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

УДК 550.83:

Н.И.СУВОРОВА, О.Н.МАКУШЕВА

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И РУССКОЙ ПЛИТЫ

Начиная с 1958 г. на территории восточной части Балтийского щита по инициативе и под руководством И.В.Литвиненко проведен большой объем сейсмических исследований методом ГСЗ [3]. На окраину щита сейсморазведочные профили вышли впервые в 1971 г. при проведении сейсмических работ в Заонежье. В 1972 г. и с 1981 по 1985 г. исследования глубинного строения коры велись уже в области Русской плиты на территории Прибалтики (рис.1). Тем не менее, до сих пор не осуществлены работы, направленные на изучение глубинного строения земной коры в области сочленения восточной окраины щита и плиты. Подобные исследования были проведены на профиле Заполярный – Кызыл (А.В.Егоркин), но они были мелкомасштабны, и по полученному сейсмическому разрезу трудно составить представление об особенностях перехода от земной коры Кольского полуострова к коре севера Русской плиты.

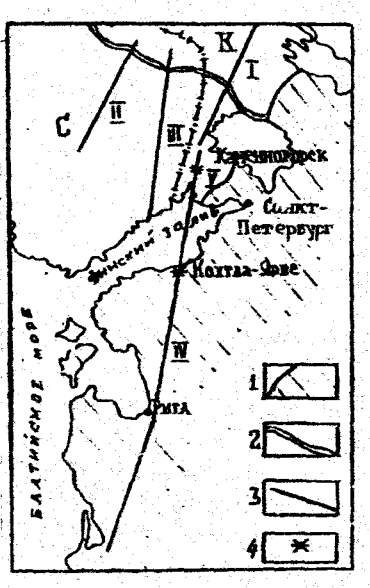


Рис.1. Положение профилей ГСЗ на территории юго-восточной окраины Балтийского щита
1 – палеозойский платформенный чехол Русской плиты; 2 – Свеко-Карельский шов; 3 – профили ГСЗ: Приладожский (I), Свека (II), Балтик (III), Прибалтийский (IУ), Приморский (У); 4 – пункты взрыва Кохтла-Ярве и Каменногорск; С – Свекофеннский геоблок; К – Карело-Кольский геоблок

Одним из важных направлений сейсморазведочных работ на Балтийском щите методом ГСЗ И.В.Литвиненко считал изучение окраин щита, в частности такого совершенно не изученного района, как Финский залив и его окрестности.

Ранее проведенные исследования на профилях Приладожском, Прибалтийском, Свека и Балтик не затронули акватории Финского залива. Наиболее интересным представляется пересечение залива в створе профилей Приладожского и Прибалтийского, т.е. по линии геотраверса I. Другое возможное направление – от южной части профиля Балтик в Северную Эстонию к Прибалтийскому профилю.

В 1987–1989 гг. силами Проблемной лаборатории геолого-геофизических исследований

Балтийского щита Ленинградского горного института были осуществлены сейсмические исследования методом ГСЗ на Приморском профиле, пересекающем Финский залив по направлению г.Ыгтева – г.Кохтла-Ярве – пос.Хийтола.

Профиль расположен в области перехода от юго-восточной окраины Балтийского щита к Русской плите [2, 6]. Северная часть профиля от Приморска до пос.Хийтола расположена в пределах древних структур Балтийского щита, центральная часть приходится на акваторию Финского залива, а южная – на область развития осадочного чехла Русской плиты.

Южная окраина щита, включающая юг Финляндии, Приладожье и Прионежье, представляет собой досвекофенно-карельский фундамент, переработанный и омоложенный свекофенно-карельскими тектоническими процессами. За свекофенно-карельской складчатостью следовал период кратонизации и эрозии, вертикальных глыбовых движений с внедрением огромных масс гранитов и порфиров. Свекофенско-карельской складчатой области отвечает Свекофенский геоблок, отделенный от Карело-Кольского геоблока Фенно-Карельским швом.

На территории Прибалтики на архейско-протерозойском кристаллическом фундаменте магматических и метаморфических пород залегает осадочная палеозойская толща мощностью от нескольких десятков метров на севере Эстонии до нескольких километров на юге Прибалтики. Структуры кристаллического фундамента также сформировались в процессе свекофенской и свекофенно-карельской складчатостей, после чего последовала консолидация фундамента с формированием плутонов рапакиви и региональных разломов.

При полевых работах на Приморском профиле осуществлена система наблюдений, предусматривающая регистрацию сейсмических колебаний на северном и южном берегах Финского залива при взрывах в двух горно-рудных районах: Кохтла-Ярвских сланцевых карьерах на южном берегу Финского залива и в Каменногорском районе на севере.

Идея использования в качестве источников упругих колебаний при работах методом ГСЗ промышленных взрывов, характеризующихся особой технологией и производимых достаточно регулярно на горно-рудных предприятиях, стала реализоваться довольно широко в 50-60-е гг. Первые экспериментальные регистрации волн от промышленных взрывов сейсмической аппаратурой на Кольском полуострове в 1968 г. показали перспективность этого направления. В последующие десятилетия почти все работы методом ГСЗ на территории восточной части Балтийского щита производились с максимальным использованием промышленных взрывов в сочетании со специальными взрывами для сейсмических исследований [3, 7].

На Приморском профиле использованы два пункта промышленных взрывов с наблюдениями волновых полей на встречных направлениях. Регистрация осуществлена на зондированиях длиной 2,2 км спаренными сейсмостанциями „Тайга-2" и станциями „СМОВ-24", переделанными для региональных работ с помощью понижающего скорость вращения барабана редуктора.

Наблюдения осуществлялись от пунктов взрыва (ПВ) с разрывом, приходящимся на акваторию Финского залива и составившем 140 км.

Максимальное удаление от ПВ Кохтла-Ярве составило 251 км, от ПВ Каменногорск – 249 км. Пункты взрыва представляли собой карьеры, где выполнялись короткозамедленные массовые взрывы, осуществляемые сериями мгновенных взрывов, разделенных замедлениями в 0,025–0,035 с. При общей массе взрывчатых веществ в несколько десятков тонн суммарное замедление составляло от десятых долей секунды до нескольких секунд. Схемы взрывания были различны не только в разных карьерах, но и в одном карьере в зависимости от конкретных горно-технических условий. С увеличением объема взрываемого блока усложнялась схема взрывания, увеличивались суммарная масса заряда и общее замедление, т.е. время от момента взрыва первого ряда скважин до взрыва последнего.

На профиле были выполнены многократные повторные регистрации разных по параметрам взрывов на одних и тех же зондированиях, убедительно доказавшие отсутствие видимого влияния короткозамедленного взрывания на формирование волнового поля, регистрируемого при работах методом ГСЗ. При анализе волнового поля в целом по профилю особенности производства взрывов не учитывались [8].

Для определения времени распространения упругих волн могут быть использованы различные способы. При работах на Приморском профиле на борту карьера устанавливали радиостанцию для связи с прорабом, находящимся на взрываемом блоке, и радиостанцию для связи с сейсмостанциями на профиле, а также сейсмоприемник, регистрирующий импульс от взрыва и запускающий шифратор, код которого передавался на регистрирующие сейсмостанции по радиосвязи. Опытным путем определено, что сейсмоприемник должен быть удален от взрываемого блока не более чем на 1,5 км.

Волновые поля, зарегистрированные на профиле из ПВ Кохтла-Ярве и Каменногорск, достаточно типичны для восточной части Балтийского щита. Наилучшим образом сейсмическую запись характеризуют фильтрации 4–14 и 8–20 Гц.

Вблизи ПВ волновое поле насыщено группами продольных, поперечных и поверхностных волн. Кажущаяся скорость волн в первых вступлениях $v^* = 5,9 \div 6,0$ км/с. В интервале 120–170 км их сменяют волны с $v^* \simeq 6,2 \div 6,3$ км/с. Далее прослежена в первых вступлениях группа волн с $v^* \simeq 6,5 \div 6,7$ км/с, затухающая на расстоянии 210 км от ПВ.

Схема наблюдений предусматривала преимущественное прослеживание волн от зоны перехода кора – мантия в интервале удалений от ПВ от 140 до 250 км. Тем не менее, в волновом поле зарегистрировано не менее четырех групп внутрикоровых волн различной интенсивности на расстояниях 140–210 км от ПВ с $v^* \simeq 6,6 \div 7,7$ км/с.

Сравнение волновых полей из ПВ Кохтла-Ярве и Каменногорск показало их сопоставимость, что демонстрирует сводный редуцированный со скоростью редукции 8,0 км/с годограф (рис.2). Следовательно, в блоке земной коры, формирующей волновое поле из обоих ПВ, при реализованной на Приморском профиле системе наблюдений существенных различий сейсмических характеристик при просвечивании этого блока сейсмическими волнами с обеих сторон не обнаружено.

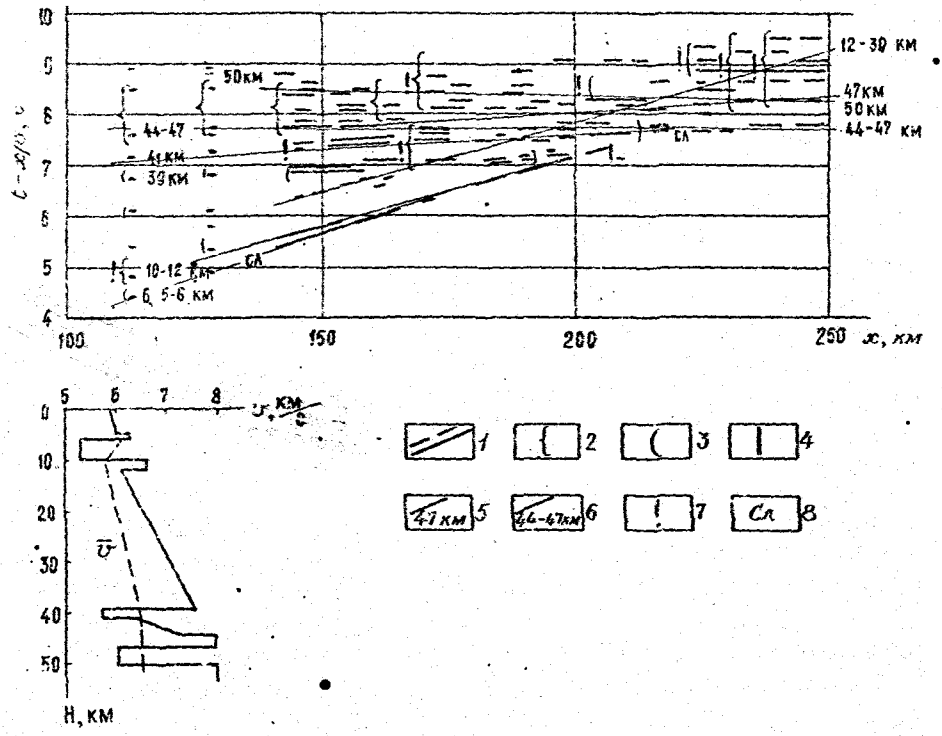


Рис.2. Сводный редуцированный годограф на Приморском профиле из ПВ Кохтла-Ярве и Каменногорск и сейсмическая модель земной коры под акваторией Финского залива
1 - экспериментальные годографы; 2 - группа волн; 3 - фазы одной волны; 4 - затухание волн; 5 и 6 - теоретические годографы отраженных и рефрагированных волн; 7 - интенсивные волны; 8 - малоинтенсивные волны

Доминирующим по интенсивности в волновом поле является пакет волн М, связанный с зоной перехода кора - мантия. Основной особенностью пакета волн М является регистрация его вступлений при аномально большом для Карелии значении времени, составляющем на редуцированном годографе 7,75 с, в то время как на профилях ГСЗ в Карело-Кольском регионе [3] оно составляет около 7,0 с. Волны группы М прослежены с удаления 113 км, с удаления 128 км отмечен сложный пакет волн большой интенсивности с $v^* \simeq 8{,}0$ км/с, но внутри пакета зарегистрированы и волны с $v^* < 8{,}0$ км/с.

Начиная с удаления 150 км пакет перестает быть единым, и в интервале 150-210 км вступления пакета представлены малоинтенсивными, не всегда коррелируемыми фазами с $v^* \simeq 8{,}0$ км/с. На расстоянии 213 км эта волна с сохранением редуцированного времени 7,75 с выходит в первые вступления в форме двух-трехфазной очень малоинтенсивной записи, чаще фрагментарной, с несколько более высокими частотами (11-22 Гц).

В пакете М хорошо коррелируется очень интенсивная, в основном, трехфазная волна, доминирующая в интервале регистрации 140-220 км, скорость $v^* = 7{,}5 \div 7{,}8$ км/с. Дальнейшее ее прослеживание вызывает сомнение.

На времени 8,3–8,8 с в редуцированном виде в интервале 150–250 км прослежена группа волн с $v^* \simeq$ 8,0 км/с, которая с удалением до 220 км становится преобладающей по интенсивности на сейсмограммах.

Обращает на себя внимание структура волнового поля на расстоянии 224 км от ПВ: область первых вступлений представлена малоинтенсивными волнами с $v^* \simeq$ 8,0 км/с. Ширина этого пакета достигает секунды и формируется, вероятно, в зоне перехода кора – мантия. Далее прослежен широкий – более секунды – пакет очень интенсивных волн с $v^* \simeq$ 8,0 км/с. Время регистрации, интервал прослеживания, значения v^* внутри пакета позволяют соотнести пакет с верхней мантией.

Особенности волнового поля на Приморском профиле для зоны перехода кора – мантия повторяются в основных чертах в волновом поле Приладожского профиля (Лахденпохья – Сегозеро) [1] и в волновом поле, полученном из южных и северных ПВ Прибалтийского профиля 11–13 и 2–4а (А.С.Садов, В.Н.Пензина, 1986 г.). Ранее нами [8] соответствующая группа годографов глубинных волн была определена как «промежуточная», в отличие от «карельской», характерной для волнового поля Карело-Кольского региона, и «аномальной» группы годографов. «Аномальная» группа объединяет годографы волн, связанных с зоной перехода кора – мантия, в центральных частях профилей Прибалтийского, Балтик и Свека.

В результате полевых работ методом ГСЗ на Приморском профиле получены волновые поля, в которых достаточно уверенно выделены опорные волны. Поскольку волновые поля из встречных ПВ Кохтла-Ярве и Каменногорск близки по структуре, то с учетом имеющегося сейсмического материала сделан вывод о сейсмической однородности освещаемого из этих ПВ блока земной коры. С использованием опорных волн составлена сейсмическая модель разреза земной коры для участка профиля между ПВ Кохтла-Ярве и Каменногорск в интервале 0–250 км.

При подборе сейсмических моделей разреза земной коры использовалась общепринятая методика расчета теоретических годографов и сопоставления их с экспериментальными. Решение обратной задачи выполнялось итеративным способом с применением метода численного моделирования по программе Н.Н.Матвеевой [4]. Значение начальной скорости составило 5,9–6,0 км/с. Первая группа волн, выделенная для подбора модели, прослежена в первых вступлениях в интервале 110–160 км. Значение кажущейся скорости (6,25 км/с) определено по годографам. Средняя скорость для верхней части коры принята равной 6,0 км/с, т.е. такая же, как и в сейсмической модели для Южной Карелии. Можно считать, что первой опорной группе волн соответствуют теоретические годографы рефрагированной волны из слоя 5–6 км и отраженной волны от границы на глубине 6 км.

Следующая волна, коррелируемая в первых вступлениях на расстоянии 170–210 км от ПВ с $v^* \simeq$ 6,55 км/с, относится ко второй опорной группе волн. Теоретические годографы, подобранные к экспериментальным в данном интервале, являются годографами рефрагированных волн из слоя 10–12 км и отраженной волны от границы на глубине 12 км. Интервальная скорость достигает

симума (6,55 км/с) уже на глубине 10 км, а средняя скорость нарастает глубиной медленнее, что можно объяснить наличием инверсии скорости в ко-

Наиболее устойчивыми элементами моделей являются максимумы значений рости для всего вышележащего интервала модели. Значения скорости в волводах определяются ненадежно, поэтому возможны варианты модели, отличаюся значениями скорости и мощности волноводных участков, но эквивалентне относительно исходного волнового поля.

Средняя часть коры плохо отражена в экспериментальном материале, поому модель и теоретические годографы для средней части не рассчитывалсь.

В интервале наблюдений 140-200 км от ПВ можно выделить группы волн с $v^* \simeq 7{,}6$ км/с, которые связаны с нижней частью коры. Теоретические годографы, подобранные к экспериментальным на данном участке, являются годографами отраженных волн на глубине 39-41 км. В модель в интервале 39-41 км веден слой с максимальным значением скорости, равным примерно 7,6 км/с. связи с наличием этого слоя теоретический годограф отраженной волны на глубине 44 км для зоны перехода кора - мантия имеет асимптотическое значение скорости, равное 7,6 км/с.

Доминирующим по интенсивности в волновом поле пакетом волн является пакет М, зарегистрированный на редуцированном времени 7,75-8,5 с. Изучение этого пакета показало, что он состоит из нескольких отдельных групп волн с различными кинематическими и динамическими характеристиками. На расстояния 210 км от ПВ группа малоинтенсивных волн с $v^* \simeq 8{,}0$ км/с на редуцированном времени 7,75 с выходит в первые вступления и далее до конца профиля остается в первых вступлениях с той же скоростью. Ей соответствуют теоретические годографы рефрагированной волны из слоя на глубине 44-47 км и отраженной волны от границы на глубине 47 км. Эти годографы совпадают в области первых вступлений.

Следующая группа волн в пакете М является наиболее интенсивной в волновом поле. Ей соответствует теоретический годограф отраженной волны от границы кора - мантия на глубине 44 км с $v^* \simeq 7{,}6$ км/с.

Вступления некоторых групп волн внутри пакета М тяготеют к сравнительно устойчивым уровням времени на плоскости редуцированного годографа с сохранением значения $v^* \simeq 8{,}0$ км/с во всем интервале прослеживания пакета.

Группе волн с $v^* \simeq 8{,}0$ км/с при редуцированном времени 8,5 с соответствует теоретический годограф отраженной волны от границы на глубине около 50 км.

Если принять, что все волны в пакете М продольные и однократные, то образующая их среда состоит из нескольких слоев с максимальным значением скорости 8,0 км/с, разделенных волноводами, число которых зависит от числа коррелируемых групп волн внутри пакета М. Интервальная скорость в волноводах условно принята равной 7,0 км/с.

Следовательно, зависимость скорости от глубины инверсионна: в вертикальном разрезе чередуются интервалы с большими и меньшими значениями скорости. При этом основные группы волн приурочены к интервалам разреза с большим вертикальным градиентом скорости.

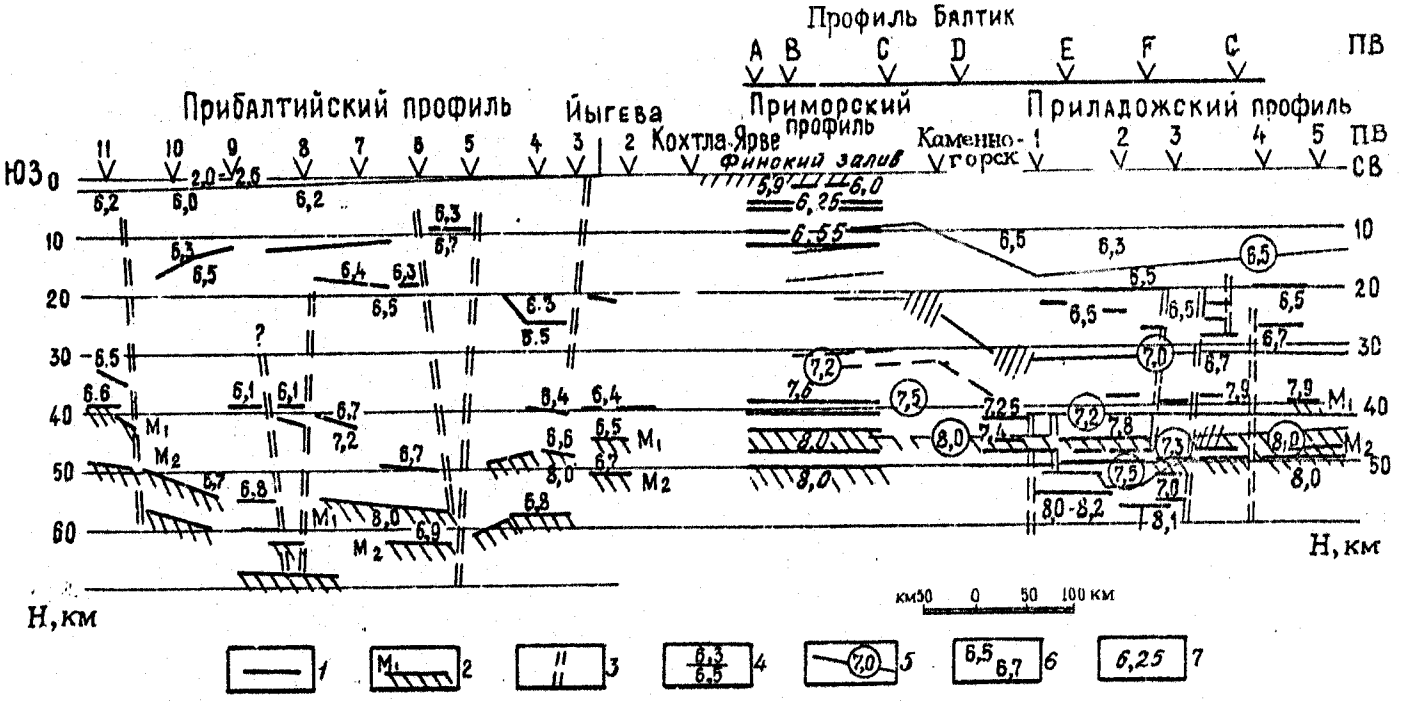


Рис.3. Сводный сейсмический разрез через южный склон восточной окраины Балтийского щита.
Масштаб 1:5 000 000

1 – элементы сейсмического разреза; 2 – элементы поверхности М; 3 – глубинные разломы; 4 – значения средней (в числителе) и граничной (в знаменателе) скорости в километрах в секунду на Прибалтийском профиле (А.С.Садов, В.Н.Пензина, 1986 г.); 5 – изолинии значений скорости на профиле Балтик [5]; 6 – значения скорости на кровле и подошве в слоях сейсмической модели на Приладожском профиле [1, 3]; 7 – скорость в слоях на Приморском профиле

Подобранная таким образом сейсмическая модель (рис.2) может быть одним из вариантов модели коры для участка Кохтла-Ярве - Каменногорск Приморского профиля.

В сводном сейсмическом разрезе земной коры через южный склон восточной части Балтийского щита по направлению международного геотраверса I г.Советск - оз.Сегозеро) полученная для Приморского профиля сейсмическая модель (рис.3) представлена в виде фрагмента разреза блока коры под акваторией Финского залива. В разрезе выделены горизонтальные слои с повышенными значениями скорости: на глубине 5-6 км слой со скоростью 6,25 км/с, на глубине 10-12 км слой со скоростью 6,55 км/с. Существование сейсмических границ на этих глубинах не противоречит плотностным разрезам коры, отвечающим концепции формирования аномалий поля силы тяжести верхним гравитационно-активным слоем коры мощностью 5-10 км, дифференцированным по латерали в соответствии с геологической ситуацией. Далее скорость монотонно увеличивается в средней части коры, достигая 7,6 км/с на глубине 39 км. Затем следует волновод. На глубине 44-47 км фиксируется подошва коры со скоростью 8,0 км/с.

На рис.3 представлены также сейсмические разрезы по профилям Прибалтийскому (Советск - Кохтла-Ярве), Приладожскому (Лахденпохья - оз.Сегозеро) [1, 3] и Балтик [5]. Разрез по профилю Балтик приведен в изолиниях значений скорости.

Элементы сейсмического разреза по Приморскому профилю можно соотнести с приведенными разрезами по профилям геотраверса I. Полученные нами элементы разреза по поверхности М сопоставляются с элементами разреза для северной части Прибалтийского профиля, для Приладожского профиля и южной части профиля Балтик. Для верхней части коры соотношения значений скорости и глубин границ на этих профилях, сохраняясь в целом, менее определенны и более сложны. Поэтому основные сравнения, прежде всего, можно выполнить для зоны перехода кора - мантия. На Прибалтийском профиле в центральной части между ПВ 10-11 и ПВ 5-4 (Рижский блок) и ПВ $E-D$ и ПВ $F-G$ (центральная часть профиля Балтик) устанавливаются две обширные аномальные в сейсмическом отношении зоны. Они имеют сложное строение, характеризуются невыдержанностью сейсмических границ и погружением поверхности М со скоростью 8,0-8,2 км/с на глубину до 50-60 км.

Таким образом, сейсмический разрез от г.Советска до оз.Сегозеро является блоковым, что особенно хорошо отражается в рельефе подошвы коры, глубина которой изменяется от 40 до 70 км. Разрез по геотраверсу I представляет собой на территории Прибалтики и Южной Карелии чередование грабенообразных структур с блоками, мощность коры в которых составляет 40-45 км, что также несколько больше, чем в Карело-Кольском регионе в целом.

Грабенообразная структура коры на профиле Свека и в центральной части профиля Балтик имеет продолжение на юго-восток на Приладожском профиле, но уже как бы в сглаженном виде. Продолжение структуры далее на юго-восток является проблематичным.

Если рассматривать сейсмические разрезы только по линии геотраверса I, то можно считать границей щита и плиты область перехода от структур низов коры в северной части Прибалтийского профиля к структурам грабенообразного Рижского блока, как это сделано А.С.Садовым и В.Н.Пензиной (1986 г.). Если же рассматривать соотношение структурных элементов коры по геотраверсу I с учетом сейсмических элементов на финских профилях и в Карело-Кольском регионе, то следует сделать вывод, что сочленение таких крупных структур, как Русская плита и Балтийский щит, является сложной в структурном отношении областью. Она представляет собой чередование существенно опущенных и приподнятых по подошве коры блоков, что сопровождается значительным изменением скоростных характеристик всего разреза коры. Ширина опущенных блоков невелика и составляет всего около 100 км.

Грабенообразная структура Центрально-Финляндского блока, пересеченного профилями Балтик и Свека, совпадает с Ладожско-Ботнической и Центрально-Финляндской металлогеническими зонами в пределах Свекофеннской металлогенической провинции. Кроме того, это область сейсмической активности, характеризующаяся сосредоточением эпицентров землетрясений с магнитудой 4 и более.

Таким образом, в Южной Финляндии, Приладожье и Прибалтике выполнены наблюдения методом ГСЗ на трех параллельных направлениях, отстоящих друг от друга на расстоянии 100-170 км. Тем не менее, волновые поля на них получены разные. Намечается взаимосвязь между геологической ситуацией на поверхности, особенностями волнового поля и глубинными сейсмическими разрезами. Эта связь тем очевиднее, чем масштабнее блоковое строение коры. Наряду с этим необходимо отметить, что аномалии сейсмических характеристик весьма существенны в пределах области развития свекофенно-карельской складчатости. При аномально большом времени регистрации глубинных волн, связанных с зоной перехода кора - мантия, и соответственно максимальной глубине поверхности М на профилях Балтик и Свека отмечаются уже значительно меньшие времена прихода этих волн на Приладожском и Приморском профилях. Возможно, аномальная зона Центральной Финляндии "замыкается" в соответствии с генеральным рисунком геологических структур Южной и Центральной Финляндии и не имеет продолжения под чехлом Русской платформы.

Если учесть, что Прибалтика также вовлечена в свекофеннский складчатый процесс, переработавший архейские блоки, и тоже имеет разнообразные волновые поля и соответственно неодинаковое глубинное строение, то становится очевидным, что глубокие грабенообразные погружения земной коры или мощная переработка верхней мантии с утратой сейсмических границ со скоростью 8,0 км/с, принимаемых за подошву коры, являются характерной чертой свекофеннской области. Сейсмически различные блоки земной коры не превышают в поперечнике нескольких сотен километров. Это свидетельствует, что процессы складчатости так глубоко и дифференцированно переработали кору и верхнюю мантию, что выравнивания физических параметров коры по латерали до сих пор не произошло.

Намечающаяся связь сейсмических особенностей глубинного строения земной коры Ладожско-Ботнической зоны, сейсмичности территории и полиметаллической зональности свидетельствует о необходимости продолжения глубинных сейсмических исследований этой зоны. Не выяснен вопрос о продолжении абенсообразных глубинных структур Ладожско-Ботнической зоны на юго-восток под осадочный чехол Русской платформы и ее замыкании в пределах Северо-Западного Приладожья. Для изучения ее структуры сейсмические исследования должны быть осуществлены методом ГСЗ по профилям, расположенным крест и вдоль простирания зоны. Большой интерес представляет последующее изучение глубинного строения Рижского блока в Прибалтике.

Нельзя также считать завершенным изучение земной коры под акваторией Финского залива и прилегающих территорий. Наилучшим вариантом представляется продолжение работ в створе профиля Балтик на юг от него на территории Эстонии.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Глубинный сейсмический разрез коры Приладожья и юго-западной Карелии / И.В.Литвиненко, С.А.Анкудинов, Л.М.Дворецкая и др. // Записки Ленингр. горн. ин-та. 1982. Т.92. С.3-9.

2. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита / Отв. ред. К.О.Кратц. Л.: Наука, 1983. 304 с.

3. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, У / Под ред. В.Б.Соллогуба. Киев: Наукова думка, 1987. С. 26-29.

4. Матвеева Н.Н. Расчет кинематики в сложных горизонтально-неоднородных (блоковых) средах // Программы для интерпретации сейсмических наблюдений. Л.: Наука, 1985. Ч.3. С. 68-123.

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

6. Строение кристаллического фундамента / В.А.Пуура, А.П.Брангулис, Х.С.Брио, Г.Е.Мотуза // Тектоника Прибалтики. Вильнюс: Мюкслае, 1979. С. 22-30.

7. Суворова Н.И. Использование промышленных взрывов при ГСЗ на территории восточной части Балтийского щита // Глубинные сейсмические исследования восточной части Балтийского щита и на прилегающих акваториях / Кольский филиал АН СССР. Апатиты, 1985. С.58-63.

8. Суворова Н.И. Сравнительный анализ годографов основных волн по профилям ГСЗ в юго-восточной части Балтийского щита // Записки Ленингр. горн. ин-та. 1987. Т.113. С.16-20.