на широкий круг исследователей глубинного строения континентальной литосферы, интересующихся докембрийской геологией, а также студентов-геологов и геофизиков старших курсов.

*Работа подготовлена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 14-05-00535-а.*

**Sharov N. V. Lithosphere of Northern Europe: seismic data.** Petrozavodsk: Karelian Research Centre, RAS, 2017. 173 p.: 85 ill., 3 tabl. 382 refs.

The best-documented modern concepts of the earth crust and the upper mantle structure of Northern Europe, based on analysis of available seismic information, were developed. The most detailed integrated geological and geophysical studies and superdeep drilling were conducted in the past few years in the Barents Euro-Arctic region. The structure of the type structural blocks of the Fennoscandian Shield and the Fennoscandian Shield-Barents Sea shelf jointing zones was studied using integrated seismic methods. Seismo-geological models of the earth crust of individual geotectonic provinces were constructed. They show that the crystalline crust is a mosaic-block medium. A waveguide was proved to evolve locally in the upper portion of the rock columns of some blocks. A map of the M-boundary surface relief was produced and velocity models of the upper mantle were constructed. High-velocity layer zones, which fill deep sags in the M-boundary surface relief, were revealed in the lower portions of the crust. New concepts of the structure and evolution of the region, based on comprehensive analysis of geological and geophysical data, were developed. Data on the deep lithospheric structure of the Fennoscandian Shield were correlated with those on other crystalline shields. The author has concluded that the upper mantle is laterally complex and heterogeneous and that there is no asthenosphere by the classical definition.

The book is meant for scientists who study the deep structure of the continental lithosphere, Precambrian geologists and senior geology and geophysics students.

*The book was prepared and published with support from the Russian Foundation for Fundamental Research (project 14-05-00535-a).*

Издание осуществлено при финансовой поддержке  
Российского фонда фундаментальных исследований  
По проекту № 17-15-00053



УДК 550.347.647(1-924.14/.16)  
ББК 26.21

ISBN 978-5-9274-0741-5

© Шаров Н. В., 2017  
© Карельский научный центр РАН, 2017  
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2017

*Посвящается  
55-летию Института геологии  
и 70-летию Карельского научного центра РАН*

## ВВЕДЕНИЕ

В XXI в. отмечается возрастающий интерес к глубинному строению Земли. Мировое сообщество все более глубоко понимает свою полную зависимость от наличия природных ресурсов и состояния окружающей среды. Сегодня стало ясно, что только фундаментальные геологические знания позволят удовлетворить потребности в природных ресурсах, найти пути смягчения влияния природных катастроф и осуществлять эффективный прогноз глобальных изменений окружающей среды.

В течение 1970–2010 гг. в бывшем Советском Союзе, а затем в России выполнялась беспрецедентная по ширине охвата проблем и масштабам программа изучения глубинного строения литосферы комплексом региональных геофизических исследований по опорным профилям и бурением глубоких и сверхглубоких скважин в наиболее важных геологических структурах.

Баренцевский Евро-Арктический регион (Баренц регион) занимает ту часть Северной Европы, которая находится за Полярным кругом. Таким образом, регион охватывает: губернии Нурланд, Тромсе и Финнмарк в Норвегии; Норботтен в Швеции; Лапландию в Финляндии; Архангельскую и Мурманскую области; Ненецкий автономный округ и Республику Карелия в России. С геофизической точки зрения Баренц регион составляет естественное звено связи между северными районами Европы и России. Площадь Баренц региона – около 1,2 млн км<sup>2</sup>, он является одним из наиболее богатых регионов Европы в отношении природных ресурсов, с большими запасами леса, рыбы, минералов, нефти и газа. Это регион, где страны Европейского сообщества (ЕС) граничат с Россией. Министрами иностранных дел стран Северной Европы 11 января 1993 г. подписана Киркенесская декларация и образован Баренцев Совет по координации международного сотрудничества в рамках Баренц программы. В Киркенесской декларации подчеркивается значение научного сотрудничества в работе по решению особых задач региона. Тесные рабочие контакты геологов и геофизиков многих организаций России, Финляндии, Англии, США, Норвегии, Швеции сделали возможным появление данной книги.

Евро-Арктический регион включает Баренцевскую плиту, север Фенноскандинавского (Балтийского) щита и Тимано-Печорской плиты, северо-восток Русской плиты. На западе исследуемый район ограничивается архипелагом Свальбард, на востоке – архипелагом Новая Земля, на севере доходит до широты архипелага Земля Франца Иосифа.

Структура литосферы Северной Европы давно привлекает внимание отечественных и зарубежных исследователей в связи с решением как фундаментальных, так и практических задач, таких, как тектоника плит и геологическая история региона, прогнозирование и поиск минеральных ресурсов, нефтяных и газовых месторождений. Несмотря на довольно большой объем комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных здесь за последние три десятилетия, многие вопросы глубинной тектоники и геодинамики региона остаются неясными. Особенно это относится к переходной зоне от Фенноскандинавского (Балтийского) щита к впадине Баренцева моря, имеющей сложное и изменчивое строение земной коры.

В регионе пробурена Кольская сверхглубокая скважина до рекордной глубины 12 262 м и отработано более 450 тыс. пог. км сейсмических профилей, из которых около трети приходится на региональные исследования. При помощи сейсмического метода проведено картирование глубинных горизонтов, составлены двух- и трехмерные модели геологических структур, прослежены глубинные разломы. Данные сейсмических исследований, как правило, лежат в основе интерпретации других геофизических методов.

В этом районе проведены комплексные геологические, гравиметрические, магнитометрические, геотермические, электромагнитные и петрофизические исследования. Результаты подробно рассмотрены в ряде монографий и статей, опубликованы в 1963–2016 гг. В основном

---

авторы этих работ: С. В. Аплонов, И. М. Артемьева, Р. Г. Берзин, Н. А. Богданов, В. В. Верба, М. Л. Верба, В. Н. Глазнев, И. С. Грамберг, Д. М. Губерман, Р. М. Деменицкая, А. А. Жамалетдинов, В. Г. Загородный, Н. Г. Заможная, С. М. Зверев, Е. Е. Золотов, Э. В. Исанина, В. И. Казанский, Е. В. Карус, В. Д. Каминский, Е. А. Козловский, С. Л. Костюченко, А. Корья, Т. Корья, Х. Корхонен, А. А. Кременецкий, Ю. И. Кузнецов, И. Т. Кукконен, И. В. Литвиненко, К. В. Лобанов, У. Луосто, Ю. И. Матвеев, М. В. Минц, Ф. П. Митрофанов, Р. Р. Мурзин, Ю. П. Непрочнов, А. Д. Павленкин, Н. И. Павленкова, Г. Д. Панасенко, Ю. Е. Погребицкий, Л. В. Подгорных, Ю. И. Пожиленко, В. А. Поселов, Ю. В. Рослов, Т. С. Саккулина, Б. В. Сенин, А. И. Слабунов, Ю. П. Смирнов, В. Ф. Смолькин, В. М. Ступак, А. К. Сулейманов, Ю. Й. Сыстра, Ю. В. Тулина, В. Е. Хаин, П. Хейккинен, Н. В. Шаров, Э. В. Шипилов, Ю. К. Шукин, Ю. Юлиниemi, А. Ю. Юонов, Ю. Н. Яковлев. Во многих публикациях рассматривается глубинное строение отдельных блоков, разрезов, а не региона в целом.

Фенноскандинавский щит – весьма консервативный структурный элемент, сохраняющий свое строение в течение последних полутора миллиардов лет. Этот регион является естественным полигоном для исследований физических параметров кристаллического комплекса земной коры и служит объектом всестороннего международного изучения. Здесь применялся весь комплекс современных глубинных геолого-геофизических исследований, включая бурение шести сверхглубоких скважин – на Европейском Севере России (Кольская скв. СГ-3, Пограничная (Р-1)), в Центральной Швеции (скв. Гравберг, Штенберг), Юго-Восточной Финляндии (скв. Оутокумпу), Центральной Карелии (скв. Онежская).

Северная граница Фенноскандинавского щита одновременно является границей Восточно-Европейской платформы. Вдоль нее протягивается полоса терригенных рифейских отложений, а за ними располагаются газоносные шельфовые отложения Баренцева моря, которые сейчас активно осваиваются российскими и зарубежными компаниями. Северная и северо-восточная части щита рассматриваются как Карельско-Лапландско-Кольская провинция. В палеозое она стала ареной новых интенсивных эндогенных процессов. С последними связано внедрение на Кольском полуострове гигантских щелочных массивов.

Карельско-Лапландско-Кольская провинция – одна из ведущих металлогенических провинций не только Европы, но и мира. В ней в пространственной близости находятся архейские месторождения железистых кварцитов, протерозойские основные-ультраосновные и щелочные-ультраосновные массивы с месторождениями никеля, меди, железа, тантала, ниобия и флогопита, а также девонские месторождения апатита и редких металлов. На базе этих месторождений действуют крупные горнодобывающие предприятия.

Лапландско-Печенгский район как фрагмент северной части Фенноскандинавского щита является одним из ключевых регионов для познания истории формирования и глубинного строения древней континентальной земной коры. Здесь в пределах северо-запада Кольского полуострова и смежных территорий Норвегии и Финляндии представлен почти полный набор раннедокембрийских комплексов, которые сформировались в интервале 2,9–1,7 млрд лет, испытали неоднократное воздействие метаморфических и магматических процессов и превратились в уникальную систему тектонических структур. На ранних этапах изучения этих структур интерпретация результатов базировалась на геосинклинальных концепциях, и структурный ансамбль трактовался как комбинация разновозрастных складчатых поясов. Начиная с 80-х годов на смену пришли плейтектонические построения с выделением шовных, рифтогенных, коллизионных структур.

Печенгский рудный район, где сосредоточены крупные месторождения сульфидных медно-никелевых руд, приобрел широкую известность в связи с проходкой Кольской сверхглубокой скважины. Керновый материал, околоскважинное пространство, Печенгская структура, а также ее обрамление были подвергнуты комплексному геолого-геофизическому изучению.

Фенноскандинавский щит, один из самых крупных и древних кратонов на Земле, после длительной и сложной эволюции в конце протерозоя консервируется и на протяжении



всей последующей геологической истории является источником сноса. Баренцевский шельф является областью постоянного осадконакопления на протяжении всего фанерозоя; оцениваемая мощность чехла превосходит 20 км. Смена стиля развития Фенноскандинавского щита и начало осадконакопления на шельфе совпадают по времени явно не случайно, в связи с чем целесообразно совместное рассмотрение разрезов коры через Фенноскандинавский щит и шельф, чтобы определить общие этапы эволюции этих геоструктур и нахождения их границ. Поэтому одна из основных задач, которую ставил перед собой автор, — показать продолжение структур континента в пределах Баренцевского шельфа.

Региональные работы на геотраверсах в пределах Арктического шельфа России проводились в последние десятилетия только на юге Баренцева моря. На трех отработанных здесь профилях ГСЗ общей протяженностью около 1500 км прослежены основные границы в земной коре и поверхность М. Результатом этих работ, которые выполняло НПО «Севморгеология» при участии академических институтов, явилось построение первой обоснованной модели глубинного строения Баренцевской плиты и установление факта отсутствия в структуре коры глубоких рифтогенных прогибов среднего, «гранитно-метаморфического» слоя коры. Кроме того, выявлена значительная латеральная неоднородность глубинного строения крупных поднятий, также обусловленных проявлением процессов рифтогенеза.

Арктику не случайно называют кухней погоды. Это — совершенно исключительный регион для биологических, океанологических, экологических и, конечно же, геологических исследований. Именно здесь человечество ждет новые открытия в палеогеологии, палеоокеанологии, морской биологии. Северный Ледовитый океан — единственный на нашей планете океан, глубоководные впадины которого перспективны для поисков и открытия месторождений углеводородов. Это единственный регион, где, как показано российскими учеными в последнее время, возможен абсолютно правовой прирост территории России на площадь более 1 млн км<sup>2</sup>. Причем это перспективная на нефть и газ территория.

Главенствующую роль в изучении литосферы играют геофизические исследования и прежде всего с помощью метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), благодаря которому можно судить о вещественном составе главных горизонтов литосферы и неоднородностях типа глубинных разломов, интрузий, слоев с пониженными скоростями, переходной зоне кора — мантия, осуществлять глубинное геотектоническое районирование и т. д. 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. По материалам многоволновой сейсмоки ГСЗ, МОВЗ (метод обменных волн землетрясений) 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.

Метод ГСЗ, разработанный академиком Г. А. Гамбурцевым [Гамбурцев, 1960] вместе с его учениками и последователями, насчитывает уже более 40 лет. Глубинные сейсмические исследования разделяются на рекогносцировочные и детальные. Методические вопросы рекогносцировочного этапа подробно изложены в работах [Пузырев и др., 1965, 1975; Косминская, 1968; Павленкова, 1973], которые посвящены детальному анализу волнового поля, методике его интерпретации, вопросам снижения неоднозначности результатов и форме их представлений.

---

За прошедшие пять десятилетий в России и за рубежом выполнен большой объем исследований по ГСЗ. В этом смысле достаточно сослаться на книги [Беляевский, 1974; Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С., 1975], в которых показаны изученность территории СССР методом ГСЗ и его результаты по состоянию на 1971 г. В последующие годы многие разрезы ГСЗ были заново переинтерпретированы с использованием новых приемов обработки и проверены решением прямой задачи в книге [Сейсмические..., 1980]. Под руководством Ю. К. Шукина и Г. В. Краснопевцевой рассмотрен с единых методических позиций имеющийся на 1984 г. сейсмический материал и проведено районирование земной коры территории СССР по особенностям ее строения [Винник, 1976; Рябой, 1979; Глубинное..., 1987], освещаются вопросы исследования верхней мантии сейсмическими методами. В работе [Кунин, 1989] обобщены геолого-геофизические данные о строении литосферы континентов и океанов.

В конце XX столетия проведена оценка первичного материала и выполнено обобщение на основе современной системы интерпретации данных ГСЗ по конкретным геоструктурным регионам СССР: Украина [Соллогуб, 1986]; Казахстан [Антоненко, 1984], Средняя Азия [Зуннунов, 1985], Казахстан и Дальний Восток [Попов, 1983], Кавказ [Краснопевцева, 1984], Урал [Халевин, 1975; Дружинин и др., 1976], Байкал [Крылов и др., 1981], Камчатка [Балеста, 1981], Курилы [Злобин, 1987] и другие.

В 1958–1960 гг. под руководством И. В. Литвиненко были начаты работы ГСЗ на территории восточной части Фенноскандинавского щита. К настоящему времени на российской и зарубежной его частях выполнено 40 профилей ГСЗ общей протяженностью более 20 тыс. км. Однако профили расположены неравномерно, различны по достоверности и надежности. Некоторые из них являются составными частями международных геотраверсов, которые имеют большую протяженность и пересекают различные тектонические регионы Центральной и Восточной Европы, Урала и Западной Сибири. Проводятся также сейсмические исследования методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и пространственных сейсмических зондирований.

Результаты исследований литосферы геолого-геофизическими методами российской части щита освещены в многочисленных статьях и ряде монографий: [Геология..., 1968; Земная..., 1978; Эволюция..., 1987; Проблемы..., 1991]. Результаты по всему щиту рассматривались в монографиях [Панасенко, 1969; Penttila, 1972; Изучение..., 1986; Корхонен и др., 1986; Luosto, 1987; Литосфера..., 1989; Шаров, 1993; Сейсмогеологическая..., 1998; Трипольский, Шаров, 2004; Строение..., 2005; European..., 2006; Artemieva, 2011].

Между тем сводные, обобщающие монографии по глубинной структуре земной коры и верхней мантии Северной Европы в целом по сейсмическим данным отсутствуют. В настоящей работе сделана попытка восполнить этот пробел.

Методика исследований в процессе ее развития существенно менялась, менялись также представления о природе сейсмических волн и структуре волнового поля, интерпретация материалов выполнялась исходя из различных методических подходов. Все это значительно усложнило сопоставительный анализ глубинных разрезов земной коры и верхней мантии, полученных на российской и зарубежной частях Фенноскандинавского щита, и вызвало необходимость интерпретации сейсмических материалов на современном и едином методическом уровне. Такая цель была поставлена перед настоящим исследованием на основе обширных материалов, полученных автором за 50-летний период работы в различных районах Фенноскандинавского щита.

При обобщении и интерпретации сейсмических данных наряду с авторскими материалами использованы опубликованные и фондовые результаты исследований, полученные под руководством: С. А. Анкудинова, Н. К. Булина, М. Л. Вербы, Н. Г. Заможней, С. М. Зверева, Е. Е. Золотова, А. В. Егоркина, Э. В. Исаниной, И. П. Косминской, С. Л. Костюченко, Н. А. Крупновой, Ю. И. Кузнецова, Т. М. Линьковой, И. В. Литвиненко, К. В. Лобанова, Н. И. Павленковой,

## ВВЕДЕНИЕ

---

А. Д. Павленкина, В. А. Поселова, В. А. Ракитова, Ю. В. Рослова, Т. С. Сакулиной, И. А. Саниной, В. М. Ступака, А. К. Сулейманова, Ю. В. Тулиной, I. M. Artemieva, D. G. Gee, P. Heikkinen, H. Korhonen, I. Kukkonen, U. Luosto, С.-Е. Lund, St. Mueller, R. A. Stephenson, H. Thybo, J. Yliniemi. Со многими из них автор имеет совместные публикации и всем им выражает искреннюю благодарность. Автор считает своим приятным долгом выразить благодарность Российскому фонду фундаментальных исследований (гранты № 05-08-01340-а, 08-05-06102, 10-05-00411-а, 11-05-00168-а, 14-05-00535-а), при поддержке которого получена большая часть приведенных результатов.

Оформление рисунков, текстовой части монографии и подготовка ее к печати выполнены В. И. Коршуновой, Н. А. Яблоковой.

Велико есть дело постигать во глубину  
земную разумом, когда рукам и оку  
посягнуть возбраняет натура;  
странствовать размышлениями  
в преисподней, проникать рассуждением  
сквозь тесные расселины, и вечною  
ночью помраченные вещи и деяния  
выводить на солнечную ясность.

*М. Ломоносов. О слоях земных*

## ГЛАВА 1

# РАЗВИТИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ

### 1.1. О разрешающей способности и точности сейсмических построений

По большинству технических факторов, прежде всего по интенсивности сигнала, его частоте, времени действия импульса, направленности, времени прихода, знаку вступления (полярности), помехоустойчивости, проникающей и разрешающей способностям, избирательности сейсмометрия намного превосходит все другие геофизические методы. Главное преимущество сейсморазведки – возможность получать независимую информацию о строении и свойствах десятков границ раздела в земной коре, в то время как другие методы реагируют на суммарное влияние всей толщи пород, т. е. их разрешающая способность существенно ниже. Это привело к тому, что сейсмометрия заслуженно заняла положение опорного, основного метода геофизических исследований. Однако и сейсмические методы обладают также ограничениями, накладываемыми проникающей возможностью и разрешающей способностью. В наиболее общей форме разрешающая способность сейсмометрии есть способность сейсмических методов с максимальной детальностью выделять и описывать трехмерные тела произвольной конфигурации со специфическими упругими свойствами, расположенные случайным образом относительно источника и приемника. Обычно разрешающую способность рассматривают порознь по вертикали и горизонтали.

Проблема разрешающей способности упругих волн привлекала внимание многих крупнейших специалистов. В нашей стране значительное развитие получили работы теоретического направления, выполненные Л. М. Бреховских, Е. М. Саваренским, Н. Н. Пузыревым, И. И. Гурвичем, Н. И. Павленковой, а также школой Г. А. Гамбурцева (Ю. В. Ризниченко, И. С. Берзон, Е. И. Гальперин, А. М. Епинатьева, И. П. Косминская и др.) и Г. И. Петрашеня (А. С. Алексеев, Б. Я. Гельчинский, Н. А. Караев, Л. А. Молотков и др.). Широко учитываются результаты физического моделирования Б. Н. Ивакина, Л. Д. Гика, Е. М. Аверко, П. Г. Гильберштейна,

Н. И. Давыдовой, И. С. Пархоменко, М. Б. Рапопорта, И. С. Файзупина, О. Г. Шаминой и др. Относительно полное представление и их современное состояние по названным вопросам было освещено в публикациях [Кунин и др., 1985; Шерифф, 1987; Кунин, 1989; Шаров, 1993]. Показано, что многие компоненты проблемы разрешающей способности сейсмометрии до настоящего времени еще не разработаны.

При изучении земной коры и верхней мантии низкочастотными (0,5–10 Гц) методами ГСЗ, где основная информация получена с помощью закритических отраженных преломленных волн, линейные размеры области, формирующей полную энергию сигнала, достигают десятков километров. Протяженность реальных плоских отражающих площадок, которые могут обусловить «штриховое» поле отраженных волн при ГСЗ, должна быть не меньше 3–10 и 10–20 км соответственно в до- и закритической областях [Шерифф, Гелдарт, 1987; Кунин, 1989].

В ходе интерпретации близвертикальных отраженных волн в ГСЗ минимальная разрешимая мощность толщи, отражения от кровли и подошвы которой не интерферируют между собой, достигает 0,5–2,2 км; околокритические отраженные волны позволяют выделить неоднородности мощностью 2–5 км в верхней части и 4–8 км в нижней части земной коры, 6–22 км в верхней мантии до глубин 120 км. При использовании закритических отраженных волн эти значения увеличиваются соответственно до 4–8, 7–16 и 16–40 км [Кунин, 1989]. Это важно знать на современном уровне развития сейсмометрии, когда обратная задача решается путем численного моделирования на компьютерах и существуют реальные возможности включения в разрез слоев или трехмерных тел, размеры которых меньше пределов чувствительности используемых волн.

Подбор одномерной модели, даже с использованием синтетических сейсмограмм, в районах со сложной структурой может усугубить ошибочность модели, сделать ее чрезвычайно детальной. Иногда при этом локальная горизонтальная неоднородность переводится в вертикальную. Избежать этого можно лишь при работах с системами встречных и нагоняющих годографов. Но даже при использовании подробных систем наблюдений и в случае довольно простых структур, как показали сопоставления вариантов, полученных разными интерпретаторами по тестовым наборам сейсмограмм [Servey et al., 1984], можно получить разрезы, различные по глубине и значениям скоростей. Результаты, таким образом, зависят также и от способа аппроксимации волнового поля [Павленкова и др., 1972; Зверев и др., 1986]. С этих позиций вполне очевидны неправомерность выделения в земной коре тонких слоев и корректность трассирования только двух практически повсеместно существующих границ – поверхности фундамента и границы (поверхности) Мохоровичича (М, Мохо), которые выделяются при ГСЗ разными классами упругих волн. Все иные границы в земной коре намечаются лишь локально и, как правило, только по одному классу волн. Относительно высокой разрешающей способностью по горизонтали и вертикали характеризуются близвертикальные и докритические отраженные волны, закритические отраженные и преломленные волны являются более грубым инструментом познания глубинного строения земной коры и верхней мантии.

Во всех скважинах, вскрывших фундамент на Фенноскандинавском щите на значительную глубину, не установлено плавного увеличения скорости с глубиной. Для верхней части земной коры характерны разномасштабные изменения скорости с многочисленными скачками на границах неоднородностей, с положительными и отрицательными градиентами внутри последних. В этих условиях возможны только грубо осредненные оценки градиентов скорости для больших объемов [Литвиненко, 1984; Перхуц, Корхонен, 1989]. Разрешающая способность рефрагированных волн по вертикали остается низкой. В зависимости от методики эксперимента и глубины залегания поверхности М значения граничной скорости характеризуют интервал около 5–25 км ниже поверхности М и близки к средней скорости в этом интервале [Кунин, Шейх-Заде, 1985].

Надежность выделения слоев с пониженной скоростью и особенно определение их параметров (глубины залегания, толщины и скорости внутри слоя) существенно зависят от характера экспериментального материала. По данным метода преломленных волн, даже в самом благоприятном случае разрыва годографов первых волн и образования «зоны тени» удается определить глубину волновода  $H$  и интенсивность инверсии скорости  $\Delta V/h$ , где  $h$  – мощность волновода,  $\Delta V$  – величина уменьшения скорости в нем. Последнее означает, что для оценки величины скорости внутри волновода надо задаться его толщиной или наоборот.

Однозначное решение, т. е. одновременное определение мощности волновода и средней скорости в нем можно получить, если от кровли и подошвы волновода зарегистрированы отраженные волны (речь идет о протяженных годографах этих волн, полученных при ГСЗ, а не о данных вертикальных отражений ОГТ на малых базах). Однако и в этих случаях в земной коре можно выделить слои с пониженной скоростью толщиной не менее 2–5 км с  $\Delta V = 1,1\text{--}0,2$  км/с, в мантии – толщиной 10–20 км.

Приведенные выше данные о возможной разрешающей способности ГСЗ при решении кинематических задач характеризуют минимальные размеры неоднородностей, которые можно выделить в разрезе, т. е. установить факт их существования в среде. Для ГСЗ это следующие размеры: по вертикали 1–2 км, по горизонтали 10–15 км, по разнице в скоростях 0,1 км/с [Павленкова, 1973].

Единственной опорной границей в ГСЗ, но сложной и прерывистой, является поверхность мантии [Давыдова, 1972, 1977; Епинатьева, 1989; Кунин, 1989; Гончаров и др., 1991]. Существует представление о тонкослоистой модели границы  $M$ . Толщину слоев, скорости в них определить чаще всего не удастся, но факт, что граница представлена тонкослоистой пачкой, установлен надежно. В практике ГСЗ эта граница является предметом специального исследования, и очень важно как можно точнее определить глубину до поверхности  $M$ .

В последние годы на Европейском Севере по ряду профилей ГСЗ получены полные системы наблюдений, обеспечивающие непрерывное прослеживание отраженных и преломленных волн для поверхности  $M$ . Цифровая трехкомпонентная полевая регистрация, введенная в компьютер и преобразованная в монтажи сейсмограмм, наиболее удобна для интерпретации волнового поля. При использовании монтажей с различной фильтрацией и усилением уточняются времена прихода первых волн, выделяются протяженные докритические и закритические волны. Прямое сопоставление наблюденных полей продольных и поперечных волн позволяет проводить монтажи в редукции 8,0 и 4,62 км/с. Глубина до границы  $M$  не может быть правильно определена без точного знания модели покрывающей толщи. В процессе пересчета полученной сейсмической информации в скоростные и структурные элементы разреза земной коры и верхней мантии решаются обратные одно- и двухмерные задачи, уточнение и проверка параметров модели выполняются путем решения прямых задач. Расчетные времена и амплитуда сопоставляются с наблюденными, и по их невязкам численным методом определяется окончательный разрез. Согласованная модель выбирается путем сопоставления наблюденного монтажа с расчетными синтетическими сейсмограммами. Точность определения рельефа поверхности  $M$  на таких разрезах наиболее высока и может меняться в пределах от 1 до 2 км.

Современные знания о земной коре ниже поверхности фундамента свидетельствуют о том, что это негоризонтально-слоистая, сложно устроенная среда, состоящая из трехмерных тел. Однако до сих пор при изучении земной коры используются довольно простые модели: однородно-слоистые или градиентные. Это связано с трудностью получения однозначного решения обратных задач для сложных моделей и с обычным недостатком информации о волновых полях, не позволяющих получить такое решение, даже если теоретически оно существует. Отсюда возникает неоднородность построений сейсмических разрезов по материалам одного профиля, отработанным несколькими интерпретаторами. Например, разрезы по профилям Голубая дорога [Vogel, 1976; Cassell, Fuchs, 1979; Lund, 1979].

***Обоснование комплексирования сейсмических методов при изучении литосферы***

Единой технологии непрерывного изучения геологического разреза литосферы с заданной точностью и достоверностью каким-либо одним сейсмическим методом в настоящее время не существует не только в России, но и за рубежом. Попытки «углубить» наиболее элитарные методики типа МОГТ (метод общей глубинной точки) в силу технических, а главное экономических причин не представляются реальными в широком масштабе, по крайней мере, в ближайшие годы. В сложившейся обстановке необходимо все-таки определить некий оптимум между технологическими, экономическими и геологическими показателями, позволяющий преодолеть ограничения экстремальных подходов. Наиболее целесообразным представляется совмещение технологий ОГТ-МРС-ГСЗ. Следует подчеркнуть, что физическая основа ГСЗ, МРС (метод разведочной сейсмологии) и ОГТ одна и та же, поэтому рассуждения о принципиальных различиях методов неуместны. Каждый из этих методов имеет как свои преимущества, так и недостатки, основанные на природе, физических характеристиках используемых типов волн.

*Метод общей глубинной точки (МОГТ)* – наиболее распространенный метод сейсмических исследований, основанный на определении отражающих характеристик среды и использующий, соответственно, отраженные волны. Самый распространенный сейсмический метод, безусловно доказавший свою состоятельность, особенно эффективен при восстановлении структур с явно выраженными квази-горизонтальными границами, в первую очередь в осадочном чехле. ОГТ позволяет получить высокоразрешенный как по горизонтали, так и по вертикали разрез до кровли фундамента. В средах, не содержащих контрастных отражающих горизонтов и имеющих крутые углы наклонов границ или тектонических нарушений, возможности метода значительно снижаются. Например, при исследовании кристаллического фундамента Фенноскандинавского щита ОГТ в лучшем случае позволяет выделить только кровлю и подошву фундамента, местами – границу Мохо и, возможно, границу между верхней и нижней корой.

Метод позволяет получить изображения сейсмических неоднородностей, которые больше соответствуют современным геологическим представлениям о строении верхней части земной коры. Методом ОГТ изучаемый разрез более или менее плотно «заполнен» короткими отражающими площадками, опорные же отражающие границы выделяются плохо, а чаще не выделяются вообще. Изменение динамической выразительности отдельных волн и целых участков временных разрезов свидетельствует не просто о наличии гетерогенности или мозаичности среды, но и о ее прихотливом структурном узоре, похожем на рисунок пластических деформаций в архейских и протерозойских комплексах.

*Методика глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ)* в настоящее время усовершенствована на основе многоволновой сеймики в различных модификациях: при непрерывном профилировании, дискретных и площадных наблюдениях с использованием как сейсмических, так и промышленных взрывов. Метод оперирует главным образом преломленными и закритическими отраженными волнами, и одним из его главных плюсов является возможность восстановления не только протяженных, ярко выраженных преломляющих границ, но и неоднородностей с плавными изменениями скоростных параметров. Другое важное преимущество ГСЗ – глубинность исследований, значительно превышающая возможности ОГТ. Суммарно ГСЗ позволяет получить достаточно дифференцированный разрез земной коры и верхней мантии. В то же время необходимо отметить: разрешенность метода, особенно для верхней части разреза (осадочного слоя), резко уступает работам ОГТ.

По данным ГСЗ определяется скоростная неоднородность разреза в изолиниях скорости и выделяются региональные сейсмические границы. При этом на разрезах, построенных таким способом, иногда можно видеть пологие субгоризонтальные границы раздела, занимающие дискордантное положение относительно реальных структурных линий и секущие геологические структуры. Это объясняется тем, что определение значений скорости выполнялось путем осред-

нения свойств среды на больших базах без учета локальных упругих неоднородностей. Иными словами, волны от глубинных сейсмических границ при ГСЗ имеют интерференционную природу и связаны с целыми интервалами разреза, а не с простыми границами полупространства.

*Исследования методами обменных волн землетрясений и разведочной сейсмологии (МОВЗ-МРС)* обладают более широкими возможностями выявления вертикальных и латеральных неоднородностей земной коры благодаря использованию крутых траекторий сейсмических лучей от удаленных землетрясений и взрывов. При проведении трехкомпонентной регистрации сейсмических полей на записях выделяются все типы волн – продольные, поперечные, обменные, как однократно, так и многократно отраженные, как проходящие сквозь всю земную кору, так и образованные вблизи точки приема. Наиболее традиционна обработка обменных (PS) волн от землетрясений с построением глубинных сейсмических разрезов и волн P и S от взрывов с построением годографов и определением скоростей  $V_p$  и  $V_s$  и коэффициента  $K = V_p/V_s$ . Одной из характеристик волнового поля на таких разрезах является «обменоспособность» ( $O$ ) среды:

$$O = \frac{25n_1 + 50n_2 + 75n_3 + 100n_4}{N},$$

где  $N$  – общее число зарегистрированных обменных волн,  $n_1, n_2, n_3, n_4$  – число обменных волн, относительные интенсивности которых ( $A_{omn}$ ) составляют соответственно 25, ... 100 % и вычисляются по формуле

$$A_{omn} = \frac{A_{pSq}}{A_{pw}} \cdot 100\%,$$

где  $A_{pSq}$  – амплитуда обменной волны на горизонтальной компоненте записи,  $A_{pw}$  – амплитуда продольной волны на вертикальной компоненте записи [Строение..., 1993].

Определенный таким образом параметр среды  $O$  представляет собой динамическую характеристику среды. По аналогии с сейсморазведкой, в которой выделяются «сильные» и «слабые» границы разделов, на разрезах удается различать «сильные» и «слабые» поверхности обменов. Такие разрезы, как правило, иллюстрируют наличие некоего структурного узора, который и принято именовать мозаично-блоковым. При этом «динамический» рельеф границ редко совпадает с «кинематическим», что может свидетельствовать о недетерминированности процессов образования границ обмена.

Метод в основном регистрирует преломленные продольные и обменные волны и позволяет восстановить характеристики обменоспособности среды – свойства среды конвертировать продольные волны в поперечные. Данный параметр практически не изучается в ОГТ, ГСЗ и представляет собой дополнительную информацию для геологических и геодинамических построений. МРС также характеризуется максимальной глубиной исследований среди всех трех методов и, соответственно, разрешенностью, зависящей от типа источников.

*Метод сейсмической томографии (СТ)*. Последние три десятилетия характеризуется бурным развитием сейсмической томографии – метода, позволяющего исследовать пространственное строение Земли по данным о временах прихода, амплитудах и форме сейсмических волн (продольных, поперечных и поверхностных), зарегистрированных от искусственных и естественных источников. Главной проблемой в задачах сейсмической томографии является повышение разрешения, т. е. детализация структуры. Это может быть достигнуто увеличением объема сейсмической информации. Однако если использовать только данные о временах пробега волн, эту задачу нельзя решить простым увеличением их количества: фиксированное местоположение источников и сейсмостанций лимитирует набор взаимоположений лучевых трасс. Поэтому более перспективным является использование других параметров сейсмических волн, связь которых со скоростными характеристиками среды отлична от той, какая имеет место для времен пробега. Такими могут быть данные об амплитудах и поляризации волн, а также данные о временах пробега волн, распространяющихся по разным трассам.



*Возможность сопоставления результатов различных сейсмических методов.* Результаты работ, полученные по данным интерпретации материалов МГЗ (многоволновое глубинное зондирование), ГСЗ, МОВЗ, МОВ, МОГТ и томографии по степени разрешающей способности и информативности неравноценны. Методы МОВЗ и МОГТ не позволяют устанавливать скоростные параметры среды, что снижает достоверность выделения крупных структурно-вещественных комплексов земной коры. Исследования ГСЗ прошлых лет, выполненные с регистрацией одной вертикальной компоненты смещения почвы, а также однокомпонентные наблюдения МОВ и МОГТ не гарантированы от фиксации «ложных» границ, вызванных боковыми отражениями от неоднородностей, рассредоточенных в латеральном направлении, а не в вертикальном разрезе. Трехкомпонентная регистрация смещения почвы на профилях МГЗ (ГСЗ-МОВЗ) позволяет проводить комплексную интерпретацию преломленно-рефрагированных, отраженных продольных, поперечных и обменных волн и на основе согласованных скоростных законов выполнять построение глубинных разрезов, уточненных с помощью решения прямой задачи. В то же время «тонкие» текстурные особенности среды, регистрируемые наблюдениями МОГТ, остаются за пределами разрешающей способности метода. Отсюда вытекает задача увязки и комплексирования результатов различных сейсмических методов на единой методологической основе.

Проведенный анализ собранных материалов вдоль профилей ГСЗ, ГСЗ-МОВЗ (МГЗ) и МОВЗ показывает, что в качестве опорной границы земной коры выступает поверхность М. С этой границей связаны интенсивные отраженные и обменные волны, а менее интенсивные преломленно-рефрагированные волны уверенно распознаются по резкому излому годографов первых вступлений со скоростью 8,0–8,3 км/с. Преломленные (рефрагированные) волны позволяют определить скоростные параметры среды с учетом их проникновения на глубину. По отраженным волнам определяются глубина отражающего горизонта и соответствующие ей средние скорости сейсмических волн в покрывающей толще, но они не дают информации о природе подстилающего слоя. Обменные волны не содержат сведений о скоростном разрезе, в связи с чем для прослеживания границ обмена в коре необходимо их идентифицировать с преломленными и отраженными волнами на базе использования единого скоростного закона.

На большинстве профилей ГСЗ, выполненных в предыдущие годы в модификациях ГСЗ-КМПВ и ГСЗ-МОВ, граница М изучена в основном продольными преломленными и отраженными волнами. Исследования МГЗ отличаются трехкомпонентной регистрацией смещений почвы и совместной интерпретацией комплекса продольных (рефрагированных, отраженных) и поперечных (рефрагированных, отраженных) волн, что существенно повышает надежность глубинных построений. Следует отметить, что данные МГЗ дополняются материалами регистрации и интерпретации обменных волн по этим профилям. При идентификации преломленных и отраженных волн от границ М на пересечениях профилей МГЗ, ГСЗ, МОВ, МОГТ и МОВЗ за основу берутся сейсмические данные с профилей МГЗ.

Сопоставление данных ГСЗ и ОГТ по одному и тому же профилю показывает, что видимое отсутствие границы М, так же, как и размытость границ, по данным ОГТ, в большей мере могут быть связаны со сложным рельефом границы М на данных участках (наклоном границ, изменением отражательных свойств, поглощения и др.). Малые базы суммирования по ОГТ не позволяют уверенно выделять глубинные границы в таких сложных геологических зонах. 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 определении структуры границы М, так и средних скоростей в земной коре и граничных скоростей по поверхности М.

Как видно из данного обзора, вышеперечисленные методы не противоречат, а удачно дополняют друг друга. Идея их совместной интерпретации состоит в том, что недостатки одного метода могут быть частично устранены за счет преимуществ другого, что в конечном итоге позволит получить более достоверную геологическую модель исследуемого региона. Реализация данного подхода должна состоять в итерационном построении непротиворечивой модели по

данным всех методов в направлении от менее разрешенных построений к более разрешенным или от менее глубинных к более глубинным. Трехкомпонентная регистрация смещения почвы на профилях (ГСЗ-МРС-ОГТ) позволяет проводить комплексную интерпретацию преломленно-рефрагированных, отраженных продольных, поперечных и обменных волн и на основе согласованных скоростных законов выполнять построение глубинных разрезов, уточненных с помощью решения прямой задачи. Новый этап интерпретации материалов связан также с переходом к трехмерному изучению среды методом сейсмической томографии.

Читателю следует помнить, что реальная среда значительно сложнее, чем на приведенных ниже разрезах, достоверность последних авторами часто не анализируется. Рассмотренные общие вопросы разрешающей способности сейсмического метода важно использовать при ознакомлении с моделями строения земной коры, полученными по другим геофизическим полям. Известно, что разрешающая способность сейсмического метода на порядок и более превышает разрешающую способность всех остальных геофизических методов. Практически невозможно устранить неоднозначность в истолковании гравитационных аномалий, если отсутствует опорный разрез литосферы, построенный по сейсмическим данным. Эффективность комплексирования методов ГСЗ и гравиразведки существенно повышается тогда, когда сеть сейсмических профилей охватывает все специфические по строению блоки литосферы. Только по оптимальной сети сейсмических профилей возможно построение обоснованных изостатически уравновешенных моделей литосферы.

## **1.2. Геолого-геофизическая изученность земной коры Северной Европы**

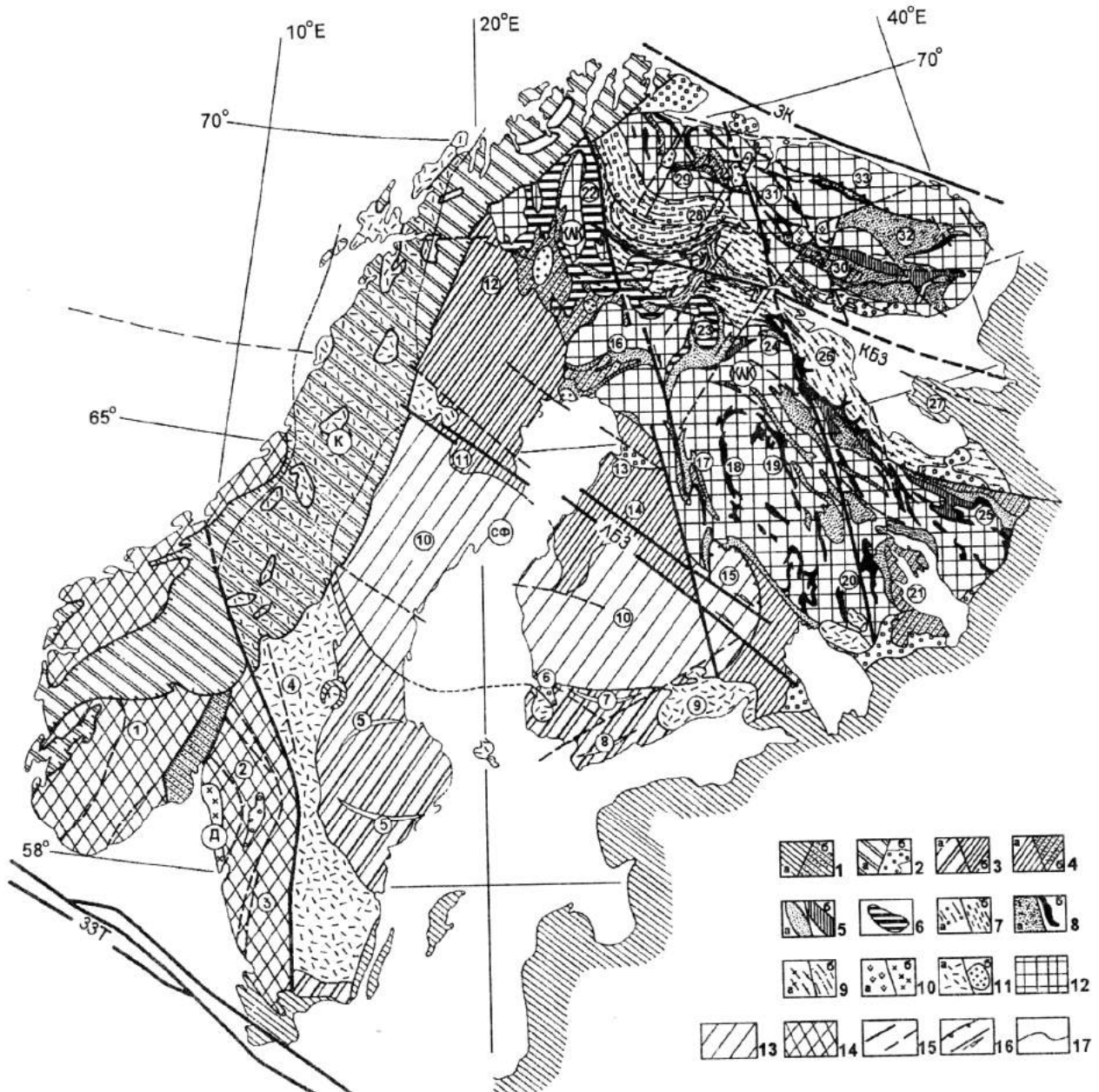
Рассматриваемый регион охватывает два крупнейших разнородных геоблока. Один из них представлен древнейшей, докембрийской структурой Восточно-Европейской платформы – Фенноскандинавским щитом, а другой – Баренцевоморской шельфовой плитой, относящейся к типу молодых койлогенных шельфовых осадочных бассейнов с мощным плитным чехлом юрского – мелового возраста. Несмотря на многолетние исследования, проводившиеся на каждом из этих геоблоков в отдельности, их взаимоотношения обычно оставались вне поля зрения геологов. Глубинные сейсмические исследования, выполненные по согласованной программе и составляющие главный предмет настоящего издания, позволили осветить важнейшие стороны соотношений этих геоблоков [Сейсмогеологическая..., 1998; Строение..., 2005]. Их взаимное влияние в процессе своего развития оказывается более существенным, нежели это можно было предполагать ранее.

### **1.2.1. Геологическое строение**

Фенноскандинавский щит является наиболее крупным выступом раннедорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы площадью около 1,1 млн км<sup>2</sup>. Он состоит из кристаллических пород архея и протерозоя преимущественно кислого состава (рис. 1). В восточной части щита развиты зеленокаменные пояса позднеархейского возраста. Геолого-геофизические исследования, развивающиеся на Фенноскандинавском щите в последние годы, наряду с решением практических задач, углубились в разработку фундаментальных проблем тектоники и геодинамики раннего докембрия, петрологии и эволюции корообразующих процессов, глубинной геологии и физики тектоносферы. В 2002 г. в Финляндии издан комплект цифровых карт: Геологическая карта дочетвертичных образований (рис. 2), Карта аномального магнитного поля (ΔТ)а (рис. 3) и Карта поля силы тяжести ( $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$ ) Фенноскандинавского щита в масштабе 1 : 2 000 000 (рис. 4).

Фенноскандинавский щит представляется как весьма консервативный структурный элемент, сохраняющий свое строение и поднятое положение в течение 1,5 млрд лет. Строение щита в целом можно определить также как раннепротерозойское или – по названию заключительной орогении – как свекофеннское, поскольку в нем почти повсеместно решающую роль играют структуры и вещество именно этого времени. Большое значение имеют поперечные и диагональные разрывные нарушения, контролирующие размещение некоторых магматических формаций.

На юго-востоке щит погружается под рифейские и палеозойские отложения Русской плиты, на севере ограничен разломами Карпинского, ступенчато погружаясь под рыхлые отложения Баренцевоморской плиты. На западе щит перекрыт аллохтонными структурами скандинавских каледонид, на юге и юго-западе он ограничен системой разломов зоны Торнквиста Польско-Германского каледонского фронта. Согласно современным концепциям, в истории развития щита выделяются четыре крупных эндогенных, или тектономагматических цикла, которые соответствуют архею, раннему и позднему протерозою. Эти циклы завершаются соответственно самской, лопийской, карельской или свекофеннской и готской орогениями [Gaal, Gorbatshev, 1987; Рундквист, Митрофанов, 1988; Глебовицкий, 1993]. Предполагается, что Фенноскандинавский щит являлся частью более обширного Лавразийского пракоинтинента, распад которого начался в позднем протерозое [Windley, 1992; Хаин, 1993]. С этого времени щит претерпел неоднократную, имеющую различную интенсивность в разных своих частях, эндогенную активизацию [Щеглов и др., 1993]. В целом структуру щита можно рассматривать как раннепротерозойскую, сформированную в основных своих чертах около 1,5 млрд лет назад.



Характерной особенностью щита является своеобразное «омоложение» коры с северо-востока на юго-запад и блоковое его строение. На современном эрозионном срезе выделяются три крупные провинции: юго-западная Дальсландская, центральная Свекофеннская и северо-восточная Кольско-Лапландско-Карельская, а также западная Каледонская (см. рис. 1), которые различаются как общим характером геологического развития, составом и глубинным строением, так и металлогеническими особенностями. Они могут выступать в роли структур первого порядка – геоблоков, будучи разделенными глубинными разломами. В пределах провинций можно выделить структуры II и III порядка – соответственно мегаблоки и блоки, которые сцементированы шовными поясами и зонами, разделяются разломами разной глубины заложения, различной длительности формирования и прослеживаются на глубину различными геофизическими методами.

Каледонская провинция примыкает к щиту с запада и представляет собой крупный фрагмент Британско-Норвежской системы каледонид. В ее пределах развиты аллохтонные покровы, перекрывающие автохтонную серию раннего палеозоя, которые, в свою очередь, с угловым несогласием залегают на пенепленизированной поверхности докембрийских пород, прослеживаемых в виде тектонических окон вплоть до северо-западного побережья Норвегии. Дальсландская провинция охватывает юго-западные районы щита и сложена преимущественно готскими породами возрастом 1,75–1,50 млрд лет, в последующем переработанными во время свеко-норвежско-гренвилльской (1,25–0,9 млрд лет) и каледонской (0,6–0,4 млрд лет) орогений [Gorbatshev, Bogdanova, 1993]. Древнейшие архейские образования представлены комплексом красных и серых гнейсов, которые перекрываются вулканитами основного и кислого состава, кварцитами и конгломератами формаций Омоль и Стура-Ле-Марstrand протерозойского возраста. Более молодыми являются ранне- и среднерифейские осадочно-вулканогенные комплексы Киппебо, Дальсланд (Южная Швеция) и Телемарк (Южная Норвегия), слагающие фрагменты субплатформенных структур. Породы комплекса Дальсланд провинции – гранитами Бохус возрастом 1,01 млрд лет, а комплекса Телемарк – возрастом 1,0–0,9 млрд лет.

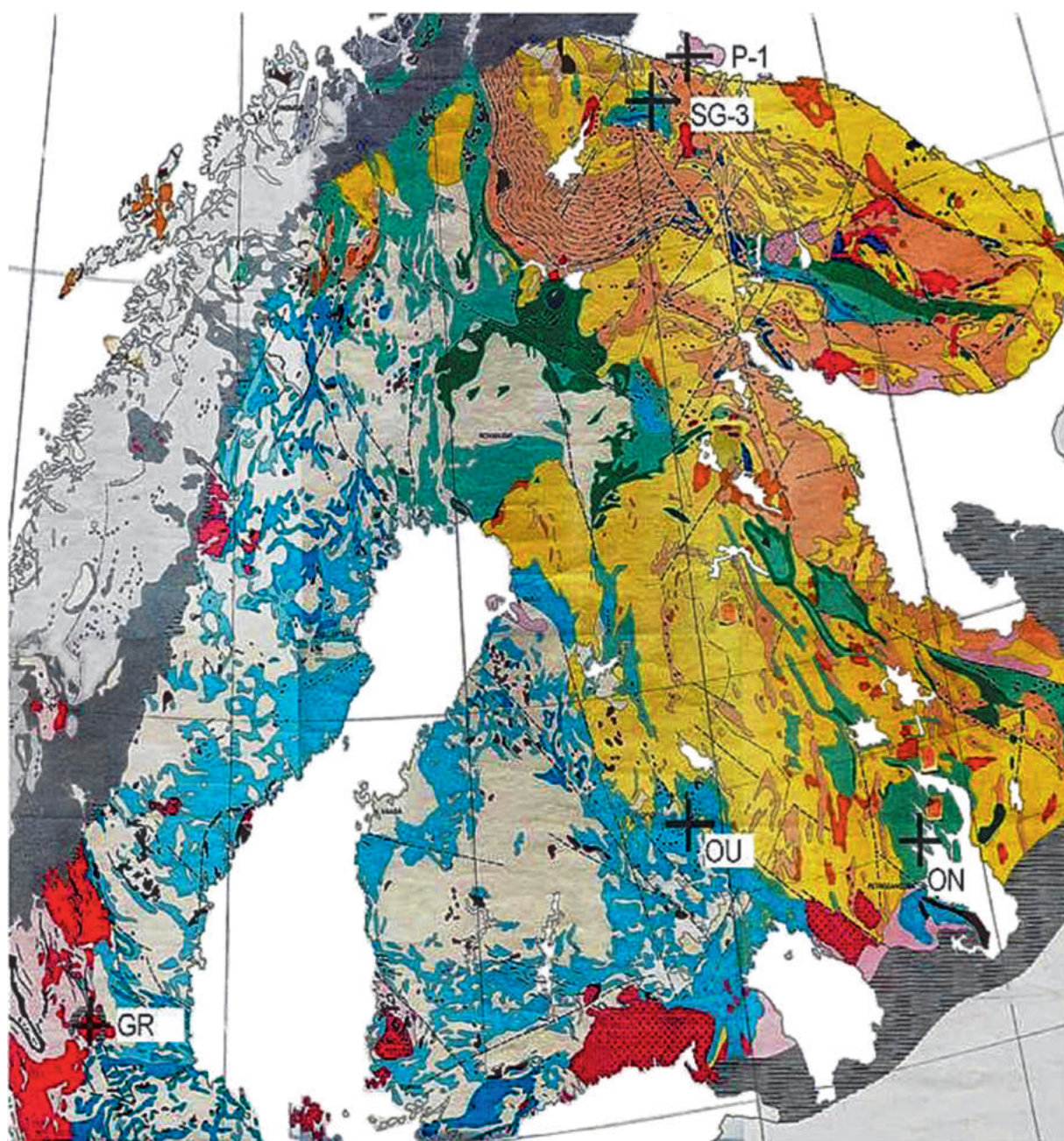
Свекофеннская провинция, занимающая центральную часть площади Фенноскандинавского щита, на западе перекрывается каледонидами, на юго-западе отделена от Дальсландской провинции зоной Протогине субмеридиальных разломов и надвигов, а также Транскандинавским поясом гранит-порфиров возрастом 1,78–1,60 млрд лет [Gaal, Gorbatshev, 1987]. В восточной части она имеет

**Рис. 1.** Схема геотектонического строения Фенноскандинавского щита [Строение..., 1993]:

К – Каледонская, Д – Дальсландская, СФ – Свекофеннская и КЛК – Кольско-Лапландско-Карельская провинции; ЗЗТ – Зоргенфрай-Тейссейренская, ЛКК – Ладожско-Ботническая, КБЗ – Кандалакшско-Беломорская зоны разломов. Цифрами в кружках показаны основные структурные элементы: 1 – субпровинция Телемарк; 2, 3 – западный и восточный пояса доготских гнейсов; 4 – Транскандинавский пояс гранит-порфиров; 5 – зона Бергслаген; 6 – грабен Сатакунта; 7 – зона Тампере; 8 – зона Ориярви; 9 – рапакиви-граниты; Выборгский комплекс; 10 – Ботнический бассейн; 11 – зона Шеллефтео; 12 – зона Кируна; 13 – грабен Мукое; 14 – зона Пюхясалми; 15 – офиолиты Оутокумпу; 16 – зона Похьянмаа; 17 – зона Кайнуу; 18 – пояс Кухмо – Суомуссалми; 19 – Костомукша – Гимольский пояс; 20 – пояс Хаутаваара; 21 – Онежская мульда; 22 – пояс Карасьек; 23 – зона Салла – Пана – Куолаярви; 24 – Кукаозерская зона; 25 – зона Ветреного кряжа; 26 – Беломорский мегаблок; 27 – погребенный грабен Онежского п-ва; 28 – Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс; 29 – зоны Полмак, Пасьвик, Печенга; 30 – зона Имандра – Варзуга; 31 – Центрально-Кольский блок; 32 – Центрально-Кейвская зона; 33 – Мурманский блок;

1 – палеозойские отложения на Русской платформе (а) и в грабене Осло (б); 2 – супракрустальные комплексы каледонских покровов (а) и рифея (б); 3 – осадочно-вулканогенные комплексы юго-западной (а) и северо-восточной (б) вулканических областей Свекофеннской провинции; 4 – флишоидные калевийские и калевийско-людиловские комплексы Свекофеннской провинции (а) и Ладожской зоны (б); 5 – осадочно-вулканогенные ятулийские (а) и сумийские (б) комплексы; 6 – нерасчлененные (лаппонийские) осадочно-вулканогенные комплексы (архей и протерозой); 7 – гранулитовые (а) и амфиболитовые (б) комплексы Лапландско-Колвицкого пояса; 8 – осадочно-вулканогенные комплексы лопийских зеленокаменных поясов (а, б); 9 – гнейсы основания (а) и перекрывающего проточехла (б) Беломорского мегаблока; 10 – плутоны щелочных пород палеозоя (а) и гранитоидов позднего протерозоя возрастом 1900–900 млн лет (б); 11 – гранит-порфиры и рапакиви-граниты (а), свекокарельские гранитоиды (б); 12 – тоналитовые гнейсы; 13 – Центрально-Свекофеннская субпровинция; 14 – область Свекофенско-Гренвилльской регенерации; 15 – главные (а) и второстепенные (б) разломы; 16 – надвиги (а) и сдвиги (б); 17 – геологические границы

иной характер границ: в Северной Финляндии и Северной Швеции отложения калевия, которые завершают разрез свекофеннид, перекрываются молласоидами, прорванными гранитами возрастом 1,75 млрд лет, а на востоке Центральной Финляндии вулканогенные и флишоидные комплексы калевия перекрывают вулканогенные отложения ятулия, которые со стратиграфическим несогласием ложатся на гранитогнейсы архейского фундамента. Свекофеннская провинция подразделяется на Юго-Западную (Транскандинавский пояс гранит-порфиров, зоны Бергслаген, Тампере, Ориярви, Выборгские рапакиви-граниты), Центрально-Свекофеннскую (Ботнический бассейн совместно с батолитами свекофеннских гранитоидов) и Северо-Восточную (зоны Кируна, Шеллефтео, Пюхясалми и Раахе-Ладога) субпровинции, которые часто не имеют между собой четких границ, но различаются составом породных комплексов, их возрастом и глубинным строением.



**Рис. 2.** Фрагмент геологической карты Фенноскандинавского щита [Koistinen et al., 2001] и местоположение глубоких скважин

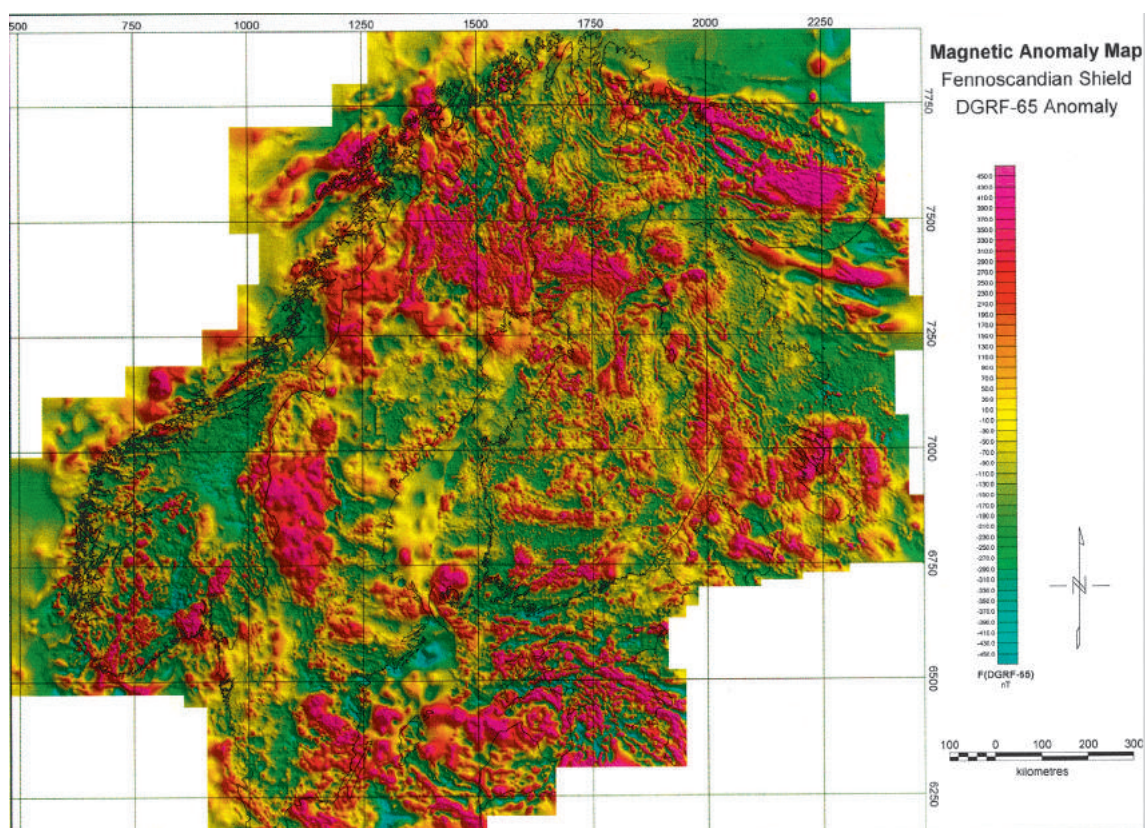


Рис. 3. Карта аномального магнитного поля Фенноскандинавского щита [Korhonen et al., 2002b]

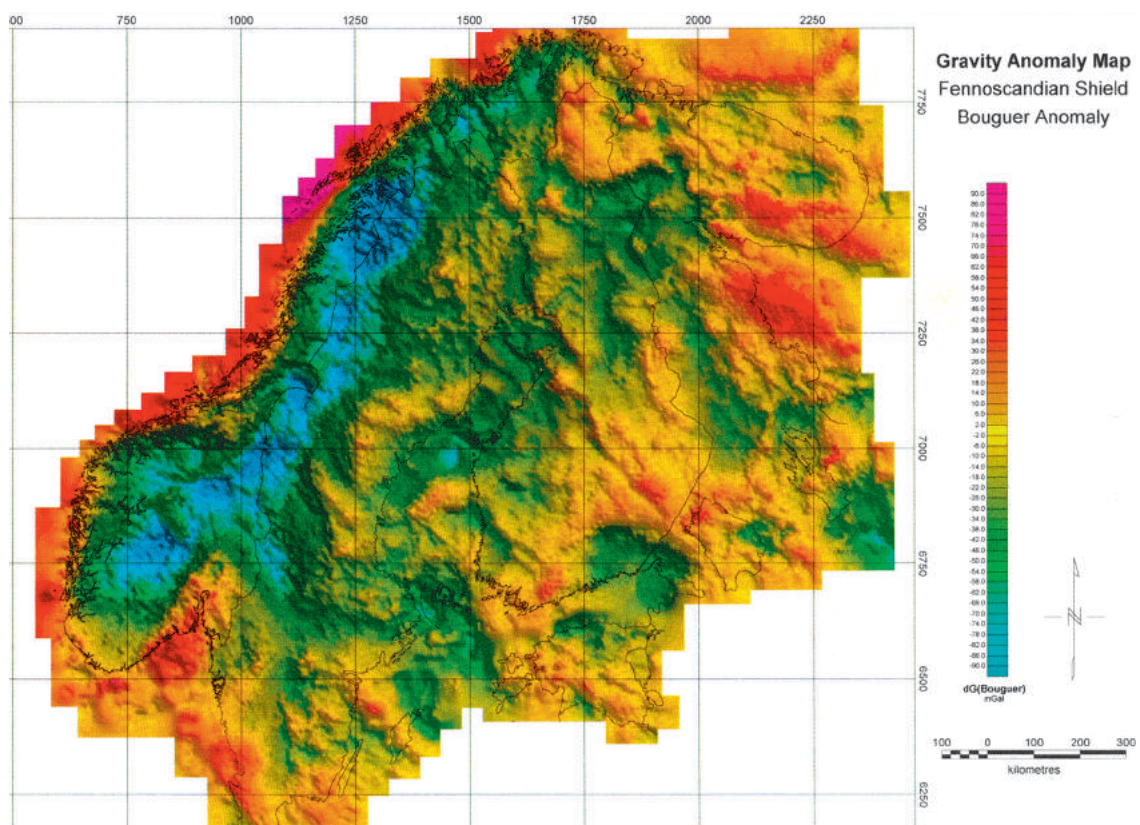


Рис. 4. Карта поля силы тяжести Фенноскандинавского щита [Korhonen et al., 2002a]

В пределах Центрально-Свекофеннской субпровинции толщи метаграувакков, метапелитов и вулканитов основного состава общей мощностью до 10 км залегают на современном эрозионном срезе в виде осложненных складчатостью разрозненных фрагментов между термальными куполами и батолитами гранитоидов. Различают раннесвекофеннские интрузии габбро-диоритов, тоналитов, гранодиоритов и гранитов возрастом 1,90–1,87 млрд лет и позднесвекофеннские граниты, мигматиты и пегматиты корового, анатектического происхождения, возраст которых около 1,83 млрд лет [Gaal, Gorbatshev, 1987; Huhma et al., 1990]. В основании субпровинции не сохранились породы древних комплексов, однако по изотопным данным предполагается участие раннепротерозойской коры в процессах гранитизации.

В пределах Юго-Западной субпровинции развиты два основных типа структур: осадочно-вулканогенные зоны с вулканическими сериями бимодального типа возрастом 1,97–1,88 млрд лет и области развития тоналитовых гнейсов и гранитоидов возрастом 1,96–1,90 млрд лет [Welin, 1987]. К нарушениям северо-западного направления приурочены базит-ультрабазитовые интрузии рудного пояса Кюльмякоски, которые содержат месторождения Cu-Ni сульфидных руд [Parunen, Gorbunov, 1985].

Северо-восточная субпровинция имеет сложное строение. В ее пределах располагаются зоны Раахе-Ладога и Шеллефтео, которые занимают секущее положение по отношению к раннедокембрийским структурам и имеют черты рифтогенной системы, заложенной на континентальном шельфе [Vaasjoki, Sakko, 1988; Щеглов и др., 1993]. Они сложены сложнопостроенными комплексами метаморфизованных, преимущественно терригенных осадков и вулканитов ультраосновного, среднего и кислого составов ятулия, калевия и вепсия, а также дайками долеритов и интрузиями габбро, сиенитов и базит-ультрабазитов. С последними связаны Cu-Ni месторождения рудных поясов Коталаhti в Финляндии и Шеллефтео в Швеции [Parunen, Gorbunov, 1985]. Интрузии базит-ультрабазит прорываются гранитами Ери, имеющими возраст 1,87 млрд лет [Welin, 1987]. Специфической особенностью субпровинции является присутствие в системе надвигов отдельных фрагментов обдукционного комплекса офиолитов в районах Оутокумпу и Кайаани (Йормуа), представленных меланжированными серпентинитами, габбро возрастом 1,97–1,96 млрд лет, параллельными дайками и шаровыми лавами толеитовых базальтов [Kontinen, 1987; Vuollo et al., 1992]. Присутствие офиолитов свидетельствует в пользу существования коры океанического типа в пределах, по крайней мере, Центральной Финляндии, которая в последующем была интенсивно гранитизирована.

Кольско-Лапландско-Карельская провинция представляет собой наиболее древнюю часть земной коры Фенноскандинавского щита. На севере провинция ограничена рифейскими отложениями п-овов Рыбачьего и Среднего. На современном эрозионном срезе она разделяется на три субпровинции – Карельскую, Беломорскую и Кольскую, которые образуют структуры второго порядка – мегаблоки, отделенные разломами глубинного заложения.

Центральное положение занимает Беломорская субпровинция, или мегаблок, ограниченный на севере Лапландским глубинным швом, а на юго-западе – системами разломов, прослеженными от оз. Панаярви до кряжа Ветреного Пояса. Она традиционно рассматривалась как часть саамского складчатого пояса, претерпевшего неоднократные складчатые и разрывные деформации и полиметаморфизм, которые сопровождалась мигматизацией и гранитизацией [Кратц и др., 1978; Земная..., 1983; Геология Карелии, 1987; Строение..., 1993].

В пределах этой субпровинции широко развиты тоналитовые гнейсы, амфиболиты и высокоглиноземистые гнейсы беломорской серии, прорванные чарнокитами (2,37 млрд лет), расслоенными интрузиями базит-ультрабазитов (2,45 млрд лет), слюдоносными пегматитами (1,76 млрд лет), а также палеозойскими дайками и интрузиями щелочно-ультраосновных пород. Породы Беломорского мегаблока претерпели несколько этапов тектонических деформаций, метаморфизма и магматической активизации, два из которых традиционно относятся к архею, а два – к свекофеннской, или карельской складчатости [Геология Карелии, 1987]. До настоящего времени первичная природа пород беломорской серии остается проблематичной,

временная последовательность их формирования достоверно не установлена, фундамент неизвестен, а наиболее древние датировки по циркону не превышают 2,9–2,8 млрд лет.

Карельская субпровинция, или мегаблок, охватывает значительную часть территории Карелии и Восточной Финляндии, состоит из различных блоков, сложенных раннеархейскими, позднеархейскими и раннепротерозойскими комплексами, которые составляют различные структурные этажи в сводном разрезе коры [Земная..., 1983; Геология Карелии, 1987; Rundqwist, Mitrofanov, 1993].

Нижний структурный этаж формируют породы саамского комплекса, сохранившегося в виде фрагментов когда-то обширной тоналит-трондьемитовой коры, а на современном эрозионном срезе слагающего отдельные блоки, обособленные останцы или ксенолиты среди обширных полей мигматитов и гранитоидов. Совместно с последними они прорваны позднеархейскими и раннепротерозойскими интрузиями гранитов и базит-ультрабазитов. Саамский комплекс представлен преимущественно породами двух ассоциаций: двупироксеновыми кристаллическими сланцами, гиперстеновыми плагиогнейсами, амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и породами ряда тоналит-диорит-плагиогранит-магматиты. В пределах Водлозерского блока были обнаружены тоналитовые гнейсы с наиболее древним на Фенноскандинавском щите цирконом – 3,54 млрд лет [Сергеев и др., 1989]. С ними ассоциируют вулканы коматиитовой ассоциации, имеющие Sm-Nd изохронный возраст 3,39 млрд лет [Пухтель и др., 1991].

Второй структурный этаж сложен позднеархейскими (или лопийскими) комплексами, широко известными как ассоциации зеленокаменных поясов. Выделенные в 70-е годы зеленокаменные пояса представляют собой структуры протяженностью до 200–300 км, обладающие внутренним самостоятельным строением и сохранившиеся после постархейского гранитообразования. В пределах Центральной Финляндии выделены Иломантси и Типасъярви – Кухмо – Суомуссалми, в Карелии – Сумозерско-Кенозерский, Водлозерско-Сегозерский, Гимольско-Костомукшский и другие пояса [Геология Карелии, 1987; Зеленокаменные..., 1988]. Возраст слагающих их пород варьируется в пределах 3,1–2,75 млрд лет. Нижняя часть сводных разрезов сложена преимущественно метабазальтами, метакоматиитами, реже метаандезитами, средняя часть – метавулканитами среднего и кислого состава, вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями, реже базальтами и коматиитами, верхняя часть – граувакками [Зеленокаменные..., 1988]. В отдельных поясах сохранились реликты базальных конгломератов. Фундамент архейских зеленокаменных поясов очень часто гранитизирован. Внутренняя структура осложнена многократными деформациями с преобладанием диапиризма на поздних стадиях, породы подверглись низко- и среднетемпературному метаморфизму низких давлений и часто обнаруживают метаморфическую зональность. Возраст прорывающих пояса интрузий гранитов, гранодиоритов и диоритов оценивается в 2,80–2,72 млрд лет [Зеленокаменные..., 1988].

Третий структурный этаж Карельской субпровинции формируют супракрустальные образования карельского (раннепротерозойского) комплекса, которые выполняют мульдообразные впадины (Онежская), протяженные пояса (Ветренный Пояс) или более мелкие структуры, часто ограниченные разломами, и ложатся со структурным несогласием на породы лопийского комплекса. Согласно современной стратиграфической шкале докембрия, карельский комплекс расчленяется на сумийский, сариолийский, ятулийский, людиковийский, калевийский и вепсийский надгоризонты [Семихатов и др., 1991; Семихатов, 1993], которые в свою очередь подразделяются на горизонты, свиты и толщи.

С завершением свекофеннских складчато-глыбовых движений к началу рифея произошла общая кратонизация Карельского мегаблока, и на большей его части установился платформенный режим. Платформенный чехол в пределах Карельской субпровинции представлен красноцветными грубообломочными толщами и вулканогенными образованиями рифейско-вендского возраста, локализованными в краевых грабенах и шовных зонах. На юге Карелии и Финляндии произошло формирование крупных плутонов рапакиви-гранитов (1,65–1,45 млрд лет) [Геология Карелии, 1987].



Кольская субпровинция, или мегаблок, включает Кольский полуостров, часть Северной Карибии, Северной Финляндии (Финской Лапландии) и Северной Норвегии (Финмарк). Общий геологический анализ дан в трудах А. А. Полканова, Л. Я. Харитоновой, К. О. Кратца, В. А. Первозчиковой, С. И. Макиевского, Г. И. Горбунова, В. Г. Загородного, А. Т. Радченко, В. И. Пожиленко, В. Ф. Смолькина, Ф. П. Митрофанова и многих других геологов.

В результате проведенных за последнее сорокалетие работ в рамках российских и международных проектов были решены или уточнены многие вопросы по тектоническому районированию Кольской субпровинции, глубинному строению слагающих ее блоков, стратиграфическому и формационному расчленению архейских и протерозойских супракрустальных и магматических комплексов, геохронологическому датированию реперных объектов.

В пределах Кольского полуострова и прилегающих территорий выделяются относительно крупные блоки – инфракрустальные домены (Мурманский, Центрально-Кольский, Кейвский, Инарский, Беломорский и Терский) и мобильные пояса – супракрустальные террейны (Колмозеро-Вороньинский и Енский зеленокаменные, Лапландско-Колвицкий гранулитовый, Печенга-Варзугский), которые подразделяются, в свою очередь, на более мелкие блоки, зоны, отдельные структуры и их фрагменты [Mitrofanov et al., 1995].

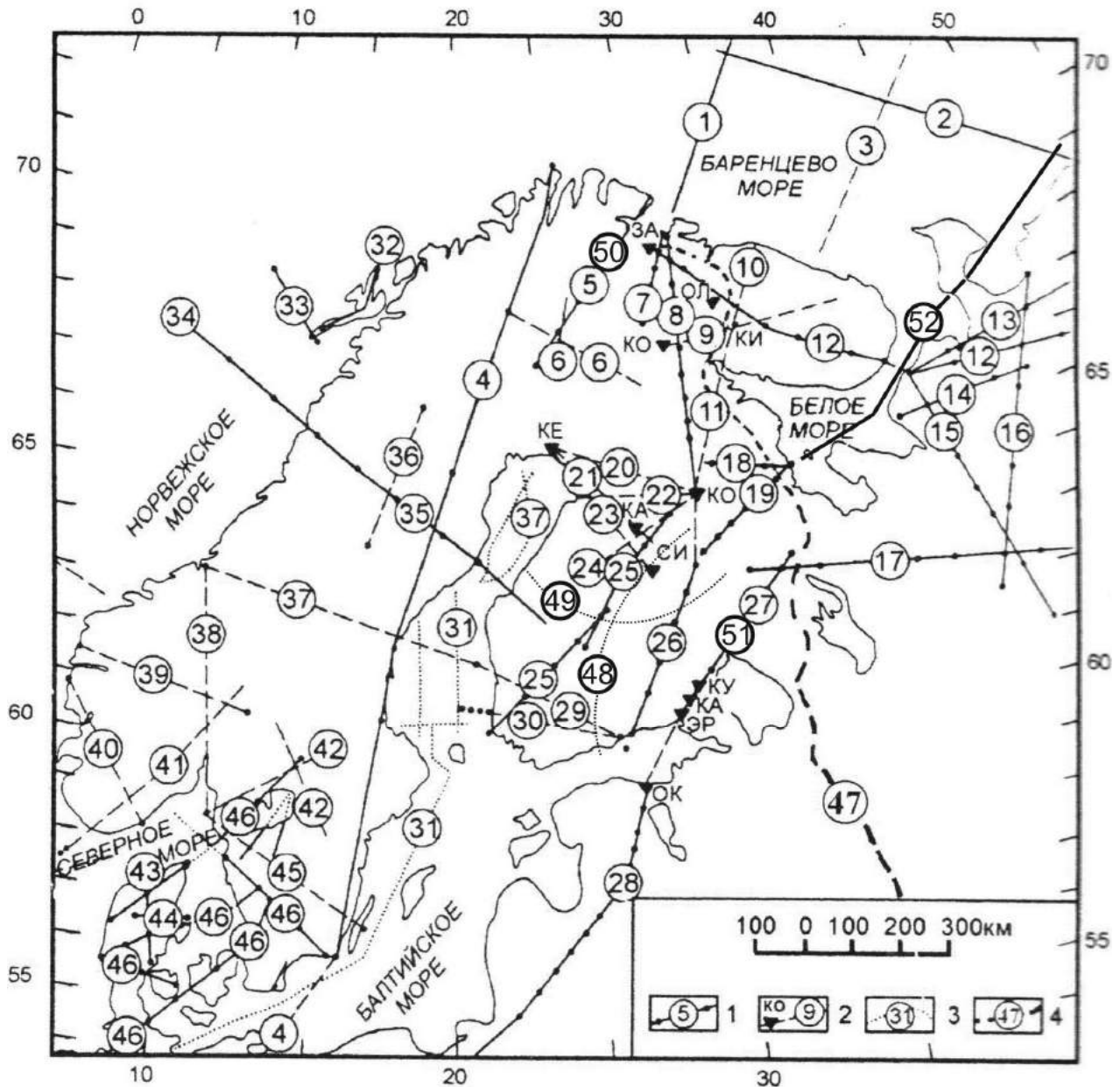
Геологическое строение Баренцевоморского шельфа характеризуют материалы площадных региональных магнитометрических и гравиметрических съемок, многочисленные сейсмические профили МОВ-ОГТ, единичные геотраверсы, отработанные по методике ГСЗ-КМПВ, результаты глубокого опорно-параметрического и нефтегазопроискового бурения и геологических исследований на прилегающих территориях. В совокупности они послужили основой для ряда сводных работ, содержащих синтез имеющихся данных по стратиграфии, тектонике и нефтегазоносности Баренцевоморского шельфа и обрамляющих его тектонических структур. К их числу относятся сводки, составленные под редакцией Х. Ронневика [Ronnevik et al., 1982], И. С. Грамберга [Баренцевская..., 1988], В. Харланда [Harland, Dowdeswell, 1988], Р. Г. Гарецкого [1990] и обобщающие публикации Ю. Е. Погребицкого [1976], В. Д. Дибнера [1978], М. Л. Вербы и Г. И. Гапоненко [1980], Ж. Фалейде [Faleide et al., 1984], М. Л. Вербы [1985, 1990, 1996], Б. В. Сенина [1988, 1989], Э. В. Шипилова и др. [1988, 1990], Н. Я. Кунина и др. [1989], Е. Г. Бро [1995] и ряд других. Кроме того, большое количество новой геолого-геофизической информации о строении Баренцевоморского шельфа и прилегающих побережий, в частности северной Скандинавии и отчасти Кольского п-ова, содержится в материалах совместных российско-норвежских научных симпозиумов, которые состоялись в Мурманске (1991) и Тромсе (1993). По этим работам можно проследить не только эволюцию взглядов на геологическое устройство региона, что интересно само по себе, но и увидеть логику появления нерешенных проблем и их нынешнее состояние, определяющее постановку задач исследований, предпринятых на системе глубинных геотраверсов в Евро-Арктическом регионе.

Поводя итог рассмотрению основных проблем глубинного геологического строения Северной Европы, можно подчеркнуть, что хотя суммарный объем выполненных за последнее сорокалетие работ весьма впечатляющ, изученность региона остается крайне неравномерной, когда известные уже до деталей блоки чередуются с обширными «белыми» пятнами, затрудняющими региональные корреляции. С практической точки зрения, Евро-Арктический регион дает основание считать его уникальным энергосырьевым районом. С теоретических позиций познание строения и тектонических процессов зон сочленения морской и сухопутной частей региона, океанической и континентальной земной коры, соотношения разнотипных мегаблоков Фенноскандинавского щита, Баренцевской, Тимано-Печерской и Русской плит всегда относились к числу приоритетных исследований геологической науки.

В настоящей работе делается попытка рассмотреть эти проблемы подробнее на основе интерпретации геолого-геофизических данных и установления на этой основе закономерностей глубинного строения и эволюции земной коры Северной Европы.

### 1.2.2. Изученность сейсмическими методами

К настоящему времени на территории скандинавской части Фенноскандинавского щита выполнен большой объем региональных сейсмических работ (рис. 5; табл. 1), направленных на изучение глубинного строения литосферы этой крупной структуры Восточно-Европейской платформы [Prodehl, Kaminsky, 1984; Husebye et al., 1986; Grad, Luosto, 1987, 1993; Guggisberg et al., 1987, 1991; Kinck, Husebye, 1988; Grad et al., 1991; Sharov, 1991; Structure..., 1991].



**Рис. 5.** Схема расположения глубинных сейсмических профилей на территории Северной Европы:

1 – профили с системой годографов преломленных и отраженных на поверхности М волн; 2 – профили с системой годографов только отраженных волн; 3 – морские профили с пневмоисточниками, сухопутные с вибраторами; 4 – профили ОГТ-ГСЗ; 1–52 – названия профилей, их характеристики – см. табл. 1

Сейсмическая изученность земной коры Фенноскандинавского щита и сопредельных структур

№ пп	Название профиля ГСЗ	Длина, км	Год выпуска	Глубина поверхности М, км	Скорость до поверхности М, км/с	Скорость по поверхности М, км/с	Литературный источник
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Рыбачий – Земля Ф. Иосифа (ГСЗ-62) ГСЗ-76 1-АР Арктический	300 680 1300	1960–1962 1976 1995–1999	 35–42	 6,3–6,5	 8,0–8,1	Земная..., 1978; Davidova et al., 1985; Изучение..., 1986; Литосфера..., 1987; Сейсмогеологическая..., 1998
2	ГСЗ-82	680	1982	37–40	6,3	8,0	Верба и др., 1986; Сейсмогеологич..., 1998; Строение..., 2005
3	СМГ9	720	1991	32–40	6,3	8,0	Губайдуллин и др., 1993; Сейсмогеологическая..., 1998; Строение..., 2005
4	Европейский 1 геотраверс (Феннолора)	2000	1979	35–55	6,5–6,7	8,0–8,2	Lund, 1979; Drummond, Collins, 1986; Galson, Mueller, 1986; Guggisberg, 1986; Корхонен и др., 1986; Guggisberg et al., 1991; The European Geotravers, 1992
5	Поляр	440	1985	41–48	6,6	8,2–8,4	Luosto et al., 1989; Luosto, Huvonen, 2001
6	Финлеп	300	1979	49	6,6	8,4	Luosto et al., 1983; Korhonen et al., 1984
7	Печенга – Ловно	230	1960–1961	38–42	6,4	8,1–8,3	Литвиненко, 1963; Земная..., 1978
8	Печенга – Ковдор – Костомукша	550	1981–1982	41–49	6,4–6,5	8,1	Азбель и др., 1986; Azbel et al., 1989; Литосфера..., 1989; Чекунов и др., 1993; Mitrofanov et al., 1998
9	Ковдор – Кировск	140	1975	35–42	6,4	–	Панасенко, Шаров, 1977; Шаров, 1993
10	Кировск – Дальние Зеленцы	190	1983	–	–	–	Шаров, 1989, 1993
11	Кировск – Костомукша	350	1987–1990	40–45	6,5	8,1–8,2	Шаров, 1989, 1993
12	Никель – Умбозеро – Ручьи	600	1984	36–44	6,6	8,2	Галдин и др., 1988, 1991; Егоркин и др., 1991; Шаров, 1993; Строение..., 2005
13	Белое море – Воркута	980	1987	35–43	6,4	8,1–8,3	Березовский и др., 1993; Строение..., 1993, 2005
14	Двинская губа – Мезень	350	1987	35–42	6,4	8,1–8,2	Березовский и др., 1993; Строение..., 1993, 2005
15	Вага – Белое море	600	1987	35–38	6,4	8,1–8,2	Березовский и др., 1993; Строение..., 1993, 2005
16	Чешская губа – Пай – Хой	650	1987	40–47	6,4–6,5	8,2	Березовский и др., 1993; Строение..., 1993, 2005
17	Костомукша – Нижний Тагил (Рубин)	3000	1988	36–43	6,4–6,5	8,0–8,3	Егоркин и др., 1990; Глубинное..., 2004; Строение..., 2005
18	Кемь – Ухта	200	1958–1959	36–38	6,4	8,1	Литвиненко, 1971; Земная..., 1978; Глубинное..., 2001; Слабунов и др., 2011
19	Кемь – Тулос	230	1978–1979	39–40	6,4	8,1–8,2	Литвиненко и др., 1978, 1981; Литосфера..., 1989; Глубинное..., 2004

№ пп	Название профиля ГСЗ	Длина, км	Год выпуска	Глубина поверхности М, км	Скорость до поверхности М, км/с	Скорость по поверхности М, км/с	Литературный источник
1	2	3	4	5	6	7	8
20	Кемь – Костомукша	300	1986–1989	40–45	–	8,1	Yliniemi, 1991; Yliniemi et al., 2004; Костомукшский..., 2015
21	Кемь – Сиилинярви	340	1984–1985	45–55	–	8,2	Yliniemi, Luosto, 1988; Yliniemi, 1991
22	Костомукша – Оулу	250	1983	40–45	–	–	Yliniemi et al., 1988; Yliniemi, 1991
23	Кемь – Каяни	250	1980	42–49	6,6	7,9–8,0	Yliniemi, Luosto, 1983
24	Костомукша – Свека	300	1981–1983	45–55	–	8,2	Yliniemi et al., 1988; Yliniemi, 1991
25	Свека	320	1981	55–57	6,6	7,8–8,0	Luosto et al., 1984; Grad, Luosto, 1987, 1993; Перхуц, Корхонен, 1989; Korja et al., 1993
26	Балтик	450	1982	40–65	6,7	8,0–8,2	Luosto et al., 1985; Luosto, Korhonen, 1986; Корхонен и др., 1986; Luosto et al., 1990; Костомукшский..., 2015
27	Лахденпохья – Сегозеро	300	1980	41–50	6,4	7,8–8,0	Литвиненко и др., 1982; Гончаров и др., 1991; Глубинное..., 2004; Костомукшский..., 2015; Шаров, 2015
28	Кохтла-ярве – Советск	370	1984–1985	40–63	6,6–6,7	8,0–8,1	Анкудинов и др., 1990; Шаров, 1993; Трипольский, Шаров, 2004
29	Транс-Скандинавский 1–2	370	1969	41–42	–	8,0	Vogel, 1971
30	Силен – Порво	400	1965	44–49	6,6	8,0–8,1	Luosto, 1986, 1987
31	BAVEL	2268	1989	35,5	–	–	BAVEL..., 1991, 1993; The BABEL..., 1992
32	Лофотен – Вестеролен	150	1965	22–26	–	8,1–8,2	Vogel, 1971; Sellevoll, 1983
33	Лофотен – Северная Норвегия	220	1974	14–22	6,4	8,4	Drivenes et al., 1984
34	Blue Norma	450	1978	18–42	–	8,0	Hirschleber et al., 1975; Cassell et al., 1983; Avedik et al., 1984
35	Blue Road (Голубая дорога)	600	1972	40–47	–	8,1–8,3	Hirschleber et al., 1975; Vogel, 1976; Lund, 1979, 1990
36	Профиль в Шведской Лапландии	315	1982	40–47	–	8,3	Bath, 1984
37	Транс-Скандинавский 2–3	400	1969	41–45	–	8,1	Vogel, 1971; Masse, 1975;
38	Транс-Скандинавский 3–4	400	1969	32–41	–	8,2	Vogel, 1971; Masse, 1975;
39	Флора – Оснес	370	1965	30–38	–	8,1	Sellevoll, Warrick, 1971; Vogel, 1971
40	Федья – Гримстед	350	1965	28–36	–	8,1	Sellevoll, Warrick, 1971; Vogel, 1971
41	Транс-Скандинавский 4–5	370	1969	36–38	–	8,0	Vogel, 1971; Masse, 1975;
42	Транс-Скандинавский 2–4 и 3–5	350	1969	33–45	–	8,1	Vogel, 1971; Masse, 1975;
43	Скагерак – Ютландия	400	1962–1965	29–33	–	8,1–8,2	Vogel, 1971
44	Ютландия – Профиль ПВ 1-ПВ 6	160	1969	29–33	–	8,2	Casten, Hirschleber, 1969
45	North Sea	515	1980	28–35	–	8,1	Cassell et al., 1983
46	EUGENO-S, пять профилей	2100	1984	26–47	–	8,1	Fluh, Barthelsen, 1986; Galson, Mueller, 1986; EUGENO-S..., 1988

№ пп	Название профиля ГСЗ	Длина, км	Год выпуска	Глубина поверхности М, км	Скорость до поверхности М, км/с	Скорость по поверхности М, км/с	Литературный источник
1	2	3	4	5	6	7	8
47	Геотраверс 1-ЕВ	1500	1995–2001	40–50	6,4–6,6	8,0–8,3	Минц и др., 1996, 2002; Глубинное..., 2004; Модели..., 2007
48	Вертилус – Ийсалми (FIRE 1)	500	2001	40–55	–	–	Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008
49	Менке – Оутукумпу – Леппявирта (FIRE 3)	550	2002	45–60	–	–	Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008
50	(FIRE 4)	320	2003	40–50	–	–	Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008
51	Зеленая Роща – Сортавала – Спасская Губа	400	2000–2002	40–46	6,5	–	Исанина и др., 2004; Глубинное..., 2004; Шаров и др., 2004; Шаров, 2015
52	3-АР Арктический	650	2002–2004	35–40	6,4–6,5	–	Строение..., 2005; Шаров и др., 2010

Первые сейсмические исследования методом преломленных волн были проведены на территории Финляндии в 1958 г. [Sellevoll, 1973]. В результате дальнейших исследований обнаружилось, что двухслойная модель коры с «гранитным» и «базальтовым» слоями, разделенными границей Конрада, является очень упрощенной. Тем не менее, данная модель продолжительное время оставалась наиболее распространенной в качестве первого приближения при изучении глубинного строения литосферы Фенноскандии [Sellevoll, 1973].

Методика региональных полевых экспериментов – точечные профильные наблюдения с расстоянием между станциями 3–10 км. Расстояние между пунктами взрыва составляло преимущественно 20–100 км, в некоторых случаях (профиль Феннолора) – увеличивалось до 180–370 км. Повсеместно в первых вступлениях регистрировались преломленно-рефрагированные волны в толще кристаллического фундамента (удаления 0–200 км от источника возбуждения), а также отраженные и преломленные волны от поверхности раздела М (удаления свыше 100–150 км от источника возбуждения). На многих профилях регистрировались волны от промежуточных сейсмических границ в толще коры, а также обменные волны от основных границ.

В 1965 г. на территории Южной Норвегии выполнены сейсмические исследования по двум региональным профилям Флора – Оснес и Федья – Гримстед [Sellevoll, Warrick, 1971]. Обнаружена уверенная корреляция между рельефом местности и мощностью земной коры. Глубина поверхности М увеличивается от 23–30 км на западном побережье Норвегии до 36–38 км под центральной частью Скандинавских гор. Восточнее и юго-восточнее мощность коры снова уменьшается до 33–36 км. На профиле Федья-Гримстед в толще коры зарегистрирована преломляющая граница со скоростью 6,5 км/с, залегающая на глубине 14–17 км.

В 1971 г. сейсмическими исследованиями на субмеридиональном профиле (юго-восточная часть Норвегии) выявлено четырехслойное строение земной коры [Kanestrom, Haugland, 1971]. Глубина поверхности раздела М изменяется от 32 км в южной части профиля до 41 км в центральной части под Скандинавскими горами.

В центральной части Юго-Восточной Норвегии (район Норвежских сейсмических расстановок NORSAR) проведены детальные исследования структуры земной коры [Kanestrom, 1969]. Зарегистрировано локальное наклонное к северу залегание поверхности М с углом падения около 7° и с увеличением ее глубины от 31,5 км на юге до 38 км на севере.

В результате анализа материалов сейсмических исследований по субширотному профилю, расположенному в центральных частях Норвегии и Швеции, выявлена уверенная корреляция между глубиной поверхности раздела М, с одной стороны, и аномалией Буге и высотой поднятия земной поверхности с другой стороны [Vogel, Lund, 1970].

В 1969 и 1972 гг. Е. Пенттила опубликовал обзоры результатов региональных сейсмических исследований Финляндии и сопредельных регионов [Penttila, 1969, 1972]. Отмечены значительные изменения мощности земной коры в Южной Финляндии. Наибольшая мощность коры (более 40 км) выявлена в Ботническом заливе [Penttila, 1969]. По-видимому, существует поднятие (до 30 км) раздела М между Ботническим и Финским заливами. В пределах последнего мощность коры составляет 35 км. Центральная и Северная Финляндия характеризуются корой мощностью около 35 км [Penttila, 1969]. Следует отметить, что после проведения последующих сейсмических исследований эти данные подверглись пересмотру и переинтерпретации.

В 1972 г. проведены сейсмические работы по геотранверсу «Голубая дорога» длиной 600 км, пересекающему в северо-западном-юго-восточном направлении Каледонские (Скандинавские) горы и центральную часть Фенноскандинавского щита [Hirschleber et al., 1975]. Методика полевого эксперимента – точечные профильные наблюдения со средним расстоянием между регистрирующими станциями 4 км. Поверхность раздела М в пределах Фенноскандинавского щита выявлена на глубине около 40 км, под Скандинавскими горами уверенные корни не обнаружены. Верхняя мантия до глубины 80 км характеризуется постоянной скоростью, отмечаются близкие значения скоростей в земной коре каледонид и щита. На основании сейсмических данных с записью Р- и S-волн, полученных на профиле «Голубая дорога», установлена тонкослоистая структура верхней мантии, представленная серией перемежающихся высоко- и низкоскоростных зон [Lund, 1979].

В 1979 г. М. Бат, опираясь на большой объем экспериментальных данных, проанализировал частоту распределения глубин фокусов землетрясений на территории Швеции [Bath, 1979]. Согласно этому анализу, основная часть землетрясений предположительно ассоциируется с низкоскоростными слоями, которые представляют собой ослабленные зоны. Сейсмические границы пространственно сопоставляются с минимумами кривых распределения землетрясений, что, по мнению автора, свидетельствует: на этих границах слои горных пород находятся в жестком контакте [Bath, 1979].

В 1979 г. проведены сейсмические работы вдоль Северного сегмента Европейского геотрансекта – профиля Феннолора длиной около 2000 км, который пересекает щит в субмеридиональном направлении [Корхонен и др., 1986; Clowes, 1987; Lund, 1990; Luosto, 1990; Guggisberg et al., 1991].

Исследования по профилю проводились по системе точечного профилирования при среднем расстоянии между пунктами взрыва около 300 км и 3–12 км между регистрирующими станциями. Такая система наблюдений позволила в общих чертах изучить скоростные параметры земной коры и верхней мантии и уверенно установить глубины залегания поверхности М вдоль линии профиля. Сейсмический разрез по профилю Феннолора имеет две существенные характеристики: общей чертой земной коры является ее уверенное разделение на верхнюю и нижнюю части вдоль всей линии разреза; сейсмические скорости в приповерхностной части земной коры и в переходной зоне кора – мантия подвержены значительным изменениям по латерали и по вертикали.

Верхняя кора является в общем довольно однородной. Ее мощность составляет в среднем 20 км, скорость увеличивается с глубиной от 5,75 до 6,4 км/с. Тем не менее в деталях наблюдаются значительные латеральные изменения скоростей, в частности, в самых верхних 5–10 км, где местами обнаружены районы, напоминающие бассейны, со сниженной начальной скоростью (5,5–5,8 км/с), а также участки с относительно высокими скоростями (более 6,0 км/с) у дневной поверхности. Даже при малодетальной системе наблюдений на профиле Феннолора фиксируются значительные изменения скоростей и мощностей земной коры. Можно предположить, что при более детальной системе наблюдений отмечались бы также неравномерная расслоенность и, возможно, надвиговые структуры, как на других щитах северного полушария.

Объектом изучения вдоль профиля Феннолора являлись литосфера и верхняя мантия до глубин, превышающих 400 км. В результате исследования установлено, что, за исключением Южной Швеции, щит характеризуется высокоскоростной корой мощностью 40–50 км, включая толстую (5–10 км) переходную зону кора – мантия. В нижней литосфере зарегистрирована серия, состоящая из 4–6 высоко- и низкоскоростных зон, подошва серии залегает на глубине 110–230 км, возрастающей с юго-запада на северо-восток. В этом же направлении увеличивается и возраст горных пород, слагающих литосферу Фенноскандинавского щита. На глубине около 450 км выявлена кровля мантийной переходной зоны.

Следует отметить, что систематическое утолщение литосферы по мере увеличения возраста горных пород выявлено также в результате исследования геометрической дисперсии фазовых скоростей волн Релея [Mueller, Panza, 1984]. Дисперсия вызвана главным образом физическими свойствами системы литосфера – астеносфера и используется для определения средней мощности литосферы.

В 1980 г. по профилю Северное море – Южная Норвегия длиной свыше 500 км проведены сейсмические исследования методом преломленных волн [Cassel et al., 1983]. Вблизи побережья Северного моря поверхность М зарегистрирована на глубине 27 км, на Фенноскандинавском щите – 34 км. В районе грабена Осло поверхность М залегает на глубине 25–29 км, в низах земной коры предполагается наличие интрузии пород основного состава с сейсмическими скоростями 7–7,1 км/с. За исключением прибрежного района, структура земной коры щита по профилю Северное море – Южная Норвегия является сравнительно однородной. В толще коры не прослежено ни одной сколько-нибудь выразительной сейсмической границы, низы земной коры характеризуются повышенным скоростным градиентом.

В 1982 г. финскими и советскими сейсмологами проведены исследования на профиле «Балтик» длиной 450 км, расположенном в юго-восточной части Финляндии [Luosto et al., 1985, 1990; Корхонен и др., 1987; Шаров и др., 1990; Korhonen et al., 1990; Азбель и др., 1993]. Разрез по профилю характеризуется сложным рельефом поверхности раздела М, наличием на севере в верхней части разреза тел с повышенными, а на юге – с пониженными скоростями. Максимальная толщина коры (до 65 км) отмечается в центральной части профиля (Ладожско-Ботническая зона), к югу и северу мощность коры уменьшается до 40 и 45 км соответственно. В толще коры на глубине 18–22 км прослежена коровая граница [Luosto, 1990]. В области развития гранитов рапакиви (южная часть профиля) по волнам Р и S на глубинах 5, 15 и, возможно, 30 км обнаружены слои с пониженными скоростями. В области перехода от коры к мантии предполагается наличие слоя со скоростью 7,2–7,6 км/с толщиной около 5–10 км, который может быть отнесен либо к аномальной коре, либо к аномальной мантии [Шустова и др., 1991].

В 1984 г., согласно международному проекту EUGENO-S, выполнены региональные сейсмические работы по пяти взаимовязанным профилям МОВ-МПВ общей длиной 2100 км [EUGENO-S..., 1988]. Задача исследований – изучить глубинное строение и тектоническую эволюцию переходной зоны между щитом и северо-германскими каледонидами, которая расположена на северо-западном продолжении достаточно детально изученной в пределах Польши тектонической зоны Торнквиста – Тейссейра, разграничивающей докембрийскую и палеозойскую платформы [Guterch et al., 1986; Thybo et al., 1990].

В результате проведенных исследований установлено, что, в отличие от Фенноскандинавского щита, земная кора переходной зоны характеризуется уменьшенной мощностью коры, не превышающей 26–35 км, причем мощности постепенно уменьшаются к югу, по мере удаления от щита. В пределах изучаемой территории зона Торнквиста – Тейссейра разделяется на несколько веерообразно расходящихся структур, главными из которых (с севера на юг) являются зона Соргенфрея – Торнквиста, разлом Силькеборг – Самсё, каледонский деформационный фронт и трансевропейский разлом. В отличие от территории Польши, северо-западное продол-

жение зоны Торнквиста – Тейссейра, представленное зоной Соргенфрея – Торнквиста, не является южной границей щита, так как докембрийский фундамент прослежен значительно южнее, вплоть до трансевропейского разлома [EUGENO-S..., 1988].

В 1985 г. финскими сейсмологами при участии геофизиков ФРГ, Швеции, Дании и Норвегии в северной части щита проведены региональные исследования методами преломленных и отраженных волн по профилю Поляр [Luosto et al., 1989]. Профиль длиной 440 км ориентирован в юго-западном-северо-восточном направлении и пересекает области развития пород архейского и нижнепротерозойского возраста. Методика полевых работ – точечное профилирование со средним расстоянием между регистраторами 2 км. В верхней части земной коры центральной и юго-западной части разреза выявлено несколько высокоскоростных тел, погружающихся до глубины 6–13 км. В пределах Карельской провинции (юго-западная часть разреза) на глубине 8–14 км зарегистрирован слой с пониженной скоростью. Среднекоревая сейсмическая граница обнаружена в интервале глубин 18–21 км. Нижняя кора центральной части разреза (Лапландский гранулитовый пояс) характеризуется пониженными значениями скоростей (6,8–6,9 км/с), поверхность раздела М залегает на глубине 47 км в пределах Карельской провинции, воздымается под Лапландским гранулитовым поясом до 40 км и снова погружается до глубины 46 км в северо-восточной части профиля (Кольская провинция). Граничные скорости на поверхности раздела М изменяются от 8,1 км/с в районе тонкой коры до 8,5 км/с в Карельской провинции.

В 1989 г. на акватории Балтийского моря и Ботнического залива проведены профильные сейсмические исследования МОВ общим объемом 2 268 пог. км при максимальном времени регистрации 18–25 с [The BABEL Project, 1992]. Исследования выполнялись геофизиками Великобритании, Дании, Финляндии, ФРГ и Швеции согласно международному проекту BABEL. Задачи проекта состояли в изучении строения и отражательных характеристик докембрийской литосферы Фенноскандинавского щита и области его сочленения с фанерозойскими структурами континентальной Европы. Сейсмические сигналы, возбуждаемые в толще морской воды с применением пневматической пушки, регистрировались как вдоль профилей, так и на суше при помощи 52 станций, расположенных на прилегающей к Балтийскому морю территории Швеции, Финляндии, Дании и ФРГ.

На сейсмических профилях BABEL при высоких отражательных свойствах литосферы зарегистрированы значительные изменения особенностей волновой картины. На временах 13–15 с (что соответствует глубине 40–50 км) часто наблюдается затухание отражений, связанное предположительно с подошвой поверхности раздела М. Земная кора щита и северо-западного шельфа европейского континента характеризуется различной мощностью. В сравнении с фанерозойской корой Европы, кора Фенноскандинавского щита по характеру расслоенности менее уверенно разделяется на верхнюю и нижнюю части [The BABEL Project, 1992; Deep seismic..., 1993].

В 2001–2003 гг. по международному контракту ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» выполнила глубинные вибросейсмические исследования на четырех профилях МОГТ, FIRE, расположенных (рис. 5) на территории Финляндии [Kukkonen, Lahtinen, 2006; Korja, Heikkinen, 2008].

Сейсмические исследования российской части Фенноскандинавского щита начаты более 45 лет назад (см. рис. 5). В 1958–1962 гг. под руководством и при участии И. В. Литвиненко выполнены исследования методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) вдоль двух профилей: Кемь – Ухта длиной около 200 км и Баренцево море – Печенга – Ловно сухопутный участок длиной также около 200 км [Грачев и др., 1960; Литвиненко, 1965]. В результате этих работ, проведенных в виде непрерывного продольного профилирования с расстоянием между группами сейсмоприемников 100 м, получены наиболее полные данные о волнах, связанных с поверхностью раздела М. На этих профилях были отмечены многочисленные докритические отраженные волны от внутрикоровых границ, что позволило в дальнейшем развить методику изучения сложных структур земной коры.



В результате работ ГСЗ И. В. Литвиненко впервые была доказана слоистость земной коры докембрийских щитов по упругим параметрам. Особенно четко выделена сейсмическая граница на глубинах 30–40 (преимущественно 34–40) км. Она характеризуется выдержанной скоростью распространения упругих волн, равной 8,1 км/с [Литвиненко, 1965]. Наряду со слоистым характером разреза, по нарушениям вблизи дневной поверхности и крутозалегающим отражающим площадкам в коре выделены зоны глубинных разломов, определяющие блоковое строение консолидированного фундамента щита. В разрезах земной коры прослежены сейсмические границы двух типов – пологие, почти субгоризонтальные и наклонные, с различными углами наклона [Литвиненко, 1971; Восточная..., 1975].

Границы первого типа, пологие и субгоризонтальные – повсеместно выделяются в материковой коре различных геологических регионов с применением ГСЗ и сейсмологии. Эти границы связаны с определенными интервалами разреза, имеющими тонкую и сложную структуру, с высокоскоростными, низкоскоростными и градиентными неоднородностями.

Границы второго типа – наклонные, часто круто падающие, соответствующие контактам пород разного состава или зонам разрывных нарушений – доступны изучению преимущественно лишь МОВ. Следует подчеркнуть, что справедливость вывода И. В. Литвиненко, касающаяся границ второго типа, подтверждается результатами региональных исследований МОВ-ОГТ по программам COCORP, DEKORP, BIRPS, ECORS, ACORP, LITHOPROBE, BABEL и др., проведенным на различных континентах земного шара [Probing..., 1990]. Этими исследованиями успешно продемонстрирована возможность выделения крутонаклоненных отражающих границ не только в земной коре, но и в верхней мантии (работы BIRPS) [Warner, McGeary, 1987]. Как правило, эти границы отождествляют с различными тектоническими нарушениями, надвигами, зонами сдвиговых деформаций и т. д. [Probing..., 1990].

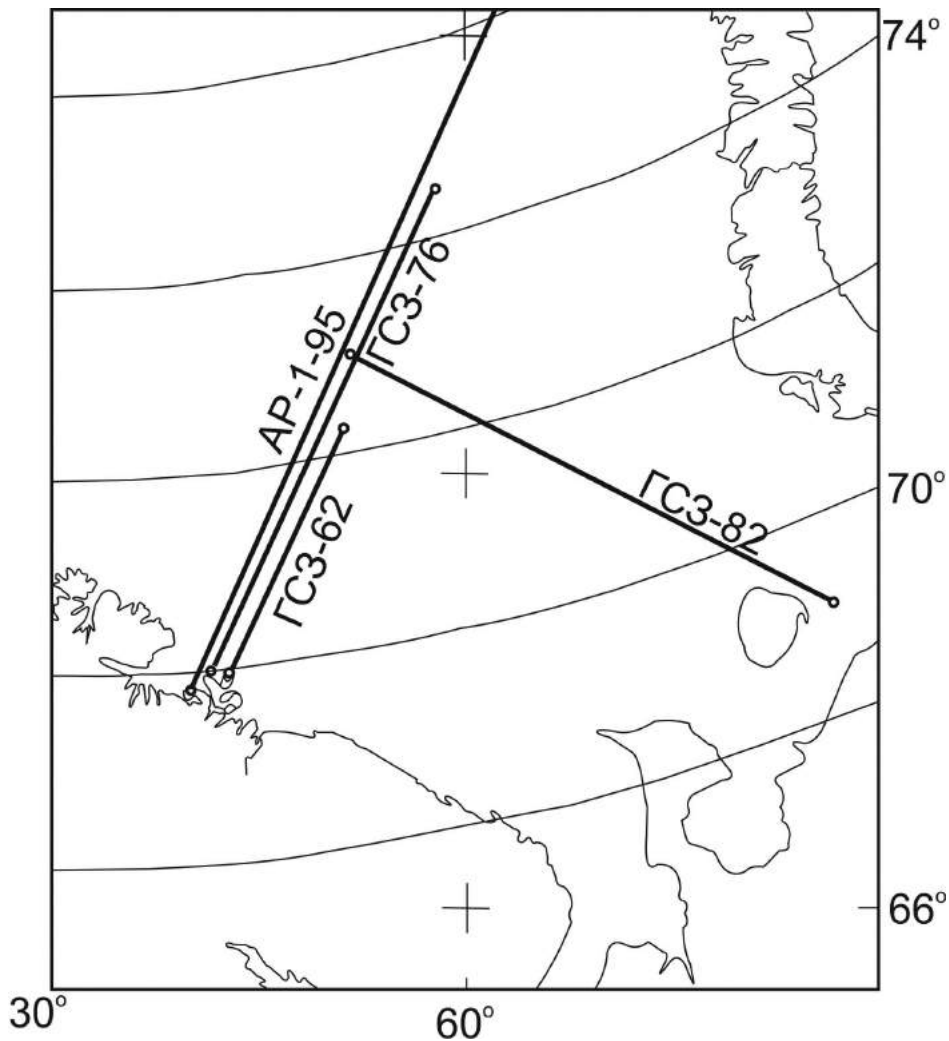
С 1962 г. на территории российской части щита для решения вопросов региональной геологии проводятся исследования МОВ. В 1963 г. в Печенгском районе начали выполняться рекогносцировочно-площадные работы, которые продолжались в течение 10 лет. Главная задача работ заключалась в изучении глубинного строения печенгского комплекса и тектонических факторов, контролирующих медно-никелевое оруденение [Литвиненко, Некрасова, 1962; Литвиненко, 1984]. Печенгский район стал первым рудным районом, где были определены разведочные возможности МОВ для условий докембрийских щитов и выработана соответствующая методика изучения кристаллической коры [Земная..., 1978]. С целью расширения возможностей сейсмического метода И. В. Литвиненко разработана методика изучения сейсмо-разведкой МОВ сложных структур верхней части консолидированной коры материков [Литвиненко, 1971]. Им было показано, что разведке доступны крутопадающие отражающие границы с углами наклона более 15°, если они достаточно удалены от источника по горизонтали.

Огромный экспериментальный сейсмический материал получен методами ОГТ, МОВ, ГСЗ, МОВЗ в Печенгском районе, где находится Кольская сверхглубокая скважина [Изучение..., 1986; Шаров и др., 1997]. К настоящему времени здесь выполнены разномасштабные сейсмические наблюдения: ГСЗ (3 профиля); МОВЗ (9 профилей общей протяженностью 550 км); МОВ с региональными (800 пог. км) и детальными (150 пог. км) задачами; ВСП (свыше 50 скважин глубиной до 2 км). Данные ГСЗ и МОВЗ характеризуют общую структуру земной коры в районе СГ-3. По данным региональных наблюдений МОВ и ОГТ изучено глубинное строение Печенгско-Аллареченского района, а по детальным исследованиям МОВ и ВСП – структура отдельных участков Печенгского рудного поля, перспективных на поиски медно-никелевых руд.

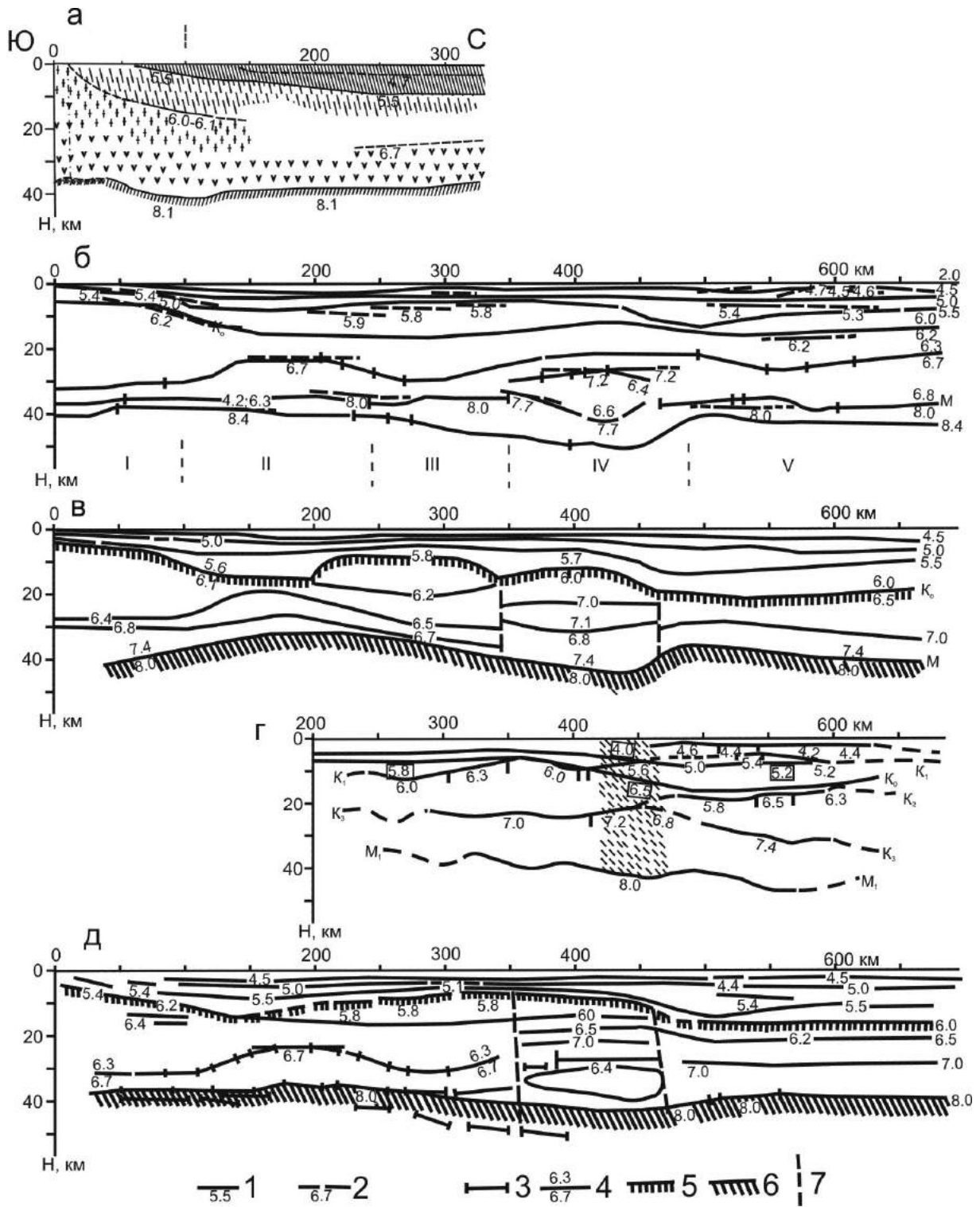
Осенью 1995 г. в этом районе впервые в мировой практике проведены международные комплексные сейсмические исследования методами ОГТ, ШГСП, ГСЗ, МПВ, МОВЗ участка «Суша – Море» с вертикальным профилированием в стволе Кольской скважины [Митрофанов, Шаров и др., 1996; Строение..., 2005]. Сейсмический профиль Никель – Кольская СГ-3 – Лиинахамари (100 км, сухопутный участок) – Баренцево море (1300 км, морской участок) позволяет впервые построить опорный разрез земной коры в зоне перехода от ФЩ в Баренцево-

морской плите (рис. 5, 6). Для регистрации сейсмических сигналов на геотраверсе 1-АР (первый Арктический) от пневмоисточника на суше и море использовались трехкомпонентные цифровые и аналоговые станции с расстояниями между ними 5 км. Длина годографов находится в основном в пределах 120–180 км, максимальная длина – 300–350 км.

Сегодня мы имеем возможность сравнить результаты глубинных сейсмических исследований разных лет (1962, 1976, 1995) на одном и том же профиле Рыбачий – Земля Ф. Иосифа (см. рис. 6). Следует отметить, что исследования 1962 г. явились по существу первыми сейсмо-разведочными работами в условиях древних щитов (морская часть профиля – свыше 300, на суше – около 200 км). В качестве источника при этих работах использовались глубинные бомбы (135 кг тротила), а регистрация осуществлялась на подводных лодках с помощью гидрофонов. Верхняя часть разреза (рис. 7, а) коры Баренцева моря сложена, по-видимому, осадочными комплексами пород, значения скорости для которых не превышают 5,5, а в северной части профиля уменьшаются даже до 2,5–3,2 км/с. Кристаллические и метаморфические породы на щите характеризуются иными значениями скорости [Земная..., 1978]. В процессе дальнейших работ существенно изменились методика и техника полевых исследований, методика интерпретации сейсмических материалов, поменялись также представления о природе сейсмических волн и структуре волнового поля.



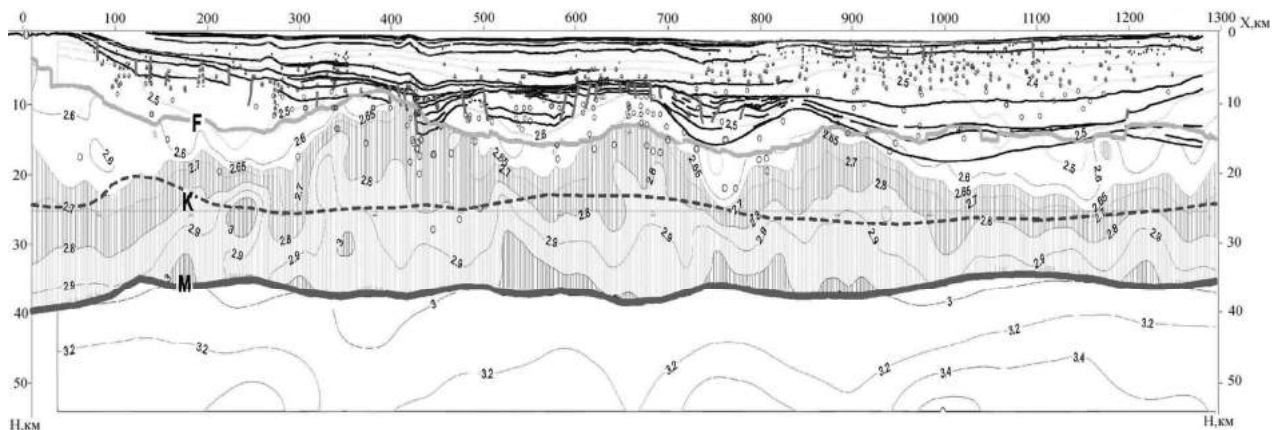
**Рис. 6.** Схема расположения морских региональных сейсмических профилей ГСЗ (разных лет) на шельфе Баренцево море



**Рис. 7.** Сопоставление вариантов разрезов по профилю ГСЗ-62 [Земная..., 1978] и ГСЗ-76 [Изучение..., 1986]: а – вариант И. В. Литвиненко; б – вариант Н. И. Давыдовой; в – вариант Н. И. Павленковой; г – вариант Ю. В. Тулиной и Ю. Г. Юрова; д – сводный сейсмический разрез, построенный Н. И. Давыдовой, Н. И. Павленковой, Г. А. Ярошевской на основании обобщения (и частичного осреднения) авторских вариантов. 1 – изолинии скорости (км/с); 2 – преломляющие границы с граничной скоростью, построенные по паре встречных годографов; 3 – отражающие площадки; 4 – границы I рода с соответствующим скачком скорости, построенные в процессе математического моделирования; 5 – поверхность фундамента; 6 – граница М; 7 – границы блоков

Глубинные сейсмические зондирования 1976 г. (см. рис. 6) на профиле длиной 680 км выполнены с 22 донными станциями и 174 взрывами. На рис. 7 (б, в, г, д) представлены варианты разрезов по этому профилю, полученные разными авторами. Методы построения этих разрезов также различались между собой [Изучение..., 1986]. Различие казалось как интерпретационных моделей и соответствующих им классов волн, так и способов решения обратной сейсмической задачи. Использовались две основные интерпретационные модели: градиентно-слоистая (Давыдова, Павленкова) и однородно-слоистая (Тулина, Юров; Ярошевская). В первом случае предполагается, что скорость сейсмических волн изменяется и с глубиной и по границе I рода, на которых величина скорости претерпевает разрыв. В такой среде образуются рефрагированные и отраженные волны. Во втором случае среда аппроксимируется однородными слоями и блоками, разделенными границами I рода, и рассматриваются соответствующие ей головные и отраженные волны. Как видно из рис. 7, варианты разных авторов существенно различаются числом и формой сейсмических границ. Сводный разрез (см. рис. 7, д) включает в себя наиболее достоверные элементы авторских вариантов, которые можно использовать для геологической интерпретации, т. е. без разреза исключены все условные границы, использованные ранее формально для удобства расчетов.

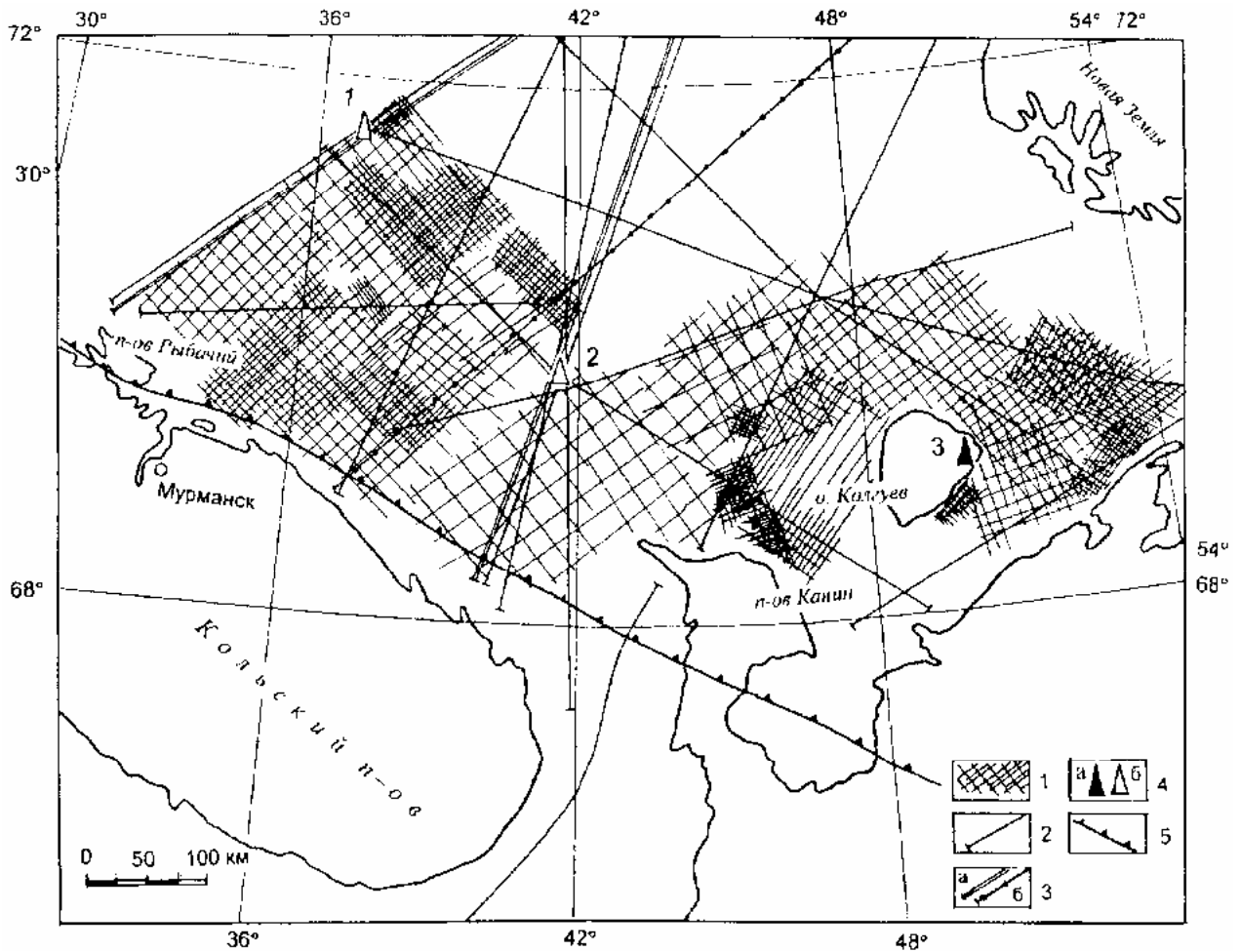
По плотности наблюдений и детальности изучения волновой картины сейсмические материалы на профиле 1-АР существенно отличаются от предшествующих 1962, 1976 региональных работ. Геологическая интерпретация геофизических данных по профилю 1-АР приведена на рис. 8. Поверхность М установлена в диапазоне глубин от 35 до 40 км, что в целом хорошо совпадает с оценками, сделанными по данным предшествующих исследователей. Поверхность раздела внутри консолидированной коры, граница К повторяет основные формы рельефа нижележащей поверхности М. При этом мощность нижней коры остается практически неизменной на протяжении всего профиля. Она колеблется в узком интервале 11–13 км. Самые важные и интересные результаты получены по строению той части земной коры, которая занимает срединное место на разрезе – в низах осадочного чехла и в верхах фундамента. Именно на основе этих результатов были сделаны выводы о тектонической принадлежности всех пересеченных профилем структур [Сейсмогеологическая..., 1998; Строение..., 2005].



**Рис. 8.** Опорный профиль 1-АР (Сост.: И. В. Беляев, Ю. В. Рослов и М. Л. Верба) [Строение..., 2005]:

изолиниями показана плотностная структура разреза ( $\text{г/см}^3$ ), согласованная со структурой распределения скорости упругих волн по данным томографической обработки материалов ГСЗ; консолидированная кора показана вертикальной штриховкой; в осадочном слое отмечены наиболее контрастные сейсмические границы по данным МОВ ОГТ и зоны разломов; по данным ГСЗ отмечены границы: F – гетерогенного фундамента, К – Конрада, М – Мохоровичича

В 1979–2000 гг. Мурманская Арктическая геолого-разведочная экспедиция (МАГЭ) и трест «Севморнефтегеофизика» выполнили сейсморазведочные работы МОВ ОГТ (рис. 9) в комплексе с магнито- и гравиметрическими исследованиями. Результаты этих работ впервые позволили дать комплексную геофизическую характеристику основных тектонических элементов юго-западной части акватории: Кольской-Канинской моноклинали и Южно-Баренцевской впадины. В пределах Кольско-Канинской моноклинали были установлены постепенное погружение и увеличение мощности осадочной толщи от первых сотен метров до 7–8 км в основном за счет пермско-каменноугольных и более древних отложений. В пределах Южно-Баренцевской впадины отмечены общее погружение и увеличение мощности осадочной толщи до 8–12 км [Сейсмогеологическая..., 1998].



**Рис. 9.** Сейсмическая изученность Кольско-Канинской моноклинали [Сейсмогеологическая..., 1998]:

1 – сейсмические профили площадных поисково-разведочных работ МОВ ОГТ; 2 – сейсмические профили МОВ ОГТ системы региональных профильных пересечений; 3 – профили ШГСП (а) и КМПВ (б); 4 – месторождения нефти (а) и газа (б); 5 – краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалид. Цифрами обозначены месторождения: 1 – Северо-Кильдинское, 2 – Мурманское, 3 – Песчаноозерское

Сейсмологические исследования методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) с регистрацией и интерпретацией не только землетрясений, но и взрывов на различных эпицентральных расстояниях выполняются на российской части щита с начала 60-х гг. Основной целью этих работ являлось получение опорных сведений о глубинном строении земной коры, необходимых при геолого-тектонических построениях, прогнозно-металлогенических исследованиях, состав-

лении моделей строения и эволюции верхних участков литосферы, в том числе в связи с проходкой Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 [Булин и др., 1992]. Первый сейсмологический профиль Выборг – Спасская Губа отработан ВСЕГЕИ в 1965–1969 гг. В 1984–1985 гг. СРГЭ НПО «Нефтегеофизика» методом ГСЗ-МОВЗ пройден профиль Печенга – Умбозеро – Ручьи [Проблемы..., 1991], а в 1988 г. – профиль Рубин [Егоркин и др., 1990]. ПГО «Невскгеология» выполняло сейсмологические исследования в 1981–1987 гг. на Онежско-Ладожском перешейке [Строение..., 1993], а в 1988–1995 гг. – в Печенгском районе [Сейсмогеологическая..., 1997, 1998]. Новые сейсмические материалы ГПП «Невскгеология», полученные в 2000–2002 гг. по профилю Гдов – Сосновый Бор – Приозерск – Суоярви – Спасская Губа, имеют большое значение для уточнения глубинного строения южного склона щита и зоны его сочленения с Русской плитой [Глубинное..., 2004; Исанина и др., 2004; Шаров, 2015].

Для изучения верхнего структурного этажа земной коры в рудных районах российской части щита проведены профильные исследования МОВ и ОГТ [Шаров и др., 1997]. За период 1985–1992 гг. ГП ЭГГИ выполнило 800 пог. км вибросейсмических исследований МОГТ на Кольском п-ове. Эти работы доказали эффективность сейсморазведки ОГТ при изучении докембрийских структурно-вещественных комплексов, и было рекомендовано ее применение для заполнения информационного пробела между детально изученной поверхностью и результатами изучения земной коры методом ГСЗ.

В 1995–2001 гг. по линии геотраверса 1-ЕВ Баренцево море – Лодейное Поле – Тихвин – Геленджик ГПП «Спецгеофизика» выполнены профильные вибросейсмические исследования. В северной части профиль прошел от побережья Баренцева моря (Лиинахамари) через Кольскую сверхглубокую скважину СГ-3 до Мурманска и далее на юг: Кандалакша – Кемь – Петрозаводск – Тихвин. Общая длина профиля ОГТ около 1500 пог. км. Помимо вибросейсмических наблюдений, на отдельных участках геотраверса 1-ЕВ проведены исследования МОВЗ-ГСЗ, электроразведочные (АМТЗ, МТЗ), гравиметрические (высокоточная гравиметрия), аэрогеофизические и геоэлектрохимические. Выполнена комплексная интерпретация полученных полевых материалов и построена согласованная геологическая модель глубинного строения северо-восточной части Балтийского щита в сечении геотраверса 1-ЕВ. Вдоль всего профиля построен сейсмический разрез на всю мощность земной коры [Берзин и др., 2001; Минц и др., 2002; Глубинное..., 2004].

Новая информация о структуре земной коры, полученная на профилях ОГТ, оказывается иной по сравнению со старыми данными ГСЗ. Эти исследования показали, что земная кора региона имеет сложнодислоцированное строение с различного характера отражающими границами в блоках. Ее эквивалентность определяется масштабными параметрами и составляет величину от первых сотен метров в сейсморазведке до нескольких километров при наблюдениях ГСЗ-МОВЗ.

Необходимо отметить, что постановка задач и методика сейсмических исследований в скандинавской и российской частях щита развивались в 60–70-е годы по разным направлениям. В скандинавских странах главное внимание уделялось определению общей мощности земной коры, в связи с чем внутреннее строение коры оказалось менее изученным. Основные методические приемы полевых экспериментов во многом были заимствованы из сейсмологии [Korhonen, Porkka, 1981; Calcagnile, Panza, 1987; Bannister et al., 1991; Calcagnile, 1991]. В последние годы при глубинных исследованиях применялся метод регистрации морских «взрывов» (пневматическая пушка) вдоль сухопутных профилей на постоянных и временных сейсмических станциях (проект BABEL). В пределах российской части щита сейсмические исследования проводились, как правило, с целью изучения внутрикоровых структур (до глубин 15–20 км), мощность же коры определялась попутно.

В конце 70-х – в 80-е годы глубинные сейсмические исследования на Фенноскандинавском щите получили широкое развитие: это профили Феннолора, Свека, Балтик, Полар, Финлеп, Кварц, Рубин, геотраверс I, программа BABEL, EUGENO-S и др. [Галдин и др., 1985;

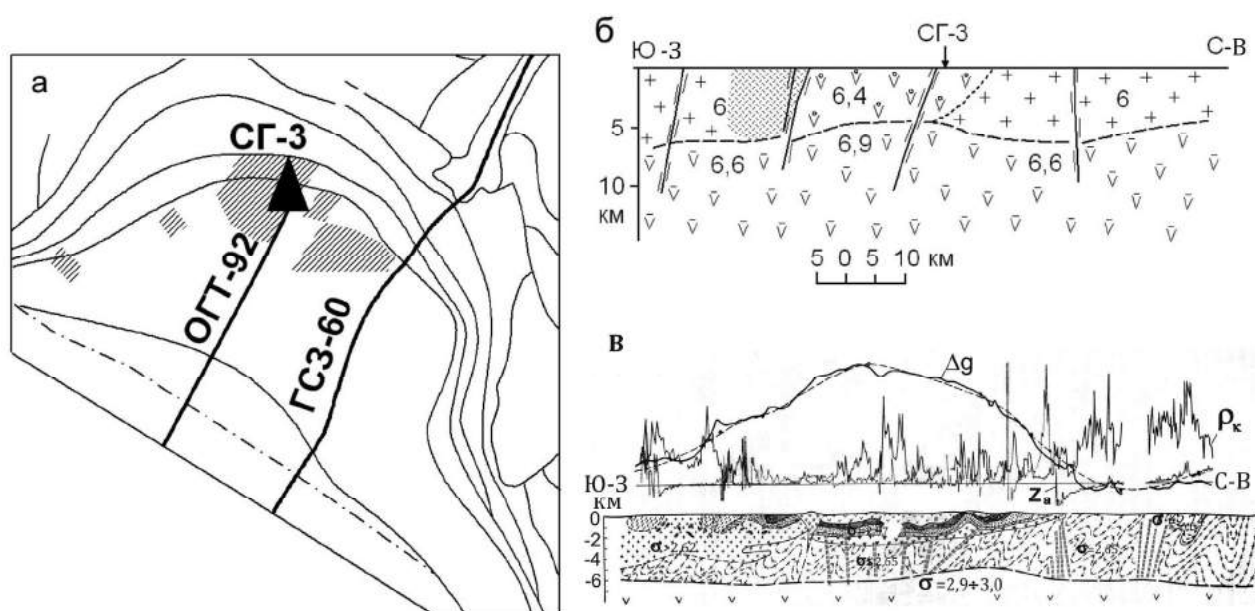
EUGENO-S..., 1988; Luosto, 1990; Guggisberg et al., 1991; The BABEL Project, 1992; Шаров, 1993; Золотов и др., 2000; Глубинное..., 2001]. От изучения общих черт строения щита исследователи перешли к детальному рассмотрению особенностей отдельных тектонических структур. Изменялась методика работ с применением многоволновой сейсмики: от дискретного до непрерывного профилирования и площадных наблюдений с использованием сейсмических и промышленных взрывов.

### 1.3. Сверхглубокое бурение и его влияние на сейсмические модели

Сделана попытка понять природу сейсмических границ в кристаллической коре с учетом материалов глубокого бурения и накопленной геолого-геофизической информации по району бурения этих скважин. Проанализированы результаты бурения глубоких скважин (см. рис. 2) на территории Фенноскандинавского щита: Кольской, Россия (SG-3), до глубины 12 262 м (1970–1990 гг.); Гравберг (GR) и Штенберг, Центральная Швеция, до глубины 6337 м (1986–1987 гг.) и 6529 м (1991–1992 гг.); Оутокумпу (OU), в юго-восточной Финляндии, до глубины 2516 м (2004–2005 гг.); Пограничной (P-1), Россия, Мурманская область, на п-ове Средний, до глубины 5200 м (2004–2006 гг.); Онежской (ON), Россия, в Центральной Карелии, до глубины 3537 м (2007–2008 гг.), которые выявили серьезные несоответствия между прогнозными сейсмогеологическими моделями и фактическим строением верхней части континентальной коры. Исследование глубоких скважин доказало, что неоднородности, фиксируемые по геофизическим данным в верхней части кристаллической коры, обусловлены изменениями не только состава глубинных пород, но и их физического состояния. Поэтому определение даже приближенного состава пород по значениям только скорости упругих волн не может быть однозначным. Доказаны реальность и природа зон пониженной скорости упругих волн в верхней части коры, но не подтверждена гомогенность слоев с глубиной. Природа внутрикоровых сейсмических границ может быть связана с различными причинами: изменением вещественного состава, различием в структурно-текстурных особенностях пород, термодинамической обстановкой [Проблемы..., 1991; Шаров, 1993, 2012; Структура..., 2015].

**Общая характеристика полученных материалов.** *Кольская сверхглубокая скважина.* В районе заложения Кольской скважины СГ-3 (Печенгский прогиб и его обрамление) в большом объеме более 30 лет проводились сейсморазведочные работы ВСП, МОВ, а также профили ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ и площадные исследования МОВЗ-ГСЗ. Результаты сейсморазведочных и региональных работ подробно рассмотрены в литературе [Земная..., 1978; Кольская..., 1984, 1998; Литвиненко, 1984; Литосфера..., 1987; Галдин и др., 1988; Епинатьева, 1989; Литвиненко и др., 1989; Литосфера..., 1989; Проблемы..., 1991; Сейсмогеологическая..., 1997; Березовский и др., 2006].

Бурение Кольской сверхглубокой скважины, достигшей рекордной глубины 12 262 м, создало уникальную возможность для получения прямой информации о строении древней континентальной земной коры. В комплексных исследованиях керна и околоскважинного пространства участвовали многие организации Министерства геологии, Академии наук СССР и других ведомств, результаты подробно рассмотрены в ряде монографий и статей (В. Р. Ветрин, Н. Е. Галдин, Ф. Ф. Горбацевич, Д. М. Губерман, А. М. Епинатьева, А. А. Жамалетдинов, А. В. Жариков, В. И. Казанский, Е. В. Карус, Е. А. Козловский, А. А. Кременецкий, О. А. Кузнецов, Ю. И. Кузнецов, В. С. Ланев, М. Д. Лизинский, И. В. Литвиненко, К. В. Лобанов, М. Ш. Магид, Р. В. Медведев, Ф. П. Митрофанов, М. В. Минц, Ф. С. Моисеенко, Э. Б. Наливкина, Л. Н. Овчинников, Н. И. Павленкова, В. И. Пожиленко, Ю. П. Смирнов, В. Ф. Смолькин, А. А. Смыслов, В. И. Шаров, Н. В. Шаров, Ю. К. Щукин, Ю. Н. Яковлев и др.).



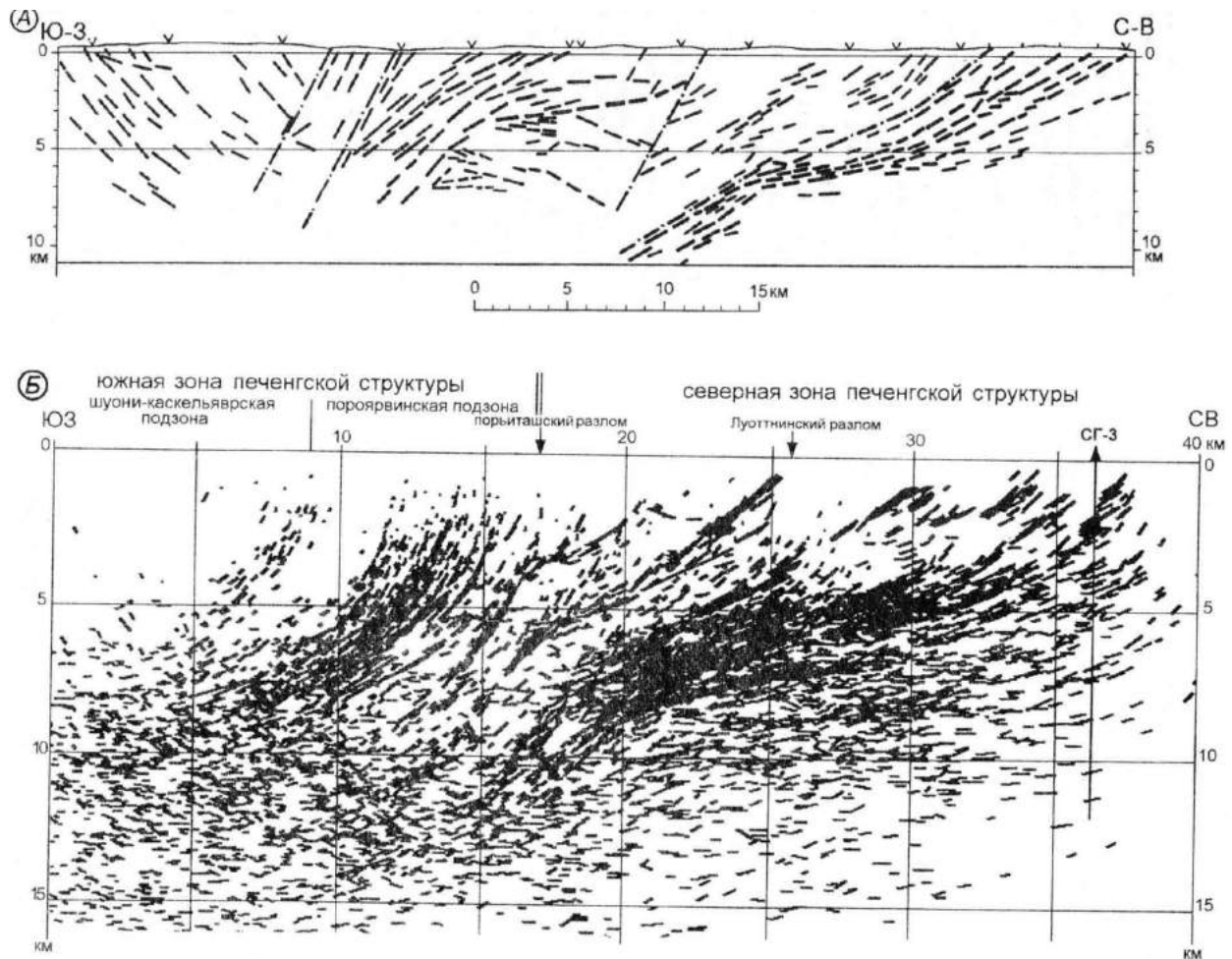
**Рис. 10.** Схема расположения профилей ОГТ-92, ГСЗ-60 (а); предварительный сейсмический разрез ГСЗ-60 (б) [Литвиненко, 1963]; геологический разрез по геофизическим данным (в) [Цирюльникова и др., 1963]

Под руководством И. В. Литвиненко [Шаров, 2014] проведена детальная сейсмическая съемка в районе Печенги и пройден в 1960–1962 гг. профиль ГСЗ Баренцево море – Печенга – Ловно (рис. 10, а). Эти результаты прослужили основой для заложения Кольской сверхглубокой скважины. Скважина СГ-3 позволила оценить результаты исследований методом ГСЗ строения верхней части древней континентальной земной коры [Кольская..., 1984]. Результаты бурения развенчали гипотезу о «базальтовом» слое на глубине 5 км под Печенгской структурой, скважина позволила определить реальный состав и сейсмические характеристики среды до глубины 12 км, и в том числе обнаружить волновод на глубинах порядка 8–9 км [Кольская..., 1998; Березовский и др., 2006].

В процессе бурения скважины продолжались сейсмические исследования МОВ в Печенгском районе, которые позволили уточнить разрез верхней части земной коры и природу сейсмических границ (рис. 11, а), что подтвердили результаты бурения. В 1992 г. международным коллективом исследователей (США, Великобритании, Норвегии, России) в Печенгском районе пройден профиль КОЛА ОГТ-92 с выходом на Кольскую сверхглубокую скважину СГ-3 (см. рис. 10, а; 11, б). Информация о структуре земной коры, полученная на профилях МОВ-ОГТ, является принципиально иной (см. рис. 11) по сравнению со старыми данными ГСЗ (см. рис. 10). Новые исследования показали, что земная кора региона имеет блочно-иерархическое, фрактальное строение [Сейсмогеологическая..., 1997; Шаров, 2012].

Необходимо учесть, что со временем отработки профиля Печенга – Ловно, который прошел в 12 км к востоку от устья скважины СГ-3 (см. рис. 10, а), сильно изменились представления о природе волн, регистрируемых методом ГСЗ. В начале 60-х годов сейсмические границы, в частности кровля «базальтового» слоя, строились в предположении, что ГСЗ формирует главным образом преломленные волны (рис. 10, б). По гравитационным данным, с привлечением предварительных результатов ГСЗ (рис. 10, в) мощность осадочно-эффузивной толщи в Печенгской структуре не превышает 3 км [Цирюльникова и др., 1963]. Позже теоретически и экспериментально было установлено, что волны, принимаемые за преломленные, во многих случаях являются закритическими отражениями. Благодаря избирательности сейсмических наблюдений на базах ГСЗ прослеживаемые при этом интенсивные отраженные волны могут быть сформированы локальными упругими неоднородностями коры, ограниченными как по интервалу глубин залегания, так и по латерали.





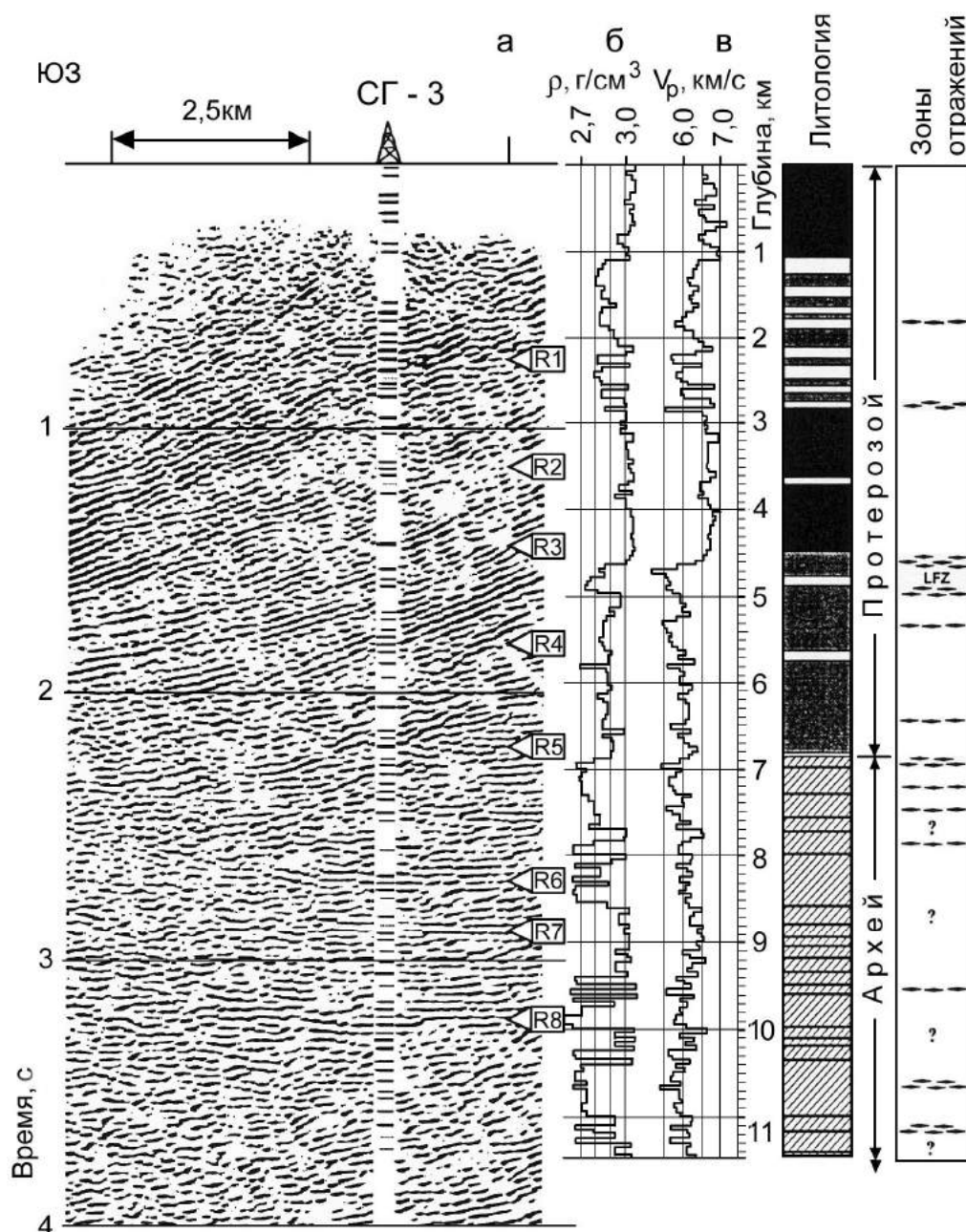
**Рис. 11.** Сопоставление сейсмических разрезов: а – по данным И. В. Литвиненко, МОВ по профилю руч. Валлас – оз. Каскельярв – р. Лотта [Литвиненко, 1984]; б – мигрированный разрез по профилю Кола ОГТ-92 [Сейсмогеологическая..., 1997]

Участники совещания рабочей группы Международного союза геодезии и геофизики (Париж, 19–22 марта 1962 г.) рекомендовали отказаться от применения необоснованной терминологии, согласно которой в земной коре выделяются «гранитный» и «базальтовый» слои, и определять слой скоростью распространения в нем продольных волн. Совещание призвало исследователей при интерпретации материалов сейсмических работ по возможности избегать предварительных предположений о горизонтальной слоистости земной коры [Федынский, Ризниченко, 1962]. Актуальность этих рекомендаций сохраняется и в наше время.

Одним из неожиданных результатов проходки скважины явилось доказательство широкого развития минерализованных трещин на всем вскрытом интервале. Наличие трещин на больших глубинах влияет на физические характеристики пород не только прямым образом. За счет повышенной проницаемости порода подвергается активному воздействию флюидов, что может существенно изменить ее состав и степень вторичных преобразований.

Вертикальная мощность Печенгского комплекса в районе СГ-3 составила 6800 м, а не 4700, как это определялось ранее по данным гравиразведочных и сейсмических работ [Литвиненко, 1963]. Бурение СГ-3 показало, что принимаемая на стадии проектирования скважины наклонная сейсмическая граница отражает не подошву Печенгского комплекса, а крупный межслоевой разлом (рис. 12). Вертикальная мощность гнейсов Кольской серии по скважине СГ-3 составила 4900 м (от 6800 до 11 700 м). С глубины 7300 м на всем протяжении разреза степень

насыщенности гнейсовых толщ амфиболитами возрастает от 15 до 40 %. Под гнейсовыми образованиями в интервале 11 700–12 236 м вскрыт древний фундамент, или комплекс архейского основания. Его можно рассматривать или как низы гранитно-метаморфического слоя, или как верхнюю часть нового (диоритового) слоя [Кольская..., 1998]. Особенностью разреза СГ-3, определяемой локальными условиями (местом ее бурения), является залегание в его верхней части пород с наиболее высокой для всего разреза скоростью продольных волн до 6,7 км/с. Это протерозойский эффузивно-осадочный комплекс Печенгской структуры. Разрез архейских гнейсов (глубже 6,8 км) характеризуется преобладающей скоростью продольных волн 6,1–6,2 км/с.



**Рис. 12.** Сопоставление данных сейсморазведки, плотностных и упругих свойств горных пород по скв. СГ-3 [Проблемы..., 1991]:

а – северная часть мигрированного разреза по профилю КОЛА ОГТ-92; б – график распределения плотности горных пород; в – график скорости продольных волн (по данным АК)

Установлено, что данные о скорости распространения продольных волн в среде, полученные при широкополосном акустическом каротаже, сопоставимы с результатами сейсмических исследований ВСП в СГ-3 (см. рис. 12, 13) и отмечено существенное их различие с графиком скорости  $V(H)$ , определенным по годографам первых волн в методе ГСЗ на профиле Печенга – Ловно [Кольская..., 1998]. Осреднение кривой АК на базе, соизмеримой с длиной волны колебаний, используемых в ВСП, дает хорошую сходимость скоростных моделей АК и ВСП. Рассмотрена трехслойная модель среды с выделением двух контактов: в низах заполярнинской свиты (глубина 4500 м) и подошвы протерозойского комплекса (глубина 6842 м). В слое I значения  $V_p$  по данным АК и ВСП отличаются незначительно, совпадают интервалы относительного снижения и повышения скорости. В слое II значения скорости, по данным АК, на 2,5 % ниже, чем по данным ВСП, интервалы значительных повышений  $V_p$  не выделены. В слое III скорость продольных волн, по данным АК, существенно ниже, чем по данным ВСП (разница до 15 %).

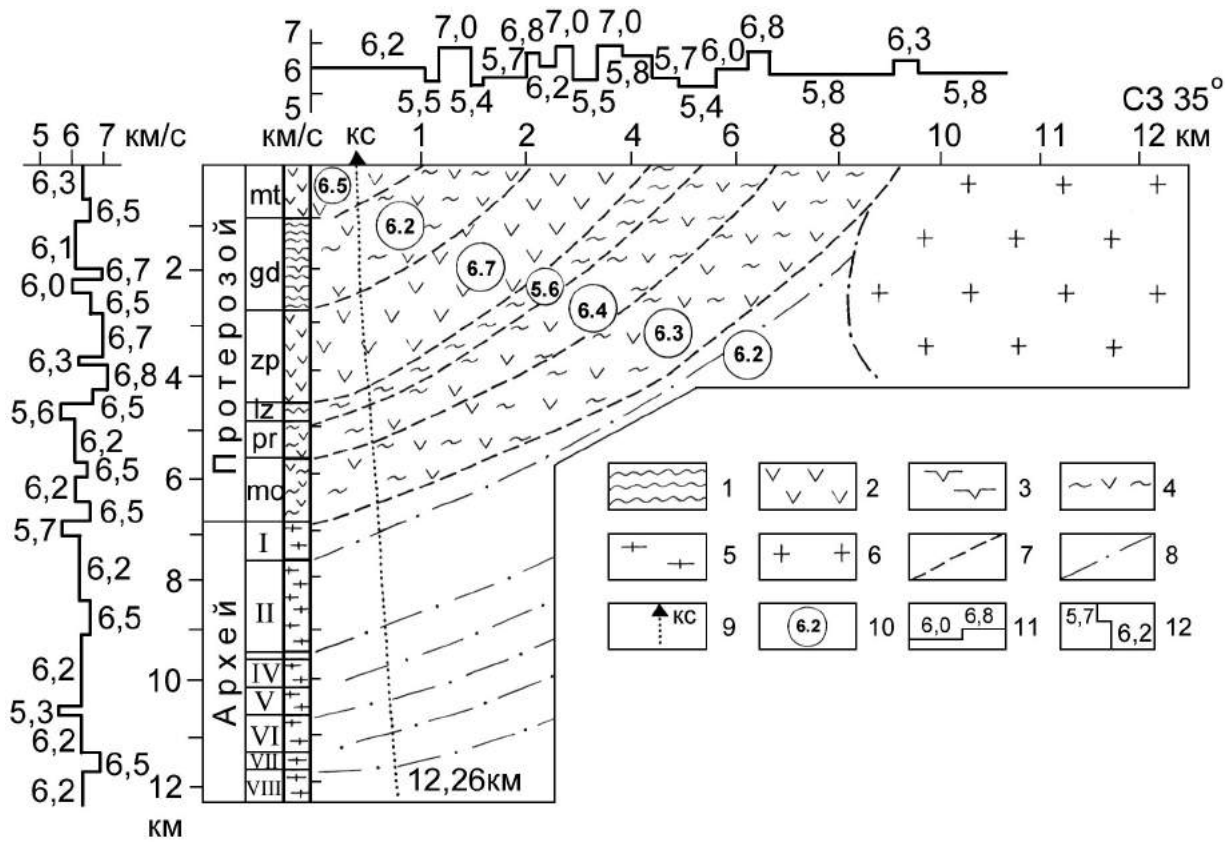


Рис. 13. Сейсмогеологическая модель участка бурения СГ-3 [Литвиненко, 1984]:

1 – метаморфизованные осадочные породы; 2 – эффузивы, 3 – интрузивы; 4 – аподиабазовые сланцы; 5 – породы гнейсового комплекса; 6 – граниты. Индексы свит (протерозой) и толщ (архей) соответствуют работе [Кольская..., 1998]; 7 – границы слоев скоростной модели; 8 – контакты толщ архейского комплекса по геологическим данным; 9 – схема расположения Кольской скважины СГ-3; 10 – значения скорости в слоях модели (км/с); 11 – скорость продольных волн вдоль профиля МОВ (км/с); 12 – скорость продольных волн по ВСП (км/с)

Скорость  $V(H)$  по ГСЗ плавно увеличивается с глубиной – от 6,0 км/с при глубине  $H = 1$  км до 6,1–6,2 км/с при  $H = 11$  км. Сравнение кривых  $V(H)$  по ГСЗ и АК показывает их существенное различие и по величине скорости, и по характеру ее изменения с глубиной. Это можно объяснить тем, что метод ГСЗ предусматривает использование низких частот (1–20 Гц) и проведение измерений на больших горизонтальных базах (50–300 км), что обуславливает осреднение свойств среды [Кольская..., 1998].

На рис. 13 представлены варианты увязки скоростных разрезов по наземному и вертикальному сейсмическим профилям для генерализованной модели разреза СГ-3. Значения скорости продольных волн измеренной на дневной поверхности и в стволе скважины СГ-3, сопоставлены для крупных стратиграфических свит. Вся толща пород протерозоя представляет собой высокоскоростной косослоистый блок, который по отношению к нижележащей архейской толще является сейсмическим экраном. При этом в районе СГ-3 выявлена купольно-блоковая структура архейского комплекса, осложненная крутопадающими и субвертикальными глубинными разломами. Этот разрез коренным образом отличается от традиционных представлений о связи глубинных сейсмических разделов кристаллической коры с мощными горизонтальными слоями.

В целом разрез СГ-3 типичен для карелид щита и других его структур, где в верхней части залегают породы со скоростью упругих волн большей, чем в нижележащих образованиях. Нижняя часть разреза СГ-3 (архейский гнейсовый комплекс) по преобладающему значению скорости упругих волн на глубине 7–12 км сходна с типичными гнейсовыми комплексами Фенноскандинавского щита. Увеличение скорости волн вблизи поверхности на щите связано с наличием высокометаморфизованных комплексов (гранулитов) и вулканических серий основного состава. Во всех случаях эти высокоскоростные образования не прослеживаются на значительную глубину, а подстилаются более низкоскоростным комплексом пород.

Результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины показывают, что с глубиной не происходит снижения, стирания дифференциации физических свойств под влиянием литостатического давления и других факторов. В реальных разрезах с глубиной не происходит постепенного увеличения плотности и скорости упругих волн. Эти свойства могут как возрастать, так и уменьшаться с глубиной, в частности, в связи с появлением зон трещиноватости, насыщенных флюидами. Как следует из распределения скорости упругих волн в вертикальном разрезе СГ-3, волноводные структуры представлены чередованием пластов с относительно малой мощностью (сотни метров). Можно полагать, что и латеральная протяженность таких объектов тоже невелика (до первых километров), т. е. внутренняя структура волноводов меняется в горизонтальном направлении. Таким образом, волноводы являются не исключением, а правилом для сложных разрезов верхней части консолидированной коры щита [Шаров и др., 2005].

Подводя итоги проведенным сейсмическим работам в районе СГ-3, можно утверждать, что основные сейсмические границы в верхней части кристаллической коры связаны с изменениями упругих свойств среды, вызванными различием состава пород (литолого-стратиграфические границы), либо с изменением физического состояния пород: раздробленность, дезинтеграция (тектонические границы). На многих профилях регистрируются отраженные волны от границы раздела между древними супракрустальными образованиями архея и вышележащими более поздними породами. Возрастные различия, а, следовательно, количество фаз наложенного метаморфизма, многообразные виды складчатости, преобразование состава ведут к изменению физических свойств пород по сравнению с относительно более поздними структурно-вещественными комплексами. Сейсмическая граница между ними обусловлена различием упругих свойств, несогласностью залегания, тектонизацией контакта.

Таким образом, Кольская СГ-3 открыла новую эпоху в изучении континентальной коры. Она показала, что наши знания даже о верхних слоях земной коры несовершенны [Жамалетдинов, 2014]. Состав пород ниже пяти километров оказался не таким, какой предполагался по косвенным геофизическим данным, и раздела Конрада на предполагаемой глубине не обнаружено. Впервые получены прямые данные о составе и строении древней кристаллической коры до глубины 12 262 м. Установлено присутствие рудной минерализации и флюидов вплоть до максимальной глубины скважины, изменились представления о природе геофизических границ.



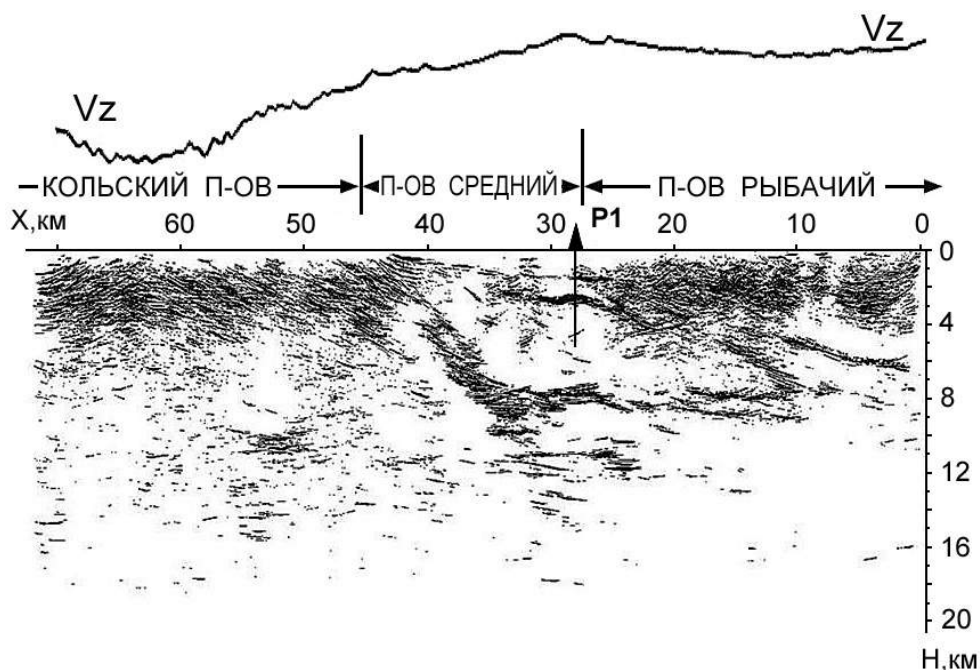


Рис. 15. Глубинный разрез ОГТ и график гравитационного поля по профилю 1 [Шаров и др., 2007]

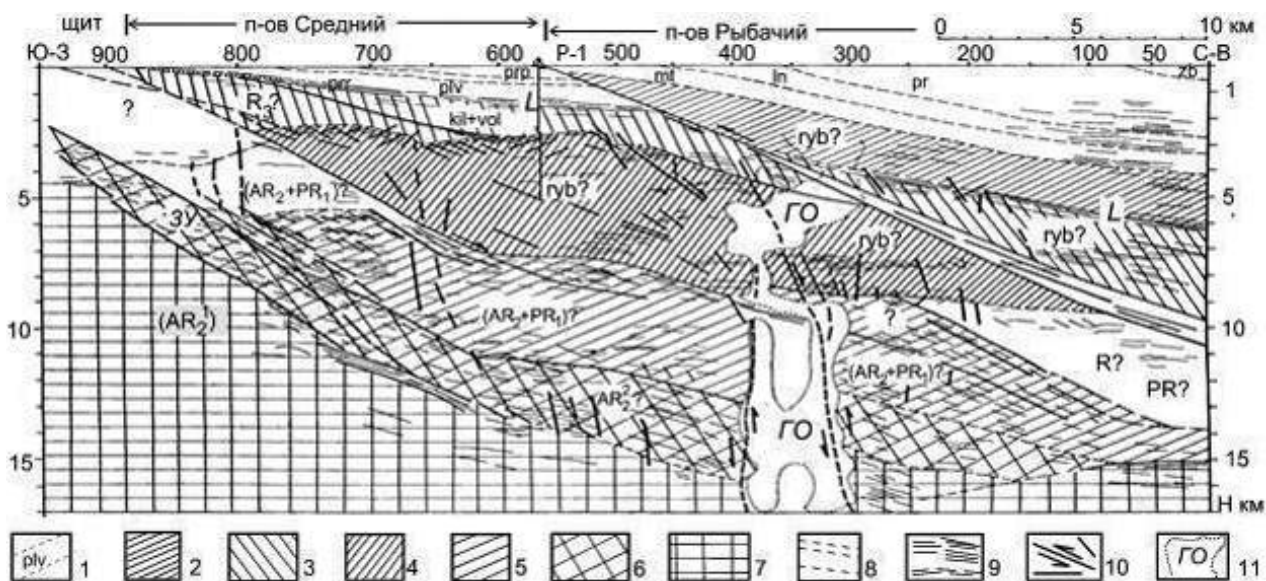


Рис. 16. Сейсмогеологический разрез по профилю I-I (р. Титовка – п-ов Средний – п-ов Рыбачий) (Сост. В. И. Пожиленко) [Шаров и др., 2007]:

1 – подписи на рисунке: свиты, слагающие верхнюю часть разреза (mt – мотовская, ln – лонская, рг – перевальная, zb – зубовская, tsn – цыпнаволоцкая, sk – скорбеевская, ргг – перьярвинская, plv – палвинская, ргр – поропелонская); L – граница, четко выраженная отражающими площадками. 2–7 – фрагменты коры, сложенные образованиями, стратиграфическая принадлежность которых предположительна: 2 – возможные отложения рыбачинской серии; 3 – возможные отложения рыбачинской серии в северо-восточной части разреза и кильдинской и волоховой серий в юго-западной части разреза; 4 – возможные отложения рыбачинской серии; 5 – возможные отложения нижнего протерозоя либо нижнего протерозоя и верхнего архея; 6 – возможные верхнеархейские образования с многочисленными зонами ультрабластомилонитизации (ЗУ); 7 – верхне- и позднеархейские образования; 8 – предполагаемые геологические границы свит; 9 – отражающие площадки; 10 – разрывные нарушения; 11 – гомогенные области (ГО) разреза, в пределах которых отсутствуют отражающие площадки

Предположения о наличии на п-ове Средний ниже границы L отложений рифея ( $R_3?$ ,  $rub?$  серии), показанных на рис. 16, не оправдались. С глубины 1100 м и до глубины 4500 м скважиной вскрыты метаморфические породы (гнейсы, мигматиты, амфиболиты и др.), вероятно, раннего докембрия, с дайками кайнотипных долеритов [Куликов и др., 2007]. Такое существенное несоответствие объясняется скорее всего ошибкой в определении скоростных параметров и, как следствие, – ошибочной геологической интерпретацией разреза. Конечно, в столь сложнопостроенной среде, каковой является участок земной коры п-овов Средний – Рыбачий, осуществлять закладку параметрической глубокой скважины по профилю, выполненному единственным геофизическим методом ОГТ, было весьма опрометчиво.

На перешейке п-овов Средний и Рыбачий расположены две параметрические скважины и две поисковые скважины Р-2 до 800 м и К-1 до 1000 м, которые вскрыли на глубине 790 и 800 м тектонические брекчии с устойчивым долговременным притоком газа (метан, этан) [Сорохтин и др., 2011]. В процессе бурения проводился комплекс ГИС по стволу скважины и выполнялся отбор образцов керна характерных пород разреза. На глубине около 1100 м скважина вошла в кристаллические породы архейского фундамента, положение которых по интерпретационным соображениям [Строение..., 2005; Шаров и др., 2007] первоначально предполагалось на 8 км на п-ове Рыбачий и 4 км на п-ове Средний. Столь значительное расхождение с данными сейсмической интерпретации потребовало детального изучения петрофизических свойств пород, которые были выполнены с соблюдением всех технических требований: влагонасыщенность, приложение одноосной нагрузки и т. д.

Анализ керна параметрических скважин Пограничная и Рыбачинская, пробуренных до глубин 5200 и 3001 м соответственно, показал, что вариации измеренных значений плотности и намагниченности рифейских и архейских пород по стволу скважины и их гомологов на поверхности соответствуют друг другу (табл. 2, рис. 17) [Сорохтин и др., 2011; Глазнев и др., 2014].

Таблица 2

Средние значения плотности и магнитности пород по скважине Пограничная-1

Возраст	Название свит, тип пород	Интервалы опробования (м)	$\sigma$ (Г/см <sup>3</sup> )	$V_p$ (км/с)	$V_s$ (км/с)	$\chi \cdot 10^{-3}$ (СИ)	$I_n$ (А/м)
Верхний рифей	Землепахтинская	135–142	2,55	3,68	2,33	0,15	–
	Палвинская	609–783	2,68	5,07	3,12	0,39	–
	Пярявринская	931–1090	2,70	4,72	2,93	0,36	–
Архей, протерозой	Плагииграниты	1092–1720	2,69	5,47	3,23	9,81	0,22
	Долериты	1720–1760	2,94	6,06	3,05	11,8	1,9
	Плагиигнейсы	1780–2600	2,67	5,03	3,17	1,5	0,01
	Биотит-амфиболовые гнейсы	2608–2609	2,77	6,15	3,39	6,7	0,28
	Амфиболиты	2915–4380	2,87–3,16	4,08–4,86	2,4–2,73	1,7–31	0,32–7,3

На основе петрофизических данных о магнитной восприимчивости рифейских пород (см. табл. 2) можно сделать вывод: источниками аномального поля на изученной территории являются преимущественно породы архейского фундамента. Качественный анализ и оценка глубинного положения источников региональной компоненты магнитного поля позволяют указать: верхняя граница намагниченного комплекса фундамента погружается в северо-восточном направлении до глубины 5–6 км на северном побережье п-ова Рыбачий. Таким образом, материалы анализа аномального магнитного поля региона показывают принципиальные отличия в структуре кристаллического фундамента п-овов Средний и Рыбачий. Роль рифейского осадочного чехла в формировании аномального поля (его локальных аномалий), вероятно, весьма незначительна [Сорохтин и др., 2011].

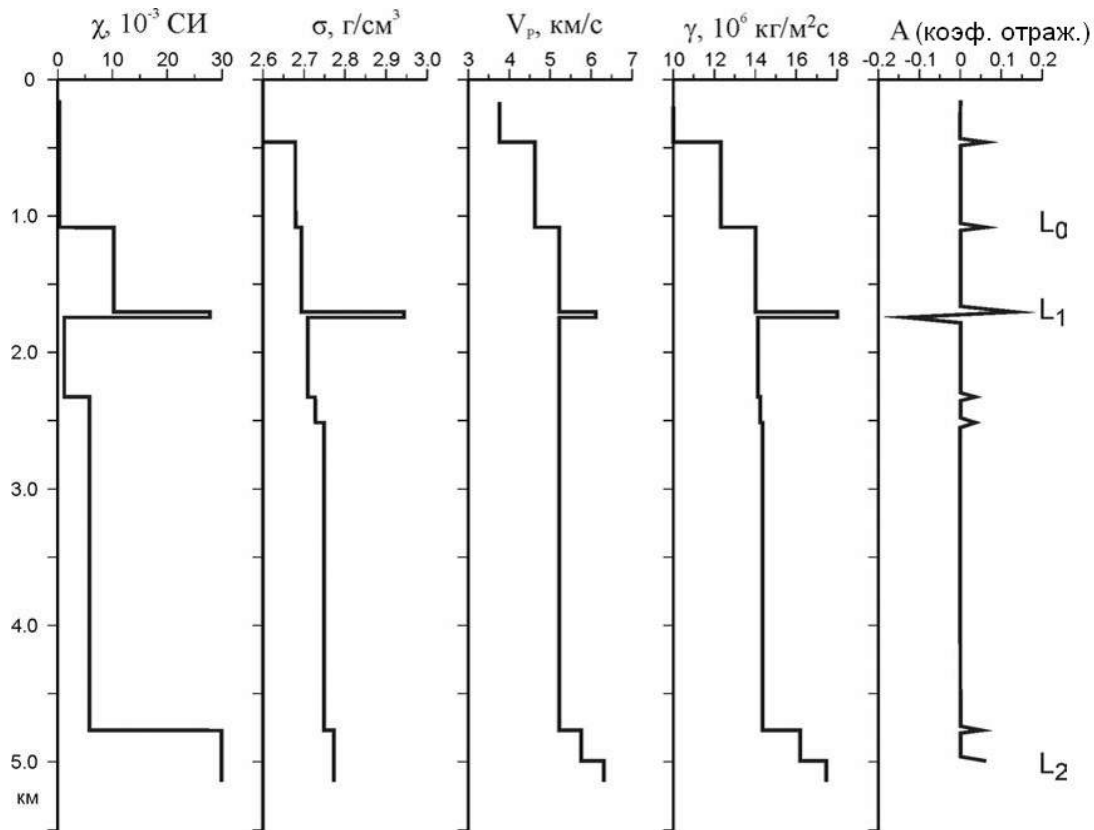


Рис. 17. Обобщенная петрофизическая модель разреза скважины P-1 [Глазнев и др., 2014]

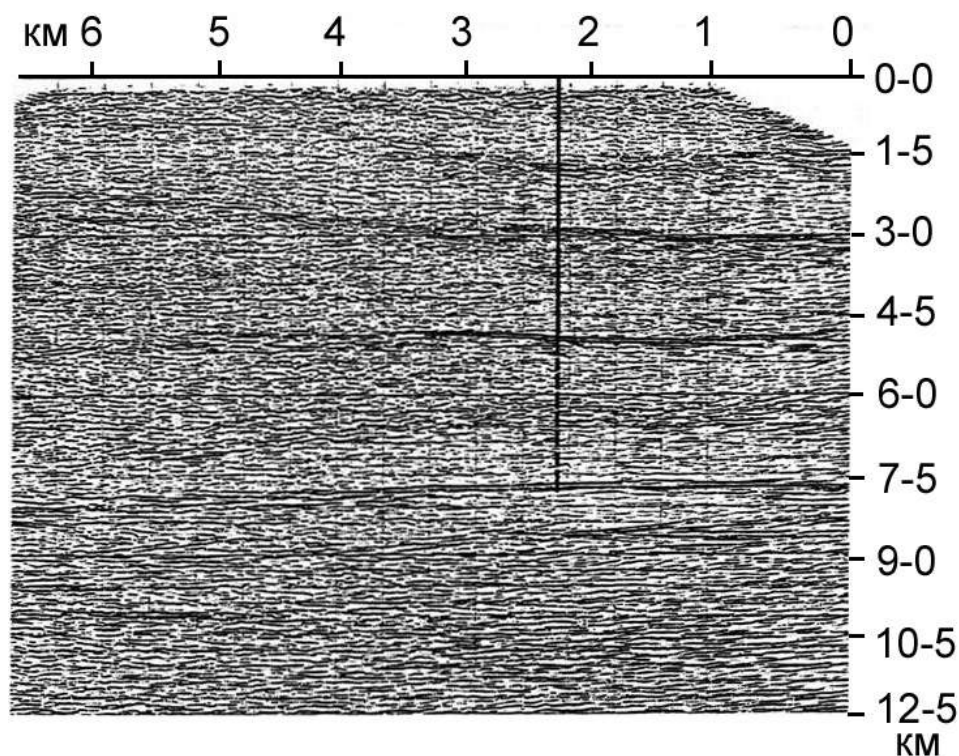
Таким образом, анализ геофизических данных по зоне перехода от Фенноскандинавского щита к Баренцевоморской плите показывает, что в сейсмическом волновом поле отражений ОГТ обоснованно выделены опорные коровые отражающие горизонты. Геологическая трактовка этих границ, как показали данные бурения, принципиально отличается от первоначальной интерпретации разреза [Строение..., 2005; Шаров и др., 2007], основанной на исходной концепции о значительной роли надвиговой тектоники в районе сочленения п-овов Средний и Рыбачий. Приведенные данные о тектонике региона по результатам изучения гравитационного и магнитного полей не подтверждают столь значительных вертикальных перемещений. В целом мощность рифейского терригенного комплекса на п-ове Средний не превосходит 1,0–1,5 км, а на п-ове Рыбачий составляет не более 4–5 км [Глазнев и др., 2014].

Анализ упругих параметров разреза скважины P-1 показывает (рис. 17), что геологическая трактовка сейсмических границ существенно различается. Кровля кристаллического фундамента  $L_0$  ( $L$ ) выражена слабо относительно нижележащих коровых границ. Наиболее выраженная коровая сейсмическая граница  $L_1$  формируется sillом долеритов малой мощности. Градиентная коровая граница  $L_2$  сформирована тектонизированной зоной перехода от амфибол-биотитовых гнейсов к гранодиорит-тоналитовому слою коры. Скважина Пограничная, глубиной 5200 м, прошла вулканогенно-осадочные протерозойские отложения и на глубине 1100 м вскрыла архейские плагиограниты, т. е. границу между рифейскими породами и фундаментом (1100 м). По данным ОГТ выделены две отражающие границы на глубине 1200 м и 2300 м, которые частично подтверждены результатами бурения.

*Скважина Гравберг.* В 1985 г. проведены сейсмические исследования МОВ по серии профилей в пределах кольцевой гранитной структуры Сильян (Центральная Швеция) и сопоставление их с данными бурения двух сверхглубоких скважин: Гравберг (6337 м) [Deep Drilling..., 1988] и в 5 км от нее Штемберг (6529 м) [Stenberg-1 Deep Well. <http://www.igrene.se/stenberg.pdf>].



Сейсмические профили пересекут эту структуру в меридиональном и широтном направлениях. Наиболее интересный результат проведения сейсмических исследований — установление в разрезе северной части кольцевой структуры Сильян серии субгоризонтальных отражающих горизонтов (рис. 18). Три верхних из них вскрыты скважиной Гравберг, глубина которой 6337 м. Оказалось, что горизонты связаны с долеритовыми интрузиями мощностью 20 и 60 м и тонкорасслоенной зоной с мощностью отдельных слоев 3–9 м. Интрузии поступили в гранитный массив по разломам. Отражающие горизонты обусловлены, таким образом, контактами принципиально разных пород и тектоническими плоскостями.



**Рис. 18.** Сейсмический разрез ОГТ и положение скважины Гравберг [Deep Drilling..., 1988]

*Скважина Оутокумпу.* Заложена в юго-восточной части Финляндии около отработанного полиметаллического месторождения. Скважина глубиной 2516 м, прошла зону контакта пород архей — протерозой на глубине 1310 м. Сейсмические построения (рис. 19, а) позволили предположить, что основные породы разреза могут быть представлены слюдястыми и черными сланцами. На глубине 1310 м расположена граница, разделяющая породы протерозойского возраста и архейского фундамента. В интервале 1400–1900 м предполагалось наличие метаморфических пород. Реальный разрез показал (рис. 19, б), что в верхней части скважины до глубины 1310 м вскрыты слюдястые сланцы. Интервал 1310–1515 м сложен перемежающимися слоями черных сланцев, биотитовых гнейсов, серпентинитов. В интервале глубин 1655–2516 м слюдястые сланцы перемежаются со слоями биотитовых гнейсов, пегматоидных гранитов.

*Онежская параметрическая скважина (ОПС).* Вскрыт непрерывный раннедокембрийский разрез мощностью 3537 м, включающий граниты фундамента позднеархейского возраста и главные стратоны ранних карелид, представленные ятулийским, людиковийским и калевийским надгоризонтами. В процессе бурения изучался керн, а также выполнена комплексная интерпретация материалов геофизических исследований скважин (ГИС) и вертикального сейсмического профилирования (ВСП). В интервале 2751–2944 м вскрыта толща

каменной соли палеопротерозойского возраста. На рис. 20 показан сейсмотомографический разрез по профилю Сямозеро – Повенецкий залив, который расположен в 17 км к северу от участка бурения скважины ОПС. Основные скоростные характеристики разреза и предложенная прогнозная модель [Шаров и др., 2010] подтверждены результатами бурения ОПС. Однако никто из исследователей не предполагал обнаружить самую древнюю каменную соль в основании Онежской структуры.

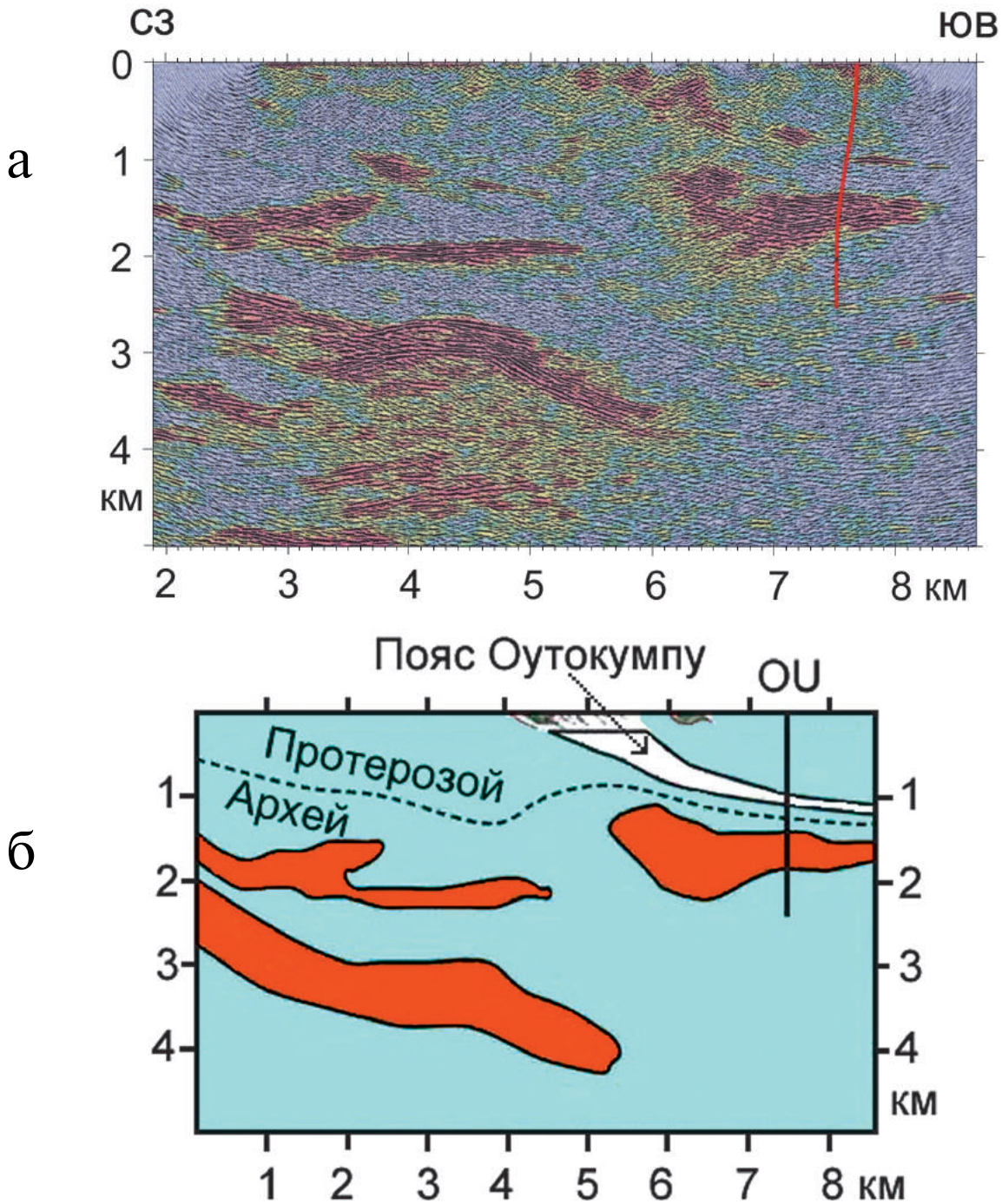


Рис. 19. Мигрированный разрез ОГТ, положение скважины Оутокумпу (а) и геолого-геофизический разрез (б) района бурения скважины ОУ [Outokumpu, 2011]

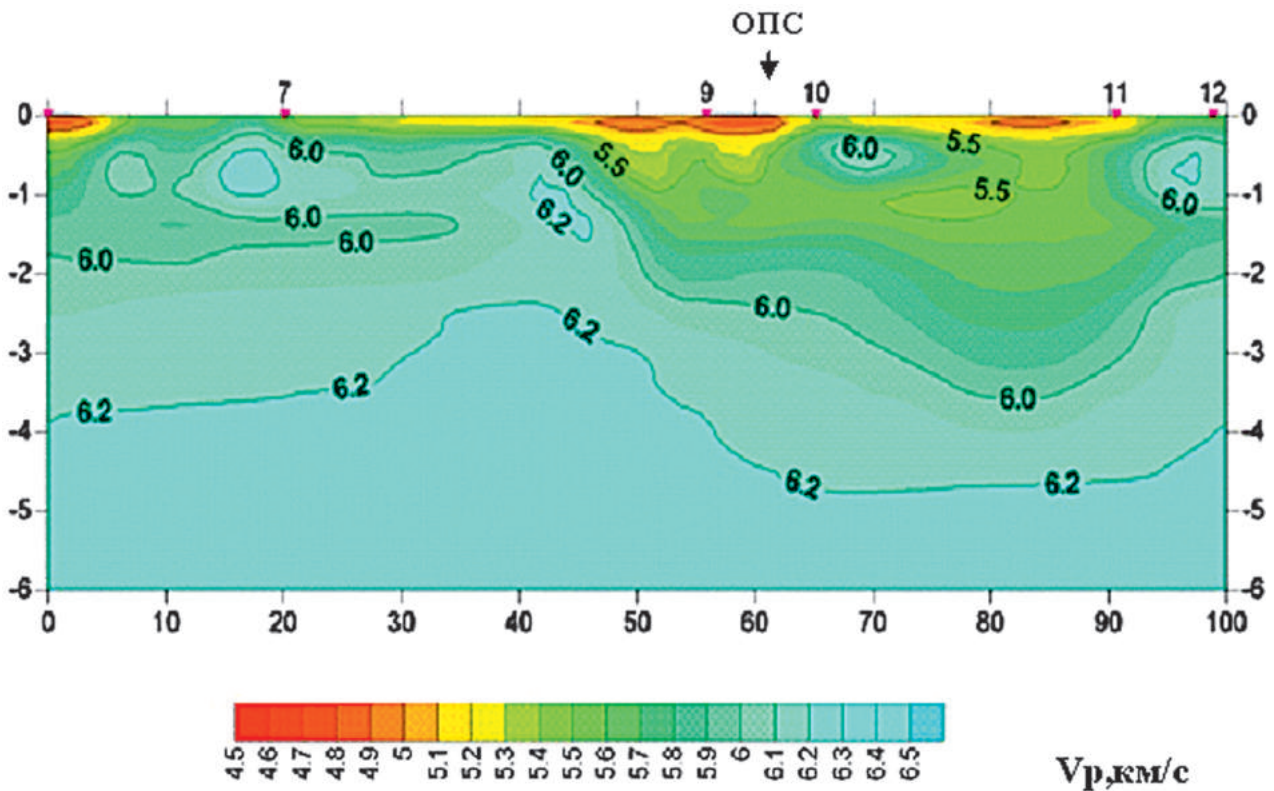


Рис. 20. Сейсмотомографический разрез и положение Онежской параметрической скважины (ОПС)

С целью обобщения и изучения изменения физических свойств горных пород с глубиной в ОПС построен ряд геолого-геофизических моделей – геоэлектрическая, георадиационная, геоплотностная, геомагнитная, геоакустическая [Онежская..., 2011; Есипко и др., 2014]. Геолого-геофизические модели для удобства сопоставления построены однотипно. На них даны: стратиграфическая разбивка, интервалы отбора керна, литологическая колонка по данным ГИС с учетом результатов исследований керна и шлама, кривые геофизических параметров и результаты их интерпретации, определения на керне физических свойств пород, тонограмма и геофизическая модель.

Геоакустическая модель. При построении геоакустической модели использованы результаты обработки широкополосного акустического каротажа (АКШ), вертикального сейсмического профилирования (ВСП), а также исследований керна. Сопоставление между собой величин скоростей продольной и поперечной акустических волн, оцененных этими методами, показывает, что в большей части разреза они хорошо коррелируются между собой (рис. 21). Заметное расхождение между данными ВСП и АКШ отмечается ниже 2700 м против галитовой толщи и гранитов архея. Это вызвано как возможным влиянием на АКШ кавернозности ствола скважины в этой части разреза, так и чередованием интервалов пород, характеризующихся различными коэффициентами отражения упругих волн. Именно в таких частях разреза отмечаются расхождения в значениях  $V_p$  и  $V_s$ , оцененных двумя различными независимыми методами. Следует также учитывать, что разрешение по глубине данных АКШ выше, чем при ВСП. Результаты определения скоростей на образцах керна в целом хорошо согласуются с данными АКШ [Онежская..., 2011; Есипко и др., 2014].

Рассчитанные величины коэффициента Пуассона меняются по разрезу в реальном диапазоне значений 0,20–0,30. Весь комплекс использованных параметров:  $V_p$ ,  $V_s$ , коэффициент Пуассона, коэффициент отражения, акустическая жесткость ( $V_p \delta_n$ ) по данным АКШ, ВСП и исследований керна, позволил установить глубины нахождения отражающих границ и построить геоакустическую модель.

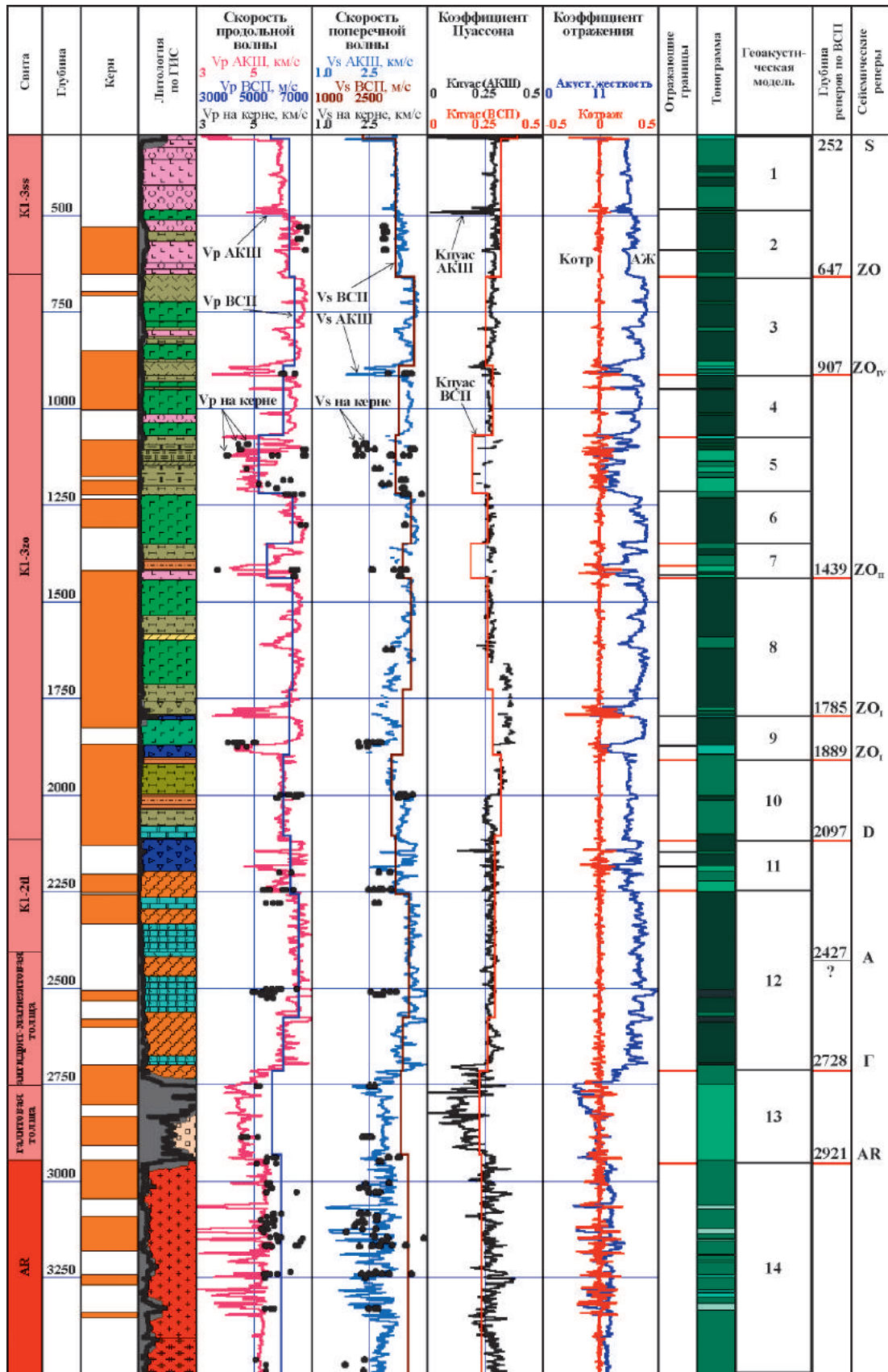


Рис. 21. Геоакустическая модель ОПС [Онежская..., 2011]

Разрез расчленен на 14 толщ по уровню средних значений акустических параметров, характеру строения, с учетом глубин нахождения отражающих границ. Полученные результаты сопоставлены с глубинами залегания сейсмических реперов по результатам комплексного анализа волновых полей ВСП и ГИС. В целом глубины сейсмоотражающих реперов согласуются с построенной геоакустической моделью. Исключение составляет сейсмический репер А, приуроченный к кровле ангидрит-магнезитовой толщи (глубина 2427 м). На данной глубине не отмечается какого-либо значительного изменения акустических или других геофизических параметров за исключением повышения содержания урана по данным СГК (интервал 2405–2417 м). Отражающие границы приурочены либо к глубинам скачкообразного изменения величин акустических параметров и плотности пород, обусловленных сменой петротипа, либо к глубинам развития зон трещиноватости [Онежская..., 2011; Есипко и др., 2014].

В ОПС в интервале 2750,8–2944,0 м вскрыта соленосная (галитовая) толща. Галитовые породы в разрезе Онежской структуры встречены впервые. По возрасту (ранний докембрий, ятулийский надгоризонт) эта соль является наиболее древней из известных на сегодняшний день. Общая мощность соленосной толщи 193,2 м [Есипко и др., 2014].

По данным исследования керна (рис. 22), состав и структура соленосной толщи достаточно однородны. Породы имеют насыщенный красный цвет, который на отдельных интервалах переходит в грязно-серый со слабым розовым оттенком. Порода на 70–75 % состоит из среднезернистого (3–6 мм) галита, частично растворенных кристаллов ангидрита (12–20 %) размером 2–3 мм, мелких (0,5–2 мм), хорошо обработанных кристаллов магнетита (10–15 %).

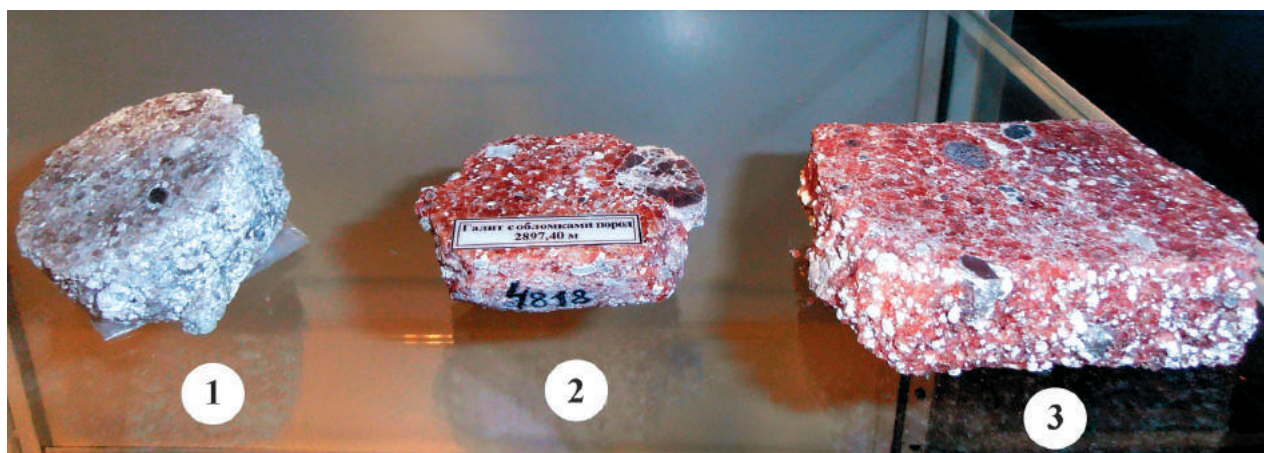


Рис. 22. Образцы пород соленосной толщи ОПС: 1 – 2868,5 м; 2 – 2897,4 м; 3 – 2905,6 м

По данным ГИС и исследования керна, на рис. 23 построена лито-плотностная модель строения соленосной толщи. Она представляет достаточно однородную толщу галитовых пород. В ее кровле и подошве имеются переходные зоны, обусловленные влиянием процессов тектонического, метасоматического и гидродинамического характера, проходивших на контакте соленосной толщи с подстилающими и покрывающими ее породами. В толще выделены интервалы повышенной плотности, представленные преимущественно жилами или обломками карбонатных, терригенных, сульфатных и магматических пород, плотность которых существенно выше плотности галита [Есипко и др., 2014]. На формирование соленосной толщи, скорее всего, оказало влияние пространственное перераспределение (отток, латеральное течение, нагнетание) горных масс в условиях объемного тектонического течения на различных глубинных уровнях литосферы.

К этому могла привести площадная дифференциация по мощности и составу накопившихся вулканогенно-осадочных отложений, что вело к изменению вертикальной и горизонтальных составляющих векторов геостатического давления. В районе трассирования основных глубинных разломов, возможно, также возникали дополнительные тектонические напряжения.

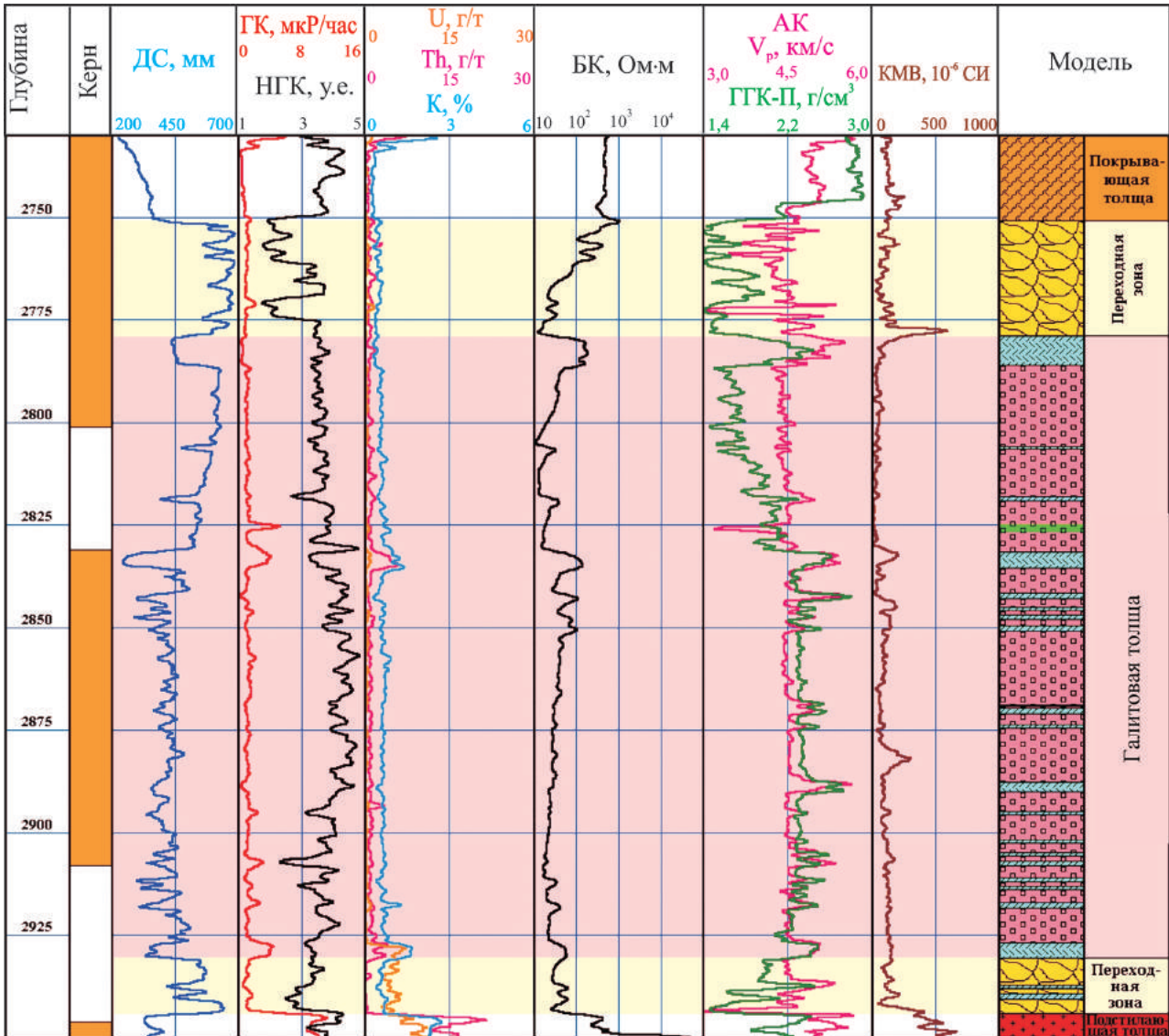


Рис. 23. Геофизическая характеристика соленосной толщи [Есипко и др., 2014]

В совокупности эти процессы могли вести к выдавливанию пластичных текучих пород соленосной толщи сравнительно низкой плотности (2,2–2,4 г/см<sup>3</sup>), заключенных между двумя плотными жесткими поверхностями (граниты архея и магнезиты улитинской толщи), в направлении меньшего бокового давления. При движении в зонах контакта проходили процессы разрушения и захвата соленосной толщей обломочных компонентов из покрывающих и подстилающих комплексов. Возможный «турбулентный» характер этого течения и обусловил сложный, достаточно хаотичный, без видимой четкой слоистости состав соленосной толщи в месте пересечения ее ОПС [Есипко и др., 2014].

Ответы на многие вопросы формирования соленосной толщи могли быть получены при бурении еще одной скважины, которая позволила бы оценить изменение мощности и состава соленосной толщи, установить масштаб этого явления (локальный, региональный).

**Выводы.** При глубинном бурении получили прямые данные о составе и строении верхней части кристаллической коры до 12 км, которые показали, что мы ничего не знаем о континентальной коре. Они заставили в значительной мере изменить представления, существовавшие раньше. Исследование глубоких скважин доказало, что неоднородности, фиксируемые по геофизическим данным в верхней части кристаллической коры, обусловлены изменениями не только состава глубинных пород, но и их физического состояния. Поэтому определение даже приближенного состава пород по значениям только скорости упругих волн не может быть однозначным. Результаты геофизических исследований при бурении глубоких скважин на Фенноскандинавском щите заставляют исследователей по-другому относиться к интерпретации геолого-геофизических данных. Только результаты бурения глубоких скважин в кристаллической коре позволяют получить сведения о вещественном составе пород и петрофизических характеристиках, что способствует построению объективного геолого-геофизического разреза верхней части земной коры.

## ГЛАВА 2

# ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

### 2.1. Финская Лапландия и северо-запад Кольского полуострова

Здесь на сравнительно ограниченной площади непосредственно соприкасаются раннедокембрийские сооружения северной части Фенноскандинавского щита и рифейско-фанерозойские структуры шельфовой плиты Баренцева моря. И те, и другие являются объектами интенсивных и многоплановых геологических и геофизических исследований. Широкий резонанс во всем мире вызвала проходка в Печенгском районе Кольской сверхглубокой скважины, которая в свою очередь стимулировала проведение уникального комплекса геологических и геофизических исследований.

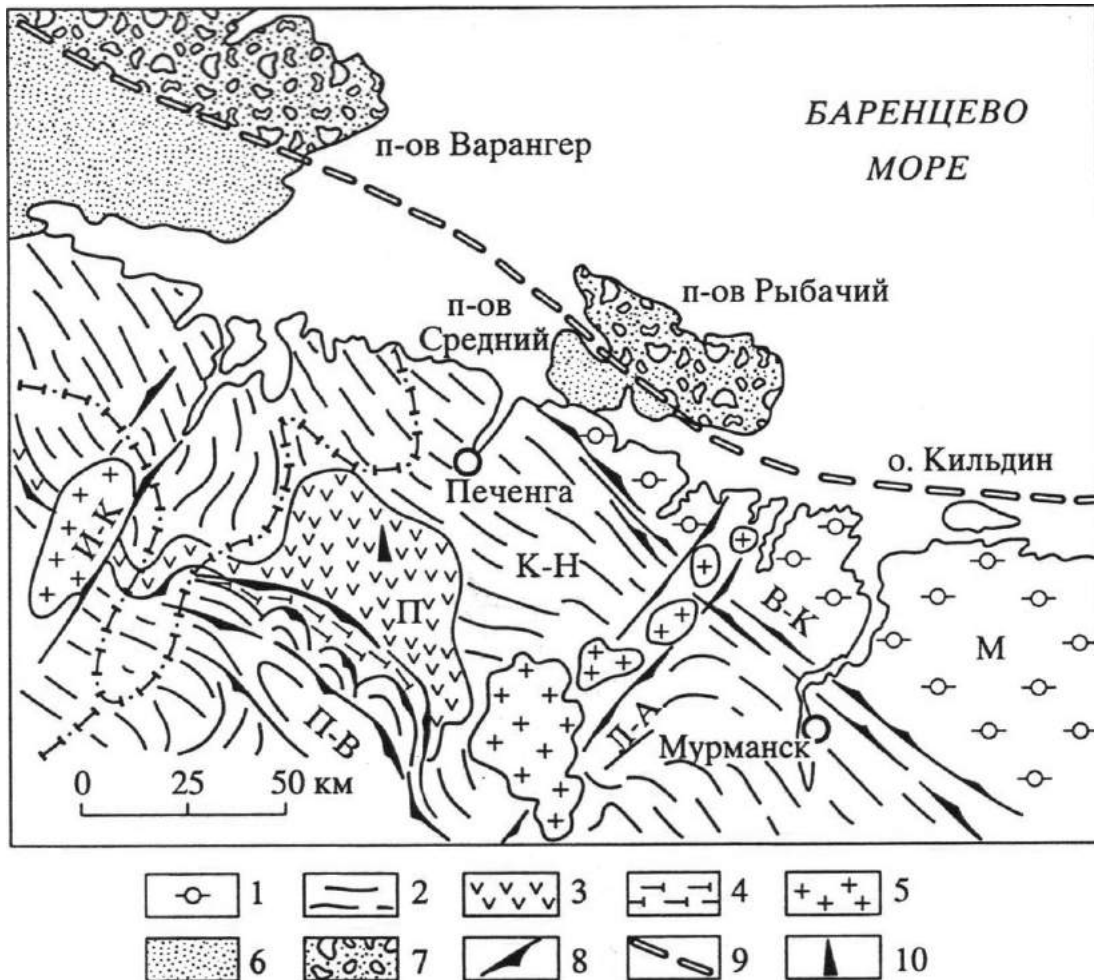
Главными тектоническими элементами Фенноскандинавского щита в рассматриваемом районе являются архейские Мурманский и Кольско-Норвежский блоки, Воронье-Колмозерская и Печенгско-Варзугская системы разломов и сопряженная с последней раннепротерозойская Печенгская структура (рис. 24). Генеральное северо-западное простираение перечисленных тектонических элементов осложняют разломы и цепи среднепротерозойских гранитоидов, ориентированные в северо-восточном направлении. Сочетание северо-западных и северо-восточных разрывов определяет мозаично-блоковое строение кристаллического фундамента Фенноскандинавского щита и границы Печенгского рудного района. Вдоль береговой линии к раннепротерозойским структурам примыкают неметаморфизованные рифейские отложения, разделенные линеаментом Троллфиорд – Рыбачий – Кильдин на две структурно-формационные зоны. Одна из них отвечает осадочному чехлу Русской плиты, другая – основанию шельфа Баренцева моря. Обширные материалы о глубинных сейсмических исследованиях рассматриваемого региона приведены в трех коллективных монографиях [Сейсмогеологическая..., 1997; Горбунов и др., 1999; Строение..., 2005].

При изучении глубинного строения северной части Фенноскандинавского щита использовались сочетания точечных сейсмических наблюдений по площади и опорных профилей ГСЗ с регистрацией волн как от сейсмических взрывов, так и промвзрывов в карьерах (рис. 25). В результате получен уникальный материал для построения объемной модели региона и привязки внутрикоровых границ к данным бурения Кольской сверхглубокой скважины.

Проанализированы значения о временах первых вступлений продольных волн на опорных профилях ГСЗ с применением единой методики последовательного вычитания аномалий [Строение..., 1993, 2005; Шаров, 1993; Сейсмогеологическая..., 1997]. Получены первые оценки скоростных двух- и трехмерных неоднородностей в земной коре региона.



На рис. 26 показана аксонометрическая проекция полученных разрезов ГСЗ, что позволяет обсудить важную проблему связей между скоростным строением коры и особенностями геологического строения главных структурных элементов рассматриваемого района.



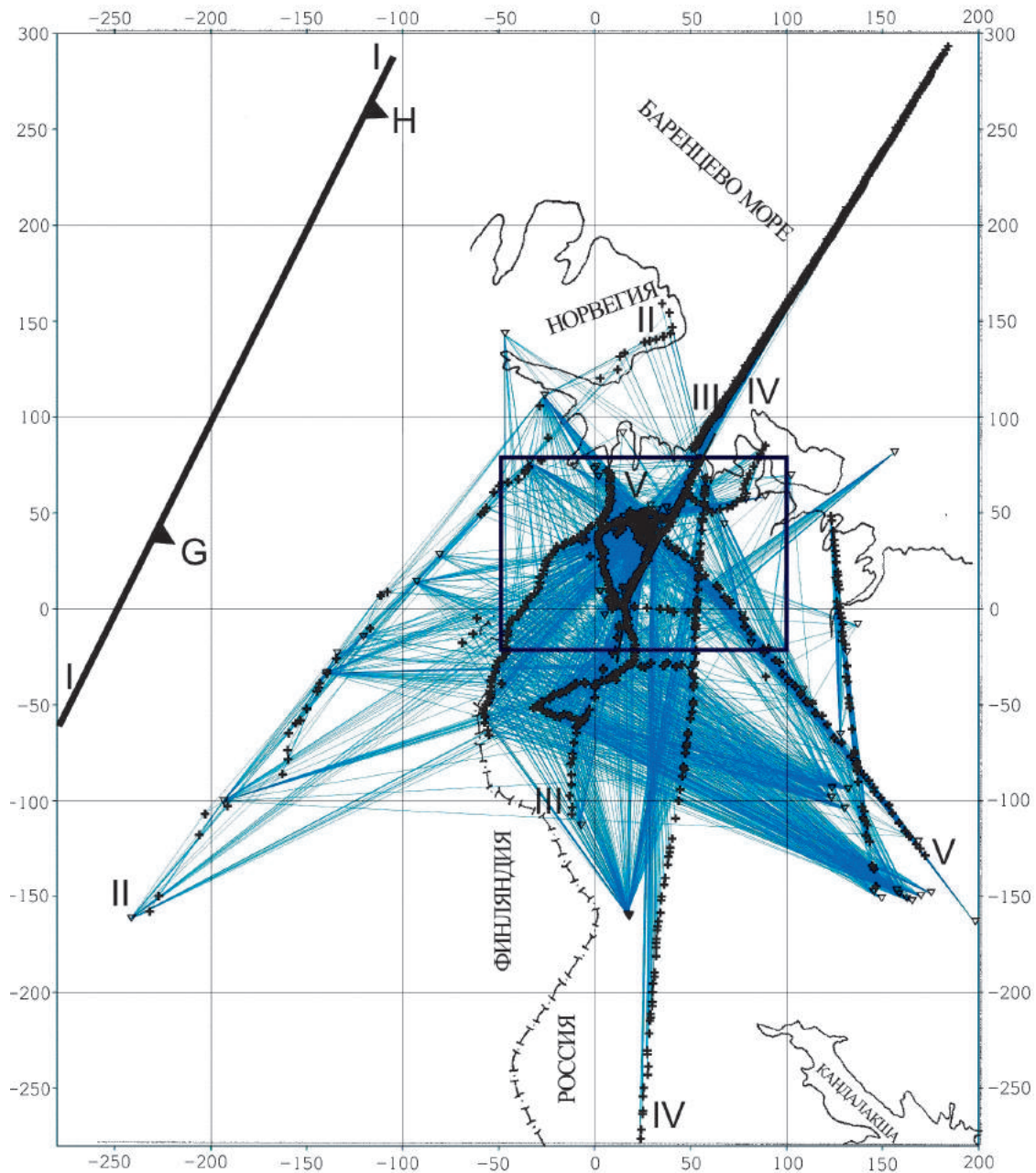
**Рис. 24.** Положение Печенгского рудного района в переходной зоне Фенноскандинавский щит – шельфовая плита Баренцева моря [Исанина и др., 2000]:

1, 2 – архейское основание щита: 1 – гранитоиды, эндробиты, мигматиты, гнейсы; 2 – гнейсы, мигматиты, гранитоиды, амфиболиты, кристаллические сланцы; 3, 4 – вулканогенно-осадочный комплекс карелид; 3 – северопеченгская серия, 4 – южнопеченгская серия; 5 – протерозойские гранитоиды; 6, 7 – неметаморфизованные рифейские отложения: 6 – чехол Русской плиты, 7 – основание шельфа Баренцева моря; 8 – разломы кристаллического фундамента щита; 9 – пограничный разлом Русской плиты (линеамент Тролльфиорд – Рыбачий – Кильдин); 10 – Кольская сверхглубокая скважина.

М – Мурманский блок, К-Н – Кольско-Норвежский, П – Печенгская структура. Системы разломов: В-К – Воронье-Колмозерская, П-В – Печенгско-Варзугская, Л-А – Лицко-Арагубская, И-К – Инари-Киркенесская

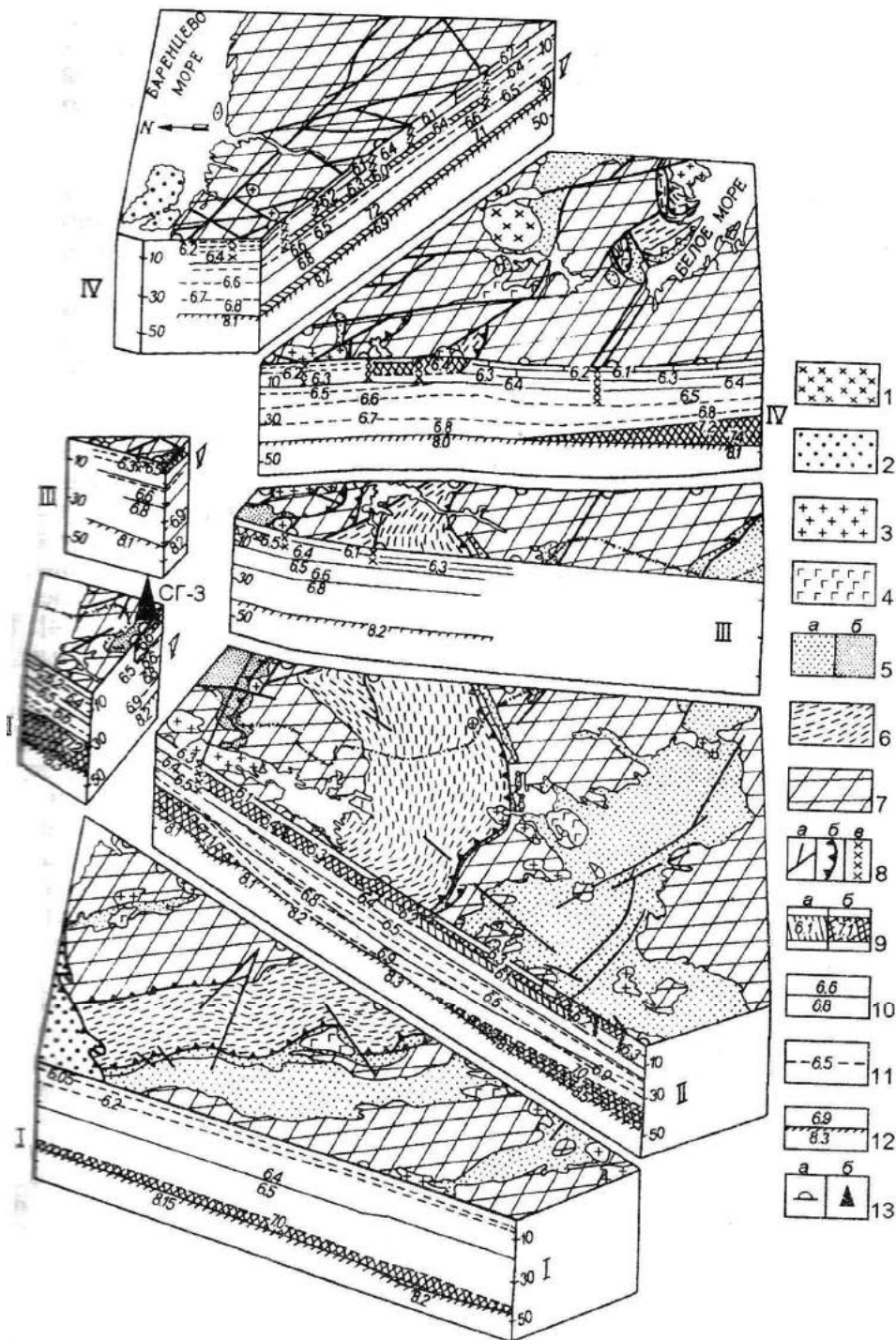
Сейсмогеологическая модель, приведенная на рис. 26, свидетельствует о сложной, мозаично-неоднородной структуре коры. Ни одна из выделенных на профилях внутрикоровых границ не прослеживается непрерывно, представлена отдельными отрезками отражающих площадок. Границы блоков совпадают с глубинными разломами, по которым наблюдаются смещение сейсмических границ и понижение скорости. Выявление и прослеживание глубинных разломов в данном районе облегчаются тем, что главные зоны разломов зафиксированы на поверхности геологическими методами, а некоторые из них прослежены на глубину

сейсмическими методами. Понижение скорости отмечено в Лицко-Арагубской, Ковдорско-Кандалакшской и Хибинско-Вуориярвинской системах разломов. Скорость повышается на участках профилей, пересекающих раннепротерозойские Полмак – Печенга – Имандра – Варзугский и Карасйок – Салла пояса, а также Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс. Максимальная мощность гранулитового комплекса не превышает 13–15 км, а раннепротерозойского осадочного вулканогенного – 8 км. Нижняя граница интрузий гранитоидов Лицко-Арагубского комплекса расположена на глубине 6 км.



**Рис. 25.** Лучевая схема региональной изученности Печенгского рудного района и его обрамления [Строение..., 2005]:

на схеме сейсмической изученности крестики обозначают положение приемников на региональных профилях; тонкие линии – проекции сейсмических лучей пункта взрыва – пункт наблюдения на дневной поверхности; треугольники – пункты взрыва. Точка с координатами (23,8°с.ш.; 44,12°в.д.) соответствует положению Кольской сверхглубокой скважины



**Рис. 26.** Объемная сейсмогеологическая модель земной коры северо-востока Фенноскандинавского щита [Шаров, 1993]:

1 – нефелиновые сиениты палеозоя; 2 – осадочные комплексы рифея и венда; 3 – гранитоиды раннего протерозоя; 4 – интрузии основных и ультраосновных пород раннего протерозоя; 5 – вулканогенные и осадочные комплексы раннего протерозоя (а), в том числе Печенги (б); 6 – гранулиты; 7 – позднеархейские метаморфизованные супра- и инфра-крупные образования; 8 – зоны разломов (а) и надвигов (б), разломы, предполагаемые по геофизическим данным (в); 9 – зоны пониженной (а) и повышенной (б) скорости; 10 – значения скорости на границах; 11 – изолинии скорости; 12 – граница М; 13 – местоположение пунктов взрыва (а) и Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 (б)

Важным элементом в верхней части коры (7–12 км) является инверсионная зона, глубина и структура которой изменяются в различных блоках. Значение скорости на глубинах 12–18 км характеризуется уменьшением ее контрастности. Во всем интервале глубин скважины СГ-3 – убывание скорости с глубиной, т. е. под высокоскоростными интервалами разреза наблюдаются пласты с пониженными значениями скорости. В разрезах раннепротерозойского и архейского комплексов отмечаются, по крайней мере, по две крупные инверсии скорости мощностью в несколько километров [Митрофанов и др., 1991; Проблемы..., 1991; Сейсмогеологическая..., 1997; Строение..., 2005].

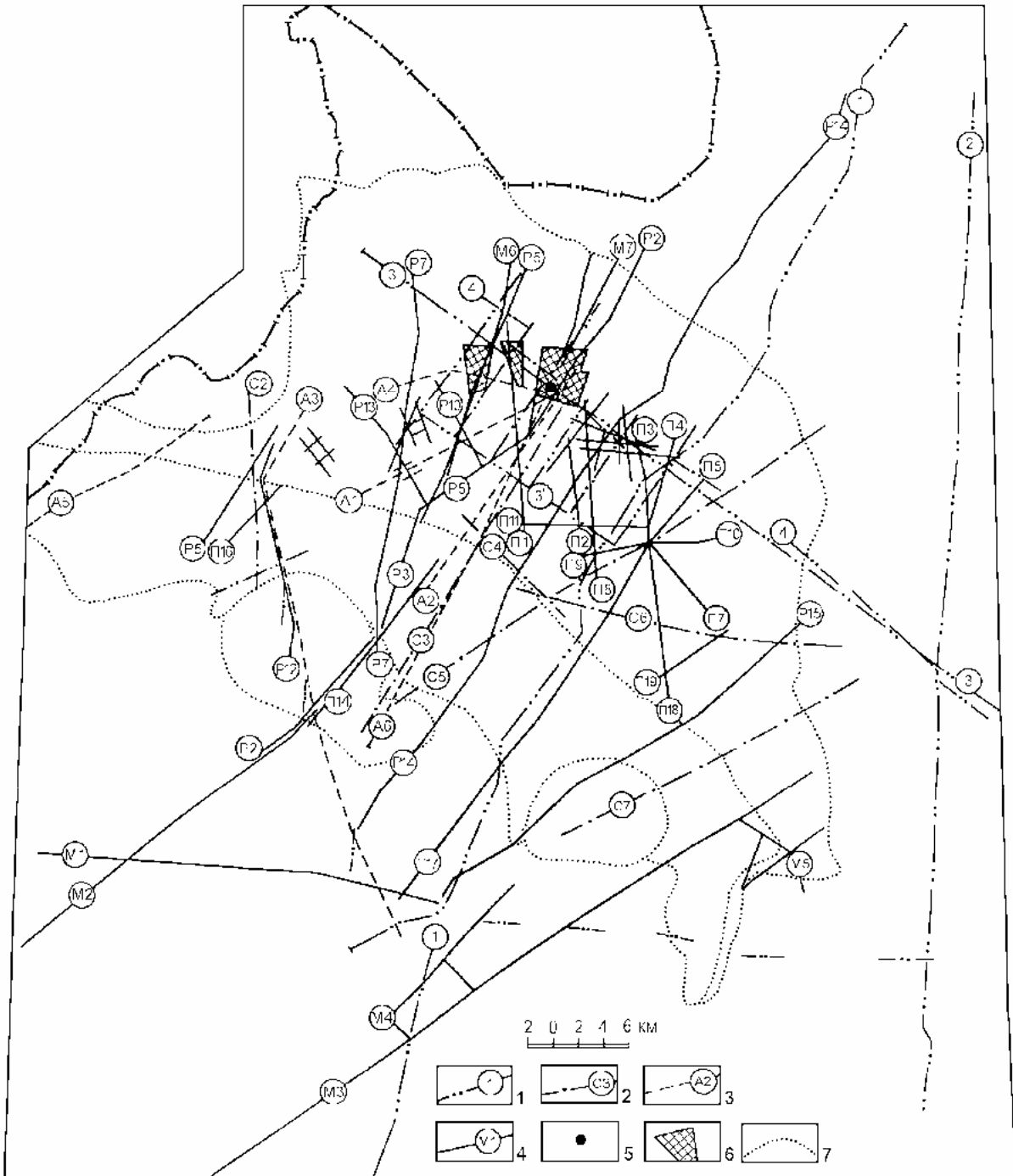
По данным сейсмических исследований, граница М имеет сложный характер и состоит из фрагментов поверхностей, образующих зону или переходный слой кора – мантия толщиной 4–5 км [Шаров, 1993]. Мощность коры в восточной части щита составляет 39–44 км, и только на юге и юго-западе, в области сочленения свекофеннид и карельского мегаблока, она увеличивается до 50 км за счет нижнего высокоскоростного этажа. Раннепротерозойские пояса характеризуются повышенной скоростью и мощностью коры, а также аномально высокой 8,3–8,4 км/с скоростью продольных волн на поверхности М.

**Печенгско-Аллареченский рудный район** – один из немногих в мире рудных районов, где впервые для решения структурных задач начала применяться с 1960 г. рудная сейсморазведка методом отраженных волн (МОВ) (рис. 27). Главной целью этих исследований являлось изучение глубинной структуры раннепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса и влияние тектонических факторов на контроль размещения медно-никелевого оруденения [Литвиненко, Ленина, 1968; Литвиненко, 1963, 1984]. В результате удалось проследить на глубину отражения, связанные с контактами разных по составу и происхождению вулканогенных, осадочных, туфогенных и интрузивных пород. На основе наблюдений по площади и подошве раннепротерозойского комплекса и расположенным внутри его осадочным и туфогенным горизонтам были построены опорные разрезы [Литвиненко, Ленина, 1968]. Связь крутопадающих границ с теми или иными геологическими контактами и разрывными нарушениями устанавливалась по геологическим данным в местах, где эти границы приближаются к дневной поверхности. На основе анализа и интерпретации данных МОВ был сделан вывод, что Печенгская структура является приразломной моноклиналью – трогом, примыкающим с севера к крупному Порьиташскому тектоническому нарушению [Литвиненко, 1984; Кольская..., 1998].

В Печенгско-Аллареченском районе плотность глубинных сейсмических исследований является максимальной для Фенноскандинавского щита (рис. 28). Эти исследования опирались на материалы по смежным территориям России, Финляндии и Норвегии и включали обширный комплекс методов. Они представлены данными низкочастотных многоволновых глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), которые дают надежные сведения о скоростной характеристике среды и рельефе поверхности М, и дополнены данными метода разведочной сейсмологии (МРС), позволяющими детально исследовать блоковую структуру земной коры и выделить зоны разломов с крутыми углами наклона. Кроме того, проведены комплексные профильно-площадные работы на суше и в море и реализованы возможности сейсмической томографии (СТ).

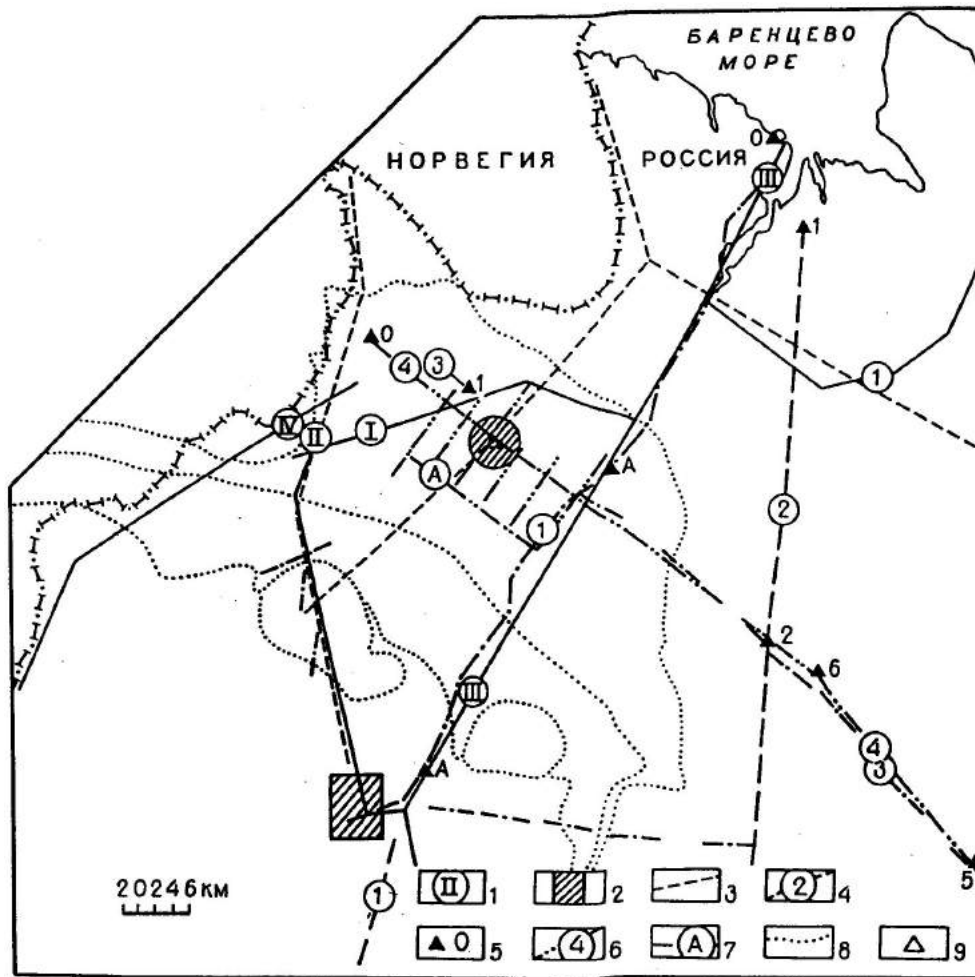
Сейсмотомографический метод обработки данных с 3-мерным моделированием среды применен на изучаемой территории впервые в 1998 г. Э. В. Исаниной, Н. В. Шаровым и позволил выделить в земной коре района блоки и зоны с аномальными значениями скоростных параметров, которые могут быть сопоставлены как с вещественными неоднородностями горных пород, так и с особенностями их физического состояния. Чем шире спектр эпицентральных расстояний и больше пересекающихся лучей, тем выше степень надежности выделения аномалий. В базу данных для обработки включены лучи 4200 Р-волн и 2300 S-волн. На рис. 25 хорошо видно, что для исследуемой площади плотность лучей во всех направлениях очень высока. Спектр эпицентральных расстояний (источник – приемник) изменяется от 0,5 до 350 км. При математической обработке этих данных, выполнявшейся с применением пакета программ FIRSTOMO [Дитмар, Рослов, 1993], проведена томографическая реконструкция скоростного

строения среды от земной поверхности до подошвы коры, как для наиболее изученных блоков, так и для всего региона. Первоначально был построен один опорный разрез переходной зоны «Суша – Море» (рис. 29).



**Рис. 27.** Сейсмическая изученность Печенгско-Аллареченского района методами ОГТ и МОВ [Строение..., 2005]:

1 – сейсмические профили ГСЗ и МОВЗ (1 – Печенга – Ловно, 2 – Печенга – Ковдор – Костомукша, 3 – Никель – Умбозеро – Ручьи, 4 – Никель – Умбозеро); 2, 4 – сейсмические профили МОВ; 3 – сейсмические профили ОГТ; 5 – местоположение Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3); 6 – участки детальных работ МОВ; 7 – геологические контуры



**Рис. 28.** Схема сейсмической изученности Печенгско-Аллареченского района методами ГСЗ и МОВЗ [Строение..., 2005]:

1 – сейсмические профили МРС, выполненные ГПП «Невскгеология»; 2 – участки детальных работ МОВЗ, выполненные ГПП «Невскгеология»; 3 – профили МОВЗ, выполненные НПО «Нефтегеофизика»; 4 – профили ГСЗ (1 – Печенга – Ловно, 2 – Печенга – Ковдор (геотрансект EU-3), 3 – Никель – Умбозеро); 5 – пункты взрыва при работах ГСЗ; 6 – сейсмические профили МОВЗ-ГСЗ, выполненные НПО «Нефтегеофизика» (4 – профиль «Кварц»); 7 – детальные наблюдения МОВЗ-ГСЗ на профиле «Кварц»; 8 – граница Печенгской структуры; 9 – Кольская сверхглубокая скважина

Для построения более детальной трехмерной томографической модели Печенгско-Аллареченского рудного района нами выбран детальный участок сейсмических наблюдений, в центре которого находится Кольская сверхглубокая скважина. По данным о временах пробега объемных Р- и S-волн от взрывов, зарегистрированных на сейсмостанциях в Печенгско-Аллареченском районе, по программе FIRSTOMO построена трехмерная скоростная модель района (рис. 29) для площади  $150 \times 150 \text{ км}^2$  до границы Мохоровичича. По всей площади получены разноглубинные скоростные карты-срезы и разрезы, характеризующие параметры геопространства. С помощью проведенного СТ анализа материалов сейсмических исследований ГСЗ, ОГТ, МОВЗ-МРС удалось получить несколько вариантов разноволновых глубинных разрезов земной коры на суше и в смежной акватории Баренцева моря, которые позволили впервые увидеть вариации физических параметров среды в пространстве, а не на плоскости разрезов. Сейсмотомографическая модель была также использована для построения объемной геологической модели земной коры Печенгско-Аллареченского рудного района и его обрамления.

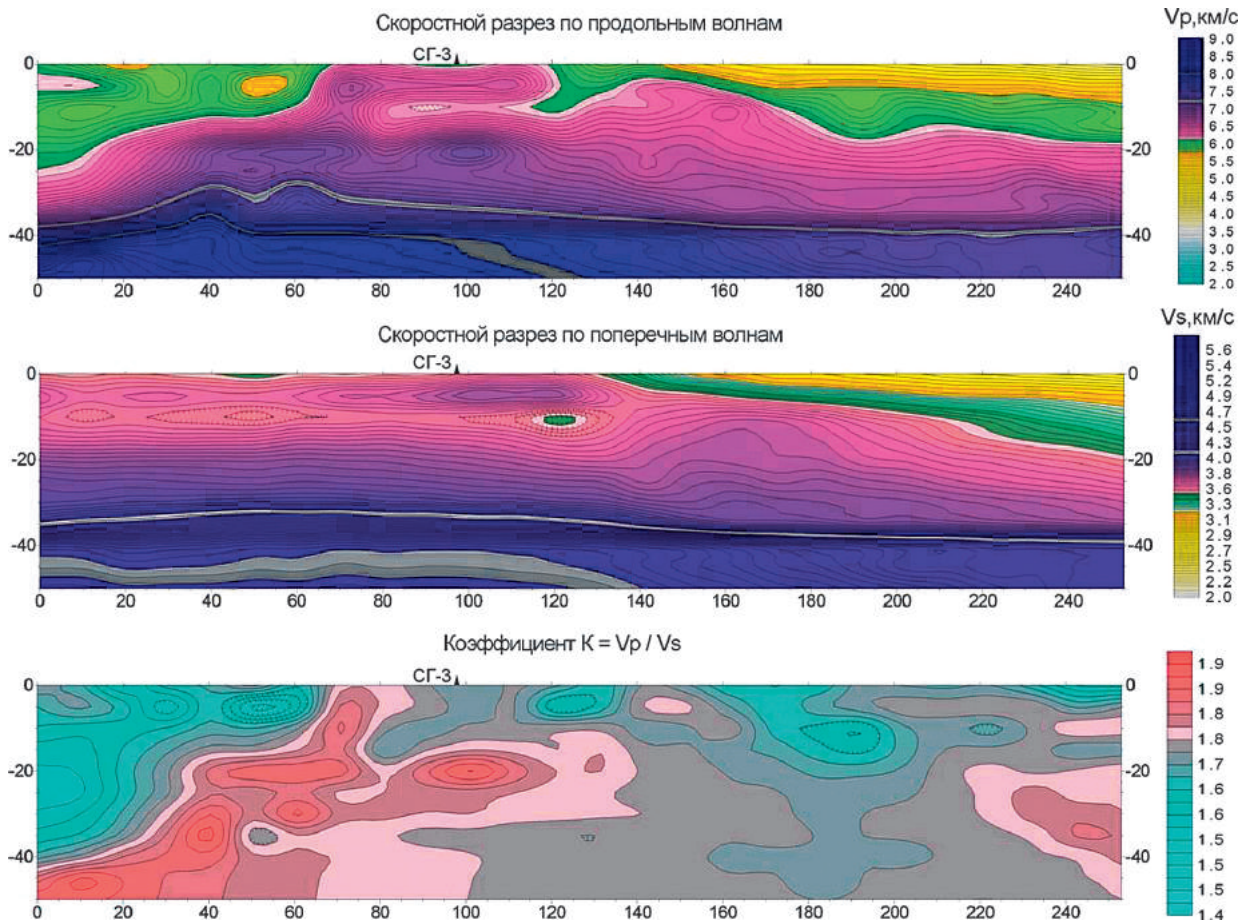
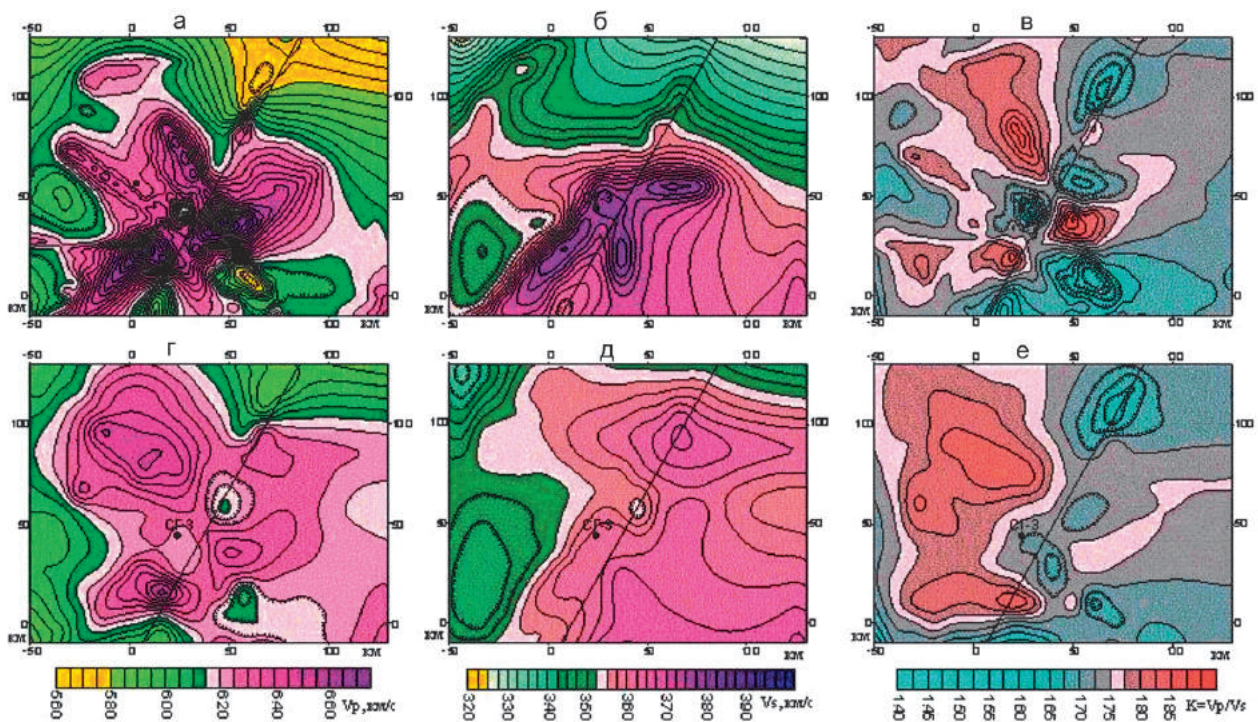


Рис. 29. Сейсмографические разрезы по профилю «Суша – Море» [Шаров и др., 2008]

Результаты томографического моделирования приведены на рис. 29, 30 в виде изменения скоростных параметров  $V_p$ ,  $V_s$  и  $V_p/V_s$  для Печенгско-Аллареченского района и для зоны сочленения щита со структурами шельфовой плиты Баренцева моря. Объемная скоростная модель представлена в виде двух карт срезов изолиний для фиксированных глубин 5 и 9 км (см. рис. 30, а, б). Трехмерная модель суммирует результаты сейсмических исследований переходной зоны «Суша – Море» и Печенгского рудного района. Установлено, что на глубине 5 км среда сильно дифференцирована по скорости, которая изменяется для  $V_p$  от 6,0 до 7,0 км/с и  $V_s$  от 3,4 до 3,7 км/с. Высокоскоростное поле продольных и поперечных волн, по-видимому, соответствует положению Печенгской структуры на глубине 5 км и находится в обрамлении низкоскоростных значений. При анализе параметра  $V_p/V_s$  на этой глубине видна северо-западная зона повышенного значения коэффициента  $K = 1,85$ . На срезе 9 км в поле скорости продольных и поперечных волн практически отсутствуют высокоскоростные фрагменты Печенгской структуры. Среда является слабо дифференцированной по скорости.

При сопоставлении томографических разрезов (см. рис. 29) видно, что на них находят отражение главные черты глубинного геологического строения зоны сочленения щита со структурами Баренцевоморской шельфовой плиты. В интервале глубин 5–20 км геологическая среда характеризуется средней скоростью продольных волн, близкой к 6,35 км/с, и минимальными значениями ее горизонтального градиента. На южном фланге Печенгской структуры (к югу от скважины СГ-3) на этой глубине намечается повышение скорости продольных сейсмических волн до 6,8 км/с, тогда как в разрезе S-волн эта особенность отражена слабо, и слой выглядит как относительно однородный ( $V_s = 3,8–3,9$  км/с). Его природа связывается не с первичными геологическими неоднородностями, а с более поздними преобразованиями земной коры.



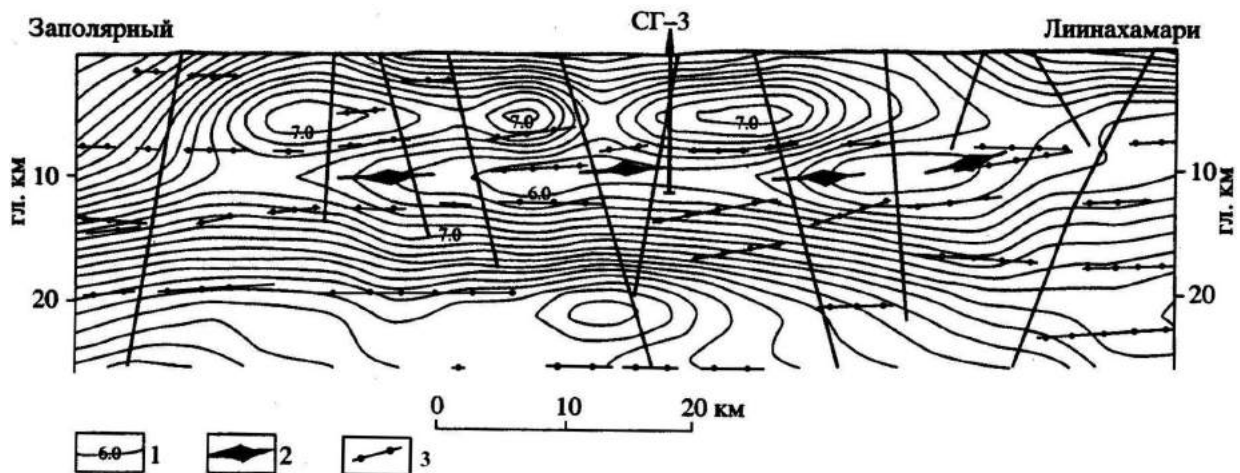
**Рис. 30.** Скоростные срезы на глубинах 5 км (а, б, в) и 9 км (г, д, е) [Строение..., 2005]:

а – скорости продольных волн; б – скорости поперечных волн; в – коэффициент  $K = V_p/V_s$  на глубине 5 км; г – скорости продольных волн; д – скорости поперечных волн; е – коэффициент  $K = V_p/V_s$  на глубине 9 км

Важно отметить, что граница на глубине 22–28 км, независимо от истолкования ее природы, делит кору на две части, резко отличающиеся по характеру неоднородности геологической среды в горизонтальном направлении. Как в наземном, так и в морском отрезках профилей в верхней части коры, условно назовем ее «гетерогенной» в отличие от нижней – столь же условно – «гомогенной», отчетливо видны отдельные зоны, отличающиеся по величине скоростных параметров. При этом дифференциация разреза в поле S-волн существенно ниже, чем в поле P-волн. Найти геологическое истолкование этой особенности достаточно трудно. Тем не менее можно утверждать, что наблюдаемая горизонтальная скоростная расслоенность земной коры обусловлена не границами между различными структурно-вещественными комплексами, а физическими переходами в глубинных зонах континентальной коры. Иное положение с выделением зон тектонических нарушений, которые хорошо прослеживаются по областям резких изменений градиентов скоростных параметров.

Выполненные томографические построения позволили получить осредненные характеристики Мурманского и Кольско-Норвежского блоков и доказать, что они отличаются разным типом расслоенности разреза в вертикальном направлении. Общей их чертой выступает однотипная инверсия скоростей как S-волн, так и P-волн на глубине 8–12 км, которая продолжается в южную часть Баренцевской шельфовой плиты. Привлечение материалов бурения скважины СГ-3 [Кольская..., 1998] дает основание полагать, что в данном случае это согласованное изменение скоростных свойств может быть объяснено повышенной трещиноватостью пород и связанной с ней флюидонасыщенностью. Отсюда следует предположение, что Печенгская структура как бы «плавает» на флюидонасыщенной зоне пониженной скорости сейсмических волн. При сопоставлении картины скоростных полей отчетливо прослеживается тенденция уменьшения скорости продольных и поперечных волн с глубиной. Так, на срезе 9 км вблизи Печенгской структуры значения скорости  $V_p$  в среднем равны 6,0–6,2 км/с,  $V_s = 3,4–3,6$  км/с, в то время как на глубине 5 км значения скорости  $V_p = 6,3–6,4$  км/с,  $V_s = 3,6–3,7$  км/с.





**Рис. 31.** Сейсмотомографический (скорость  $V_p$ ) и глубинный разрез (МОВЗ-МРС) через Печенгскую структуру [Исанина и др., 2000]:

1 – изолинии скорости  $V_p$  (км/с) (до глубины 25 км в изолиниях); 2 – ось волновода; 3 – границы, установленные по МОВЗ

Важную дополнительную информацию содержат вариации коэффициента  $V_p/V_s$  в разрезах. В частности, на суше в интервале 10–120 км наблюдается полого наклоненная на юго-запад зона разграничения пониженных и повышенных значений этого параметра, совпадающая в тектоническом плане с мощными разломами южного крыла Печенгской структуры. Особого внимания заслуживает вытянутый субгоризонтальный ореол с отношениями  $V_p/V_s$  от 1,80 до 1,90 на глубине 15–20 км под Печенгской структурой. Выше него располагается зона пониженных значений этого коэффициента, которая фиксируется и на морском отрезке разреза в интервале до 110–140 км от берега. Это позволяет предполагать существование единого волновода в зоне перехода «Суша – Море» на глубинах 8–15 км.

Профиль III МОВЗ-МРС (см. рис. 28) полностью пересекает Центрально-Кольский блок в северной своей части, Печенгскую структуру близко к центральной части, но смещен на восток относительно Печенгского рудного поля и заканчивается в Аллареченском рудном поле на юге. Северная часть профиля III отработана также методом ОГТ, что позволило на основе комплекса данных МРС, ОГТ, ГСЗ и СТ построить сводный сейсмический разрез «Суша – Море», совмещенный с сейсмическим разрезом 1-АР, полученным при работах МОВ-МПВ на акватории Баренцева моря [Исанина и др., 2000; Строение..., 2005].

Данные по обменоспособности среды на профиле III хорошо увязываются с геологической ситуацией за пределами Печенгской структуры и не совсем уверенно коррелируются с разрезом последней. В северной части профиля блок архейских пород характеризуется, как и на профилях II и IV, высокой неравномерной обменоспособностью. Особенно выделяется область развития дайкового комплекса Нясюкка, именно здесь (ПК 170-274) отмечается поле максимально высокой обменоспособности (90 %). В южной части профиля отчетливо выделяются поля высокой обменоспособности, связанные с Аллареченским рудным полем (ПК 196-204) и породами Руоссельской синклинали. Обменоспособность среды в пределах Печенгской структуры низкая с поверхности, в области низких градиентов и под вулканитами свиты матерг. Внутренняя структура Печенгского блока в этом сечении относительно простая. Она не усложняется даже в южной зоне Печенги.

На всех профилях МОВЗ фиксируются разломы, пересекающие земную кору и иногда границу Мохо. Они разбивают земную кору на блоки, отличающиеся друг от друга внутренним строением и, в ряде случаев, обменоспособностью среды. Внутреннее строение блоков устанавливается по пространственному положению горизонтов обменоспособ-

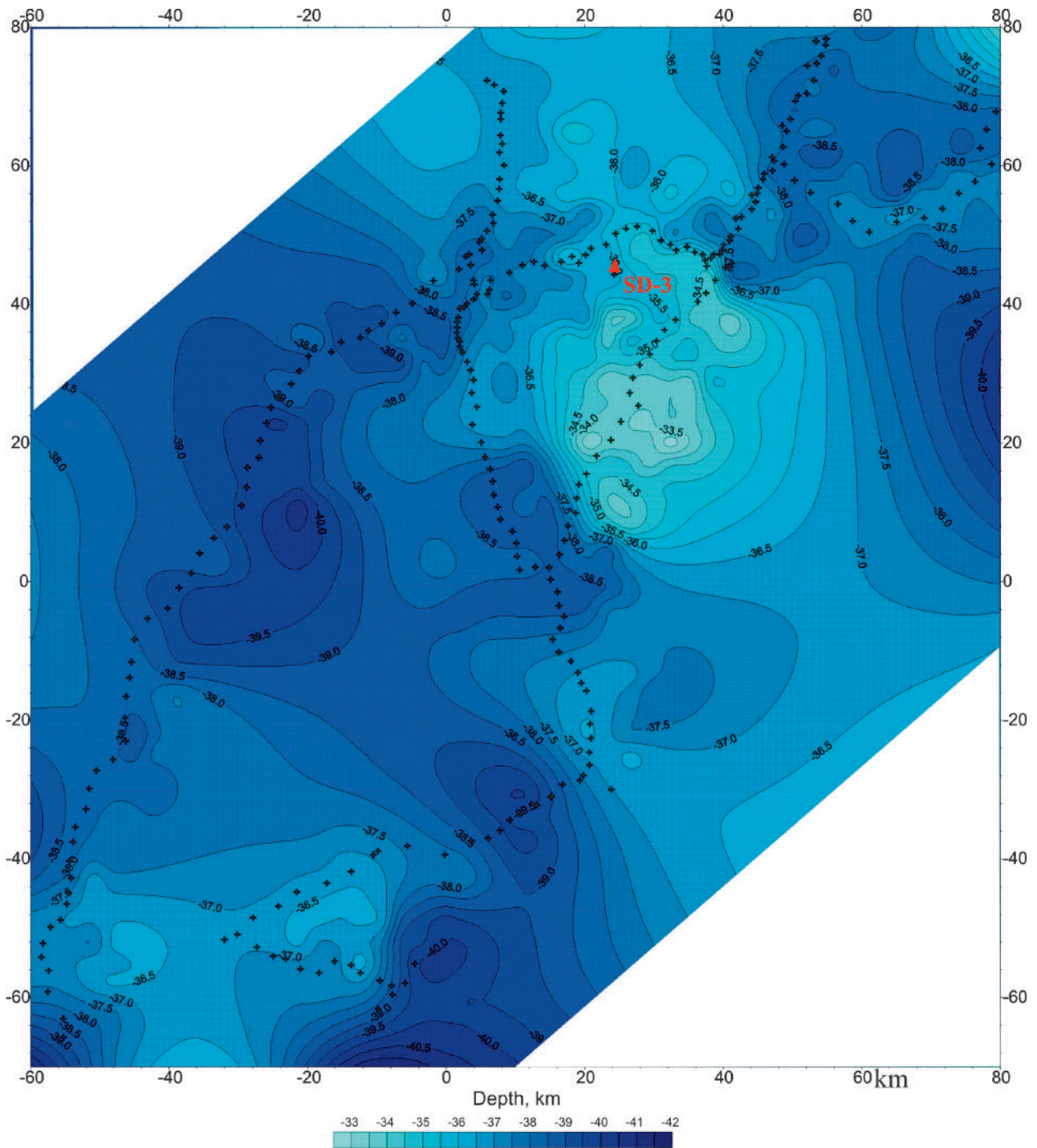
ности (отражающие площадки) и их сейсмической активности. Ориентировка этих площадок не всегда совпадает с элементами залегания пород, но в целом отражает структурную обстановку внутри всего блока. В частности, на сводном СТ и глубинном разрезе Нясюкский разлом разделяет нижнюю, северную часть зоны волновода с пониженными скоростями от южной части с более высокими. При этом на профилях II и III отмечаются очень сходные по внутренней структуре небольшие блоки, разделенные неглубоко проникающими разломами (20–25 км).

Исключительно информативным представляется результат сопоставления глубинного разреза МОВЗ с сейсмотомографическим разрезом по профилю III (рис. 31). Участок профиля, представленный на рисунке, является центральным фрагментом профиля «Суша – Море» (см. рис. 29). Область понижения скорости, зафиксированная в скважине СГ-3 на уровне 8–12 км, является предполагаемым волноводом под всей Печенгской структурой и с некоторым изменением характера волнового поля обменных волн переходит с суши в морскую часть профиля. Верхняя граница волновода прослеживается прерывистой границей обменов, которая одновременно является и подошвой высокоскоростных линзовидных аномалий в верхней части коры. Нижняя граница волновода выражена более устойчивой границей обменов, которая на протяжении всего профиля контролирует положение кровли высокоскоростного слоя [Шаров и др., 2005].

Таким образом, на разрезах МОВЗ хорошо выделяются вертикальные блоки пониженных и повышенных интенсивностей обменных волн и слои с переменными значениями обменоспособности. Указанные обстоятельства позволяют сделать вывод о большей стабильности земной коры по вертикали и значительной изменчивости физических свойств по латерали. Общими для всех профилей являются прерывистая расслоенность земной коры и проявление блоковой тектоники. Зоны разломов, разграничивающие блоки, имеют различные глубины заложения.

Многолетний опыт геофизических исследований и результаты интерпретации данных ГСЗ и МОВЗ свидетельствуют, что поверхность Мохоровичича на Кольском п-ове представляет собой наиболее выдержанную сейсмическую границу, на которой образуются отраженные, преломленные и обменные волны, имеющие разную степень устойчивости. Соответственно данная граница М рассматривается в качестве опорной при интерпретации сейсмических профилей. В то же время она не является непрерывной даже на разрезе одного профиля ГСЗ или МОВЗ. Волны, отраженные от этой границы на отдельных участках, часто регистрируются в виде двух-трех осей синфазности, близких по интенсивности и форме колебаний, разделенных интервалом времени 0,2–0,5 с. В этом случае в слое, переходном между нижней корой и верхней мантией, выделяются не одна, а две-три сейсмические границы, расстояние между которыми достигает 12 км. Поэтому при интеграции сейсмических данных ГСЗ, МОВЗ и определении глубин залегания границы М возникает необходимость выделения как минимум двух сейсмических границ. Верхнюю границу мы принимаем за  $M_1$ , а нижнюю – за  $M_2$ , тем самым мощность переходной зоны оценивается по разнице  $M_2 - M_1$ .

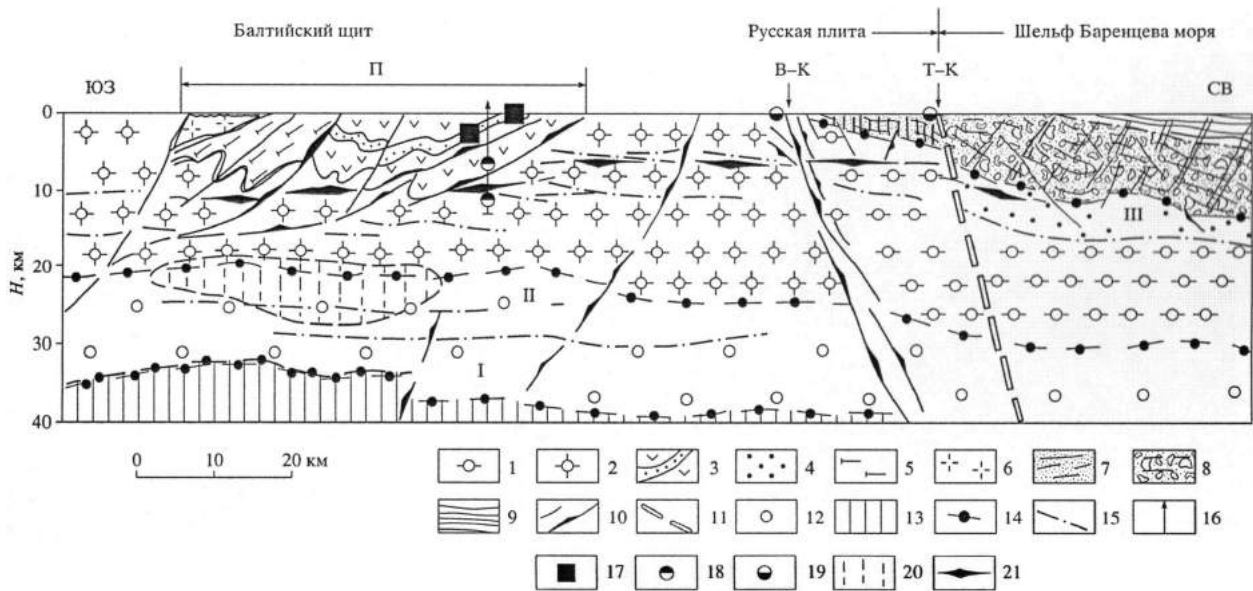
На всех разрезах МОВЗ в Печенгско-Аллареченском рудном районе зона перехода коры – мантия  $M_1 - M_2$  выделяется фрагментарно, за исключением центральной части профиля III. Мощность переходного слоя кора – мантия составляет 6–12 км. Граница  $M_1$ , отождествляемая с поверхностью Мохоровичича в работах ГСЗ, залегает на глубинах 34–41 км (рис. 32). Важное значение имеет тот факт, что наименьшие глубины границы Мохо соответствуют Печенгской структуре, а изолинии глубин очерчивают овальные и удлинённые аномалии, отвечающие общему тектоническому плану Печенгско-Аллареченского рудного района, начиная с рифтогенного и кончая постколлизийным этапом развития карелид (см. рис. 32). Этот факт служит дополнительным подтверждением идеи о том, что карельская металлогения Печенгско-Аллареченского рудного района определялась мантийно-коровым взаимодействием.



**Рис. 32.** Глубины залегания поверхности раздела Мохо (км) в Печенгско-Аллареченском районе [Исанина и др., 2000]

В наиболее общем виде результаты проведенных исследований представлены на геолого-геофизическом разрезе Фенноскандинавский щит – шельф Баренцева моря, на котором также показано положение медно-никелевого и полиметаллического оруденения [Казанский и др., 2002; Строение..., 2005]. До глубины 15 км левая часть разреза основывается на интегральной глубинной геодинамической модели Печенгско-Аллареченского рудного района, правая часть разреза – на материалах комплексных геофизических исследований смежной части шельфа

Баренцева моря [Верба и др., 1997; Строение..., 2005]. Характеристика более глубоких горизонтов (15–40 км) основана на сейсмических данных, положение волновода изображено в соответствии с приведенными ниже данными (рис. 33).



**Рис. 33.** Разрез переходной зоны Фенноскандинавский щит – шельф Баренцева моря [Строение..., 2005]:

1–2 – архейский комплекс щита и шельфа Баренцева моря: 1 – гранитоиды, эндербиты, мигматиты, гнейсы (Мурманский блок), 2 – гнейсы, мигматиты, гранитоиды, амфиболиты, кристаллические сланцы (Кольско-Норвежский блок и блок Инари); 3–5 – раннепротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс карелид: 3 – северопеченгская серия (основные метавулканы и продуктивная толща – точки), 4 – южнопеченгская серия, 5 – предполагаемый метасадочный аналог северопеченгской серии; 6 – протерозойские гранитоиды; 7, 8 – неметаморфизованные рифейские отложения: 7 – чехол Русской плиты, 8 – основание шельфа Баренцева моря; 9 – палеозойские и мезозойские шельфовые отложения; 10 – разломы (В-К-Воронья-Колмозерская система разломов); 11 – пограничный разлом Русской плиты – линеамент Тролльфиорд – Рыбачий – Кильдин (Т-К); 12 – нижняя «гомогенная» кора; 13 – верхняя «гетерогенная» кора, мантия, 14 – сейсмогеологические границы первого порядка (I – мантия – кора, II – нижняя – верхняя кора, III – кристаллический фундамент – осадочные отложения); 15 – пологие сейсмические границы в коре; 16 – Кольская сверхглубокая скважина; 17 – медно-никелевые месторождения; 18 – медно-цинковая минерализация; 19 – свинцово-цинковая минерализация; 20 – предполагаемый основной-ультраосновной промежуточный очаг; 21 – внутрислойный волновод. П – Печенгская структура

Анализ имеющихся на сегодня геологических и геофизических материалов позволяет выделить на рассматриваемой территории три пологих сейсмогеологических границы первого порядка:

I – поверхность раздела кора – мантия;

II – поверхность раздела нижней «гомогенной» и верхней «гетерогенной» коры;

III – поверхность раздела верхней коры и неметаморфизованных рифейско-фанерозойских отложений.

I и III границы являются литологическими, природа II границы остается неясной. Учитывая результаты корреляции архейских пород в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и на поверхности, можно предполагать, что эти породы распространяются до II границы как на щите, так и на шельфе Баренцева моря, III сейсмогеологическая граница надежно фиксируется лишь на шельфе Баренцева моря. На суше ей соответствует контакт между раннедокембрийскими кристаллическими породами и рифейскими отложениями, слагающими осадочный чехол Русской плиты. Ныне этот чехол большей частью уничтожен эрозией, за исключением выходов на п-ове Средний.

Сейсмогеологические границы второго порядка надежно установлены лишь в пределах Печенгской структуры. Здесь они имеют наклонное залегание и тектоническую природу, как это видно на примере Лучломпольского разлома, представляющего собой мощную зону расланцевания вулканогенных и осадочных пород северопеченгской серии. С помощью вертикального сейсмического профилирования установлено, что с глубиной Лучломпольский и Порьиташский разломы и соответствующие наклонные сейсмические границы выполаживаются и сливаются в единую зону тектонических дислокаций. К сейсмогеологическим границам второго порядка, вероятно, можно отнести также волновод в основании Печенгской структуры.

Результаты проведенных исследований позволяют высказывать предположение о разновозрастности границ, ныне фиксируемых сейсмическими методами. Если вывод о существовании мантийного поднятия под Печенгско-Аллареченским рудным районом справедлив, то I сейсмогеологическая граница существовала уже в начале карельского цикла. Наклонные сейсмогеологические границы типа Лучломпольского разлома возникли на коллизионном этапе развития карелид, III сейсмогеологическая граница – в начале рифея, после консолидации и размыва кристаллического фундамента Фенноскандинавского щита, а субгоризонтальные флюидонасыщенные зоны трещиноватости в фундаменте щита – на более поздних этапах формирования шельфа Баренцева моря.

Относительно геологической позиции свинцово-цинковых жил Печенгского побережья были высказаны разные точки зрения. В. И. Казанский и др. [1999, 2002] пришли к заключению, что в общем региональном плане низкотемпературная гидротермальная свинцово-цинковая минерализация Печенгского побережья локализуется вблизи Воронье-Колмозерской системы разломов в породах архейского основания и тяготеет к поверхности его несогласия с рифейским осадочным чехлом Русской плиты. Проявления свинцово-цинковой минерализации известны также в рифейских отложениях в зоне линеамента Троллфиорд – Рыбачий – Кильдин, который считается северо-восточным ограничением Русской плиты. Таким образом, в общем региональном плане полиметаллическая минерализация приурочена к зоне крупнейших разломов на границе Русской плиты и шельфовой плиты Баренцева моря. При этом гидротермальная свинцово-цинковая и медно-цинковая минерализация Печенгского рудного района в пространстве и времени сопряжена с рифейскими структурами переходной зоны «Суша – Море» и возникла в режиме пассивной континентальной окраины.

Исследования Кольской сверхглубокой скважины не могли ограничиваться изучением только керна и околоскважинного пространства. Свидетельством тому многолетние комплексные работы по созданию глубинной модели Печенгского рудного района, где пройдена Кольская сверхглубокая скважина. Эти работы включали специализированную документацию скважины, структурно-петрологическое и петрофизическое изучение керна, сбор и анализ адекватных образцов с поверхности, что позволило формализовать и коррелировать разрез скважины с поверхностью, определить геологические границы Печенгского рудного района и разработать с учетом материалов гравиметрических съемок его интегральную трехмерную геодинамическую модель до глубины 15 км.

Тем самым была создана основа для исследования более глубоких уровней земной коры вплоть до верхней мантии. На этом более позднем этапе работ первостепенное значение приобрели результаты глубинных сейсмических исследований, прежде всего сейсмической томографии. Они позволили расчленить континентальную земную кору Фенноскандинавского щита на верхнюю гетерогенную и нижнюю гомогенную кору, доказать продолжение этой коры в смежную часть шельфа Баренцева моря и выявить под Печенгским рудным районом поднятие поверхности раздела кора – мантия или реликтовый раннепротерозойский плюм. Соответственно была определена геолого-геофизическая позиция Печенгского рудного района в докембрийских структурах Фенноскандинавского щита и дана новая интерпретация его геодинамической и металлогенической эволюции.

В основе этой интерпретации лежит идея о направленном мантийно-коровом взаимодействии в течение карельского цикла, когда роль мантийных источников и процессов уменьшалась, а внутрикоровых увеличивалась. Именно этим объясняется последовательный переход платинометального оруденения в связи с гипербазитами к сульфидному медно-никелевому в ассоциации с габбро-верлитовыми интрузиями и далее к метаморфогенному гидротермально-метасоматическому урановому рудообразованию.

Эту идею подтверждают и развивают результаты изотопно-геохимических исследований фундамента Печенгской структуры. Они доказывают, что в раннем протерозое архейский фундамент испытал мощное воздействие регрессивного метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации и низкотемпературной гранитизации, которые сопровождались внедрением базит-гипербазитовых даек, т. е. базификацией фундамента, и завершились внедрением порфировидных гранитов.

Полученные данные опровергают крайние мобилистские представления о тектонике Печенгской структуры, согласно которым она состоит из серии чешуйчатых террейнов эпиконтинентальной и океанической природы.

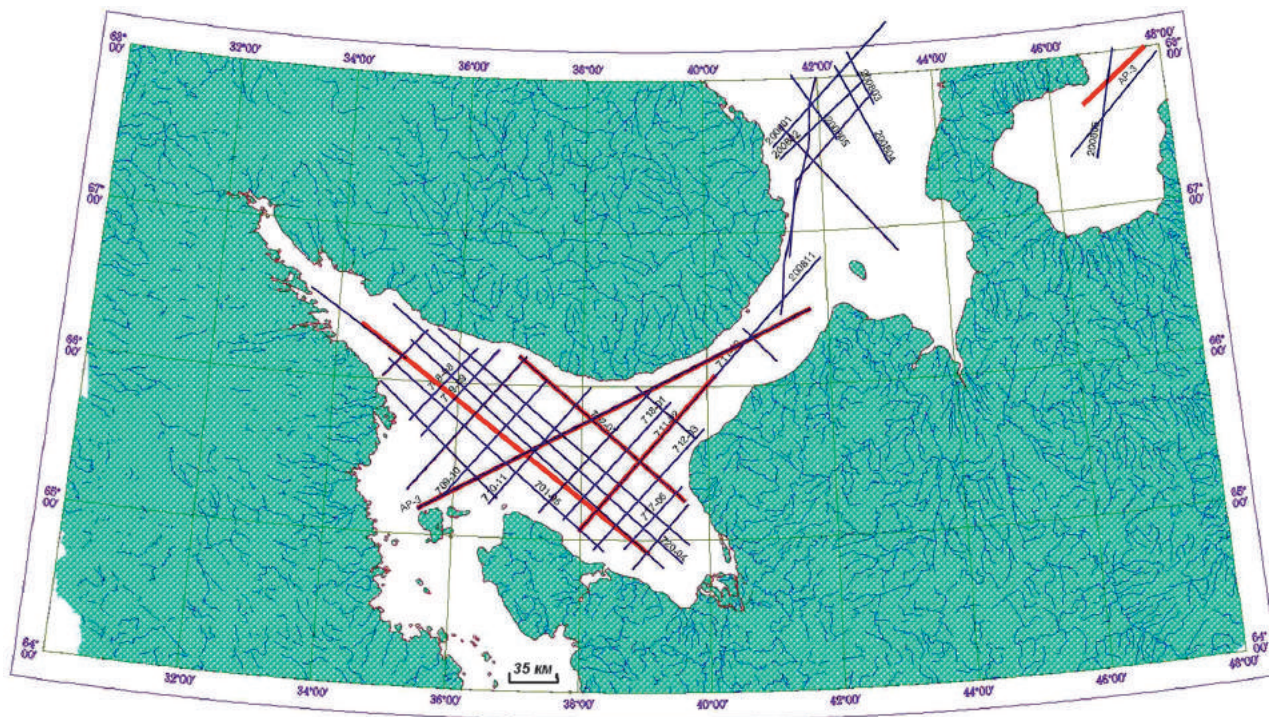
Вместе с тем из проведенных исследований вытекает ряд практических следствий:

1. Идеи о связи крупнейшего в Европе Печенгского рудного поля с изолированным сегментом раннепротерозойской Печенга – Имандра – Варзугской зоны и с реликтовым мантийным плюмом могут служить исходным пунктом для прогнозирования аналогичных медно-никелевых месторождений на других территориях.
2. Согласно интегральной глубинной геодинамической модели Печенгского рудного района, никеленосные габбро-верлитовые интрузии первоначально представляли собой силы и залегали субгоризонтально подобно рудоносным интрузиям Норильского района. Этот вывод снимает ограничения на возможную глубину распространения габбро-верлитовых интрузий и медно-никелевых руд вплоть до Порьиташского разлома.
3. Согласно той же модели, богатые сульфидные руды Печенгского рудного поля образовались на коллизионном этапе развития карелид и контролируются зонами расланцевания пород продуктивной толщи. Эти зоны обладают максимальной анизотропией по упругим свойствам. Величина этой анизотропии, определенная петрофизическим методом, может служить поисковым признаком богатых руд.
4. Если предположение о том, что образование низкотемпературной полиметаллической минерализации Печенгского побережья и пологих сейсмических границ связано с процессами на шельфе Баренцева моря, верно, в рифейских отложениях переходной зоны «Суша – Море» возможно открытие более крупного стратиформного полиметаллического оруденения.

## 2.2. Белое море и его континентальное обрамление

В 2003–2006 гг. в Воронке, Горле и Бассейне Белого моря ОАО Морская арктическая геолого-разведочная экспедиция (МАГЭ) выполнила морские комплексные геофизические работы (МОВ ОГТ, гравиметрия, магнитометрия, непрерывное сейсмоакустическое профилирование), явившиеся по существу первыми исследованиями, позволившими охарактеризовать структуру осадочного чехла (рис. 34) и дать оценку нефтегазоносности Белого моря [Казанин и др., 2006].

Район акватории Белого моря расположен в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы, на восточном склоне Фенноскандинавского щита, перекрытого осадочным чехлом Русской плиты. Осадочный чехол представлен рифейскими, верхневендскими, верхнепалеозойскими породами и четвертичными осадками.



**Рис. 34.** Схема расположения профилей ОГТ и КМПВ в акватории Белого моря (ОАО «МАГЭ»), 2003–2006 гг.

В результате проведенных работ установлено, что выделенные ранее на сопредельной суше две системы позднепротерозойских (рифейских) рифтогенных прогибов: Беломорская и Мезенская, — прослеживаются на акваторию Белого моря. К Мезенской рифтовой системе относятся *Мезенский грабен* и *Понойская впадина*, выделяемые в Мезенском заливе и Воронке. Грабены Беломорской рифтовой системы: *Кандалакшский*, *Керецкий* и *Онежский* — пространственно связаны с Бассейном Белого моря (рис. 35). Осадочный чехол по мощности разделяется на три области, соответствующие частям акватории Белого моря: *Бассейн*, *Горло* и *Воронка*. *Горло* практически лишено осадочного покрова и с точки зрения перспектив нефтегазоносности не представляет интереса.

Выявленные структурные осадочные бассейны *Воронки* и *Бассейна* Белого моря, по-видимому, являются реликтами единого обширного рифейского седиментационного протобассейна. Современные структурные планы бассейнов сформировались в результате мощных предвендских и последующих тектонических перестроек. Осадочный разрез рифейских структурных бассейнов *Воронки* и *Бассейна* сопоставим по мощности и стратиграфическому диапазону, но имеет некоторые структурные различия, существенные для оценки перспектив нефтегазоносности. Структурный осадочный бассейн *Бассейна* Белого моря более сложен построен и более обособлен по сравнению с осадочным бассейном *Воронки*.

В осадочной толще *Бассейна* Белого моря выделяются три пространственно обособленных структурных комплекса — *кандалакшский*, *малошуйско-унский* и *керецкий*, приуроченные к одноименным грабенообразным прогибам. Глубина погружения кристаллического фундамента в Кандалакшском грабене достигает 8 км, что вполне сопоставимо с современным Байкальским рифтом. Такие же глубины залегания кристаллического фундамента (8–10 км и более) — в грабенах рифтовой системы Белого моря в пределах мезенской синеклизы [Аплонов и др., 2006; Балуев и др., 2009]. Структурная обстановка, характеризующая комплексы осадочного бассейна *Воронки* Белого моря, не выглядит такой сложной. Наиболее полно осадочная толща рифея представлена в *Понойской впадине*. Сейсмическая

характеристика ее разреза в целом соответствует описанию толщ рифея в грабенах Беломорско-Лешуконско-Мезенской рифтовой системы, выделенных на суше [Березин и др., 2000; Сапожников, 2003; Аглонов и др., 2004]. Стратификация рифейских отложений выполнена по разрезам Усть-Няфтинской и Средне-Няфтинской скважин. По аналогии с сушей можно предположить, что нижний седиментационный комплекс *Понойской впадины* соответствует отложениям раннего-среднего рифея, а верхний – позднему рифею. Верхний ( $R_3$ ) и нижний ( $R_{1-2}$ ) комплексы пространственно совмещены и перекрывают друг друга.

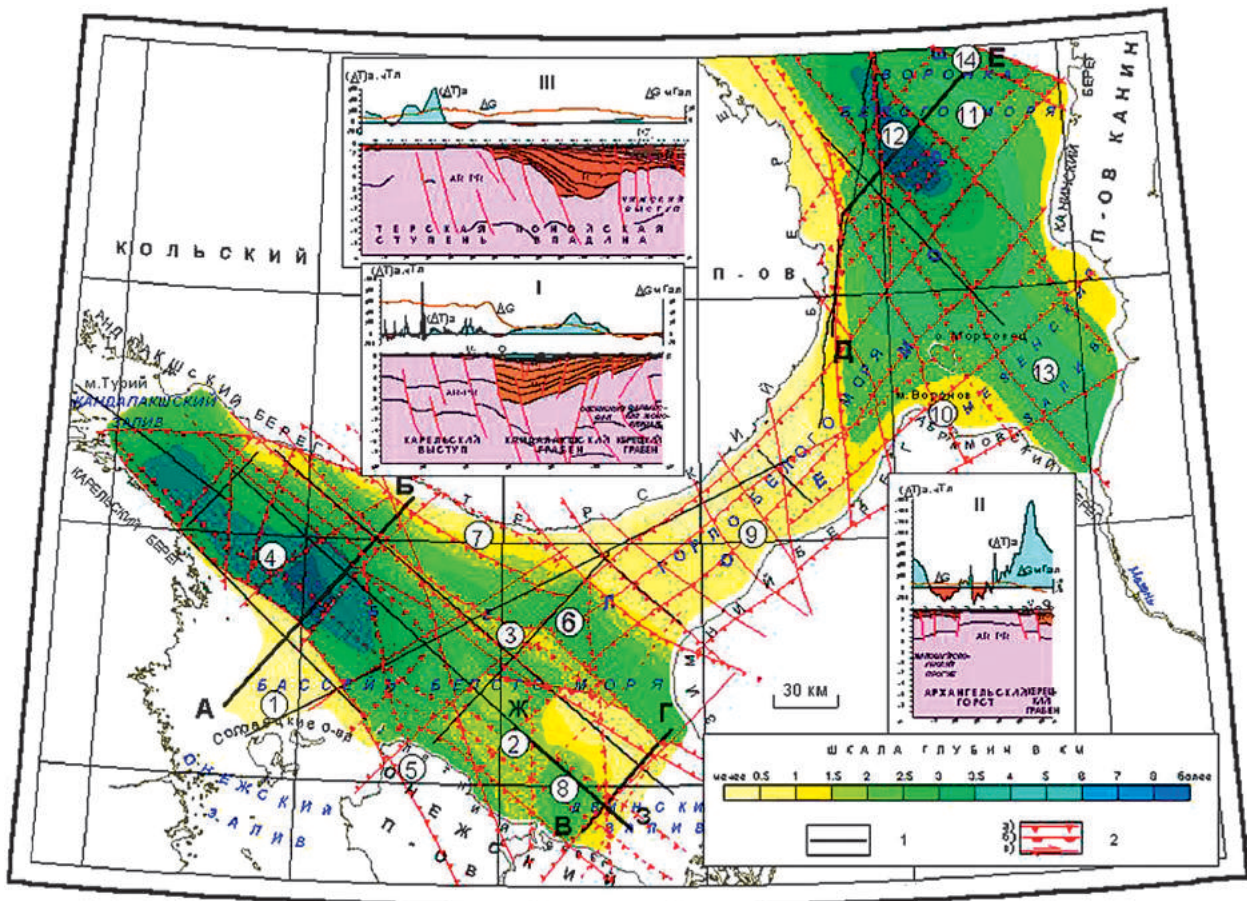


Рис. 35. Структурная схема поверхности гетерогенного фундамента [Казанин и др., 2006]:

I, II и III – геолого-геофизические разрезы по линиям А–Б, В–Г и Д–Е;

1 – профили МОВ ОГТ; 2 – тектонические нарушения: а – сбросы, б – надвиги, в – сдвиги. Цифрами в кружках обозначены основные структурные элементы фундамента: 1 – Карельский выступ, 2 – Архангельский горст, 3 – Оленицкий вал, 4 – Кандалакшский грабен, 5 – Онежский грабен, 6 – Керецкий грабен, 7 – Варзугская моноклираль, 8 – Малошуйско-Унский прогиб, 9 – Терская ступень, 10 – Кулойский выступ, 11 – Чижский выступ, 12 – Понойская впадина, 13 – Мезенский грабен, 14 – Шойнинский прогиб

Осадочный чехол *Воронки* с резкими изменениями мощности перекрывает структуры фундамента: *Терскую ступень*, *Понойскую впадину* и *Чижский выступ*. Наибольшая мощность (более 8 км) осадочных образований связана с нижним ( $R_{1-2}$ ) седиментационным комплексом, приуроченным к Понойской впадине.

Геолого-геофизическая изученность, прежде всего сейсморазведкой МОВ ОГТ, осадочных бассейнов Белого моря остается крайне слабой. Необходимо дальнейшее геолого-геофизическое изучение региона с целью оценки перспектив его нефтегазоносности с последующим бурением параметрических скважин в *Бассейне* и *Воронке*.



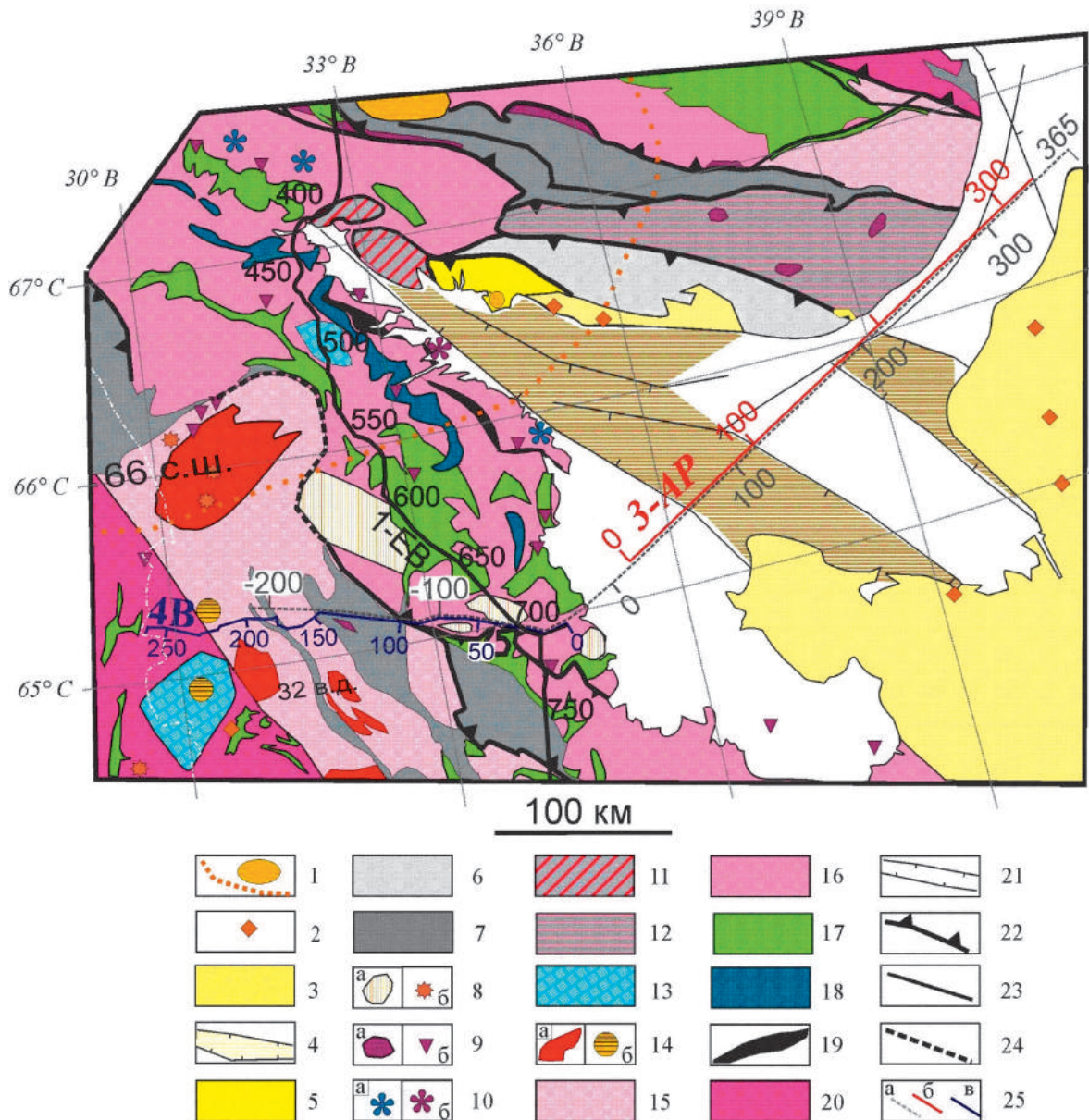
*Профиль «Суша – Море» Калевала – Кемь – горло Белого моря.* Восточная, сложенная главным образом архейскими образованиями, часть Фенноскандинавского щита (рис. 3б) в районе Белого моря является ключевой для познания фундаментальных закономерностей эволюции литосферы от архея до наших дней [Слабунов и др., 2010; Шаров и др., 2010б]. По профилю Калевала – Кемь – горло Белого моря (см. рис. 3б) за основу приняты сейсмические материалы, полученные в 2003 г. ФГУ НПП «Севморгео» и СЗФ «Невскгеология», являющегося юго-западным окончанием геотраверса 3-АР. ФГУ НПП «Севморгео» выполнил морские работы по 400-км профилю ОГТ, ГСЗ, включающие возбуждение сигналов пневмоисточником и регистрацией автоматическими донными сейсмическими многокомпонентными станциями. Наблюдения на 200-км сухопутном участке были обеспечены СЗФ «Невскгеология». Эти материалы дополнены временами первых вступлений продольных волн, полученных под руководством И. В. Литвиненко в 1958 г. на профиле ГСЗ Кемь – Ухта (Калевала) [Глубинное..., 2001]. Главной целью исследований было создание сейсмогеологической модели строения земной коры восточной части Фенноскандинавского щита (см. рис. 3б) на основе комплексного анализа вибросейсмических наблюдений МОГТ с привлечением данных ГСЗ на суше и морских комплексных сейсмических наблюдений ГСЗ, МОВ-ОГТ [Шаров и др., 2001; Слабунов и др., 2011]. Сейсмический профиль пересекает главные раннедокембрийские провинции восточной части щита: Беломорскую, Карельскую и Кольскую, а также Онежско-Кандалакшский палеорифт.

Земная кора щита в восточной (древней) части расколота неопротерозойскими палеорифтами Онежско-Кандалакшской системы [Балуев и др., 2010], пронизана среднепалеозойскими интрузиями Кольской щелочной провинции и кимберлитовыми трубками (см. рис. 3б). Земная кора западной части сухопутного участка профиля отличается более однородным сейсмотомографическим разрезом с плавными пологими границами (рис. 37, б). На профиле МОВ-ОГТ она имеет здесь четко выраженное слоистое трехчленное строение: верхняя, средняя и нижняя кора [Шаров и др., 2010б]. Эта часть профиля представляет собой устойчивую архейскую континентальную кору.

Кора восточной части сухопутного участка профиля имеет другое строение. Здесь отсутствует четкое слоистое строение земной коры. Верхняя часть разреза ОГТ состоит из наклоненных полого на восток границ, постепенно выклинивается контрастная нижняя кора и сменяется однородной. Эта часть профиля соответствует зоне надвига, по которому комплексы Беломорской провинции надвинуты на образования Карельского кратона.

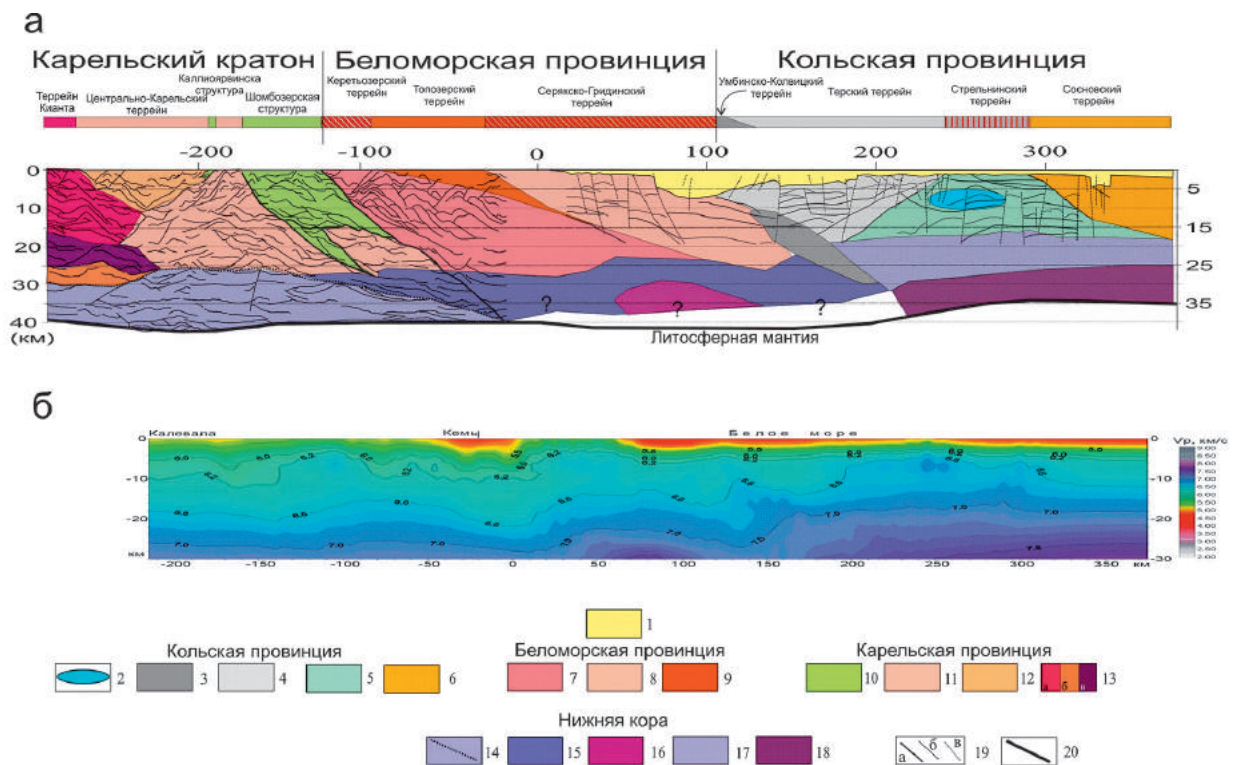
По данным ГСЗ, слабо изменяется скоростная модель земной коры. В верхней ее части до глубины 5 км скорость нарастает от 5,9 до 6,3 км/с, затем наблюдается зона инверсии скорости [Глубинное..., 2004]. Глубина до подошвы инверсионной зоны, до границы  $K_1$ , изменяется вдоль сухопутного участка профиля от 16 км на западе до 10 км на востоке. Скорость под указанной зоной также изменяется от 6,5 км/с на западе до 6,3 км/с на востоке. На глубине 30 км выделена граница  $K_2$  с предполагаемым скачком скорости от 6,7 до 6,8 км/с. В низах коры скорость увеличивается до 7,0 км/с. Граница М прослежена как отражающий горизонт со скачком скорости на ней от 7,0 до 8,0 км/с. Мощность коры – 40 км, она практически не меняется вдоль всего сухопутного участка профиля.

В результате сейсмических работ МОГТ, ГСЗ, сейсмоакустического профилирования вдоль южной части профиля 3-АР были выделены основные горизонты в разрезе осадочного чехла и консолидированной коры. Результаты представлены на геолого-геофизическом разрезе (см. рис. 37, б). При построении геолого-геофизического разреза использованы результаты построений по данным ОГТ в Белом море (МАГЭ), обобщений комплексных геофизических данных о строении земной коры Беломорского региона [Строение..., 2005]. Кроме того, использованы результаты работ глубинных сейсмических исследований по профилю 4В, выполненных ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» в 1999–2000 гг. по линии Кемь – Калевала [Глубинное..., 2001].



**Рис. 36.** Схема геологического строения района Белого моря [Слабунов и др., 2010] и расположение сейсмических профилей «Суша – Море», 4В (Кемь – Калевала) и 3-АР (Кемь – горло Белого моря); участок геотраверса 1-ЕВ (Кандалакша – Кемь):

1 – палеозойские щелочные интрузии и ареал распространения данного комплекса; 2 – поля кимберлитов; 3, 4 – палеозойские и неопротерозойские осадочные образования: 3 – на суше, 4 – в палеорифте Белого моря; 5–10 – палеопротерозойские образования: 5 – Умбинский гранулитовый (парагранулиты, эндербиты) комплекс; 8 – гранитоиды (а – Топозерский комплекс метачарнокитов Беломорской провинции, б – Нуоруненского типа Карельской провинции); 9 – интрузии основного-ультраосновного состава, в том числе расслоенные (а – крупные массивы, б – вне масштаба); 10 – коровые эклогиты (а – неоархейские, б – палеопротерозойские); 11 – Колвицкий меланж (с тектоническими пластинами архейских гранитоидов); 12 – тектоническая смесь палеопротерозойских мафических и неоархейских гранитоидов Стрельнинского террейна, 13–19 – архейские образования: 13 – гранулитовые комплексы; 14 – комплекс высокомагнезиальных диорит-гранодиоритов (санукитоидов) (а – крупные массивы, б – вне масштаба); 15, 16 – неоархейские гранитоиды ТТГ ассоциации: 15 – Карельского кратона и Сосновского террейна, 16 – переработанные в палеопротерозое; 17 – мезо- и неоархейские зеленокаменные комплексы, 18, 19 – мезоархейские образования: 18 – парагнейсы; 19 – офиолитоиды; 20 – мезо- и неоархейские гранитоиды ТТГ ассоциации; 21 – рифты Белого моря; 22 – надвиги, 23 – разломы; 24 – предполагаемые разломы; 25 – сейсмические профили: а – «Суша – Море», б – 3-АР (Кемь – горло Белого моря), в – 4В (Кемь – Калевала), 1-ЕВ (Кандалакша – Кемь)



**Рис. 37.** Геолого-геофизический разрез земной коры по линии Калевала – Кемь – горло Белого моря (а) по данным сейсмотомографического профиля «Суша – Море» (б), профилей МОВ-ОГТ 3-АР (Кемь – горло Белого моря) и 4В (Кемь – Калевала) [Шаров и др., 2010б]:

1–13 – структуры верхней и средней коры: 1 – неопротерозойская палеорифтовая системы Белого моря; 2–6 – структуры Кольской провинции: 2 – палеопротерозойские высокоскоростные мафит-ультрамафитовые массивы, 3 – Колвицкий и Умбинский террейны, 4 – Терский террейн, 5 – Стрельнинский террейн, 6 – Сосновский террейн; 7–9 – структуры (террейны) Беломорской провинции: 7 – Керетьозерский (гранит-зеленокаменный), 8 – Серякско-Гридинский (гранит-зеленокаменно-эклогитовый), 9 – тодозерский (метачарнокитовый); 10–13 – структуры Карельской провинции: 10 – палеопротерозойские палеорифтогенные (Шомбозерская, Каллиоарвинская); 11, 12 – Центрально-Карельский террейн: 11 – восточный фрагмент (неоархейские гранитоиды, санукитоиды, зеленокаменные комплексы), 12 – западный фрагмент (неоархейские гранитоиды, палеопротерозойские рои даек базитов); 13 – террейн Кианта: а – гранитоиды, зеленокаменные комплексы, гранулиты, б – гранитоиды, зеленокаменные комплексы, в – архейская океаническая кора; 14–18 – структуры нижней коры: 14 – сейсмически контрастный слой Карельского кратона, пунктирная линия – его верхняя граница, 15 – сейсмически малоконтрастный слой Беломорской провинции и зона ее контакта с кратоном, 16 – высокоскоростной ( $V_p$  – более 7,5 км/с) слой Беломорской провинции, 17 – нижнекоровый слой Кольской провинции, 18 – высокоскоростной ( $V_p$  – более 7,5 км/с) слой Кольской провинции; 19 – сейсмоотражающие поверхности на профилях МОВ-ОГТ: а – надвиги, б – границы сейсмически контрастных комплексов, в – разломы; 20 – граница Мохо

В качестве опорной модели для кристаллической коры исследуемого региона выбрана трехслойная модель со скоростями продольных волн 5,8–6,4 км/с в верхнем слое (верхний этаж), 6,5–6,7 км/с в среднем и более 6,8 км/с в нижнем. 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  $K_2$ , 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 петрофизических свойств – увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

Граница  $K_1$  залегает на различных глубинах, в верхней части коры имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3–8 км в отдельных блоках. Отмечается общая тенденция уменьшения ее глубины до 13–15 км в юго-восточной части Кольской провинции, в меньшей степени в Беломорской и пограничной с ней части Карельской. На остальной территории мощность верхней коры изменятся от 17 до 20 км.

Граница  $K_2$  описывает несколько иную картину, чем по вышележащему горизонту  $K_1$ . Локальный подъем этой границы до 18–20 км отмечается в районе геотраверса 3-АР в Белом море и под Мезенской структурой до 25 км и на Кольском полуострове, на фоне средних глубин 28–30 км в других частях региона.

Следует также отметить, что в нижней коре Беломорской и Кольской провинций выделяются высокоскоростные ( $V_p > 7,5$  км/с) слои, начиная с глубин 26 км, в Карельской его верхняя граница, по-видимому, находится глубже.

Комплексный анализ геологических и сейсмических данных (с учетом вариаций гравиметрических и магнитных полей в регионе) позволяет построить геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Калевала – Кемь – горло Белого моря (рис. 37, а). На разрезе удается проследить структуру земной коры на всю ее мощность, понять особенности строения отдельных блоков (террейнов), а также их соотношение.

На профиле отчетливо выделяются Карельская, Беломорская и Кольская провинции. Каждая из них состоит из отдельных блоков, которые будет правильно интерпретировать как террейны, так как границы их имеют тектоническую природу, а история развития соседних фрагментов коры, как правило, различается [Балаганский и др., 1998, 2006; Слабунов и др., 2008].

В составе Карельской провинции, с запада на восток выделяются четыре главные структуры: западная часть террейна Кианта, два фрагмента Центрально-Карельского террейна, разделенные палеопротерозойской Каллиоярвинской структурой, и Шомбозерская структура, сложенная тектоническими пластинами из палеопротерозойских осадочных, вулканогенных и интрузивных пород. Последняя располагается на границе кратона с Беломорской провинцией. Представленная модель восточной части профиля, не повторяя полностью интерпретации других исследователей [Минц и др., 2001, 2007; Самсонов и др., 2001; Колодяжный, 2006], в целом согласуется с ними, отличаясь иными представлениями о соотношении террейнов. Вероятно, в неоархее к относительно древнему (с возрастом коры 3,1–2,65 млрд лет) континентальному блоку Кианта был аккрецирован более молодой (с возрастом коры 2,8–2,65 млрд лет) Центрально-Карельский террейн. Неоархейский надвиг сохранился как погружающаяся на восток граница между террейнами Кианта и западной пластиной Центрально-Карельского (см. рис. 37, а). В основании террейна Кианта на профиле 4В отчетливо выделяются две составляющие: одна – с обилием отражающих сейсмических поверхностей, другая, подстилающая ее, относительно однородная. Первая интерпретировалась, например, как фрагмент архейской океанической коры [Самсонов и др., 2001], вторая как внутрикоровый плутон [Минц и др., 2001]. С учетом данных по сейсмическому профилю FIRE1 [Finnish..., 2006], пересекающему также террейн Кианта, однородный фрагмент коры хорошо сопоставляется с крупной тектонической пластиной в средней части коры этой структуры. В раннем палеопротерозое сформировались рифтогенные структуры Шомбозерская и Каллиоярвинская. В ходе коллизионных процессов, при формировании Свекофеннского и Лапландско-Кольского орогенов, континентальная кора Беломорского сегмента была надвинута на Центрально-Карельский – по Шомбозерскому шву, а по Каллиоярвинской системе рифтогенных разломов Центрально-Карельский террейн был разбит на два (см. рис. 37, а).

Полученные сейсмические данные по профилю Калевала – Кемь – горло Белого моря характеризуют земную кору региона как слоисто-блоковую среду. Изменение скорости в горизонтальном направлении коррелируется с неоднородностями в разрезе коры, определяющими ее блоковое геологическое строение. Латеральная неоднородность коры предопределяется тем, что блоки представляют собой террейны, прошедшие эволюцию в различных геодинамических режимах и совмещенные в ходе неоархейских и свекофеннских коллизионных процессов.

При сопоставлении сейсмических разрезов ОГТ и ГСЗ с томографическими данными выявлено, что результаты заметно различаются, однако для геологической интерпретации важны данные всех методов, так как они подчеркивают различные физические свойства и особенности строения среды.

**Профиль Кандалакша – Кемь.** ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» в 1995 г. выполнила комплексные полевые геофизические наблюдения по северному участку геотраверса 1-ЕВ по трассе СГ-3 (Кольская сверхглубокая скважина) – Печенга – Мурманск – Мончегорск – Кандалакша – Кемь – Идель длиной 820 км [Сейсмогеологическая..., 1998]. При построении сейсмотомографических моделей по профилю Кандалакша – Кемь использованы данные МОВЗ-ГСЗ, полученные Центром ГЕОН при трехкомпонентной регистрации упругих колебаний в 1999 г. [Ясюевич и др., 2001]. Ниже рассматриваются результаты сейсмических (ОГТ, МОВЗ, ГСЗ) и других геофизических данных, а также геологических исследований, что позволило создать сейсмогеологическую модель строения земной коры Беломорского блока Фенноскандинавского щита по региональному геотраверсу 1-ЕВ на субмеридиональном участке Кандалакша – Кемь протяженностью 250 км (рис. 36). В основу заложен комплексный анализ вибросейсмических наблюдений МОГТ с привлечением данных МОВЗ-ГСЗ с прослеживанием поверхности М, выделением зон глубинных разломов, распознаванием скоростных неоднородностей среды методом многоволнового зондирования с использованием рефрагированных, отраженных и обменных волн. Участок Кандалакша – Кемь геофизического геотраверса 1-ЕВ пересекает центральную часть Беломорского блока под косым углом по отношению к главным структурным элементам [Глубинное..., 2004; Шаров, Слабунов и др., 2013].

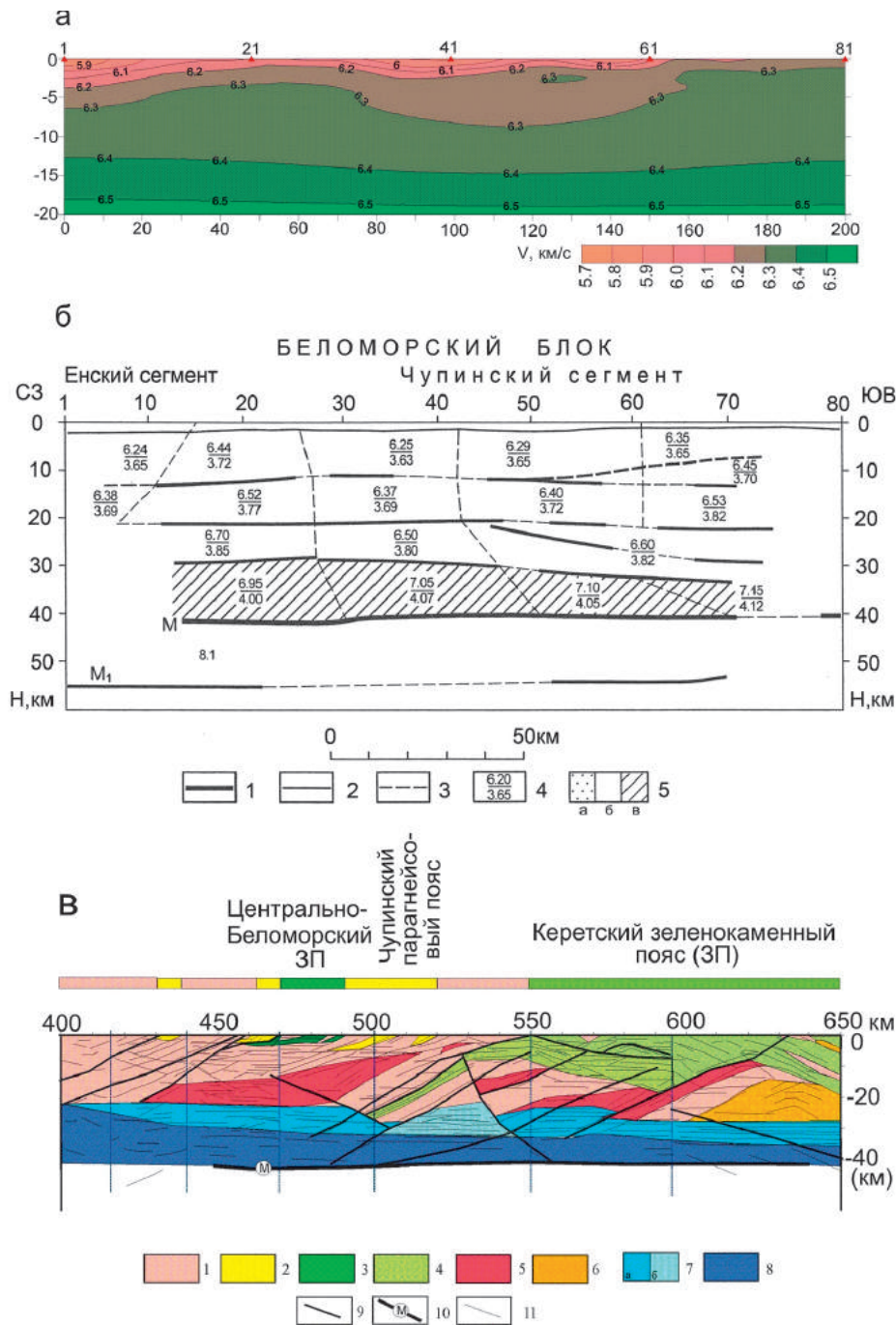
В результате интерпретации материалов многоволновых сейсмических исследований МОВЗ-ГСЗ изучено строение земной коры Беломорского блока вдоль участка геотраверса 1-ЕВ по профилю Кандалакша – Кемь. На рис. 38, а приведен скоростной разрез, полученный по годографам первых волн методом сейсмической томографии. Полученные данные указывают на значительные вариации скоростных характеристик пород верхней части средней коры до глубины 12–15 км. Сейсмический разрез (рис. 38, б) характеризует латеральную и вертикальную изменчивость скоростей продольных и поперечных волн. Показано, что кристаллической коре свойственна сложная блоково-слоистая структура. Выделены и прослежены на глубину зоны тектонических нарушений, доходящие до поверхности М. В верхней мантии на глубине около 50 км построена отражающая граница  $M_1$ .

Глубинное строение коры закономерно изменяется вдоль профиля: выделяются три сегмента, характеризующиеся различными скоростными и структурными параметрами. В северном (Енском) сегменте (участок профиля 400–430 км) мощность коры несколько больше (40–42 км). Мощность верхнего градиентного слоя до 3 км,  $V_p = 5,9$  км/с. Мощность нижней коры больше, чем в других сегментах, и изменяется от 10 до 12 км, при  $V_p = 6,95$  км/с. Граница Енского сегмента по полученным геофизическим данным фиксируется несколько южнее, чем по геологическим.

Центральный (северная часть Чупинского) сегмент (участок профиля 430–550 км) характеризуется незначительным подъемом поверхности М в южном направлении от 42 до 40 км и сокращением нижней коры с 10 до 8 км. Значения средних скоростей в средней коре несколько уменьшаются и оцениваются 6,4–6,5 км/с. Скорость продольных волн в нижней коре около 7,1 км/с, т. е. несколько выше, чем в северном сегменте.

В пределах южного (Керетского) сегмент (участок профиля 550–650 км) мощность коры остается постоянной – около 40 км, при этом уменьшается мощность верхнего градиентного слоя до 0,7 км и нижней коры до 7–8 км и происходит увеличение в нижней коре пластовой скорости до 7,15 км/с.

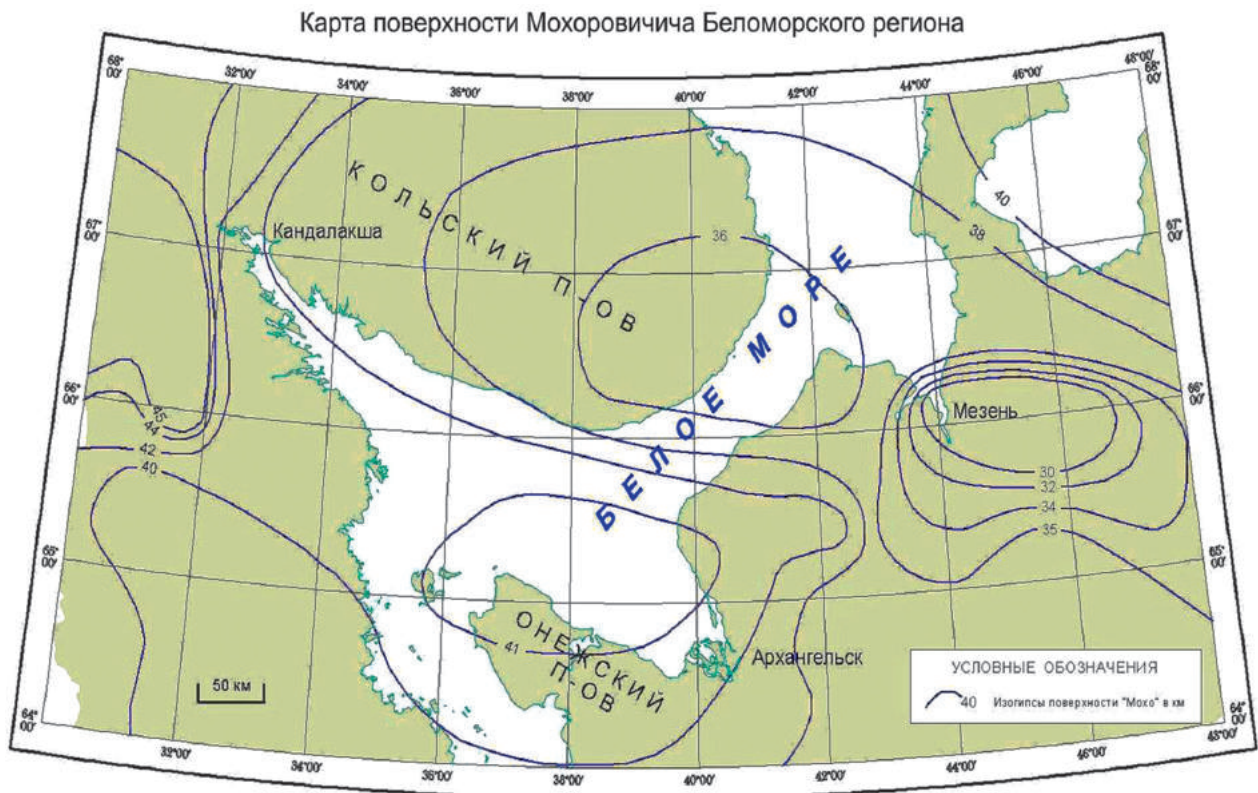
Сейсмогеологический разрез по профилю Кандалакша – Кемь (рис. 38, в) построен на основе всех геологических и геофизических материалов. Полученные данные на профиле Кандалакша – Кемь характеризуют земную кору региона как слоисто-блоковую среду. Изменение скорости в горизонтальном направлении коррелируется с неоднородностями в разрезе коры, определяющими ее блоковое геологическое строение. Блоковость коры отражает, по всей видимости, смену тектонических режимов в разных частях данного региона. Увеличение скорости продольных волн вблизи поверхности связано с наличием высокометаморфизованных комплексов и вулканических серий основного состава. Максимальная скорость в верхней и средней частях коры не превышает 6,4 км/с, а в нижней – 7,3 км/с.



**Рис. 38.** Сейсмотомографический разрез (а) по профилю Кандалакша – Кемь. Глубинный сейсмический разрез ГСЗ-МОВЗ (б) [Шаров и др., 2013а]:

1–3 – границы (1 – построенные по нескольким типам волн, 2 – по одному типу волн, 3 – теоретические, соответствующие решению прямой задачи); 4 – скорости Р- и S-волн; 5 – содержание SiO<sub>2</sub>, вес. проценты (а – более 66; б – 56–65; в – менее 55). Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Кандалакша – Кемь (в) [Шаров и др., 2013а]: 1–5 – позднеархейские (1 – гранитогнейсы, 2 – парагнейсы Чупинского пояса, 3 – амфиболиты и ультрамафиты, 4 – зеленокаменный комплекс, 5 – гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс; 6 – раннепротерозойские гранулиты (чарнокиты); 7 – нижнекоревые образования с многочисленными горизонтальными отражающими поверхностями (относительно высокоскоростные (а), относительно низкоскоростные (б)); 8 – нижнекоревые породы; 9 – разломы; 10 – граница Мохо; 11 – сейсмоотражающие поверхности

Выделены и прослежены на глубину зоны тектонических нарушений, достигающих до поверхности М. Полученный сейсмогеологический разрез земной коры характеризует латеральную и вертикальную изменчивость скорости продольных и поперечных волн. Показано, что кристаллической коре Беломорского террейна свойственна сложная блоково-слоистая, участками линзовидная структура. Слоисто-блоковое строение участков коры с разными скоростными характеристиками обусловлено как разноамплитудными вертикальными перемещениями блоков коры, так и горизонтальными перемещениями, отражающими этапы аккреции, коллизии и этапы внутрикоровых латеральных течений пород на позднеорогенном и протоплатформенном этапах развития северо-востока Фенноскандинавского щита. Наряду с этими факторами некоторые сейсмогеологические характеристики разреза (например, наличие субгоризонтальных границ и выполаживание наклонных рефлекторов) могут объясняться и реологическими особенностями различных горизонтов земной коры.



**Рис. 39.** Схема мощности земной коры по сейсмическим данным [Шаров и др., 20106]

Поверхность Мохоровичича [Шаров, 1982; Шаров, Шарова, 1997]. Известно, что совокупность различных сейсмических методов дает достаточно надежные сведения об изменении глубины залегания М на площади (рис. 39). Граничная скорость по продольным волнам изменяется в восточной части Фенноскандинавского щита от 7,9 до 8,3 км/с с преобладающими значениями 8,1–8,2 км/с. Мощность земной коры региона изменяется от 30 до 45 км. Максимальная мощность установлена в зоне сочленения Беломорской и Карельской провинций (до 46 км). Минимальная мощность коры зафиксирована в районе Мезени – 30 км. Мощность земной коры на западе Кольского полуострова составляет 40–45 км, на востоке – 36–38 км, в Белом море она достигает 40–42 км, на юго-восточном склоне щита – 45–50 км.

### 2.3. Юго-восток Карелии

Изучение глубинного строения *приграничного региона Архангельской области и Карелии* проведено на основе обобщения данных глубинных сейсмических исследований МОВ, ГСЗ, МОВЗ, а также новых геологических работ ИГ КарНЦ РАН [Куликов и др., 2005, 2008; Куликова и др., 2005]. Обширный геофизический материал получен в период 1969–1988 гг. в основном совместными усилиями ПГО «Севзапгеология» и Ленинградским горным институтом, а также ПГО «Невскгеология», СРГЭ НПО «Нефтегеофизика». Ниже рассматриваются результаты сейсмических (МОВ, ГСЗ, МОВЗ) и других геофизических данных, а также геологических исследований, что при таком комплексном подходе позволяет выявить новые детали глубинного строения земной коры региона, уточнить ее скоростные разрезы, состав, структуру, а также возможную геологическую природу и рельеф сейсмических границ.

В пределах юго-восточной части Фенноскандинавского щита – исследуемого региона обнажаются важнейшие архейские и палеопротерозойские структуры (рис. 40) с генеральным простиранием на северо-западе в центральной части территории и север – северо-восток – в южной [Шаров и др., 2010а].

Региональные исследования МОВ проведены с целью изучения верхней части коры. Этим определяются более детальные по сравнению с ГСЗ системы наблюдений и возможности использования данных МОВ для построения сейсмических моделей верхней части земной коры, дополняющих и уточняющих модели, полученные по данным ГСЗ.

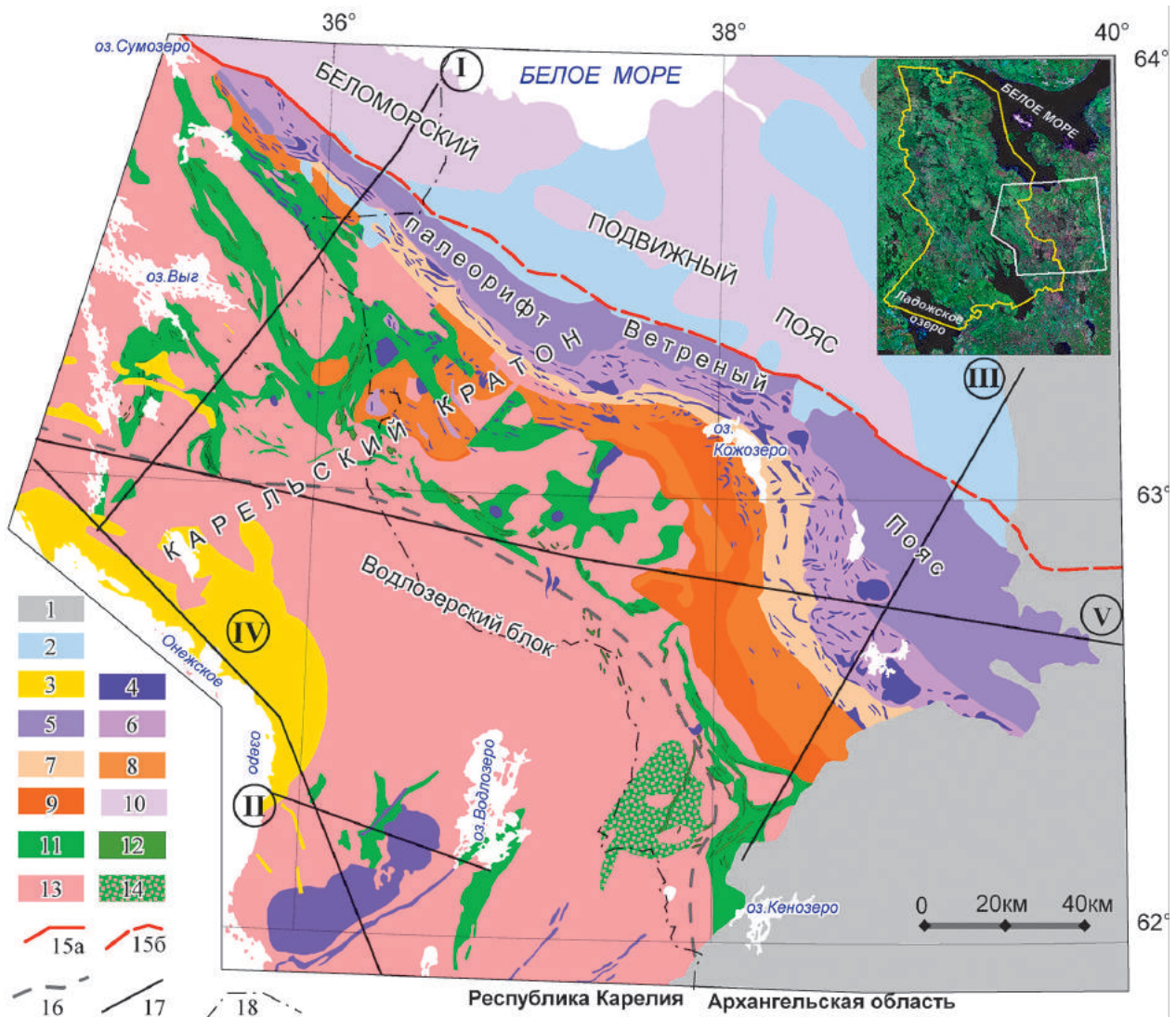
Достоверность сейсмической характеристики того или иного интервала глубин зависит от степени изученности, которая определяется, с одной стороны, разной детальностью наблюдений на отдельных региональных профилях, с другой – существенной неоднородностью сейсмогеологических условий верхней части разреза коры, имеющей место на каждом из них.

Региональные сейсмические профили пройдены, как правило, в крест простирания основных структур (см. рис. 40). Это обстоятельство приводит к тому, что наблюдаемые в пределах отдельного блока годографы не могут обеспечить надежность данных о скоростных параметрах глубинных частей его разреза. В таких случаях получается осредненная характеристика более крупных областей щита, включающих соседние блоки коры.

В 1969–1970 гг. исследования МОВ проведены на профиле *Онежское озеро – Белое море*. [Земная..., 1978]. Он, очевидно, является базовым для расшифровки строения коры в регионе, хотя система наблюдений неравномерна. В северной половине профиля большее внимание уделено изучению самой верхней части разреза. Длина годографов не превышает 30 км. В южной получены два встречных годографа по 60 км и два нагоняющих 90 и 60 км. На профиле изучена в основном верхняя часть разреза до глубины 10 км (рис. 41, а). При общей тенденции к погружению всех отражающих границ на север – северо-восток выделяются границы двух типов: сравнительно спокойные с пологими углами падения и более крутые, близкие к вертикальным. Последние сопоставляются с зонами тектонических нарушений, что подтверждается данными других геофизических методов и геологическими наблюдениями. Крутопадающие границы подчеркивают блоковое строение разреза и обычно отделяют разновозрастные структуры [Шаров и др., 2007].

Пологозалегая сейсмическая граница прослежена на протяжении более 80 км и постепенно погружается в сторону Белого моря до глубины около 10 км (см. рис. 41, а). Вероятно, она отделяет верхнюю кору, сложенную преимущественно мезоархейскими гранит-зеленокаменными образованиями, от палеоархейского фундамента, относимого к средней коре. Некоторые короткие сейсмические границы могут отражать субгоризонтальные контакты крупных мафит-ультрамафитовых массивов, характерных для палеопротерозоя региона. Вблизи профиля выполнено несколько точечных зондирований, определивших пространственное положение отражающих элементов, предположительно связываемых с поверхностью М, расположенной на глубине 30–35 км.



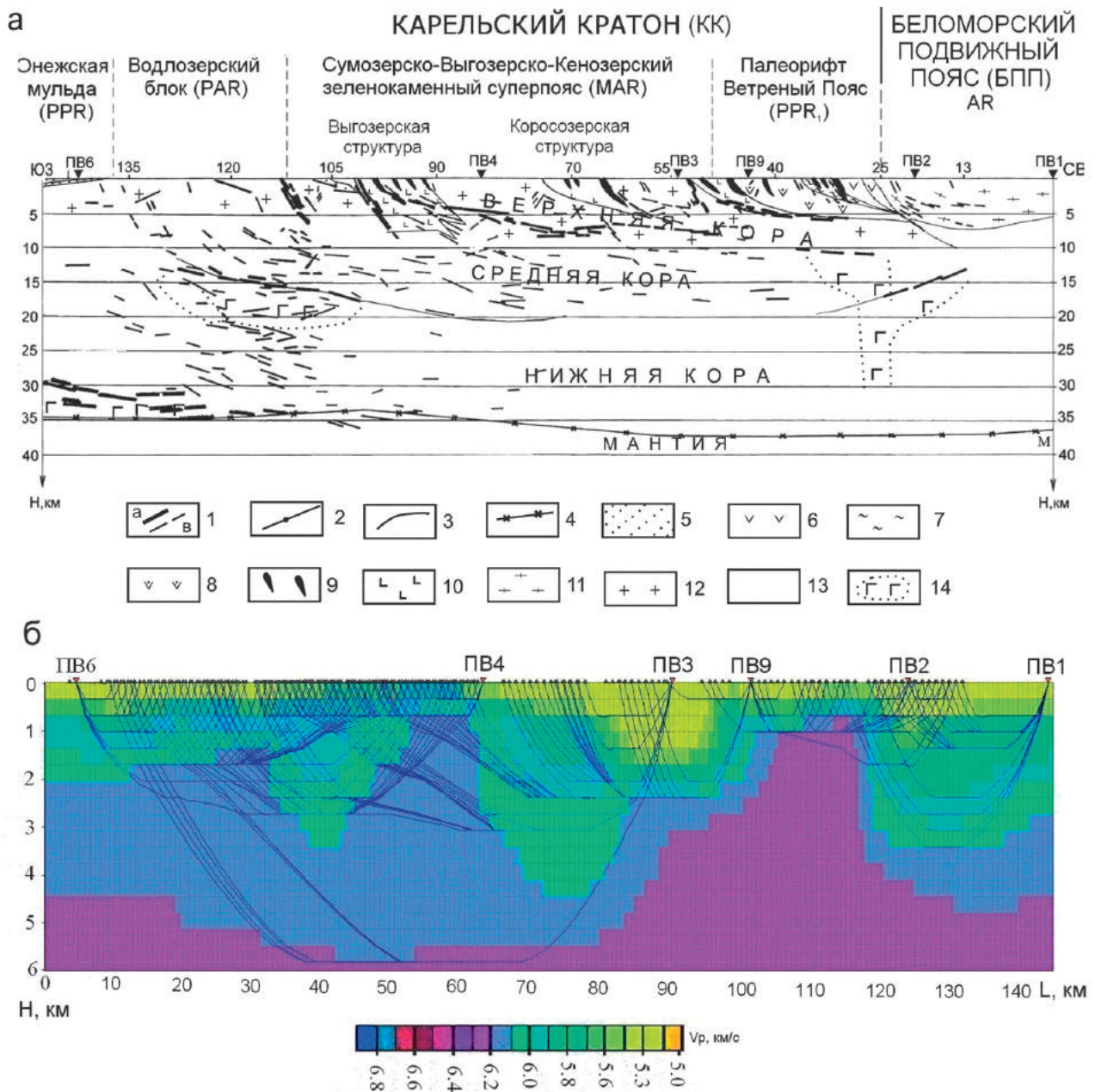


**Рис. 40.** Геологическая карта приграничного региона Республики Карелия и Архангельской области и местоположение региональных сейсмических профилей: I – Онежское озеро – Белое море; II – Римское – Онгозеро – Ильвама; III – Нижняя Телза – Кенозеро; IV – Сегозеро – Пиндуши – Пяльма – Пудож; V – Рубин (Костомукша – Плесецк) [Шаров и др., 2010a]:

фанерозой. 1 – осадочные породы палеозоя. Неопротерозой. 2 – осадочные породы венда. Палеопротерозой. *Людиковий и ятулий*. 3 – осадочные, основные вулканические и субвулканические породы (2,2–1,96 млрд лет). *Сумий*. 4 – мафит-ультрамафитовые интрузивы, в т. ч. расслоенные, силлы и дайки (2,5–2,4 млрд лет); 5 – коматиитовые базальты свиты Ветреный Пояс (2,45–2,41 млрд лет); 6 – осадочные породы виленгской и калгачинской свит; 7 – терригенные, карбонатные породы и толеитовые базальты кожозерской свиты; 8 – основные и средние вулканыти киричской свиты; 9 – терригенные породы токшинской свиты, местами гранитизированные (р-н оз. Кожозеро). Архей. 10 – гнейсы и амфиболиты беломорской серии, гранитоиды (в т. ч. более молодые); 11 – кремнистые и углеродсодержащие осадки, вулканыти (коматииты, базальты, риодациты и туфы) вожминской серии (3,0–2,8 млрд лет); 12 – интрузивные мафиты и ультрамафиты лопийских зеленокаменных поясов; 13 – тоналиты, трондьемиты, гнейсы, амфиболиты палеоархея (> 3,2 млрд лет) и гранитоиды мезо-неоархея (2,8–2,6 млрд лет); 14 – амфиболиты по базальтам и коматиитам волоцкой свиты (~ 3,4 млрд лет); 15 – северный надвиг (а), то же – под вендским и палеозойским чехлом (б); 16 – граница палеоархейского Водлозерского блока; 17 – профили глубинного сейсмического зондирования и их номера (1-У); 18 – административная граница. На врезке – контуры Республики Карелия и рассматриваемого здесь приграничного региона

Результат сейсмотомографической обработки годографов в программе XТomo представлен на рис. 41, б. Ввиду малой длины годографов и слабого проникновения траектории сейсмических лучей полученная скоростная модель характеризует только верхнюю часть разреза до

глубины 5–6 км. Но она убедительно подчеркивает геометрию поперечного разреза асимметричного палеорифта Ветренный Пояс, у которого СВ плечо имеет субвертикальный контакт, а ЮЗ – сравнительно пологий.

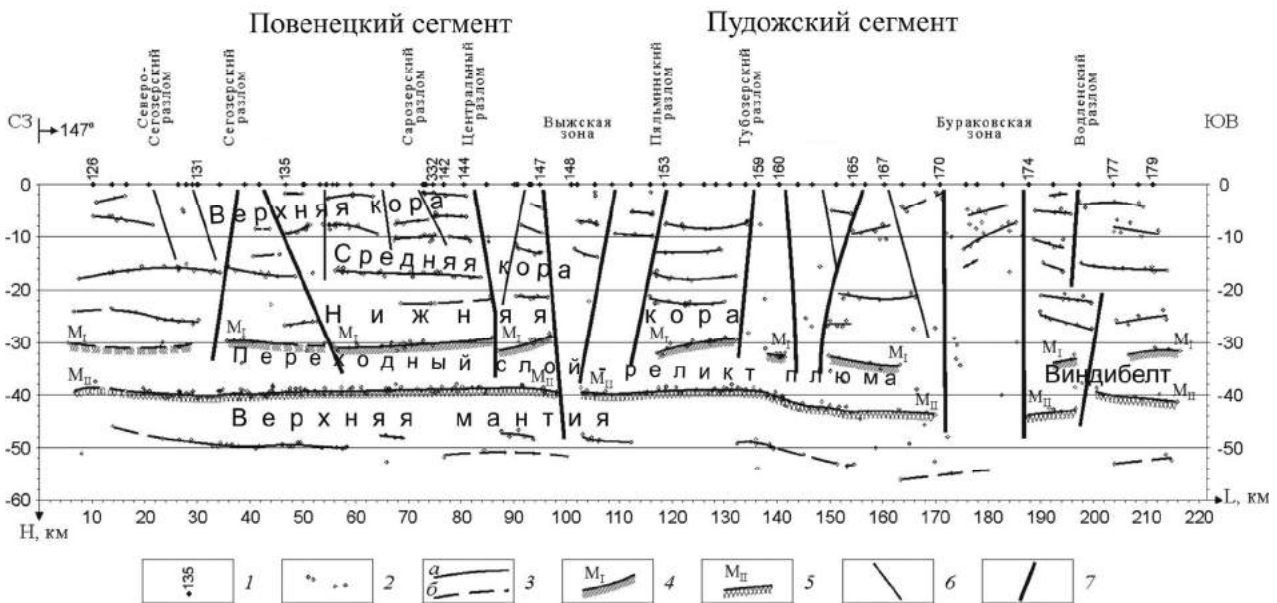


**Рис. 41.** Результаты работ по сейсмическому профилю I (Онежское озеро – Белое море): а – сейсмогеологический разрез [Земная..., 1978]; Результаты сейстотомографического моделирования по профилю Онежское озеро – Белое море, скоростная модель и траектории сейсмических лучей (б) [Шаров и др., 2010а]:

1 – отражающие границы, соответствующие интенсивным волнам (а) и волнам с малой амплитудой записи (б); 2 – тектонические границы; 3 – геологические границы; 4 – положение границы Мохоровичича. Палеопротерозой (5–8): 5 – ятулийско-людиковийские образования, 6 – коматиитовые базальты свиты Ветренный Пояс, 7 – осадочные породы виленгской свиты, 8 – основные и средние вулканы киричской свиты; архей (9–13): 9 – интрузивы основных и ультраосновных пород архея и палеопротерозоя, 10 – вулканы и осадки вожминской серии, 11 – гнейсы беломорской серии, 12 – гранитоиды и гнейсы верхней коры, 13 – метаморфические породы средней и нижней коры; 14 – предполагаемые раскристаллизованные резервуары «ветренитовой» магмы

В 1985 г. наблюдения методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) проведены по профилю IV оз. Сегозеро – Пиндуши – Пяльма – Пудож по северо-восточному берегу Онежского озера [Строение..., 1993]. Исследования выполнены с регистрацией и интерпретацией не только землетрясений, но и взрывов на различных эпицентральных расстояниях. Интервал между точками наблюдений 3–5 км. Одновременно проводилась трехкомпонентная регистрация сейсмических сигналов тридцатью сейсмостанциями «Земля-М». Профиль IV пересекает Повенецкий сегмент Онежского мегаблока и Пудожский сегмент Водлозерского блока. В 1998 г. появились дополнительные сведения о скоростных параметрах сейсмических волн, и разрез (рис. 42) был перестроен с уточнением некоторых тектонических позиций.

### Водлозерский блок Карельского кратона



**Рис. 42.** Глубинный разрез МОВЗ по профилю IV (оз. Сегозеро – Пиндуши – Пяльма – Пудож) [Шаров и др., 2010a]:

1 – пункты сейсмологических наблюдений и их номера; 2 – точки проявления обменных волн; 3 – уверенные (а) и менее уверенные (б) границы обменов; 4 – кровля зоны перехода кора – мантия – реликта плюма Виндибелт; 5 – подошва этой зоны; 6 – внутрикоровые разломы; 7 – мантийные разломы, разрывающие границы  $M_1$  и  $M_{II}$

Для представленного разреза характерным явилось сложное мелкоблоковое строение верхней части разреза (0–20 км) и наличие переходного слоя кора – мантия (граница  $M_1$  – кровля переходного слоя, граница  $M_{II}$  – подошва переходного слоя). Мощность переходного слоя изменяется незначительно и составляет 8–10 км. Между двумя сегментами: Повенецким и Водлозерским существует мощная зона нарушения сплошности земной коры (ЗК) – Выжская зона (ПК 147–153).

По глубинной (сквозькоровой) Выжской зоне разломов можно выделить два типа коры: северную – наиболее устойчивую и менее деформированную – Повенецкий сегмент Онежского мегаблока от ПК 126 до ПК 144 с мощностью 30–31 км и сильно деформированную, разбитую на мелкие подблоки южную – Пудожский сегмент Водлозерского блока от ПК 153 до ПК 179 с мощностью 31–35 км. На север от Выжской зоны наблюдается нормальное прослеживание границ, на юг от этой зоны кора претерпела многократные этапы активизации. Внутрикоровые границы не прослеживаются непрерывно более чем на 15–17 км. Под ПК 170–174 (Бураковская зона Водлозерского блока) от глубины 12–15 км и до верхов мантии обнаруживается область отсутствия обменных волн (Бураковская зона нарушений). Такое свойство ЗК может быть связано с прониканием в нее мантийного вещества и созданием на одном из этапов активизации оста-

точного внутрикорового резервуара. При последующих этапах развития ЗК из этого резервуара вещество могло поступать по ослабленным зонам в верхние части коры [Шаров и др., 2010а].

Похожая динамическая картина сейсмического поля наблюдается в области Выжской зоны. Однако «выход» из мантии в этой зоне почти залечен (граница  $M_{II}$ ), в то время как подошва ЗК (граница  $M_I$ ) сильно размыта и в области ПК 147-153 (около 20 км вдоль профиля) нет условий для образования обменных волн. Таким образом, верхнемантийное вещество может находиться в этой области на уровне 25–35 км и его состояние более дезинтегрировано, чем в Бураковской зоне.

Для северо-восточной части Онежской структуры и центральной части Водлозерского блока характерно антиклинальное поднятие земной коры (утонение ЗК) до уровня 29–33 км, в то время как на юго-западе (Сямозерский, Петрозаводский блоки) мощность земной коры определяется в 35–42 км. О подъеме ЗК на указанной площади свидетельствуют и более ранние вступления волн от глубоких горизонтов. Волны с  $V = 7,8-8,1$  км/с следятся уверенно на расстояниях 110–120 км, в то время как на юго-востоке первые глубинные волны появляются на расстояниях 130–140 км от источников.

Мозаично-блоковая структура разреза формируется сочетанием плоскодонных пологих опущенных блоков с антиформными гребневидными зонами. В областях Бураковской и Выжской зон обнаруживаются самые крутые углы наклонов границ (до 35–40°).

Анализ особенностей региональных сейсмических материалов, гравимагнитных полей, полученных на профиле IV, позволяет правомерно утверждать, что повышенные значения поля силы тяжести в Водлозерском блоке связаны с присутствием внутри коры очага слабо дифференцированного массива мантийного вещества.

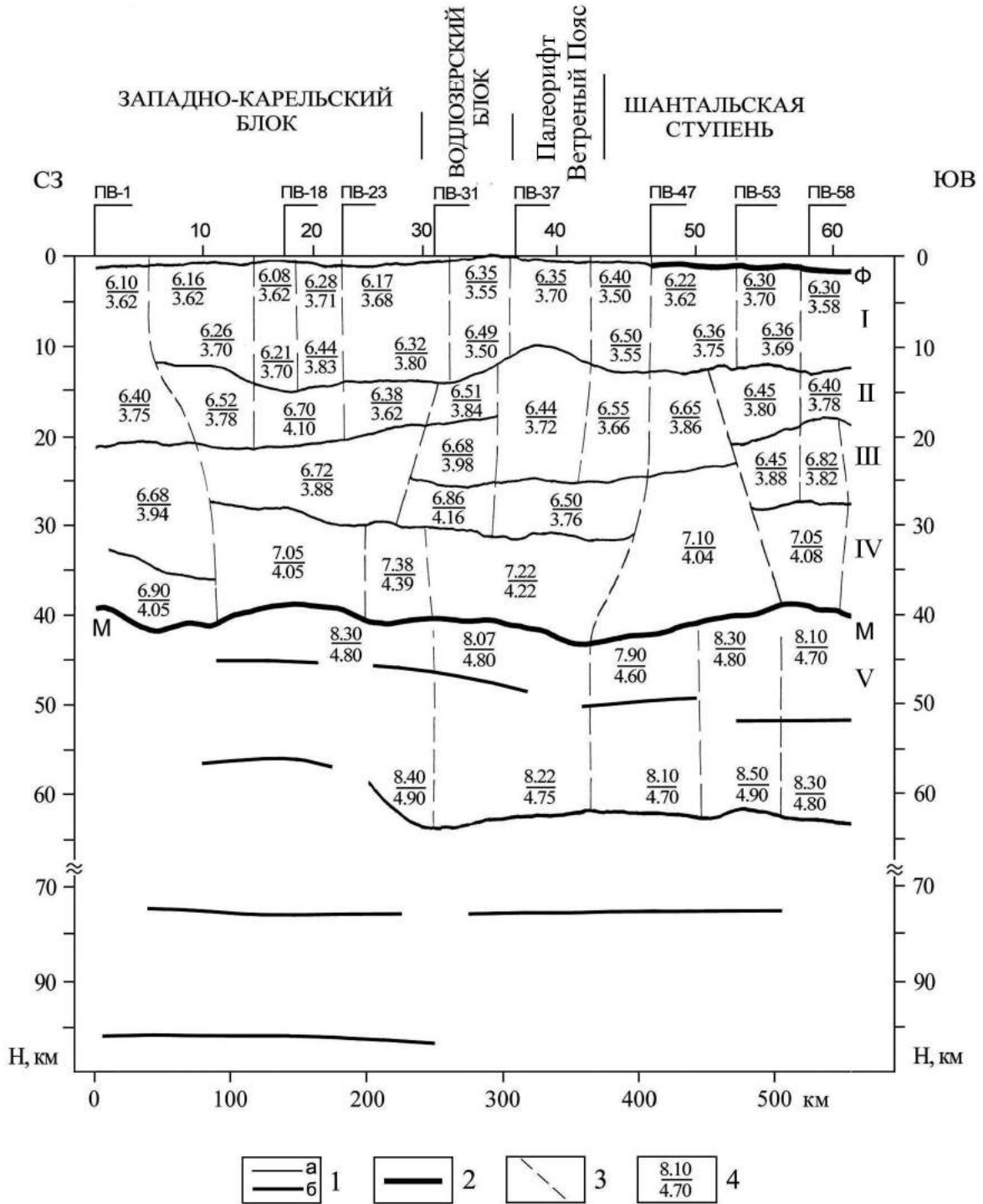
В блоке Выжской зоны, при схожести сейсмических признаков с Бураковской зоной присутствует повышение уровня гравитационного поля, несмотря на наличие мантийного канала. Данное обстоятельство указывает на присутствие в Выжской зоне процессов, повлекших за собой сильную дифференциацию вещества [Шаров и др., 2010а].

Наблюдениями МОВЗ установлено слоисто-блоковое строение литосферы региона, определена мощность земной коры и выявлены особенности морфологии переходного слоя кора – мантия, создана сейсмологическая модель глубинного строения района, проведено ранжирование по глубине заложения известных крупных тектонических нарушений и выявлен ряд новых глубинных структур. Анализ геологических и геофизических материалов указывает на неоднократность подновления и активизации большинства разрывных структур.

В 1988 г. методом ГСЗ–МОВЗ отработан *участок профиля Рубин (Костомукша – Плесецк)* длиной 500 км [Глубинное..., 2004]. Он пересекает в юго-восточном направлении центральную Карелию в составе Западно-Карельского (т. 1–29), Водлозерского (т. 30–37) блоков и палеорифта Ветренный Пояс (т. 37–44), а также Шантальской ступени Русской плиты (т. 45–56). На профиле осуществлялась трехкомпонентная регистрация взрывов и землетрясений сейсмическими станциями «Черепаша», расположенными через 5–10 км. Расстояние между пунктами взрыва составляло 50–70 км. Максимальная длина годографа от химических взрывов достигала 300 км, от ядерных – 850 км. Получены также записи от 60 землетрясений с магнитудами 4,8–7,0.

На рис. 43 приведен совмещенный временной разрез МОВЗ и ГСЗ, который трансформирован в глубинный. Структура кристаллической коры, включая поверхность М, охарактеризована шестью границами ГСЗ. Первая граница обмена совпадает с преломляющей границей ГСЗ, вторая и третья прослеживаются автономно. Остальные границы обмена, связанные с кристаллической корой, идентифицируются с соответствующими границами ГСЗ в местах их совместного прослеживания с удовлетворительной точностью. Опорным является раздел М, с которым связаны доминирующие по интенсивности и протяженности прослеживания отраженные Р- и S-волны и преломленно-рефрагированные Р-волны, зарегистрированные в первых вступлениях с удалений 190–210 км. Граничная скорость изменяется в пределах 7,9–8,3 км/с, а мощность земной коры, включая переходный слой, колеблется от 39 до 43 км.

ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ      РУССКАЯ ПЛИТА



**Рис. 43.** Сейсмический разрез вдоль участка профиля V Рубин (Костомукша – Плесецк) [Глубинное..., 2004]:

1 – сейсмические границы по данным МОВЗ-ГСЗ в толще коры (а) и верхней мантии (б); 2 – поверхности фундамента и Мохо; 3 – границы блоков с разными скоростными параметрами; 4 – скорости сейсмических волн (км/с): ( $V_p$  – в числителе,  $V_s$  – в знаменателе). Выделяемые слои литосферы: I – верхняя кора, II – средняя кора, III – нижняя кора, IV – переходный слой кора – мантия (реликт плюма Виндибелт), V – верхняя мантия

Водлозерский блок пересекается профилем г. Костомукша – г. Плесецк на протяжении более 140 км. Исследована северная периферийная часть структуры. По глубинным геофизическим данным она характеризуется наличием верхнего – I, среднего – II и нижнего, включая переходный – III, IV этажей коры континентального типа. Мощности их соответственно достигают 14–15 км, 16–17 км и 10–12 км (см. рис. 43). Шилосская структура мезоархейского зеленокаменного «суперпояса» отличается существенным понижением скорости продольных сейсмических волн в верхней пятикилометровой части коры до 6,08 км/с. В интервале глубин от 5 км до 8 км зарегистрирована наклоненная в западном направлении обменная граница, которая может маркировать зону тектонического нарушения [Шаров и др., 2010a].

Сходную тектоническую позицию обнаруживают участки верхней части коры суперпояса, заключенные между Рыбозерской и Сенегозерской зеленокаменными структурами, а также между последней и палеорифтом Ветреный Пояс. Глубинными границами этих участков могут быть разломы, выполаживающиеся на глубине около 13–15 км. Субгоризонтальные участки разломов маркируются опорной сейсмической границей, построенной по данным отраженных (продольных и поперечных) и обменных волн. Тектонический характер границы прогнозируется на основании значительных различий в скоростях и структуре вышележащих и нижележащих комплексов коры. Она, вероятно, разделяет верхнюю и среднюю кору.

К востоку от р. Подломки на дневной поверхности развиты палеопротерозойские осадочно-вулканогенные образования сумийского палеорифта. По результатам сейсморазведки в верхней части коры под область их распространения присутствует зона пониженных скоростей (5,95–6,05 км/с), нижняя граница которой достигает глубины около 10 км. Эти скорости могут маркировать как терригенные породы и кислые (кварцсодержащие) вулканиды, так и, возможно, специфические массивы карбонатитовых пород, косвенные свидетельства которых присутствуют в широком развитии на данном участке карбонатизации пород, а также широкое распространение мелких секущих тел (жил) карбонатного состава. От основания вулканогенно-осадочного комплекса вниз до поверхности Мохоровичича протягивается зона мощностью от 30 до 60 км, в которой скоростные параметры средней и нижней коры увеличены по отношению к сопряженным в латеральном направлении участкам. Например, в интервале глубин 10–20 км в данной зоне скорости Р-волн составляют 6,47–6,55 км/с, S-волн – 3,8–3,88 км/с, а к западу и востоку от нее они равны соответственно для Р-волн 6,35–6,4 и 6,38 км/с и для S-волн – 3,6–3,65 и 3,69 км/с. В интервале глубин 25–30 км скорости составляют соответственно: в зоне 6,85–6,9 и 4,14–4,18 км/с, за ее пределами – 6,75 и 3,9 км/с к западу и 6,52 и 3,77 км/с восточнее. В нижней части коры (30–41 км) на продолжении рассматриваемой зоны обособляется аномальное высокоскоростное тело со значениями  $V_p = 7,35–7,41$  и  $V_s = 4,37–4,41$  км/с. В то же время в окружающих блоках коры скорости составляют 7,0–7,1 и 4,0–4,9 км/с (на западе) и соответственно 7,15–7,25 и 4,26–4,34 км/с (восточнее). По расчетным значениям содержания  $\text{SiO}_2$  аномальное тело может быть классифицировано как комплекс мафитов (51–52 %), который вероятно связан с обнажающимся над ним мафит-ультрамафитовым массивом Выжиги (Монастырский). В окружающих районах также присутствуют породы основного состава, но содержание  $\text{SiO}_2$  в них увеличивается до 53–56 %. С запада и, с меньшей степенью уверенности, с востока рассматриваемая зона ограничена глубинными разломами, достигающими самых низов коры. Западный разлом, скорее всего, достигает раздела Мохоровичича в области ее локального воздымания до 39 км [Глубинное..., 2004]. По-видимому, он протягивается в район Бураковского расслоенного массива, о котором сказано выше.

Характер поведения сейсмических границ и в основном распределение скоростных неоднородностей в консолидированной коре (с учетом восточных участков профиля, продолжающихся под Мезенской синеклизой Русской плиты) свидетельствует о наличии глубинного разлома вдоль западного края БПП. Разлом наклонен к востоку и рассекает всю земную кору вплоть до поверхности Мохоровичича, полого смещая последнюю на 4–5 км

вниз от 38 до 42 км. Начиная с отметок 12–13 км и до основания коры по обе стороны от разлома располагаются резко отличающиеся по своим скоростным параметрам комплексы. Различия в скоростях продольных волн в средней части коры достигают 0,5 км/с. Амплитуда горизонтального перемещения в верхней части коры оценивается не менее 50–60 км [Глубинное..., 2004]. На основании этих данных реконструируется надвигание БПП в западном направлении.

Профили IV и V отчетливо фиксируют положение (обычно на глубинах 29–43 км) выше границы М специфического слоя с характерными скоростными параметрами  $V_p = 7–8$  км/с. Он, как правило, имеет довольно устойчивую нижнюю границу (М) и менее устойчивую – верхнюю. Обычно этот слой интерпретируется как коромантийная смесь, которая, возможно, возникает в зонах субдукции в случае погружения коры в астеносферу. Ее образование может быть связано с контаминацией коровым веществом коматиитового расплава, формирующегося из горячего мантийного плюма при достижении последним соответствующих физико-химических параметров (Р, Т и др.).

В нашем случае, когда в раннем палеопротерозое в регионе интенсивно проявился мафит-ультрамафитовый магматизм на площади более 75 000 км<sup>2</sup> (Сумийская крупная магматическая провинция), его генезис связывается с воздействием сумийского термохимического мантийного суперплюма на Фенноскандинавский щит и его дочерней части (плюма «Виндибелт») – на юго-востоке щита [Куликов и др., 2008].

### ***Онежско-Ладужская площадь***

Онежско-Ладужский перешеек расположен между двумя крупнейшими в Европе озерами, Ладужским и Онежским. Комплексные геолого-геофизические исследования этой территории имеют большое значение для уточнения глубинного строения южного склона Фенноскандинавского щита и зоны его сочленения с Русской плитой. Онежская тектоническая структура уникальна в геолого-тектоническом и минерагеническом отношении, отчетливо выражена в аномальных физических полях, в современных и палеосейсмических структурах. Она располагается в пределах региональной магнитной аномалии, являющейся одной из самых обширных и интенсивных аномалий в Карельской части щита [Глубинное..., 2004; Шаров, 2012]. Природа проводимости пород людииковийского надгоризонта (2,1–1,92 млрд лет) связана с присутствием в них шунгитоносных пород, обогащенных  $S_{орг.}$ , проводимость же более глубоких горизонтов еще требует своего объяснения [Онежская..., 2011]. Гравитационное поле, как и другие геофизические поля, отражает ярко выраженную северо-западную направленность чередующихся складчатых структур. Породы, слагающие Онежскую структуру, обладают избыточной плотностью по сравнению с породами основания ( $\sigma_{изг} \approx 0,2$  г/см<sup>3</sup>). В связи с этим ядра антиклинальных структур, в которых уменьшена мощность осадочно-вулканогенных пород, выделяются отрицательными аномалиями, а синклиналильные структуры – положительными. Тепловое поле Онежской структуры по экспериментальным данным ниже фонового для щита и составляет в среднем  $\sim 15$  мВт/м<sup>2</sup> [Глубинное..., 2004]. Это связывается с теплофизическими параметрами пород основного состава, слагающих мощные вулканогенные и интрузивные толщи геологического разреза структуры. Учитывая данные о региональных геофизических полях, основной геофизической особенностью Онежской структуры следует считать наличие комплексной геофизической аномалии, характеризующей зону древней магматической активизации. Здесь отмечаются понижение мощности земной коры, теплового потока, сопротивления, повышенные значения регионального магнитного поля.

Изучение глубинного строения Онежско-Ладужского перешейка проведено на основе обобщения данных глубинных сейсмических исследований МОВ, ОГТ, ГСЗ, МОВЗ, а также их совместной интерпретации. Обширный сейсмический материал получен в 1975–2002 гг.

в основном ГП «Невскгеология», ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», а также Западным геофизическим трестом (ЗГТ) и ЛГИ. Ниже рассматриваются результаты сейсмических (МОВ, ОГТ, ГСЗ, МОВЗ) и других геофизических данных, что при таком комплексном подходе позволяет выявить новые детали глубинного строения земной коры региона.

На Онежско-Ладожской площади с 1980 по 2002 гг. ГП «Невскгеология» выполнены профильные региональные работы и детальные исследования методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ). Общая протяженность профилей более 1500 км (рис. 44), часть профилей (~ 900 км) переобработана по новым компьютерным технологиям, среди них и представленный профили I (Сямозеро – Кондопога – Повенецкий залив) и II (Шайдома – Кажма – Заонежский залив) (рис. 45). На разрезах кроме границ и зон также присутствует информация об интенсивности зарегистрированных обменных волн (обменоспособность среды) [Шаров и др., 2011, 2013б].

*Профиль I* пересекает Онежскую структуру с юго-запада на северо-восток и протягивается на 15 км. Распределению параметра  $A_{py}/A_p$  в разрезе профиля соответствует сложный мозаичный рисунок (см. рис. 45, а). Отмечено несколько областей, где значения параметра  $A_{py}/A_p$  выше среднего. На пикетах 0–15 км зафиксированы аномальные области на глубинах 35–55 км, где величина этого параметра достигает 80–90 %, а на пикетах 15–25 км высокие значения зафиксированы на глубинах от верхов коры до верхов мантии. Этой аномальной области соответствует участок разреза, находящийся в створе глубинной Южной (Гирвасской) зоны разломов. Мощность земной коры (граница  $M_1$ ) вдоль профиля изменяется от 36–37 км на юго-западе до 29,5–30,5 на северо-востоке. Между Лижемской и Тамбицкой зонами наблюдаются нарушенные и структурно измененные области подошвы земной коры. Самые значительные изменения захватывают кровлю и подошву зоны перехода кора – мантия в области мощной Уницкой зоны.

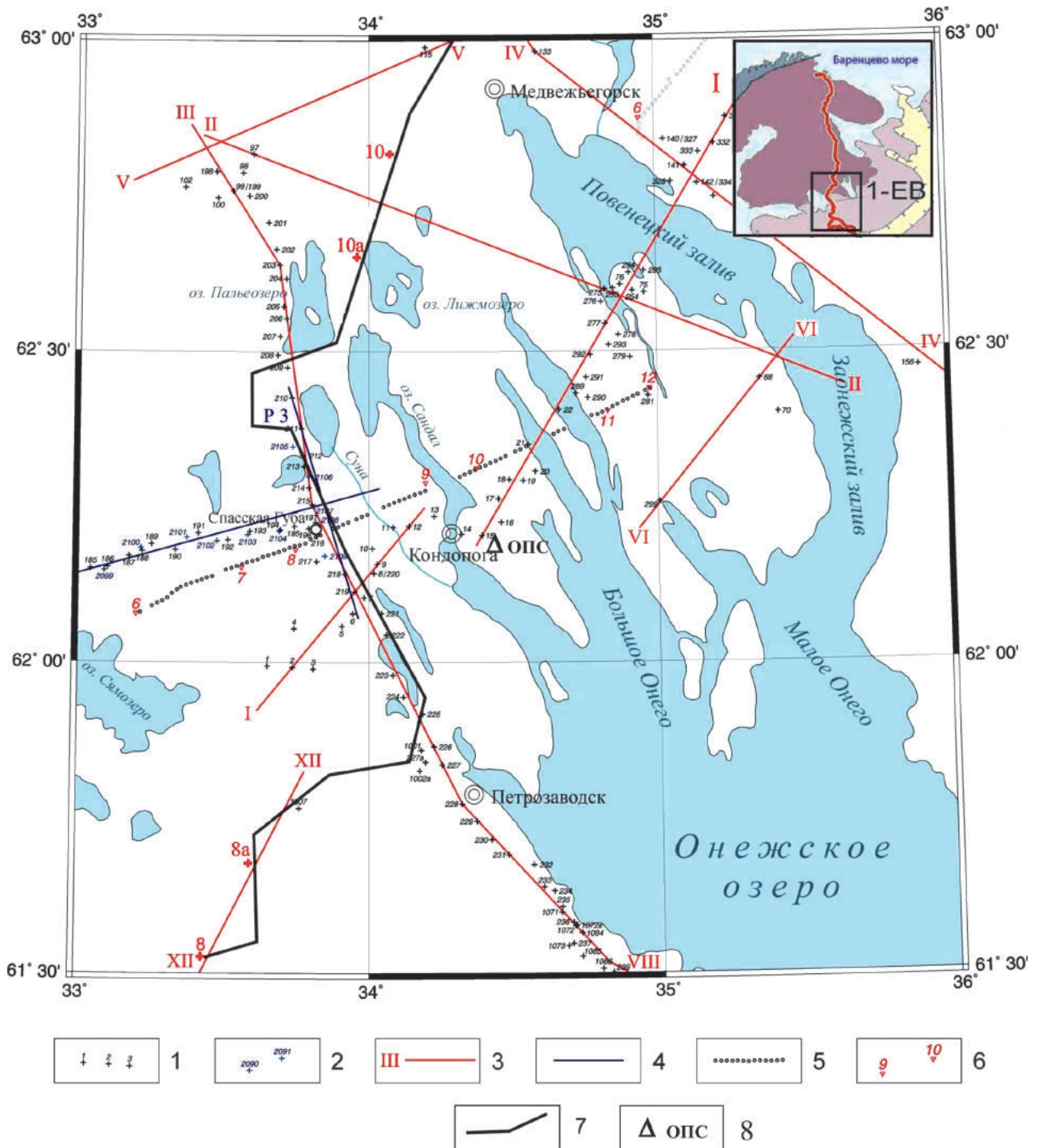
*Профиль II* протягивается с северо-запада на юго-восток на 120 км и пересекает основные разрывные структуры Онежского рудного района под более острым углом, чем профиль I (см. рис. 45, б).

Наиболее интересной является центральная часть разреза (пикеты 60–75 км), где прослеживается интенсивная площадная аномалия (70–80 %). По глубине она распадается на несколько областей: в верхней части коры (глубины 2–6 км), в средней части коры (20–30 км) и в низах коры, захватывая всю переходную зону кора – мантия. Сопоставимые с ней по интенсивности обменные волны зафиксированы в области в верхней части коры на глубинах 10–15 км на пикетах 30–40 км (юго-восточнее Лижемской зоны разломов). Выделенный блок повышенной обменоспособности, захватывающий всю кору и уходящий глубже в мантию, соответствует области сочленения Уницкой и Святухинско-Космозерской зон складчато-разрывных дислокаций.

Таким образом, Уницкая зона, сохраняющая напряженное динамическое состояние на уровне низов коры, имеет все шансы быть «печкой» для большей части Северо-Онежского синклиория. Оперяющие и соседствующие с ней зоны нарушений будут иметь следы многократных активизационных процессов. Она же прослеживается в юго-западном направлении за пределами разреза еще на 100 км.

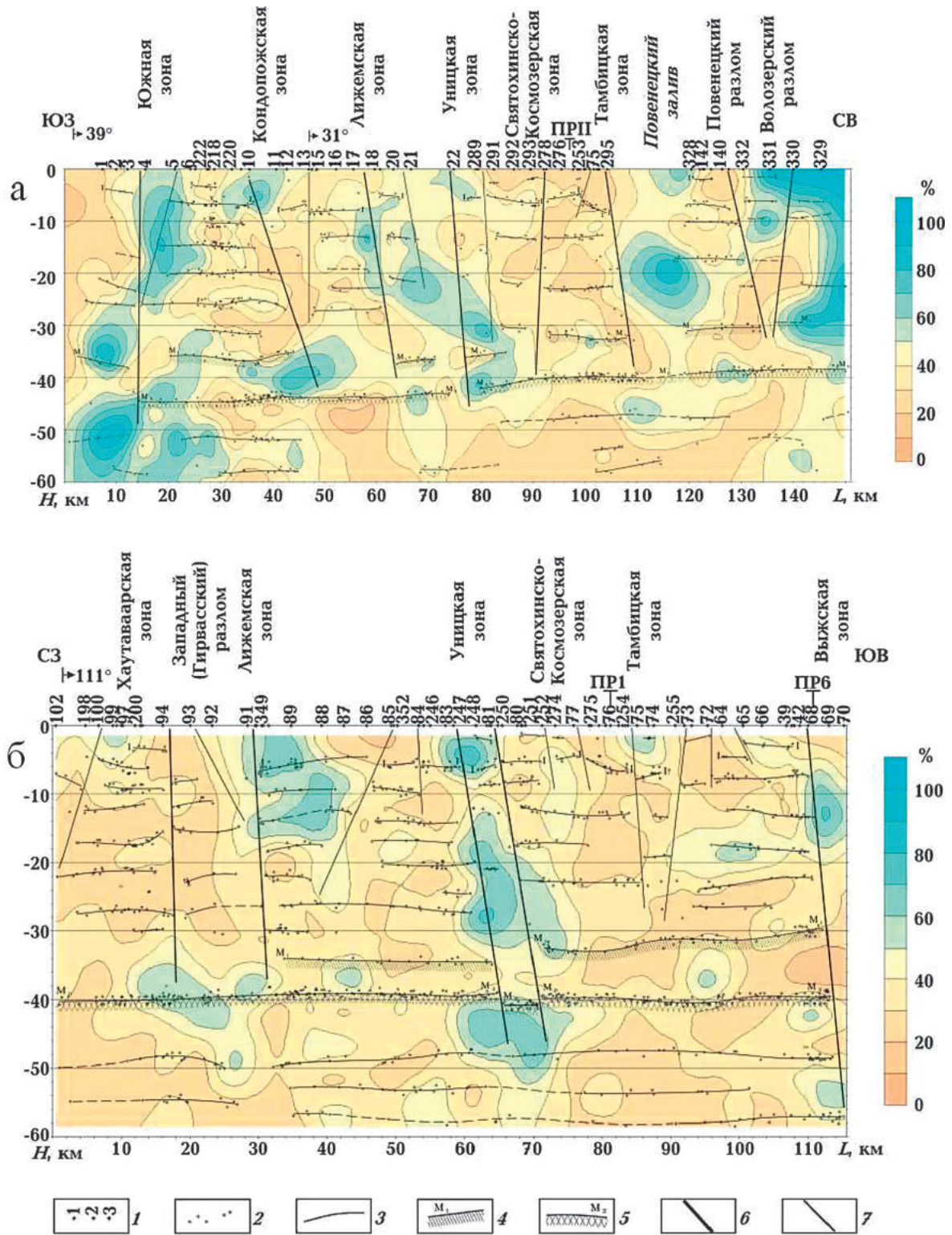
*Сейсмические исследования ОГТ и ГСЗ. Северный участок геотраверса 1-ЕВ*, отработанный УГПП «Спецгеофизикой», пересекает несколько крупных тектонических структур Фенноскандинавского щита и зону его сочленения с Русской плитой (рис. 46). На участке протяженностью 1000 километров этого геотраверса между Петрозаводском и Москвой 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; Строе-ние..., 2005; Шаров и др., 2011].





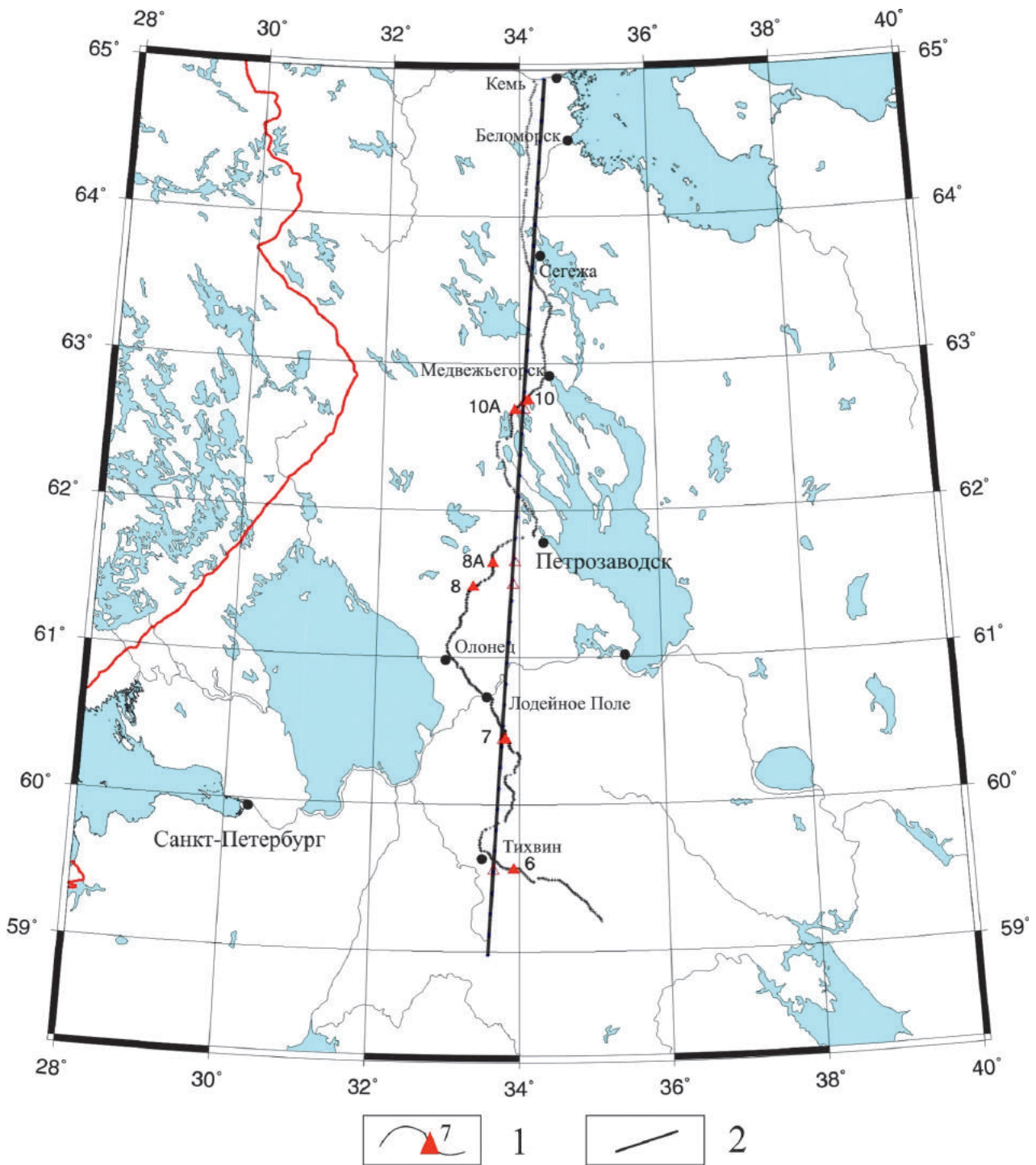
**Рис. 44.** Схема сейсмической изученности Онежской площади. На врезке указано расположение северной части геотраверса 1-ЕВ. Квадратом очерчен район сейсмических работ:

1 – точки наблюдений МОВЗ 1980–1988 гг. и их номера (ГП «Невскгеология»); 2 – точки наблюдений МОВЗ 2000–2002 гг. и их номера (ГП «Невскгеология»); 3 – профили МОВЗ 1998 г. и их номера (ГП «Невскгеология»); 4 – восточная часть профиля МОВЗ Гдов – Спасская Губа 2002 г. (ГП «Невскгеология»); 5 – профили МОВ-ГСЗ 1975 г. (ЗГТ); 6 – пункты взрывов, их номера на профилях МОВ и ГСЗ; 7 – участок геотраверса 1-ЕВ 2000–2001 гг. (ФГУ ГНПП «Спецгеофизика»); 8 – Онежская параметрическая скважина (ОПС) 2007–2009 гг. (ФГУП «НПЦ Недр»)



**Рис. 45.** Глубинные разрезы и обменоспособность среды в изолиниях  $A_{ps}/A_p$  — отношение амплитуды обменной волны к образовавшей ее продольной волне (%) [Шаров и др., 2013б]: а — профиль I (Сямозеро – Кондопога – Повенецкий залив); б — профиль II (Шайдома – Кажма – Заонежский залив):

1 — пункты сейсмологических наблюдений и их номера; 2 — точки проявления обменных волн; 3 — границы обменов; 4 — кровля зоны перехода кора – мантия; 5 — подошва зоны перехода кора – мантия; 6 — мантийные разломы, разрывающие границы  $M_1$  и  $M_2$ ; 7 — внутрикоровые разломы



**Рис. 46.** Схема расположения участка Кемь – Тихвин геотраверса 1-ЕВ:

1 – непрерывные наблюдения ОГТ и ГСЗ с номерами пункта взрыва; 2 – линия спрямления профиля ГСЗ при томографическом моделировании

Система наблюдений ГСЗ (рис. 46) состояла из 8 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 P<sub>g</sub>) с увели-

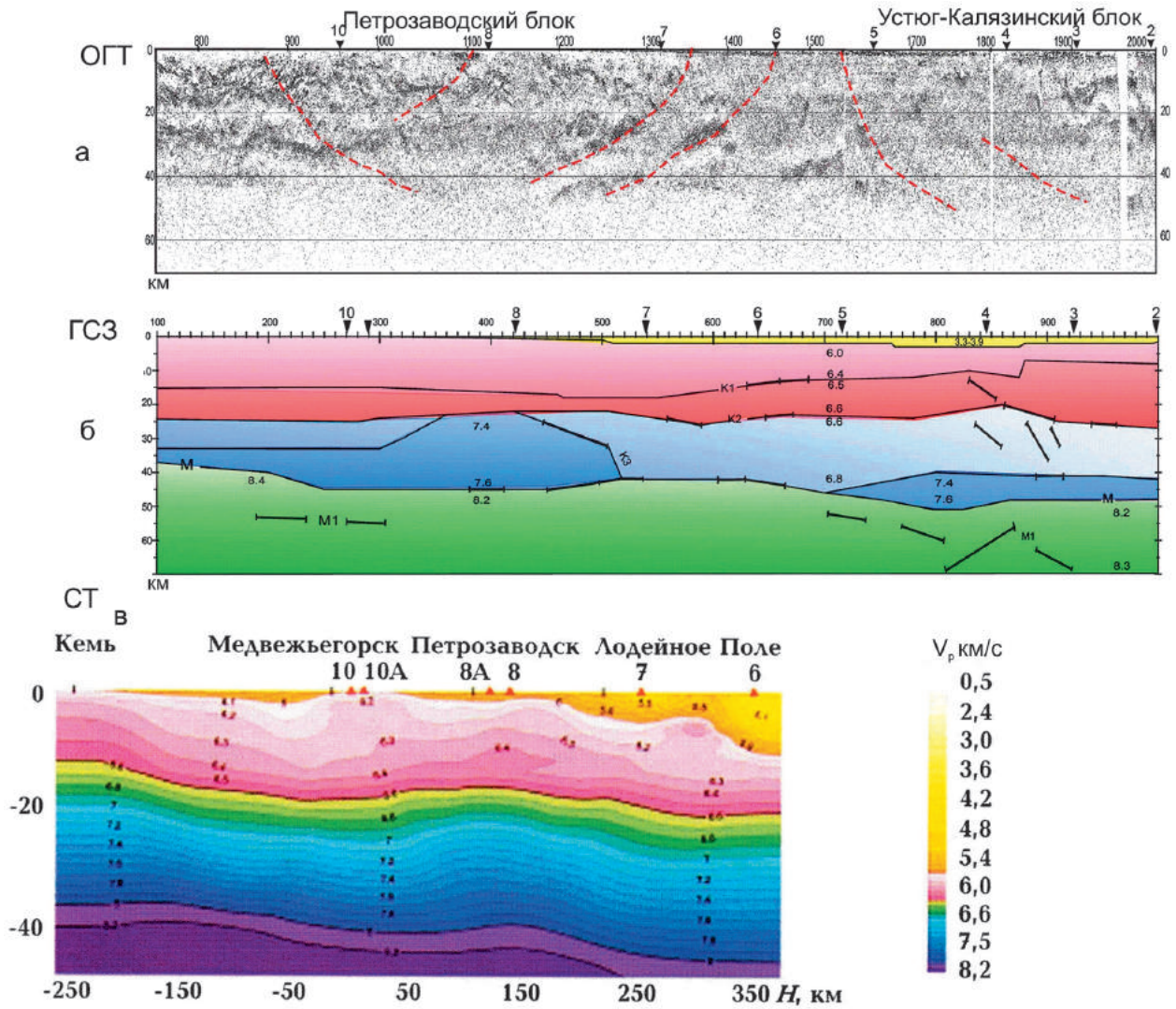
чивающейся с расстоянием кажущейся скоростью от 5,8–6,0 до 6,8–7,2 км/с. На больших удалениях с резким изломом в первые вступления выходят преломленные волны от границы М (волны Pn) со скоростью 8,0–8,4 км/с. По доминирующим скоростям волны P<sub>g</sub> делятся на три основные ветви. На расстоянии от источника 0–100 км кажущиеся скорости изменяются от 5,8 до 6,3 км/с, затем в первые вступления выходит волна K<sub>1</sub> со скоростью 6,4–6,7 км/с, а на удалениях 150–200 км волна K<sub>2</sub> с кажущейся 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 K<sub>1</sub>, K<sub>2</sub>) и внутри верхней мантии (M<sub>1</sub>). 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 [Сулейманов и др., 2007]. 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 наблюдаемыми годографами. В случае их расхождения в модель вносились поправки, и снова решалась прямая задача. Для окончательной модели расхождения между наблюдаемыми и расчетными годографами не превышают 0,1 с [Сулейманов и др., 2007].

Сейсмотомографическая модель 2D по северному участку геотраверса 1-ЕВ Кемь – Тихвин выполнена в системе Firstomo [Рослов и др., 2001]. 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 – наблюдения только с больших удалений. Для построения двумерной модели была выбрана линия продольного профиля, положение которой показано на рис. 46.

*Сопоставление разрезов ОГТ, ГСЗ, МОВЗ и томографии.* В последние годы в связи с возрастающим объемом глубинных исследований комплексом методов ОГТ, ГСЗ, МОВЗ, сейсмотомография активно обсуждается как одна из актуальных проблем региональной геофизики – сопоставимость и достоверность получаемых данных о глубинном строении земной коры и верхней мантии. Обработка осуществляется с использованием Р-, S- и PS-волн широкого класса событий: далеких и близких землетрясений, а также промышленных и специальных взрывов, что позволяет изучить до глубины 100 и более км в едином ключе строение консолидированной коры и верхней мантии. Интерпретация каждого вида данных многоволновой сейсмоки имеет свои методические особенности и дает представление о различных физических параметрах изучаемой среды.

Сейсмические разрезы на рис. 47 дают разные изображения земной коры. Разрез ОГТ (рис. 47, а) 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].

Разрез ГСЗ (рис. 47, б) 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).



**Рис. 47.** Сейсмические разрезы по участку геотраверса 1-ЕВ, полученные методами ОГТ (а), ГСЗ (б) и томография (в):

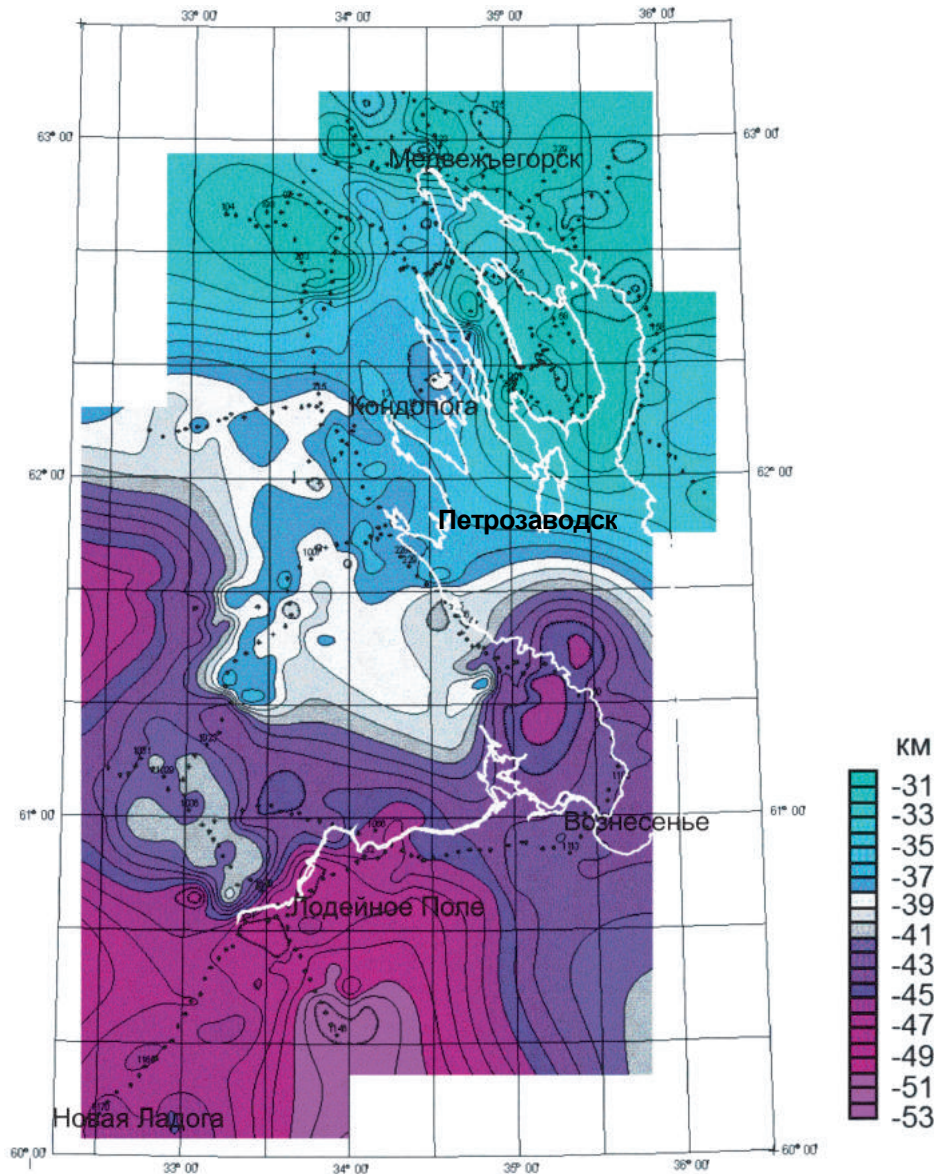
а – пунктирными красными линиями отмечены глубинные нарушения и границы блоков коры; б – тонкими линиями даны изолинии скорости (км/с), утолщенными – отражающие площадки, ПВ пункты взрыва; в – сейсмотомографический разрез в изолиниях скорости (км/с)

Сейсмотомографический разрез (рис. 47, в) 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 освещены сейсмическими лучами менее надежно по сравнению с разрезом ГСЗ (см. рис. 47, б).

В 1985 г. ГП «Невскгеология» выполнила работы МОВЗ на профиле VIII Мяндусельга – Вознесенье. Фрагмент этого профиля (Медвежьегорск – Петрозаводск) представлен на сводном разрезе только в статическом варианте (ввиду отсутствия динамических характеристик в материалах ОГТ). В 2001 г. по этому же участку пройден геотраверс ОГТ 1-ЕВ ФГУ УГГП «Спецгеофизика». Сопоставление построенных разрезов представлено на рис. 48. На сводном разрезе по МОВЗ видна зона перехода кора – мантия, ограниченная поверхностями  $M_1$  (30–38 км) – кровля зоны перехода и  $M_{II}$  (40–46 км) – подошва зоны перехода, в то время как на разрезе ОГТ индексом М обозначена область, не имеющая параметрических данных и совпадающая то с границей  $M_{II}$  (север), то с  $M_1$  (юг). В земной коре прослежены различные варианты как совпадений, так и разли-



волны сжатия-растяжения. Но ни один из этих компонентов в отдельности не позволяет дать объективную картину глубинного строения литосферы. Однако сочетание этих компонентов позволяет извлечь ту комплексную, более достоверную информацию, которая не доступна каждому из них по отдельности. Следовательно, данные различных сейсмических методов должны использоваться в комплексе для взаимного дополнения, информации о геологическом строении среды.



**Рис. 49.** Мощность земной коры по границе  $M_1$  (Сост. Э. В. Исанина, С. И. Южанинова) [Онежская..., 2011]

В результате проведенных сейсмологических исследований составлены схемы глубинного строения для Онежско-Ладожской площади в масштабе 1 : 200 000 (рис. 49, 50). Физической основой для оценки выделения глубинного строения послужила сейсмическая неоднородность земной коры по вертикали и латерали. На всех разрезах МОВЗ в низах коры наиболее уверенно прослежены две границы  $M_1$  и  $M_{II}$ . Верхняя из этих границ по данным ГСЗ на других

территориях приурочена к поверхности раздела, характеризуемой скоростью продольных волн  $V_p = 7,9-8,2$  км/с, т. е. является подошвой земной коры. Граница  $M_{II}$  прослеживается на всех территориях, где проводились работы МОВЗ (Украина, Россия (Кольский п-ов), Казахстан), и определена авторами как подошва зоны перехода кора – мантия. Слой, расположенный между  $M_I$  и  $M_{II}$ , определен как зона перехода кора – мантия. По данным ГСЗ, на Кольском п-ове в районе СГ-3 скорости продольных волн на границе  $M_{II}$  слабо отличаются от скоростей в кровле зоны перехода и находятся в пределах  $V_p = 8,0-8,3$  км/с. Данное обстоятельство является предпосылкой для довольно часто встречающейся оценки: при потере прослеживания одной из границ в работах ГСЗ наблюдается переход на другую границу с близкой скоростью и образуются так называемые «корни гор».

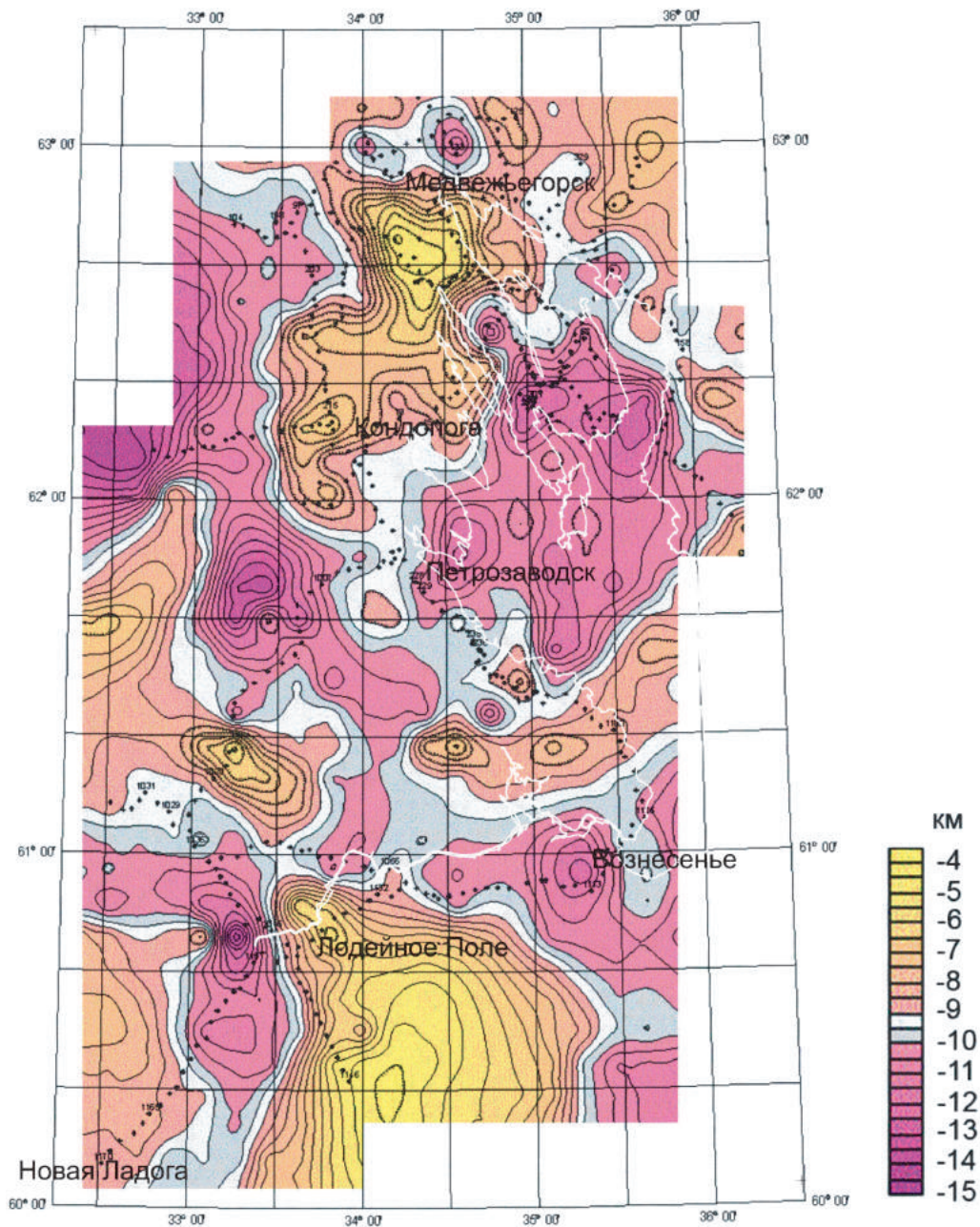


Рис. 50. Мощность коромантийного переходного слоя (Сост. Э. В. Исанина, С. И. Южанинова) [Онежская..., 2011]



Для территории Онежско-Ладожской площади построены две карты, характеризующие глубинное строение земной коры: карта мощности земной коры построена по увязанной по площади границе  $M_1$  (кровля зоны перехода кора – мантия) (см. рис. 49) и карта мощности зоны перехода (кора – мантия)  $M_1 - M_{II}$  (см. рис. 50). С учетом материалов вышеназванных карт и глубинных сейсмических разрезов была составлена карта-схема глубинного строения Онежско-Ладожской площади.

В заключение отметим, что выполненные глубинные сейсмические исследования позволили в пределах Онежско-Ладожской площади получить сейсмические модели, которые детально характеризуют земную кору и верхнюю мантию и являются базовым инструментом для решения не только фундаментальных геологических, но и практических задач минерагенического прогноза.

Полученные результаты поставили новые вопросы перед сейсмическими методами исследований сложных структур консолидированной коры.

1. Данные отдельных сейсмических методов нельзя считать однозначными. Основной путь уменьшения такой неоднозначности заключается в комплексном использовании сейсмических волн разных классов (отраженные, преломленные, рефрагированные) и разных типов (продольные, поперечные, обменные), зарегистрированных на различных удалениях от ПВ (ближняя и дальняя зоны) при нормальном и наклонном падении волн на сейсмические границы.
2. Для успешного комплексирования наземных сейсмических наблюдений со скважинными необходимо разработать физические основы, модели и методику, обеспечивающие сопоставимость и совместную интерпретацию данных разных методов. Отсюда следует необходимость проведения региональных исследований на тех же профилях комплексом сейсмических методов, включающих наблюдения по способу глубинного ОГТ и трехкомпонентные наблюдения по способам ГСЗ и МОВЗ. Результаты этих работ дополняют друг друга и несут разную информационную нагрузку.

#### 2.4. Ладожско-Ботническая шовная зона

Район исследований (60–64° с.ш., 24–36° в.д.) включает приграничную территорию (рис. 51) 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. Ниже 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.

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. 51, табл. 3). Однако обработка материалов по профилям проведена с разной детальностью. 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.

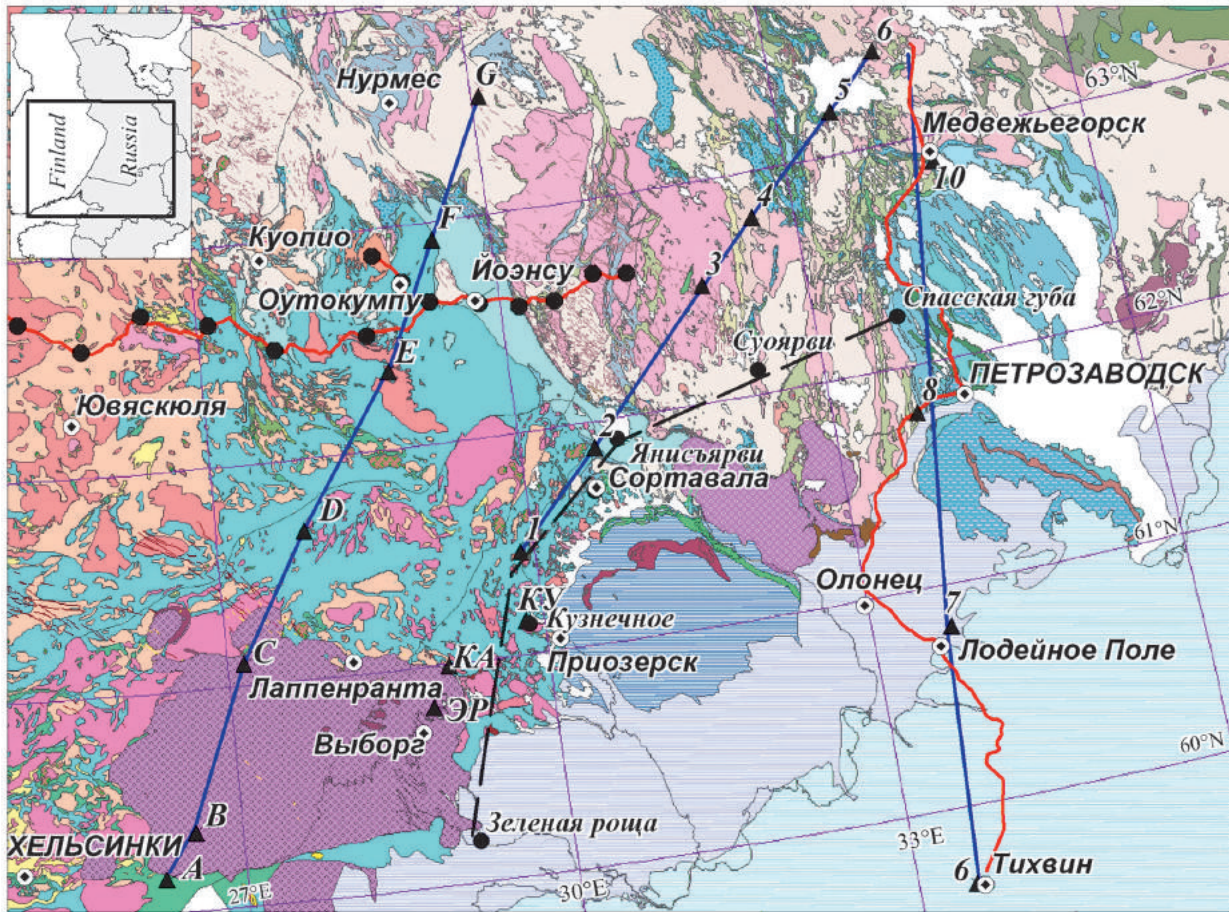


Рис. 51. Фрагмент геологической карты юго-восточной части Фенноскандинавского щита [Koistinen et al., 2001] и местоположения глубинных сейсмических профилей:

FIRE 3, 3А (Мёнкё – Оутокумпу – Виниярви – Леппявирта); Балтик; Приладожский (Лахденпохья – Сегозеро); Зеленая Роща – Спасская Губа; Сегежа – Тихвин (1-ЕВ). На врезке квадратом очерчен район исследований

Таблица 3

Сейсмическая изученность земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита

Название профиля	Длина, км	Год выпуска	Глубина до М, км	V ср до М, м/с	Vг по М, км/с	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; 3А (Мёнкё – Оутокумпу – 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 – Тихвин)	600	2001 2003	40–45	6,4–6,6	8,2–8,4	Глубинное..., 2004; Строение..., 2005; Сулейманов и др., 2007

Профиль Балтик (рис. 51). Сейсмические наблюдения проведены методом ГСЗ при возбуждении упругих волн как специальными, так и промышленными взрывами. Отдельные группы волн коррелируются с разрывами (рис. 52, а). 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. 52). 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. 52, б). 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-Ботническая 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.

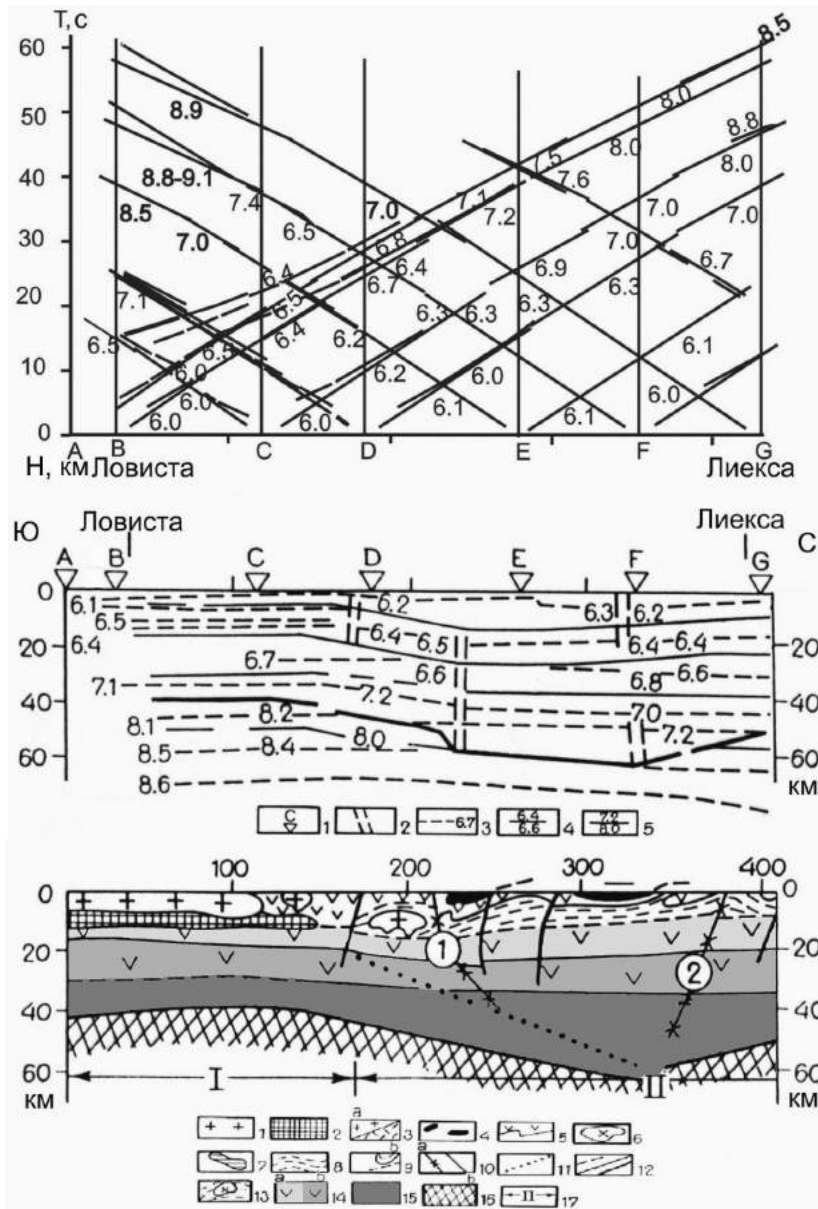
По совокупному анализу геофизических и геологических данных устанавливается (рис. 52, в), что неоднородный скоростной состав коры в пределах профиля коррелируется с особенностями геологического строения. Структура земной коры региона имеет сложное мозаично-неоднородное строение. Блоки ограничены зонами глубинных и других крупных разломов, пересекающих 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, 2015а; 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, 2015; Павленкова, 2006].



**Рис. 52.** Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Балтик [Luosto et al., 1990; Шаров, 1993; Mitrofanov et al., 1998]:

а – системы наблюдаемых 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 лет), 4 – перидотиты, серпентиниты, габброиды и основные вулканы (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 – габброиды, габбро-анортозиты (2,8–2,6 млрд лет), 8 – архейские гнейсы и сланцы, 9 – геоэлектрические границы, 10а – главные и 10б – второстепенные разрывные нарушения, разломы (цифрами в кружках): 1 – Колкоярви, 2 – Сувасьяси, 11 – пологие границы, предполагаемые по геологическим данным, 12 – геофизические коровые границы, 13 – верхний слой (верхний этаж) ( $V = 5,9\text{--}6,2$  км/с,  $\sigma = 2,6\text{--}2,75$  г/см<sup>3</sup>); 14 – средний ( $V = 6,3\text{--}6,5$  км/с,  $\sigma = 2,75\text{--}2,9$  г/см<sup>3</sup>) и нижний ( $V = 6,6\text{--}6,8$  км/с,  $\sigma = 2,9\text{--}3,0$  г/см<sup>3</sup>); 15 – коромантийный слой ( $V = 7,0\text{--}7,3$  км/с,  $\sigma = 3,0\text{--}3,2$  г/см<sup>3</sup>); 16 – граница М, мантия ( $V = 8,0\text{--}8,2$  км/с,  $\sigma = 3,35$  г/см<sup>3</sup>); 17 – тектоническое районирование (I – Свекофеннский геоблок, II – Карельский кратон)

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 коромантийном (рис. 52, в). 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  $M$  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 петрофизических свойств – увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

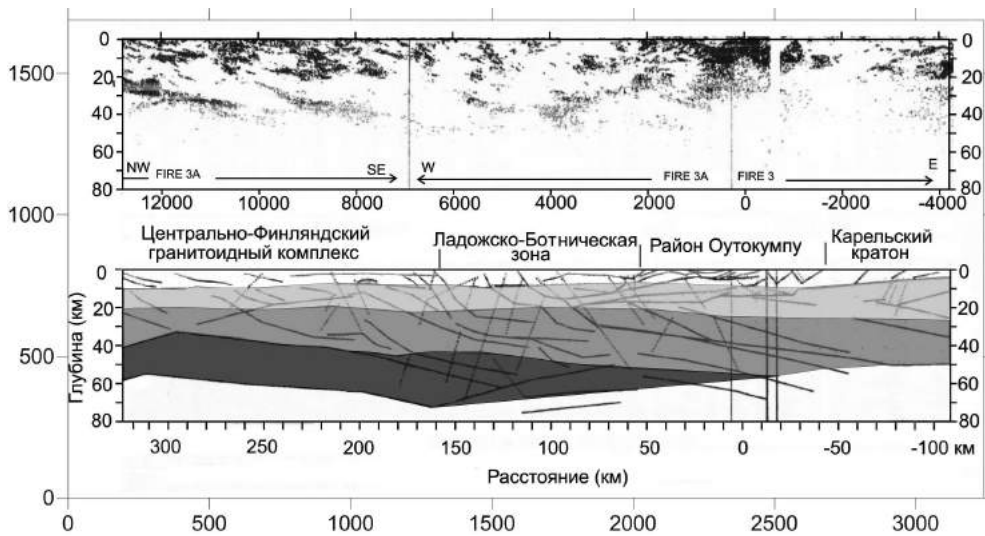
*Профили Мёнкё – Оутокумпу (FIRE 3) и Виниярви – Леппявирта (FIRE 3А).* Профиль FIRE 3 пересекает зону контакта Карельского кратона и Центрально-Финляндского блока (район Оутокумпу), где пробурена в 2004 г. скважина ОД глубиной 2516 м. Скважина Оутокумпу прошла зону контакта пород архей – протерозой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

Профиль FIRE 3А является продолжением FIRE 3 на запад и пересекает Ладожско-Ботническую шовную зону (см. рис. 51). На сводном сейсмическом разрезе (рис. 53, а) 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].

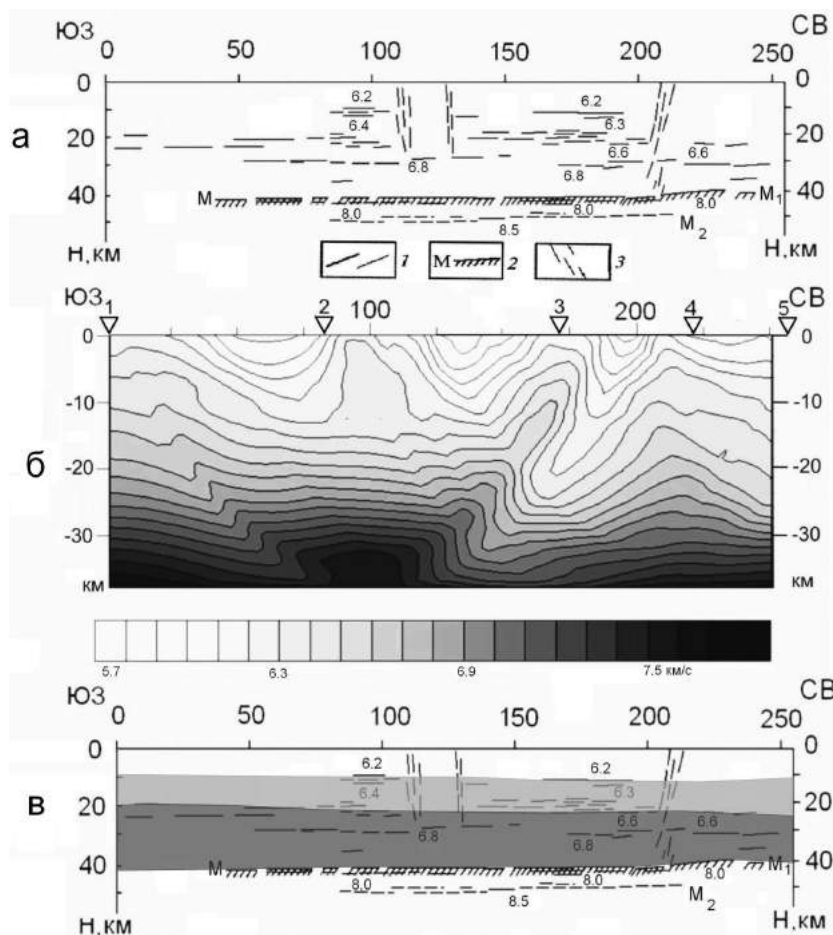
Ладожско-Ботническая зона (рис. 53, б) выглядит как серия субвертикальных прозрачных зон, пронизывающих всю кору. Между главными сбросами амплитуды отражения уменьшаются. Деление земной коры на слои (см. рис. 53, б) проведено условно, так как отсутствуют скоростные характеристики разреза. Нижняя кора имеет низкую отражательную способность, но обладает субгоризонтальной расслоенностью.

*Профили Лахденпохья – Сегозеро (Приладожский), Выборг – Спасская Губа* (см. рис. 51, табл. 3) 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. 54, а). 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. 54, б) 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 приведено на рис. 54, в.



**Рис. 53.** Профиль FIRE 3 и 3А Мигрированный временной разрез МОВ ОГТ (а) [Kukkonen, Lahtinen, 2006]. Сводный глубинный сейсмический разрез ОГТ (б) [Коржа, Heikkinen, 2008], деление земной коры на слои (полутонами)



**Рис. 54.** Профиль ГСЗ Приладожский (Лахденпохья – 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)

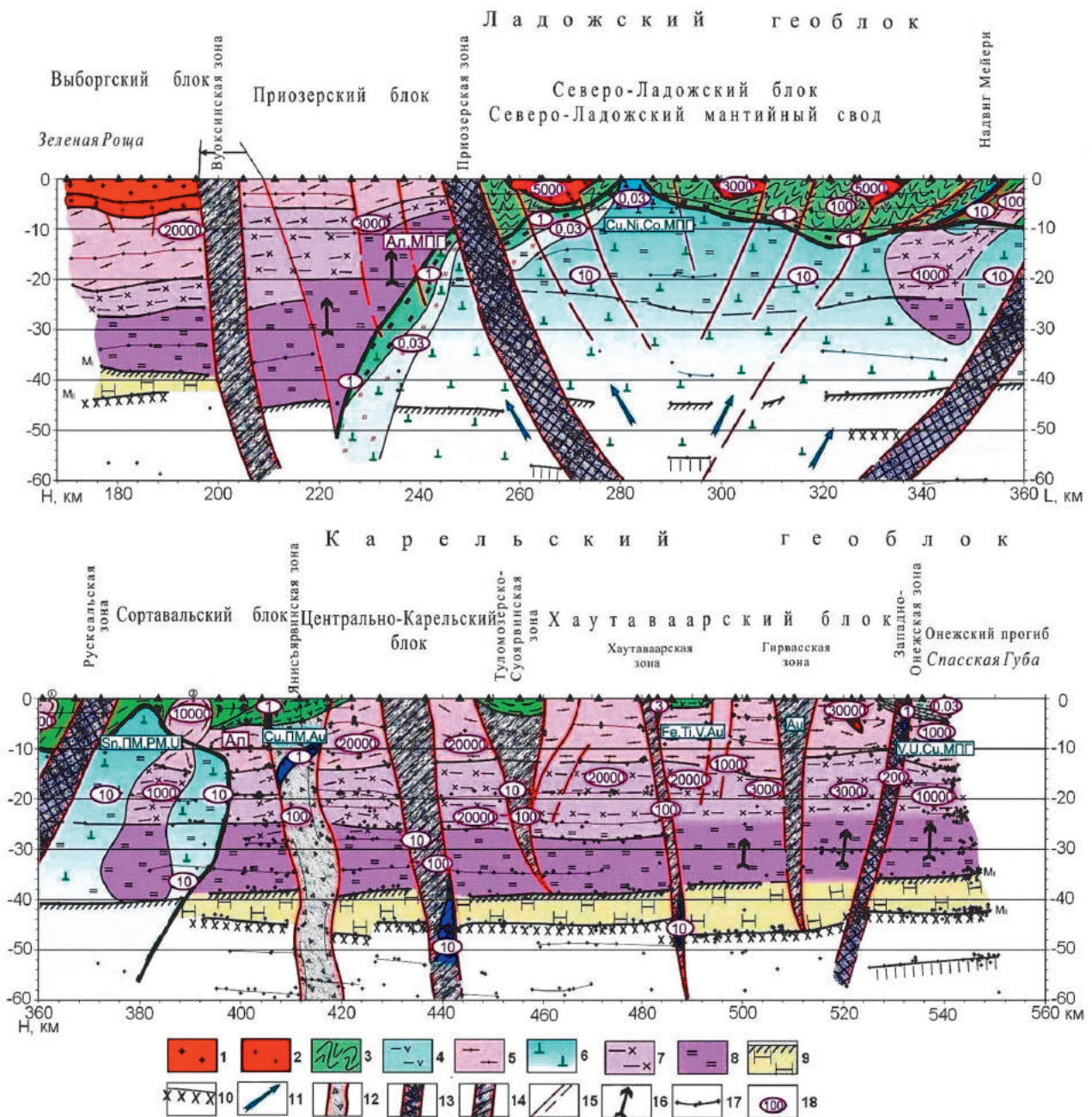
*Профиль Выборг – Спасская Губа* является частью геофизического профиля Гдов – Сосновый Бор – Зеленая Роща – Спасская Губа, на котором проведены совместные сейсмогеологические глубинные исследования МОВЗ-МРС ГПП «Невскгеология» и РГЭЦ Геон в 2000–2001 гг., а в 1997–2000 г. геоэлектрические МТЗ-АМТЗ исследования и построен комплексный геолого-геофизический разрез [Глубинное..., 2004]. Участок профиля Выборг – Спасская Губа (рис. 51) пересекает ключевую структуру южного склона Фенноскандинавского щита и его сочленения с Русской плитой. Центральной частью этой крупнейшей структуры является Северо-Ладужский 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; Шаров, 2015]. Этот наиболее протяженный отрезок профиля (250 км) пересекает с юга на север Выборгский, Северо-Ладужский и Сортавальский блоки (рис. 55).

Выборгский блок характеризуется чередованием четко прослеживаемых PS-волн (высокая относительная интенсивность 50–60 %). Расслоенность земной коры нормальная, т. е. прослежены 6 границ до  $M_1$ . Поверхность Мохо приподнята до глубины 38 км. Характерное утонение зоны перехода кора – 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 следовать уверенно, отсутствует граница  $M_{II}$ .

Далее к северу, за Приозерским рифтообразующим разломом следует собственно Ладужская рифтовая зона, входящая в состав Ладужско-Ботнической рифтогенной системы. По результатам электроразведочных и сейсморазведочных исследований, Северо-Ладужский блок обладает уникальными структурно-вещественными параметрами. По данным МОВЗ, этот блок ограничивается падающими навстречу друг другу под углами  $60^\circ$ – $40^\circ$  Приозерским и Рускеальским рифтообразующими разломами. Пространство между ними насыщено внутририфтовыми 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  $M_1$ ; она следует 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  $M_1$ , по данным МОВЗ, на глубинах 22–26 км можно более или менее уверенно провести границу, также прогибающуюся вниз параллельно границе  $M_1$ . На глубинах от 4 до 10 км отчетливо отмечается граница, соответствующая осадочно-метаморфическому слою, вмещающему интрузивные образования [Глубинное..., 2004; Шаров и др., 2004].

Северо-Ладужский 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 Ладужской аномалии на сегодня трактуется неоднозначно.

Геометрические размеры и асимметричная форма Северо-Ладужского 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 свидетельствуют 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 мГл. 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].



**Рис. 55.** Сводный геолого-геофизический разрез по профилю Выборг – Спасская Губа [Глубинное..., 2004]:

1 – граниты рапакиви; 2 – плагиомикроклиновые граниты; 3 – людииковско-калевийские метаморфические породы; 4 – лопийские метаморфические породы; 5 – гранитизированные метаморфические породы поверхностного слоя земной коры; 6 – Северо-Ладожский мантийный свод. Преимущественно перидотиты, в верхней части переходящие в коромантийную смесь; 7 – гнейсово-кристаллосланцевый комплекс умеренной основности, среднекоровый; 8 – диорито-гнейсы и кислые гранулиты нижнекорового слоя; 9 – переходный слой кора – мантия: основные гнейсы, гранулиты, перидотиты; 10 – гранат-пироксеновые гранулиты, эклогиты, перидотиты верхней мантии; 11 – направления мантийных флюидных потоков. Структурно-тектонические элементы; 12 – Янисъярвинская межгеоблоковая система разломов; 13 – главные мантийные разломы; 14 – мантийные разломы региональных зон; 15 – внутрикоровые разломы различной глубинности; 16 – направление движения блоков; 17 – границы слоев и точки обмена волн по данным МОВЗ-МРС; 18 – удельное электрическое сопротивление (Ом·м) блоков и структур, по данным МТЗ-АМТЗ



Сортавальский блок является по своей структуре переходным. В нем присутствуют область сильно расслоенной земной коры и область гомогенизированного 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  $M_1$  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.

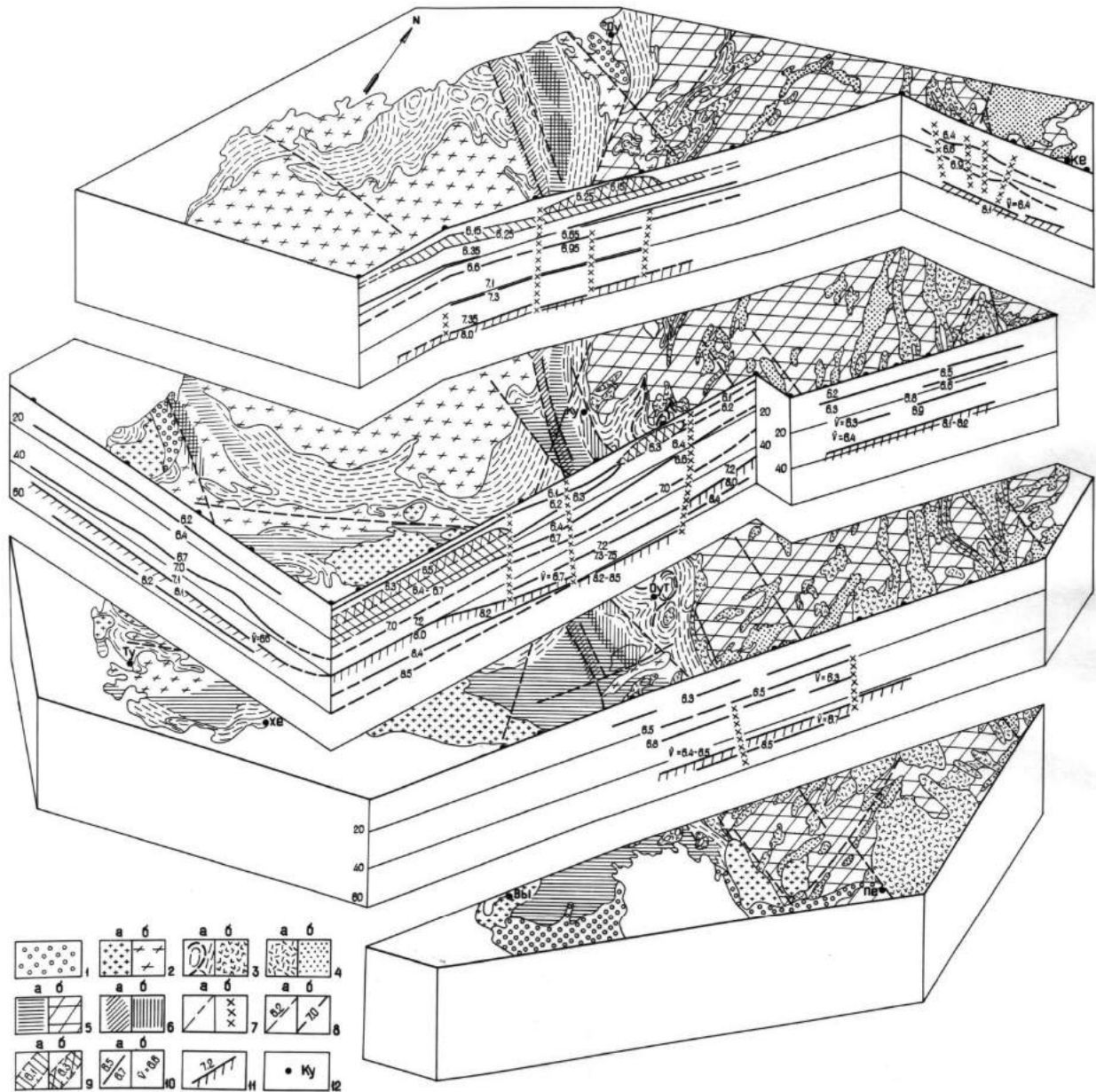
Далее профиль разворачивается на восток и практически вкрест простирания пересекает субмеридиональные структуры южной части Карельского мегаблока (рис. 55). Зафиксированные в южной части мегаблока крупные тектонические нарушения позволили разделить его на блоки третьего порядка (с запада на восток): Централно-Карельский, Хаутаваарский 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  $M_1$  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, Хаутаваарского блока. По данным МОВЗ, Туломозерская зона в данном сечении обладает специфической характеристикой – это область многочисленных внутрикоровых разломов, в совокупности образующих широкий веер на поверхности, сужаясь на глубину, приключается к границе  $M_1$ . В геологическом разрезе пространство Туломозерской зоны обладает низкой обменоспособностью, свидетельствующей о полной кратонной стабилизации области развития этой структуры.

Хаутаваарская структура входит в систему зеленокаменных поясов Карелии. В ее центральной части выделяется по целому комплексу волновых признаков (PS, P-волны, микросейсмический фон). Хаутаваарская зона разломов весьма локальна в объеме, но сечет всю земную кору, уходя в верха мантии. Восточнее этой зоны наблюдается подъем границы  $M_1$  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 ( $M_1$ ). 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.

*Построение блоковой модели земной коры региона.* На рис. 56 показана аксонометрическая проекция шести сейсмогеологических разрезов для исследуемого региона [Шаров, 1993]. 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 Свекофеннской провинции.

На всех профилях Карельского кратона глубина границы  $M$  варьирует в пределах 40–45 км. Она является хорошей отражающей границей со средней скоростью 6,4 км/с. Внутри коры обнаружены области скопления в малом интервале глубин субгоризонтальных отражающих элементов, которые можно рассматривать как некие разделяющие зоны между скоростными этажами.



**Рис. 56.** Блоковая модель земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита [Шаров, 1993]:

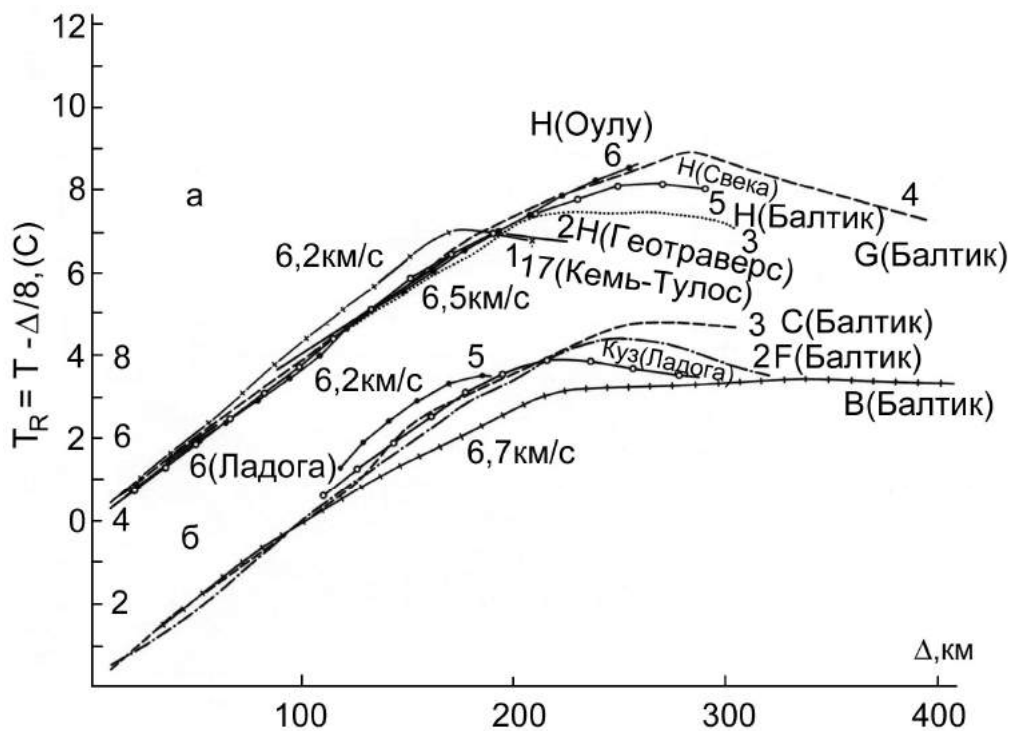
1 – осадочные породы позднего протерозоя (рифей, готний, венд), 2 – раннепротерозойские (свекокарельские) гранитоиды: а – рапакиви и другие поздне- и посторогенные границы, б – синкинематические граниты Центральной Финляндии, 3 – свекокарельские супракрустальные образования: а – гнейсы и сланцы свекофеннского комплекса, б – осадочно-вулканогенные породы карельского комплекса, 4 – позднеархейские образования: а – гранитоиды, б – супракрустальные породы лопийского комплекса, 5 – зона свекокарельского высокотемпературного метаморфизма (а), древнейший (раннеархейский) гнейсотоналитовый фундамент (б), б – зона положительных (а) и отрицательных (б) гравиметрических аномалий, 7 – разломы: а – наблюдаемые полевыми методами, б – установленные при интерпретации геофизических материалов, 8 – сейсмические границы: а – менее уверенные, б – уверенные, 9 – зоны пониженной (а) и повышенной (б) скорости, 10 – значения скорости на границах (а), средняя скорость для границы М и скачок скорости, 12 – населенные пункты: Оу – Оулу, Ке – Кемь, Ку – Куопио, Ту – Турку, Хе – Хельсинки, Оут – Оутокумпу, Вы – Выборг, Пе – Петрозаводск

Совсем иной характер глубинного строения земной коры вырисовывается при переходе к Свекофеннской провинции. Наибольшая информация получена в области Ладожско-Ботнической зоны, которая пересечена тремя профилями: Свека, Балтик, Приладожский. Скоростные

разрезы (см. рис. 56) дают представление о подобию 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..., 1993].

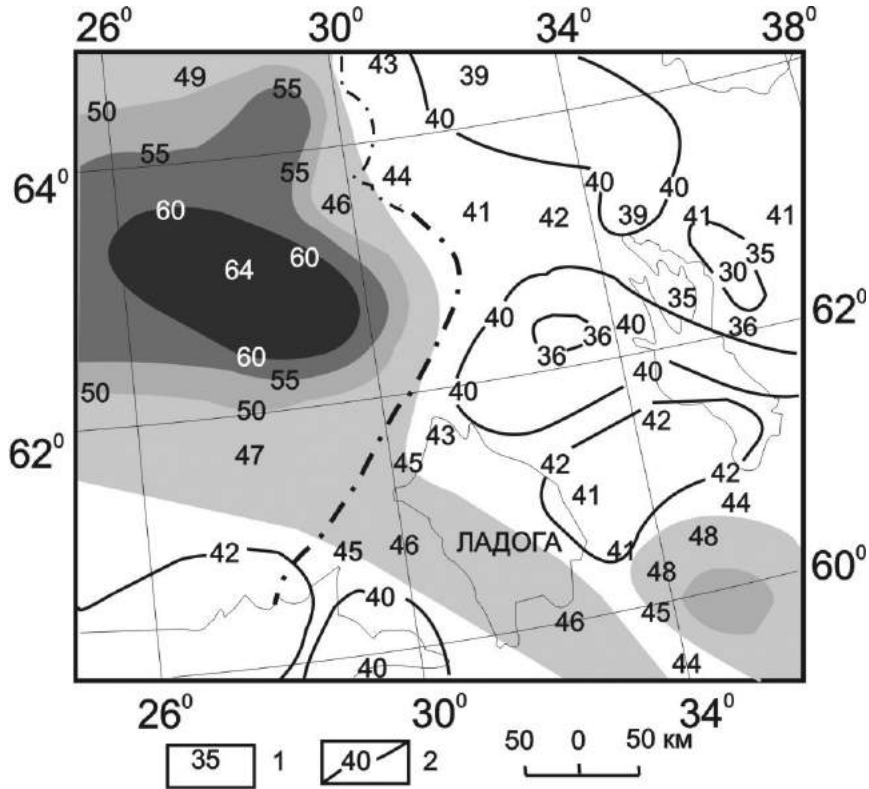
На рис. 57 приведены сводные годографы первых вступлений продольных волн для региона. Видно, что на карельских (восточных) профилях не прослежены в качестве первых коровые волны со скоростью более 6,5 км/с, в то время как на финских (западных) профилях отмечается скорость до 7,5 км/с. Эти высокоскоростные коровые ветки сменяются мантийными волнами. Вторым ярким отличием годографов в этом секторе щита являются существенно разные удаления областей выхода преломленных волн М в первые вступления (см. рис. 57). 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.



**Рис. 57.** Сравнение редуцированных ( $V_p = 8$  км/с) годографов первых вступлений продольных волн для (а) – северной и (б) – южной частей района. Показаны пункты взрыва, а в скобках – название профилей ГСЗ [Шаров, 1993]

На рис. 58 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 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. В связи с тем, что плотность систем наблюдений большей частью была недостаточной, эти локальные участки требуют дополнительного изучения.



**Рис. 58.** Структурная схема раздела Мохоровичича юго-восточной части Фенноскандинавского щита [Шаров, 2015]:

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

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 зоне 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 коромантийная смесь (7,5–7,8 км/с). Глубина до раздела М (скорости 8,1–8,2 км/с) под этой зоной – 50–55 км, а скорость возрастает до 8,3–8,4 км/с [Литосфера..., 1987; Чекунов и др., 1993].

*Глубинные разрезы земной коры.* Сопоставление разреза земной коры по различным профилям ГСЗ Фенноскандинавского щита показало (см. рис. 56, 59), что в верхней части кристаллической коры выделяются как низкоскоростные слои (волноводы), так и высокоскоростные слои. В юго-восточной части профиля 4 (см. рис. 59, а) на глубине 4–8 км обнаружен слой пониженной скорости, а в центральной части профиля этот слой погружается на глубину 7–17 км. Верхняя кора профиля Поляр характеризуется (см. рис. 59, в) высокоскоростными телами до 6,4–6,6 км/с на глубине менее 5 км, что связано с вулканитами Лапландского зеленокаменного пояса и породами Гранулитового комплекса, под ними выделяется волновод. Аномально высокие скорости 6,5 км/с

на глубине 2–3 км отмечены около ПВ4 профиля Печенга – Костомукша (рис. 59, г), что связано с анортазитовыми интрузиями. Низкоскоростные и высокоскоростные слои выделены в верхней части разреза профиля Свека (рис. 59, д). На юге профиля Балтик (рис. 59, е) на глубине 10–14 км существует высокоскоростное (6,5 км/с) тело, а под ним обнаружен волновод (6,4 км/с) мощностью 5–8 км.

Таким образом, располагаются волноводы на Фенноскандинавском щите не повсеместно, а лишь на отдельных участках. Выделяются преимущественно в нижней части верхнего корового слоя и только в одном районе в низах коры [Галдин и др., 1988]. Мощность волновода невелика до 8 км, а перепад скорости продольных волн на кровле волновода не превышает 0,2 км/с.

Возможная природа слоев с пониженными скоростями в земной коре рассматривалась многими исследователями [Проблемы..., 1991]. Высказаны различные гипотезы: их наличие связывается с петрографическими неоднородностями, с определенными Р-Т условиями, фронтами высокотемпературного метаморфизма, пачками высокоскоростных и низкоскоростных неоднородностей, надвиговыми явлениями или разрушением пород под действием поля напряжения, теплогенерацией и геохимией слагаемых пород и т. д. В рудных районах щита получен богатый материал по акустическому и сейсмическому каротажу [Галдин и др., 1985; Проблемы..., 1991; Кольская..., 1998], из которого видно, что в большинстве случаев пониженным значением скорости волн выделяются тектонические нарушения и зоны повышенной трещиноватости.

Важную роль в строении коры Свекофеннской провинции играют гранитные массивы. На геологической карте они представлены почти изометричными пятнами выходов гранитов разных типов и в том числе гранитов рапакиви. Глубинное строение коры в зоне развития массивов еще не изучено, и в этой связи интересны результаты, полученные на южном конце профиля Балтик, секущего один из массивов. Особенностью разреза, как показано на рис. 56, 59, является дробная расслоенность всей коры с наличием многочисленных отражающих элементов по Р- и S-волнам начиная с глубины 4 км и до границы М на глубине 40 км. В верхах коры на глубине менее 10 км расположена зона мощностью около 5 км со скоростью 6,6 км/с, которая как бы внедрена в слой с несколько меньшей скоростью. Она выклинивается восточнее выхода гранитов на поверхность. Очевидно, этот высокоскоростной слой представляет собой главный элемент интрузивного тела. Весь блок коры массива имеет большую скорость Р-волн: 6,5 км/с от 10 до 30 км и 6,8–7,0 км/с от 30 до 40 км. Поле скорости S-волн в массиве резко отличается от поля скорости Р-волн. В верхах коры скорость S-волн нормальная, отношение  $V_p/V_s = 1,73$  или несколько меньше. На глубинах более 10 км это отношение возрастает до максимума 1,80–1,88. Скорость поперечных волн при этом очень слабо увеличивается с глубиной: от 3,71 на 10 км до 3,73 км/с на глубине 40 км. При таком малом градиенте весь этот интервал глубин можно рассматривать как область постоянной скорости волн S. В мантии наблюдаются нормальные отношения  $V_p/V_s = 1,73$ .

Принимая во внимание геологические соображения о процессе внедрения массивов в тело сформировавшейся Свекофеннской плиты, можно допустить, что подъем мантийных масс способствовал существенной переработке состава надмантийной коры. Высокоскоростной слой и дробное расслоение массива, очевидно, можно рассматривать как продукты внедрения пластичных пород в древнюю, более низкоскоростную кору. Со временем эти породы остывали, и верхняя кора приобрела свойства упругого тела. Однако более глубокие ее части сохранили расслоенность, о чем свидетельствуют аномально малые скорости S-волн.

Сейсмогеологическая модель для этой части щита (см. рис. 56) показывает, что основное отличие Карельского кратона и Свекофеннской провинции – в мощности коры и ее скоростном составе. Кора древней части щита характеризуется меньшей средней скоростью, и ее мощность составляет 37–42 км, а для более молодой – 45–55 км. Данные о глубинном строении Ладожско-Ботнической зоны и Выборгского массива рапакиви дают основание считать, что контрастность в строении коры этих блоков более резкая, чем между провинциями в целом. При этом намечается определенная связь между особенностями строения коры, типом структуры и ее возрастом.

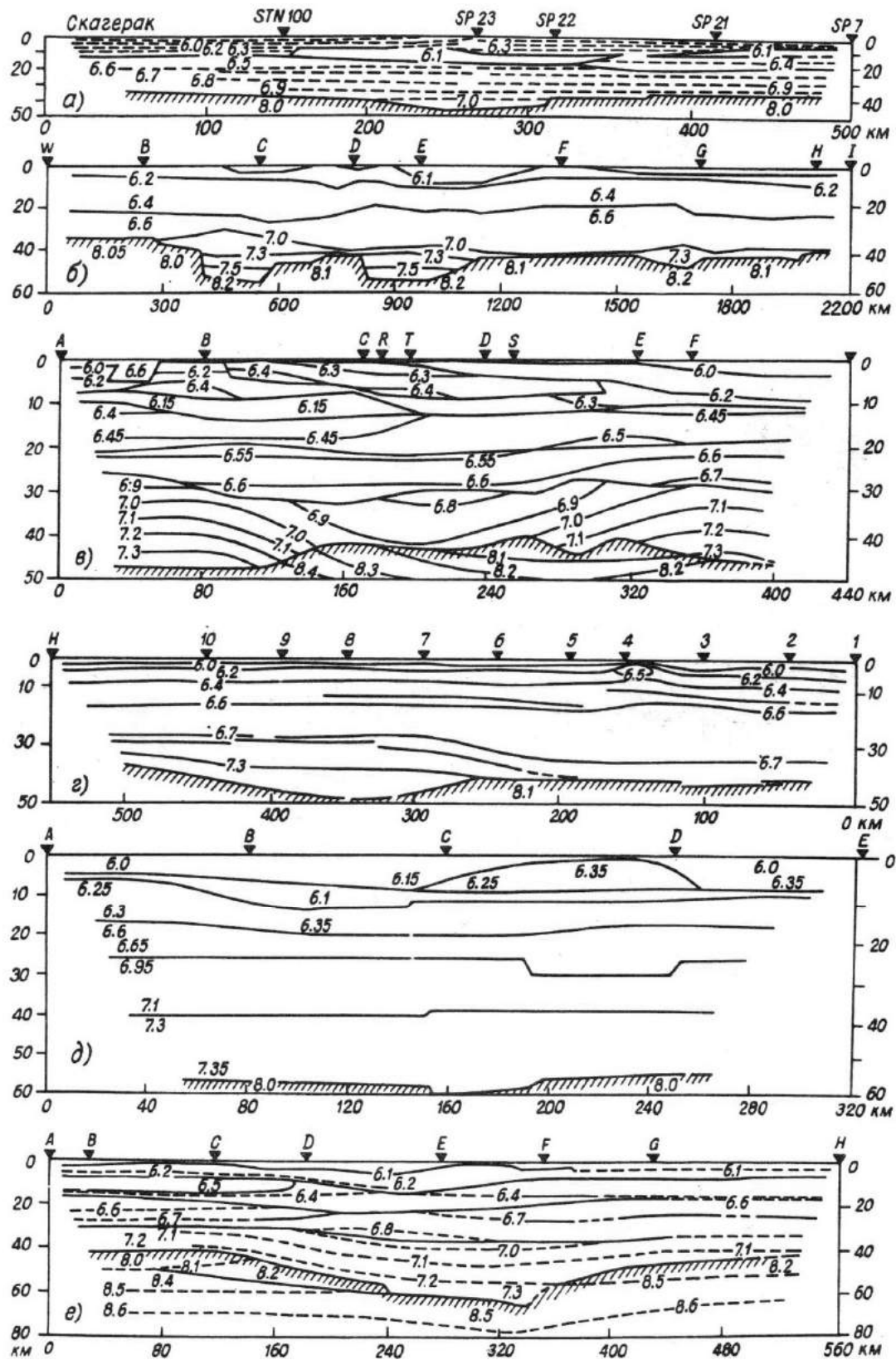


Рис. 59. Разрезы земной коры по различным профилям ГСЗ [Шаров, 1993]:  
 а – ЕГЕНО, профиль 4; б – Феннолора; в – Поляр; г – Печенга – Костомукша; д –  
 Свека; е – Балтик

Ладожско-Ботническая шовная зона является границей структурного сопряжения Карельского и Свекофеннского 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..., 1978].

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

Согласно геодинамической модели А. В. Чекунова [Чекунов и др., 1993], 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 латеральное перемещение материала от центральных частей мантийного аксенолита 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 кратонизации Свекофеннской области сформировалась серия крупных посторогенных массивов рапакиви, одним из которых является Выборгский [Чекунов и др., 1993].

## 2.5. Состав и общие закономерности строения земной коры

Вопрос о составе земной коры является одним из основополагающих в тектонике и металлогении. Особый интерес на Фенноскандинавском щите представляет задача экстраполяции данных, полученных на поверхности методами геологического картирования на глубины 5–10 км и более. Изучение состава глубинных ксенолитов в магматических горных породах имеет существенное значение для понимания процессов формирования и преобразования пород на глубинах, недоступных при обычных методах геологического исследования. На территории щита включения ультраосновных пород – шпинелевых лерцолитов установлены в Южной Норвегии [Griffin, 1973] и Хибинском массиве [Арзамасцев и др., 1988]. Данные по составу пород нижних частей коры и верхней мантии получены также при изучении ксенолитов из каледонских и герцинских трубок взрыва и даек в южной части Кольского п-ова [Ветрин, Калинин, 1992]. Породы нижней и средней коры – эклогиты, вебстериты, плагиопироксениты, гранатовые гранулиты и другие, а породы верхней мантии – шпинелевые перидотиты.

При огромном объеме достаточно надежных эмпирических данных о строении приповерхностных частей региона материалы о глубинном строении земной коры и верхней мантии еще крайне ограничены, а достоверность геологической интерпретации результатов глубинной геофизики низка в силу разных причин, в том числе из-за неоднозначности ее истолкования.

По сейсмическим данным и имеющимся модельным построениям [Pavlenkova, 1979; Кременецкий, Овчинникова, 1986; Кременецкий и др., 1989; Современная..., 1989], земная кора северо-восточной части щита имеет слоисто-блоковое строение. Верхняя часть коры – гранито-гнейсовый слой на глубинах 6836–12 260 м – вскрыт Кольской СГ-3 и сложен супракрустальными породами кольской серии. Предполагается, что на глубине 13–15 км они сменяются породами чарнокит-эндербитового слоя, а последние на глубине около 30 км – породами основного состава. Согласно А. А. Кременецкому [Кременецкий и др., 1989], гранито-гнейсовый и чарнокит-эндербитовый слои имеют близкий состав, отвечающий гранодиориту, но отличаются минеральными парагенезисами, что отражается на сейсмической модели постепенным ростом скорости  $V_p$  с глубиной. Нижняя кора сложена базифицированной первичной сиалической корой и представляет собой расслоенную толщу (чередование кислых и основных пород), что обуславливает резкий скачок скорости  $V_p$  и значительный вертикальный градиент ее роста.

В целом структура коры Фенноскандинавского щита имеет сложное мозаично-неоднородное строение. Блоки ограничены зонами глубинных и других крупных разломов, пересекающих 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 закономерной изменчивости физических свойств вещества с глубиной, в сохранении мощности отдельных скоростных этажей для одинаковых геоструктур.

Из региональных границ наиболее известны границы  $K_1$  и  $K_2$ , которые разделяют три структурных этажа земной коры со скоростью продольных и поперечных волн: 5,8–6,3 и 3,5–3,8 км/с (верхний этаж), 6,4–6,6 и 3,6–3,9 км/с (средний), 6,8–7,3 и 3,7–4,2 км/с (нижний этаж). Наиболее надежно граница  $K_1$  выявлена по интенсивным обменным волнам [Булин, 1970]. В ГСЗ ей иногда отвечает серия отражающих площадок на глубине 9–14 км [Панасенко, Шаров, 1977], но чаще всего это условная граница, отделяющая верхний слой коры с резко меняющейся скоростью по латерали от ослабленного промежуточного [Резанов, 1990], где скорость меняется в более узких пределах (6,2–8,4 км/с).

Другую природу, очевидно, имеет граница  $K_2$ , прослеженная по отраженным и обменным волнам на глубине 25–35 км со скоростью продольных волн 6,8–7,1 км/с. Разделяемые ею структурные этажи в отдельных блоках щита 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. Следовательно, есть основание предполагать, что граница  $K_2$  вещественная [Соллогуб, 1986].

Совместное рассмотрение кинематики продольных и поперечных волн позволило построить разрезы в отношении  $K = V_p/V_s$ , которое, как видно из рис. 60, для четырех профилей ГСЗ Фенноскандинавского щита: Феннолора [Kullinger, Lund, 1986; Hauser, Stangle, 1990; Lund, 1990; Kosminskaya, 1991], Балтик [Luosto et al., 1990], Свека [Grad, Luosto, 1987; Перхуц, Корхонен, 1989], Никель – Умбозеро – Ручьи [Галдин и др., 1988; Asbel et al., 1989, 1991], изменяется как с глубиной, так и по латерали, варьируя от 1,66 до 1,82, особенно заметно меняется по вертикали.

Кора вдоль линии профилей Феннолора, Балтик, Свека, Никель – Умбозеро – Ручьи [Шаров, 1993] может быть условно разделена на три этажа: верхний, средний и нижний. Мощности этажей различаются для каждого профиля (рис. 60) соответственно: Феннолора (0–20, 25–35, 35–55 км), Балтик (0–15, 15–35, 35–60 км), Свека (0–18, 18–40, 40–58 км), Никель – Умбозеро – Ручьи (0–15, 15–28, 28–40 км).



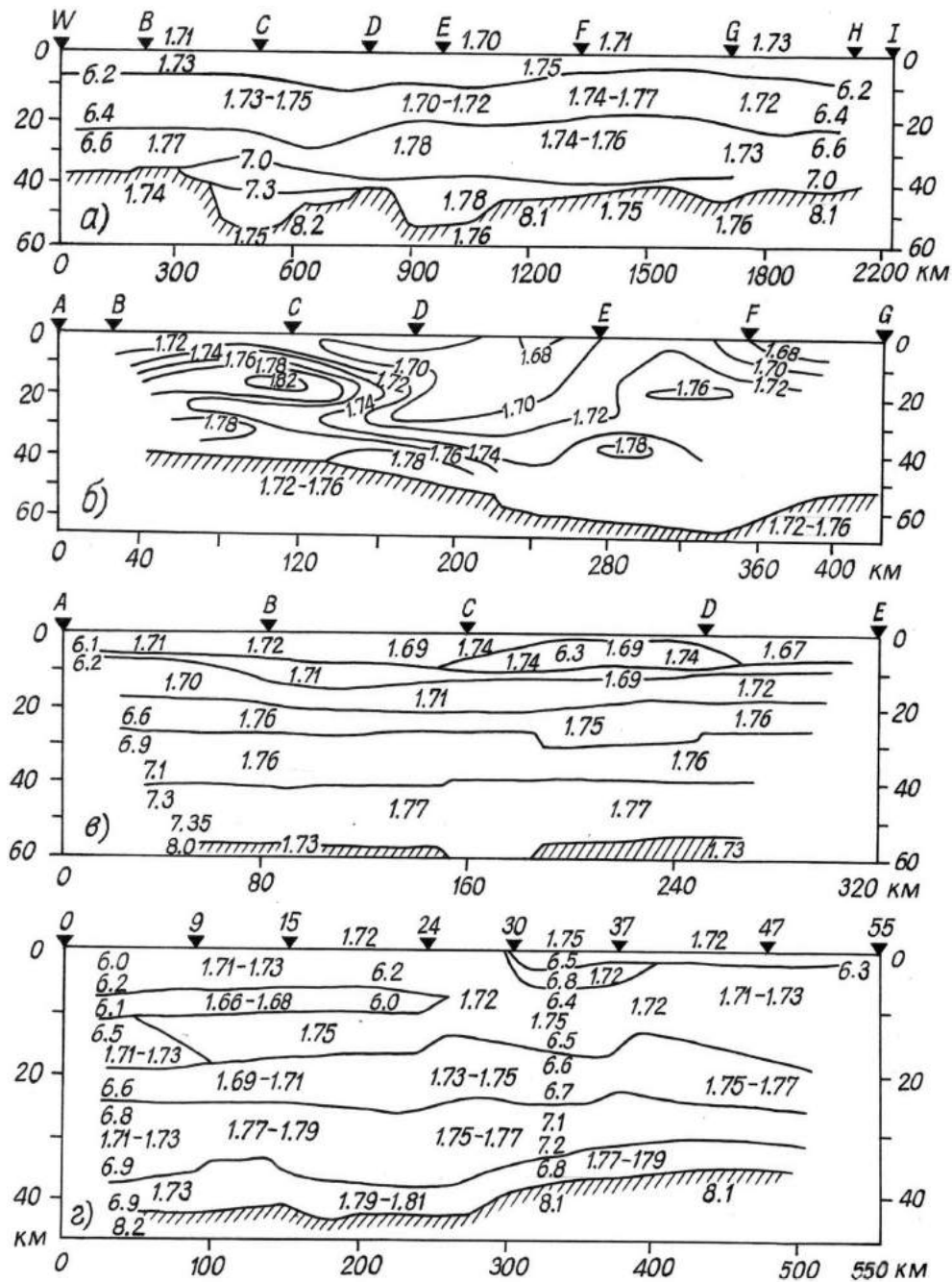


Рис. 60. Разрезы земной коры и распределение параметра  $K = V_p/V_s$  для профилей ГСЗ [Шаров, 1993]:

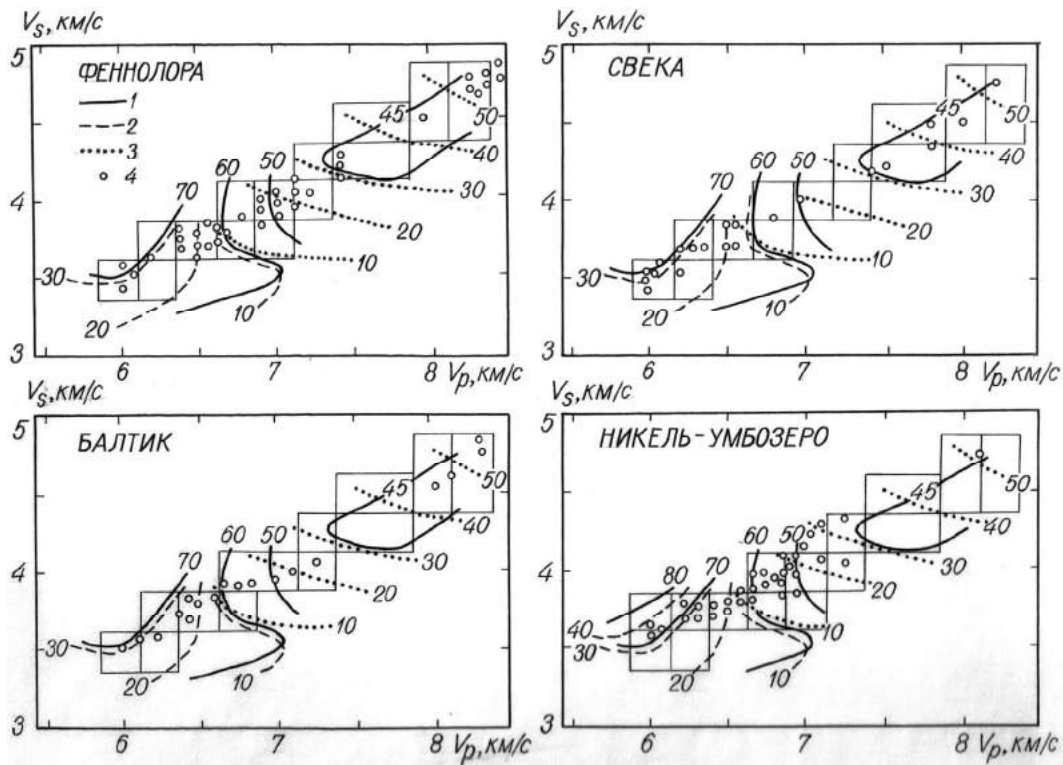
а – Феннолора, б – Балтик, в – Свека, г – Никель – Умбозеро – Ручьи

Верхняя кора отделена от средней тонкой зоной перехода с большим скоростным градиентом продольных и поперечных волн. Эта зона залегает на различных глубинах. Внутри имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3–8 км в отдельных блоках. В верхней части коры до глубины 15–20 км отмечен [Шаров, 1993] наибольший диапазон изменения параметра  $K$  от 1,66 до 1,81, в то время как средние значения небольшие: 1,67–1,75. Средняя кора характеризуется мощностью порядка 15–20 км. Скоростной градиент для Р- и S-волн на большинстве профилей меньше, чем в верхней коре. Отношение скорости  $K = 1,68–1,79$  (среднее значение 1,72–1,77).

Переход к нижней коре менее контрастен, чем от верхней к средней. Этот этаж расположен глубже 35 км и залегает над границей М, отношение скорости  $K = 1,71-1,81$  (среднее значение  $1,73-1,80$ ).

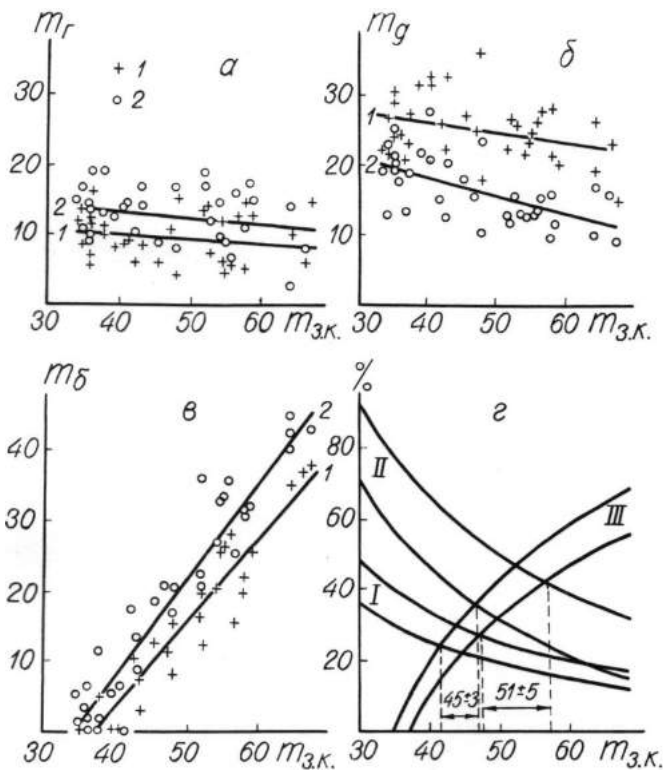
Граница кора – мантия – это граница I рода, или зона перехода толщиной до 5 км. На некоторых участках профилей не выделяются волны  $P_{отр.}^M$ , но четко коррелируются  $S_{отр.}^M$ . Скорость Р-волн на границе М изменяется [Шаров, 1993] от 7,9 до 8,3 км/с, а отношение скорости  $K = 1,69-1,7$  (среднее значение  $1,71-1,75$ ).

Методика совместного использования волн разной поляризации [Алейников и др., 1986, 1990] позволяет высказать предположение о физических свойствах и составе горных пород, слагающих земную кору и верхи мантии. На основе изучения соотношения скорости Р- и S-волн на профилях Феннолора, Свека, Балтик, Никель – Умбозеро и связей [Крылов и др., 1990] можно предположить (рис. 61), что верхняя и средняя кора содержит 50–75 % кремнезема. Нижняя кора и верхи мантии на Фенноскандинавском щите содержат около 45 % кремнезема и до 50 % темно-цветных минералов. При увеличении скорости с глубиной растет содержание железа и магния с 10 до 50 % [Крылов и др., 1990]. Этот прогноз подкрепляют данные, полученные по составу глубинных ксенолитов: породы верхней мантии – шпинелевые перидотиты.



**Рис. 61.** Зависимость содержания (масс. %) кремнезема (1), кварца (2), окислов железа и магния (3) от скорости распространения продольных ( $V_p$ ) и поперечных ( $V_s$ ) волн в кристаллических горных породах при давлении 5 кбар [Крылов и др., 1990], дополненная данными о скорости  $V_p$  и  $V_s$  волн (4) на профилях ГСЗ Феннолора, Свека, Балтик, Никель – Умбозеро [Шаров, 1993]

Обобщенная модель коры представлена тремя скоростными этажами [Willis, 1963]. С целью отыскания корреляционных связей нами построены зависимости мощности каждого этажа (верхнего, среднего, нижнего) от мощности коры по скоростным разрезам профилей Печенга – Костомукша, Никель – Умбозеро, Балтик, Свека, Поляр, Феннолора, освещающим разные районы щита (рис. 62). При этом в единый объединены нижний и переходный слои, так как последний встречается не повсеместно, а «заполняет» только глубокие прогибы в рельефе поверхности Мохоровичича.



**Рис. 62.** Корреляционные связи с мощностью земной коры ( $m_{3к}$ ) Фенноскандинавского щита [Шаров, 1993]:

а – мощность верхнего – «гранитного» ( $m_r$ ) этажа (1 –  $V_p < 6,3$  км/с, 2 –  $V_p < 6,4$  км/с); б – мощность среднего – «диоритового» ( $m_g$ ) этажа (1 –  $6,3 < V_p < 7,0$  км/с, 2 –  $6,4 < V_p < 6,8$  км/с); в – мощность нижнего и переходного – «базальтового» ( $m_b$ ) этажа (1 –  $V_p > 7,0$  км/с, 2 –  $V_p > 6,8$  км/с); г – вкладов в общую мощность коры: I – «гранитного» ( $m_r, m_{3к}$ ), II – «диоритового» ( $m_g, m_{3к}$ ), III – «базальтового» ( $m_b, m_{3к}$ ) этажей

пландские гранулиты и мощную протерозойскую толщу пикрито-базальтовой формации Печенгского палеорифта с плотностью  $2,80–3,05$  г/см<sup>3</sup>. Этот этаж характеризуется большим диапазоном значений скорости продольных (5,8–6,4 км/с) и поперечных (3,5–3,8 км/с) волн и их соотношения. В нем сосредоточены основные коровые землетрясения и волноводы.

Сопоставление усредненных сейсмопетрологических моделей коры с геолого-петрологическими реконструкциями и геологическими картами верхнего этажа кристаллического комплекса щита показывает, что традиционная увязка состава структурных этажей коры со скоростными разрезами, основанная на зависимости  $\rho = f(V_p)$ , приводит к переупрощенным моделям, неадекватным реально наблюдаемой картине мозаично-блокового строения региона [Деменицкая, 1975; Glaznev et al., 1989]. Природу сейсмических границ верхней части кристаллической коры можно объяснить наличием вариации состава, изменения термобарического состояния, разрывных нарушений, зоны разгрузки.

Экспериментально установлено, что в поликристаллических породах вследствие наличия межзерновых поверхностей раздела функциональная зависимость между плотностью  $\rho$  и скоростью  $V_p$  устанавливается лишь при измерениях под нагрузкой после достижения критического порога, величина каждого зависит от эффективной пористости породы [Лебедев и др., 1988; Буртный и др., 1991]. Хорошо иллюстрирует влияние фактора дискретности среды сопоставление измерений  $V_p$  в химически однотипных породах и стеклах [Лебедев и др., 1989]. Так, в обсиди-

Употребляемые названия скоростных этажей земной коры (верхний – «гранитный», средний – «диоритовый», нижний и переходный – «базальтовый») являются чисто условными, отражая исторически сложившуюся традицию. Неоднородность каждого из этажей весьма значительна, и данные им названия лишь приближенно указывают на их предполагаемый средний состав. Эти предположения о составе исходят в основном из известных зависимостей между веществом горных пород и их физическими свойствами, в нашем случае – скорости продольных и поперечных волн.

Мощность верхнего скоростного этажа изменяется от 8 до 22 км, но коррелируется практически с любыми значениями мощности коры (рис. 62, в), т. е. связь между ними отсутствует. Коэффициент корреляции для линейной зависимости этих параметров равен  $0,15–0,37$ . По данным геологической съемки, сейсморазведки ОГТ-МОВ и гравимагнитных исследований, верхний этаж имеет мозаично-блоковое строение и сложен дислоцированными и метаморфизованными осадочными вулканогенными породами основного и кислого состава, прорванными гранитоидными массивами. Верхний этаж по традиции называют «гранито-гнейсовым», но в его состав на севере Фенноскандинавского щита включают выходящие на поверхность ла-

диане  $V_p$  более чем на 1 км/с выше, чем в аналогичном по составу граните. Экстраполируя эту закономерность с микрообъемом штуфов на макрообъекты структурных ярусов коры, следует в дополнение к межзерновой пустотности, снижающей  $V_p$ , учесть и трещиноватость горных пород, наличие межслоевых поверхностей раздела и т. д. Очевидно, что в верхней части коры фактор дискретности должен проявляться с максимальной эффективностью, а на глубине его влияние будет снижаться вплоть до полного исключения. По всей вероятности, постоянство верхнего этажа с  $V_p$  6,4 км/с в блоках с разной структурой коры (рис. 62, а) связано именно с этим фактором, а не отражает градиентно-слоистое строение коры по химическому составу.

Верхняя кора отделена от средней тонкой зоной перехода с большим скоростным градиентом Р- и S-волн. Эта зона залегает на различных глубинах в каждом блоке, и ее выраженность в волновом поле различна. Мощность пород среднего скоростного этажа варьирует в интервале 12–32 км, и обнаруживается тенденция сокращения ее при увеличении мощности коры, коэффициент корреляции для этой зависимости равен 0,44–0,59 (рис. 62, б). Он характеризуется сравнительно небольшим диапазоном значения скорости и малым их вертикальным градиентом. Скорость продольных волн возрастает от 7,0 км/с, поперечных – до 4,1 км/с. Средний скоростной этаж скважинами не вскрыт и имеет несколько условных наименований: «гранулитогнейсовый», «диоритовый», «чарнокит-эндербитовый».

Верхний и средний этажи, вероятно, имеют близкий химический состав. По-видимому, при переходе от сейсмических данных к геологической модели следует учитывать не только структурный, но и режимные (температурный, флюидный, напряженно-деформированный) факторы. Средняя часть коры платформ, по данным И. А. Резанова [Резанов, 1990], представляет собой пластичную мобильную зону. На этом уровне осуществляется глациоизостазия и релаксация других напряжений и деформаций в коре. Возможно, как считают В. Н. Николаевский и В. И. Шаров [Николаевский, Шаров, 1985], с приближением к среднему этажу коры происходит выполаживание разломов. Однако все модификации МОВ обладают повышенной избирательностью к выделению пологозалегающих площадок, а с глубиной эта избирательность все больше возрастает.

Переход к нижней коре не так хорошо определен, как переход от верхней к средней. Годографы, соответствующие отражениям от границы нижней коры, коротки и видны главным образом в поле S-волн. В пределах нижней коры скорости S-волн меньше, а величина  $V_p/V_s > 1,73$  [Hauser, Stangle, 1990]. Нижний этаж коры, отождествляемый с породами основного состава, характеризуется, с одной стороны, самой сильной изменчивостью мощности от 5 до 30 км и, с другой, – наиболее устойчивой корреляционной связью ее с мощностью всей коры (коэффициент корреляции 0,94–0,96). Мощность его увеличивается по мере утолщения коры (рис. 62, в). Несмотря на неоднократные метаморфические влияния на кору, последняя на всю свою глубину сохраняет дискретность структуры, блоковость и вертикальную зональность.

Из рассмотрения взаимосвязей  $m_p$ ,  $m_d$  и  $m_b$  с мощностью коры (рис. 62, г) можно сделать вывод о том, что главный собирательный вклад в формирование земной коры Фенноскандинавского щита вносит нижний слой, поскольку лишь для него выявлена отчетливая и сильная положительная корреляция  $m_b$  и  $m_{з.к.}$ . Весьма показательным, что на щите максимальной мощностью «базальтовой» подушки в основании коры обладают: приграничная область между Кольско-Карельским эпипархейским кратоном и раннепротерозойской Свекофеннской окраинно-континентальной областью (зоны: Приладожье – Оутокумпу в Карелии и Финляндии, Шелефтео в Швеции), Беломорский мегаблок как приграничная структура Кольско-Норвежского и Карельского субкратонов.

Наращивание в этих структурах коры снизу с одновременным уменьшением доли в ее составе верхнего и среднего этажей дает основание предполагать, что приоритетное значение в наращивании мощности коры имели не процессы «скупивания» корового вещества на границах сталкивающихся плит (как это вытекает из субдукционно-обдукционных моделей), а процессы всплывания в основание коры мантийных базитовых астенолитов [Чекунов, 1972, 1987; Чекунов и др., 1989; Оровецкий, 1990].

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 подошве, образуя в первом приближении структуру, подобную крупным лопалитам перидотит-габбро-норитовой формации, хорошо известной в 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 [Гончаров и др., 1991] как следствие тех же процессов магматической дифференциации, что проявляются во всех ритмично расслоенных плутонах.

Акцентируя внимание на ведущей роли разрастания «базальтового» слоя в создании коры повышенной мощности, автор отнюдь не стремится представить этот процесс в виде однонаправленной базификации коры. Более того, следует особо подчеркнуть, что сейсмические данные не могут служить надежным индикатором химизма нижней коры вследствие конвергентности акустопроводящих свойств горных пород при высоких термодинамических параметрах. Как показали эксперименты Е. Б. Лебедева и др. [Лебедев и др., 1989], даже столь контрастные по составу породы, как обсидиан, амфиболит и пироксенит, у которых в стандартных условиях  $\Delta V_p$  превышает 1 км/с, в диапазоне температур 600–800 °С при давлении до 4 кбар близкую величину  $V_p$ . Более того, в этих условиях реализуются даже «противоположные» соотношения акустопроводимости и химизма, когда  $V_p$  амфибола оказывается ниже, чем у обсидиана, а в ультрабазитах (серпентинитах)  $V_p$  на 1,3 км/с меньше, чем в гранитах. Очевидно, что различный характер зависимости от Р и Т в гранитоидах, базитах и гипербазитах, особенно в присутствии флюидных фаз, существенно осложняет модельные реконструкции состава нижней коры по данным ГСЗ.

Взаимосвязь плотности и скорости сейсмических волн «аномально» модифицируется под влиянием термодинамических факторов и флюидного режима. В практике районирования Украинского щита, по данным ГСЗ, отмеченное несовершенство общей зависимости скоростных свойств и состава пород уже вынудило украинских геофизиков вводить искусственные поправки, эмпирически определяемые для каждого блока [Чекунов и др., 1990]. По-видимому, для унификации процедуры настала пора пересмотреть традиционную методологию моделирования геологической среды на сейсмическим данным с учетом структурного и режимного (напряженно-деформированного, температурного, флюидного) факторов.

Можно предположить существование в целом обратной зависимости между сложностью сейсмической расслоенности земной коры и древностью ее структурной организации [Гарбар и др., 1990]. 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 Фенноскандинавского щита 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, или мегаблоков, современные ограничения щита [Соллогуб, 1986; Шаров, 1989, 1993; Шустова и др., 1991].

Анализ геолого-петрологического материала показывает, что каждая крупная структура Фенноскандинавского щита должна обладать своими, свойственными только ей чертами разреза земной коры [Глебовицкий, 1991], в формировании которых существенная роль принадлежит региональному метаморфизму, вызывающему ряд фазовых переходов, ультраметаморфизму, обуславливающему вещественную дифференциацию коры, и основному и ультраосновному магматизму, являющемуся следствием дифференциации вещества мантии.

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, что наблюдается в Беломорско-Лапландском поясе. Фрагменты архейских структур обладают большей (гранулитогнейсовые области) или меньшей (гранит-зеленокаменные области) гравитационной упорядоченностью, незначительной степенью эклогитизации низов коры и верхов мантии и средним (нормальным) положением поверхности Мохоровичича.

Приведенные сейсмические материалы и их геологическая интерпретация позволяют рассмотреть особенности связи региональной тектоники и металлогении с глубинным строением земной коры Фенноскандинавского щита. 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 предпочитают отдавать 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 новообразованных 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 Фенноскандинавского щита приурочено к этим структурам.

## 2.6. Сейсмичность и ее связь с глубинным строением

Тектонические землетрясения различной интенсивности происходят практически повсеместно на земном шаре. В области высокой сейсмической активности повторяемость ощутимых землетрясений составляет десятки событий в год, а в области слабой сейсмической активности — единицы в год, или в несколько лет, или столетия. Распределение землетрясений на земном шаре устойчиво во времени и крайне неравномерно по площади. Подавляющее их количество, включая и наиболее сильные из зарегистрированных на планете событий, локализовано в линейных зонах, разделяющих земную кору на литосферные плиты, в пределах внутренних частей которых наблюдаются в основном редкие единичные землетрясения различной, иногда очень высокой сейсмической энергии. Для обширных структур консолидированной земной коры континентальных древних (щиты) и молодых платформ характерны в основном редкие сейсмические катастрофы, приуроченные к океаническим и южно-евразийским окраинам континентальной платформ. Землетрясения атлантических окраин Северной Америки, Африки и Фенноскандии, по-видимому, обусловлены раздвиганием (спредингом) земной коры в зоне Срединно-Атлантического рифта с образованием областей сжатия во фронте раздвигающихся океанических плит Атлантики на контакте с соседними континентальными платформами. Наиболее активно этот процесс развивается на западной границе континентального склона Евразийской литосферной плиты. Здесь область сжатия охватывает обширную территорию Фенноскандии и проявляется в постоянной умеренной сейсмической активности и регулярных сильных землетрясениях с  $M = 4,5-5,8$ , интенсивность которых достигает 6–7 баллов [Степанов, 2001].

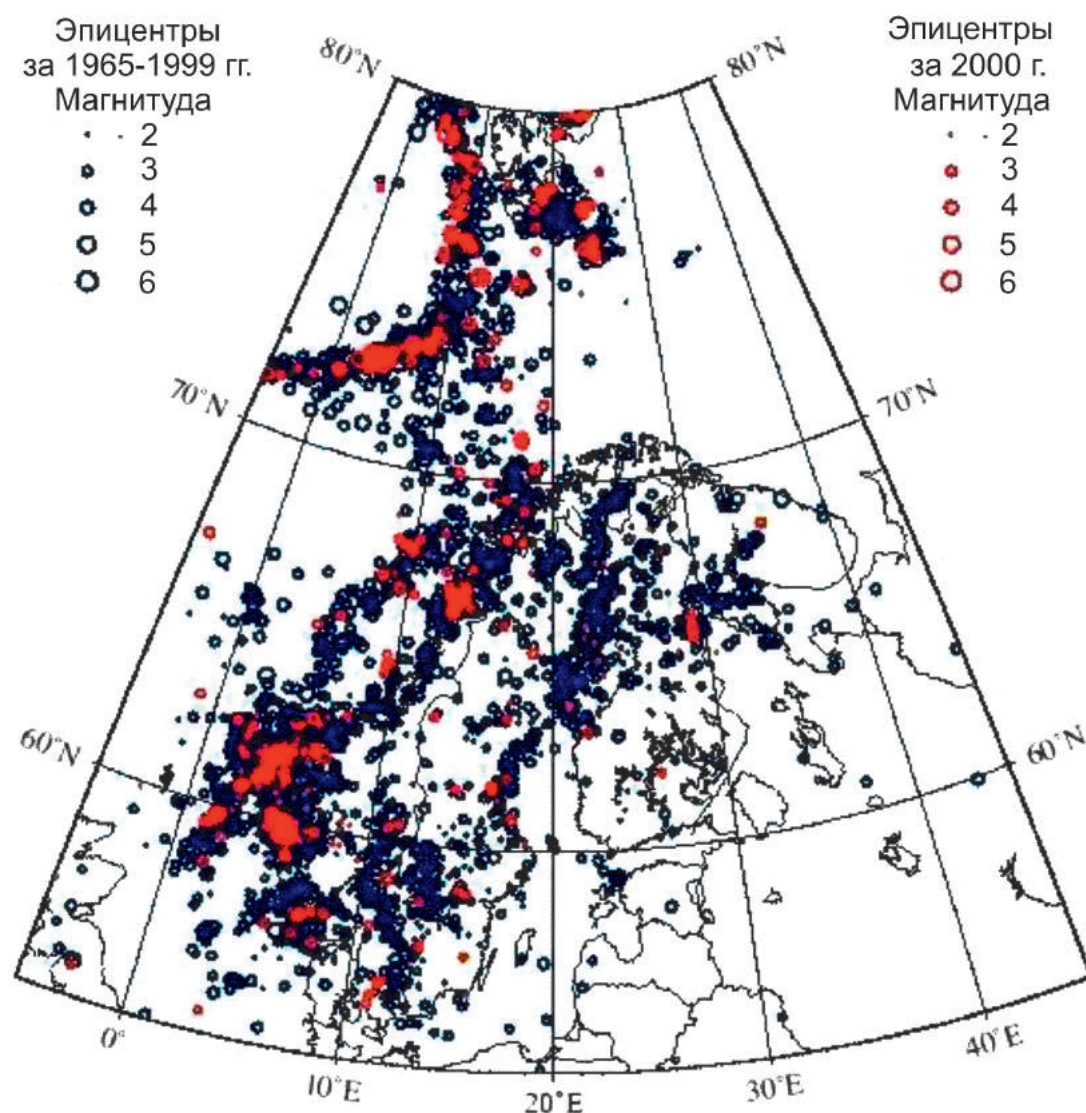
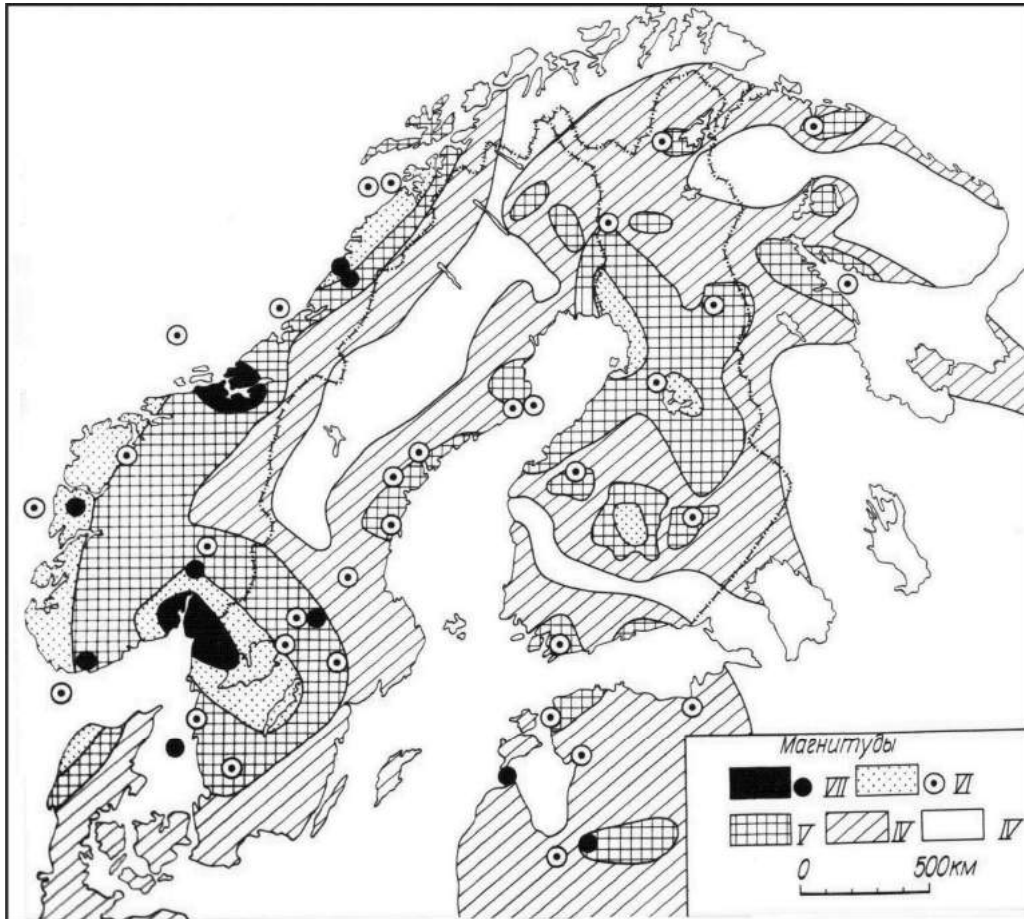


Рис. 63. Эпицентры землетрясений в Фенноскандии с 1965 по 2000 гг. [Uski et al., 2003]

Вся постпротерозойская история Фенноскандинавского щита характеризуется вертикальными колебательными движениями земной коры с неизменным преобладанием поднятия. С каледонским циклом связано формирование складчатых образований Норвегии, надвинутых с запада, со стороны Атлантики, на породы щита. При этом корни шарьяжей должны, вероятно, располагаться в шельфовой зоне Норвегии. В поле современной сейсмичности эта зона обладает высокой активностью с глубокофокусными очагами землетрясений, по-видимому, наследующими древнюю глубинную шовную зону каледонид.

Современный структурный план сформировался, по-видимому, в юрское-меловое время. Начиная с этого времени территории Атлантики и Баренцева моря испытывали унаследованное прогибание при стабильном положении Фенноскандии. В четвертичное время Фенноскандинавский щит являлся центром оледенения. После его таяния щит испытал постгляциоизостатическое поднятие разгрузки, сопровождавшееся восходящими движениями, сводовым растяжением и растрескиванием поверхности. В результате этого процесса сформировалась густая сеть малоамплитудных сбросов и узких грабенов растяжения и проседания. Предполагается, что за последние 8000 лет процесс разгрузки в основном реализовался и находится в стадии затухания.

Современные тектонические движения земной коры Фенноскандии определяются тремя главными моментами: горизонтальным сжатием со стороны раздвигающегося Срединно-Атлантического рифта; вертикальным унаследованным сводообразным изостатическим поднятием щита в целом; остаточным постгляциоизостатическим поднятием [Степанов, 2001; Трипольский, Шаров, 2004; Землетрясения..., 2007].



**Рис. 64.** Схема общего сейсмического районирования Европейского Севера [Ahjos, Korhonen, 1984; Панасенко, 1986]

Фенноскандинавский щит в сейсмическом отношении является самой активной частью Восточно-Европейской платформы [Панасенко, 1980, 1986; Ahjos, Korhonen, 1984; Ассиновская, 1986; Ананьин, 1990; Ahjos, Uski, 1991; Шукин, 2002; Юдахин, 2002]. На рис. 63 показаны эпицентры землетрясений разной магнитуды, зарегистрированные на территории Фенноскандинавского щита и сопредельных регионов. Наиболее значительная активность приурочена к трем районам (рис. 64): вдоль западного побережья Норвегии, в окрестностях системы грабенов Осло и в северо-восточной зоне от Южной Швеции через Ботнический к Кандалакшскому заливу [Uski et al., 2003]. В начале 80-х годов выделена Лапландская сейсмоактивная зона, которая простирается в северо-западном направлении от г. Кусамо и Пелло в Финляндии до г. Кируна (Швеция) [Korhonen, Porkka, 1981]. Сейсмичность всех перечисленных зон может быть вызвана относительными перемещениями литосферных плит [Richardson et al., 1979; Solomon et al., 1980], дифференцированным послеледниковым поднятием [Bath, 1954; Morner, 1979], постепенным опусканием бассейна Северного моря и частичным омоложением системы разломов в районе грабена Осло и Ладожско-Ботнической зоны [Шаров, 1993].



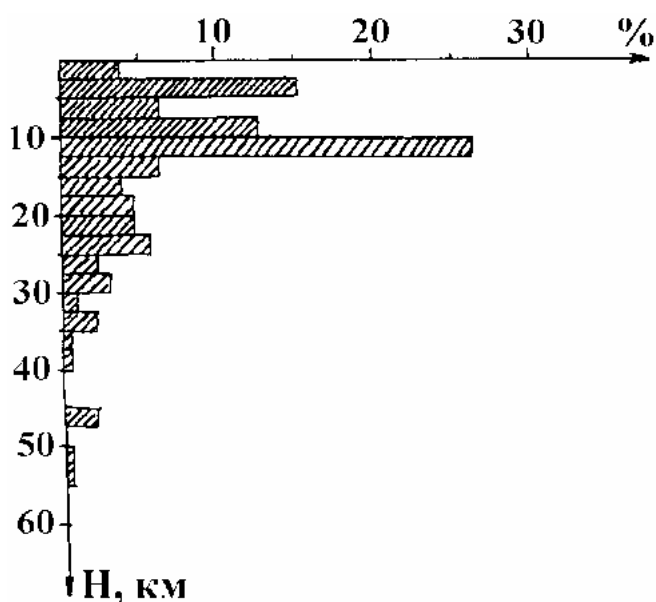


Рис. 65. Гистограмма распределения по глубине фокусов землетрясений, зарегистрированных на территории Финляндии [Korhonen, Porkka, 1981]

каких подвижек и разрывов, генерирующих землетрясения, наподобие того, что происходит в ослабленной области залегания волновода [Bath, 1979].

Сейсмичность является одним из наиболее ярких проявлений современной тектонической активности. При постановке сейсмических исследований приоритет отдается изучению районов с высокой сейсмической активностью. Этим можно объяснить то, что территория восточной (российской) части щита изучена слабо, лишь в общих чертах. Несмотря на относительно низкий уровень сейсмической активности, детальное изучение этой территории представляет не только теоретический, научный интерес, но и практическое значение, заметно возросшее в связи с наличием в регионе крупных промышленных комплексов, гидротехнических сооружений и особенно объектов атомной энергетики [Землетрясения..., 2007; Взрывы..., 2013].

Карта сейсмического районирования России относит территорию Карелии и Мурманскую область к зоне с максимально возможным землетрясением магнитудой 4,8 и интенсивностью VI–VII баллов (рис. 66), следовательно, при проектировании и строительстве промышленных и гражданских объектов этот фактор необходимо учитывать. Сейсмическая опасность территории определяется сейсмической активностью в пределах палеорифта Кандалакша – Двина и Ладожско-Ботнической шовной зоны (рис. 67, 68). В сейсмических разрезах эти зоны отличаются повышенной расслоенностью, перестройкой раздела М, увеличением мощности (до 10–15 км) переходного слоя в низах коры и глубины до границы М (50–60 км). Величина максимально возможной магнитуды землетрясений в пределах этих зон может достигать  $M_L = 5$  [Глубинное..., 2004]. Кроме того, отмечена техногенная сейсмичность в районе апатитовых рудников Хибин и железорудного месторождения Костомукши, выработка которого уже составила около 2 млрд т горной массы (рис. 69). В Хибинах ежегодно извлекается около 100 млн т горной массы, что сопровождается перемещением больших объемов породы и оказывает непосредственное воздействие на состояние массива в целом. Все горные удары произошли в непосредственной близости от разрывных тектонических нарушений. Горный массив подвергается регулярным динамическим воздействиям от промышленных массовых взрывов мощностью 150–300 т ВВ при отпалке руды [Трипольский, Шаров, 2004]. Все это приводит к необходимости более детального изучения сейсмичности и глубинного строения Северной Европы.

В результате анализа 244 землетрясений, зарегистрированных на территории Финляндии за период 1610–1977 гг., в толще земной коры на глубине 10–12 км выявлен четко выраженный максимум количества фокусов землетрясений (рис. 65) [Korhonen, Porkka, 1981; Luosto, Hyvonen, 2001]. Пространственно он соответствует слою с пониженной скоростью и сейсмической границей, выделенной по данным ГСЗ. Большинство фокусов шведских землетрясений также приурочено к волноводам, в то время как минимум частоты землетрясений приходится на сейсмические границы [Richardson et al., 1979]. По мнению исследователей, минимум объясняется тем, что на сейсмических границах слои горных пород находятся, наподобие металлических конструкций, в жестком, сварном контакте, не допускающем ни-

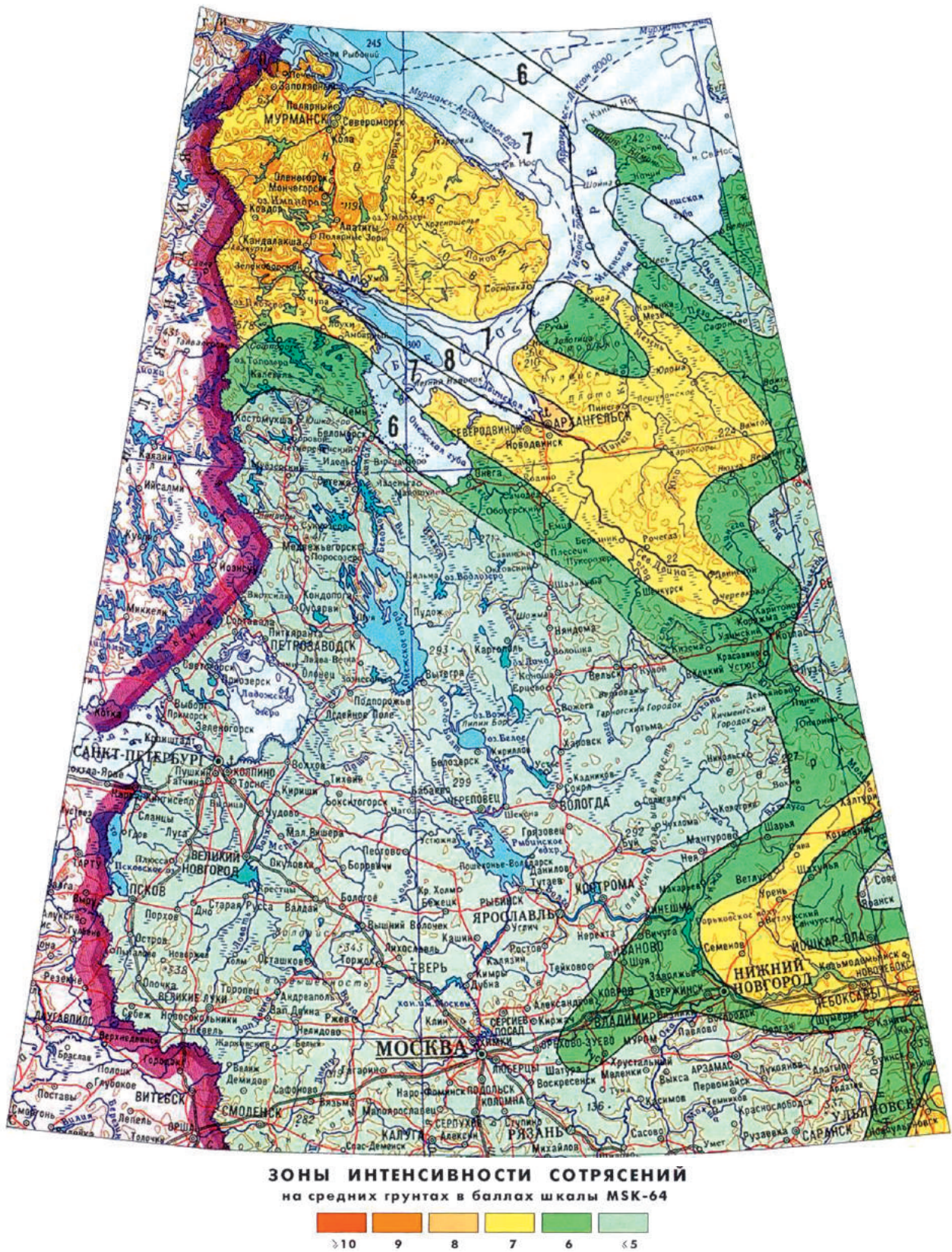
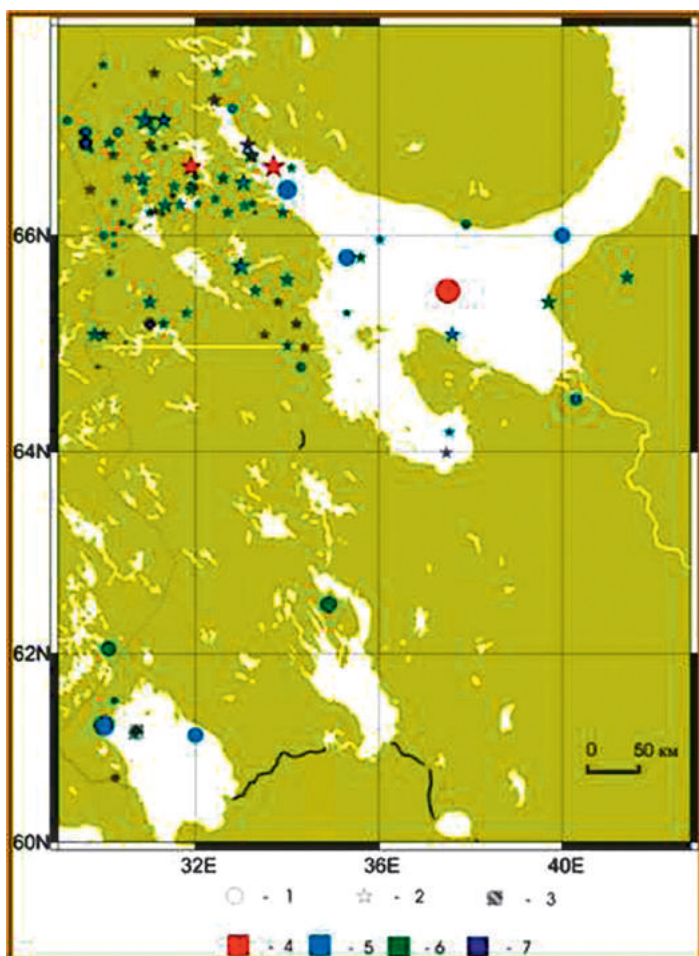
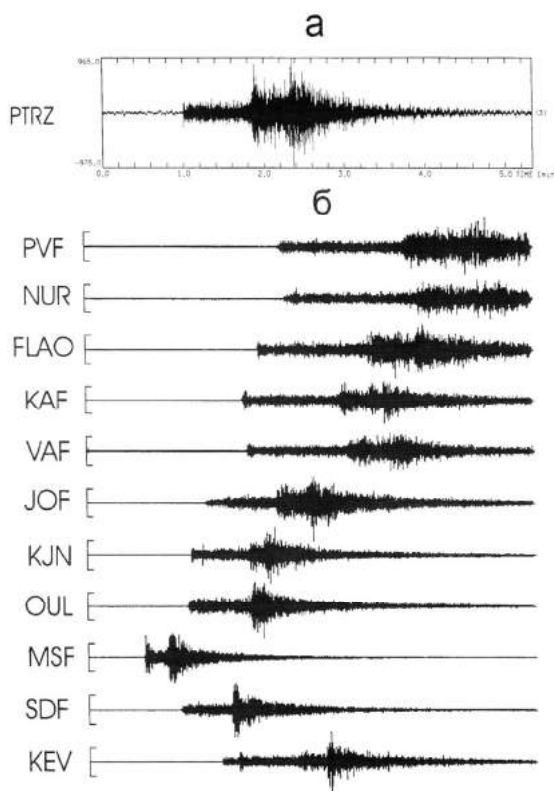


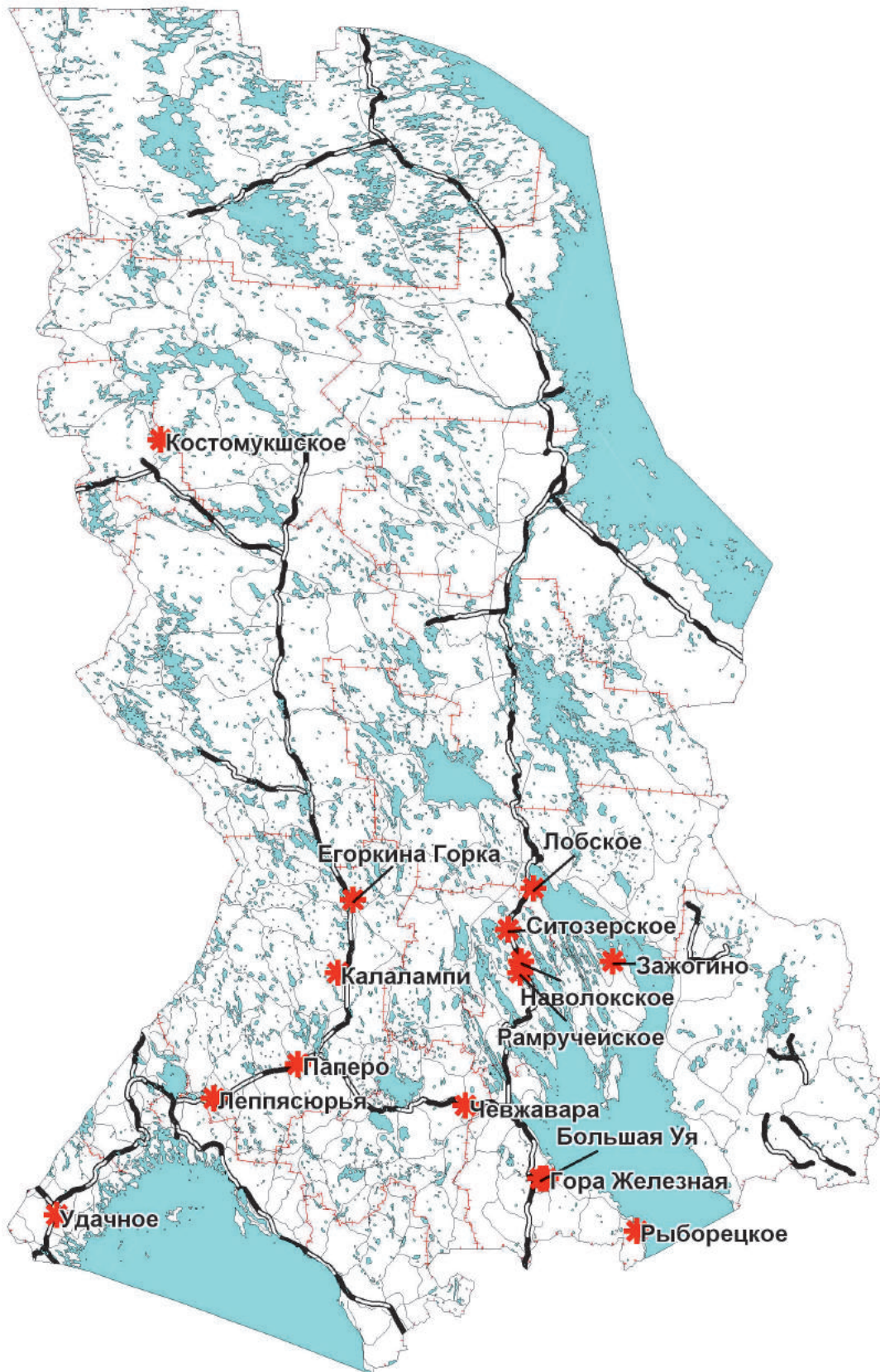
Рис. 66. Фрагмент карты общего сейсмического районирования территории России ОСР-97 [Уломов, Шумилина, 1999]. Цифрами (6, 7, 8) показаны зоны интенсивности сотрясений в баллах шкалы MSK-64. Для периода повторяемости 5000 лет



**Рис. 67.** Карта эпицентров землетрясений Карельского региона (1542–2013 гг.) [Землетрясения..., 2007]



**Рис. 68.** Примеры сейсмических записей станции «Петрозаводск» (а) и финской сейсмологической сети (б) землетрясения от 6 декабря 2002 г. 02 часа 16'40" на севере Карелии (Панаярви) с магнитудой 3,3 [Глубинное..., 2004]



**Рис. 69.** Схема расположения основных действующих карьеров Республики Карелия [Шаров, Шеков, 2012]

Ни ты, ни кто другой не знает  
достоверно, что происходит внутри  
земного шара, так как изучена едва  
только двенадцатитысячная часть  
его радиуса.

*Жюль Верн. Путешествие  
к центру Земли*

## ГЛАВА 3

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

#### 3.1. Раздел Мохоровичича

К настоящему времени накоплен обширный сейсмический материал, освещающий глубинное строение Северной Европы. Многосторонний опыт показал, что поверхность Мохоровичича (ПМ) представляет собой наиболее выдержанную сейсмическую границу, которая создает устойчивые отраженные, преломленные и обменные волны. Это обстоятельство дает возможность рассматривать данную поверхность в качестве опорного сейсмического репера и, следовательно, изображать ее на соответствующих картах системой изогипс.

При построении гипсометрических карт рельефа ПМ большое значение имеет тип сейсмических волн, по которым выделяется эта граница. Естественно поэтому, что по типу волн может производиться и оценка достоверности самих построений. Для надежной идентификации ПМ в разных районах платформы определяющее значение имеют преломленные волны, так как они позволяют устанавливать граничную скорость вдоль интересующей нас поверхности и, в зависимости от их величин, относить ее или к коре, или к верхней мантии. Отраженные волны дают возможность довольно точно определить глубину залегания отражающей границы, так как несут информацию о средней скорости сейсмических волн в перекрывающей среде. Однако они не содержат сведений о природе подстилающего вещества и по ним нельзя определять, относится ли данная отражающая граница к ПМ или к каким-либо иным поверхностям. Наконец обменные волны позволяют проследивать различные границы в кинематике и динамике, в том числе ПМ, но они не дают информацию о скорости распространения сейсмических волн по углам выхода. Поэтому для выделения ПМ среди множества других границ обмена необходимо опираться на данные ГСЗ с контролем скорости по углам выхода. Таким образом, лишь совокупность различных методов может дать достаточно надежные сведения об изменении глубины залегания ПМ на площади.

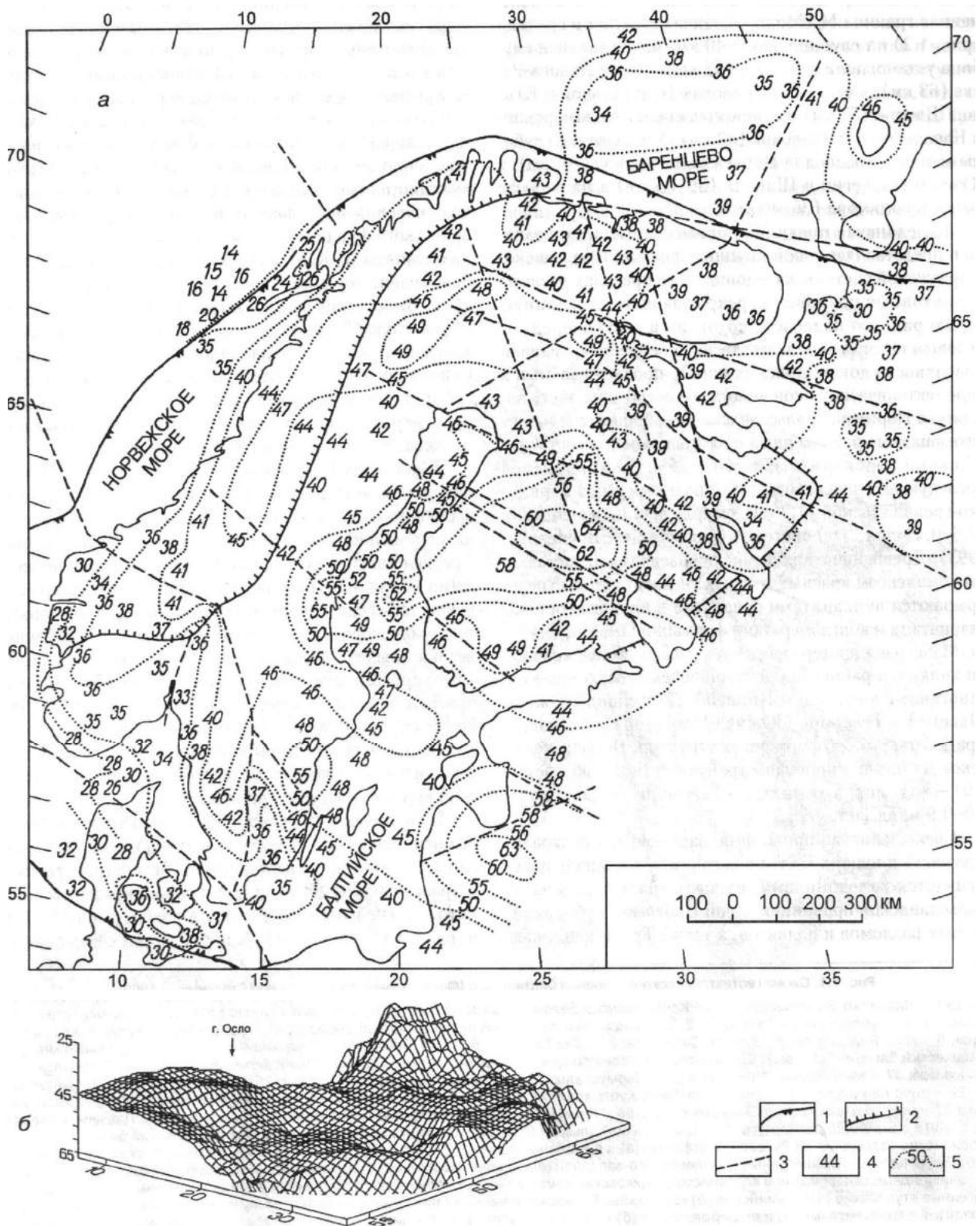
Анализ состояния изученности сейсмическими методами глубинного строения Северной Европы показывает (см. рис. 5, табл. 1), что по ряду профилей (1, 4–5, 7, 8, 12, 17–19, 25–28, 31, 34–35, 43–47, 52) достаточно надежно построены разрезы земной коры и верхней мантии. По маршрутам 6, 10, 11, 20–24, 29, 30, 36–42, 48, 51 зарегистрированы только преломленные или отраженные на границе М волны, в основном от единичных взрывов на переносных и стационарных сейсмических станциях, расположенных дискретно по линии профиля. Результаты исследований представлены в виде схематических разрезов или осредненных для целых районов значений глубин и скорости продольных волн для поверхности М. На Кольском полуострове и в Центральной Финляндии выполнены профильные (9–11, 20–24) и площадные исследования с использованием волн промышленных взрывов [Шаров, 1993; Кольская..., 1998].

Накопленный материал показал, что ПМ не является постоянной непрерывной границей даже в разрезе одного профиля ГСЗ и ее рельеф зависит от внешних и внутренних факторов, характерных для того или иного геоструктурного элемента. В одних (северо-западная часть Кольского п-ова, Онежско-Ладожская площадь) в поле отраженных волн раздел М динамически выразителен, в других (профиль Кировск – Дальние Зеленцы, северный участок профиля Поляр) на сейсмограммах отсутствуют характерные группы волн  $P_{отр.}^M$ . В южной части Кольского п-ова и Северной Карелии волны, отраженные от М, часто регистрируются в виде двух-трех групп осей синфазности, близких по интенсивности и форме колебаний, разделенных интервалом времени 0,2–0,5 с. В этом случае в переходной зоне от коры к мантии выделяются не одна, а две-три сейсмические границы, располагающиеся друг над другом с разницей по глубине до 5–8 км. Отмеченные явления сложного перехода от коры к мантии на Северной Европе делают затруднительным составление единой схемы изолиний глубин ПМ.

При создании схемы рельефа раздела М проанализированы значения глубин залегания поверхности М с точки зрения выявления невязок в местах пересечения профилей. При этом предпочтение получили данные более детальных систем наблюдений. По всем профилям ГСЗ построены и сравнивались редуцированные (со скоростью редукиции 8,0 км/с) годографы опорных продольных преломленных и отраженных на границе М волн. Проанализированы дополнительные экспериментальные данные о временах пробега первых вступлений продольных коровых и мантийных волн, возбужденных крупными промышленными или сейсмическими взрывами и зарегистрированные на профилях ГСЗ или сетью сейсмических и сейсмологических станций. Обобщены значения средней скорости в земной коре. Исследования показали, что средняя скорость до границы М претерпевает изменения от 6,4 до 6,6 км/с, составляя в среднем 6,5 км/с.

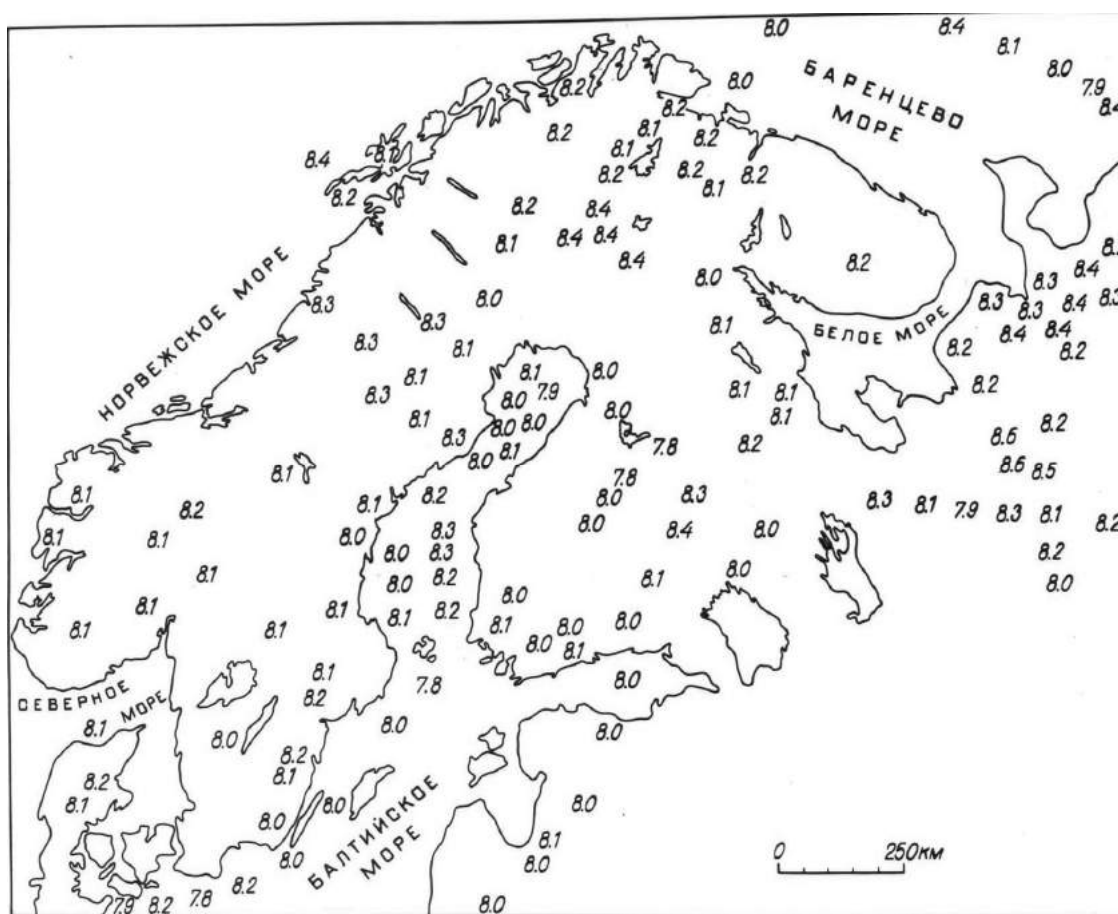
Совокупность всех использованных материалов, т. е. обобщение данных о средней скорости волн в земной коре, временные карты для ПМ явились объективной основой для определения относительных изменений глубин интересующей нас подошвы коры. Они позволили создать опорную сеть абсолютных глубин ПМ и привести к ней все остальные сейсмические данные – ГСЗ, МОВ, МОВЗ.

Схема мощности земной коры (ПМ) Северной Европы по сейсмическим данным представлена в масштабе 1 : 2 500 000, ее фрагмент показан на рис. 70. Сечение изогипс рельефа ПМ принято равным 5 км. Выбранное сечение в значительной мере сгладило указанные выше неопределенности карты и облегчило взаимную увязку авторских разрезов. Мощность земной коры Северной Европы изменяется от 25 до 64 км. Максимальная мощность коры установлена под Свекофеннской провинцией Фенноскандинавского щита в районе Ладожско-Ботнической зоны (64 км), в зоне сочленения Беломорского мегаблока с Карельским (49 км), под Северным Уралом и Пай-Хоем до глубин 45–46 км. Минимальная мощность коры зафиксирована к северу от островов Земля Франца-Иосифа (25 км), где уступ Брусилова разделяет континентальный и океанический типы коры, под Южно-Баренцевоморской впадиной (28–30 км). Мощность земной коры на западе Кольского полуострова составляет 40–44 км, на востоке – 35–37 км, в Белом море она достигает 40–42 км, в районе Ладожского озера – 50 км, а на севере Мезенской синеклизы – 30 км.



**Рис. 70.** Структурная схема (а) и аксонометрическая проекция (б) поверхности М в пределах Северной Европы:

1 – северо-западная граница Восточно-Европейской платформы; 2 – граница Фенноскандинавского щита; 3 – глубинные разломы; 4 – глубина поверхности М (км); 5 – изогипсы поверхности М (км)



**Рис. 71.** Схема граничной скорости продольных волн (км) по поверхности Мохоровичича [Шаров, 1993]

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

Глубинные сейсмические исследования последних лет позволили составить схему граничной скорости на ПМ по продольным волнам (рис. 71), которая изменяется для Северной Европы от 7,8 до 8,4 км/с с преобладающими значениями 8,0–8,2 км/с. Если исходить из тезиса о прямой связи трубок взрыва с мантией, то, опираясь на материалы по Якутии, можно пытаться установить аномально повышенные неоднородности верхов мантии, выражающиеся в изменении граничной скорости по поверхности М в весьма широких пределах от 8 до 9 км/с при мало меняющемся рельефе. Малые размеры кимберлитовых полей свидетельствуют, вероятно, о непротяженных аномальных обособлениях по граничной скорости на ПМ в литосфере Северной Европы.

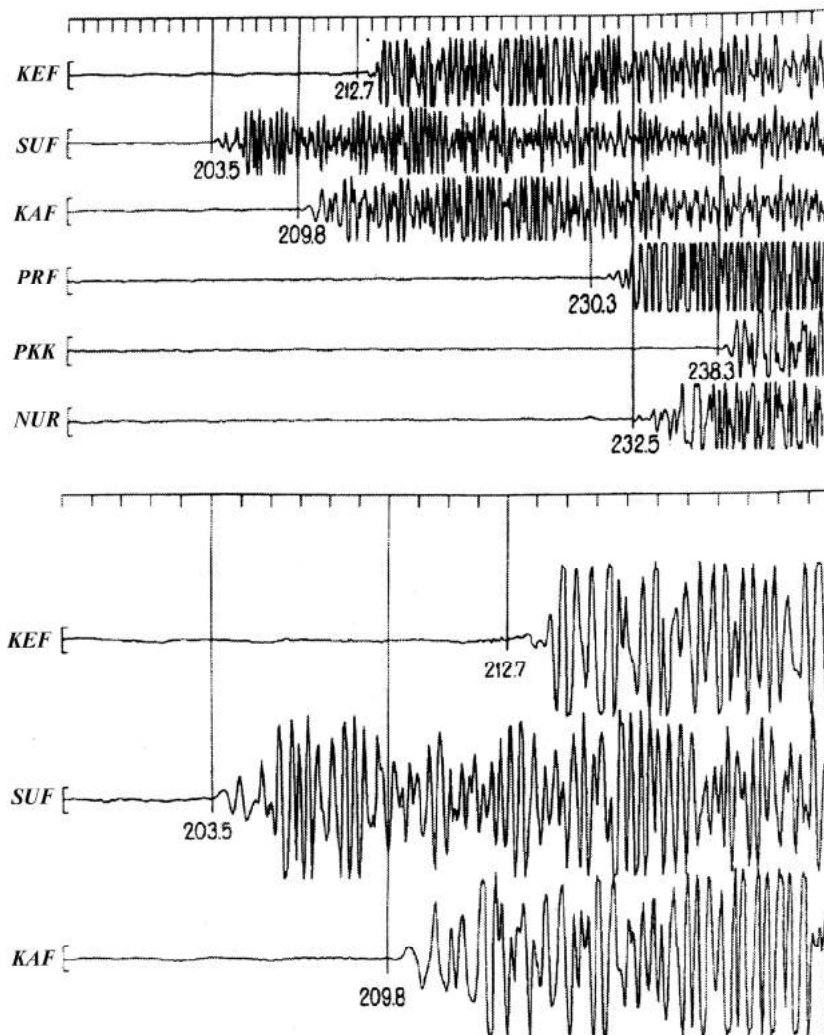
### 3.2. Особенности вертикального распределения скорости

Достаточно полная сводка данных по изменению скорости с глубиной в мантии по многим районам мира дана в работах [Винник, 1976; Рябой, 1979; Моoney, Brocher, 1979; Трипольский, Шаров, 2004; Цветкова и др., 2009, 2010; Пушаровский Д., Пушаровский Ю., 2010, 2016; Павленкова Н., Павленкова Г., 2014; Родников и др., 2014; Яновская, 2015]. Данные показывают,



что характер распределения скорости упругих волн с глубиной отличается большим разнообразием. Это объясняется многими причинами: полнотой системы наблюдений, качеством первичных данных, правильностью подходов к интерпретации волновых полей; но даже если исключить субъективные факторы, то различия в кривых связаны с латеральными изменениями скорости в мантии при переходе от одного региона в другой [Соллогуб и др., 1984]. В настоящее время происходит интенсивное развитие методов сейсмических исследований верхней мантии: увеличивается объем работ, проводимых в пределах различных геологических структур; растет диапазон изучаемых глубин, энергий источников и частот регистрируемых колебаний; используются при интерпретации новые типы и характеристики волн; повышается детальность полевых наблюдений.

В последние годы получено много новых данных о скоростной структуре верхней мантии Фенноскандинавского щита [Gajewski et al., 1990; Thybo, Perchuc, 1997; Егоркин, 2001]. Это связано как с расширением сети сейсмологических станций, так и с проведением глубинных сейсмических зондирований на длинных профилях ГСЗ, на которых получены записи мантийных волн (рис. 72) до удалений не менее 1000 км. Среди них, прежде всего, следует отметить (см. гл. 1 рис. 5) профили Феннолора и Кварц [Галдин и др., 1988; The European Geotravers..., 1992; Schueller et al., 1997].



**Рис. 72.** Монтажи сейсмограмм ядерного взрыва на Новой Земле 24 окт. 1990 г., записанные сейсмологической сетью Финляндии. Показано время первых вступлений в секундах на удалении 1632–1936 км от пункта взрыва [Шаров, 1993]

Основным результатом работ на профиле Феннолора служит скоростная двухмерная модель литосферы до глубины 270 км [Guggisberg et al., 1991; The European Geotravers..., 1992; Шаров, 1993]. Особенностью верхней мантии Фенноскандинавского щита является наличие до четырех слоев с пониженной скоростью, прослеживаемых вдоль линии профиля Феннолора, причем их мощность увеличивается с глубиной. В верхней мантии отсутствуют сколько-нибудь мощные слои, в которых скорость продольных волн снижалась бы до 7,8–8,0 км/с и ниже. Наоборот, появляются высокоскоростные (8,5–8,7 км/с) слои. Выделяется область, предположительно связываемая с астеносферой, но характеризующаяся слабым контрастом скоростных параметров. Кровля астеносферы в архейской части щита отмечается в виде области понижения скорости с 8,8 до 8,5 км/с в интервале глубин 220–230 км и с 8,55 до 8,40 км/с – на глубине 110–120 км в Свеккофеннской провинции. Нижняя граница астеносферного слоя намечается на глубине 270 км в виде повышения скорости до 9,0 км/с. По отраженным волнам на глубине 450 км прослежена граница мантийной переходной зоны, где скорость возрастает до 9,7 км/с.

Структура земной коры и верхней мантии в пределах 1600 км западного и центрального участков профиля Кварц изучена по данным регистрации продольных рефрагированных и отраженных волн от 28 химических и 3 мирных ядерных взрывов. Предложенный скоростной разрез земной коры от Кольского п-ова до Урала [Schueller et al., 1997] согласуется с ранее полученным на северо-западном конце профиля [Галдин и др., 1988]. Особенностью нового разреза является присутствие высокоскоростного слоя в нижней части архейской коры Кольского п-ова и отсутствие в ней слоя с пониженной скоростью, выделяемого предшествующими исследователями [Галдин и др., 1988]. Следует обратить внимание на сравнительно низкое значение скорости в коре Тимано-Печорской плиты и подобие скоростного строения земной коры под Кольским п-овом и Уралом.

На рис. 73 представлена двухмерная скоростная структура мантии до глубины 700 км, построенная по продольным рефрагированным волнам от ядерных взрывов вдоль профиля Кварц [Mogozov et al., 1998]. На разрезе от Кольского п-ова до Урала самая верхняя мантия до глубины 100 км характеризуется значительной горизонтальной неоднородностью. Здесь вещество с высокой скоростью  $V_p = 8,7$  км/с внедрено в окружающую среду с  $V_p = 8,3$  км/с. На глубине 100–130 км существует известная [Павленкова, 1988] низкоскоростная зона ( $V_p = 8,0$ –8,2 км/с), которая находится внутри литосферного слоя. Литосферно-астеносферная граница отмечена на глубине 190–200 км. Под Восточно-Европейской платформой отсутствует резкий переход от подошвы литосферы к нижележащей низкоскоростной астеносфере. Изменение скорости на этой границе происходит незначительное: от 9,0 до 8,7 км/с.

В зонах понижения скорости упругих волн в верхней мантии положительные температурные аномалии на земной поверхности не наблюдаются. Плотность ТП здесь равна фоновым значениям и даже ниже фоновых. Этот факт позволяет предположить или недавнее время

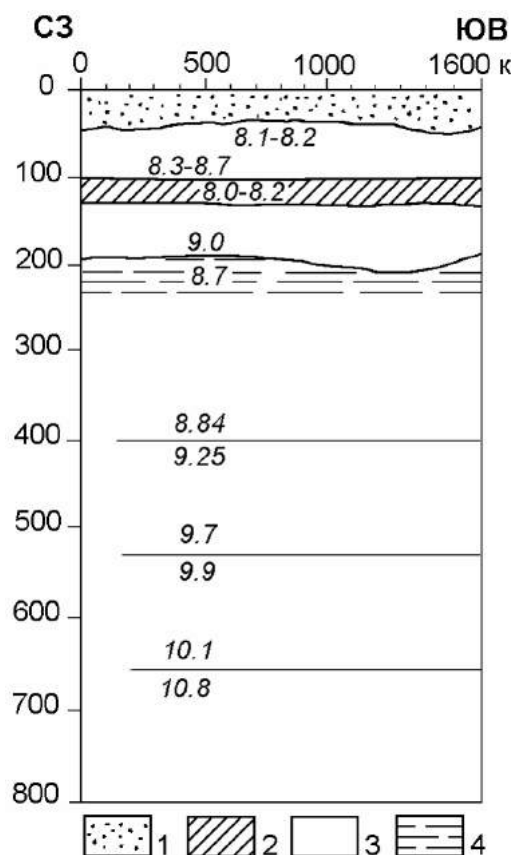
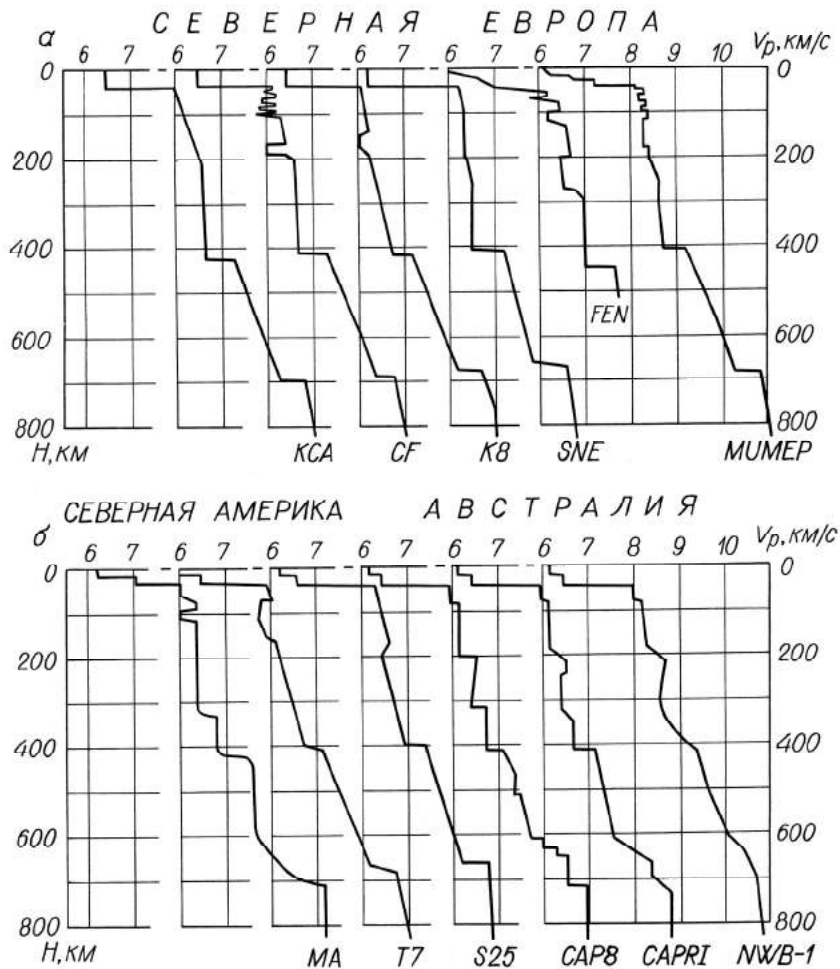


Рис. 73. Сейсмический разрез верхней мантии по Западнему и Центральному участкам профиля Кварц, по данным [Schueller et al., 1997]:

1 – земная кора; 2 – зоны пониженной скорости продольных волн в верхней мантии; 3 – зоны повышенной скорости продольных волн; 4 – астеносфера

разогрева, недостаточное для прохождения температурной волны к поверхности, или допустить другую природу волновода, например, разуплотнение или изменение вещественного состава среды. Геотермическая астеносфера с частичным плавлением пород выделяется отдельными исследователями [Бурьянов и др., 1985] в центральных районах Фенноскандинавского щита и его склонов, где отмечаются повышенные значения плотности ТП. Однако в зонах термических аномалий не устанавливались четкие коррелятивные связи с другими физическими полями, что наводит на мысль о возможной гидрогеологической природе аномалий ТП.

Вдоль профиля Кварц на больших глубинах в мантии отмечены еще три сейсмические границы. В дополнение к ожидаемым фазам от хорошо известных мантийных границ (рис. 74, а) на глубине 410 и 660 км выделена промежуточная граница на глубине около 530 км с перепадом скорости от 9,7 до 9,9 км/с. Присутствие раздела на 530-км глубине предполагает, что мантийная зона перехода в этом регионе является более сложной, чем по предложенным ранее одномерным моделям (см. рис. 74, а). Внешне эти модели мало различаются между собой и характеризуются повышенными скоростями 8,0–8,2 км/с на глубине 45–55 км и незначительным их изменением с глубиной.



**Рис. 74.** Одномерные модели распределения скорости Р-волн в верхней мантии древних платформ:

а – Восточно-Европейская платформа: KCA, CF [Cassell et al., 1983]; K8, SNE [Grad, Tripolsky, 1995]; FEN [Guggisberg et al., 1991]; MUMER [Grad, Tripolsky, 1995]; б – Северо-Американская и Австралийская платформы: MA [Masse, 1987]; T7 [Burdick, Helmberger, 1978]; S25 [Lefevre, Helberger, 1989]; CAP8 [Hales et al., 1980]; CAPRI [Lefevre, Helberger, 1989]; NW/B-1 [Braille et al., 1989]

Наибольшее отличие моделей друг от друга наблюдается (см. рис. 74, а) в характеристике нижней литосферы. В интервале глубин 60–250 км присутствуют слои попеременно низких и высоких скоростей мощностью 10–50 км (модели CF, FEN, MUMER), имеется один волновод (K8), зоны волноводов отсутствуют (КСА, SNE). Увеличение скорости наступает в интервале глубин 250–270 км. Годографы сильных отраженных волн связаны с границами на глубинах около 410 и 660 км, где происходит резкое увеличение скорости, соответственно, с 8,7 до 9,6 км/с и с 10,1 до 10,9 км/с. В целом градиент нарастания скорости с глубиной в нижней части верхней мантии (400–700 км) значительно больше, чем в ее верхней части (50–400 км), что видно из рис. 74, а.

Анализ сейсмических материалов по верхней мантии Фенноскандинавского щита дает основание сделать ряд выводов о ее структуре. Особенностью верхней мантии региона (глубины 50–250 км) является ее линзовидно-слоистое строение с горизонтальным и вертикальным изменением скорости Р-волн от 8,0 до 8,7 км/с. Отсутствие мощного волновода в мантии со скоростью менее 8 км/с затрудняет ее традиционное деление на литосферную и астеносферную части. Все рассмотренные модели показывают резкое возрастание скорости на глубинах 410 и 660 км. Выделена промежуточная скоростная граница на глубине 530 км. Расслоенность нижней части верхней мантии существенно меньше, чем верхней.

Одномерные скоростные модели строения верхней мантии Восточно-Европейской платформы (см. рис. 74, а) сравнивались с аналогичными, полученными в пределах всех крупных платформ – Сибирской, Африканской, Северо-Американской и Австралийской [Винник и др., 1978; Павленкова, 1988; Ryabov, 1990]. Модели последних двух приведены на рис. 74, б. Они имеют разные вариации скорости с глубиной в верхней части 300-км мантии. Модели для Канадского щита МА и Т7 имеют кровлю над тонкой зоной пониженной скорости, в то время как модель S25 имеет толстую кровлю над зоной волновода, который простирается глубже 300 км. Модели для северо-запада Австралийского щита CAP8, CAPRI, NWB-I характеризуются низким постоянным градиентом между глубинами 85–190 км (скорость 8,15–8,25 км/с) по сравнению с градиентом между 190–210 км. Наблюдается понижение скорости в диапазоне глубин 240–330 км. В верхней мантии отсутствуют сколько-нибудь мощные волноводы, в которых скорость продольных волн снижалась бы до 8,0 км/с, исключение составляет модель Т7, где волновод со скоростью около 7,8 км/с находится на глубине 70–150 км. Обратим внимание, что средние значения скорости (8,1–8,3 км/с) в верхней мантии (50–200 км) характерны для всех щитов и платформ.

Таким образом, трудно сделать однозначный вывод, что представляет собой литосфера под платформами и щитами. Важно учитывать, что литосфера под ними неоднородна и расчленена на зоны низкой и высокой скорости. Однако мантия древних платформ не имеет слоев с пониженной (менее 8 км/с) скоростью. Все рассмотренные модели (см. рис. 74) показывают резкое возрастание скорости на глубинах около 410 и 660 км. Расслоенность нижней части верхней мантии существенно меньше, чем верхней.

### 3.3. О латеральных изменениях скорости в мантии

Сейчас постепенно формируются новые представления о горизонтально-неоднородной модели строения верхней мантии. Эта модель значительно лучше отражает физические свойства верхней мантии и расширяет возможности для решения актуальных задач геологии и геофизики [Источники..., 2014; Пушаровский Д., Пушаровский Ю., 2016].

Трехмерная скоростная структура верхней мантии под Фенноскандинавским щитом исследована с помощью инверсии данных по волнам Релея [Calcagnile, 1991]. Подобная методика применена для изучения скоростной неоднородности литосферы под океаном. Показано, что литосфера под Срединно-Атлантическим хребтом более низкоскоростная, чем под старыми океаническими бассейнами. Под срединно-океаническим хребтом низкоскоростные аномалии верхней мантии не очень глубокие. В центральной части района Атлантики на глубинах

200–300 км выделяется высокоскоростная аномалия. Методом томографической инверсии о временах Р-волн от удаленных землетрясений для всего земного шара установлено, что высокоскоростные аномалии в самой верхней мантии располагаются под щитами, а низкоскоростные аномалии – под активными регионами.

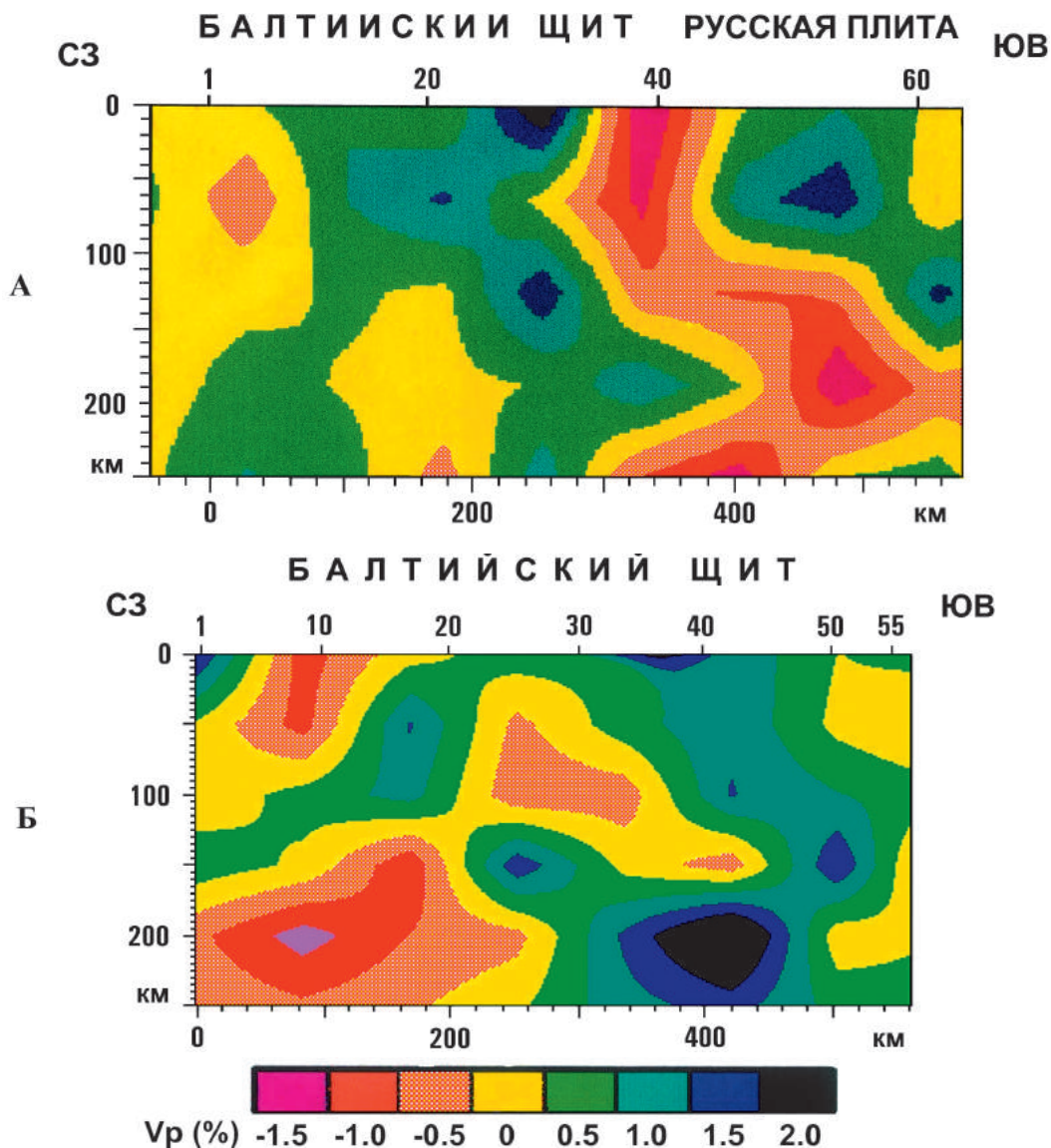
Томографическая реконструкция сейсмических скоростей верхней мантии представлена по данным поверхностных волн по обе стороны зоны Тессейра – Торквиста [Фарафонова, Яновская, 2003; Яновская, 2015]. Построены дисперсионные кривые фазовой скорости вдоль трасс между парами станций, расположенных в западной части ВЕП и в центральной части Западной Европы, по которым восстановлены средние вдоль этих трасс вертикальные скоростные разрезы. По полученным средним скоростям построены карты распределения скоростей поперечных волн на отдельных глубинах. На основании этих распределений сделаны выводы о латеральных неоднородностях строения мантии в этих районах. Построены вертикальные разрезы вдоль отдельных профилей до глубины порядка 250 км, и выявлено различие скоростей волн SV и SH. Обнаружено высокоскоростное включение на территории ВЕП на глубине 150–250 км, которое скорее всего является древним мантийным плюмом. В верхней мантии Альпийской зоны Западной Европы выявлены области пониженной и повышенной скоростей на глубинах 100–150 км и показано, что сейсмическая активность в коре коррелирует с повышенной скоростью в мантии.

На юго-восточном склоне Фенноскандинавского щита в области пересечения профилями Рубин и Кварц границы с Русской плитой (см. гл. 1 рис. 5) выделяется зона пониженной скорости, проникающая до глубины 100 км (рис. 75). Эта зона приурочена к полосе Брюгера-Полканова, протягивающейся от о-ва Рюген на севере Германии через Рижский залив, Ладожское и Онежское озера до Двинской губы на юге Белого моря. Вероятно, она захватывает восточное окончание профиля Кварц, где отмечается пониженная скоростная аномалия. Характеристикой полосы является то, что в ее пределах происходит смена знака современных вертикальных движений (положительных к северо-западу от нее, на щите, и отрицательных к югу и юго-востоку, на Русской платформе) и ей свойственна повышенная сейсмотектоническая активность с силой землетрясений до 6–7 баллов. В пределах зоны наблюдается ухудшение прослеживаемости границы Мохоровичича в поле обменных волн. Все эти данные свидетельствуют об эндогенном характере зоны Брюгера-Полканова и прямой связи между глубинными и приповерхностными тектоническими движениями [Золотов и др., 2000].

Литосфере Русской плиты свойственны достаточно широкие вариации упругих неоднородностей. Локальные понижения скорости на 1,0–1,5 % обнаружены в интервале глубин 100–250 км под северо-западной областью Мезенской синеклизы и на глубинах до 50–70 км в зоне северо-восточного участка Средне-Русского авлакогена и под северным окончанием Волго-Уральской антеклизы.

*Трехмерная скоростная модель* верхней мантии Фенноскандинавского щита представлена в виде трех карт-срезов изолиний скорости для фиксированных глубин 72, 97 и 122 км на рис. 76, характеризующих изменение скорости продольных волн в трех слоях с постоянной мощностью на глубинах, соответственно, 60–85, 85–110, 110–135 км [Шаров, 2000]. В верхней мантии между границей кора – мантия и глубиной 135 км скорость распространения продольных волн изменяется от 8,0 до 8,8 км/с. Имеются различные скоростные неоднородности с вертикальными размерами 10–40 км и латеральной протяженностью от 50 до 500 км. Отсутствуют низкоскоростные аномалии, где скорость продольных волн снижалась бы до 8 км/с. Наоборот, появляются высокоскоростные (8,4–8,8 км/с) тела. Аномалии скорости с глубиной не менее выражены, чем на скоростных верхних срезах. Преимущество расположения скоростных структур в I слое нарушается в слоях II и III (глубины 85–110 и 110–135 км). Диапазон изменения скорости в них ниже, чем в I слое, и составляет 8,2–8,4 и 8,4–8,8 км/с. Отмечается несоответствие структурных планов изолиний скорости для разных глубинных срезов верхней мантии. Наибольшее изменение скорости в мантии на томографических срезах наблюдается в архейской части щита

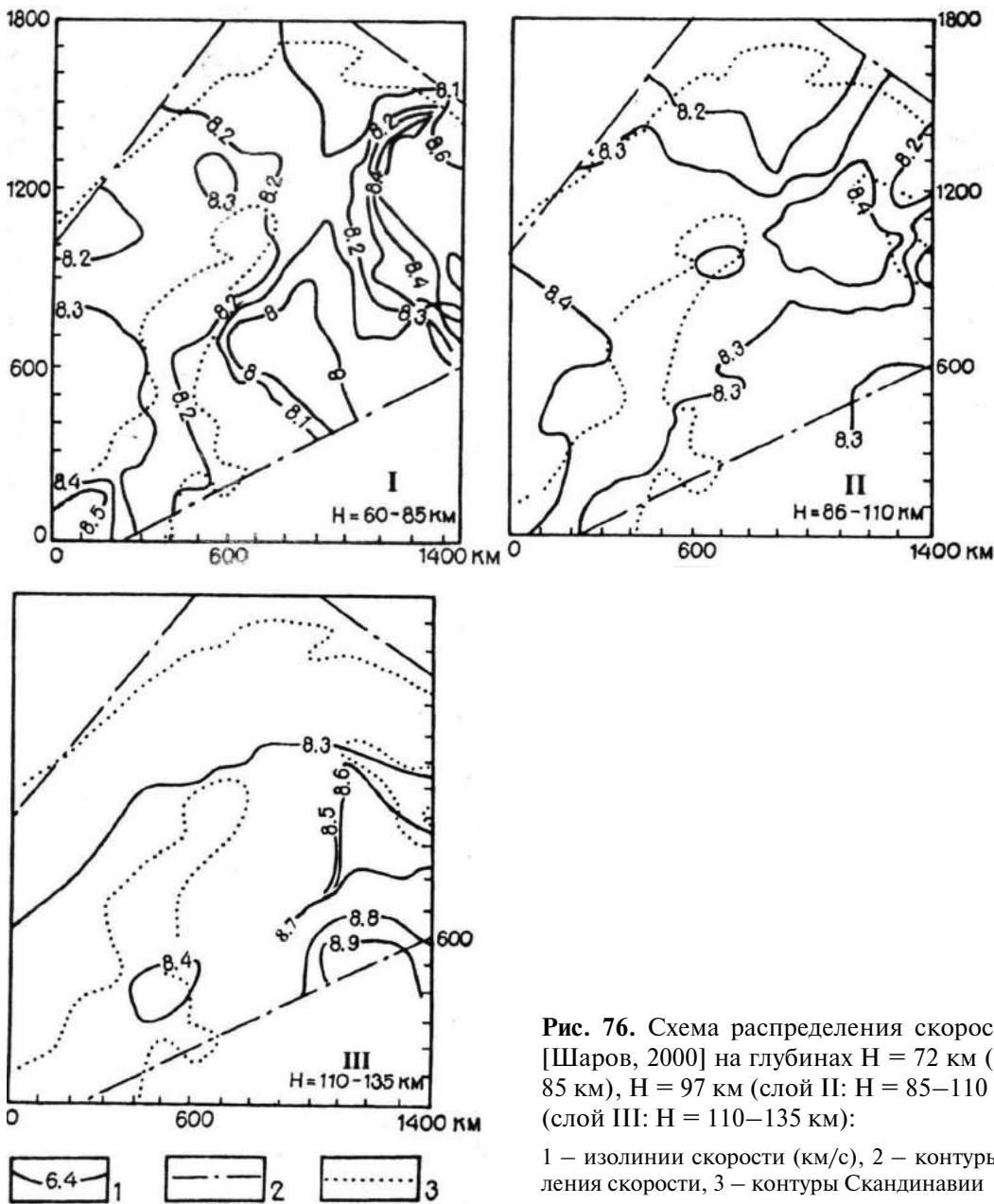
(Лапландско-Кольско-Карельская провинция). Здесь расположен палеорифт Кандалакша – Двина, который хорошо отражается на томографических срезах. С этой зоной палеозойской активизации большинство геологов связывает перспективы обнаружения новых алмазоносных трубок Архангельской кимберлитовой провинции.



**Рис. 75.** Двухмерные скоростные томографические модели вдоль участков профилей [Золотов и др., 2000]:

А – Рубин (Костомукша – Плесецк), Б – Кварц (Печенга – Умбозеро – Ручьи). Вариации скорости продольных волн показаны в процентах от стандартной модели IASP91

Фенноскандинавский щит является идеальным природным полигоном для изучения геодинамических процессов эволюции литосферы. Значительный объем информации по геологии, геофизике и геохимии, полученной в результате предыдущих исследований щита, подготовил основу для проведения здесь в 1998–1999 гг. *международного сейсмического проекта SVEKALAPKO Deep Seismics*. Проект был сфокусирован на решении следующих ключевых научных проблем: изучение взаимосвязи литосферы и астеносферы в низах Фенноскандинавского щита; исследование связи между поверхностными и глубинными структурами [Глубинное..., 2004].



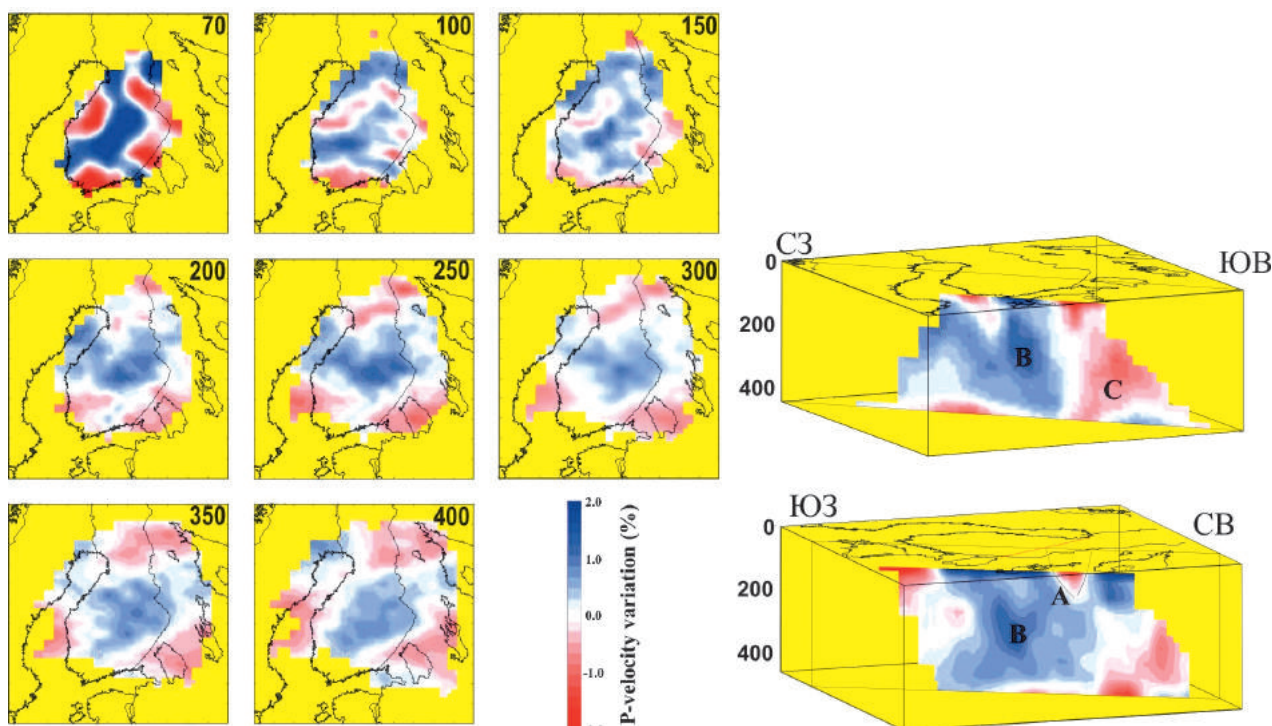
**Рис. 76.** Схема распределения скорости в литосфере [Шаров, 2000] на глубинах  $H = 72$  км (слой I:  $H = 60-85$  км),  $H = 97$  км (слой II:  $H = 85-110$  км),  $H = 122$  км (слой III:  $H = 110-135$  км):

1 – изолинии скорости (км/с), 2 – контуры области определения скорости, 3 – контуры Скандинавии

Исправленные за влияние земной коры телесейсмические времена пробега использованы при построении трехмерной томографической структуры верхней мантии под щитом до глубины 400 км (рис. 77). Скоростные вариации показаны относительно стандартной модели IASP91: синие – высокоскоростные области, красные – низкоскоростные, белые полосы занимают промежуточные значения. Истинные средние скорости в слоях, в данной томографической модели остаются неизвестными, так как при ее построении использован относительно IASP91 остаточный наблюдаемый годограф. На верхней части рис. 77 показаны горизонтальные срезы мантии под щитом от 70 до 400 км глубины, а на нижней – два вертикальных разреза под разными азимутами. Результаты усреднены после тринадцати итераций.

Томографическая модель юго-восточной части Фенноскандинавского щита характеризуется вариациями скорости продольных волн 4 % в литосфере до глубины 100 км относительно IASP91 и 2 % на глубинах 150–400 км (см. рис. 77). В центральной части исследуемого рай-

она прослеживается положительная скоростная аномалия до 400 км глубины. Низкоскоростная аномалия (А) на разрезе ЮЗ-СВ до глубины 100 км, вероятно, связана с протерозойской Ладожско-Ботнической шовной зоной. Второй важной особенностью строения верхней мантии является установленная на другом разрезе СВ-ЮВ, вертикальная граница до глубины 400 км, которая отделяет высокоскоростную западную зону (В) от низкоскоростной аномалии (С) на востоке в Ладожском районе. На скоростных срезах до глубины 150 км существуют другие скоростные аномалии, которые не увязаны с тектоническим строением региона.



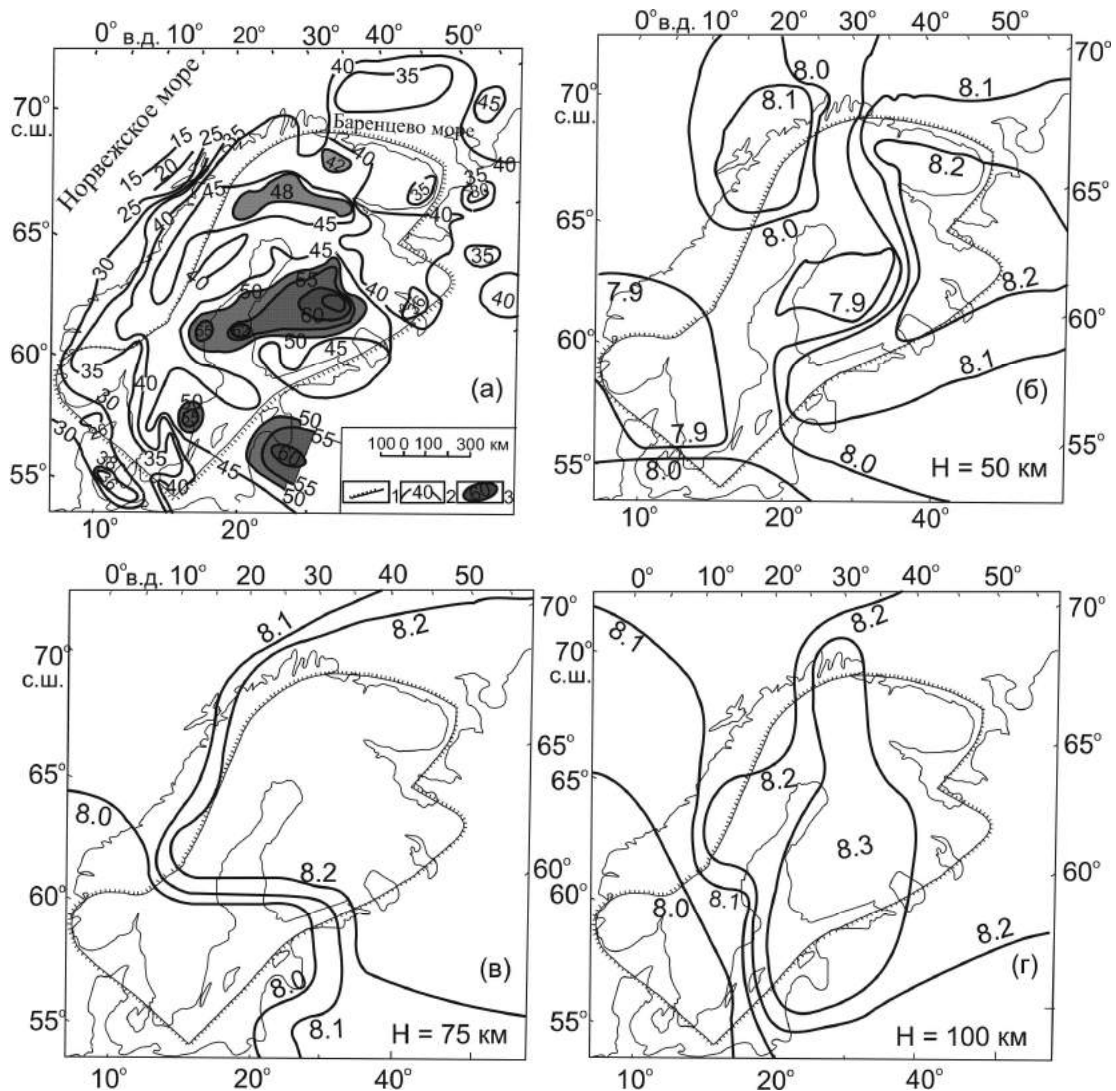
**Рис. 77.** Трехмерная скоростная модель Р-волн глубинного строения верхней мантии под юго-восточной частью Фенноскандинавского щита, полученная с использованием метода телесеismicческой томографии [Senen, 2002]. Верхняя часть – горизонтальные срезы от 70 до 400 км глубины, нижняя – два разреза под разными азимутами

Таким образом, по скорости продольных волн не обнаружен мощный волновод в верхней мантии 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; Жамалетдинов, Петрищев, 2015].

Полученные согласно 3-D Р-скоростные модели мантии под Евразией [Цветкова и др., 2009, 2010; Шаров и др., 2010а; Шаров, 2014] позволили построить трехмерную скоростную модель литосферы Фенноскандинавского щита, которая представлена в виде трех карт-срезов изолиний скорости для фиксированных глубин 50, 75, 100 км (рис. 78, б, в, г) и глубины 150, 200, 250, 300 км (рис. 79). Как видим, среда в первом слое (нижняя кора и верхняя мантия) слабодифференцирована по скорости (см. рис. 78, б). Скорость продольных волн изменяется от 7,9 до 8,2 км/с, т. е. контраст скорости некоторых аномалий составляет 0,2–0,3 км/с. Только главные геотектонические провинции слабо отражаются на пространственном изменении скоростных параметров, но нет простого соотношения между поверхностной геологией, мощностью коры и скоростью продольных волн в верхней части литосферы.



В литосфере между границей кора – мантия и глубиной 100 км скорость распространения продольных волн изменяется от 7,9 до 8,3 км/с. Имеются скоростные неоднородности с вертикальным размером 10–40 км и латеральной протяженностью от 200 до 1000 км (см. рис. 78, в, г). Отсутствуют низкоскоростные аномалии, где бы скорость продольных волн снижалась до 8 км/с. Наоборот, появляются высокоскоростные (8,3 км/с) тела. Аномалии скорости с глубиной не менее выражены, чем на первом скоростном срезе. Отмечается несоответствие структурных планов изолинии скорости разных глубинных срезов литосферы. Наибольшее изменение скорости и ее увеличение до 8,3 км/с на томографических срезах наблюдается в архейской части щита (Лапландско-Кольско-Карельская провинция) и на западе Архангельской области.

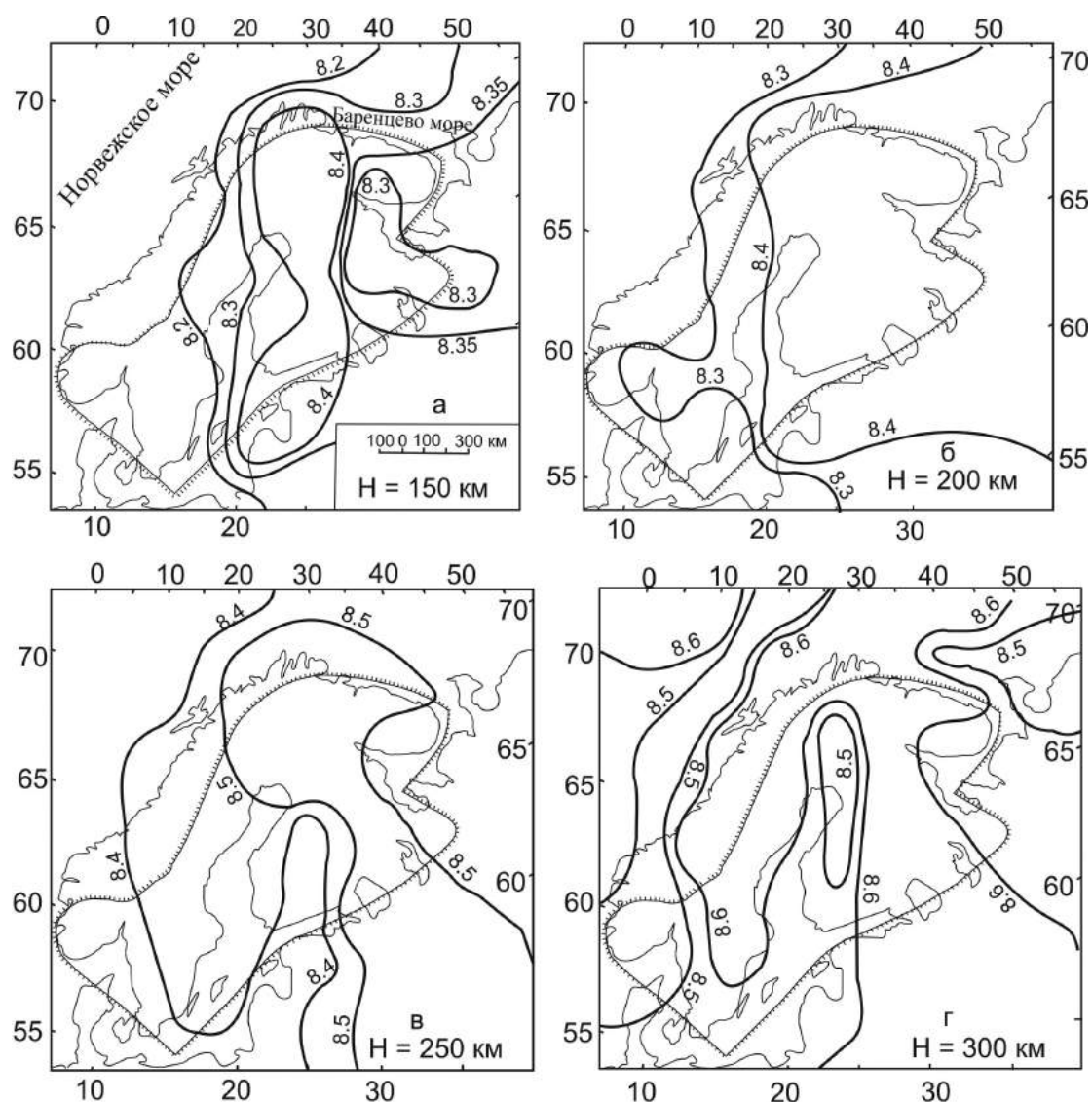


**Рис. 78.** Схема раздела М (а) и распределение скорости продольных волн (изолинии в км/с) в литосфере на глубинах 50, 75, 100 км (б, в, г) [Цветкова и др., 2009, 2010; Шаров, Митрофанов, 2014]:

1 – граница Фенноскандинавского щита; 2 – изогипсы раздела М (км); 3 – поверхность скоростного уровня 7,0–7,3 км/с (коромантийные слои)

Именно на этой огромной по площади территории щита, а также в северной части фундамента Русской платформы, т. е. в пределах Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена [Минц, 2011] с архейской консолидированной корой континентального типа выделена самая сохранившаяся в мире, наиболее полно представленная характерными формация-

ми палеопротерозойская Восточно-Скандинавская базитовая обширная изверженная провинция (ВСкБОИП – EScBLIP) плюмовой природы с промышленными ортомагматическими месторождениями Cr, Ni, Co, Cu, Au, Pt, Pd, Ti, V [Митрофанов и др., 2013]. Самая нижняя высокоскоростная часть земной коры по отдельным профилям МОВЗ-ГСЗ этой провинции [Mitrofanov et al., 1998; Шаров и др., 2010a] и данным по составу гипоксенолитов в трубках взрыва [Строение..., 2005], а также сведения по высокоплотным и высокоскоростным слоям мантийной литосферы (см. рис. 78, 79), позволяют рассматривать их как содержащие огромные массы плюмовых базитов (мантийных астенолитов). Это продукты палеопротерозойской магматической базификации – результат плюмового андерплейтинга архейской континентальной литосферы [Митрофанов и др., 2013; Шаров, Митрофанов, 2014].



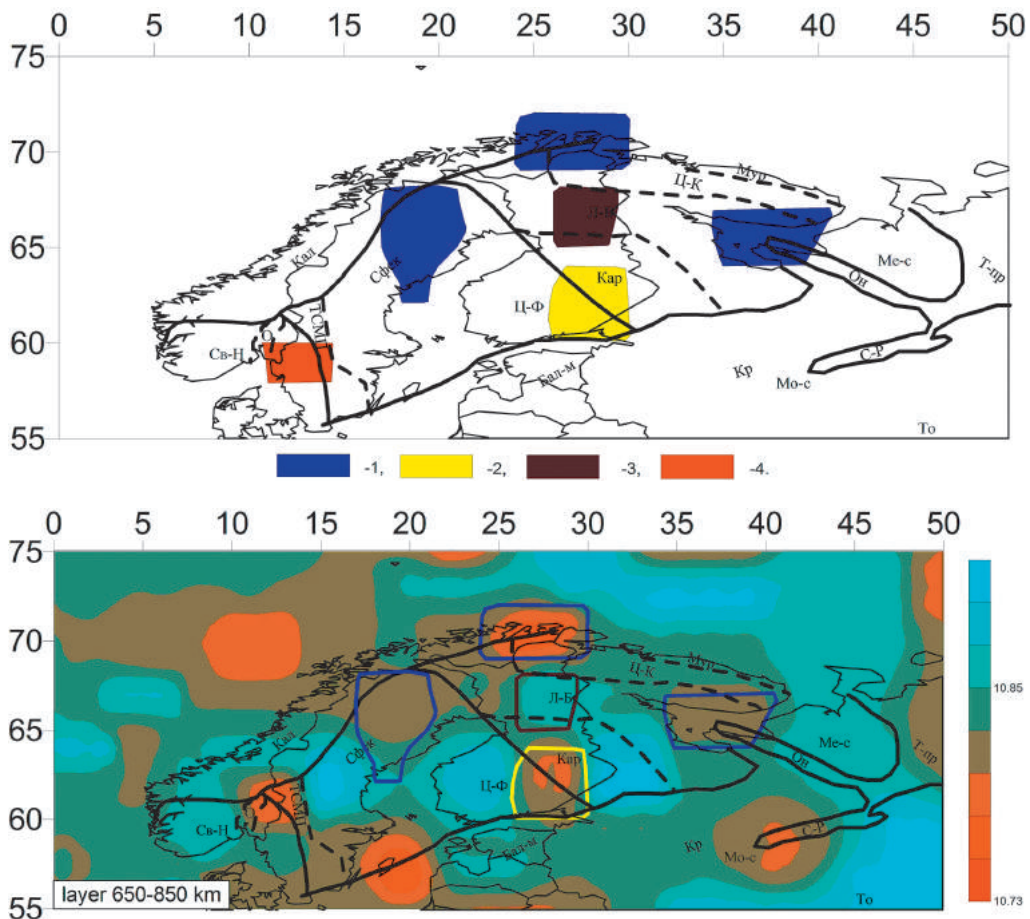
**Рис. 79.** Распределение скорости продольных волн (изолинии в км/с) в литосфере на глубинах 150, 200, 250, 300 км (а, б, в, г) [Цветкова и др., 2009, 2010; Шаров, Митрофанов, 2014]

Общее представление о трехмерной скоростной модели мантии под Фенноскандинавским щитом, полученной согласно методу Тейлорового приближения, приведено в работах [Цветкова и др., 2009, 2010, 2015б]. По скоростным характеристикам мантия под Фенноскандинавским щитом относится к мантии по стабильному типу [Пушаровский Д., Пушаровский Ю., 2010,

2016]. Следовательно, относительно принятой референтной модели верхняя мантия (410 км) характеризуется повышенными скоростями, зона Голицына-Гейко (ЗГГ – скоростная характеристика переходной зоны верхней мантии) (410–650 км) – пониженными скоростями, зона раздела-1 (650–850 км) – повышенными скоростями, средняя мантия (850–1700 км) – пониженными скоростями. Граница между верхней мантией, ЗГГ, зоной раздела-1 и средней мантией определяется нулевой изолинией невязок скорости.

В мантии под Фенноскандинавским щитом выделяются скоростные области, основной особенностью которых является распространение низкоскоростного субвертикального слоя из средней мантии через зону раздела-1 в ЗГГ, и, как следствие этого, специфика скоростной расчлененности верхней мантии и ЗГГ. Выходы пониженных скоростей из нижней, средней мантии в верхнюю, возможно вплоть до коры включительно с последующим их «растеканием» будем называть доменами (ФД).

Мегаблоки Фенноскандинавского щита, скоростное строение мантии под которыми связано с выходом пониженных скоростей из средней мантии в верхнюю, следующие: Кольско-Карельский, Свекофеннский (рис. 80, А). Полученная модель средних скоростей для глубин 650–850 км (рис. 80, Б) четко показывает выходы пониженных скоростей как низкоскоростные аномалии и выделяет для мантии под Феноскандинавским щитом области: Лапландско-Беломорского подвижного пояса (Беломорский домен), Центрально-Кольский блок (Варангер домен) Кольско-Карельского мегаблока, Свекофеннский мегаблок (Шеллефтео домен).



**Рис. 80.** А. Области низкоскоростных выходов из средней мантии [Цветкова и др., 2015a]: 1 – Беломорский, Варангер, Шеллефтео домены, 2 – Костомукша, 3 – Лапландский верхнемантийный домен, 4 – мантийная колонка грабена Осло; Б. Осредненное горизонтальное скоростное сечение слоя мантии на глубине 650–850 км

Основные черты скоростного разреза верхней мантии

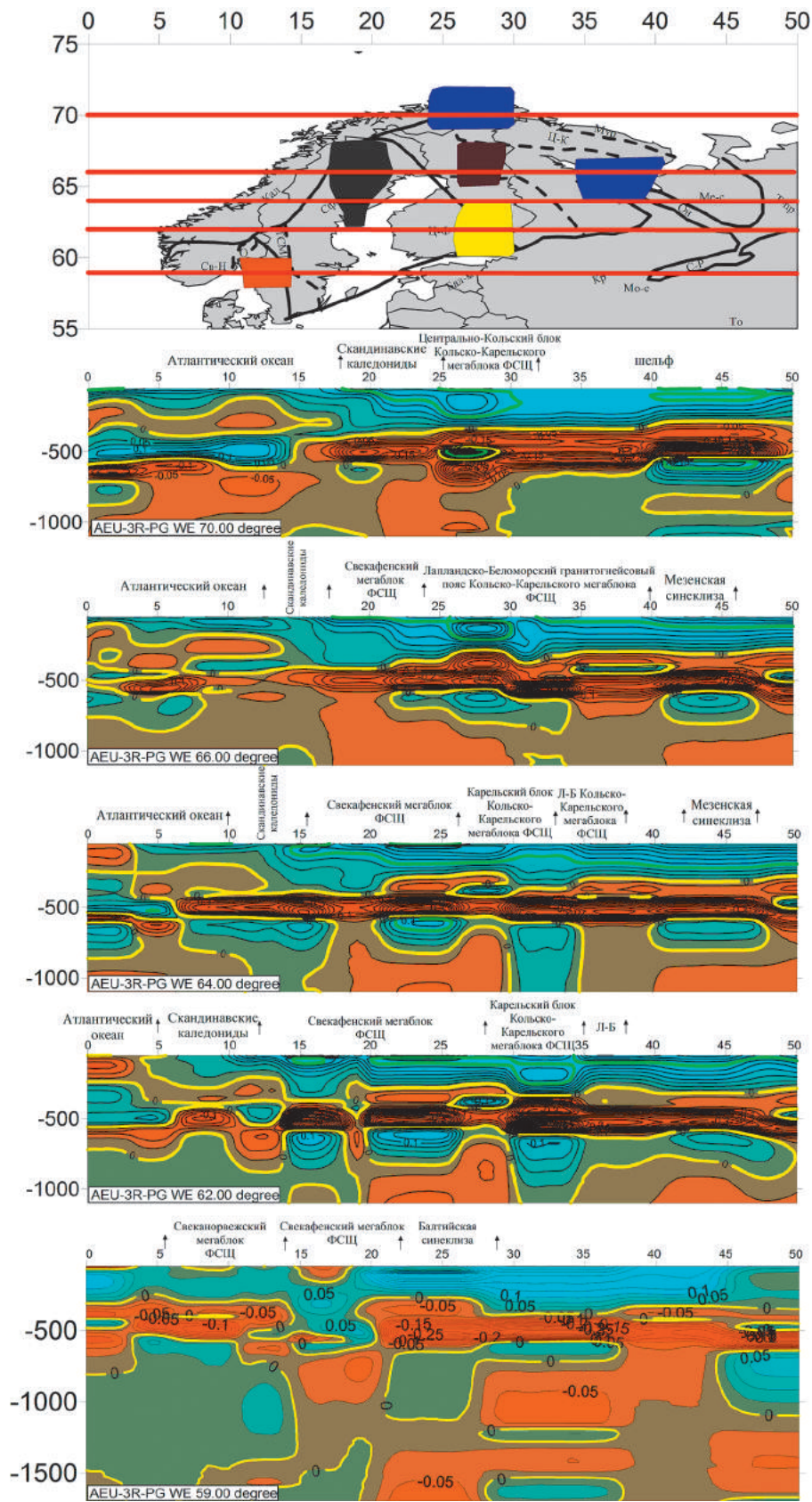


Рис. 81. Широтные сечения 70°, 66°, 64°, 62° и 59° с.ш. трехмерной Р-скоростной модели мантии [Цветкова и др., 2015б]

В мантии под щитом выделены области сейсмического проявления доменов (см. рис. 80, А). К ним относятся мантия под Лапландско-Беломорским гранулит-гнейсовым поясом (Белым морем), под Варангером, под Свекофенским мегаблоком (Шеллефтео). Каждая из центральных областей (областей выхода) характеризуется приподнятостью кровли ЗГГ и последующим уменьшением глубины залегания кровли для широтных сечений на восток и запад (рис. 81), для долготных – на север и юг (области растекания). Вместе центральная область и области растекания образуют домен, несущий следы сверхглубинного процесса. По абсолютным значениям невязки скоростей в ЗГГ выше в областях растекания, чем в области выхода.

Следы распространения низких скоростей не заканчиваются в ЗГГ, продолжаясь в верхней мантии и характеризуясь уже как высокоскоростные, выпуклые вверх изолинии невязок. В верхней мантии выделяется нижняя часть, характеризующаяся поднятием изолиний невязок скорости, кровля которой определяется на глубинах  $200 \pm 25$  км, за исключением области Шеллефтео, где ее глубина определена на 375 км.

В областях растекания, которые в целом определяются уменьшением глубины залегания кровли ЗГГ до нормального (410 км) и появлением зоны раздела – 1, в южной области растекания плюма Варангер выделяются верхнемантийные домены: Лапландский (на пересечении с западной ОР Беломорского домена), Костомукши (на пересечении с западной ОР Московского домена, здесь не рассматривавшегося). В мантии под грабеном Осло (Свеконорвежский мегаблок) выделяется мантийная колонка.

По скоростным характеристикам мантия в областях соответствующих доменов обладает повышенной расслоенностью. Характерна трехслойность ЗГГ, двух- или трехслойность верхней мантии. Мантийным колонкам в областях растекания присуща общая приподнятость границ, начиная с кровли зоны раздела – 1, а также повышенная расслоенность.

Увеличенная мощность земной коры (48–65 км) соответствует верхнемантийным доменам – Лапландскому и Костомукши, в то время как завершившим свое развитие доменам соответствует нормальная мощность коры (36–40 км) [Цветкова и др., 2015а].

Особенности строения верхней мантии под кимберлитовыми полями по сейсмическим данным изучены для Транс-Гудзонского орогена в Канаде [Bank et al., 1998] и кратона Каапваал в Южной Африке [Vinnik et al., 1996]. В первом случае по результатам телесеismicкой томографии было обнаружено, что на глубинах 100–220 км под кимберлитовым полем либо вблизи него скорости продольных волн понижены относительно соседних блоков примерно на 0,5–1,0 %. Полученный размер блока с пониженной скоростью ~ 120 км. Для этого же интервала глубин под Сибирской платформой по профилю «Кратон» вблизи кимберлитового поля  $V_p$  также понижены на 0,8–1,1 % [Егоркин, 2001].

Для изучения скорости объемных волн в верхней мантии под кратоном Каапваал использовались телесеismicкие обменные PS-волны. Полученные материалы позволили установить понижение под кратоном скорости S-волн в интервале глубин 370–470 км относительно модели IASP91. Максимальное отличие (0,2 км/с) соответствует глубине 390 км. Возможно, что это различие в скоростях связано с увеличением глубины 410-км границы под кимберлитовым полем. По мнению А. В. Егоркина [2001], особенности строения мантии под кимберлитовыми полями связаны с дополнительным ее разогревом за счет мантийного плюма.

Сейсмотомографическими исследованиями в Австралии [Zielhuis, Hilst, 1996; Simons et al., 1999] установлено, что относительно высокоскоростная верхняя мантия под докембрийской западной частью Австралии достигает 250–300 км. Изотопно-геохронологические исследования показали, что древняя земная кора подстилается здесь мантией того же возраста [Pearson, 1999]. На востоке Австралии под фанерозойскими структурами мощность высокоскоростной части верхней мантии уменьшается до значений не более 80 км.

По данным метода объемной сейсмической томографии установлено [Pearson, 1999], что под всеми докембрийскими структурами в мантии до глубины порядка 200 км наблюдаются относительно повышенные значения скорости упругих колебаний (в среднем на 4–5 %).

Высокоскоростные «корни» обычно подстилаются зоной понижения скорости, в которой вещество, по-видимому, находится в частичном расплавленном, более пластичном и подвижном состоянии. Отсюда делается вывод, что литосфера древних кратонов простирается вглубь, по крайней мере, до 200 км.

Такой результат согласуется с данными определения мощности литосферы на основании измерений теплового потока, которые показали, что мощность литосферы для большей части Земли не превышает 100 км, за исключением докембрийских щитов и платформ, где она повышается до 200–300 км.

Результаты изучения мантийных ксенолитов изотопно-геохимическими и геохронологическими методами показали, что древняя кора кратонов и подстилающая их мантия до глубины порядка 200 км имеет возраст 1–3 млрд лет [Pearson, 1999]. Это также указывает на существование глубоких мантийных корней докембрийских структур.

Результаты комплексных сейсмических, геолого-геохимических и других геолого-геофизических исследований позволили получить представление о том, что древнейшие кратоны представляют собой глыбы верхней оболочки Земли, мощность которых составляет не менее 200 км. Эти глыбы, сформировавшись в докембрии, могли до настоящего времени в основном сохранить свое строение и состав [Шустова, Рабинович, 2003].

Полученные результаты указывают на глубинное заложение приповерхностных структур и свидетельствуют о влиянии происходящих в верхней мантии процессов на развитие земной коры. Однако связь между структурами земной коры и особенностями строения верхней мантии носит сложный характер, нередко изменяющийся при переходе из одного региона в другой. Выяснение закономерностей таких связей позволит понять причины и механизм тектонических процессов, происходящих в земной коре.

Таким образом, сейсмические модели верхней мантии докембрийских платформ мало различаются между собой и характеризуются скоростью около 8,1 км/с на границе М и нарастанием ее с глубиной. Отличие моделей друг от друга наблюдается до глубины 300 км. В верхней мантии щитов установлено широкое развитие слоев с повышенной скоростью и не выделены мощные волноводы со скоростью меньше 8 км/с, единая астеносфера в классическом понимании отсутствует. Значение скорости 8,5 км/с на глубине 200 км характерно для всех древних платформ, а ее увеличение наступает в интервале глубин 250–270 км. Градиент нарастания скорости с глубиной в нижней части верхней мантии (400–700 км) больше, чем в верхней (50–300 км), а расслоенность ее меньше. Протяженные отражающие границы наблюдаются на глубинах около 410 и 660 км и характерны для всех древних платформ.

## ГЛАВА 4

### СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

В пределах Восточно-Европейской платформы *Фенноскандинавский и Украинский щиты* занимают площадь соответственно 1100 и 250 тыс. км<sup>2</sup>, представляют собой выступы фундамента платформы и могут рассматриваться как характеризующие его в целом. К настоящему времени на территории *Фенноскандинавского (ФЩ) и Украинского (УЩ) щитов* выполнен большой объем региональных сейсмических работ, направленных на изучение глубинного строения и скоростных характеристик литосферы этих крупных структур Восточно-Европейской платформы [Трипольский, Шаров, 2004; Шаров и др., 2014]. Основные результаты исследований заключались в следующем.

1. Средние мощности земной коры УЩ и ФЩ близки между собой и составляют 44,6 км и 43,8 км соответственно.
2. Земная кора УЩ и ФЩ характеризуется сходными скоростными параметрами. Скорости распространения сейсмических волн в кристаллических породах возрастают с глубиной от 5,4–6,5 (преимущественно 5,7–6,1) км/с у дневной поверхности до 6,6–7,3 км/с в низах коры, а в областях с утолщенной корой – до 7,4–7,6 км/с.
3. Скорости в областях с утолщенной корой (мощность более 50 км) на 0,05–0,10 км/с выше, чем в областях с нормальной корой.
4. Во многих районах УЩ и ФЩ преимущественно в верхней коре (интервал глубин 4–17 км) регистрируются слои с пониженными скоростями (волноводы). В большинстве случаев волноводы прослежены в областях регистрации гипоцентров верхнекоровых землетрясений.
5. Сейсмическая расслоенность земной коры неоднородна и подвержена значительным изменениям как по латерали, так и по вертикали. Волны от промежуточных границ в коре регистрируются в общем фрагментарно. Сейсмические границы, которые можно было бы идентифицировать и проследивать от региона к региону и от щита к щиту, за исключением поверхности докембрийского фундамента и поверхности раздела Мохоровичича (раздела М), в земной коре щитов не прослеживаются.

На территории ФЩ и УЩ пробурен ряд глубоких и сверхглубоких скважин. Это – Кольская сверхглубокая СГ-3, глубина 12 262 м; Криворожская СГ-8, 5432 м; Онежская, 3537 м; Оутокумпу, 2500 м. Методом ВСП (вертикальное сейсмическое профилирование) изучен скоростной разрез кристаллической земной коры в указанных скважинах. На рис. 82 приведены результаты этих измерений.

Для всех скважин, за исключением Оутокумпу, характерны значительные изменения скоростей вдоль ствола скважины, причем ожидаемого возрастания скоростей с глубиной не наблюдается. Например, для СГ-3 и СГ-8 характерен инверсный разрез, при котором скорости с глубиной снижаются.

Особняком здесь стоит скважина Оутокумпу, где с глубиной скорости плавно возрастают. Это объясняется, по-видимому, тем, что исследователи осреднили значения скоростей, измеренных в скважине.

Результаты проведенных исследований подтвердили сформулированные ранее выводы, что скорость упругих волн зависит в большей мере от состава и текстуры пород, чем от глубины залегания, причем основной причиной значительных понижений скоростей являются разрывные нарушения [Кольская..., 1998; Трипольский, Шаров, 2004].

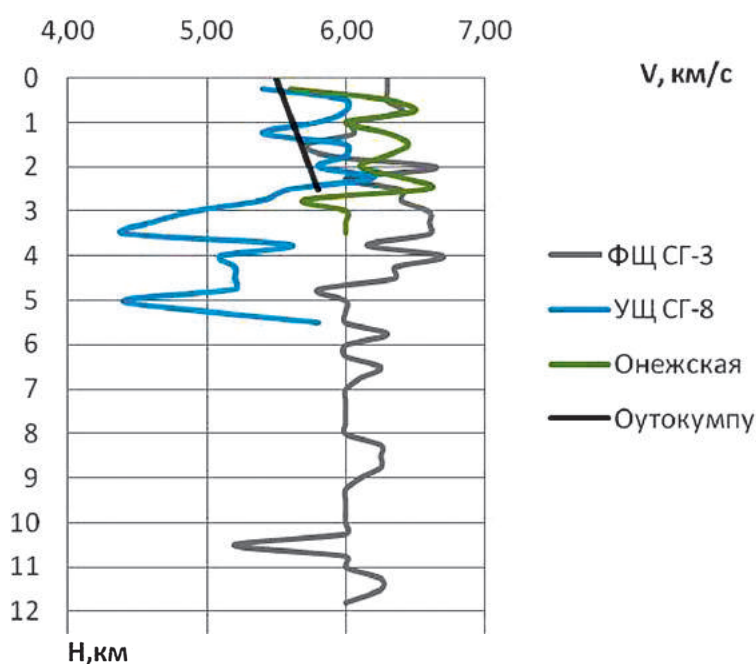
Материалы глубинных сейсмических исследований Воронежского кристаллического массива [Литосфера..., 2012] во многом сходны с результатами по УЩ

и ФЩ. Скорость в нижнем этаже коры здесь колеблется от 7,15 до 7,65 км/с, а мощность коры изменяется от 43–45 км в области архейских структур и до 50–53 км в пределах протерозойских.

Сопоставление результатов сейсмических исследований с данными геологии УЩ и ФЩ позволяет наметить некоторые общие закономерности строения и динамики швов между сегментами разновозрастной консолидации, протоастенолитов, субплатформенных массивов габбро-анортозитов и гранитов рапакиви [Чекунов и др., 1992].

Глубинное строение литосферы в шовных зонах и разделяемых ими сегментах архейской и раннепротерозойской консолидации этих щитов изучено весьма детально по сходным системам наблюдений вдоль серии сейсмических профилей. На УЩ это Одесско-Ядловская и Криворожско-Кремнечугская шовные зоны, отделяющие Кировоградский раннепротерозойский массив от древних архейских блоков: Подольского на западе и Приднепровского на востоке. На ФЩ это Ладожско-Ботническая шовная зона между Лапландско-Карельской архейской провинцией на севере и Свекофеннской раннепротерозойской на юге. Роль названных швов исключительно велика. Они определяют основное тектоническое районирование, являются средоточием деформационных процессов, дробления, магматизма, минерагении, т. е. несут в себе все характерные черты контактных зон между крупными неоднородностями тектоносферы. Они располагаются по краям глубинных астенолитов и в сочетании с ними и производными от астенолитов массивами габбро-анортозитов и рапакиви образуют единые геодинамические ансамбли [Чекунов и др., 1992].

Мощность коры под Лапландско-Карельской архейской провинцией, как и под древними Подольским и Приднепровским блоками УЩ, меняется мало и, за исключением отдельных аномальных участков, составляет 40 км. Скорость на разделе М около 8,1 км/с. Под Ладожско-Ботнической шовной зоной, подобно Одесской и Криворожско-Кремнечугской, мощность коры увеличивается до 60–65 км, скорость в кровле мантии возрастает до 8,4–8,5 км/с. Утолщение коры во всех названных шовных зонах происходит за счет высокоскоростной нижней части коры (7,0–7,5 км/с). На профиле Балтик, где глубокие корни Ладожско-Ботнической зоны проявляются наиболее отчетливо, мощность этой части коры, как и в шовных зонах УЩ, достигает 20–30 км [Трипольский, Шаров, 2004].



**Рис. 82.** Графики скоростей продольных волн в глубоких и сверхглубоких скважинах, по данным метода ВСП [Шаров и др., 2014]



В пределах Свекофеннской провинции, юго-западнее Ладожско-Ботнической зоны, мощность коры уменьшается в среднем до 45 км. При этом в районе гранитных массивов, в том числе рапакиви (Выборгский и др.), как и на участке Корсунь-Новомиргородского Плутона, скоростная дифференциация и расслоенность коры во всем диапазоне глубин резко возрастают. В пределах всех районов развития гранитов рапакиви земная кора имеет умеренную мощность порядка 40–50 км. В верхнем слое коры, подобно Коростенскому и Корсунь-Новомиргородскому плутонам УЩ, на глубинах до 10–15 км выделяются высокоскоростные (6,5–6,6 км/с) выклинивающиеся слои небольшой мощности, как бы внедренные в менее скоростной вмещающий субстрат. Глубже залегает слой с пониженной скоростью, подошвой которого является граница  $K_2$  [Трипольский, Шаров, 2004].

Подобие шовных зон и сопредельных с ними структур УЩ и ФЩ прослеживается и по данным других методов. Так, Выборгский массив гранитов рапакиви, как и Корсунь-Новомиргородский, при положительных формах сейсмических границ сопровождается минимумом значений силы тяжести. Вдоль Ладожско-Ботнической зоны протянулась коровая аномалия электропроводности [Жамалетдинов, 1990, 2011], подобная Кировоградской. В работе [Пашкевич и др., 1990] приведены количественные магнитные характеристики разрезов коры по профилям ГСЗ, пересекающим эти структуры.

Такие не часто встречающиеся в геологии подобия геофизических и геологических признаков удаленных друг от друга объектов позволяют считать их тектоническими эквивалентами единой генетической природы. Это дает основание применять для образования и эволюции Ладожско-Ботнической зоны и разделяемых ею провинций ФЩ астенолитную геодинамическую модель, разработанную для структур УЩ [Оровецкий, 1990; Чекунов и др., 1992].

Основное отличие в строении земной коры этих щитов в том, что коромантийный этаж на УЩ характеризуется скоростью более 7,6 км/с, а на ФЩ – меньше 7,4 км/с. Гранулитовые области на УЩ фиксируются прогибами коры, а на ФЩ мощность коры не увеличивается. На ФЩ не прослежены пологие разломы через всю кору.

Сведения о глубинных неоднородностях часто указывают на различное тектоническое районирование структур на разных этажах земной коры. Так, на ФЩ и УЩ сейсмические блоки и мегаблоки не всегда коррелируются с геотектонической зональностью и даже крупными элементами строения супракрустальных комплексов. Несовпадение глубинных сейсмических неоднородностей с известным приповерхностным геологическим строением широко проявлено в пределах Восточно-Европейской платформы. Уже на глубинах 15–20 км положение, размер, конфигурация сейсмических неоднородностей практически перестают совпадать с тектоническими структурами верхнего этажа. Сложная мозаично-блоковая структура земной коры Восточно-Европейской платформы запечатлела в себе многократную переработку со смещающимися во времени и пространстве обстановками сжатия и растяжения при постоянном стремлении к энергетическому минимуму и изостатическому равновесию.

*Проблема соотношений рудных месторождений с глубинными неоднородностями литосферы* занимает одно из важных мест в области геологии, геофизики и геохимии. Она разрабатывается в масштабе металлогенических провинций, металлогенических зон, рудных районов, отдельных крупных рудных месторождений и в разных направлениях.

Одно из направлений – создание интегральных глубинных моделей рудных районов, расположенных в докембрийских комплексах древних щитов, на основе согласованного анализа геологических и сейсмических данных. Модели ориентированы на выявление среднемасштабных неоднородностей коры и раздела кора – мантия и сопоставление этих неоднородностей с рудоносными поверхностными структурами.

Этот подход был разработан на примере Печенгского рудного района, развит при изучении Северо-Онежского синклиория на ФЩ, а также Кировоградского рудного района на УЩ. Все три района сформированы в палеопротерозое и содержат эндогенные рудные месторождения мирового класса. В Печенгском районе это магматические медно-никелевые

месторождения с возрастом 2,0 млрд лет, ассоциированные с габбро-верлитовыми интрузиями и локализованные в палеопротерозойском осадочно-вулканогенном комплексе. В Онежском рудном районе – это месторождения хромитов, титаномагнетитов с платиноидами и золотом, а также урана – ванадия с комплексом других элементов. В Кировоградском рудном районе – это гидротермальные метасоматические урановые месторождения, залегающие в палеопротерозойских гранитоидах и ультраметаморфических породах. Рудные районы детально исследованы геологическими и сейсмическими методами. В Печенгском и Онежском рудных районах сейсмические работы были сфокусированы на сверхглубоких скважинах, в Кировоградском рудном районе выполнены по системе пересекающихся профилей. По сочетанию сейсмических методов и их плотности наблюдений этим территориям нет аналогов на докембрийских щитах северного полушария Земли. Сейсмические профили пересекали палеопротерозойские структуры, метаморфические и магматические комплексы, прошли в непосредственной близости от крупных магматических и гидротермальных месторождений. Важно подчеркнуть, что в течение последующей геологической истории рудные районы не претерпели существенных преобразований.

Для обработки двух профилей МОВЗ (I, II) в Северо-Онежском синклинии (см. рис. 45) использована методика статистической обработки обменных волн землетрясений, предложенная и опробованная в Кировоградском рудном районе (УЩ) [Дрогицкая, 2011]. На исходных глубинных разрезах МОВЗ [Шаров, Куликов и др., 2013] уверенно прослежены отдельные довольно протяженные границы в коре, а также поверхности  $M_1$  и  $M_{II}$ , соответствующие кровле и подошве переходной зоны кора – мантия, четко картируются зоны нарушений различной глубины заложения (рис. 83). Кроме информации о плотности распределения точек обмена по профилю особый интерес представляет динамический параметр обменоспособности среды  $A_{ps}/A_p$ , где  $A_{ps}$  – интенсивность обменной волны,  $A_p$  – интенсивность продольной волны. Этот параметр меньше остальных зависит от условий проведения эксперимента: времени и длительности наблюдения, расстояния между станциями и т. д., и является объективной характеристикой физического состояния границ и поверхностей обмена.

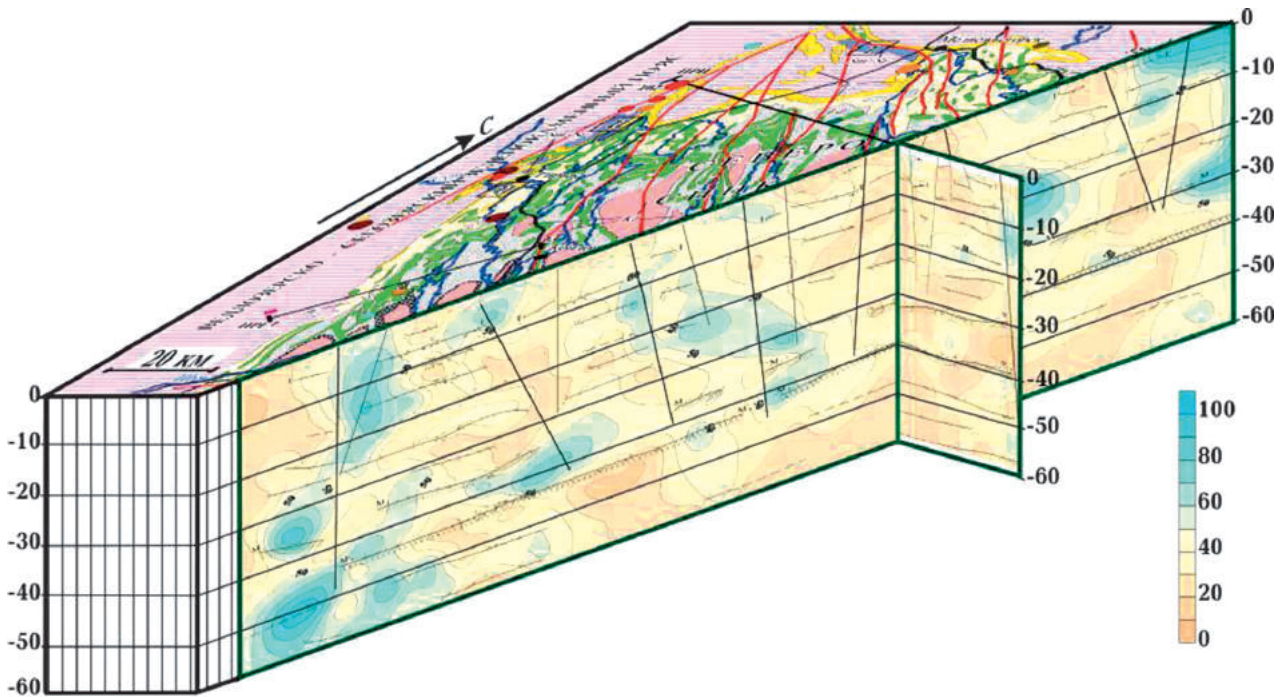
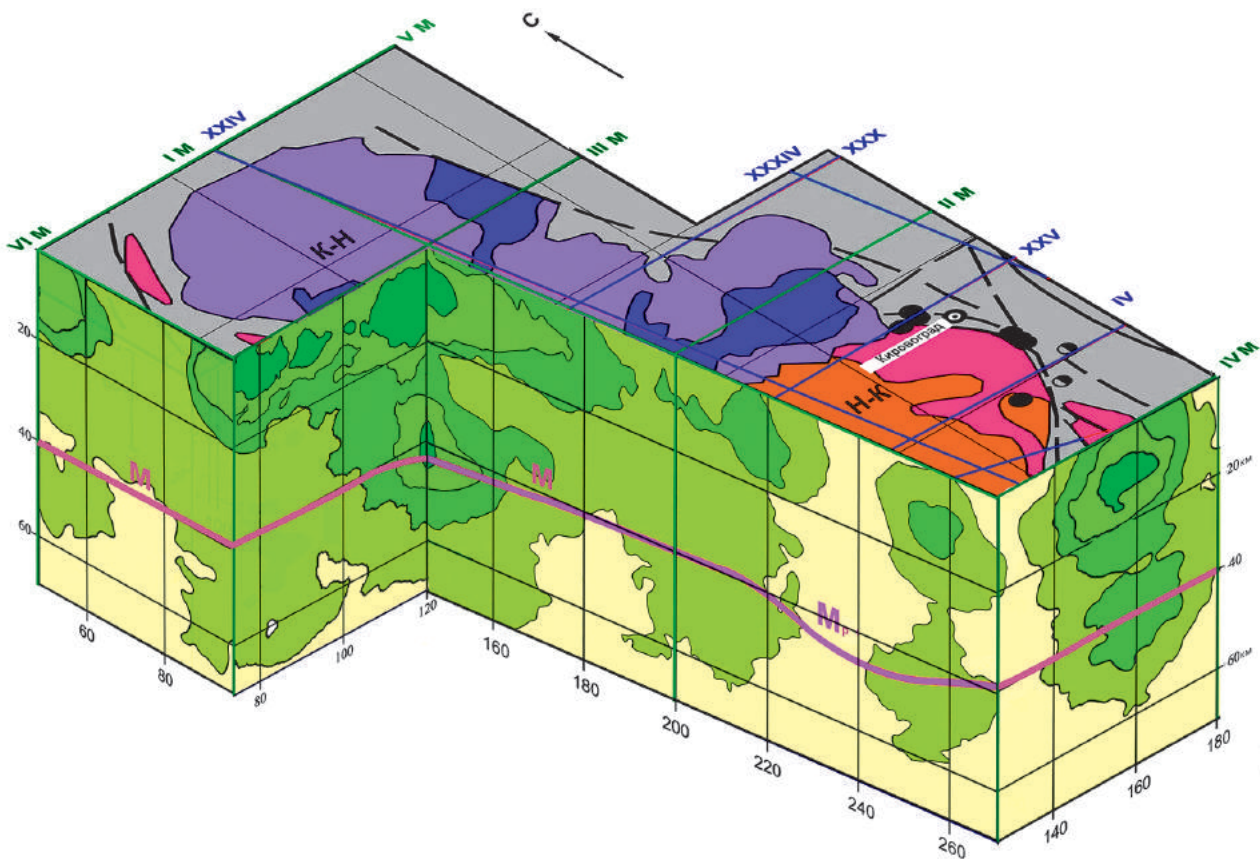


Рис. 83. 3D сейсмологическая модель распределения параметра  $A_{ps}/A_p$  Онежского рудного района

Установлено, что месторождения Онежского рудного района пространственно связаны с наличием повышенной мощности андерплейтингового слоя, где, вероятно, проходила в палеопротерозое от 2,45 до 1,7 млрд лет главная дифференциация мантийных магматических расплавов сумийской и людикувийской крупных магматических провинций с отделением флюидных и рудных фаз. Она создавала благоприятные условия для последующего внедрения обогащенных металлами магматических расплавов в верхние уровни коры и образования там месторождений хромитов и титаномагнетитов с сопутствующими элементами. Метасоматические комплексные уран-ванадиевые руды формировались в свекофеннский тектонический (1,8–1,7 млрд лет) этап, который привел к существенным преобразованиям коры и сопровождался вепсийским основным магматизмом и связанным с ним интенсивным флюидообразованием под воздействием мантийного диапира [Шаров и др., 2013б].

Статистический анализ обменных волн землетрясений (рис. 84) выявил различную протяженность по вертикали Кировоградско-Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского массивов. Как видно на объемной сейсмогеологической модели Кировоградского рудного района, в целом pluton характеризуется повышенными значениями обменоспособности среды. Но их распределение неравномерно по горизонтали и глубине. Под Корсунь-Новомиргородским массивом установлены две аномалии. Первая захватывает почти весь массив и достигает максимальных значений на глубинах 9–10 км. Вторая обнаружена на глубине около 40 км, вблизи раздела Мохо. Она имеет меньшие размеры, но соизмерима с первой по интенсивности. В верхней части Новоукраинского гранитоидного массива также зафиксирована аномальная зона, но с несколько пониженными значениями обменоспособности. Однако на более низких уровнях аномалии под ним не обнаружены.



**Рис. 84.** 3D сейсмологическая модель распределения параметра  $A_{py}/A_p$  Кировоградского рудного района. М – раздел Мохо,  $M_p$  – мантийный ров [Старостенко и др., 2010]

Полученные сейсмические данные служат независимым подтверждением внутрикорового генезиса Кировоградско-Новоукраинского массива и подкоровой природы Корсунь-Новомиргородского массива. Размеры более глубинной аномалии Корсунь-Новомиргородского массива меньше, чем приповерхностной. Возможны два объяснения: или она связана с непосредственным продолжением рапакиви-анортозитового массива, или отражает положение ранее существовавшего промежуточного магматического очага (см. рис. 84). Особого внимания заслуживает вертикальный разрыв поля обменных волн над «мантийным рвом». В этом разрыве величины параметра  $A_{ps}/A_p$  уменьшаются до фоновых значений. Его природа неясна, но он служит косвенным доказательством связи мантийного рва с расположенными над ним месторождениями урана, золота и лития.

Таким образом, в Печенгском, Онежском и Кировоградском рудных районах на основе корреляции геологических и сейсмических данных удалось выявить среднемасштабные неоднородности земной коры и раздела Мохо и установить пространственную связь с ними поверхностных структур и рудных месторождений.

В Печенгском рудном районе обнаружен локальный подъем раздела Мохо, или реликтовый мантийный плюм (см. рис. 33), установлено, что над предполагаемым мантийным плюмом располагаются магматические медно-никелевые месторождения, ассоциированные с мантийными габбро-верлитовыми интрузиями.

В Онежском рудном районе установлено, что месторождения пространственно связаны с наличием повышенной мощности андерплейтингового слоя, где, вероятно, проходила в палеопротерозое главная дифференциация мантийных магматических расплавов с отделением флюидных и рудных фаз. Она создавала благоприятные условия для последующего внедрения обогащенных металлами магматических расплавов в верхние уровни коры.

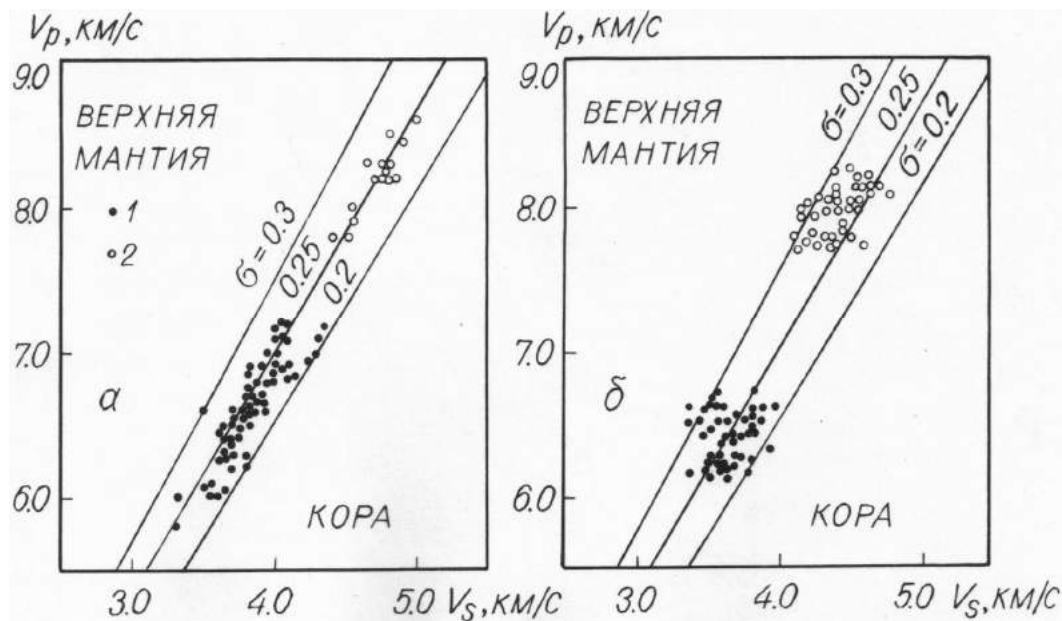
В Кировоградском рудном районе с помощью статистического анализа обменных волн землетрясений определено поведение на глубину внутрикорового Кировоградско-Новоукраинского гранитоидного и Корсунь-Новомиргородского рапакиви-анортозитового массива и даны количественные оценки вертикальной протяженности структур интрузивно-ультраметаморфического цоколя, натровых метасоматитов и урановых руд. Под гидротермальными метасоматическими урановыми месторождениями установлен локальный ров в рельефе поверхности Мохо.

Проведенные исследования показали, что в рудных районах, расположенных на древних щитах, локальные неоднородности коры и раздела Мохо и соотношения с ними эндогенных рудных месторождений не могут быть описаны какой-то одной моделью. Однако можно утверждать, что для образования крупных рудных месторождений необходимы длительные многоэтапные глубинные геодинамические процессы, начиная с верхов мантии.

*Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли.* Обобщая результаты интерпретации данных ГСЗ на основе математического моделирования по территории Австралии и Папуа Новой Гвинеи [Drummond, Collins, 1986], пришли к выводу, что существует прямая корреляционная связь между мощностью земной коры и средней скоростью сейсмических волн в коре: толстая кора характеризуется повышенной средней скоростью. При этом увеличение средней скорости в коре всецело достигается за счет нижней ее части: скорость в этом интервале разреза существенно возрастает с увеличением полной мощности коры. В. Друммонд и К. Коллинз связывают увеличение мощности коры и скорости сейсмических волн в нижней ее части с «наращиванием снизу» за счет высокоскоростного материала, внедряющегося из мантии. Архейские провинции, не затронутые более молодыми тектоническими процессами, по мнению австралийских ученых, не подчиняются отмеченной закономерности, высокоскоростные образования в нижней части коры подтверждаются нашими представлениями по Фенноскандинавскому щиту, а также данными по Украинскому и Канадскому щитам.

Выделенные в пределах Индийского щита крупные блоки консолидированной коры различаются мощностью, скоростными параметрами, степенью расслоенности и другими особенностями. При сопоставлении данных о глубинном строении земной коры Индийского, Украинского и Фенноскандинавского щитов обнаружены идентичные в общих чертах скоростные параметры: с глубиной скорость постепенно нарастает, наличие сейсмических горизонтов  $K_2$  и  $M$ . К особенностям Индийского щита относится то, что здесь наблюдается относительное постоянство мощности коры. Глубина до раздела  $M$  изменяется в пределах 35–45 км, составляя в среднем 38–40 км. Другая особенность – увеличение мощности консолидированной коры от его центра к периферии [Трипольский, Шаров, 2004].

Канадско-Гренландский щит, занимая большую часть Северо-Американского континента, по размерам значительно превосходит щиты других древних платформ, его площадь достигает 5 млн км<sup>2</sup>. Исследования ГСЗ проведены только в южных и восточных районах. Мощность земной коры здесь меняется от 35 до 54 км. Построенные диаграммы (рис. 85) иллюстрируют связь между скоростью продольных и поперечных волн первых вступлений в коре и верхней мантии Фенноскандинавского и Канадского щитов. Основное отличие диаграммы в том, что на Фенноскандинавском щите в нижней коре отмечается более высокая скорость  $V_p = 7,3$  км/с,  $V_s = 4,3$  км/с, а на Канадском – составляет только 6,8; 4,0 км/с, соответственно. Коэффициент Пуассона в верхней мантии выше, чем в коре, для Канадского щита он достигает значения 0,3, а для Фенноскандинавского не превышает 0,28. Средняя скорость продольных волн в земной коре Фенноскандинавского щита 6,5–6,8 км/с и Канадского – 6,5–6,7 км/с, а максимальная мощность коры, соответственно, 65 и 54 км. Увеличение средней скорости происходит, как правило, за счет возрастания нижнего этажа и связано с протерозойскими поясами линейных дислокаций.



**Рис. 85.** Связь между скоростью продольных ( $V_p$ ) и поперечных ( $V_s$ ) волн первых вступлений для коры и верхней мантии: а – Фенноскандинавский щит, б – США и Канада [Braile et al., 1989]:

1 – величина скорости для коры, 2 – для верхней мантии,  $\sigma$  – коэффициент Пуассона

Мощность и структура земной коры Европейской и Северо-Американской платформ крайне неоднородны в пределах каждой из них. Объяснить наблюдаемые различия между отдельными участками единой платформы вторичными процессами, например, переработкой коры в новейшее время, как правило, не удается.

Необходимо также учитывать, что геофизические методы исследований не дают возможности установить развитие земной коры во времени, и с помощью этих методов мы определяем только ее мощность и структуру в настоящий момент. Сведения же, полученные на основании изучения геологической истории, касаются лишь самой верхней части литосферы, в лучшем случае ее первых нескольких километров. Поэтому трудно говорить о какой-либо переработке коры в течение платформенной стадии ее развития. Наблюдаемые неоднородности в глубинном строении древних платформ с таким же успехом могут быть объяснены как остаточные, первичные неоднородности, существовавшие в земной коре к моменту становления платформы.

Данные ГСЗ ни в Атлантическом, ни в Тихом океанах [Глубинное..., 1996; Тулина и др., 2003] не дают свидетельства повсеместного существования слоя пониженной скорости в верхней мантии до глубин порядка 50–80 км. Существует сходство сейсмической структуры верхней мантии океанов и континентов: наличие высокоскоростных слоев, разделенных зонами пониженной скорости. Под океанами эти слои залегают на меньших глубинах и более сближены, чем под континентами, т. е. структура мантии под океанами как бы более сжата, чем под континентами. Это свидетельствует о различии в интервале глубин до 50 км литосферы континентов и океанов. Основное отличие в том, что граница М залегают на близких глубинах 5–8 км от дна. Скорость под границей М увеличивается с глубиной на 0,2–0,5 км/с. Ниже на глубинах 20–40 км в мантии везде прослежена граница со скоростью 8,2–8,8 км/с. В мантии отмечается несколько подобных границ (скорее пропластков), чередующихся с волноводами. На континентах аналогичные слои наблюдаются на глубинах 70 км и более.

Вывод об отсутствии мощных волноводов в мантии со скоростью менее 8 км/с [Павленкова, 1988] крайне затрудняет ее традиционное деление на литосферную и астеносферную части. Общая площадь областей достоверного наличия астеносферы относительно невелика, а верхняя мантия достаточно сложна и неоднородна по латерали. Тонкие слои с пониженной скоростью сейсмических волн наблюдаются непосредственно под границей М как в тектонически активных регионах, так и под платформами. В зонах континентального рифтогенеза разрез мантии начинается со слоя с аномально низкой скоростью, равной около 7,7 км/с [Пузырев и др., 1975]. Средняя мощность этого слоя не различается существенно в разных районах и составляет 15–30 км. Глубже выделяется слой с нормальной для верхов мантии скоростью упругих волн: 8,0–8,2 км/с.

В качестве одного из возможных направлений обобщения сейсмических данных следует рекомендовать рассмотрение вариаций граничной скорости вдоль поверхности Мохоровичича и исследование строения приповерхностной (50 км) части верхней мантии путем изучения ее скоростной неоднородности и расслоенности. Дальнейший интерес представляет углубленное сопоставление литосферы докембрийских платформ, а это желательно проводить на объемных геолого-геофизических моделях типовых структур.

Таким образом, определены общие закономерности соотношения мощностей верхнего, среднего и нижнего скоростных этажей ФЩ, УЩ и других щитов с мощностью коры. Ее вариации обусловлены, главным образом, изменением мощности нижнего высокоскоростного этажа. Мощность коры для архейских блоков ФЩ и УЩ около 40 км, в шовных зонах она увеличивается до 60–65 км, а скорость в кровле мантии до 8,5 км/с. Скоростная дифференциация и расслоенность коры возрастают в районах развития гранитов рапакиви.

Основное отличие строения земной коры докембрийских щитов состоит в том, что нижний этаж на Канадском щите характеризуется скоростью до 6,0 км/с, Фенноскандинавском – 7,4 км/с, а Украинском – более 7,6 км/с. Особенностью Индийского щита является увеличение мощности консолидированной коры от его центра к периферии.

Сейсмические модели верхней мантии докембрийских платформ мало различаются между собой и характеризуются скоростью около 8 км/с на границе М и нарастанием ее с глубиной. Отличие моделей друг от друга наблюдается до глубины 300 км. В верхней мантии щитов

установлено широкое развитие слоев с повышенной скоростью и не выделены мощные волны со скоростью меньше 8 км/с, единая астеносфера в классическом понимании отсутствует. Скорость 8,5 км/с на глубине 200 км характерна для всех древних платформ, а ее увеличение наступает в интервале глубин 250–270 км. Градиент нарастания скорости с глубиной в нижней части верхней мантии (400–700 км) больше, чем в верхней (50–300 км), а расслоенность ее меньше. Протяженные отражающие границы наблюдаются на глубинах около 400 и 700 км и характерны для всех древних платформ.

Отмечено различное строение нижней литосферы под континентальными и океаническими плитами, а также под разновозрастными мегаблоками щитов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По совокупности данных ГСЗ, МОВ-ОГТ, с привлечением материалов сейсмологии местных и удаленных землетрясений, накопленных на территории Северной Европы за последние 50 лет, сделаны обобщающие построения, которые позволили получить количественные сведения о горизонтальных и вертикальных неоднородностях литосферы. Основные результаты выполненной работы заключаются в следующем.

Обобщены и систематизированы имеющиеся по российской и зарубежной частям региона первичные сейсмические материалы и создан банк данных, применяемый при решении обратной задачи сейсмоки различными методами для выявления скоростной неоднородности в пределах как одного профиля, так и с переходом к трехмерному изучению литосферы. Результаты сопоставления данных пространственной интерпретации и профильных наблюдений ГСЗ показывают, что трехмерные модели дополняют разрезы ГСЗ о латеральных вариациях скорости. Отмечено несоответствие структурных планов изолиний скорости глубинных срезов.

Геологическое истолкование геофизических материалов постоянно меняется по мере развития методов наблюдения и обработки сейсмических данных, однако большинство интерпретаторов по инерции используют привычную и простую концепцию субгоризонтальной расслоенности земной коры и мантии, что не позволяет достичь удовлетворительного согласия между геологическими и сейсмологическими моделями. Неадекватность примитивных градиентно-слоистых моделей коры была со всей очевидностью показана в конце 80-х годов сверхглубоким бурением, корреспондировавшим с результатами сейсмических исследований, и современными методами близвертикальных отражений ОГТ и многоволнового трехкомпонентного ГСЗ. На полученных с их помощью обновленных разрезах отчетливо видна насыщенность кристаллической коры хаотически расположенными, разноориентированными отражающими элементами, изотропными зонами без отражений, многочисленными скоростными включениями. Отдельные отражающие площадки могут группироваться, маркируя сравнительно редкие протяженные наклонные и субгоризонтальные границы. Результаты бурения Кольской, Криворожской, Гравберг, Онежской и других сверхглубоких скважин, вскрывших верхнюю часть кристаллической коры, показывают, что с глубиной степень дифференциации физических свойств породных массивов не уменьшается. В реальных разрезах не зафиксировано последовательное увеличение с глубиной плотности пород и скорости упругих волн. Вопреки этому «традиционному» представлению, служащему логической базой градиентно-слоистой концепции, было установлено, что скорости могут как возрастать, так и уменьшаться с глубиной в связи с наличием зон трещиноватости, насыщенных флюидами, проявлением арочных эффектов и других факторов, локально изменяющих напряженное состояние породных массивов.

С учетом вышеизложенного автор книги предпринял попытку на конкретном примере продемонстрировать целесообразность и необходимость замены градиентно-слоистой модели кристаллической коры на новую мозаично-блоковую модель с фрактальной структурой, более соответствующей имеющейся сейсмической и геологической информации. Согласно предлагаемой парадигме, кристаллическая кора и верхняя мантия имеют гетерогенное строение с варьирующей по вертикали и латерали степенью дифференциации скорости упругих волн. Ее можно представить в виде разномасштабных блоков, где складчатые узоры, трещины, дайки, жилы и линзы формируют высокоупорядоченный ансамбль. Из этого следует, что реальная сейсмогеологическая среда состоит из трехмер-



ных неоднородностей, является дискретной и иерархически организованной. В верхней части кристаллической коры локально развиты как волноводы, так и высокоскоростные зоны, коррелирующиеся с геологическими границами и телами. Для изучения трехмерных неоднородностей кристаллической коры необходимо применять рациональную схему полевых наблюдений и использовать современную технологию обработки и интерпретации данных сейсмометрии.

Вулканогенные раннепротерозойские пояса характеризуются повышенной скоростью, мощностью коры, а также аномально высокой граничной скоростью поверхности М. Согласно 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, установлено, что чем мощнее кора, тем меньше контраст скорости на границе М. Сделан вывод, что верхняя и средняя кора содержат 50–70 % кремнезема, а верхи мантии состоят на 45 % из кремнезема и порядка 50 % темноцветных минералов.

В ходе исследований на геотраверсах: Феннолора, 1-AP, 2-AP, 3-AP, 1-EB, FIRE выявилось большое значение методов сейсмозондирования литосферы с помощью отраженных волн на субвертикальных лучах. Они позволяют получать детальные и структурно выразительные разрезы, хорошо увязывающиеся с приповерхностной геологией, что немаловажно для истолкования результатов. Это большое преимущество по сравнению с обобщенными сглаженными разрезами по данным преломленных волн, геологическая трактовка которых всегда затруднительна и неоднозначна. Геологическая интерпретация материалов, полученных методами ОГТ, ГСЗ и МОВЗ, дает наиболее полную и надежную картину глубинного строения, так как они подчеркивают различные особенности среды. Методом ОГТ на глубинах до 10–15 км хорошо регистрируются крутопадающие сейсмические отражения, относящиеся к литологическим границам и разломным зонам, прослеженным приповерхностной геологией. По разрезам ОГТ и данным геологической съемки выявляется мелкоблоковая расчлененность верхнего этажа кристаллической коры. По материалам многоволновой сейсмоки 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.

Построена карта поверхности Мохоровичича с учетом последних результатов 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. Установлено, что в пределах Северной Европы отмечаются существенные колебания мощности земной коры: от 14 до 65 км. Максимальная мощность коры установлена под Латвией (63 км), Ладожско-Ботнической (65 км) и Беломорско-Карельской (39 км) шовными зонами, под Центральной и Южной Швецией (55 км). Минимальная мощность коры зафиксирована в Норвежском море (14 км), где тектонический уступ разделяет континентальный и океанический типы коры, а также под Данией (26–34 км), юго-западной частью щита (30–35 км), в Баренцевоморской шельфовой зоне и по восточному обрамлению щита (35–39 км).

По данным сейсмической томографии Восточно-Европейской платформы, в верхней мантии между границей М и глубиной 130 км установлено, что скорость распространения продольных волн изменяется от 7,9 до 8,8 км/с. Выделяются различные скоростные неоднородности с вертикальными размерами 10–40 км и латеральной протяженностью от 50 до 500 км, появляются высокоскоростные (8,4–8,8 км/с) тела. Аномалии скорости на больших глубинах выражены столь же отчетливо, как и на верхних скоростных срезах. На границе Фенноскандинавского щита с Русской плитой выделяется субвертикальная зона пониженной скорости, проникающая до глубины 100 км. Полученные данные свидетельствуют о взаимосвязи глубинных и приповерхностных геодинамических

---

процессов. Анализ сейсмических параметров подошвы коры и верхней мантии показывает, что на этом глубинном уровне расположена очень активная область, которая контролирует тектонические события, формирующие основные черты современного рельефа и современную сейсмичность.

Комплексная интерпретация материалов, характеризующих основные черты глубинной структуры Северной Европы на разных ее уровнях, позволила установить главные особенности строения земной коры в области перехода от пассивной окраины континента к океанической впадине. Материковые части платформы характеризуются мощностью коры в среднем 40–50 км, при этом верхний и нижний этажи коры имеют соизмеримую мощность. Уровень пластичности проходит на глубине 20–25 км и обычно соответствует поверхности нижней коры. Неоднородности верхней коры компенсируются мантией, в которой выше уровня компенсации выделяется слой со скоростью около 8,0–8,2 км/с либо два комплементарных слоя со скоростями 8,0–8,1 и 8,4 км/с. Локально в палеошовных и палеорифтогенных зонах расслоенность субстрата увеличивается, и в нем появляются линзы со скоростями 7,6 км/с или свыше 8,5 км/с. Шельф отличается пониженной мощностью консолидированной коры – 15–25 км. По этому признаку шельф отличается от океанов, где максимальная мощность консолидированной коры не превышает 10 км. Другой особенностью шельфовой плиты является повышение роли нижнего «базальтового» слоя в разрезе консолидированной коры – вплоть до почти полного исчезновения верхнекорового «гранитного» слоя.

Примененные технические средства и реализованная методика морских и наземных наблюдений обеспечили формирование системы годографов преломленных и глубинных отраженных волн, которая позволяет изучить структуру волнового поля в широком диапазоне расстояний и с высокой степенью детальности осветить геологическое строение земной коры и верхней мантии в переходной зоне от Фенноскандинавского щита к впадине Баренцева моря. Сочленение щита и Баренцевской плиты отмечено ступенеобразным погружением фундамента. Мощность осадочного покрова возрастает до 15–20 км, а толщина коры уменьшается до 28–30 км. В зоне максимальной мощности осадочного покрова в кристаллическом цоколе плиты зарегистрирован высокоскоростной слой 7,0 км/с. Нижнекоровый слой со скоростью 7,0–7,4 км/с зафиксирован на щите локально в зонах рифтогенеза, что дало основание интерпретировать его как коро-мантийную смесь, возникающую в областях тектоно-магматической активизации.

Новые сейсмогеологические данные о глубинном строении восточной части Фенноскандинавского щита подтвердили правомерность реконструкций глубинного строения, в которых основной объем земной коры современного материка и шельфа представляется сформированным в архее, а структурно-формационным комплексам протерозоя отводится подчиненная роль. Структура крупных блоков земной коры докембрийского возраста в основном сохранилась до настоящего времени, подвергшись модификации лишь в ограниченных по размерам зонах тектоно-магматической активизации.

Анализ и интерпретация значений времени пробега первых вступлений мантийных волн от крупных промышленных, а также обычных взрывов, полученных на длинных профилях ГСЗ и сетью сейсмических станций, позволили получить новые сведения о строении верхней мантии. Характерной ее особенностью является неоднородное строение, проявляющееся в чередовании тонких прослоев с разной сейсмической скоростью. Коэффициент Пуассона в верхней мантии (0,25–0,28) выше, чем в кристаллической коре (0,20–0,26). Величина скорости в зонах волноводов выше 8,1 км/с, их мощность изменяется от 10 до 50 км. Скорость продольных волн возрастает с 8,0 км/с от границы Мохо до 8,5 км/с на глубине 200 км, до 9,0 км/с на 270 км и до 9,7 км/с на 450 км. Комплексование сейсмических наблюдений на длинных профилях и геоэлектрических зондирований показало, что мощный волновод в мантии, с которым иногда связывают понятие астеносферы, не обнаружен.

При сопоставлении данных по глубинному строению Фенноскандинавского щита с другими кристаллическими щитами делается вывод, что литосфера достаточно сложна и неоднородна по латерали, а астеносфера в ее классическом понимании отсутствует. Отражающие границы в нижней части верхней мантии наблюдаются на глубинах 410 и 660 км и характерны для всех древних платформ. Выделена промежуточная скоростная граница на 530 км. Отмечены закономерности строения кристаллической коры Фенноскандинавского и Украинского щитов для архейских блоков с мощностью коры порядка 40 км и шовных зон, где она увеличена до 60–65 км, а скорость в кровле мантии составляет 8,4–8,5 км/с. Общие колебания положения поверхности М на щитах варьируют в диапазоне от 30 до 65 км. Исключение составляет Индийский щит с относительно постоянной мощностью коры около 40 км и ее увеличением от центра к периферии. Многие утолщения коры связаны с вулканогенными протерозойскими поясами за счет увеличения мощности нижнего высокоскоростного этажа. На Канадском щите в нижней коре скорость меньше, чем на Фенноскандинавском и Украинском щитах.

Геолого-геофизическая интерпретация сейсмических материалов Северной Европы выявила целый букет противоречий в геоисторических моделях и палеореконструкциях, что лишней раз свидетельствует о том, что тектоника и геодинамика находятся сейчас на переломном этапе — идет поиск новой парадигмы, которая смогла бы «увязать» в универсальную схему «плейтектонические» и «колебательные» концепции. Важно подчеркнуть, что представленные в книге варианты геоисторических сценариев развития вносят определенный вклад в сложившиеся представления о тектонике платформ, и в этом отношении, несмотря на альтернативность, не являются взаимоисключающими. В одной группе моделей акцент сделан на устойчивость континентальных блоков литосферы на протяжении миллиардов лет, что не препятствует перманентному проявлению внутриконтинентальных движений значительной амплитуды в авлакогенах и «уединенных впадинах» — без преобразования континентальной коры в океаническую. Эта группа моделей базируется на традиционных методах интерпретации геолого-геофизических данных и созвучна с развивающимися в последние годы представлениями о важной роли реидовой тектоники в истории платформ. В альтернативной модели деструктивно-аккреционной истории коры Баренцево-Печорского бассейна особую «самоценность» имеет оригинальная методология выявления глубоко погребенного древнего спредингового пояса океанического типа под молодым плитным чехлом. Если эти смелые геофизические палеоконструкции получат подтверждение в геохимических и петрологических данных, то комплексная геолого-геофизическая методология анализа истории развития континентов будет продвинута на новый, более высокий уровень. Автор книги хорошо осознает всю дискуссионность предлагаемых геодинамических реконструкций и ясно очерчивает перспективу дальнейших исследований, ориентированных на верификацию спорных положений.

Объемные сейсмогеологические модели земной коры, полученные в работе, важны для понимания природы геофизических границ, разработки геодинамических и петрологических моделей и металлогенических оценок. Составленная карта мощности земной коры Северной Европы, вертикальные и латеральные изменения скорости в верхней мантии представляют интерес для структурно-тектонических построений, изучения региональной сейсмичности и сейсмического районирования.

## ЛИТЕРАТУРА

*Азбель И. Я., Анкудинов С. А., Буянов А. Ф., Дворецкая Л. М.* Скоростной разрез северной части геотраверсов по кинематике объемных волн // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: КФ АН СССР, 1986. С. 56–61.

*Азбель И. Я., Дмитриева Л. А., Яновская Т. Б.* Методика расчета кинематики и динамики волн, распространяющихся в пространственно-неоднородных средах (прямая задача) // Изучение литосферы геофизическими методами. Киев: Наук. думка, 1986. С. 64–74.

*Азбель И. Я., Корхонен Х., Косминская И. П., Луосто У., Шаров Н. В.* Скоростной разрез коры вдоль профиля Балтик // Строение литосферы Балтийского щита. М.: Нац. Геофиз. ком. РАН, 1993. С. 37–42.

*Алейников А. Л., Немзоров Н. И., Халевин Н. И.* Многоволновая сейсмика при изучении недр рудных районов. М.: Наука, 1986. 111 с.

*Ананьин И. В.* Сейсмичность и закономерность проявления землетрясений на Восточно-Европейской платформе и в прилегающих областях: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. докт. ф.-м. н., 1990. 45 с.

*Анкудинов С. А., Брио Х. С., Садов А. С.* Глубинное строение земной коры на территории республик Прибалтики по данным сейсморазведочных работ ГСЗ // Белорус. сейсмолог. бюл. Минск, 1990. С. 111–117.

*Антоненко А. Н.* Глубинная структура земной коры Казахстана (по сейсмическим данным). Алма-Ата: Наука, 1984. 276 с.

*Аплов С. В., Лебедев Б. А., Тимошенкова Н. В.* Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Мезенского бассейна // ДАН. 2004. Т. 396, № 1. С. 71–76.

*Аплов С. В., Бурзин М. В., Вейс А. Ф. и др.* Геодинамика и возможности нефтегазоносности Мезенского осадочного бассейна. СПб.: Наука, 2006. 319 с.

*Арзамасцев А. А., Каверина В. А., Полежаева Л. И.* Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1988. 86 с.

*Ассиновская Б. А.* Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Физика Земли. 1986. № 1. С. 101–106.

*Балаганский В. В., Глазнев В. Н., Осипенко Л. Г.* Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.

*Балаганский В. В.* Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. докт. г.-м.н. СПб., 2002. 32 с.

*Балаганский В. В., Минц М. В., Дэйли Дж. С.* Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPROBE / Под ред. А. Ф. Морозова, Н. И. Павленковой. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2006. С. 158–171.

*Балеста С. Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.

*Балуев А. И.* Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.

*Балуев А. С., Журавлев В. А., Пржиялговский Е. С.* Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // ДАН. 2009. Т. 427, № 3. С. 348–353.

*Балуев А. С., Журавлев В. А., Колодяжный С. Ю. и др.* Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. М 1 : 500 000. М.: ГИН РАН, 2010.

*Баренцевская шельфовая плита* / Ред. И. С. Грамберг. Л.: Недра, 1988. 263 с.

*Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.

*Березин Р. Г. и др.* Новые данные региональных геофизических исследований Мезенской синеклизы (профиль I-I) // Докл. Второй Междунар. конф. 300 лет Российской геологии. СПб., 2000. С. 24–29.

- Берзин Р. Г., Сулейманов А. К., Заможняя Н. Г. и др.* Геофизические исследования по региональному профилю 4В СВЕКАЛАПКО // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 39–63.
- Березовский В. З., Губайдуллин М. Г., Егоркин А. В. и др.* Комплексная плотностная модель земной коры // Строение литосферы Балтийского щита. М.: НГК РАН, 1993. С. 109–116.
- Березовский Н. С., Галдин Н. Е., Кузнецов Ю. И.* Геофизические исследования сверхглубоких скважин (Кольской и Новоелховской) как основа интерпретации геологического строения кристаллического фундамента. Тверь: АИС, 2006. 395 с.
- Бро Е. Г.* Цикличность формирования осадочного чехла и нефтегазоносность на арктических шельфах России. СПб.: KN, 1995. 80 с.
- Булин Н. К.* О природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре // Геотектоника. 1970. № 4. С. 43–55.
- Булин Н. К., Исанина Э. В., Литвиненко И. В.* Сейсмологические исследования МОВЗ на Балтийском щите и его южных склонах // Зап. СПГИ. 1992. Т. 135. С. 53–64.
- Буртный П. А., Горбачевич Ф. Ф., Иванов Г. А. и др.* О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части кристаллической коры Балтийского щита // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. М.: Наука, 1991. С. 122–130.
- Бурьяков В. Б., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. и др.* Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наук. думка, 1985. 206 с.
- Верба М. Л., Гапоненко Г. И.* Геолого-геофизические исследования на Баренцево-Карском шельфе // Тр. НИИГА, 1980. 137 с.
- Верба М. Л.* Баренцево-Северокарский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л., 1985. С. 11–27.
- Верба М. Л., Павленкин А. Д., Тулина Ю. В.* Глубинная геологическая структура шельфа Баренцева моря (по данным ГСЗ-82) // Неоднородности глубинного строения земной коры океанов. Л., 1986. С. 75–88.
- Верба М. Л., Дараган-Суцова Л. А., Павленкин А. Д.* Рифтогенные структуры Западно-Арктического шельфа по данным КМПВ // Сов. геология. 1990. № 12. С. 36–47.
- Верба М. Л.* Среднепалеозойские рифтогенные структуры Баренцевской плиты // Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печерском бассейне и Баренцевом море: Тез. докл. II Междунар. конф., 24–28 июня 1996. СПб.: ВНИГРИ, 1996. С. 89–96.
- Верба М. Л., Дворников Л. Г., Кацев В. А. и др.* Опорные геофизические профили на Арктическом шельфе // Разведка и охрана недр. 1997. № 3. С. 31–33.
- Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России /* Ред. В. В. Адушкин, А. А. Маловичко. М.: ГЕОС, 2013. 384 с.
- Винник Л. П.* Исследование мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 198 с.
- Винник Л. П., Рябой В. З. и др.* Скорости Р-волн в верхней мантии Восточно-Европейской платформы // ДАН СССР. 1978. Т. 242, № 1. С. 25–35.
- Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Советское радио, 1975. 268 с.
- Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение /* Ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1975. 152 с.
- Галдин Н. Е., Кагалова Л. И., Казаченко Е. Д. и др.* Новые данные о глубинном строении Балтийского щита // Глубинные сейсмические исследования в восточной части Балтийского щита и на прилегающих акваториях. Апатиты: КФ АН СССР, 1985. С. 16–27.
- Галдин Н. Е., Егоркин А. В., Зюганов С. К. и др.* Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга – Умбозеро – Пулоньга – Ручьи // Геотектоника. 1988. № 4. С. 30–44.
- Галдин Н. Е., Егоркин А. В., Коновалов В. А., Эренбург М. С.* Объемная модель глубинного строения земной коры района заложения Кольской СГ-3 по данным детальных работ МОВЗ-ГСЗ и материалам бурения // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. М.: Наука, 1991. С. 159–168.
- Гамбурцев Г. А.* Избранные труды. М.: АН СССР, 1960. 462 с.
- Гарбар Д. И., Кабаков Л. Г., Попов В. В., Трофимов О. В.* Глубинное строение восточной части Балтийского щита и его обрамления // Геотектоника. 1990. № 2. С. 28–34.

- Гарецкий Р. Г.* Тектоника запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1990. 168 с.
- Гейко В. С., Цветкова Т. А., Санникова Н. П. и др.* 3-D P-скоростная модель мантии северо-западной Евразии-I, Европа-1 // Геофизич. журн. 1998. Т. 20, № 3. С. 67–91.
- Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита.* Л.: Наука, 1968. 195 с.
- Геология Карелии* / Ред. В. А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Геология и петрология свекофеннид Приладожья* / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.
- Глазнев В. Н., Сорохтин Н. О., Раевский А. Б., Козлов Н. Е.* Идентификация коровых отражений в зоне перехода от Балтийского щита к Баренцевоморской плите как основа прогнозирования полезных ископаемых // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2014. № 1. С. 95–102.
- Глебовицкий В. А.* Вертикальная зональность эндогенных процессов и разрезы земной коры в докембрийских структурах Балтийского щита // Проблема комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 9–24.
- Глебовицкий В. А.* Тектоника и региональный метаморфизм раннего протерозоя в восточной части щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–24.
- Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР.* М.: Наука, 1987. 320 с.
- Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе* / Ред. С. М. Зверева, И. П. Косминская, Ю. В. Тулина М.: НГК РАН, 1996. 148 с.
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления* / Ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 365 с.
- Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала* / Ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 194 с.
- Гончаров А. Г., Кальнин К. А., Лизинский М. Д. и др.* Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 53–84.
- Горбунов Г. И., Астафьев Ю. А., Гончаров Ю. В. и др.* Медно-никелевые месторождения Печенги. М.: ГЕОС, 1999. 236 с.
- Грачев Ю. Н., Дехнич М. Я., Литвиненко И. В. и др.* Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита // Междунар. геол. конф. 21-я сессия. Проблема 2. Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Раздел 2. Геофизика. Глубинное строение Земли по геофизическим данным. М., 1960. С. 43–50.
- Губайдуллин М. Г., Журавлев В. А., Койфман Л. И.* Профили северо-восточного и восточного обрамления щита // Строение литосферы Балтийского щита. М.: НГК РАН, 1993. С. 136–141.
- Давыдова Н. И.* Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М.: Наука, 1972. 125 с.
- Давыдова Н. И.* Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М.: Наука, 1977. 163 с.
- Деменицкая Р. М.* Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 255 с.
- Дибнер В. Д.* Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 211 с.
- Дитмар П. Г., Рослов Ю. В.* Пакет программ для моделирования и интерпретации времен пробега сейсмических волн «DOGSTOMO»: Тез. докл. Междунар. научн. конф. «Геофизика и современный мир», 1993. 227 с.
- Дрогицкая Г. М.* Расслоенность земной коры Ингульского мегаблока (Украинский щит) по данным обменных волн землетрясений. Теоретические и прикладные аспекты геоинформатики / Ред. Н. А. Якимчук. Киев, 2011. С. 109–121.
- Дружинин В. С., Рыбалко В. М., Соболев И. Д.* Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976. 156 с.
- Егоркин А. В., Данилова Э. Г., Кагалова Л. И. и др.* Строение земной коры и верхней мантии вдоль профилей Костомукша – Нижний Тагил – Семипалатинск, Нижний Тагил – Уренгой. Отчет «ГЕОН». М., 1990. 193 с.
- Егоркин А. В.* Строение верхней мантии под Далдыно-Алтайским кимберлитовым полем по сейсмограммам ядерных взрывов // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 1. С. 24–37.
- Егоркин А. В., Галдин Н. Е., Зюганов С. К., Кагалова Л. И.* Выделение блоков древнейшей коры Балтийского щита на профиле МОВЗ-ГСЗ «Печенга – Умбозеро – Ручьи» // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 107–122.
- Епинатьева А. М.* Кольская сверхглубокая скважина и ее влияние на сейсмические методы исследований // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 5. С. 35–46.

- Есипко О. А., Неронова И. В., Шаров Н. В.* Геофизические исследования Онежской параметрической скважины. Ярославль, ОАО «НПЦ «Недра», 2014. 62 с.
- Жамалетдинов А. А.* Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская плита). Л.: Наука, 1990. 159 с.
- Жамалетдинов А. А.* Новое о строении континентальной земной коры по результатам электромагнитных зондирований с мощными контролируемыми источниками поля // ДАН. 2011. Т. 438, № 4. С. 1–5.
- Жамалетдинов А. А.* О природе границы Конрада в свете результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины и данных глубинной геоэлектрики // ДАН. 2014. Т. 455, № 3. С. 332.
- Жамалетдинов А. А., Петрищев М. С.* Квазитрехмерная модель электропроводности литосферы Фенноскандинавского щита по результатам экспериментов Bear и Fenics // ДАН. 2015. Т. 463, № 3. С. 337–342.
- Зверев С. М., Ярошевская Г. А., Тулина Ю. В.* Глубинное сейсмическое зондирование океанической литосферы // Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 152–169.
- Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов) /* Ред. С. Б. Лобач-Жученко. Л.: Наука, 1988. 215 с.
- Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы /* Ред. Н. В. Шаров, А. А. Маловичко, Ю. К. Шукин. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 381 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита /* Ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 231 с.
- Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита /* Ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1983. 303 с.
- Злобин Т. К.* Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
- Золотов Е. Е., Костюченко С. Л., Ракитов В. А. и др.* Неоднородности верхней мантии Балтийского щита по данным сейсмической томографии // Разведка и охрана недр. 2000. № 2. С. 27–29.
- Зуннунов Ф. Х.* Литосфера Средней Азии по сейсмическим данным. Ташкент: ФАН, 1985. 108 с.
- Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами /* Ред. Н. В. Шаров. Апатиты: КФ АН СССР, 1986. 116 с.
- Исанина Э. В., Шаров Н. В.* Атлас региональных сейсмических профилей и схема мощности земной коры Европейского Севера России. М 1 : 2 500 000 (Атлас 29 прил., Карта на 4-х листах, Записка). СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 48 с.
- Исанина Э. В., Казанский В. И., Шаров Н. В. и др.* Глубинное строение и сейсмогеологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42, № 5. С. 491–502.
- Исанина Э. В., Крупнова Н. А., Шаров Н. В.* Сейсмологические исследования МОВЗ на юге Карелии // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 110–130.
- Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли /* Ред. И. С. Рассказов. Иркутск: ИГУ, 2014. 291 с.
- Казанский В. И., Лобанов К. В., Морозов Ю. А. и др.* Гидротермальная полиметаллическая минерализация переходной зоны «Суша – Море», Печенгский рудный район // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 3. С. 195–213.
- Казанский В. И., Исанина Э. В., Лобанов К. В. и др.* Геолого-геофизическая позиция, сейсмогеологические границы и металлогения Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 4. С. 276–286.
- Казанин Г. С., Журавлев В. А., Павлов С. П.* Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазонасности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26–28.
- Колодяжный С. Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое // Тр. Геол. инст. РАН. Вып. 572. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
- Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины /* Ред. Е. А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований /* Гл. ред. В. П. Орлов, Н. П. Лаверов. М.: МФ «Технонефтегаз», 1998. 260 с.
- Корхонен К., Луосто У., Косминская И. П. и др.* Международные профили ГСЗ «Феннолора» и «Балтик» в Скандинавии // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: КФ АН СССР, 1986. С. 38–55.

- Корхонен Х., Луосто У., Косминская И. П. и др.* Глубинные сейсмические исследования на профиле «Балтик» в Финляндии // Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V. Киев: Наук. думка, 1987. С. 42–45.
- Косминская И. П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1968. 227 с.
- Костомукинский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / Ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров.* Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.
- Краснопевцева Г. В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 107 с.
- Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. В. и др.* Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 232 с.
- Кременецкий А. А., Овчинникова Л. Н.* Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 261 с.
- Кременецкий А. А., Овчинникова Л. Н., Нартиков В. Д., Лапидус И. В.* Комплексные геохимические исследования глубоких и сверхглубоких скважин // Глубинные исследования недр в СССР. Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК, 1989. С. 212–226.
- Крылов С. В., Мандельбаум М. М., Мишенькин Б. П. и др.* Недр Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
- Крылов С. В., Брыксин А. В., Тен Е. Н.* Упругие свойства силикатных минералов и кристаллических горных пород для изотопной модели // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 101–113.
- Куликов В. В., Куликов В. С., Бычкова Я. В., Бычков А. Ю.* История Земли в галактических и солнечных циклах. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.
- Куликов В. С., Бычкова Я. В., Куликова В. В., Зудин А. И.* Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского лавового плато коматиитовых базальтов Синегорья (ЮВ Фенноскандия) // Петрология. 2005. Т. 13, № 5. С. 516–537.
- Куликов Н. В., Коновалов В. А., Медведев С. А., Чигвинцев В. Д.* Новые данные о геологическом строении севера Кольского полуострова // Разведка и охрана недр. 2007. № 4. С. 22–25.
- Куликов В. С., Бычкова Я. В., Куликова В. В. и др.* Интрузив Руйга как типовой представитель мало-глубинной фации палеопротерозойской перидотит-габбро-коматиит-базальтовой ассоциации Ветреного Пояса, юго-восточная Фенноскандия // Петрология, 2008. Т. 16, № 6. С. 571–592.
- Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р.* Геономическая характеристика Западной Европы. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. 241 с.
- Кунин Н. Я.* Строение литосферы континентов и океанов. М.: Недра, 1989. 286 с.
- Кунин Н. Я., Усенко С. В., Виноградов А. В. и др.* Региональная сейсмостратиграфия осадочного чехла Баренцева моря // Бюл. МОИП, отд. геол., 1989. Т. 64, вып. 6. С. 29–43.
- Лебедев Т. С., Корчагин В. А., Савенко Б. Я. и др.* Петрофизические исследования при высоких РТ-параметрах и их геофизические приложения. Киев: Наук. думка, 1988. 248 с.
- Лебедев Е. Б., Кадик В. А., Зебрин С. Р., Дорфман А. М.* Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн в горных породах // ДАН СССР. 1989. Т. 309, № 5. С. 1090–1093.
- Литвиненко И. В., Некрасова К. А.* Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите // Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.: Геотоптехиздат, 1962. С. 187–206.
- Литвиненко И. В.* Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита // Докл. АН СССР, 1963. Т. 149, № 6. С. 1–5.
- Литвиненко И. В.* Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита // Междунар. геол. конгр., 22-я сессия. Геологические результаты прикладной геофизики. М., 1965. С. 70–75.
- Литвиненко И. В., Ленина И. С.* Некоторые результаты изучения сейсморазведкой глубинного строения Печенгской структуры // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968. С. 139–148.
- Литвиненко И. В.* Методика изучения сейсморазведкой сложных структур верхней части консолидированной коры материков // Зап. ЛГИ. 1971. Вып. 1, 2. С. 21–36.
- Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Платоненкова Л. Н.* Опорные сейсмические разрезы земной коры Карело-Кольского геоблока // Земная кора восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1978. С. 74–99.
- Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Гаврилов И. А. и др.* Глубинный разрез земной коры Центральной Карелии и его сейсмическая модель // Зап. ЛГИ. 1981. Т. 89. С. 12–17.



- Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Дворецкая Л. М. и др.* Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладожья и юго-западной Карелии // Зап. ЛГИ. 1982. Т. 92. С. 3–9.
- Литвиненко И. В.* Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита // Геофизика. 27-й геолог. конгр. М., 1984. С. 9–20.
- Литвиненко И. В., Ланев В. С., Лизинский М. Д.* Сверхглубокое бурение и региональные сейсмические исследования восточной части Балтийского щита // Сов. геология. 1989. № 10. С. 83–90.
- Литосфера* Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V. / Ред. В. Б. Сологуб. Киев: Наук. думка, 1987. 168 с.
- Литосфера* Центральной и Восточной Европы: Восточно-Европейская платформа / Ред. В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, Р. Г. Гарецкий. Киев: Наук. думка, 1989. 188 с.
- Литосфера* докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным / Трипольский А. А., Шаров Н. В. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 159 с.
- Литосфера* Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Гл. ред. Н. М. Чернышова. Воронеж: Научная книга, 2012. 330 с.
- Милиц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н. и др.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.
- Милиц М. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г. и др.* Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 157–190.
- Милиц М. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г. и др.* Палеопротерозойские коллизированные структуры в глубинном строении коры Карельского кратона по результатам сейсмопрофилирования МОГТ // ДАН. 2002. Т. 385, № 5. С. 648–654.
- Милиц М. В., Сулейманов А. К., Заможняя Н. Г., Ступак В. М.* Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: профили 1-ЕВ, 4В, FIRE-1 // Модели земной коры и верхней мантии: Материалы Междунар. науч.-практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 115–119.
- Милиц М. В.* Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29.
- Митрофанов Ф. П., Яковлев Ю. Н., Ланев В. С. и др.* Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. 186 с.
- Митрофанов Ф. П., Шаров Н. В., Евзеров В. Я., Прикачкин В. А.* Глубинное строение Баренцрегиона (геология, неотектонические реконструкции, сейсмомоделирование). Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 41 с.
- Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Корчагин А. У. и др.* Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt – Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. № 5. С. 1–17.
- Мишенькина З. Р., Тен Е. Н., Шлудько И. Ф., Шаров Н. В.* Сейсмическая томография литосферы Балтийского щита // Физика Земли. 1998. № 2. С. 20–29.
- Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования: Материалы Междунар. науч.-практич. семинара. Роснедра, ВСЕГЕИ. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 245 с.*
- Николаевский В. Н., Шаров В. И.* Разломы и реологическая расслоенность земной коры // АН МММР, Физика Земли, 1985, № 1. С. 16–29.
- Онежская* палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
- Оровецкий Ю. П.* Мантийный диапиризм. Киев: Наук. думка, 1990. 172 с.
- Павленкова Н. И., Пилипенко В. Н., Роман В. А.* Методика определения скоростных разрезов земной коры. Киев: Наук. думка, 1972. 213 с.
- Павленкова Н. И.* Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1973. 219 с.
- Павленкова Н. И.* Сравнительная характеристика верхней мантии континентов и океанов // Геофизич. журн., 1988. Т. 10, № 4. С. 3–16.
- Павленкова Н. И.* Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубинных сейсмических исследований // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 2006. № 12. С. 43–54.
- Павленкова Н. И., Павленкова Г. А.* Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2014. 192 с.

- Панасенко Г. Д.* Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 184 с.
- Панасенко Г. Д., Шаров Н. В.* Сейсмогеологическое строение земной коры Кольского полуострова по профилю Ковдор – Кировск // Сов. геология. 1977. № 7. С. 105–111.
- Панасенко Г. Д.* Сейсмичность восточной части Балтийского щита // Сейсмичность и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФ АН СССР, 1980. С. 7–24.
- Панасенко Г. Д.* Сейсмичность и глубинное строение по сейсмологическим данным восточной части Балтийского щита и Баренцевоморской платформы // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: КФ АН СССР, 1986. С. 30–38.
- Пашкевич И. К., Марковский В. С., Орлюк М. И. и др.* Магнитная модель литосферы Европы. Киев: Наук. думка, 1990. 168 с.
- Перхуц Э., Корхонен Х.* Структура земной коры Балтийского щита по распределению параметров  $K$  и  $\sigma$  // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 12. С. 74–80.
- Погребницкий Ю. Е.* Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Сов. геология. 1976. № 12. С. 70–75.
- Попов А. А.* Сейсмические модели земной коры складчатых сооружений Казахстана и Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 192 с.
- Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных* / Ред. В. А. Глебовицкий, Н. В. Шаров. Л.: Наука, 1991. 224 с.
- Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Потапов С. В.* Точечные сейсмические зондирования // Методика сейсморазведки. М.: Наука, 1965. С. 5–70.
- Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск: Наука, 1975. 157 с.
- Пухтель И. С., Журавлев Д. З., Куликова В. В. и др.* Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 1. С. 197–202.
- Пушаровский Д. Ю., Пушаровский Ю. М.* Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.
- Пушаровский Д. Ю., Пушаровский Ю. М.* Новый взгляд на состав и строение глубинных оболочек планет земной группы // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2016. № 1. С. 3–9.
- Резанов И. А.* О геологической интерпретации новой трехслойной сейсмической коры континентов // АН СССР, Физика Земли, 1990, № 9. С. 79–86.
- Родников А. Г., Забаринская Л. П., Рашидов В. А., Сергеева Н. А.* Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных океанов. М.: Научный мир, 2014. 171 с.
- Рослов Ю. В., Саккулина Т. С., Телегин А. Н., Тихонова И. М.* Комплексная обработка сейсмических записей преломленных волн с получением динамических разрезов // Разведка и охрана недр. 2001. № 10. С. 8–11.
- Рундквист Д. В., Митрофанов Ф. П.* Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 440 с.
- Рябой В. З.* Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 246 с.
- Самсонов А. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г. и др.* Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.
- Сапожников Р. Б.* Эффективность сейсморазведки МОГТ при изучении геологического строения Мезенской синеклизы // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 32–35.
- Свириденко Л. П., Светов А. П.* Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 123 с.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР* / Ред. С. М. Зверев, И. П. Косминская. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район* / Ред. Н. В. Шаров. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион* / Ред. Ф. П. Митрофанов, Н. В. Шаров. Апатиты: КНЦ РАН. 1998. Ч. I – 237 с. Ч. II – 205 с.

- Семихатов М. А., Шуркин К. А., Аксенов Е. М. и др.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. № 4. С. 3–14.
- Семихатов М. А.* Новейшие шкалы общего расчленения докембрия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 6–20.
- Сенин Б. Н., Шипилов Э. В.* Региональная структура и «доокеаническое» развитие Баренцево-Карской плиты и прилегающих районов // Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, 1988, № 728. С. 125–137.
- Сенин Б. Н., Шипилов Э. В., Юнов А. Ю.* Тектоника арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск, 1989. 176 с.
- Сергеев С. А., Левченко О. А., Лобач-Жученко С. Б., Яковлева С.* 3,5 млрд лет – древнейший возраст, установленный для докембрия Балтийского щита // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 4. С. 942–945.
- Синицын А. В.* Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра, 1990. 491 с.
- Слабунов А. И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
- Слабунов А. И., Шаров Н. В., Исанина Э. В. и др.* Сейсмотомографическая модель земной коры по профилю ГСЗ-ОГТ Суша – Море Калевала – Кемь – горло Белого моря // Тр. Междунар. Полярного года (МПС) / Ред. Ю. Г. Леонов. М.: Наука, 2010. Т. 4. С. 291–308.
- Слабунов А. И., Хёлта 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.
- Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения* / Ред. Н. А. Логачева, В. С. Хромовских. М.: Недра, 1989. 278 с.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Шукин Ю. К.* Глубинные неоднородности верхней мантии и их влияние на структуру и динамику земной коры // Тектоника. Докл. 27-го Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. С. 185–192.
- Соллогуб В. Б.* Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
- Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е., Куликов Н. В. и др.* Эволюция северо-западной части Тимано-Варангерского нефтегазоносного бассейна // Вестн. КНЦ РАН, 2011. Т. 3, № 6. С. 3–20.
- Старостенко В. И., Казанский В. И., Попов Н. И. и др.* От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит) // Геофизич. журн. 2010. Т. 32, № 1. С. 3–33.
- Степанов В. В.* Геодинамическая опасность промышленных объектов. М., 2001. 100 с.
- Строение литосферы Балтийского щита* / Ред. Н. В. Шаров. М.: Наука, 1993. 166 с.
- Строение литосферы российской части Баренц региона* / Ред. Н. В. Шаров, Ф. П. Митрофанов, М. Л. Верба, К. Гиллен. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 256 с.
- Структура, свойства, состояние пород и геодинамика в геопространстве Кольской сверхглубокой скважины* / Ред. Ф. Ф. Горбачевич. СПб.: Наука, 2015. 366 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.
- Трипольский А. А., Шаров Н. В.* Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 159 с.
- Тулина Ю. В., Бурмин В. Ю., Шмелева И. Б., Алексеева Н. А.* О геологической природе различий в сейсмических полях на разных направлениях в Ангольской котловине // Физика Земли. 2003. № 6. С. 44–59.
- Уломов В. И., Шумилина Л. С.* Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР97. М 1 : 8 000 000; Объяснительная записка. М.: ИФЗ РАН, 1999. 57 с.
- Фарафонова Ю. Г., Яновская Т. Б.* Строение верхней мантии западной части Восточно-Европейской платформы по скоростям поверхностных волн // Физика Земли. 2003. № 8. С. 3–10.
- Федынский В. В., Ризниченко Ю. В.* Изучение земной коры // Вестн. АН СССР. 1962. № 6. С. 86–89.
- Хаин В. Е.* Эволюция геологических обстановок в истории Земли // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 29–37.
- Халевин Н. И.* Сейсмология взрывов на Урале. М.: Наука, 1975. 135 с.
- Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н.* Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией-I // Геофизич. журн. 2009. Т. 31, № 1. С. 53–72.

- Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н.* Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией-I // Геофизич. журн. 2010. Т. 32, № 1. С. 60–77.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н.* Структура низкоскоростных областей в мантии северной Европы // Тр. КарНЦ РАН. 2015а. № 7. С. 106–126.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н.* Трехмерная Р-скоростная модель Фенноскандии // Lap LAMBERT Academic Publishing, 2015б. 138 с.
- Цирюльников И. Я., Шустова Л. Е., Поротова Г. А.* О глубинном строении Печенгской структурной зоны по геофизическим данным // Зап. ЛГИ, 1963. Т. 46, вып. 2. С. 14–16.
- Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.
- Чекунов А. В.* Принципы строения и эволюция тектоносферы юга Европейской части СССР // Геотектоника. 1987. № 5. С. 25–41.
- Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Гинтов О. Б. и др.* Комплексование сейсмометрических и тектонофизических данных при изучении структуры и динамики литосферы // АН СССР. Физика Земли. 1989. № 5. С. 16–34.
- Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Старостенко В. И. и др.* Геотрансект Днепровско-Донецкий палеорифт – Украинский щит – Южные Карпаты // Геофизич. журн. 1990. Т. 12, № 6. С. 3–32.
- Чекунов А. В., Митрофанов Ф. П., Трипольский А. А., Шаров Н. В.* Глубинное строение литосферы и динамики шовных зон Украинского и Балтийского щитов // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая. 1992. № 6. С. 78–87.
- Чекунов А. В., Старостенко В. И., Красовский С. С. и др.* Геотраверс Евро-3 (ЕВ-3) // Геофизич. журн. 1993. Т. 15, № 2. С. 3–32.
- Шаров Н. В.* Сейсмические данные о рельефе поверхности Мохоровичича Балтийского щита // Геофизич. журн. 1982. № 2. С. 91–97.
- Шаров Н. В.* Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным // Геофизические исследования литосферы Европейского Севера СССР. Апатиты: КНЦ РАН СССР, 1989. С. 4–12.
- Шаров Н. В., Косминская И. П., Азбель И. Я. и др.* Сопоставление профилей ГСЗ на юго-востоке Балтийского щита // Геотектоника. 1990. № 1. С. 46–54.
- Шаров Н. В.* Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 245 с.
- Шаров Н. В., Шарова В. П.* Результаты глубинных сейсмических исследований Северной Карелии // Геофизич. журн. 1997. Т. 19, № 1. С. 82–87.
- Шаров Н. В., Виноградов А. Н., Галдин Н. Е. и др.* Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.
- Шаров Н. В.* Эволюция взглядов на модели строения кристаллической коры Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. № 10. С. 32–43.
- Шаров Н. В., Берзин Р. Г., Минц М. В. и др.* Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 193 с.
- Шаров Н. В., Исанина Э. В., Крупнова Н. А.* Структура литосферы вдоль профиля МОВЗ Гдов – Спасская Губа // Геофизич. журн. 2004. Т. 26, № 2. С. 112–121.
- 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., Исанина Э. В., Крупнова Н. А.* Глубинное строение района бурения Кольской сверхглубокой скважины // Уральский геофизич. вестник. Екатеринбург, 2005. № 8. С. 68–78.
- Шаров Н. В., Исанина Э. В., Пожиленко В. И., Ступак В. М.* Повышение достоверности геологических моделей земной коры района полуостровов Средний – Рыбачий на основе комплексования сейсмических методов ОГТ, ГСЗ, МРС // Уральский геофизич. вестник. Екатеринбург: ИГУРО РАН, 2007. № 4. С. 98–105.
- Шаров Н. В., Исанина Э. В., Пожиленко В. И., Ступак В. М.* Повышение достоверности геологических моделей земной коры района полуостровов Средний – Рыбачий на основе комплексования сейсмических методов ОГТ, ГСЗ, МРС // Уральский геофизич. вестник. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008. № 4. С. 45–57.
- Шаров Н. В., Куликов В. С., Куликова В. В. и др.* Сейсмогеологическая характеристика юго-восточной части Фенноскандинавского щита (Россия) // Геофизич. журн. 2010а. Т. 32, № 3. С. 3–17.

- Шаров Н. В., Слабунов А. И., Исанина Э. В. и др.* Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ-ОГТ «Суша – Море» Калевала – Кемь – горло Белого моря // Геофизич. журн. 2010б. Т. 32, № 5. С. 21–34.
- Шаров Н. В., Исанина Э. В., Заможная Н. Г. и др.* Результаты глубинных сейсмических исследований методами ОГТ, ГСЗ и МОВЗ Онежско-Ладожской площади (Республика Карелия, Россия) // Геофизич. журн. 2011. Т. 33, № 3. С. 23–39.
- Шаров Н. В.* Сопоставление геофизических разрезов земной коры с результатами бурения глубинных скважин на Фенноскандинавском щите // Геофизич. журн. 2012. Т. 34, № 4. С. 253–264.
- Шаров Н. В., Шеков В. А.* Мониторинг сейсмических явлений на территории Карелии // Горный журн. 2012. № 5. С. 47–50.
- Шаров Н. В.* Глубинные сейсмические исследования в центральной части Карельского кратона // Физика Земли. 2013. № 1. С. 36–52.
- Шаров Н. В., Слабунов А. И., Исанина Э. В. и др.* Сейсмогеологический разрез земной коры Северной Карелии по профилю Кандалакша – Кемь // Геофизич. журн. 2013а. Т. 35, № 1. С. 104–115.
- Шаров Н. В., Куликов В. С., Исанина Э. В. и др.* Глубинное строение, металлогения Северо-Онежского синклинория (Республика Карелия, Россия): корреляция геологических и сейсмических данных // Геофизич. журн. 2013б. Т. 35, № 4. С. 16–27.
- Шаров Н. В.* Игорь Васильевич Литвиненко – геофизик, обосновавший место заложения Кольской сверхглубокой скважины // Тверь: АИС. «Каротажник», 2014. Вып. 6 (240). С. 109–124.
- Шаров Н. В.* Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита // Геофизические методы исследования земной коры: Материалы Всерос. конф., посв. 100-летию акад. Н. Н. Пузырева. Новосибирск, 2014. С. 272–276.
- Шаров Н. В., Митрофанов Ф. П.* Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита: Докл. ДАН. 2014. Т. 454, № 2. С. 221–224.
- Шаров Н. В., Трипольский А. А., Трипольская В. А., Топольок О. В.* Сопоставление скоростных характеристик земной коры Балтийского (Фенноскандинавского) и Украинского щитов // ЕАГО. Геофизика. 2014. № 3. С. 25–31.
- Шаров Н. В.* Глубинные сейсмические исследования в юго-восточной части Фенноскандинавского щита // Геофизич. журн. 2015. Т. 37, № 5. С. 104–120.
- Шерифф Р., Гелдарт Л.* Сейсморазведка. М.: Мир, 1987. Т. 1. 447 с.
- Шипилов Э. В., Сенин Б. В.* Глубинное строение дна Баренцева моря // Геотектоника, 1988. Т. 6. С. 96–100.
- Шипилов Э. В., Юнов А. Ю., Моссур А. П.* Строение Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану в связи с деструктивными процессами // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 13–19.
- Шустова Л. Е., Пуура В. А., Сильдеэ Х. Х. и др.* Особенности структуры земной коры Фенноскандии, сопредельных территорий и акваторий // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 31–38.
- Шустова Л. Е., Рабинович Г. Я.* Сейсмометрия и гравиметрия при изучении динамики литосферы докембрия // Исследования литосферы в работах петербургских геофизиков. СПб.: ВИРГ-Рудгеофизика, 2003. С. 170–176.
- Щеглов А. Д., Москалева В. Н., Марковский Б. А. и др.* Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. 244 с.
- Шукин Ю. К.* Вопросы платформенной сейсмоструктуры // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 2. С. 352–357.
- Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита / Ред. И. В. Бельков. Л.: Наука, 1987. 109 с.*
- Юдахин Ф. Н.* Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части Европейского Севера // Литосфера. 2002. № 2. С. 3–23.
- Яновская Т. Б.* Поверхностная волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб.: Наука, 2015. 167 с.
- Ясюлович Н. Н., Золотов Е. Е., Ракитов В. А. и др.* Сейсмологический разрез земной коры Северной Карелии по профилю 1-ЕВ (участок Кандалакша – Лоухи – Кемь) // Геофизика XXI столетия: 2001 г. Сб. тр. Третьих геофизич. чт. им. В. В. Федынского. М.: Научный мир, 2001. С. 60–63.
- Ahjos T., Korhonen H.* On a catalogue of historical earthquakes in Fennoscandian area // Inst. Seismol. Univ. Helsinki, 1984. Rep. S–10. 24 p.

- Ahjos T., Uski M.* Earthquake epicenters in Northern Europe // Inst. Seismol. Univ. Helsinki, 1991. Rep. S–10. P. 81–86.
- Artemieva I. M.* The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach. Cambridge Univ. Press., 2011. 794 p.
- Artemieva I. M., Shulgin A.* Is the Proterozoic Ladoga Rift (SE Baltic Shield) a rift? // Precambrian Research, 2015. V. 259. P. 34–42.
- Azbel I. Ya., Ionkis V., Yegorkin A., Kagalova L.* The analysis and interpretation of wave fields on Soviet and Finnish DSS profiles // Inst. Seismol. Univ. Helsinki, 1991. Rep. S–25. P. 21–30.
- Azbel I. Ya., Bujanov A. F., Ionkis V. T., Sharov N. V., Sharova V. P.* Crustal structure of the Kola peninsula from inversion of deep seismic Sounding data // Tectonophys., 1989. V. 162. P. 87–99.
- Avedik F., Berensen D., Fucks H. et al.* Seismic investigations along the Scandinavian «Blue Norma» profile // Annales Geophys., 1984. V. 2, N 5. P. 571–578.
- BABEL Working Group.* Evidence from early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic Shield // Nature. 1991. V. 348, N 5. P. 571–578.
- BABEL Working Group.* Integrated seismic studies of the Baltic Shield using data in the Gulf of Bothnia region // Geophys. J. Int., 1993. V. 112, N 3. P. 305–324.
- Bank O. J., Bostock M. G., Ellis R. M.* Lithosphere mantle structure beneath the Trans-Hudson orogen and origin of diamondiferous kimberlites // J. Geophys. Res., 1998. V. 103, № 5. P. 10103–10114.
- Bannister S. C., Ruud B. O., Husebye E. S.* Tomographic estimates of sub-Moho seismic velocities in Fennoscandia and structural implications // Tectonophys., 1991. V. 189. P. 37–53.
- Bath M. A.* Seismicity of Fennoscandia and related problems // Gerl. Beitr. Geophys., 1954. V. 63. P. 173–206.
- Bath M. A.* Seismic Refraction profile in Swedish Lapland // Rept. Seismol. Dep., 1984. V. 2. 32 p.
- Bath M. A.* Focal depth distribution of Swedish earthquakes // Tectonophys., 1979. V. 53, N 1. P. 29–31.
- Braile L. W., Hinze W. J., Frese R. B., Keller G. R.* Seismic properties of the crust and uppermost mantle of the conterminous United States and adjacent Canada // Geol. Soc. Am. Mem., 1989. V. 172. P. 655–680.
- Burdick L. I., Helmberger D. V.* The upper mantle P velocity structure of the western United States // J. Geophys. res., 1978. V. 83. P. 1699–1712.
- Calcagnile G., Panza G. F.* Properties of the Lithosphere-Asthenosphere system in Europe with a view toward Earth conductivity // PAGEOPH, 1987. V. 125, № 2/3. P. 241–254.
- Calcagnile G.* Deep structure of Fennoscandia from fundamental and higher mode dispersion of Rayleigh waves // Tectonophys., 1991. V. 195, N 2. P. 139–149.
- Cassell B. R., Fuchs K.* Seismic Investigations of the subcrustal Lithosphere Beneath Fennoscandia // J. Geophys., 1979. V. 46, N 4. P. 369–384.
- Cassell B. R., Mykkeltveit S., Kanestrom R., Husebye E. S.* A North Sea – southern Norway Seismic crustal profile // Geophys. J. R. Astr. Soc., 1983. V. 72, N 6. P. 733–753.
- Casten U., Hirschleber H.* Seismic measurements in Yutland 1969 // Leitschrift fur Geophysik., 1971. P. 47–69.
- Cerveny V., Psencik I.* Data Set 1t Model Zurich. Computation of synthetic record sections / Ed. D. M. Finlayson, J. Ansorge. Interpretation of Seismic Wave Propagation in Laterally Heterogeneous Structures. Workshop Proc. Aust., Bur. Miner. Res., 1984. Rep. 258. P. 15–39.
- Clowes R. M., Gens-Lenartowicz E., Demartin M.* Lithospheric structure in southern Sweden-results from FENNOLORA // Tectonophys., 1987. V. 142. P. 1–14.
- Davidova N. L., Pavlenkova N. L., Tulina Yu. V., Zverev S. M.* Crustal structure of the south-western part of the Barents Sea from DSS-data // Tectonophys., 1985. V. 114. P. 213–231.
- Deep Drilling in Crystalline Bedrock. V. 1: The Deep Gas Drilling in the Siljan Impact Structure, Sweden and Astroblemes /* Ed. A. Boden, K. G. Eriksson. Springer-Verlag., 1988. 364 p.
- Deep seismic reflection refraction interpretation of crustal structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea BABEL Working Group //* Geophys. J. Int., 1993. V. 112, N 3. P. 325–343.
- Drivenes G., Selevoll M. A., Renard V. et al.* The continental margin (crustal structure of the Lofoten Islands, Northern Norway) // Petroleum Geology of the North European margin. Oslo, 1984. P. 211–216.
- Drummond B. J., Collins C. D. N.* Seismic evidence for underplanting of the lower continental crust of Australia // Earth and Planet. Sci. Lett., 1986. V. 79, N 3–4. P. 361–732.
- EUGENO-S Working Group.* Crustal structure and tectonic evolution of transition between the Baltic Shield and the North German Caledonides (the EUGENO-S Project) // Tectonophys., 1988. V. 150, N 3. P. 253–348.
- European Lithosphere Dynamica /* Ed. D. G. Gee and R. A. Stephenson. Geological society memoir. London, 2006, N 32. 662 p.

- Faleide I. J., Gudlaugsson S. T., Jacquart G.* Evolution of the western Barents Sea // *Marine Petrol. Geol.*, 1984. V. 1, N 2. P. 123–150.
- Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005* / Ed. I. Kukkonen, R. Lahtinen. Espoo, 2006. 247 p.
- Fruh E., Barthelsen A.* Tectonic evolution and crustal structure in Denmark and southwest Sweden (EUGENO-S) // *European Geotraverse (EGT) Project. The Central Segment*. Bad Honnef. 14–16 April. 1986. Strasbourg, 1986. P. 41–52.
- Gaal G., Gorbatshev R.* An Outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Res.*, 1987. V. 35. P. 15–52.
- Gajewski D., Stangl R., Fuchs K., Sandmeier K. J.* A new constraint on the composition of the Top-most continental mantle-anomalously different depth increases of P and S velocity // *Geophys. J. Ind.*, 1990. V. 103. P. 497–507.
- Galson D. A., Mueller St.* An introduction to the European Geotraverse Project: First results and present plans // *Tectonophys.*, 1986. V. 126. P. 1–30.
- Geyko V. S.* A general theory of the seismic travel-time tomography // *Геофизич. журн.* 2004. Т. 26, № 2. С. 3–32.
- Glaznev V. N., Raevsky A. B., Sharov N. V.* A model of the deep structure of the northeastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data // *Tectonophys.*, 1989. V. 162, N 1–2. P. 151–164.
- Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // *Precambrian Res.*, 1993. V. 64. P. 3–21.
- Grad M., Luosto U.* Seismic models of the crust of the Baltic Shield along the profile in Finland // *Annales Geophys.*, 1987. V. 5, N 6. P. 639–649.
- Grad M., Guterch A., Lund C.–E.* Seismic models of the lower lithosphere beneath the southern Baltic Sea between Sweden and Poland // *Tectonophys.*, 1991. V. 189. P. 219–227.
- Grad M., Luosto U.* Seismic models of the crust of the Baltic shield along the SVEKA profile in Finland // *Acta Geophys. Polonica*, 1993. V. 41, N 3. P. 177–195.
- Grad M., Tripolsky A. A.* Crustal structure from P and S seismic waves and petrological models of the Ukrainian Shield // *Tectonophys.*, 1995. V. 250. P. 89–112.
- Gregersen S., Korhonen H., Husebye E. S.* Fennoscandian dynamics: Present-day earthquake activity // *Tectonophys.*, 1991. V. 189. P. 333–344.
- Griffin W. L.* Interzolute nodules from the Fen alkaline complex, Norway // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973. V. 38, N 2. P. 135–146.
- Guggisberg B. Ch.* Eine zweidimensionale refraktions seismische interpretation der geschwindigkeitseinstroen-structure der oberen Erdmantels unter der Fennoskandischen shield (Project Fennolora) // *Diss ETN Nr. 7945*. Zurich, 1986. 199 p.
- Guggisberg A., Berthelsen A.* A two-dimensional velocity model for the lithosphere beneath the Baltic Shield and its possible tectonic significance // *Terra cognita*, 1987. V. 7, N 4. P. 631–638.
- Guggisberg B., Kaminski W., Prodehle C.* Crustal structure of the Fennoscandian Shield. A travelttime interpretation of the long-range Fennolora seismic refraction profile // *Tectonophys.*, 1991. V. 195, N 2/4. P. 105–137.
- Guterch A., Grad V., Materrok R., Perchuc E.* Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre zone) // *Tectonophys.*, 1986. V. 128. P. 251–279.
- Hales A. et al.* A compressional velocity distribution for upper mantle // *Tectonophys.*, 1980. V. 63. P. 309–348.
- Harland W. B., Dowdeswell E. K.* Geological evolution of the Barents shelf region // *Graham & Trotman*. London, 1988. 169 p.
- Hauser F., Stangle R.* The structure of the crust and lithosphera in Fennoscandia derived from a joint interpretation of P and S-wave data from the Fennolora seismic refraction profile // *Proc. of the Sixth Workshop on the European Geotraverse Project*. Strasbourg, 1990. P. 71–92.
- Hirschleber H. B., Lund C.–E., Meissner R. et al.* Seismic investigations along the Scandinavian «Blue Road» traverse // *J. Geophys.*, 1975. V. 41. P. 135–148.
- Huhma H., Cliff R., Perttunen V., Sakko M.* Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with Early Proterozoic continental rifting: The Perapohja schist belt in northern Finland // *Contrib. Miner. Petr.*, 1990. V. 104, N 3. P. 369–379.
- Husebye E. S., Hovland J. et al.* Tomographical mapping of the lithosphere and asthenosphere beneath southern Scandinavia and adjacent areas // *Tectonophys.*, 1986. V. 128. P. 229–250.

- Kanestrom R.* The dip of Moho under the NORSAR // Sci. Rep. N 3. OAR Contract N F 61052-68-C-0019. Seismol. observ., Univ. of Bergen, 1969. 19 p.
- Kanestrom R., Haugland K.* Crustal structure in southeastern Norway from seismic refraction measurements // Sci. Rep. N 3. ARPA Contract N F 61052-68-C-0019. Seismol. observ., Univ. of Bergen, 1971. P. 1–73.
- Kinck J. J., Husebye E. S., Lund C.–E.* The S. Scandinavia crust – Structural complexities from seismic reflection and refraction profiling // Nordic simposium in earth science on imaging and understanding the lithosphere. 19–21 oct. 1988, Uppsala, Sweden, 1988. 131 p.
- Koistinen T., Stephens M., Bogatchev V. et al.* Geological Map of the Fennoscandian Shield, scale 1 : 2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia, 2001.
- Kontinen A.* An Farly Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northern Finland // Precambrian Res., 1987. V. 35. P. 313–341.
- Korhonen H., Porkka M. T.* The structure of the Baltic Shield on the basis of DSS and earthquake data // Pure and Applied Geophys. 1981. V. 119, N 6. P. 1093–1099.
- Korhonen H., Kosminskaya I. P., Luosto U.* Deep seismic sounding on geotraverses on the Baltic shield // Dept of Geophysics. Univ. of Oulu, 1984, N 8. P. 347–354.
- Korhonen H., Kosminskaya I. P., Azbel I., Sharov N. et al.* Comparison of crustal structure along DSS profiles in SF Fennoscandia // Geophys. J. Inst., 1990. V. 103. P. 157–162.
- Korhonen J. V., Aaro S., All T. et al.* Bouguer Anomaly Map of the Fennoscandian Shield, 1 : 2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and Ministry of Natural Resources of Russian Federation, 2002a.
- Korhonen J. V., Aaro S., All T. et al.* Magnetic Anomaly Map of the Fennoscandian Shield. Scale 1 : 2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and Ministry of Natural Resources of Russian Federation, 2002b.
- Korja A., Korja T., Luosto U., Heikkinen P.* Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield – Implications for Precambrian crustal evolution // Tectonophys., 1993. V. 219. P. 129–152.
- Korja A., Heikkinen P.* Seismic images of Paleoproterozoic microplate boundaries in the Fennoscandian Shield // Geol. Soc. Am. Special Paper, 2008. V. 440. P. 229–248.
- Kosminskaya I. P.* Vp/Vs ratio and average composition of the crust of the Baltic Shield. Inst. Seismol., Univ. Helsinki. Rep. S–25, 1991. P. 17–20.
- Kukkonen I. T., Lahtinen R.* Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland, Espoo, Special Paper, 2006. V. 43. 247 p.
- Kukkonen I. T. (et.)* Outokumpu Deep Drilling Project 2003–2010. Geological Survey of Finland, Espoo, 2011. Special Paper 51. 252 p.
- Kullinger B., Lund C.–E.* A preliminary interpretation of S-wave traveltimes from Fennolora data // Tectonophys., 1986. V. 126. P. 375–388.
- Lefevre L. V., Helberger D. V.* Upper mantle P-velocity structure of the Canadian shield // J. Geophys. Res., 1989. V. 94, № 12. P. 17749–17765.
- Lund C.–E.* Crustal structure along the Blue Road Profile in northern Scandinavia // Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar, 1979. V. 101, N 3. P. 191–204.
- Lund C.–E.* Summary of the results from the Fennolora profile / R. Freeman, St. Mueller (ed.). Sixth EGT workshop: Data compilation and synoptic interpretation. Europe Science Foundation. Einsiedeln, 1990. P. 65–70.
- Luosto U., Zverev S. M., Kosminskaya I. P., Korhonen H.* Observations of Fennolora shots on additional lines in Finnish Lapland // Proc. of the 17-th Assembly of the ESC, Budapest, 1980. Amsterdam, 1983. P. 517–521.
- Luosto U., Lanne E., Korhonen H. et al.* Deep structure of the Earth's crust on the Sveka profile in central Finland // Annales Geophys., 1984. N 2. P. 559–570.
- Luosto U., Korhonen H., Kosminskaya I. P. et al.* First results from the DSS study on the BALTIC profile in SEE Finland. Helsinki, 1985. 21 p.
- Luosto U.* Reinterpretation of Sylen-Provoo refraction data // Inst. Seismol. Univ. Helsinki. Report S-13 / Ed. H. Korhonen, 1986. 19 p.
- Luosto U., Korhonen H.* Crustal structure of the Baltic shield based on of Fennolora refraction data // Tectonophys., 1986. V. 128, N 2. P. 183–208.
- Luosto U.* Deep seismic sounding Studies in Finland 1979–1986 // Inst. Seismol. Univ. Helsinki, 1987. S–15. 21 p.



- Luosto U., Fluch E. R., Lund C.–E. and Working Group.* The crustal structure along the Polar profile from seismic refraction in investigations // *Tectonophys.*, 1989. V. 162. P. 51–85.
- Luosto U.* Seismic data from the northern segment of the EGT and from nearby profiles // *Proc. of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (AGT) Project. Data compilations and synoptic interpretation (Einsiedeln, 29 November – 5 December 1989) / Ed. R. Freeman and St. Mueller. Strasbourg, March, 1990. P. 53–63.*
- Luosto U., Tura T., Korhonen H. et al.* Crust and upper mantle structure along the DSS Baltic profile in SE Finland // *Geophys. J. Int.*, 1990. V. 101, N 1. P. 89–110.
- Luosto U., Hyvonen T.* Seismology in Finland in the Twentieth Century // *Geofisica*, 2001. V. 37, N 1–2. P. 147–187.
- Masse R. P.* Baltic Shield crustal velocity distribution // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1975. V. 65, N 4. P. 885–897.
- Masse R. P.* Crustal and Upper Mantle Structure of stable continental regions in North America and Northern Europe // *PAGEOPH*, 1987. V. 125, N 2/3. P. 206–239.
- Mitrofanov F. P., Pozhilenko V. I., Smolkin V. F. et al.* Geology of the Kola Peninsula. Apatity, 1995. 145 p.
- Mitrofanov F. P. et al.* Crustal structure of the Baltic shield along the Pechenga – Kostomuksha – Lovisa geotraverse // *Int. Geol. Rev.*, 1998. V. 40, N 11. P. 990–997.
- Mooney W. D., Brocher T. M.* Coincident seismic reflection / refraction studies of the continental lithosphere a global review // *Rev. of Geophys.*, 1979. V. 25, N 4. P. 723–742.
- Morner N. A.* Earth movements in Sweden, 20.000 BP to 20.000 AD // *Geol. Foren. Stockholm Förh.*, 1979. V. 100. P. 279–286.
- Morozov I. B. et al.* On the Nature of the Teleseismic Pn Phase Observed on the Ultralong-Range-Profile «Quartz» // *Russia. Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1998. V. 88, N 1. P. 62–73.
- Mueller St., Panza G. F.* Proceeding of the Firth Workshop on the EGT. The North Segment / Ed. D. A. Galson and St. Mueller, 1984. P. 23–26.
- Outokumpu Deep Drilling Project 2003–2010.* Geological Survey of Finland / Ed. I. T. Kukkonen. Espoo, 2011. Special Paper. 51. 252 p.
- Papunen H., Gorbunov G. I.* Nickel-copper deposits of Baltic Shield and Scandinavian Caledonides // *Geol. Surv. Finland. Bull.*, 1985. 333. 394 p.
- Pavlenkova N. I.* Generalized geophysical model and dynamics properties of continental crust // *Tectonophys.*, 1979. V. 59. P. 381–390.
- Pearson D. G.* The age of continental roots // *Lithos.*, 1999. V. 48. P. 171–194.
- Penttilä E. A.* Report summarizing on the velocity of earthquake waves and the structure of the earth's crust in the Baltic Shield // *Geophys., Ser. A.*, 1969. N 10. P. 1–13.
- Penttilä E.* Crustal structure in Fennoscandia from seismological and gravimetric observations // *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Ser. A, III. Geologica – Geographica*, Helsinki: Suomalainen Tiedekatemia, 1972. N 110. 36 p.
- Probing of Continents and their Margins. Selected Papers / Ed. J. H. Leven, D. M. Finlayson, C. Wright // Tectonophys. (special issue), 1990. V. 173, N 1–4. 641 p.*
- Prodehl C., Kaminsky W.* Crustal structure under the Fennolora Profile / D. A. Calson, St. Mueller (ed.). *Proc. of the First Workshop on the European Geotraverse (EGT). The Northern Segment. Europe Science Foundation. Strasbourg, 1984. P. 43–48.*
- Richardson R. M., Solomon S. C., Sleep N. H.* Tectonic stress in the plates // *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1979. V. 17. P. 981–1019.
- Ronnevik H., Beskov B., Jacobson H. P.* Structural and stratigraphic evolution of the Barents Sea // *Arctic Geology and Geophysics. Calgary, 1982. P. 431–440.*
- Rundqvist D. V., Mitrofanov F. P.* Precambrian geology of the USSR. Elsevier, 1993. 528 p.
- Ryaboy V.* Upper mantle structure along a profile from Oslo (NORESS) to Helsinki to Leningrad, based on explosion seismology // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1990. V. 80, N 6. P. 2194–2213.
- Schueller W., Morozov I. B., Smithson S. B.* Crustal and Uppermost Mantle velocity structure of Northern Eurasia along profile quartz // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1997. V. 87, N 32. P. 414–426.
- Sellevoll M. A., Warrick R. E.* A refraction study of the crustal structure in southern Norway // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1971. V. 61, N 2. P. 457–471.
- Sellevoll M. A.* Mohorovičić discontinuity beneath Fennoscandia and adjacent parts of the Norwegian sea and the North sea // *Tectonophys.*, 1973. V. 20. P. 359–366.

- 
- Sellevoll M. A.* A study of the Earth's crust in the Island area of Lofoten-Vesteralen, Northern Norway // *Norges geol. Unders.*, 1983. V. 380. P. 235–243.
- Senen S. C.* The Lithosphere-asthenosphere system beneath Fennoscandia (Baltic Shield) by body-wave tomography. Swiss federal Institute of technology. Zurich, 2002. 191 p.
- Sharov N. V.* Lithosphere of the Baltic Shield according seismic data // *Inst. Seismol. Univ. Helsinki. Rep. S–25*, 1991. P. 87–95.
- Simons F. J., Zielhuis A. et al.* The deep structure of the Australian continent from surface wave tomography // *Lithos.*, 1999. V. 48. P. 17–43.
- Solomon S. G., Richardson R. M., Bergman E. A.* Tectonic stress: models and magnitudes // *J. Geophys. Res.*, 1980. V. 85. P. 6085–6092.
- Stenberg-1* Deep Well. <http://www.igrene.se/stenberg.pdf>
- Structure and dynamics of the Fennoscandian Lithosphere.* *Inst. Seismol., Univ. Helsinki. Rep. S–25*, 1991. 120 p.
- The BABEL Project. First Status Report / Ed. R. Meissner, D. Snyder, N. Balling and E. Staroste.* Belgium: Commission of the European Communities, 1992. 155 p.
- The European Geotraversers / Ed. D. Blundell, Freeman, St. Mueller.* Cambridge Univ., 1992. 275 p.
- Thybo H., Kirloev L., Moller C. et al.* Geophysical and tectonic modeling of EUGENO-S profiles // *Proc. of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project. Data compilations and synoptic interpretation.* Einsiedeln, 29 November – 5 December 1989 / Ed. R. Freeman and St. Mueller, 1990. P. 93–104.
- Thybo H., Perchuc E.* The Seismic 8° Discontinuity and Partial Melting in Continental Mantle // *Science*, 1997. V. 275. P. 1626–1629.
- Uski M., Hyvonen T., Korja A., Airo M.–L.* Focal mechanisms of three earthquakes in Finland and their relation to surface faults // *Tectonophys.*, 2003. V. 363. P. 141–157.
- Vaasjoki M., Sakko M.* The evolution of the Raahe-Ladoga zona in Finland // *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 1988. 343. P. 7–32.
- Vinnik L. P., Green R. W. E., Nicolaysen L. O. et al.* Deep seismic structure of the Kaapvaal craton // *Tectonophys.*, 1996. V. 262. P. 67–75.
- Vogel A., Lund C.–E.* Combined interpretation of the Trans-Scandinavian seismic profile, Section 2–3 // *Dep. Solid Earth Phys. Univ. Upps.*, 1970. Rep.-4. P. 1–22.
- Vogel A.* Deep seismic Sounding in Northern Europe // *Proc. colloq. deep seismic sounding in Northern Europe*, 1969. Stockholm, 1971. 98 p.
- Vogel A.* The Road Geotraverse *Geologiska Forerunges i Stockholm Forhandlingar*, 1976. V. 98, N 556. P. 251–274.
- Vuollo J., Piirainen T., Huhma H.* Two Early Proterozoic tholeiitic diabase dyke swarms in the Koli-Kaltimo area, Eastern Finland – their geological significance // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 367. Espoo, 1992. 32 p.
- Warner M. R., McGeary S.* Seismic reflection coefficients from mantle fault zones // *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 1987. V. 89. P. 223–230.
- Welin E.* The depositional evolution of the Svecofennian supracrustal sequence in Finland Sweden // *Precambrian Res.*, 1987. V. 35. P. 95–113.
- Willis D. E.* A note on the effect of ripple firing on the spectra of quarry shots // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1963. V. 53, N 1. P. 965–978.
- Windley B. F.* Precambrian Europe / D. Blandell, R. Freeman, S. Mueller. *Continent Revealed The European Geotraverse.* Cambridge Univ. Press., 1992. P. 139–152.
- Yliniemi J., Luosto A.* Seismisia Syvatutkimuksia Linjalla Kemi – Kajaani // *XI Geofysiikan Paivat, Oulussa*, 1983. 56 p.
- Yliniemi J., Luosto A.* Seismic investigations of the earth's crust in the middle part of Finland // *Gen. Assembl Mett. ESC. Moscow*, 1988. P. 512.
- Yliniemi J.* Deep seismic soundings in the University of Oulu // *Inst. Seismol. Univ. Helsinki. Rep. S–25*, 1991. 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 // *Tectonophys.*, 2004. V. 394. P. 41–67.
- Zielhuis A., Hilst R.* Upper mantle shear velocity beneath eastern Australia from inversion of waverforms from SKIPPY portable arrays // *Geophys. J. Int.*, 1996. V. 127. P. 1–16.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	6
Глава 1. РАЗВИТИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ .....	11
1.1. О разрешающей способности и точности сейсмических построений .....	11
1.2. Геолого-геофизическая изученность земной коры Северной Европы .....	17
1.2.1. Геологическое строение .....	17
1.2.2. Изученность сейсмическими методами .....	25
1.3. Сверхглубокое бурение и его влияние на сейсмические модели .....	38
Глава 2. ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ .....	55
2.1. Финская Лапландия и северо-запад Кольского полуострова .....	55
2.2. Белое море и его континентальное обрамление .....	69
2.3. Юго-восток Карелии .....	79
2.4. Ладожско-Ботническая шовная зона .....	96
2.5. Состав и общие закономерности строения земной коры .....	110
2.6. Сейсмичность и ее связь с глубинным строением .....	117
ГЛАВА 3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ .....	124
3.1. Раздел Мохоровичича .....	124
3.2. Особенности вертикального распределения скорости .....	127
3.3. О латеральных изменениях скорости в мантии .....	131
Глава 4. СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ .....	142
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	151
ЛИТЕРАТУРА .....	155

## CONTENTS

INTRODUCTION .....	6
CHAPTER 1. PROGRESS IN THE STUDY OF THE EARTH CRUST AND THE UPPER MANTLE OF NORTHERN EUROPE .....	11
1.1. On the resolution and precision of seismic reconstructions .....	11
1.2. Coverage of the geological and geophysical study of the earth crust of Northern Europe .....	17
1.2.1. Geological structure .....	17
1.2.2. Coverage of study by seismic methods .....	25
1.3. Superdeep drilling and its effect on seismic models .....	38
CHAPTER 2. DEEP CRUSTAL STRUCTURE OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD AND ITS MARGIN .....	55
2.1. Finnish Lapland and the northwestern Kola Peninsula .....	55
2.2. The White Sea and its continental margin .....	69
2.3. Southeastern Karelia .....	79
2.4. Ladoga-Bothnian suture zone .....	96
2.5. Composition and general structure of the earth crust .....	110
2.6. Seismicity and its relation to deep structure .....	117
CHAPTER 3. MAIN CHARACTERISTICS OF THE UPPER MANTLE VELOCITY SECTION ....	124
3.1. Mohorovicic discontinuity .....	124
3.2. Vertical velocity distribution pattern .....	127
3.3. On lateral velocity variations in the mantle .....	131
CHAPTER 4. CORRELATION OF THE DEEP LITHOSPHERIC STRUCTURE OF PRECAMBRIAN SHIELDS .....	142
CONCLUSIONS .....	151
REFERENCES .....	155

Научное издание

**Николай Владимирович Шаров**

**ЛИТОСФЕРА СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ  
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

*Печатается по решению Ученого совета  
Института геологии Карельского научного центра РАН*

Редактор *Е. В. Азоркина*  
Оригинал-макет *Н. Н. Сабанцева*

Сдано в печать 28.03.2017 г. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Гарнитура NewtonС. Печать офсетная.  
Уч.-изд. л. 16,5. Усл. печ. л. 20,1.  
Тираж 300. Заказ № 418

Карельский научный центр РАН  
Редакционно-издательский отдел  
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50