

## Сейсмогеологический разрез земной коры Северной Карелии по профилю Кандалакша — Кемь

© Н. В. Шаров<sup>1</sup>, А. И. Слабунов<sup>1</sup>, Э. В. Исанина<sup>2</sup>, Н. А. Крупнова<sup>3</sup>,  
В. И. Пожиленко<sup>4</sup>, В. А. Ракитов<sup>5</sup>, 2013

<sup>1</sup>Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

<sup>2</sup>РГЭЦ — филиал ФГУГП "Урангео", Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>ФГУ НПП "Севморгео", Санкт-Петербург, Россия

<sup>4</sup>Центр ГЕОН, Москва, Россия

<sup>5</sup>Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

Поступила 5 марта 2012 г.

*Представлено членом редколлегии В. Д. Омельченко*

Виконано глибинні сейсмічні дослідження ЗГТ, ГСЗ і побудовано сейсмотомографічний розріз Північнокарельської ділянки геотраверсу 1-ЕВ (Кандалакша — Кемь), що дало змогу вперше у межах східної частини Феноскандинавського щита детально вивчити земну кору Біломорської провінції. За зіставленням і комплексною інтерпретацією даних тимчасових розрізів ЗГТ, багатохвильових розрізів ГСЗ і геологічних даних виявлено, що результати сейсмічних методів помітно розрізняються, проте для геологічної інтерпретації важливі дані обох методів, оскільки вони підкреслюють різні особливості середовища. Виділено і простежено на глибину зони тектонічних порушень, що сягають поверхні М. Показано, що кристалічній корі Біломорської провінції властива складна покривно-складчаста структура. Зміна сейсмічної швидкості в горизонтальному напрямку корелюється з неоднорідностями в розрізі кори і визначається особливостями геологічної будови. Неоднорідність кори забезпечується, очевидно, поєднанням під час колізійних процесів тектонічних пластин, складених речовими комплексами, що сформувалися за різних геодинамічних обставин.

CDP, DSS and seismotomographic section along the North Karelian portion of geotraverse 1-EB (Kandalaksha — Kem) have made it possible for the first time to study in detail the earth crust under the Belomorian province within the limits of the Fenno-Scandian Shield. Correlation and integrated interpretation of CDP time sections, DSS multi-wave sections and geological data show that the results obtained by the seismic methods differ markedly, but the data obtained by both methods are important for geological interpretation because they emphasize different environmental characteristics. Tectonic dislocation zones, extending to M-discontinuity, were delineated and traced downwards. The crystalline crust of the Belomorian province was shown to have a nappe tectonics. Horizontal variation in velocity correlates with heterogeneities in crustal section responsible for its blocky geological structure. The heterogeneity pattern of the crust seems to reflect collision tectonics, and as a result tectonic slits of different composition were superposed.

**Введение.** 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.

[Ясюлевич и др., 2001]. В настоящей статье рассматриваются результаты сейсмических (ОГТ, МОВЗ, ГСЗ) и других геофизических данных, а также геологических исследований, позволивших создать сейсмогеологическую модель строения земной коры Беломорского блока Фенноскандинавского щита по региональному геотраверсу 1-ЕВ на субмеридиональном участке Кандалакша — Кемь протяженностью 200 км (рис. 1). В основу модели заложен комплексный анализ виброрейсмических 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].

**Геологическое строение.** Беломорская провинция традиционно рассматривается как докембрийский Беломорский подвижный пояс (БПП) [Беломорский ..., 1997]. Многие вопросы геологии БПП, особенно касающиеся его строения, вызывали и вызывают острые дискуссии. Одни считали его крупной структурой общего синклинорного строения [Шуркин и др., 1962; Сыстра, 1978; 1991], другие, наоборот, моноклинально залегающим крылом крупного антиклинория [Горлов, 1967 и др.], а третьи (с недавнего времени) — пакетом крупных аллохтонных пластин (покровов) [Миллер, Милькевич, 1996 и др.]. Кроме того, существует точка зрения, что в пределах БПП можно пока достаточно достоверно выделять только фрагменты позднеархейских разновозрастных зеленокаменных поясов (ЗКП) и нерасчлененный комплекс основания позднеархейского возраста [Пожиленко, 1992; Объяснительная ..., 1994; Mitrofanov et al., 1995].

Наибольшее распространение получила модель (см. рис. 1), в которой БПП рассматривается как позднеархейский субдукционно-коллизийный ороген [Глебовицкий и др., 1996; Миллер, Милькевич, 1996; Ранний ..., 2005; Слабунов, 2008], претерпевший определенные преобразования в ходе раннепротерозойских рифтогенных и коллизийных процессов [Миц и др., 1996; Балаганский, 2002; Слабунов, 2008; Глубинное ..., 2010 и др.]. Подавляющая часть пород БПП представлена архейскими гранитоидами тоналит-грандземит-гранодиоритовой

(ТТГ) ассоциации, метавулканитами, метаосадками с возрастом формирования 2,88—2,72 млрд лет. Модельный Sm-Nd возраст метаосадков и ТТГ не превышает 3 млрд лет [Timmerman, Dalu, 1995; Бибилова и др., 1999; 2004]. Супракрупные архейские породы БПП образовались в разных геодинамических обстановках: субдукционной, океанической и задуговой спрединга и аккреции. В настоящее время они слагают зеленокаменные пояса [Бибилова и др., 1999; Кожевников, 2000; Слабунов и др., 2006; Щипанский, 2008]. Рассматриваемый профиль пересекает северный (Енский), центральный и западный сегменты БПП. В составе первого выделяются, в частности, Енский ЗКП и Салминский эколгитсодержащий комплекс [Глубинное ..., 2010], второго — Центрально-Беломорский ЗКП, Чупинский парагнейсовый пояс, Гридинский эколгитсодержащий комплекс, третьего — Керетский и Тикшозерский ЗКП, объединяемые в Северо-Карельскую систему зеленокаменных поясов. Кроме того, в строении БПП важная роль принадлежит гранулит-эндербит-чарнокитовым (ГЭЧ) комплексам [Володичев, 1990]. Так, вблизи профиля располагается Нотозерский ГЭЧ, возраст которого оценивается в 2,8 млрд лет [Слабунов и др., 2011]. Сформировался он, вероятно, в надсубдукционной обстановке. В процессе архейской (около 2700 млн лет назад) коллизии, сопровождающейся коллизийным магматизмом и умереннобарным метаморфизмом [Володичев, 1990], была сформирована ранняя структура БПП, важнейшим элементом которой, как предполагается [Миллер, Милькевич, 1996], являются тектонические покровы.

Раннепалеопротерозойские (сумийские) рифтогенные процессы отражаются в широком развитии в БПП бимодального магматизма возрастом 2,44—2,39 млрд лет, включающего комплекс лерцолитов-габбро-норитов и комплекс интрузивных чарнокитов топозерского типа [Степанов, 1981; Степанов, Слабунов, 1996], а также проявлением мантийных карбонатитов [Слабунов и др., 2009]. Крупные тела интрузивных чарнокитов (например, Топозерский, Авнепорожский массивы) располагаются вдоль западной границы БПП [Шемякин, 1976; Володичев, 1990].

В БПП широко проявлен и более молодой ятулийский магматизм (2115 млн лет), представлен интрузиями и дайками комплекса коронитовых габбро, который комагматичен с платобазальтами и дайками ятулия Карельского кратона и рассматривается как проявление магматизма мантийных плюмов [Stepanova, Stepanov, 2010].

Важным в становлении структуры БПП является свекофенский этап (1,95—1,80 млрд лет), когда формировался Лапландский коллизионный ороген [Балаганский, 2002; Балаганский и др., 1998; Daly et al., 2006]. На коллизионной стадии развития орогена формируется новая генерация покровов, а на постколлизионной происходит тектоническая экзумация с глубинных уровней большей части пород структуры, наблюдаемых в настоящее время на поверхности. Таким образом, в палеопротерозое завершается формирование покровной структуры БПП.

В позднепротерозойское время формируется рифтовая система Белого моря. Онежско-Кандалакшский палеорифт северо-западного простирания является частью этой системы, имеет асимметричное строение (с крутыми разломами на юго-западном, карельском, борту и с более пологими — на северо-восточном, терском). Он выполнен рифейскими осадками мощностью до 8 км, залегающими на комплексах БПП [Казанин и др., 2006; Балуев и др., 2010].

Северная часть БПП входит в ареал палеозойской активизации, проявлением которой являются многочисленные дайки щелочных базитов, карбонатитов и кимберлитов Кольской щелочной провинции.

Кандалакшский рифейский грабен активизировался в новейшее время, что проявляется наличием здесь очагов землетрясений.

**Методика сейсморазведки ОГТ.** При проведении полевых наблюдений использовались пять 10-тонных вибраторов, взрывной интервал составлял 50—100 м, применялась линейная установка приборов длиной 10 км с расстоянием между приемниками 50 м. Система наблюдений предусматривала 100-кратное перекрытие, длина записи 18 с. Исходным материалом для характеристики поля отраженных волн служил временной разрез, прошедший стандартную кинематическую обработку и некоторые специальные процедуры и преобразованный в глубинный масштаб [Сейсмогеологическая ..., 1998].

Как и ожидалось, поле отраженных волн в толще кристаллического фундамента Фенно-скандинавского щита оказалось весьма сложным и неоднородным. Основная информация относится к верхнему и промежуточному "слоям" коры (глубина до 15—20 км). Доминируют короткие (1—1,5 км) оси синфазности, в то время как более протяженные встречаются значительно реже. Наклонные оси преобладают над субгоризонтальными. Вдоль профиля изменяется: соотношение преобладающих наклонов осей синфазности; насыщение отражени-

ями различных интервалов глубин. Для визуального сравнительного анализа двух названных факторов глубинный разрез представлен в виде схематизированного разреза (рис. 2) структуры отражающих площадок (визуальной интерпретации данных ОГТ).

**Методика глубинных сейсмических зондирований (МОВЗ—ГСЗ).** При проведении полевых наблюдений использовалась методика многоволнового сейсмического профилирования, обеспечивающая совместную регистрацию продольных и поперечных волн разного типа. Осуществлялась трехкомпонентная регистрация упругих колебаний от землетрясений (13 событий) и взрывов (7 пунктов с шагом 50 км) с использованием 80 мобильных регистраторов при шаге расстановки 2—4 км и длиной годографов от 35 до 200 км (рис. 3). Качество записи первых вступлений на отдельных участках профиля различно и зависит в первую очередь от качества возбуждения колебаний на пункте взрыва (ПВ). Так, с ПВ 1, 61, 81 первые вступления уверенно прослежены до расстояния 150 км (рис. 4); с ПВ 20, 41 — до 50 и 100 км соответственно (рис. 5). Записи землетрясений, полученные на участке профиля ПП 39—79, показали, что большинство зарегистрированных событий имеют магнитуду более 5,5.

На рис. 4, а приведены записи Z-компоненты с ПВ 1, отфильтрованные в полосе частот 3—15 Гц. Эта процедура позволяет значительно увеличить расстояние уверенного прослеживания первых волн. На горизонтальных компонентах (рис. 4, б) — записи практически в тех же интервалах, что и для продольной волны. Наибольший интервал ее прослеживания (до 190 км) отмечается с ПВ В-1 амплитудного спектра S-волн и лежит в пределах 2—10 Гц. С незначительным понижением при удалении от ПВ, поэтому для сейсмограмм поперечных волн выбран тот же полосовой фильтр, что и для продольных волн.

Общая закономерность годографов состоит в плавном увеличении кажущейся скорости от 5,6 до 6,4 км/с. Наиболее резкие изменения скорости отмечены на протяжении первых 15—25 км, что говорит о значительном вертикальном градиенте скорости в верхней части разреза. При удалении от источников свыше 25 км скорость растет медленнее и годографы до расстояния 190 км прямолинейны. Так, из ПВ 1 на расстоянии 5—20 км  $V_p = 5,6 \div 6,0$  км/с, в интервале расстояний 20—30 км  $V_p = 6,0 \div 6,3$  км/с и далее до 189 км  $V_p = 6,3$  км/с. Аналогичная ситуация и на встречных годографах. Годографы

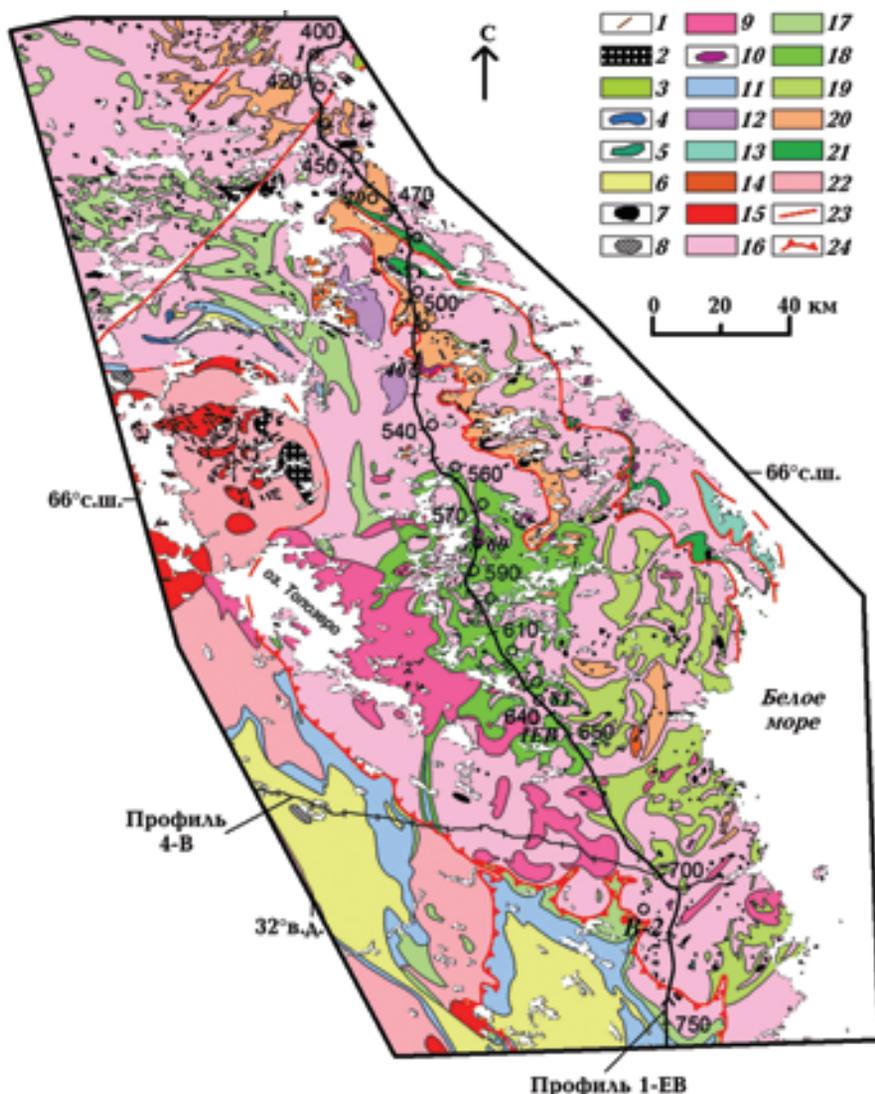


Рис. 1. Схема геологического строения [Слабунов, 2008] и расположение сейсмических профилей МОГТ 1-ЕВ и 4В, ГСЗ источников и приемников (круги) на северо-востоке Карелии: 1 — палеозойские дайки щелочных пород; 2—8 — палеопротерозойские образования (2 — щелочной Тикшозерско-Елетьозерский комплекс (1745—1827 млн лет), 3 — Колацкий метаморфический комплекс, 4 — мафит-ультрамафитовый комплекс (Каменноозерский), 5 — комплекс коронитовых (гранатовых) габбро (2115 млн лет), 6 — ятулийские (2,3—2,0 млрд лет) вулканогенные и осадочные комплексы, 7 — дайки габброноритов (Карельская провинция) и комплекс лерцолитов-габброноритов БПП (2440—2390 млн лет), 8 — комплекс расслоенных интрузий (2450—2440 млн лет)); 9 — метачарнокиты тодозерского типа; 10 — комплекс габброанортозитов (2,45—2,40 млрд лет); 11 — сумийские, сариолийские (2,5—2,3 млрд лет) вулканогенные и осадочные комплексы; 12—15 — неоархейские комплексы (12 — чарнокиты Нотозерского ГЭЧ комплекса (2756 млн лет), 13 — Гридинский эклогитсодержащий комплекс, 14 — эндербиты Нотозерского ГЭЧ комплекса (2778 млн лет), 15 — санукитоиды (2724 млн лет)); 16 — гранитогнейсы БПП (2,81—2,7 млрд лет); 17 — неоархейские (2778—2750 млн лет) зеленокаменные комплексы; 18—21 — мезоархейские супракrustальные комплексы (18 — Керетьозерский зеленокаменный, 19 — глубокометаморфизованные зеленокаменные (нерасчлененные), 20 — парагнейсы Чупинского пояса, 21 — офиолитоиды Центрально-Беломорского ЗКП); 22 — гранитоиды Карельского неоархейского кратона (3,5—2,65 млрд лет); 23 — предполагаемые разломы; 24 — палеопротерозойские надвиги.

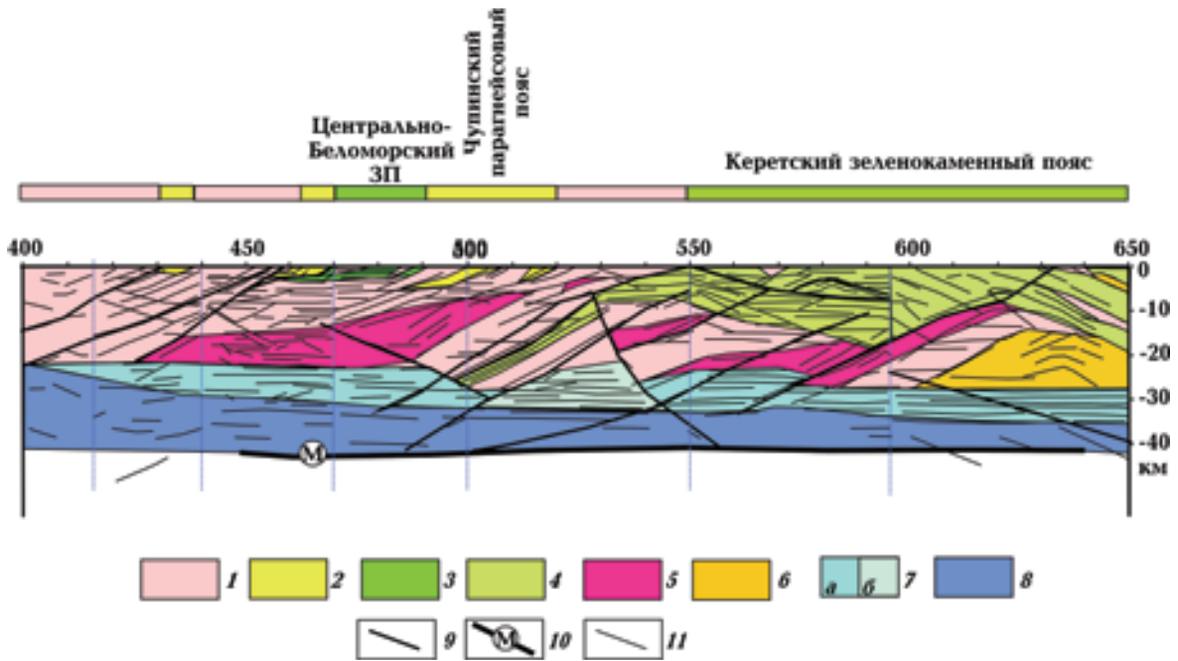


Рис. 8. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Кандалакша — Кемь: 1—5 — позднеархейские (1 — гранитогнейсы (преимущественно ТТГ)), 2 — парагнейсы Чупинского пояса, 3 — амфиболиты и ультрамафиты (офиолиты), 4 — зеленокаменный комплекс, 5 — гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс); 6 — раннепротерозойские гранулиты (чарнокиты); 7 — нижнекоровые образования с многочисленными горизонтальными отражающими поверхностями (относительно высокоскоростные (а), относительно низкоскоростные (б)); 8 — нижнекоровые породы; 9 — разломы; 10 — граница Мохо; 11 — сейсмоотражающие поверхности.

поперечных волн прямолинейны с незначительным увеличением кажущейся скорости с расстоянием. На расстоянии 20—30 км от ПВ 1  $V_S = 3,55 \div 3,65$  км/с, с увеличением расстояния скорость возрастает до 3,70—3,75 км/с.

Полученные значения скорости (рис. 6) позволили выделить вдоль профиля ряд блоков, в пределах которых скорость или отношение скоростей  $V_P/V_S$  остается постоянным. Протяженность блоков по латерали варьируется от

40 до 60 км. Характер поведения разностных годографов позволяет выделить вдоль профиля три участка с различными значениями скоростей распространения продольных и поперечных волн. Первый участок (1—25 км) характеризуется скоростью  $V_P = 6,31 \div 6,32$  км/с и  $V_S = 3,62 \div 3,65$  км/с; второй (25—59 км) —  $V_P = 6,19 \div 6,27$  км/с и  $V_S = 3,60$  км/с. На южной половине профиля значения скорости несколько выше и равны 6,32—6,37 км/с и 3,65—3,68 км/с

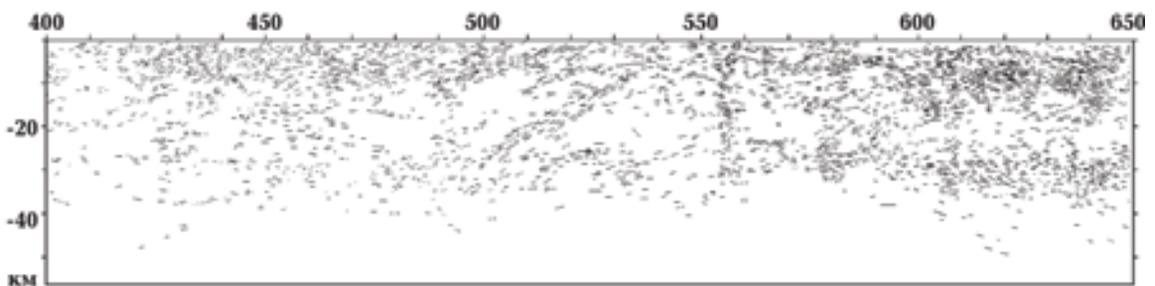


Рис. 2. Схематизированный разрез МОГТ земной коры участка Кандалакша — Кемь геотраверса 1-ЕВ [Сейсмогеологическая ..., 1998].

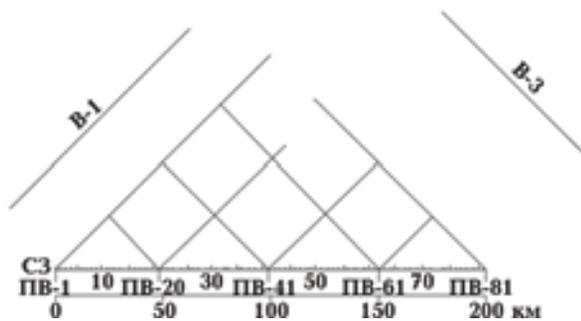


Рис. 3. Система наблюдений по геотраверсу 1-ЕВ (участок Кандавакша — Кемь).

соответственно (рис. 6, а). Значение скорости продольных волн изменяется от 6,20 до 6,41 км/с, а поперечных — от 3,60 до 3,70 км/с в южном направлении, с тенденцией возрастания отношения  $V_P/V_S$  в пределах 1,7—1,76 (рис. 6, б).

По результатам работ построен глубинный сейсмологический разрез, в верхней части которого выделены многочисленные крутопадающие и пологие границы (рис. 7, а). Отмечается чередование тонких высокоскоростных слоев с более мощными толщами низкоскоростных комплексов пород. Построение разреза по годографам первых вступлений продольных и

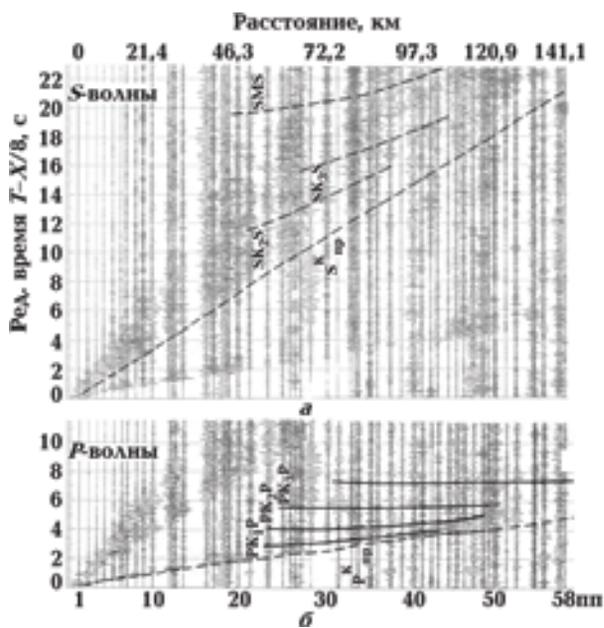


Рис. 4. Монтажи сейсмограмм ПВ 1 ( $V_p = 8,0$  км/с) Z-компоненты (а), X-компоненты (б).

поперечных волн на первом этапе осуществлялось методами  $t_0$  и "полей времен" по программе "Чароит". Глубины вычислялись для первой преломляющей границы в верхней части

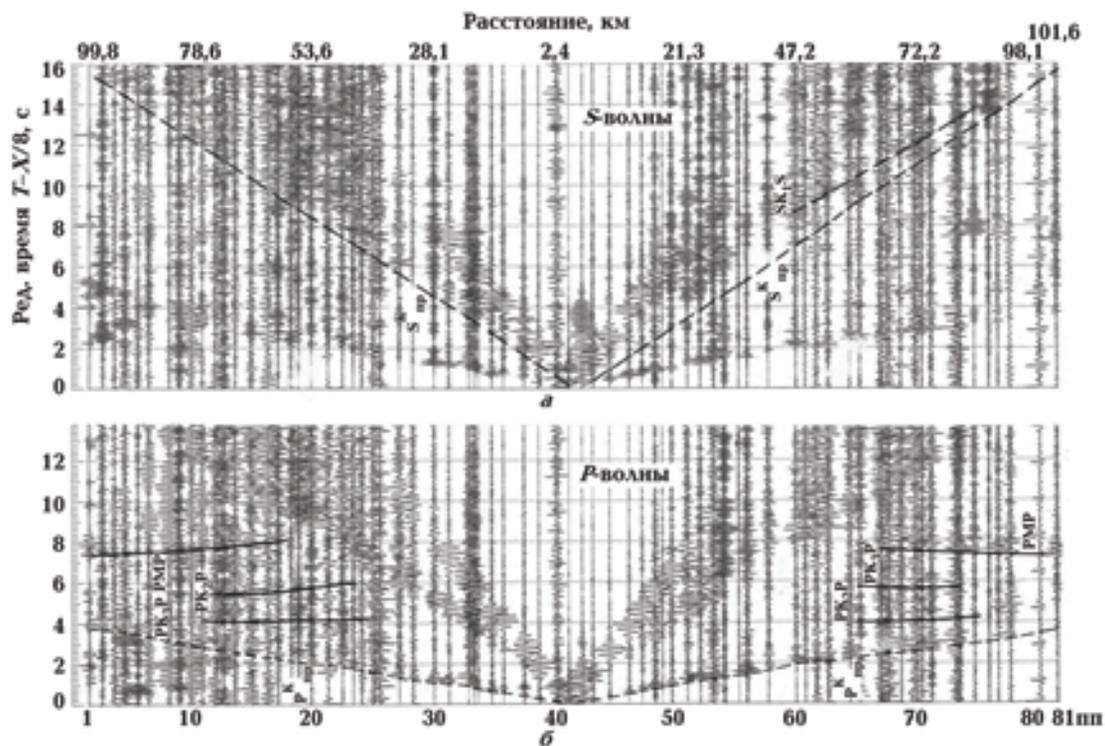


Рис. 5. Монтажи сейсмограмм ПВ 41 ( $V_p = 8,0$  км/с) Z-компоненты (а) X-компоненты (б).

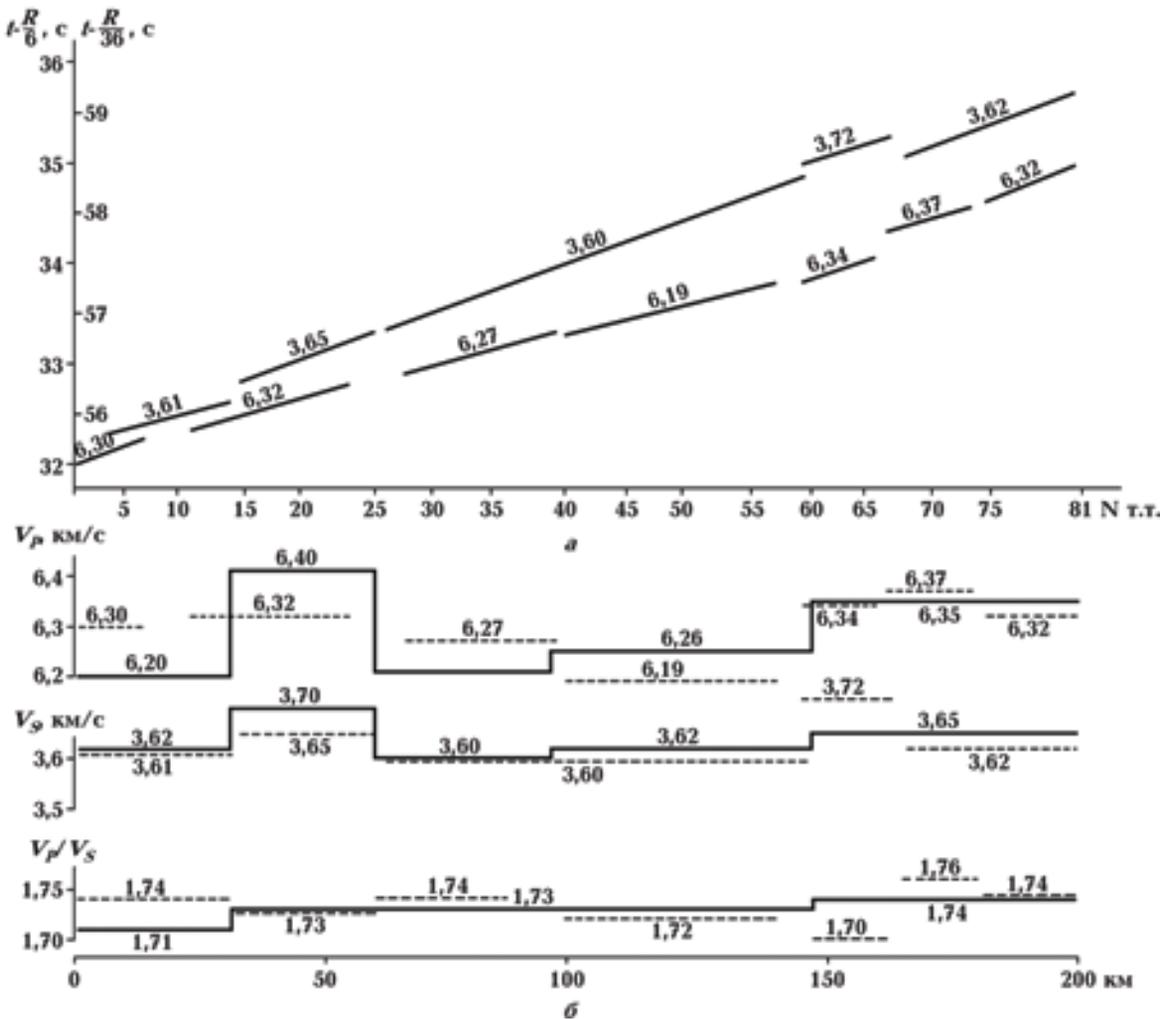


Рис. 6. Изменения  $V_P$ ,  $V_S$  и  $V_P/V_S$  по профилю Кандалакша — Кемь.

кристаллической коры. Определение скоростных параметров и построение разреза по годографам отраженных волн проводились для границ в консолидированной коре и границы М по продольным и поперечным волнам. Для обоих типов волн рассчитывались значения эффективных скоростей и глубин.

Итоговым результатом обработки материалов МОВЗ стало получение временного разреза с последующей трансформацией его в глубинный разрез по заданному скоростному закону (см. рис. 7, а). Каждая точка наблюдения на временном разрезе представлена одной трассой, являющейся суммой SV-компонент нескольких событий, обработанных с помощью обратного формирующего фильтра. Всего использовалось 70 оцифрованных землетрясений. На заключительном этапе обработки в Центре ГЕОН суммировалось от трех до шести записей. На временном разрезе, построенном в интервале

пунктов 39—73, определены времена запаздывания пяти—шести наиболее протяженных осей синфазности выделенных обменных волн, которые связываются с внутрикоровыми границами и поверхностью М.

**Сейсмотомографические данные.** Разработанные в "Севморгео" и "Невскгеология" средства и новые интерпретационные системы, включающие сейсмотомографию и построение сейсмических изображений глубинных границ, позволили максимальным образом использовать огромный экспериментальный материал не только для детального изучения структуры земной коры, но и для определения природы сейсмических волн [Сейсмогеологическая ..., 1998; Шаров и др., 2010]. Решение сейсмотомографической задачи выполнялась в системе 2D профилирования (программа Firstomo). Трехмерное преобразование координат источников и приемников в двумерные профильные координаты

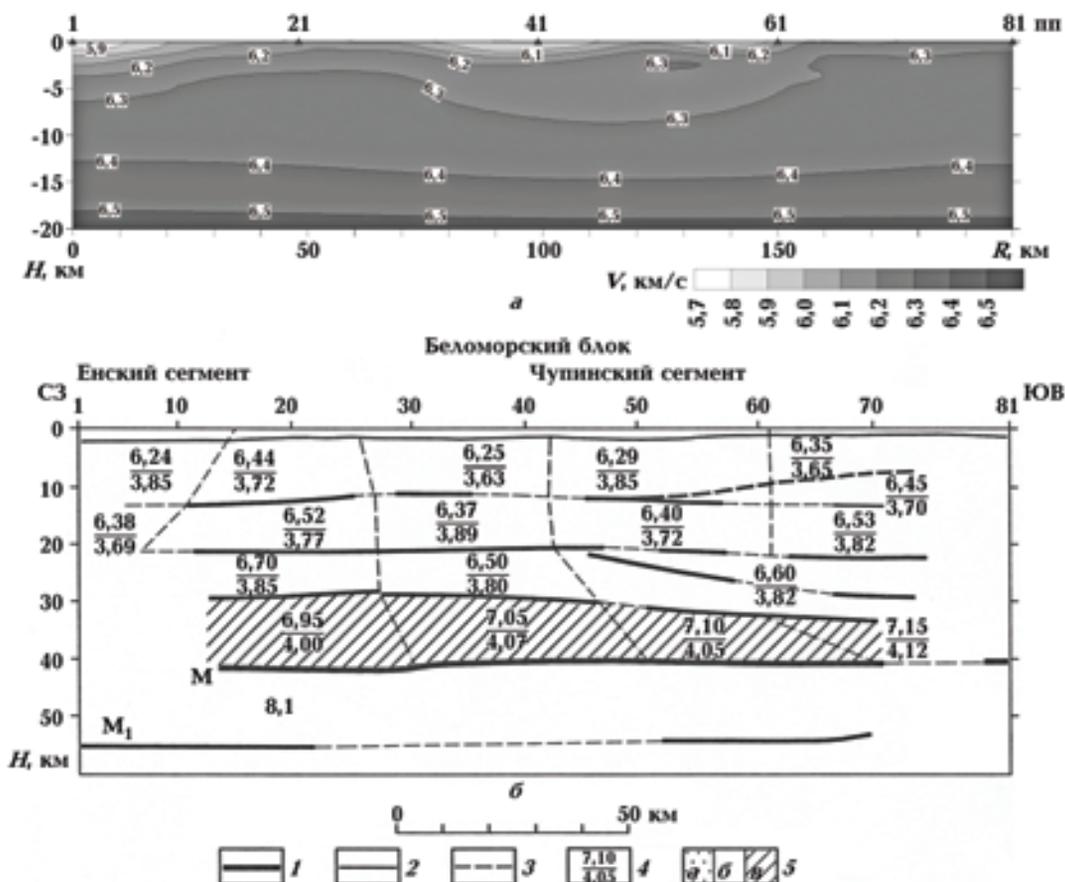


Рис. 7. Сейсмотомографический разрез (а) по профилю Кандалакша — Кемь. Глубинный сейсмический разрез ГСЗ—МОВЗ (б): 1—3 — границы (1 — построенные по нескольким типам волн, 2 — по одному типу волн, 3 — теоретические, соответствующие решению прямой задачи), 4 — скорости P- и S-волн, 5 — содержание SiO<sub>2</sub>, вес. проценты (а — более 66; б — 56—65; в — менее 55).

наты проводилось по следующему принципу: профильные координаты ПВ сохранялись, каждому присваивалась такая профильная координата, чтобы расстояние от источника до приемника сохранялось. Томографический анализ времен первых вступлений продольных волн включает следующие этапы: задание по априорным данным начальной модели среды (распределение скорости, сейсмические горизонты); решение прямой задачи — трассировка лучей для данной решетки и заданной системы наблюдений; сравнение расчетных и наблюдаемых годографов, анализ статистики и распределение невязок времен; решение обратной задачи — уточнение начального распределения скорости, минимизация наблюдаемых и расчетных времен. В качестве основы для выбора начального скоростного приближения использовался глубинный сейсмический разрез ГСЗ, построенный вдоль профиля Кан-

далакша — Кемь с учетом преломленных и отраженных волн (см. рис. 7, а). На рис. 7, б приведен скоростной разрез, полученный по годографам первых волн методом сейсмической томографии.

Полученные данные указывают на значительные вариации скоростных характеристик пород в верхней части средней коры до глубины 12—15 км. Отчетливо выделяется пять сегментов (см. рис. 7, а), различающихся по особенностям вариации скоростей волн. В северной части профиля на отрезке 400—450 км происходит постепенное уменьшение средних скоростей прохождения волн в среде, на отрезке 450—500 км разрез характеризуется относительно высокими скоростями волн в верхней части средней коры, в то время как с ним сопряжен участок 500—550 км с наиболее низкими скоростями. Особенно контрастными являются два отрезка профиля в южной части.

Первый из них (550—600 км) характеризуется параметрами, близкими к параметрам предыдущего, но с наличием на глубине 2—3 км среды с повышенными скоростями. Второй (600—650 км) отличается наиболее высокими средними скоростями среды и резкой инвертированной границей с предыдущим блоком.

**Структуры земной коры.** В результате интерпретации материалов многоволновых сейсмических исследований МОВЗ—ГСЗ изучено строение земной коры Беломорского блока вдоль геотраверса 1-ЕВ. Полученные сейсмические разрезы (см. рис. 7) характеризуют латеральную и вертикальную изменчивость распространения скоростей продольных и поперечных волн. Ранее было показано [Сейсмогеологическая ..., 1998], что кристаллической коре свойственна сложная блоково-слоистая структура. Земная кора имеет здесь трехслойную структуру: верхний градиентный слой (скорости  $V_p = 5,9 \div 6,1$  км/с, мощность 1—3 км), средняя кора ( $V_p = 6,24 \div 6,7$  км/с, мощность 28—30 км) и нижняя кора ( $V_p = 6,95 \div 7,15$  км/с, мощность 10—12 км). Выделены и прослежены на глубину зоны тектонических нарушений, достигающие до поверхности М (см. рис. 7). В верхней мантии на глубине около 50 км маркируется граница  $M_1$ .

Глубинное строение коры закономерно изменяется вдоль профиля: выделяется 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 здесь 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 в 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) сегмента (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 про-

исходит увеличение в нижней коре пластовой скорости  $P$ -волн до 7,15 км/с.

**Сопоставление данных ГСЗ и ОГТ.** При сопоставлении и комплексной интерпретации временного разреза ОГТ земной коры участка Кандалакша — Кемь, многоволнового сейсмического разреза ГСЗ, сейсмотомографии и геологических данных по этому участку выявлено, что результаты заметно различаются, однако для геологической интерпретации важны данные обоих методов, так как они подчеркивают различные особенности среды. Верхняя часть разреза ОГТ характеризуется наличием крутопадающих сейсмических отражений, относящихся к литологическим границам и разломным зонам, прослеженным и на поверхности эрозионного среза. По разрезу ОГТ и данным геологической съемки достаточно детально определена неоднородность верхней части разреза кристаллической коры до глубины 10 км. По материалам многоволновой съемки ГСЗ получены сведения о скоростной характеристике и оценке содержания кремнезема отдельных блоков земной коры, выявлены зоны глубинных разломов и другие латеральные неоднородности средней и нижней коры, построен рельеф поверхности М. Установлена сходимость результатов интерпретации разрезов ОГТ и ГСЗ с геологическими данными.

**Глубинное строение.** Сейсмогеологический разрез по профилю Кандалакша — Кемь (рис. 8, см. с. 92) построен на основе всех геологических и геофизических материалов и с учетом последних данных по фрагменту сейсмического профиля МОГТ (см. рис. 2) и ГСЗ—МОВЗ (см. рис. 7).

Земная кора БПП мощностью около 40—42 км имеет трехслойное строение. Значимая корреляция данных геологического строения на поверхности и глубинной структуры прослеживается до глубины 20—25 км.

Керетский ЗКП (см. рис. 1), выходящий на поверхность на отрезке 550—650 км (см. рис. 8), прослеживается до глубины 20 км. В силу того, что он состоит из трех сейсмически контрастных толщ: metabазальт-коматиитовой (представлена амфиболитами, актинолит-тремолитовыми сланцами), метаандезит-дацитовый (амфибол-биотитовые гнейсы) и metabазальтовой (амфиболиты с прослоями кианит-гранат-биотитовых гнейсов), они отчетливо прослеживаются на профиле МОГТ. Границы между толщами тектонические, что установлено методами геологического картирования [Степанов, Слабунов, 1989; Слабунов, 1993], и это отчетливо видно на сейсми-

ческом профиле. Наиболее полные стратотектонические разрезы Керетского пояса установлены в Ногтевозерской и Майозерской структурах, которые пересекаются профилем на участке 590—620 км. Зеленокаменный комплекс подстилается тоналито-гнейсами и, вероятно, гранулитами (гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс). Это подтверждается тем, что на профиле МОГТ ниже сейсмически контрастного "слоя" с многочисленными отражающими площадками наблюдается более однородный. Такую однородность и наблюдаемое увеличение скоростных характеристик коры может обеспечить присутствие гранулитов.

Некоторые неоднородности среды, которые фиксируются на сейсмотомографическом профиле, например в районе 560 км на глубине 2—3 км, могут быть связаны с возможным наличием раннепротерозойских интрузий комплекса лерцолитов-габбро-норитов.

В районе 520 км профиля находится важная граница между Чупинским поясом, сложенным главным образом парагнейсами, и Керетским ЗКП. Эта граница является тектонической. Она отчетливо прослеживается до глубины около 5 км, где выполаживается почти до горизонтальной, что вполне очевидно, так как профиль пересекает ее под углом около 30°. Сходное проявление на профиле (480—490 км) имеет и другая тектоническая граница между Чупинским парагнейсовым поясом и Центрально-Беломорским ЗКП.

Важную роль в формировании структуры коры играют субширотные разломы, погружа-

ющиеся на север, которые хорошо дешифрируются на космических снимках [Сыстра, 1991; Слабунов, 2008]. Многие из них прослеживаются до мантии. Данная система разломов, вероятно, является отражением палеопротерозойской коллизионной динамики. Эти разломы могли внести вклад в подъем на более высокие уровни коры гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексов, например Нотозерского в районе 530 км профиля, и погружение на среднекоровые уровни образований Керетьозерского зеленокаменного комплекса в районе 540—550 км.

Нижняя кора — среда с высокой концентрацией сейсмоотражающих поверхностей, которые могут формироваться за счет интенсивного рассланцевания и линейаризации.

**Выводы.** Полученные сейсмические данные на профиле Кандалакша — Кемь характеризуют земную кору региона как слоисто-блоковую среду. Между собой хорошо согласуются данные МОГТ, ГСЗ—МОВЗ и сейсмотомографии. Мощность коры в пределах профиля составляет 40—42 км. Кора по своей структуре имеет трехслойное строение. До глубины 25—25 км устанавливается отчетливая корреляция данных геологического строения на поверхности с глубинным строением.

Основные горизонтальные или пологозалегающие сейсмоотражающие поверхности хорошо согласуются с проявлениями покровной тектоники при формировании коры как в неогарее, так и палеопротерозое.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00168).

## Список литературы

- Балаганский В.В.* Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Санкт-Петербург, 2002. — 32 с.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г.* Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. — 1998. — № 2. — С. 16—28.
- Балуев А.С., Кузнецов Н.Б., Зыков Д.С.* Новые данные по строению литосферы и истории формирования западно-арктического шельфа (моря Белое и Баренцево) // Строение и история развития литосферы. — Москва: Paulsen, 2010. — С. 250—290.
- Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология: Тез. докл. Междунар. конф., Петрозаводск, 1—4 сент. 1997 г.* — Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1997. — 125 с.
- Бибикина Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайсон С., Шельг Т.* Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микронзонд NORDSIM) // Петрология. — 2004. — № 3. — С. 227—244.
- Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельг Т., Степанов В.С., Борисова Е.Ю.* Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. — 1999. — 7, № 2. — С. 115—140.

- Вологичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). — Ленинград: Наука, 1990. — 245 с.
- Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В., Другова Г. М., Милькевич Р. И., Вревсуий А. Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. — 1996. — № 1. — С. 53—63.
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. — Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2004. — 353 с.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС / Под ред. А. Ф. Морозова. — Москва: Геокарт-Геос, 2010. — Т. 1. — 408 с.
- Горлов Н. В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). — Ленинград: Наука, 1967. — 110 с.
- Казанин Г. С., Журавлев В. А., Павлов С. П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. — 2006. — № 2. — С. 26—28.
- Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. — Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2000. — 223 с.
- Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. — 1996. — № 1. — С. 63—75.
- Миц М. В., Глазнев В. Н., Концлов А. Н., Кунина Н. М., Никитичев А. П., Раевский А. Б., Седых Ю. Н., Ступак В. М., Фонарев В. И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. — Москва: Научный мир, 1996. — 287 с.
- Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 500000 / Сост. А. Т. Радченко, В. В. Балаганский, А. А. Басалаев, О. А. Беляев, В. И. Пожиленко, М. К. Радченко. — Апатиты: Изд-во КарНЦ РАН, 1994. — 95 с.
- Пожиленко В. И. Архейские формации и формационные ряды // Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита. — Санкт-Петербург: Наука, 1992. — 110 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В. А. Глебовицкий. — Санкт-Петербург: Наука, 2005. — 711 с.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион / Под ред. Ф. П. Митрофанова, Н. В. Шарова. — Апатиты: Изд-во КарНЦ РАН, 1998. — Ч. I. — 237 с; Ч. II. — 250 с.
- Слабунов А. И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелия // Геотектоника. — 1993. — № 5. — С. 61—74.
- Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). — Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. — 296 с.
- Слабунов А. И., Бибикова Е. В., Вологичев О. И. У-РЬ изотопные возрасты эндербитов и чарнокитов Нотозерского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса Беломорской провинции // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: Матер. конф. и путеводитель экскурсий. — Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2011. — С. 217—220.
- Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Балаганский В. В., Сорьонен-Варг П., Вологичев О. И., Щипанский А. А., Светов С. А., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Степанов В. С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. — 2006. — № 6. — С. 3—32.
- Слабунов А. И., Лохов К. И., Богомоллов Е. С., Прилепский Э. Б., Сибелев О. С., Пресняков С. И., Сергеев С. А., Ронькин Ю. Л. Палеопротерозойские мантийные карбонатиты о. Мраморный (Беломорская провинция Балтийского щита) // Матер. IV Рос. конф. по изотопной геохронологии "Изотопные системы и время геологических процессов". — Санкт-Петербург, 2009. — Т. 1. — С. 173—176.
- Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. — Ленинград: Наука, 1981. — 216 с.
- Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. — Ленинград: Наука, 1989. — 177 с.
- Степанов В. С., Слабунов А. И. Латеральные вариации раннепротерозойского бимодального магматизма в восточной части Балтийского щита // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. докл. 1-й Междунар. конф. — Санкт-Петербург, 1996. — С. 81—82.

- Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция Беломорид Западного Беломорья. — Ленинград: Наука, 1978. — 168 с.
- Сыстра Ю.Й. Тектоника карельского региона. — Санкт-Петербург: Наука, 1991. — 176 с.
- Шаров Н.В., Слабунов А.И., Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Рослов Ю.В., Щипцова Н.И. Сейсмогеологический разрез земной коры по профилю ГСЗ—ОГТ "Суша—море" Калевала — Кемь — горло Белого моря // Геофиз. журн. — 2010. — **32**, № 5. — С. 21—34.
- Шемякин В.М. Чарнокитоиды раннего докембрия. — Ленинград: Наука, 1976. — 179 с.
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Т., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). — Москва; Ленинград: Изд-во АН СССР, 1962. — 306 с.
- Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. — Москва: Изд-во ЛКИ, 2008. — 560 с.
- Ясюлевич Н.Н., Золотов Е.Е., Ракитов В.А., Недялько В.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможная Н.Г., Пожиленко В.И., Шаров Н.В. Сейсмологический разрез земной коры Северной Карелии по профилю 1-ЕВ (участок Кандалакша — Лоухи — Кемь) / Геофизика XXI столетия: 2001 год; Сб. тр. 3-х геофиз. чтений им. В.В. Федьнского. — Москва: Научный мир, 2001. — С. 60—63.
- Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerma M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola Orogen: Paleoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics / Eds D. G. Gee, R. A. Stephenson. — Geological Society of London, Memoir **32**. — 2006. — P. 579—598.
- Mitrofanov F. P., Pozhilenko V. I., Smolkin V. F., Arzamastsev A. A., Yevzerov V. Ya., Lyubtsov V. V., Shpilov E. V., Nikolayeva S. B., Fedotov Zh. A. Geology of the Kola Peninsula. — Апатиты: Изд-во КарНЦ РАН, 1995. — 145 p.
- Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. — 2010. — **183**, № 3. — P. 602—616.
- Timmerman M. J., Daly St. J. Sm-Nd evidence for late Achaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Res. — 1995. — **72**. — P. 97—107.