

## Эволюция литосферы Фенноскандинавского щита в докембрии

© Н. В. Шаров, Л. П. Свириденко, 2017

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

Поступила 19 июня 2017 г.

За сукупністю даних ГСЗ, МВХ—СГТ із залученням матеріалів сейсмології місцевих і віддалених землетрусів, накопичених для території Фенноскандинавського щита за останні 40 років, виконано узагальнюючі побудови. Отримано кількісні відомості про горизонтальні та вертикальні неоднородності літосфери. Уперше побудовано об'ємні сейсмогеологічні моделі для окремих частин Фенноскандинавського щита, згідно з якими структура кристалічної кори набуває блочно-ієрархічну будову, всередині неї не виявлено витриманих сейсмічних меж щодо всього щита. У верхній частині кори локально поширені як хвилеводи, так і високошвидкісні зони, що корелюються з геологічними тілами. Виявлено невідповідність структурних планів ізольованої швидкості різних глибинних зрізів. Доведено, що основні геологічні провінції відрізняються потужністю кори, а вулканогенні ранньопротерозойські пояси характеризуються підвищеною швидкістю і потужністю земної кори. У верхній мантії виділено шари з аномально високою швидкістю. Встановлено геолого-геофізичний зв'язок будови верхньої частини літосфери з геологічними утвореннями палеопротерозойської Східноскандинавської базитової великої виверженої провінції.

**Ключові слова:** літосфера, сейсмічна межа, мантійний діапїрізм, гранітизація, флюїд.

**Введение.** Геологические, геофизические и петрофизические исследования докембрия Фенноскандинавского щита [Земная ..., 1978; Петромагнитная ..., 1980; Литвиненко, 1984; Шаров, 1993, 2015 и др.] позволили получить большой и разносторонний фактический материал по составу, глубинному строению и геотектонике Фенноскандинавского щита, дающий возможность судить о глубинном строении и геотектонике рассматриваемого региона. Более того, изучение разновозрастного вулканоплутонизма совместно с осадочным литогенезом на различных возрастных срезах [Соколов и др., 1970; Светов, 1979] показало значительный вклад вулканизма и осадконакопления в формирование верхних слоев земной коры. Разновозрастный привнос мантийных флюидов и сопутствующих редких элементов при корообразовании вместе с вышеперечисленными процессами свидетельствуют о взаимосвязи мантийных и коровых процессов в докембрии и об эволюции литосферы.

Тем не менее, хотя проблема эволюции ли-

тосферы Фенноскандинавского щита на различных уровнях рассматривается долгие годы, до сих пор бытует представление, что главным тектоническим процессом в докембрии является тектоника литосферных плит. В частности, Беломорский пояс рассматривается как аккреционно-коллизийная структура, сформированная в результате сближения архейских кратонов на рубеже 2,7 млрд лет [Докукина, Конилов, 2008]. Доказательством глубинной субдукции в архее является наличие эклогитовых пород Беломорского пояса [Щипанский, 2017].

На состоявшейся конференции “Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем” (Петрозаводск, 2017) большинство докладов так или иначе были связаны с тектоникой плит. С. А. Светов считает, что наиболее дискуссионным вопросом архейской геологии является определение времени инициализации плюмо-плитотектонических процессов [Светов, 2017]. По его мнению, важно понимание процесса взаимодействия плюмовых и субдукци-

онно-аккреционных механизмов. А. А. Щипанский считает, что эволюция геодинамики в истории Земли заключается в изменении мощности литосферных плит: "... современная, или тонкоплитная тектоника, прослеживается до начала неопротерозоя, тогда как в раннем докембрии доминировал механизм толстоплитной тектоники" [Щипанский, 2017, с. 281].

По нашему мнению, для понимания тектоники докембрия необходимо непредвзятое исследование особенностей эволюции и движущих сил литогенеза, магматизма и метаморфизма.

Цель настоящей статьи — использование ранее полученного фактического материала по геологии [Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 2005 и др.] и глубинному строению [Шаров, 1993], изучение процессов корообразования в докембрии и их эволюция.

**Сейсмические неоднородности литосферы.** Скоростному строению литосферы Фенноскандинавского щита уделяется большое внимание. Такой интерес определяется как классическими проблемами познания глубинного строения Земли, так и задачами, связанными с определением перспективных минерагенических областей. При решении этих задач наиболее часто используются методы сейсмической томографии, обеспечивающие решение обратной линейризированной трехмерной кинематической задачи сейсмики. Томографические методы развиваются с шестидесятых годов прошлого столетия и в настоящее время активно используются для решения задач как глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), так и сейсмологии.

**Земная кора.** На Фенноскандинавском щите выполнен большой объем международных и региональных сейсмических исследований с целью изучения особенностей строения земной коры. Наблюдения проведены в областях развития различных комплексов кристаллических пород. Сравнительный анализ волновых полей по всем профилям позволяет выбрать некую общую (базовую) модель земной коры, которую можно использовать как исходную для выявления общих закономерностей изменения физических параметров кристаллической коры по площади. Такая модель является в определенной мере аппроксимацией реальной скоростной структуры

коры, которая позволяет представлять разрезы для всех профилей в единой форме и в виде трехмерной скоростной модели [Шаров, 1993; Korja et al., 1993; Mitrofanov et al., 1998; Павленкова, 2006; Шаров, Митрофанов, 2014].

Для кристаллической коры Фенноскандинавского щита авторами в качестве такой модели предложена 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. Четвертый высокоскоростной слой отчетливо выделяется в районах с повышенной мощностью земной коры (рис. 1, а) и часто входит в третий (нижний) слой. Предположительно он устанавливается на профилях ГСЗ с длиной географов, достигающих 280—350 км, и на разрезах, полученных методом обменных волн землетрясений (МОВЗ). Слои разделены отражающими горизонтальными слоями  $K_1$  и  $K_2$  и отделены от верхней мантии границей М со скоростью 8,0—8,2 км/с. Граница  $K_1$  залегает на различных глубинах. В верхней части коры имеются высокоскоростные участки (внедрения) и низкоскоростные пропластки мощностью 3—8 км в отдельных блоках. Из опыта моделирования следует, что граница  $K_1$ , чаще всего, отражает увеличение основности пород разреза, что, как правило, проявляется повышением плотности. Граница слоя  $K_2$ , скорее всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах, поэтому изменение плотности с ней не связано.

**Поверхность Мохоровичича.** Накопленный обширный сейсмический материал, освещающий глубинное строение Европейского Севера [Строев ..., 2005], показал, что поверхность Мохоровичича (М) — наиболее выдержанная сейсмическая граница, создающая устойчивые отраженные, преломленные и обменные волны [Шаров, 1982]. Это обстоятельство позволяет рассматривать ее в качестве опорного сейсмического репера и, следовательно, изображать ее на соответствующих картах системой изогипс (см. рис. 1, а).

Сейсмический материал показал, что граница М не является постоянной непрерывной границей даже в разрезе одного профиля ГСЗ, и ее рельеф зависит от факторов, характерных для

конкретного геоструктурного элемента [Шаров, 1993]. В одних (северо-западная часть Кольского полуострова, 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 полуострова и Северной Карелии волны,

отраженные от поверхности 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 [Шаров и др., 2010]. Высокоскоростной слой в низах

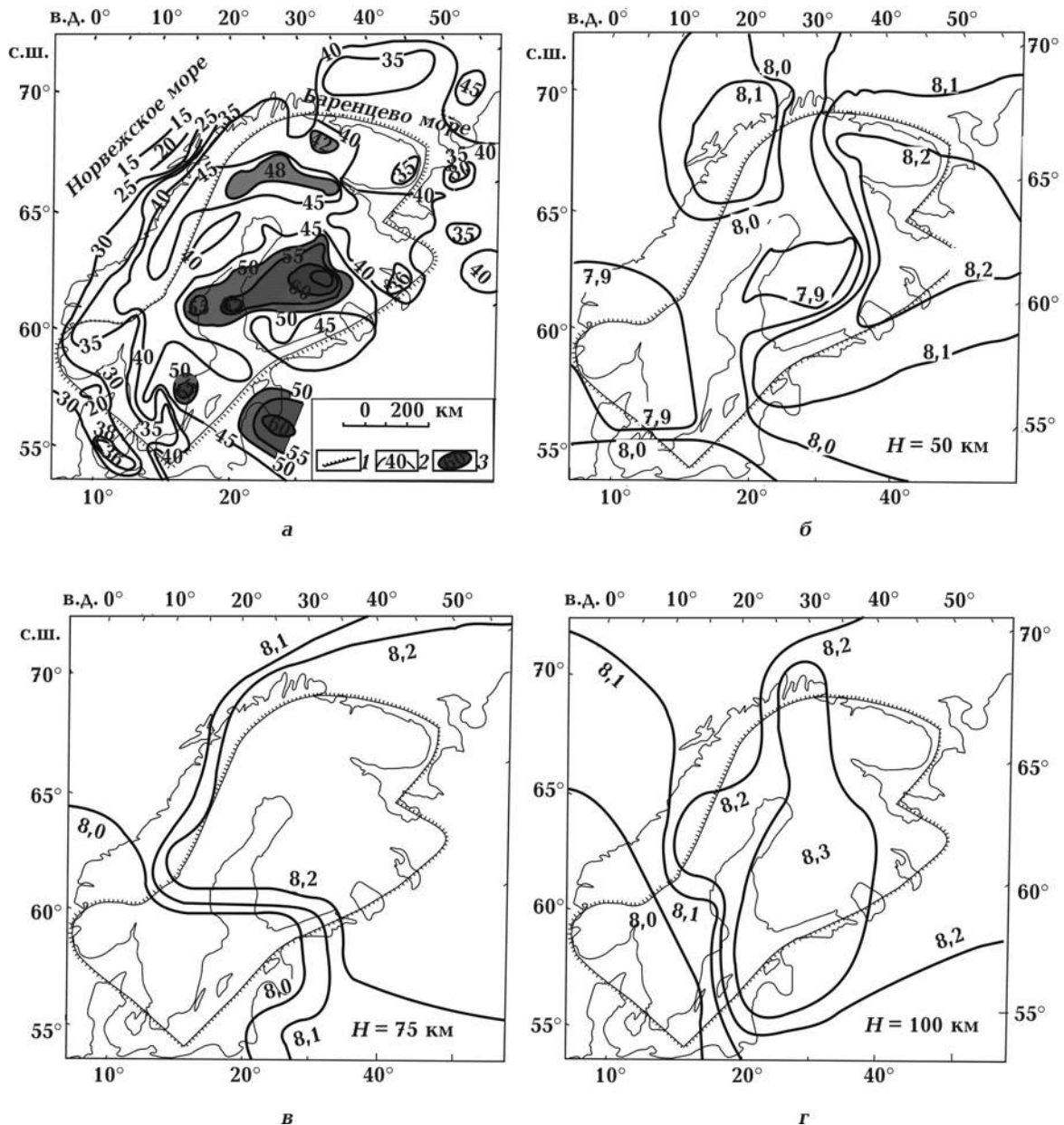


Рис. 1. Схема раздела М (а) и распределение скорости продольных волн (изолинии в км/с) в литосфере на глубинах 50, 75, 100 км (б—г): 1 — граница Фенноскандинавского щита; 2 — изогипсы раздела М, км; 3 — поверхность скоростного уровня 7,0—7,3 км/с (кормантийные слои).

коры распространен не повсеместно. На рис. 1, а сделана попытка выявить его на наиболее изученных методом ГСЗ профилях. Основная проблема состоит в том, что для такого большого региона пока не существует достаточно надежного и полного по объему сейсмического материала об этом слое, поэтому на рис. 1, а показана часть информации о наличии или отсутствии высокоскоростного слоя в низах коры.

Мощность земной коры на Европейском Севере изменяется от 25 до 62 км (см. рис. 1, а). Максимальная (62 км) установлена под Свекофеннской провинцией Фенноскандинавского щита в районе Ладожско-Ботнической зоны и 48 км в зоне сочленения Беломорского мегаблока с Карельским. Минимальная (30 км) зафиксирована под Южно-Баренцевоморской впадиной. Мощность земной коры на западе Кольского полуострова составляет 40—42, а на востоке 35 км. В Белом море 40—42 км, в районе Ладожского озера — 50 км, а на севере Мезенской синеклизы — 30 км.

Приведенная схема рельефа поверхности М 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 сейсмических наблюдений была недостаточной, эти локальные участки требуют дополнительного изучения.

Таким образом, в строении земной коры Фенноскандинавского щита установлено следующее:

- мозаично-неоднородная структура коры;
- внутри нее не обнаружено выдержанных сейсмических границ в пределах всего щита;
- в верхней части коры локально развиты как волноводы, так и высокоскоростные зоны, коррелируемые с геологическими телами определенного состава;
- несоответствие структурных планов изолиний скорости на разных глубинных срезах;
- основные геологические провинции отличаются по мощности коры и сейсмической неоднородности;
- вулканогенные раннепротерозойские пояса характеризуются повышенной скоростью, мощностью земной коры и аномально высокой граничной скоростью вдоль поверхности М.

**Литосферная мантия.** 3D *P*-скоростные модели мантии под Евразией [Цветкова и др., 2009, 2010] позволили построить трехмерную скоростную модель литосферы Фенноскандинавского щита, которая представлена в виде трех карт-срезов изолиний скорости для фиксированных глубин 50, 75 и 100 км (см. рис. 1, б—г).

Как видим, среда в первом слое (нижняя кора и верхняя мантия) слабодифференцирована по скорости (см. рис. 1, 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 в изменении скоростных параметров; связь с поверхностной геологией, мощностью коры и скоростью продольных волн в верхней части литосферы, как правило, не наблюдается.

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. 1, в, г). Отсутствуют низкоскоростные аномалии, где скорость продольных волн снижалась бы до 8 км/с. Наоборот, появляются высокоскоростные (8,3 км/с) области. Аномалии скорости с глубиной выражены не менее, чем на первом скоростном срезе. Отмечается несоответствие структурных планов изолиний скорости на разных глубинных срезах литосферы. Наибольшее изменение скорости и ее увеличение до 8,3 км/с на томографических срезах наблюдается в архейской части щита (Кольско-Лапландско-Карельская провинция) и на западе Архангельской области.

Именно на этой огромной по площади территории щита, а также в северной части фундамента Русской платформы, т. е. в пределах Лапландско-Среднерусско-Южно-Прибалтийского орогена [Миц, 2011] с архейской консолидированной корой континентального типа выделена самая сохранившаяся в мире с наиболее полно представленными характерными формациями палеопротерозойская Восточно-Скандинавская базитовая обширная изверженная провинция (ВСКБОИП—ЕССБЛИП) плюмовой природы с промышленными месторождениями

Cr, Ni, Co, Cu, Au, Pt, Pd, Ti, V [Mitrofanov et al., 2013]. Информация о самой нижней высокоскоростной части земной коры по отдельным профилям МОВЗ—ГСЗ этой провинции [Mitrofanov et al., 1998; Шаров и др., 2010; Шаров, Митрофанов, 2014], данные по составу ксенолитов из трубок взрыва [Строение ..., 2005], а также сведения по высокоплотным и высокоскоростным слоям мантийной литосферы (см. рис. 1, б—з), позволяют рассматривать их как содержащие огромные массы плюмовых базитов (мантийных астенолитов). Это — продукты палеопротерозойской магматической базификации как результата плюмового андерплейтинга архейской континентальной литосферы [Mitrofanov et al., 2013].

Наблюдаемые сейсмические границы отражают современную структуру земной коры. Однако при этом не исключаются реликтовые сейсмические границы в литосфере при условии, что новейшие процессы не столь активны. Они могут сохраняться в случаях совмещения новообразованных структур с древними. По-видимому, структуры литосферы Фенноскандинавского щита, претерпевшие интенсивную переработку в протерозое, сопровождающуюся обменом коромантийного вещества, должны быть подвергнуты тщательным металлогеническим исследованиям, так как большинство твердых полезных ископаемых щита приурочены к этим структурам.

Таким образом, составлена сейсмогеологическая модель неоднородностей литосферы. Выявлены зоны развития высокоскоростного этажа (7,0—7,3 км/с) в низах консолидированной коры. Установлено, что чем мощнее кора, тем меньше контраст скорости на границе М. Построена карта поверхности М, учитывающая последние результаты сейсмических исследований. В литосфере выделены неоднородные по латерали слои с аномально высокой скоростью.

Дальнейшая детализация полученных зависимостей и привлечение дополнительных геолого-геофизических материалов могут послужить не только основой для решения теоретических вопросов геологии и сейсмологии, но и помочь в установлении связи между глубинной структурой литосферы, строением верхних горизонтов земной коры и их металлогенической специализацией.

**Геологическое строение литосферы.** Соотношение пород верхних слоев отражено в строении тектонического каркаса Фенноскандинавского щита (рис. 2), формирование которого имеет исторический характер. Его северо-восточная часть испытывала длительные воздымания. Здесь широко развиты раннеархейские породы, претерпевшие многократную тектономагматическую активизацию (Кольский и Беломорский геоблоки). В пределах Карельского геоблока породы комплекса древнейшего фундамента образуют отдельные блоки [Вокнаволоцкий, Водлозерский, Ондозерский и др.]. Они отличаются положительным характером гравитационного поля, четко выделяясь среди гранитизированных позднеархейских вулканогенно-осадочных образований, гравитационное поле над которыми отрицательное.

Характерной особенностью пород фундамента является региональное проявление гранулитового метаморфизма. Неизменные породы гранулитовой фации представлены гиперстенбиотитовыми плагиогнейсами со средней плотностью 2,72 г/см<sup>3</sup> и двупироксеновыми кристаллическими сланцами (средняя плотность 2,85 г/см<sup>3</sup>). Образующиеся при диафторезе амфиболиты и биотитовые плагиогнейсы имеют более низкие плотности (2,79 г/см<sup>3</sup> и 2,69 г/см<sup>3</sup> соответственно).

Причиной проявления гранулитового метаморфизма в раннеархейской протокодре является не только и не столько высокая температура, сколько восстановленный характер флюидного режима в земной коре и мантии при высоком содержании СО, СО<sub>2</sub>, СН<sub>4</sub>, Н<sub>2</sub> и низком содержании Н<sub>2</sub>О, что объясняет отсутствие или низкое содержание водосодержащих темноцветных минералов в гранулитовом комплексе, которые развиваются лишь при более позднем диафторезе.

Магнитное поле над породами древнейшего фундамента высокое и неоднородное. В Западной Карелии оно более высокое, чем в центральной и восточной Карелии. При том, что гранулитам сопоставляемых районов свойственны одинаковые парагенезисы минералов, в Северо-Карельском и Восточно-Карельском районах магнезиальность темноцветных минералов более высокая. В западно-карельских гранулитах

железо, кроме силикатных минералов, входит в состав рудных минералов, представленных ильменитом и магнетитом. При диафорезе гранулитовых комплексов магнитная восприимчивость пород снижается.

Породы древнейшего фундамента, наблюдающиеся в современном эрозионном срезе земной коры, относятся к начальному, глобальному этапу геологической истории Земли, завершившимся 3,8—3,5 млрд лет назад. В последующие этапы в пределах Фенноскандинавского щита происходит последовательное наращива-

ние земной коры сверху с формированием гранитного слоя с северо-востока в юго-западном направлении. Одновременно формируется тектонический каркас (см. рис. 2).

Наращивание гранитного слоя на протокору в позднем архее происходило на площади Карельского геоблока. Совместное изучение позднеархейских зеленокаменных поясов и окружающих площадей гранитоидного состава показало, что последние по природе своей представляют мигматит-граниты, среди которых наблюдаются реликты метаморфизованных поздне-

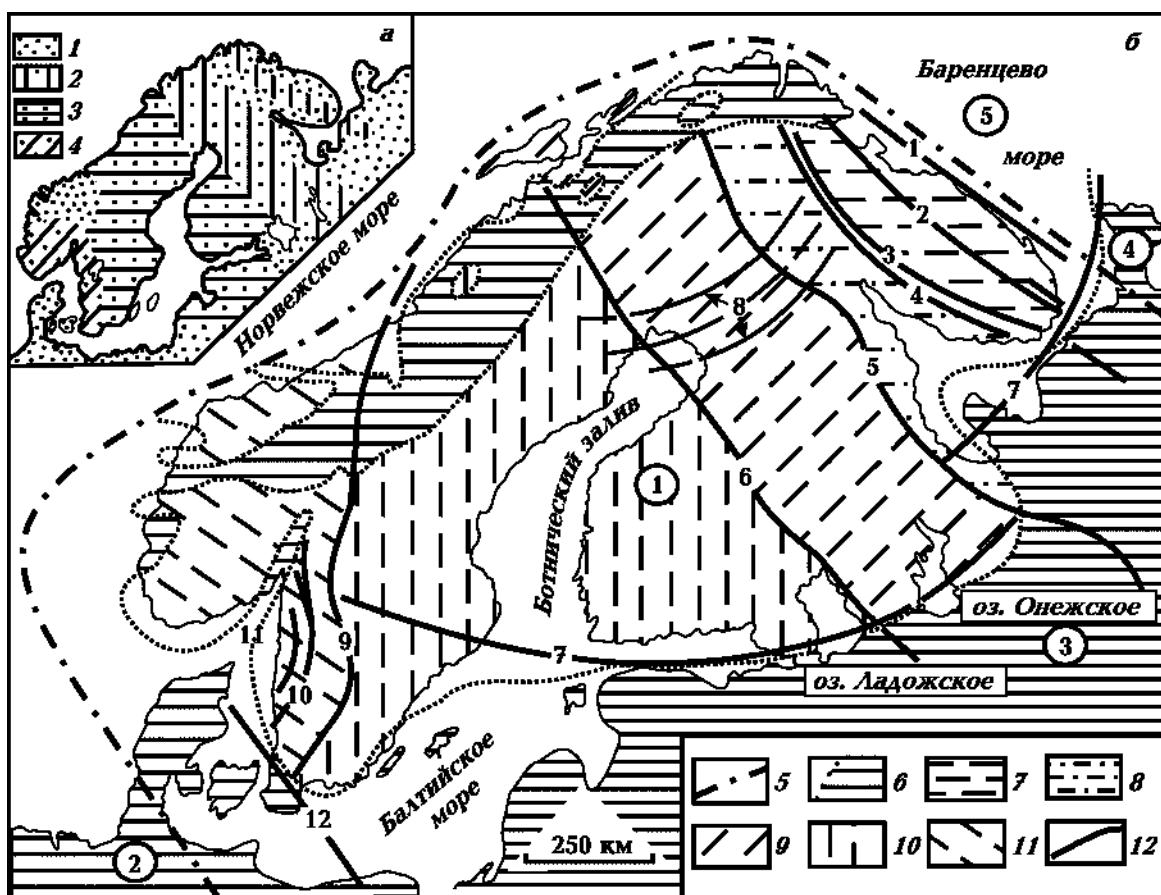


Рис. 2. Схема типов земной коры (а), геоблокового строения и размещения шовных зон (б) в суперструктуре Фенноскандинавского щита: 1—4 — типы земной коры (1 — раннеархейская сиалическая протокора, 2 — новообразованная эпиприархейская сиалическая кора, 3 — новообразованная эписвекокарельская сиалическая кора, 4 — новообразованная эпиприархейская сиалическая кора); 5, 6 — современные границы (5 — Восточно-Европейской платформы, 6 — платформенного палеозойского чехла и каледонских покровов); 7—11 — геоблоки (7 — Кольско-Мезенский, 8 — Беломорский, 9 — Карельский, 10 — Свекофеннский, 11 — Дальсландский); 12 — шовные зоны (структурные швы) (1 — Баренцевоморская (линия А. П. Карпинского), 2 — Колмозеро-Вороньинская, 3 — Печенгско-Варзугская, 4 — Терско-Алларечинская, 5 — Беломорская, 6 — Ладожско-Ботническая, 7 — краевая (внешняя) радиальная флексура А. А. Полканова, 8 — внутренняя радиальная флексура; дальсландская система шовных зон: 9 — Протоджин, 10 — Милонитовая, 11 — Гета-Эльв, 12 — Тейссейра—Торнквиста). Цифры в кружках: 1 — Фенноскандинавский щит, 2 — Среднеевропейская плита, 3 — Русская плита, 4 — Тиманско-Печорская плита, 5 — Баренцевоморская плита.

архейских вулканогенно-осадочных пород [Свириденко, 1980]. Таким образом, картируемые зеленокаменные пояса имеют реликтовый характер, представляя часть разреза лопийского вулканогенно-осадочного чехла, устойчивого к процессам гранитизации благодаря наличию большой мощности основных вулканитов.

Формирование гранитного слоя земной коры происходит циклически. Вначале в условиях мелководного седиментационного бассейна происходит достаточно длительное проявление вулканизма. Переслаивание в докембрийских вулканогенно-осадочных чехлах осадочных и вулканических пород свидетельствует о тесной взаимосвязи осадконакопления и вулканизма. Как правило, осадконакопление происходит в условиях прогибания дна бассейна, а вулканизм — в условиях поднятия.

Региональная гранитизация имела место на всей площади Карельского геоблока около 2700 млн лет. Нарастивание гранитного слоя на протокору в пределах Свекофеннского и Дальсландского геоблока происходило по тому же сценарию с завершением цикла около 1800 млн лет на Свекофеннском геоблоке и около 1000 млн лет на Дальсландском.

Шовные зоны между геоблоками также формируются последовательно и имеют свою специфику. Шовная зона — это региональная линейно вытянутая структура мантийного заложения с контрастными вертикальными и горизонтальными сдвиговыми дислокациями, разграничивающая разновозрастные сегменты земной коры, с автономным развитием и глубинным строением. Общим в их эволюции является установленная исключительная роль режима флексурообразования на ранних стадиях и режима глубинных сдвиговых дислокаций на зрелых стадиях формирования структурных швов [Светов, Свириденко, 1991].

Ранним стадиям развития флексуры соответствует формирование на волне отстающего поднятия узкого прогиба с высокой скоростью компенсационного осадконакопления. Оси флексурных изгибов являются преимущественно палеогеографическими границами ареалов вулканизма и осадконакопления. Вулканические постройки обычно локализуются в тыловых зонах прогибов относительно оси флексуры, а также в зо-

нах растяжений и глубинных сдвигов. Следовательно, вулканоконтролирующими являются не зоны главных разломов, а их оперяющие склоновые трещинные зоны. Ареалы наследованного многофазного вулканизма рассматриваются здесь как центры эндогенной активности. Индикаторами долгоживущих центров эндогенной активности обычно являются контрастные корово-мантийные вулканические и вулканоплутонические серии. Таким образом, шовная зона это не просто граница между разновозрастными геоблоками, различающимися историей геологического развития. Она обладает той или иной степенью участия в контроле магматических проявлений. При этом мантийный тип вулканизма при достижении максимума сменяется коровым вулканоплутонизмом.

Ведущая роль в геодинамике Фенноскандинавского щита принадлежит краевой флекуре Полканова (см. рис. 2), развивавшейся на протяжении более 1 млрд лет с рубежа среднего ятулия 2150 млн лет до позднего рифея 1050—900 млн лет [Светов, 1979]. В соответствии с региональной миграцией общей кратонизации щита с северо-востока на юго-запад в том же направлении происходило стадийное формирование краевой флексуры Полканова.

С осевой линией флексуры совпадает южная граница Северо-Карельского седиментационного бассейна, сформированная в раннем ятулии. В дальнейшем южная окраина щита испытывала медленное погружение вдоль линии, также совпадающей с осью флексуры Полканова. С зонами перегиба совмещены системы поперечных и параллельных оси перегиба флексуры магмовыводящих и вулканоконтролирующих разломов. Дифференцированные блоковые движения особенно усилились к концу лудиковия — началу ливвия, что стимулировало проявление в активной форме пикрит-базальтового вулканизма в ходе формирования суйсарского вулканического комплекса.

С середины ливвия активные тектонические движения в осевой линии флексуры стабилизировались. С завершением свекокарельской гранитизации южная часть щита становится составной частью единой эписвекокарельской протоплатформы.

Раннерифейский этап развития краевой флек-

суры отличается наибольшим проявлением магматизма. К этому времени относится пояс вулканоплутонов рапакиви, прослеживающийся от Ладожского озера до архипелага Аландских островов. В среднем рифее глыбово-волновыми движениями была охвачена вся осевая линия флексуры Полканова от Белого моря вдоль южной границы Фенноскандинавского щита вплоть до побережья Юго-Западной Швеции и Норвегии. Наиболее ярко в среднем и позднем рифее здесь проявился платобазальтовый вулканизм.

Глыбово-волновые движения вдоль флексуры Полканова прослеживались вплоть до современности. Длительную историю тектонического развития имеют также радиально расположенные к ней горсто-грабенные системы (грабен Осло, Венерн, Сатакунта, Пашско-Ладожская, Кулойская и другие горсто-грабенные системы), которые имеют длительную историю тектонического развития.

Формирование литосферы Фенноскандинавского щита, таким образом, является историческим. Разносторонние геолого-геофизические исследования показывают, что энергетическим источником при ее формировании были мантийные глубины Земли. В основе излагаемой модели формирования и эволюции литосферы Фенноскандинавского щита лежит концепция эволюции мантии, которая отражается в постоянной вертикальной смене слоев земной коры.

**Мантийный диапиризм и соотношение мантийных и коровых процессов.** Диапиризм является главной формой подачи в земную кору базальтовых расплавов. В зачаточном состоянии диапир представляет объем разуплотненной мантии с включенным расплавом и трансмантийными флюидами, образующийся, как правило, в зонах декомпрессии. Мантийный диапиризм связан с направленным радиальным потоком трансмагматических флюидов из зон генерации магматических расплавов в глубинах верхней мантии. Палеовулканологическим выражением диапира является центр эндогенной магматической активности [Светов, Свириденко, 2005], который по определению представляет обособленный ареал фокусированного магматизма. Это — совокупность сближенных вулканов, образующих генетически единую возрастную группу или область вулканических построек над общей

системой магматического питания, которая включает магмовыводящие каналы и разноглубинные магматические очаги.

Преобладающим является базальтовый мантийный вулканизм. В его развитии существует смена трещинного и трещинно-центрального толеит-базальтового низкокэсплозивного вулканизма ареального типа на преимущественно центральный тип эруптивной деятельности с высокой энергией пароксизмов. Латеральные и вертикальные вариации химического состава базальтов синхронных излияний разноудаленных зон на щите связываются с уже существовавшей в докембрии химической неоднородностью верхней мантии Земли. Мантийно-коровый бимодальный вулканизм проявлялся лишь в том случае, когда вулканогенно-осадочный чехол откладывался непосредственно на раннеархейской протокоре. На Карельском геоблоке бимодальный магматизм развит в позднем архее, на Свекофенском — в раннем протерозое, на Дальсландском — в рифее.

Проявление кислого корового магматизма происходит одновременно с максимумом мантийного базитового. Кислый вулканоплутонизм по масштабам значительно уступает базитовому. Он известен в широком возрастном интервале, от архея до позднего протерозоя, и находится в тесном пространственном и временном соотношении с базитовым. Будучи частью бимодальных серий, кислый коровый вулканоплутонизм образует разновозрастные с габбро-базальтовыми риодацит-гранитовые вулканоплутонические ассоциации. Базальтовый мантийный вулканизм и кислый коровый имеют свою индивидуальную эволюционную направленность. Базальтовый вулканизм характеризуется антидромной направленностью. Эволюция корового вулканоплутонизма определяется глубинностью магматического очага, а также процессами гибридизма и смешения магм.

Сущность бимодальности при формировании подобного рода диапиров заключается в том, что производные образования базитовой и гранитной магм разновозрастны, формируются в одинаковых тектонических условиях. При этом базитовая магма является главным термальным источником для плавления коры.

Если при формировании вулканогенно-оса-



дочных чехлов земная кора наращивалась “сверху” и об интенсивности ее роста свидетельствуют мощности стратиграфических разрезов, то изучение процессов диапиризма позволяет судить о наращивании земной коры “снизу” за счет энергетического воздействия мантийных процессов. Большая роль в выявлении характера этих процессов принадлежит геофизическим исследованиям [Чекунов и др., 1993; Шаров, 1993, 2015; Глубинное ..., 2004]. В частности утолщение нижнего базальтового слоя происходит в шовных зонах геоблоков [Шаров, 2015]. В Ладожско-Ботнической шовной зоне мощность коры достигает 64 км. А. В. Чекунов с соавторами считает, что это связано с всплыванием в основании коры мантийных базитовых астенолитов. Иными словами, мантийный диапиризм, учитывая образования диапиров в зонах декомпрессии, является главным процессом, обеспечивающим утолщение нижних частей земной коры.

#### **Гранитообразование и роль мантийной флюидизации в формировании земной коры.**

Крупные интрузии магматических гранитов в докембрии — большая редкость, несмотря на то, что в докембрии сформировался гранитный слой земной коры. Главным процессом при его формировании была гранитизация близких по составу осадочных пород. Энергетическим источником гранитизации служит мантия Земли. С мантийным флюидным потоком в земную кору поступают  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Cs}$  и другие редкие элементы. В виде летучих соединений типа  $\text{SiO}$  [Летников и др., 1988] поступает также кремний. При гранитизации происходит появление калиевого полевого шпата, а также перекристаллизация пород с укрупнением зернистости и перераспределением порообразующих минералов.

На Карельском геоблоке, как отмечалось, гранитизация завершает позднеархейский тектономагматический цикл на рубеже около 2700 млн лет. Первичное появление калишпата в земной коре доказывается тем, что в гальке конгломератов позднеархейской базальной толщи плагиомикроклиновые граниты отсутствуют [Виноградов, Свириденко, 1979]. Впервые они появляются в гальке сариолийских конгломератов.

Гранитизация происходит лишь в том случае, когда вулканогенно-осадочный слой залегает на

протогоре и мантия Земли еще не деплетирована. В Центральной и Восточной Карелии свекокарельские вулканогенные образования отлагаются на гранитизированных позднеархейских породах в виде платформенного чехла. Идентичные и по составу, и по условиям образования одновозрастные породы в районе Приладожья, залегающие на протогоре, гранитизированы.

Участие мантийных флюидов при формировании земной коры происходит при всех эндогенных процессах, генетически связанных с глубинами Земли (магматизм, метаморфизм, гранитизация, рудообразование). Изучение этих процессов позволило не только оценить вклад мантии в первоначальное создание земной коры континентального типа, но и познать эволюцию флюидного режима.

Ареальное изучение гранитообразования показало, что состав флюидов, поступающих из мантии, влияет на характер регионального магнитного поля. Магнитная восприимчивость всех без исключения пород раннего архея до среднего протерозоя в Западной Карелии, где наблюдается регионально положительное магнитное поле, на порядок выше одновозрастных и близких по составу пород Центральной Карелии [Свириденко, 1979], для которых свойственно отрицательное магнитное поле.

В пределах Западной Карелии и прилегающих районов Восточной Финляндии выделена Калевальская вулканотектоническая структура порядка 300 км в диаметре [Костомукшский ..., 2015], характеризующаяся индивидуальностью геологического развития и спецификой флюидного режима корообразования.

Региональный характер положительного магнитного поля здесь определяется гранитизированными лопийскими вулканогенно-осадочными породами. Высокая намагниченность всех без исключения пород и постоянно наблюдающаяся ассоциация микроклина и магнетита являются признаком того, что в составе флюидов  $\text{CO}_2$  преобладает над  $\text{H}_2\text{O}$  [Летников и др., 1988]. О высоком содержании углерода в составе флюидов свидетельствует также отложение графита в составе рудных тел Костомукшского месторождения.

Гранитизация происходит ареально в условиях воздымания, разуплотнения и поступления

флюида в межзерновое пространство. Мантийные флюиды, в составе которых преобладали  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ , приносили в земную кору K, Ba, Li, Rb, Cs и другие редкие элементы. Именно “сухой” характер гранитизирующих флюидов способствовал кристаллизации магнетита и обеспечил развитие регионально положительного магнитного поля. Перекристаллизация с укрупнением зернистости гнейсов, близких по составу граниту, создавала гранитоподобные породы (бластиты). При гранитизации амфиболовых гнейсов повсеместно образуются амфибол-микроклиновые ассоциации, что является признаком повышенной щелочности. Плавления субстрата в условиях “сухости” флюида не происходило. Жилы микроклиновых лейкогранитов, развивающиеся по ослабленным зонам, имеют метасоматический генезис. При этом состав породообразующих минералов в жилах и субстрате идентичен [Свириденко, 1980]. При гранитизации происходит накопление оксифильных элементов (см. таблицу), главными из которых являются Ba и Sr [Свириденко, 1979].

В области регионально отрицательного магнитного поля (Восточная и Центральная Карелия), где также образовывались бластиты, амфибол-микроклиновая ассоциация не наблюдается. В парагенезисе с биотитом присутствует эпидот. Тренд нормативного микроклина (рис. 3) показывает максимум в пределах Западной Карелии. В Центральной Карелии микроклин при гранитизации ассоциирует с мусковитом, развивающимся вместо биотита. Плагноклаз при гранитизации биотитовых гнейсов раскисляется. Повышается железистость биотита. В целом необходимо отметить, что на площади регионально отрицательного магнитного поля агрессивные кислотные мантийные флюиды, выщелачивая сильные основания, способствуют большому изменению состава исходных пород. При гранитизации здесь происходит накопление оксифобных элементов, прежде всего рублидия. Здесь накапливается олово, отсутствующее в первичных породах, а также Mo, W, Be. Эти элементы характеризуются более высоким сродством к сере, чем к кислороду. В соответствии с классификацией Ф. А. Летникова, гранитизированные позднеархейские породы Центральной Карелии относятся к Н-системе [Летников, 1999],

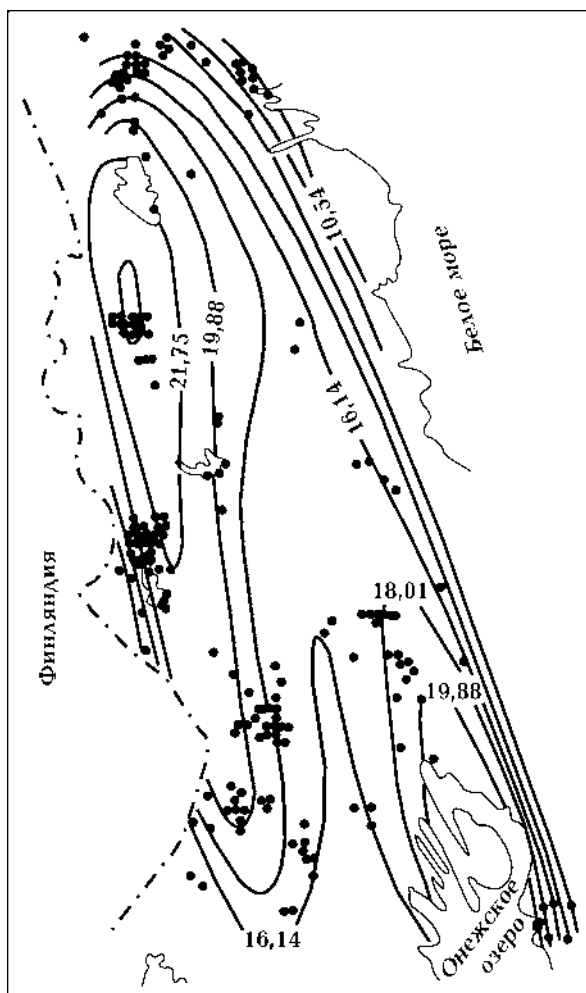


Рис. 3. Тренд содержания (%) нормативного ортоклаза позднеархейских мигматит-гранитов Карелии.

а соответствующие породы Западной Карелии можно отнести к С-системе.

Устойчивое региональное различие флюидного режима, отраженное в характере регионального магнитного поля, при гранитизации позднеархейских вулканогенно-осадочных пород позволяет предположить региональную неоднородность флюидного режима мантии Земли, откуда поступали флюиды.

Созданная геохимическая неоднородность нашла свое отражение в характере минерогенеза на сопоставляемых площадях (рис. 4). В пределах Калевальской структуры Западной Карелии расположен Костомукшский железорудный район с крупными месторождениями железистых кварцитов, отсутствующими в Централь-

Среднее содержание микроэлементов в позднеархейских метаморфических породах Западной и Центральной Карелии

Но- мер	Ba	Sr	Be	Y	Cr	V	Ni	Co	Cu	Ga	Zr	Pb	Sn
Западная Карелия													
1	295,7	267,0	1,97	—	336,5	152,2	29,2	7,0	16,5	18,7	28,8	—	—
2	621,0	255,9	2,31	—	232,0	80,6	14,0	3,59	16,6	29,6	129,4	—	—
3	994,6	426,3	2,6	—	277,6	86,6	25,4	8,5	15,8	58,6	158,4	22,1	—
4	2106,5	439,5	1,97	—	229,0	142,3	6,2	—	15,7	41,9	200,0	25,7	—
Центральная Карелия													
5	186,0	227,0	1,37	8,7	253,0	138,0	71,0	38,6	39,2	23,7	83,2	—	—
6	311,0	257,0	2,07	12,4	181,0	105,0	33,2	23,4	33,3	24,6	152,6	—	—
7	539,7	292,0	2,25	—	194,0	31,2	9,8	—	15,3	25,2	188,0	15,4	6
8	351,0	193,0	2,4	10,9	215,0	21,8	6,6	—	24,2	22,4	119,0	10,6	5,4

Примечание: 1, 5 — амфиболовые гнейсы и сланцы; 2, 6 — биотитовые гнейсы и сланцы; 3, 7 — биотитовые мигматит-граниты; 4, 8 — жильная фация мигматитов.

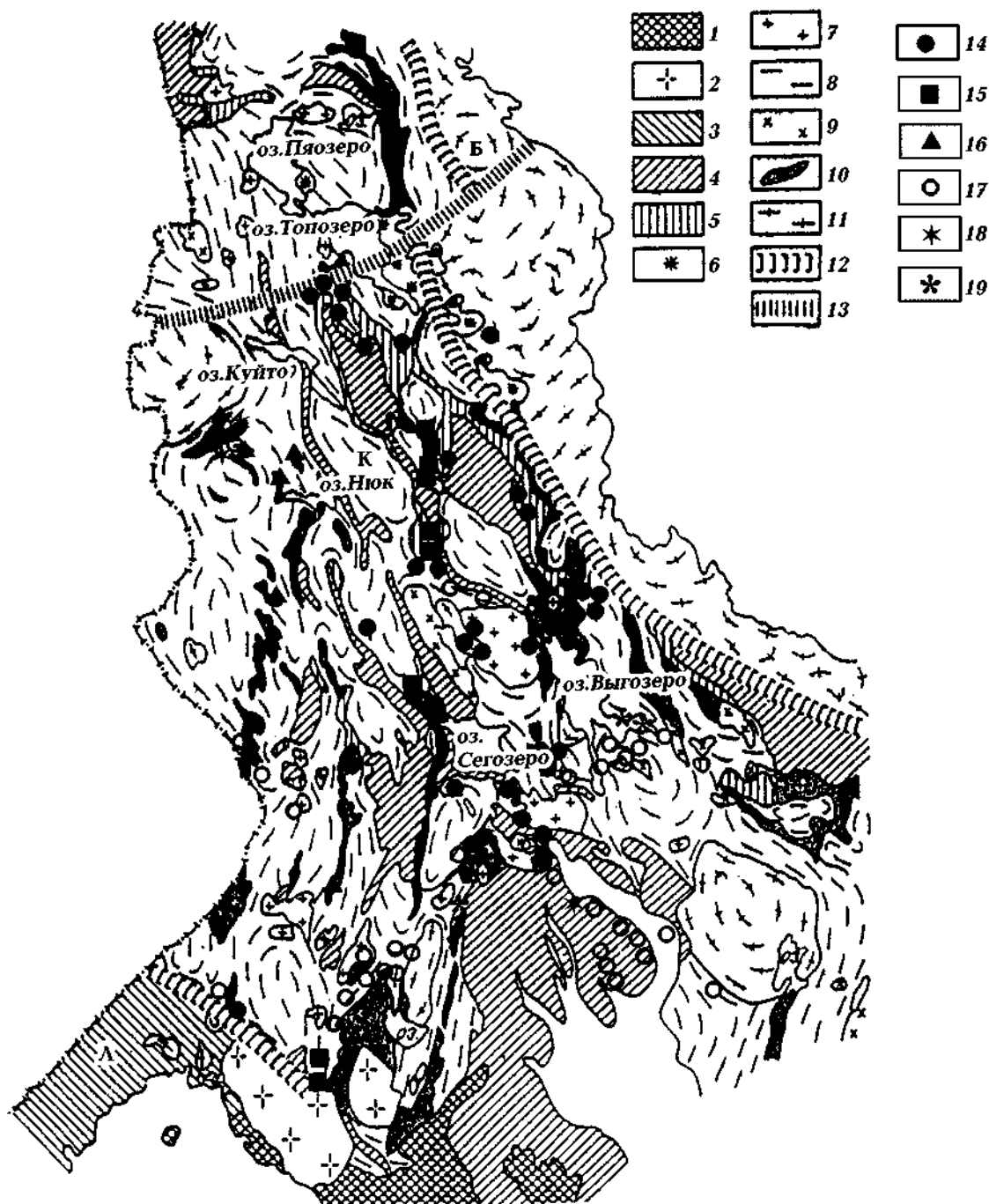


Рис. 4. Геологическая схема Карелии с элементами металлогении: 1 — вулканогенно-осадочные породы платформенного чехла (рифей и венд); 2 — граниты рапакиви; 3 — свежикарельские породы Северного Приладожья; 4 — протерозойские вулканогенно-осадочные породы (ятулий—суйсарий); 5 — нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные образования (сумий—сариолий); 6 — интрузивные чарнокиты; 7 — плагиомикроклиновые граниты; 8 — гранитизированные позднеархейские вулканогенно-осадочные образования; 9 — плагиограниты; 10 — позднеархейские зеленокаменные пояса; 11 — диорито-гнейсы, тоналито-гнейсы с реликтами гранулитового комплекса (древнейший фундамент); 12 — шовные зоны, разделяющие геоблоки; 13 — зоны межблоковых глубинных разломов; 14 — рудопроявления молибдена; 15 — полиметаллические рудопроявления; 16 — месторождения железа; 17 — рудопроявления золота; 18 — алмазонасные кимберлиты и лампроиты; 19 — колчеданные месторождения.

ной Карелии. Здесь известно также рудопроявление алмазов [Горьковец, Раевская, 1988]. В свою очередь, в Центральной Карелии известны рудопроявления Sn, W, Mo, Be.

**Заключение.** Докембрий — это время первичного активного формирования земной коры континентального типа. Оно происходило как путем наращивания сверху, так и некоторого приращения снизу. Спецификой докембрийской тектоники является мантийный диапризм, формирующий центры эндогенной магматической ак-

тивности с характерной корневой питающей системой. Именно диапризм — причина бимодальности магматизма. Энергетическим источником всех коровых процессов служили глубины Земли. Неравномерно распределенный состав мантийных флюидов, влияющий на характер регионального магнитного поля, способствовал перераспределению рудных компонентов в земной коре с образованием рудопроявлений и месторождений. Докембрий, таким образом, отличается энергетически активной мантией.

### Список литературы

- Виноградов А. Н., Свириденко Л. П. Раннедокембрийские конгломераты Балтийского щита как индикаторы исходного состава первичнокоровых гранитов. В кн.: *Древнейшие гранитоиды Балтийского щита*. Апатиты: КарНЦ РАН, 1979. С. 43—50.
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2004. 353 с.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Новые данные по геологии железисто-кремнистых формаций Карелии и условия их формирования. В кн.: *Геология и генезис железорудных месторождений раннего докембрия*. Апатиты: КарНЦ РАН, 1988. С. 30—38.
- Докукина К. А., Конилов А. Н. Беломорская эколито-провинция — зона архейской палеосубдукции. *Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы совещания*. Т. 1. Москва, 2008. С. 269—272.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Под ред. К. О. Кратца. Ленинград: Наука, 1978. 231 с.
- Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия). Отв. ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 270 с.
- Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. *Вестник ОИГГГН РАН*. 1999. № 4.
- Летников Ф. А., Феоктистов Г. Д., Вилор Н. В., Грудинин М. И., Гантимурова Т. П., Гантимуров А. А., Дорогокупец П. И., Жатнуев Н. С., Менакер И. Г., Меньшагин Ю. В., Савельева В. Б., тивности с характерной корневой питающей системой. Именно диапризм — причина бимодальности магматизма. Энергетическим источником всех коровых процессов служили глубины Земли. Неравномерно распределенный состав мантийных флюидов, влияющий на характер регионального магнитного поля, способствовал перераспределению рудных компонентов в земной коре с образованием рудопроявлений и месторождений. Докембрий, таким образом, отличается энергетически активной мантией.
- Бальшев С. О. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 187 с.
- Литвиненко И. В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита: 27-й Междунар. геол. конгресс. Доклады. Т. 8. С. 08. *Геофизика*. Москва: Наука, 1984. С. 9—20.
- Миц М. В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеодинамические следствия. *Геотектоника*. 2011. № 4. С. 3—29.
- Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Корчагин А. У., Грошев Н. Ю., Малич К. Н., Жиров Д. В., Митрофанов А. Ф. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление. *Геология рудных месторождений*. 2013. Т. 55. № 5. С. 357—373. doi: 10.7868/S0016777013050067.
- Павленкова Н. И., 2006. Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубоких сейсмических исследований. *Физика Земли*. № 12, 43—54.
- Петромагнитная карты (нефтеплотностные и петромагнитные) геологических формаций восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 1 000 000. Ред. Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид. Пояснительная записка. Ленинград: Наука, 1980, 35 с.
- Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Ленинград: Наука, 1979. 207 с.
- Светов С. А. Субдукционно-аккреционные комплексы в архитектуре ранней континентальной ко-

- ры (на примере Карельского кратона). В кн.: *Геодинамика раннего докембрия: сходство и различие с фанерозоем*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 219—222.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Ленинград: Наука, 1991. 199 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 357 с.
- Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1990. 318 с.
- Свириденко Л. П. Геохимическая зональность мигматит-гранитов Карелии и ее связь с характером геофизических полей. В кн.: *Минералогия и геохимия докембрия Карелии*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1979. С. 74—89.
- Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Ленинград: Наука, 1980. 216 с.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Геология и палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1970. 365 с.
- Строение литосферы российской части Баренц-региона. Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, С. Гиллена. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. 318 р.
- Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная  $P$ -скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. 1. *Геофиз. 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  $P$ -скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. 2. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 1. С. 60—77.
- Чекунов А. В., Старостенко В. И., Красовский С. С., Кутас Р. И., Оровецкий Ю. П., Пашикевич И. К., Трипольский А. А., Елисеева С. В., Куприенко П. Я., Митрофанов Ф. П., Шаров Н. В., Загородный В. Г., Глазнев В. Н., Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Аксаментова Н. В., Цвойдзинский С., Корхонен Х., Луосто У., Гаал Г., Журавлев В. А., Садов А. С. Геотрансект Евро-3 (EU-3). *Геофиз. журн.* 1993. Т. 15. № 2. С. 3—32.
- Шаров Н. В. Глубинные сейсмические исследования в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 5. С. 104—120.
- Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 144 р.
- Шаров Н. В. Сейсмические данные о рельефе поверхности Мохоровичича Балтийского щита. *Геофиз. журн.* 1982. Т. 4. № 1. С. 91—97.
- Шаров Н. В., Куликов В. С., Исанина Э. В., Крупнова Н. А. Сейсмогеологическая характеристика земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 3. С. 3—17.
- Шаров Н. В., Митрофанов Ф. П. Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита. *Докл. АН.* 2014. Т. 454. № 1. С. 64—67.
- Щипанский А. А. Сравнительный анализ раннедокембрийских и фанерозойских бонинитовых серий и эволюция геодинамики в истории Земли. В кн.: *Геодинамика раннего докембрия: сходство и различие с фанерозоем*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 278—282.
- Korja A., Korja T., Luosto U., Heikkinen P., 1993. Seismic and Geoelectric Evidence for Collisional and Extensional Events in the Fennoscandian Shield — Implications for Precambrian Crustal Evolution. *Tectonophysics* 219(1-3), 129—152.
- Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G., Glaznev V., Korja A., 1998. Crustal Structure of the Baltic Shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa Geotraverse. *Int. Geol. Rev.* 40(11), 990—997.

## Precambrian lithospheric evolution of the Fennoscandian Shield

© N. V. Sharov, L. P. Sviridenko, 2017

Generalized reconstructions have been made on the basis of integrated DSS and CDP data and seismological evidence of local and remote earthquakes obtained for the Fennoscandian Shield over the last forty years. They have provided quantitative information on the horizontal and vertical heterogeneities of the lithosphere. Three-dimensional seismogeological models for some parts of the Fennoscandian Shield have been constructed for the first time. They show that the crystalline crust attains a blocky-hierarchical structure and that no persistent seismic boundaries have been found within the entire shield. In the upper part of the crust, both waveguides and high-velocity zones, which correlate with geological bodies, occur locally. The structural plans of velocity isolines in various deep sections have been found to be inconsistent. It has been proved that major geological provinces differ in crustal thickness, while Early Proterozoic volcanogenic belts display elevated velocities and crustal thickness. Anomalously high velocity layers in the upper mantle of the Fennoscandian Shield have been identified. The structure of the upper portion of the lithosphere was found to be geologically and geophysically related to the geological units of the Palaeoproterozoic East Scandinavian basic large igneous province.

**Key words:** lithosphere, seismic boundary, mantle diapirism, granitization, fluid.

### References

- Vinogradov A. N., Sviridenko L. P., 1979. Early Precambrian conglomerates of the Baltic Shield as indicator of the initial composition of primary crustal granites. In: *The oldest granitoids of the Baltic Shield*. Apatity: KRC, RAS, P. 43—49 (in Russian).
- Sharov N. V. (ed.), 2004. Deep structure and seismicity of the Karelian region and its margins. Petrozavodsk: KRC, RAS, 353 p. (in Russian).
- Gorkovets V. Ya., Rayevskaya M. B., 1988. New data on the geology of Karelian iron-siliceous formations and conditions of production. In: *Geology and genesis of Early Precambrian iron deposits*. Apatity: KRC, RAS, P. 30—38 (in Russian).
- Dokukina K. A., Konilov A. N., 2008. Belamorian eclogitic province-zone of archaic paleosubduction. *Tonal and regional problems of tectonics and geodynamics. Proceedings of the meeting*. V. 1. Moscow, P. 269—272 (in Russian).
- Krats K. O. (ed.), 1978. The Earth's crust in the Eastern Baltic Shield. Leningrad: Nauka, 231 p. (in Russian).
- Kostomuksha Ore Area (geology, deep structure and mineralogy), 2015. Executive eds V. Ya. Gorkovets, N. V. Sharov. Petrozavodsk: KRC, RAS, 320 p. (in Russian).
- Letnikov F. A., 1999. Fluids of the continental lithosphere and ore formation problems. *Vestnik OGGGGN RAN* (4) (in Russian).
- Letnikov F. A., Feoktistov G. D., Vilor N. B., Grudinina M. I., Gantimurova T. P., Gantimurov A. A., Dorogokupets P. I., Zhatmuyev N. S., Menaker I. G., Menshagin Yu. V., Savelyeva V. B., Bahyshev S. O., 1988. Petrology and fluid regime of the continental lithosphere. Novosibirsk: Nauka, 187 p. (in Russian).
- Litvinenko I. V., 1984. Seismic studies of the Earth's crust of the Baltic Shield. *27<sup>th</sup> Intern. Geol. Congress. Reports. Vol. 8. C. 08. Geophysics*. Moscow: Nauka, P. 9—20 (in Russian).
- Mints M. V., 2011. 3D model of deep structure of the Early Precambrian crust in the East European Craton and paleodynamic implications. *Geotectonics* 45(4), 267—290 (in Russian). doi: 10.1134/S0016852111040054.
- Mitrofanov F. P., Bayanova T. B., Korchagin A. U., Groshev N. U., Malich K. N., Chirov D. V., 2013. East Scandinavian and Norilsk extensive basic Pt-Pd ore igneous provinces: geological and metallogenetic correlation. *Geol. Ore Deposits*. 5(5), 305—319 (in Russian). doi: 10.1134/S107570151305005.
- Pavlenkova N. I., 2006. Three-dimensional model of the Earth's crust of the Baltic Shield based on deep seismic studies. *Fizika Zemli* (12), 43—54 (in Russian).

- Dortman N. B., Magid M. Sh.* (eds), 1980. Petrophysical (petrodensity and petromagnetic) maps of geological formations in the eastern Baltic Shield: Explanatory note to 1 : 1 000 000 scale maps. Leningrad: Nauka, 35 p. (in Russian).
- Svetov A. P.*, 1979. Platform basaltic volcanism of the Karelides. Karelia. Leningrad: Nauka, 207 p. (in Russian).
- Svetov S. A.*, 2017. Subduction-accretion complexes in the architecture of an early continental crust in the case study of Karelian Craton. In: *Geodynamics of the Early Precambrian: similarity and difference with the Phanerozoic*. Petrozavodsk: KRC, RAS, P. 219—222 (in Russian).
- Svetov A. P., Sviridenko L. P.*, 1991. Magmatism of the suture zones of the Baltic Shield. Leningrad: Nauka, 199 p. (in Russian).
- Svetov A. P., Sviridenko L. P.*, 2005. Centres of endogenous magmatic activity and ore formation in the Fennoscandian Shield, Karelian region. Petrozavodsk: KRC, RAS, 357 p. (in Russian).
- Svetov A. P., Sviridenko L. P., Ivashchenko V. I.*, 1990. Volcano-plutonism of the Svecokarelides of the Baltic Shield. Petrozavodsk: KRC, RAS, 318 p. (in Russian).
- Sviridenko L. P.*, 1979. Geochemical zonation of Karelian migmatite-granites and its connection with geophysical field nature. In: *Precambrian mineralogy and geochemistry of Karelia*. Petrozavodsk: KRC, RAS, P. 74—89 (in Russian).
- Sviridenko L. P.*, 1980. Granite formation and problems in Precambrian Earth's crust formation. Leningrad: Nauka, 216 p. (in Russian).
- Sokolov V. A., Galdobina L. P., Ryleev A. V., Satsuk Yu. I., Svetov A. P., Kheyskanen K. I.*, 1970. Jatulian geology and paleovolcanology of Central Karelia. Petrozavodsk: KRC, RAS, 365 p. (in Russian).
- Sharov N. V., Mitrofanov F. P., Verba M. L., Gillen C.* (eds), 2005. Structure of the Lithosphere within the Russian Segment of the Barents Sea Region. Petrozavodsk: KRC, RAS, 318 p. (in Russian).
- Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N.*, 2009. Seismotomography of the East European platform: three-dimensional *P*-velocity model of the mantle under the Phennoscandia. P. 1. *Geofizicheskiy zhurnal* 31 (1), 53—72 (in Russian).
- Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N.*, 2010. Seismotomography of the East European platform: three-dimensional *P*-velocity model of the mantle under the Phennoscandia. P. 2. *Geofizicheskiy zhurnal* 32 (1), 60—77 (in Russian).
- Chekunov A. V., Starostenko V. I., Krasovskiy S. S., Kutas R. I., Orovetskuy Yu. P., Pashkevich I. K., Tripolskiy A. A., Yeliseyeva S. V., Kupriyenko P. Ya., Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodnyy V. G., Glaznev V. N., Garetskiy R. G., Karatayev G. I., Aksamentova N. V., Tsvoydzinskiy S., Korkhonen Kh., Luosto U., Gaal G., Zhuravlev V. A., Sadov A. S.*, 1993. Geotransect Euro-3. *Geofizicheskiy zhurnal* 15(2), 3—32 (in Russian).
- Sharov N. V.*, 2015. Deep seismic studies in the southeastern Fennoscandian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(5), 104—120 (in Russian).
- Sharov N. V.*, 1993. Lithosphere of the Baltic Shield Based on the Seismic Data (in Russian). Apatity: KRC, RAS, 144 p. (in Russian).
- Sharov N. V.*, 1982. Seismic data on the M-surface relief of the Baltic Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 4(1), 91—97 (in Russian).
- Sharov N. V., Kulikov V. S., Isanina E. V., Krupnova N. A.*, 2010. Seismogeologic characteristics of the Earth's crust of southeastern part Fennoscandian Shield (Russia). *Geofizicheskiy zhurnal* 32(3), 3—17 (in Russian).
- Sharov N. V., Mitrofanov F. P.*, 2014. Velocity Heterogeneities in the Lithosphere of the Fennoscandian (Baltic) Shield. *Doklady AN* 454(1), 64—67 (in Russian).
- Shchipansky A. A.*, 2017. Implication for the Geodynamics Evolution through Geological History. In: *Geodynamics of the Early Precambrian: similarity and difference with the Phanerozoic*. Petrozavodsk: KRC, RAS, P. 278—282 (in Russian).
- Korja A., Korja T., Luosto U., Heikkinen P.*, 1993. Seismic and Geoelectric Evidence for Collisional and Extensional Events in the Fennoscandian Shield — Implications for Precambrian Crustal Evolution. *Tectonophysics* 219(1-3), 129—152.
- Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G., Glaznev V., Korja A.*, 1998. Crustal Structure of the Baltic Shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa Geotraverse. *Int. Geol. Rev.* 40(11), 990—997.