

УДК 551.24.02

ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СВЕКОФЕННСКОГО АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА ПО ДАННЫМ МОВ-ОГТ, МТЗ И ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

М. В. Минц¹, Е. Ю. Соколова^{2,3}, рабочая группа ЛАДОГА*

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), Москва, Россия

Представлена объемная модель глубинного строения позднепалеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена. Модель базируется на скоординированных данных геологического картирования, сейсморазведки в отраженных волнах по профилям FIRE-2-2а-1 и FIRE-3-3а, включает и использует сечения 3-мерной плотностной модели коры, результаты магнитотеллурических исследований по профилю Выборг-Суоярви в Северном Приладожье и ранее проведенных магнитотеллурических исследований в Южной Финляндии. На базе объемной модели охарактеризованы главные особенности строения Свекофеннского аккреционного орогена. Для аккреционного комплекса характерна наклонная тектоническая расслоенность: тектонические пластины мощностью около 15 км, образованные вулканогенно-осадочными ассоциациями, включающими электропроводящие графитоносные осадки, и гранитоидами, монотонно-последовательно погружаются в восточном направлении. При достижении уровня нижней коры тектонические пластины аккреционного комплекса утрачивают четкие очертания и на картине сейсмических отражений замещаются однообразной акустически полупрозрачной средой, в которой лишь фрагментарно прослеживаются границы отдельных пластин. Коро-мантийная граница имеет диффузный характер: переход от коры к мантии фиксируется постепенным исчезновением смутно прорисованных границ тектонических пластин и постепенным переходом акустически гомогенизированной и полупрозрачной нижней коры в прозрачную мантию. «Размывание» изображений контактов пород, которые в исходном состоянии создавали контрасты акустической жесткости, связано с плавлением и смешением парциальных расплавов. В результате анализа объемной модели глубинного строения получен ряд новых выводов о главных особенностях и источниках эволюции Свекофеннского аккреционного орогена. Модель возникновения и эволюции Свекофеннского орогена, который рассматривается в качестве одной из составляющих суперконтинента Лавроскандия, охарактеризована в статье М. В. Минца «Геодинамическая интер-

* **Рабочая группа ЛАДОГА:** Е. Ю. Соколова (ИФЗ РАН, Москва), М. В. Минц (ГИН РАН, Москва), И. Л. Варданянц, М. Ю. Смирнов, Н. И. Успенский (СПбГУ, Санкт-Петербург); Н. С. Голубцова, В. А. Куликов, П. Ю. Пушкарёв, Я. В. Таран, Л. А. Золотая, М. А. Коснырева (МГУ, Москва); Я. Г. Яковлев (ООО «Северо-Запад», Москва); И. И. Рокитянский (ИГ НАНУ, Киев, Украина); П. А. Рязанцев, М. Ю. Нилов (ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск), В. Н. Глазнев, О. М. Муравина (ВГУ, Воронеж).

претация объемной модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена», представляющей вторую часть данного исследования.

Ключевые слова: Свекофеннский ороген; сейсморазведка отраженных волн; магнитотеллурическое зондирование; объемная модель коры; профиль Выборг-Суоярви; FIRE-2-2a-1, FIRE-3-3a, Фенноскандинавский щит; палеопротерозой.

M. V. Mints, E. Yu. Sokolova, LADOGA Working Group. 3D MODEL OF THE DEEP STRUCTURE OF THE SVECOFENNIAN ACCRETIONARY OROGEN BASED ON DATA FROM CDP SEISMIC REFLECTION METHOD, MT SOUNDING AND DENSITY MODELING

A 3D model of the deep structure of the Late Paleoproterozoic Svecofennian accretionary orogen is presented. The model is based on coordinated data of geological mapping, seismic reflection surveys along the profiles FIRE-2-2a-1 and FIRE-3-3a, incorporates and utilizes cross-sections of the 3D density crustal model, the results of magnetotelluric surveys along the Vyborg-Suojarvi profile in the Northern Ladoga area and materials from MT surveys previously carried out in Southern Finland. The main structural features of the Svecofennian accretionary orogen were described relying on the 3D model. The accretionary complex is characterized by dipping tectonic layering: tectonic sheets some 15 km thick, made up of volcanic-sedimentary associations with electrically conductive graphite-bearing sediments and of granitoid rocks, plunge successively eastwards in a monotonous manner. At the lower crustal level the tectonic sheets of the accretionary complex become fuzzy, appearing in seismic reflection images as a homogenous acoustically semi-transparent medium where only fragments of the margins of some sheets can be discerned. The crust-mantle boundary is diffuse: the crust to mantle interface is determined by the gradual vanishing of the fuzzy boundaries of tectonic sheets and a gradational transition from the acoustically homogenized and semi-transparent lower crust to the transparent mantle. The 'blurring' of the images of rock contacts, which had originally produced acoustic impedance contrasts, is caused by melting and mixing of partial melts. The analysis of the 3D model of the deep structure has brought some new conclusions about the principal features and sources of the evolution of the Svecofennian accretionary orogen. A model of the onset and evolution of Svecofennian orogeny, which is considered as one of the components of the supercontinent Lauroscandia, is described in the paper by M. V. Mints "3D model of the deep structure of the Svecofennian accretionary orogen: a geodynamic interpretation", which constitutes the second part of this study.

Keywords: Svecofennian orogen; seismic reflection surveying; magnetotelluric sensing; 3D crustal model; Vyborg-Suojarvi profile; FIRE-2-2a-1; FIRE-3-3a; Fennoscandian shield; Paleoproterozoic era.

Введение

Сравнительно недавно были завершены исследования глубинного строения восточной части Фенноскандинавского щита и фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах территории России методом отраженных волн – общей глубинной точки (МОБ ОГТ) по геотраверсам 1-ЕВ и Татсейс, а также профилю 4В. Наиболее полная и систематическая характеристика результатов исследований опубликована в двух монографиях на русском и английском языках [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015]. В это же время подобные исследования МОБ ОГТ проводились в юго-восточной части Фенноскандинавского щита по системе профилей проекта FIRE в Финляндии [Lahtinen et al., 2005, 2009; Kukkonen, Lahtinen, 2006].

Полученные результаты также положены в основу моделей глубинного строения и геологической эволюции [Kontinen, Paavola, 2006; Korja et al., 2006a, b; Janik et al., 2009]. Цели и методы обоих исследований были аналогичными, изученные территории, разделенные государственными границами, принадлежат одной и той же раннедокембрийской геотектонической провинции. Тем не менее результаты до настоящего времени не получили совместной интерпретации.

Первая цель нашей работы состояла в создании объемной модели глубинного строения позднепалеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена, значительная часть которого расположена в Южной Финляндии, на базе профилей FIRE-2-2a-1 и FIRE-3-3a (положение профилей показано на рис. 1) с использованием

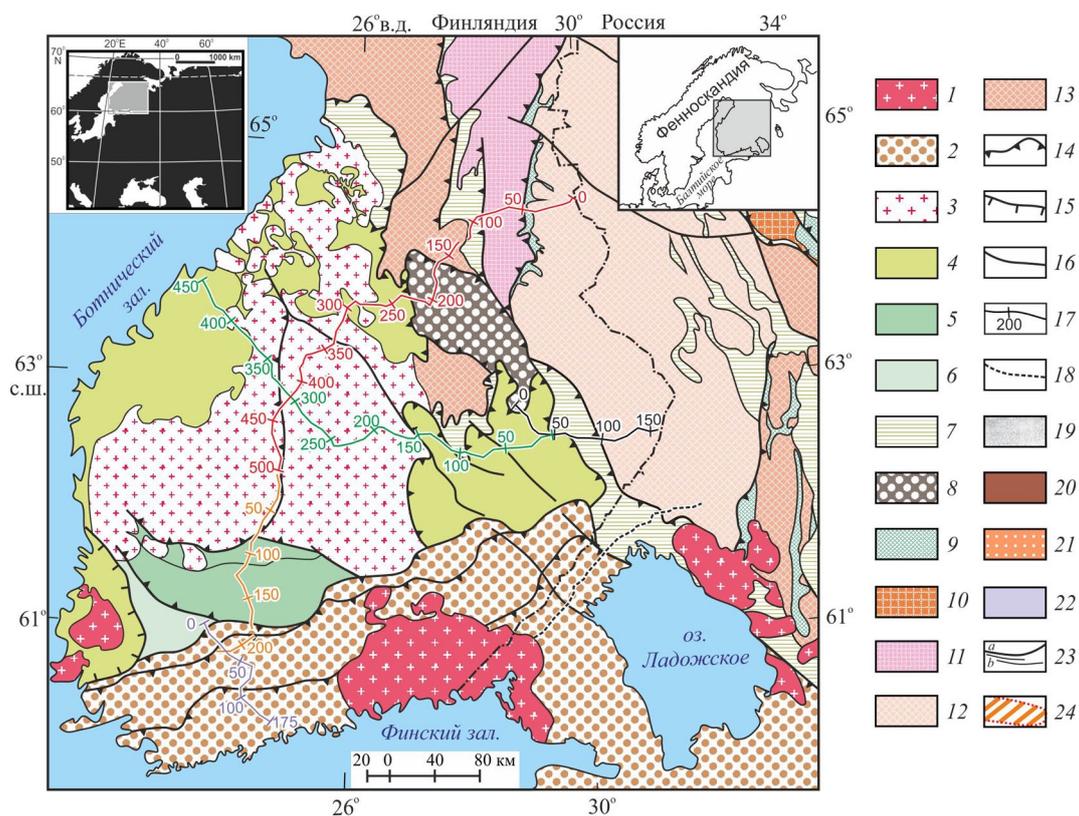


Рис. 1. Геологическая карта юго-востока Фенноскандинавского щита (осадочный чехол удален):

Здесь и на рис. 2, 4–7: 1–7 – палеопротерозой: 1 – граниты-рапакиви, 2 – Южно-Финляндский гранулитогнейсовый пояс (гнейсы гранулитовой и амфиболитовой фации, граниты), 3 – Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс, 4–7 – вулканогенно-осадочные пояса: 4 – Похьянмаа, Саво, Саимаа, 5 – Пирканмаа-Тампере, 6 – Хаме, 7 – Ладога-Ботнический (пассивная окраина Карельского кратора); 8–14 – архей: 8 – гранулитогнейсовый пояс Варпайсъярви, 9 – зеленокаменные пояса (Суомуссалми-Кухмо-Типасъярви и др.), 10–14 – микроконтиненты (гранит-зеленокаменные области): 10 – Рануа, Иисалми и Водлозерский, 11 – Кианта, 12 – Кухмо-Сегозерский, 13 – Ковдозерский. 14–16 – тектонические границы: 14 – надвиги и взбросо-надвиги, 15 – сбросы, 16 – сбросо-сдвиги. 17 – сейсмопрофили проекта FIRE (выделены цветными линиями): FIRE-1 – фиолетовый, FIRE-2а – оранжевый, FIRE-2 – красный, FIRE-3а – зеленый, FIRE-3 – черный; 18 – профиль МТЗ «Выборг-Суоярви». 19–24 – дополнительные обозначения на геологических разрезах: 19 – сейсмический образ, предположительно кора аккреционного комплекса; 20 – зона рефлексивиты в нижней коре, предположительно образованная при участии андер- и интерплейтинга мантийных мафитовых магм; 21 – акустически гомогенная область, предположительно область интенсивной метаморфической переработки; 22 – мантия, 23 – тектонические границы (а) и границы структурных доменов (б), 24 – области повышенной электропроводности

Fig. 1. Geological map of the southeastern Fennoscandian shield (the sedimentary cover was removed):

1–7 – Paleoproterozoic: 1 – rapakivi granite, 2 – Southern Finland granulite-gneiss belt (gneiss of granulite and amphibolite facies, granite), 3 – Central Finland Granitoid Complex, 4–7 – volcanic-sedimentary belts: 4 – Pohjanmaa, Savo, Saimaa, 5 – Pirkanmaa-Tampere, 6 – Häme, 7 – Ladoga-Bothnian belt (passive margin of the Karelian craton); 8–14 – Archaean: 8 – Varpaisjärvi granulite-gneiss belt, 9 – greenstone belts (Suomussalmi-Kuhmo-Tipasajärvi, etc.), 10–14 – microcontinents (granite-greenstone domains): 10 – Ranua, Iisalmi and Vodlozero, 11 – Kianta, 12 – Kuhmo-Segozero, 13 – Kovdozero. 14–16 – tectonic boundaries: 14 – thrusts and upthrusts, 15 – normal faults, 16 – strike-slip faults. 17 – seismic profiles of the FIRE project (highlighted in color lines): FIRE-1 – purple, FIRE-2a – orange, FIRE-2 – red, FIRE-3a – green, FIRE-3 – black; 18 – Vyborg-Suojärvi magnetotelluric sounding (MTS) profile. 19–24 – additional symbols on geological sections: 19 – seismic image, presumably the crust of the accretionary complex; 20 – reflectivity zone in the lower crust, presumably formed by the under- and interleaving of mantle mafic magmas; 21 – acoustically homogeneous region, presumably a region of intense metamorphic reworking; 22 – mantle, 23 – tectonic boundaries (a) and boundaries of structural domains (b), 24 – areas of increased electrical conductivity

методических подходов и приемов, разработанных в процессе глубинных исследований на

русской части Восточно-Европейского кратора. Важная роль была отведена результатам

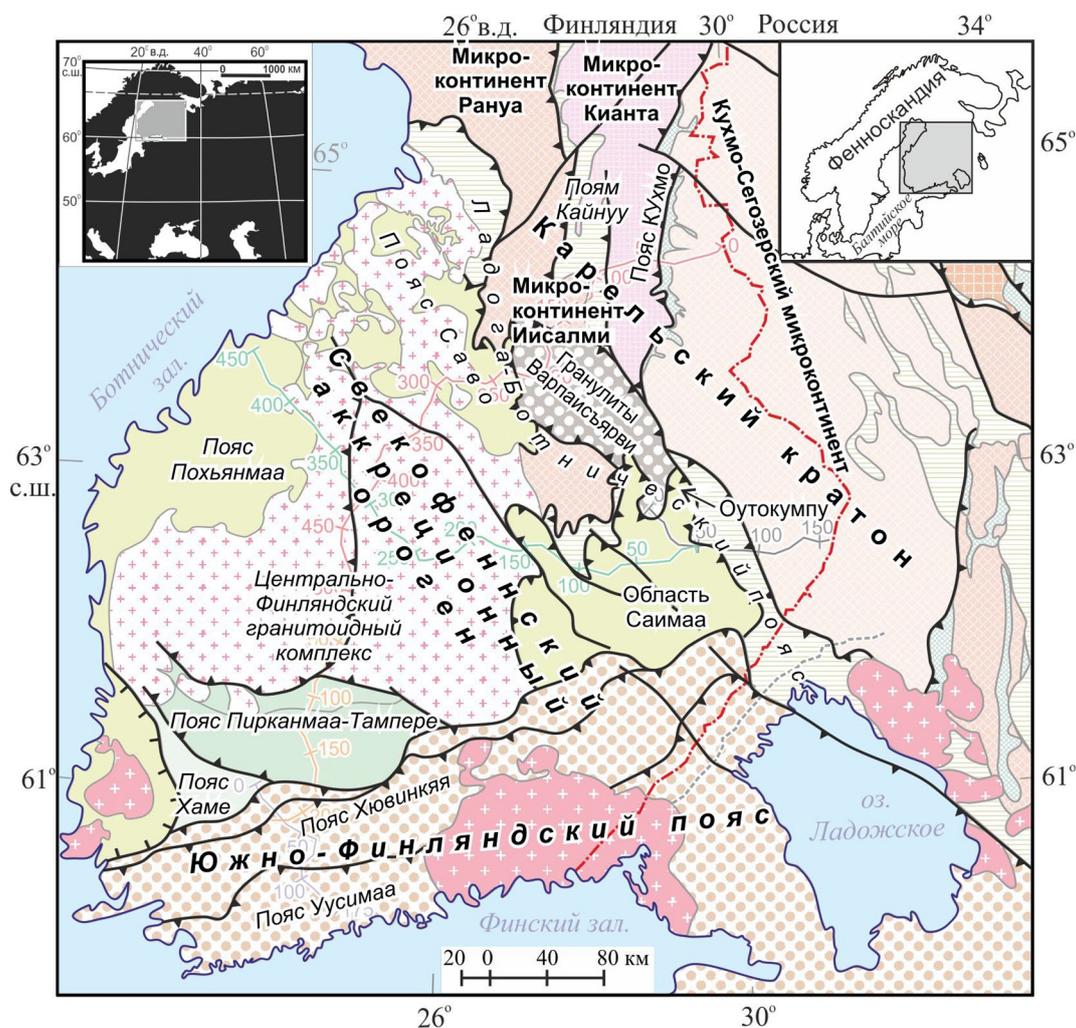


Рис. 2. Тектоническое районирование докембрийской коры на юго-востоке Фенноскандинавского щита

Fig. 2. Tectonic zoning of the Precambrian crust in the southeast of the Fennoscandian shield. See Fig. 1 for legend

магнитотеллурических исследований по профилю Выборг-Суоярви в Северном Приладожье [Соколова и др., 2016, 2017] и использованию ранее полученных данных в Южной Финляндии [Korja et al., 2002; Vaittinen et al., 2012]. Построенные по ним распределения глубинной электропроводности в ряде случаев обеспечили независимую верификацию модели геологической структуры, опирающейся на данные сейсмоки, а также расширили возможности реконструкции вещественного состава горных пород в глубинах коры.

Второй целью исследования являлась разработка эволюционной модели формирования Свекофеннского аккреционного орогена и определение места Свекофеннского орогена в истории палеопротерозойского Лавро-Русского орогенеза, охватившего территорию Лавроскандии – суперконтинента, объединявшего

Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны. Обоснование и характеристика этой модели представлены в статье «Геодинамическая интерпретация объемной модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена» [Минц, 2018].

Геологический очерк

Район исследований, охватывающий сопредельные тектонические структуры на юго-востоке Фенноскандинавского щита – архейский Карельский кратон и позднепалеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген, располагается в пределах России и Финляндии (рис. 1, 2). Принято считать, что Карельский кратон и Свекофеннский ороген разделены Раахе-Ладожским швом – крутопадающей правосдвиговой зоной северо-западного

простирается, которая прослеживается по геологическим и геофизическим признакам из района Северного Приладожья в район Шеллефтео в Северной Швеции.

Формирование Карельского кратона, как и Кола-Карельского континента в целом, завершилось в неогархее ~ 2,75 млрд лет назад. В дальнейшем кора достраивалась и подвергалась переработке преимущественно во внутриконтинентальной обстановке. В результате процессов мантийно-плюмового типа 2,76–2,58 млрд лет назад кора архейского континента была кардинально преобразована [Минц и др., 2010, гл. 1, 2; Mints et al., 2015, ch. 2, 3]. В начале палеопротерозоя, ~2,5–2,3 млрд лет назад, при возобновлении мантийно-плюмовой активности в основании архейской коры, мощность которой в то время достигала 60–70 км, размещались габбро-анортозиты. Совместно с вмещающими архейскими породами они подверглись метаморфизму гранулитовой фации. В ходе последовавших в позднем палеопротерозое процессов тектонического сжатия и формирования внутриконтинентальных орогенов фрагменты габбро-анортозитовых тел были перемещены к верхним уровням коры, образовав основание тектоно-стратиграфических разрезов гранулит-гнейсовых поясов (наиболее известны габбро-анортозиты в основании Лапландского и Колвица-Умбинского поясов на Кольском полуострове). Преобладающая часть габбро-анортозитов осталась на уровне коромантийного раздела. Синхронно с интрузиями габбро-анортозитов верхнюю часть коры интродуцировали мафит-ультрамафитовые магмы, сформировавшие близповерхностные расслоенные массивы [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015].

Следующий пик мантийно-плюмовой активности в среднем-позднем палеопротерозое датирован ~ 2,2–1,8 млрд лет. Во внутренней области Карельского кратона возникли протяженные рифты, заполнявшиеся осадками и лавами базальтового и андезибазальтового состава. Процессы растяжения сопровождались локальными переходами от рифтинга к спредингу и частичному разрыву континентальной литосферы, в частности, вдоль границы Кухмо-Сегозерской и Кьянта гранит-зеленокаменных областей (рис. 2). Место разрыва континентальной коры и кратковременное существование океанической структуры Красноморского типа фиксирует офиолитовый комплекс Йормуа (1,97–1,95 млрд лет) в пределах пояса Кайнуу [Peltonen et al., 1998]. С этим же пиком эндогенной активности связано разделение суперконтинента Лавроскандия на

Северо-Американскую и Восточно-Европейскую части и возникновение Свекофеннского океана [Минц, 2017]. Сформированный при закрытии Свекофеннского океана одноименный аккреционный ороген занимает центральную часть Фенноскандинавского щита. Эта статья посвящена юго-восточной части орогена, непосредственно примыкающей к Карельскому кратону.

Окраина Карельского кратона перекрыта метаморфизованными вулканогенно-осадочными комплексами, сформированными на шельфе и континентальном склоне пассивной окраины, возникшей при раскрытии Свекофеннского океана. Эти породы слагают Ладожско-Ботнический пояс шириной от 20 до 50 км. Начало осадконакопления на шельфе пассивной окраины стартовало около 2,0 млрд лет назад и продолжалось до ~1,91 млрд лет [Nuhma et al., 1991]. В основании разреза по границе с Карельским кратоном фрагментарно распределены средне- и позднепалеопротерозойские (ятулий-людиковий) отложения. В нижней части разреза преобладают кварциты и кварцито-песчаники с конгломератами и гравелитами, перекрывающими архейский фундамент. Выше следуют пестроцветные доломиты и известняки с подчиненными песчаниками и сланцами. Верхи разреза образованы биотит-кварцевыми сланцами, нередко сульфид- и графитсодержащими, при участии карбонатных пород и кварцитов. С графитоносными породами связаны рудопроявления и месторождения графита (месторождение Кителя и группа проявлений графита в Северном Приладожье, месторождение Виистола в Финляндии) [Бискэ, Колодей, 2014; Gautneb et al., 2016]. Выше залегает позднепалеопротерозойская сортавальская серия (ливвий) мощностью 2600–2700 м, сложенная амфиболитами (метатолитами и метатугами) при участии биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов (метаандезитов и метадацитов), которые вверх по разрезу сменяются доломитовыми и кальцитовыми мраморами, кальцифирами, амфиболитами, амфиболовыми, слюдяными, слюдяно-кварцевыми сланцами и кварцитами, как правило, обогащенными сульфидами и графитом. Следующий уровень образован ладожской серией (калевий), мощностью в несколько тысяч метров, в составе которой преобладают андалузит-ставролитовые, силлиманит-двуслюдяные и кордиеритовые гнейсы (метапесчаники и метаалевролиты), ограниченно участвуют амфиболиты (метабазиты и метаандезиты). Сортавальская серия рассматривается в качестве отложений на шельфе пассивной окраины.

Ладожская серия формировалась у подножия континентального склона.

Юго-восточная часть Свекофеннского орогена образована сочетанием осадочно-вулканогенных поясов и гранитоидных массивов (рис. 2). Пояс Саво шириной 60–70 км, протягивающийся в северо-западном направлении вдоль границы с Карельским кратоном, образован переслаиванием слабо и умеренно метаморфизованных граувакк, кремнистых сланцев и песчаников, а в участках более интенсивного метаморфизма – слюдяными, графит- и/или сульфидсодержащими сланцами (известно несколько рудопоявлений графита [Gautneb et al., 2016]), вмещающими прослой амфиболитов и гнейсов (метавулканитов), датированных 1,93–1,92 млрд лет. Около половины пояса занято гранитоидами, сформированными 1,91–1,88 и 1,88–1,87 млрд лет назад.

Пояс Саво принято рассматривать в качестве фрагмента примитивной островной дуги [Lahtinen et al., 2005]. В пределах овальной в плане области с поперечником около 100 км, образующей юго-восточное продолжение пояса Саво, выделяются области Оутокумпу и Саимаа. Роль гранитоидов здесь ниже, а метаосадки резко преобладают. Мафитовые метавулканиты, ассоциированные с серпентинитами, рассматриваются в качестве офиолитового комплекса Оутокумпу. С офиолитами связано месторождение сульфидных Cu-Co-Zn-Au-содержащих руд. Предполагается, что офиолитовый комплекс был сформирован на начальной стадии раскрытия океанического бассейна около 1,97 млрд лет [Nuhma, 1986]. Оруденение возникло в океанической среде в результате гидротермально-метасоматических процессов. Затем 1,90 млрд лет назад при закрытии океана и последовавшей коллизии офиолитовый комплекс был выдавлен в западном направлении на окраину Карельского кратона [Lahtinen et al., 2005; Kontinen et al., 2006].

Пояс Похьянмаа (Пюхасалми) приблизительно овальной формы протяженностью около 180 км образован метаосадками, датированными 1,90–1,87 млрд лет: граувакками, кварцитами, песчаниками, слюдяными сланцами, графит- и/или сульфидсодержащими сланцами и парагнейсами с линзами и прослоями амфиболитов (мафитовых метавулканитов). Литологические и геохимические характеристики предполагают формирование пород в задуговом или междугловом бассейне [Koistinen et al., 1996, 2001; Lahtinen et al., 2005].

Субширотный сланцевый пояс Тампере протяженностью более 100 км при максимальной ширине 25 км образован метаосадками и

метавулканитами островодужного типа кислого, основного и среднего состава, датированными 1,90–1,89 млрд лет [Koistinen et al., 2001; Lahtinen et al., 2005]. Нижняя часть разреза образована мафитовыми лавами, изверженными в рифтогенной или задуговой обстановке не позднее 1,90 млрд лет [Kähkönen, 1989; Nuhma et al., 1991; Lahtinen et al., 2002]. Осадочно-вулканогенная толща прорвана телами гранитоидов, связанных с Центрально-Финляндским массивом. Основание тектоно-стратиграфического разреза в южной части пояса образовано турбидитами и глинистыми осадками, значительно обогащенными графитом и сульфидами, что нехарактерно для остальной части пояса [Kähkönen, 1999]. Пояс Пирканмаа протяженностью 175 км при максимальной ширине около 50 км можно рассматривать в качестве южного компонента пояса Тампере. Здесь преобладают метаосадки (метаграувакки, кремнистые сланцы, метапесчаники, слюдяные сланцы, графит- и сульфидсодержащие сланцы); метавулканиты играют подчиненную роль. В западной части пояса известны рудопоявления графита [Gautneb et al., 2016].

Пояс Хаме занимает следующую к югу позицию, непосредственно соседствуя с поясом Пирканмаа. Пояс образован мафитовыми вулканитами, прорванными массивами гранитоидов и небольшими телами габбро, диоритов и ультрамафитов. В верхней части возрастает роль метаосадков. Южная часть пояса перекрыта тектоническим покровом Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса, на западе пояс перекрыт наложенной впадиной, в которой сопряжен мезопротерозойский массив гранитов-рапакиви Лаитила.

Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс (ЦФГК) площадью около 40 000 кв. км размещен в центре Южной Финляндии. Комплекс представляет собой полого лежащее силлообразное тело [Korja et al., 2006a]. Его мощность в сечении профилями FIRE-2a и FIRE-1 варьирует от 10 до 20 км. Изотопно-геохронологические данные фиксируют в гранитоидах свидетельства корового источника с возрастом ~2,1–2,0 млрд лет [Rämö et al., 2001]. В составе комплекса преобладают «синорогенные» известково-щелочные гранодиориты, тоналиты, граниты, монзониты и сиениты и их метаморфизованные аналоги, датированные 1,89–1,87 млрд лет [Lahtinen, Nuhma, 1997 и ссылки в ней]. Принято выделять «синкинематические» (~1,89–1,88 млрд лет) и «посткинематические» (~1,89–1,87 млрд лет) интрузивы [Nironen et al., 2000; Rämö et al., 2001]. Посткинематические гранитоиды демонстрируют признаки

бимодальной (мафитовой-фельзической) магматической ассоциации, типичной для обстановок растяжения. Петрологические [Elliott et al., 1998] и геохимические [Art et al., 1978; Nironen et al., 2000] данные свидетельствуют, что посткинематические гранитоиды кристаллизовались из «сухих» высокотемпературных магм А-типа и/или магм чарнокит-эндербитовой серии [Минц и др., 1996].

В различных местах Свекофеннского орогена в метаосадках и магматических породах были обнаружены цирконы с возрастными 2,08–1,91 и в меньшем количестве 2,78–2,45 млрд лет, что свидетельствует о существовании предшествовавшей Свекофеннской аккреции ювенильной среднепалеопротерозойской коры, включавшей в той или иной степени ассимилированные фрагменты коры архейского возраста [Andersson et al., 2006, 2011 и ссылки в них]. Заключительным событием в палеопротерозойской истории Восточно-Европейского композитного кратона стало формирование дугообразного Лапландско-Среднерусско-Южно-Прибалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена, охватившего Карельский кратон с севера, востока, юга и юго-запада [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015]. Южно-Прибалтийский сектор орогена образован чередованием дугообразных в плане выпуклых к востоку поясов, контрастно различающихся уровнем метаморфизма: зеленосланцевой эпидот-амфиболитовой фации в одних поясах и от высокой амфиболитовой до гранулитовой фации в других. Дугообразные пояса с центриклинальным погружением границ представляют собой тектонические покровы, центробежно надвигавшиеся на породы обрамления. Крайний с востока Старая Русса – Южно-Финляндский гранулитогнейсовый пояс протягивается от оз. Ильмень и города Старая Русса к северу, далее через Северное Приладожье на запад вдоль северного побережья Финского залива. Протяженность пояса достигает 1200 км. В районе города Старая Русса и оз. Ильмень известна яркая аномалия электропроводности («Ильменская аномалия») [Ковтун, 1989; Жамалетдинов, Кулик, 2012]. Южно-Финляндская ветвь этого пояса традиционно рассматривается финскими исследователями в составе Свекофеннского орогена. Наиболее часто употребляемое наименование этой структуры – Южно-Финляндский осадочно-вулканогенный комплекс, но некоторые авторы пользовались иными наименованиями [например, Korsman et al., 1999; Väisänen et al., 2000; Lahtinen et al., 2005; Korja et al., 2006b]. Породы, слагающие пояс, интродуцированы позднеорогенными

гранитоидами [Rämö et al., 2001]. В последние годы, начиная, возможно, с [Kähkönen et al., 1994], предполагается, что породы пояса были сформированы в обстановке задугового бассейна зрелой островной дуги.

Внешняя зона дугообразного Старая Русса – Южно-Финляндского пояса (основание тектоно-стратиграфического разреза) сложена гиперстеновыми гранулитогнейсами, эндербитами, гиперстеновыми гранитами, амфиболитами, парагнейсами и мигматитами. Выше по разрезу преобладают гранат-кордиерит-графитовые гнейсы (кондалиты), граниты и плагиограниты с гранатом, кордиеритом и графитом. В западной части пояса известны рудопоявления графита [Gautneb et al., 2016]. В Северном Приладожье пояс сложен амфиболитами, амфиболовыми и двупироксен-плагиоклазовыми сланцами, биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-кордиеритовыми, биотит-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами [Koistinen et al., 2001; Глебовицкий, 2005]. В этой части пояса расположено Ихальское месторождение крупно-среднечешуйчатого графита [Бискэ, Колодей, 2014].

В составе Южно-Финляндской ветви пояса преобладают сланцы и гнейсы гранулитовой и амфиболитовой фации (метаграувакки, кремнистые сланцы, метапесчаники, слюдяные сланцы, графит- и/или сульфидсодержащие сланцы, парагнейсы, амфиболиты), протолиты которых датированы ~1,95–1,87 млрд лет, частично более древними цифрами [Väisänen et al., 2000; Koistinen et al., 2001; Глебовицкий, 2005]. Высокотемпературный метаморфизм проявился дважды: 1,89–1,87 млрд лет назад («главная орогенная стадия») и 1,83–1,81 млрд лет назад («позднеорогенная стадия») [Väisänen et al., 2000 и ссылки в ней]. Значительное место занимают гранодиориты, диориты, часть гиперстенсодержащие, и их метаморфизованные аналоги, датированные 1,91–1,88 млрд лет. Однако главную роль играют более молодые граниты, монцониты, сиениты и монцодиориты и их метаморфизованные аналоги с возрастом от ~1,88–1,87 [Koistinen et al., 2001] до 1,82 [Väisänen et al., 2000] млрд лет. Термобарометрические данные свидетельствуют о размещении сухих высокотемпературных расплавов на глубине не менее 15 км в условиях гранулитовой фации. Продолжение Южно-Финляндской ветви гранулитогнейсового пояса к западу зафиксировано в южной части области Бергслэген в Южной Швеции [Andersson et al., 2006].

Исследования на территории России в Северном Приладожье дали близкие оценки

возраста метаморфических событий. Пиковые параметры метаморфизма M1, датированного 1,88–1,85 млрд лет, снижаются от 950–840 °С при 6,4 кбар в основании покрова до 860–780 °С при 4,8 кбар выше по разрезу. Последующему метаморфическому событию M2, 1,80–1,78 млрд лет назад, отвечают значения от 680–600 °С при 5,5 кбар до 560–620 °С при 3,2 кбар. При этом в породах параавтохтона, образованного сортавальской серией, наблюдается инвертированная метаморфическая зональность, характеризующаяся параметрами метаморфизма от 550 °С при 3 кбар непосредственно ниже гранулитового покрова до 450 °С при 1 кбар в удалении от него (наша интерпретация данных, приведенных в [Глебовицкий, 2005; Балтыбаев и др., 2006]).

Геологическая интерпретация геофизических материалов: подходы и методы

Модели геологической среды по данным сейсморазведки преломленных и отраженных волн (соотношения скоростной-плотностной и сейсмогеологической моделей)

Термины «коро-мантийная граница» и «раздел Мохо» обычно рассматриваются как синонимы. Однако эти термины синонимами не являются. Раздел Мохо – это геофизический образ непрерывной плавно изгибающейся поверхности планетарного ранга, при пересечении которой скорость продольных волн более или менее скачкообразно возрастает с 6,9–7,4 до 8,0–8,2 км/сек [Christensen, Mooney, 1995]. В свою очередь, коро-мантийная граница – это комплексный геологический феномен, совмещающий сведения о составе, уровне метаморфизма и механических свойствах горных пород земной коры, мантии и переходной зоны, а также структурные особенности коро-мантийного раздела. Раздел Мохо – это усредненный сглаженный образ границы между корой и мантией Земли.

Скоростные и связанные с ними плотностные модели земной коры предполагают разделение коры на субгоризонтальные «слои», различающиеся составом и/или уровнем метаморфизма [например, Christensen, Mooney, 1995; Павленкова, 1999]. Наиболее популярна трехслойная модель с выделением, соответственно, «верхней», «средней» и «нижней» коры. Эти термины следуют модели субгоризонтально расслоенной коры, однако исключают прямую корреляцию скорости и расчетной плотности с составом горных пород. Кроме

того, они не предполагают четких ограничений и удобны при описании свойств пород на разных уровнях земной коры. Скорость сейсмических волн и плотность пород закономерно возрастают от верхней к нижней коре. Для обозначения коровых слоев часто используются наименования, указывающие на состав пород, наиболее близко отвечающий оценкам скорости акустического сигнала и соответствующей плотности: «гранитный», «диоритовый» и «базальтовый» (или «гранулит-базитовый») слои. Следует заметить, что, несмотря на условный характер этих наименований, некоторые авторы вплоть до настоящего времени воспринимают их буквально – как указание на реальный состав коры на разной глубине.

По мере совершенствования техники получения и обработки данных были разработаны модели коры, образованные относительно большим числом субгоризонтальных слоев и линзообразных тел варьирующей мощности, различающихся скоростными и плотностными характеристиками, опираясь на которые, авторы пытаются более детально распознать состав горных пород или горно-породных ассоциаций, слагающих отдельные слои и блоки в коре [например, Korsman et al., 1999; Mooney et al., 2002; Kuusisto et al., 2006; Thybo, Artemieva, 2013]. В отношении принципиального подхода эти модели не отличаются от моделей относительно простой субгоризонтальной расслоенности. На основе комплексного подхода к интерпретации совокупности сейсмических, гравиметрических и геотермических данных [Буянов и др., 1989] удалось подойти к построению 2D и 3D моделей коры Фенноскандинавского щита [Glaznev et al., 1989; Buyanov et al., 1995; Mitrofanov et al., 1998], используя реалистичные петрофизические данные о поверхностных породах региона [Galitchanina et al., 1995] и экспериментальные данные по изменению физических свойств пород при высоких термодинамических параметрах [Глазнев, 2003]. Было продемонстрировано закономерное уменьшение детальности выявления аномальных объектов по мере увеличения глубины их залегания. Этот аспект общей проблемы геофизической интерпретации естественно отражается и на результативных геолого-геофизических моделях, улучшение которых невозможно в рамках традиционных методов сейсмотомографии, гравиметрической и геотермической инверсии.

Сейсмические образы коры (картины сейсмических отражений, полученных методом отраженных волн – общей глубинной точки, МОВ-ОГТ) докембрийских кратонов демонстрируют широкие вариации структурных характеристик

коры и определяющую роль наклонных поверхностей раздела. Коро-мантийная граница, как правило, проявлена достаточно отчетливо по смене умеренно или интенсивно отражающей нижней коры акустически относительно прозрачной мантийной областью. В некоторых случаях нижняя кора акустически полупрозрачна, при этом коро-мантийная граница как бы исчезает, хотя раздел Мохо (по данным преломленных волн) по-прежнему вполне отчетлив. Известны случаи, когда полупрозрачная кора постепенно сменяется акустически прозрачной мантийной областью [BABEL Working Group, 1990; Abramovitz et al., 1997; White et al., 2000; Van der Velden and Cook, 2005; Kukkonen, Lahtinen, 2006; Mints et al., 2009, 2015; Минц и др., 2010; Cook et al., 2010; Hammer et al., 2010; Минц, 2011, 2016].

Нижняя кора на картинах сейсмических отражений обычно отождествляется с зоной многократных субгоризонтальных интенсивных отражений («зоной рефлексивити»), которая во многих случаях, хотя далеко не повсеместно, непосредственно перекрывает коро-мантийную границу [Mooney, Meissner, 1992]. Наиболее популярна в качестве геологического образа зоны рефлексивити модель «расслоенной нижней коры», которая формируется в условиях растяжения, сопровождаемого послойными интрузиями мафитовых мантийных магм [Holliger, Levander, 1994], с контрастами акустической жесткости на границах мафитовых интрузивов и пород коры.

В отличие от моделей субгоризонтально расслоенной коры, в которых подчеркивалось отсутствие или слабость взаимосвязей между наблюдаемыми на дневной поверхности геологическими структурами и глубинными «слоями», картины сейсмических отражений, на которых широко представлены наклонные отражатели, удалось надежно объединить с геологическими картами в рамках объемных моделей [Cook et al., 2010; Hammer et al., 2010; Минц и др., 2010; Mints et al., 2015; Минц, 2016]. В свою очередь, объемные модели коры, коро-мантийной границы и верхней части литосферной мантии, благодаря тесной увязке геологических объектов в глубинах коры и в верхней части литосферной мантии, а также латеральных вариаций в строении коро-мантийной границы с геологическими образованиями на дневной поверхности, создали принципиально новую базу для обсуждения глубинного строения, геодинамических обстановок, тектонических и термальных событий в истории формирования кратонов.

К настоящему времени опубликованы многочисленные работы, авторы которых по-

пытались совместить в рамках общих моделей глубинного строения данные глубинного сейсмозондирования в пологих лучах (скоростные-плотностные модели) и сейсмопрофилирования на базе МОВ-ОГТ (структурно-геологические модели), в частности, вдоль некоторых профилей программы ЛИТОПРОБА [Cook et al., 2010] и профилей POLAR, HUKKA и FIRE-4 в Финляндии [Janik et al., 2009]. Оценивая полученный результат с «менее примирительной» позиции, мы полагаем, что в комплексных моделях этого типа на субгоризонтальную расслоенность коры выборочно наложены некоторые из структурных направлений, заимствованных из картины сейсмических отражений. Альтернативной подобным попыткам является идея о принципиальной независимости моделей субгоризонтальной расслоенности коры и моделей геологического строения, опирающихся на картину сейсмических отражений [Минц и др., 1987]. Субгоризонтальные скоростные сейсмические границы в коре никогда не достигают дневной поверхности, вне зависимости от интенсивности тектонических перемещений блокового, складчатого или покровно-надвигового типа. Это можно объяснить единственным образом: границы возникают в консолидированной коре, приблизительно следуют дневной поверхности и перемещаются внутри коры при тектонических движениях, восстановлении изостатического равновесия, эрозионном удалении верхней части коры и пр. Отклонения от «генерального» положения границ скоростной расслоенности могут возникать в результате разнообразных дополнительных воздействий: тепловых и флюидных потоков, тектонических напряжений, вариаций литостатического давления и т. п. Специальное обсуждение проблемы двух типов сейсмических границ было предложено в работе [Glaznev et al., 2015] с использованием плотностной модели, извлеченной из комплексной трехмерной геофизической модели земной коры и верхней мантии на юго-востоке Фенноскандинавского щита [Глазнев, 2003], и сейсмогеологических разрезов коры, в том числе полученных по проекту FIRE (рис. 3).

Было показано: (1) субгоризонтальная плотностная расслоенность коры накладывается на ранее сформированную геологическую структуру; (2) плотностная дифференциация пород с глубиной уменьшается и лишь в верхней части коры (до глубины 5–10 км) породы сохраняют «плотностную индивидуальность»; (3) особенности плотностной расслоенности в преобладающей степени определяются современным и относительно недавним состоянием коры и могут быть нарушены в результате

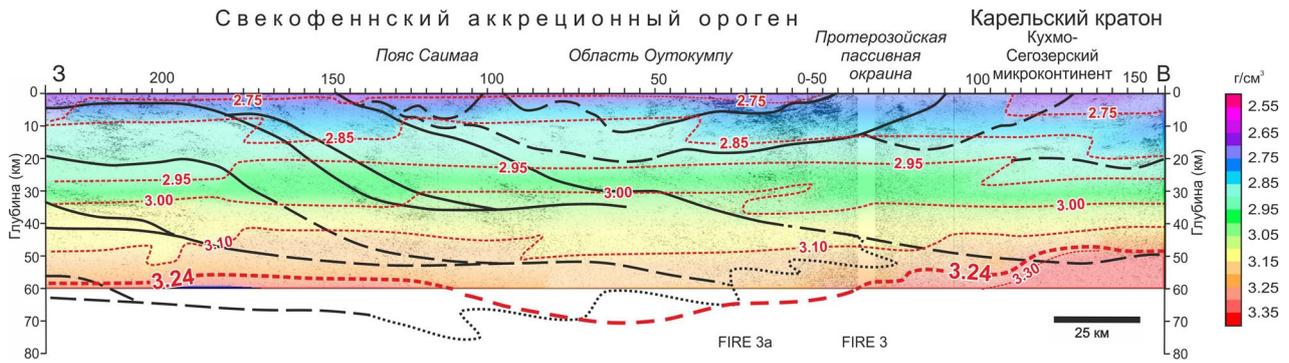


Рис. 3. Сравнение положения и морфологии границ плотностной расслоенности земной коры и раздела Мохо с тектоническими границами в сечении сейсмогеологической модели коры по профилю FIRE-3-3а.

Плотностная модель заимствована в: [Glaznev et al., 2015], сейсмогеологическая модель охарактеризована ниже (см. рис. 5). Плотности, превышающие $3,30 \text{ г/см}^3$, относятся к породам верхней мантии, а плотности меньше $3,20 \text{ г/см}^3$ – к породам самой нижней части коры. В качестве значения плотности, отвечающего положению раздела Мохо, принято $3,24 \text{ г/см}^3$, что определяется наилучшим соответствием глубины этой изоплотностной поверхности и интерполированной глубины раздела Мохо, построенной по исходным сейсмическим данным

Fig. 3. Comparison between the location and morphology of the density stratification boundaries within the earth's crust and the Moho discontinuity with tectonic boundaries presented in seismogeological model of the crust along the FIRE-3a-3 profile (see Fig. 5 below).

The density model is after [Glaznev et al., 2015], the seismogeological model is described below (see Figure 5). The densities exceeding 3.30 g/cm^3 reliably relate to the upper mantle, and the densities less than 3.20 g/cm^3 relate to the rocks of the lowest part of the crust. The 3.24 g/cm^3 is accepted as the density value that corresponds approximately to the Moho discontinuity, which is determined by the best coincidence of this isodensity surface depth and the interpolated Moho depth constructed from the initial seismic data

наиболее поздних деформаций; (4) представления о нижней коре континентов как о «зоне рефлексивити» и как о слое значительно повышенной плотности и скорости не являются эквивалентными, так как зона рефлексивити в основании коры наблюдается далеко не везде; (5) высокий уровень уплотнения пород в коре под воздействием литостатической нагрузки невозможно объяснить на уровне «простых» представлений о метаморфизме и/или об уплотнении и компактиции пород, базирующихся на лабораторных исследованиях образцов и расчетных моделях, что свидетельствует о существовании дополнительных и весьма мощных механизмов, которые обеспечивают обратимые изменения плотности горных пород. Следует подчеркнуть: нижняя кора – это наиболее глубокий и наиболее высокоплотный элемент субгоризонтальной плотностной расслоенности, в свою очередь, сейсмический образ зоны рефлексивити преимущественно связан с процессами преобразования коры в результате магматического андерплейтинга и интерплейтинга в обстановках рифтогенного растяжения и мантийно-плюмовой активности.

Данные магнитотеллурики и подходы к их интерпретации

Магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования (МТЗ/МВЗ) используют

естественное переменное электромагнитное поле Земли для получения информации о распределении электропроводности недр земной коры и верхней мантии. Диапазон значений удельной электропроводности (характеризующей собственно вещество конкретной породы) превышает 12 порядков: от 10^6 См/м для пород, содержащих электронно-проводящие минералы, до 10^{-6} См/м и менее у массивных интрузивных и некоторых других пород, что обеспечивает физическую возможность детального разделения структурно-вещественных комплексов. Вклад в аномальную электропроводность земных недр вносят два механизма: электронная проводимость, обусловленная наличием в горных породах металлических / сульфидных / графитоносных минеральных ассоциаций, и ионная проводимость, связанная с присутствием в порах минерализованной воды или с частичным плавлением вещества. В современных геодинамически-активных регионах благодаря обилию флюидов различного состава и происхождения доминирующим механизмом повышения электропроводности является ионная проводимость. Напротив, в недрах докембрийских кратонов крупнейшие аномалии созданы сильными электронными проводниками и лишь часть верхнекоровых аномально-проводящих объектов соотносится с механически ослабленными разломными зонами, концентрирующими минерализованную

воду метеорного происхождения в порах и трещинах.

Методические основы интерпретации данных магнитотеллурических зондирований обеспечивают возможность перевода решаемой некорректной обратной задачи (восстановление распределения электропроводности недр по наблюдениям электромагнитных полей на земной поверхности) в разряд условно-корректных с помощью адекватного выбора размерности и модели среды, учета погрешностей наблюдаемых данных и сужения множества эквивалентных решений за счет априорной информации [Бердичевский, Дмитриев, 2010]. В качестве таковой используются данные других геофизических методов, физические свойства пород региона, геологические карты и другая геологическая информация. С помощью региональных площадных магнитовариационных (МВ) съемок изучаемые объекты оконтуриваются в плане, а более чувствительные к изменению электропроводности по глубине магнитотеллурические (МТ) зондирования дают материал для построения детальных моделей 2D или 3D распределения глубинной электропроводности (или обратной величины – электрического сопротивления).

Геоэлектрические образы глубинных структур (разрезы или объемные модели распределения электропроводности) в комплексе с другими геофизическими и геологическими данными позволяют достоверно реконструировать структурно-вещественные особенности глубинного строения геологических объектов. Важную информацию о строении кратонов получают при изучении линейно-вытянутых коровых проводников, трассирующих к глубинным уровням коры графит- и сульфидсодержащие осадочно-вулканогенные пояса архейского и протерозойского возраста, известные практически на всех древних щитах [Жамалетдинов, Кулик, 2012]. Примеры применения МТ-метода для исследований этих тектонических структур (в другой терминологии – сутур или пограничных мобильных поясов) представлены материалами по фундаменту и щитам Восточно-Европейской [Pajunpää, 1987; Korja et al., 2002; Habibian et al., 2010; Jozwiak, 2012; Vaittinen et al., 2012], Африканской [Weckmann, 2012] и Северо-Американской [Yin et al., 2014] платформ.

При изучении электропроводности юго-восточной части Фенноскандинавского щита мы использовали материалы региональных магнитовариационных зондирований [Pajunpää, 1987; Wybranec et al., 1999; Jozwiak, 2012] и результаты магнитотеллурических (МТ) работ

в прагматичных профильных вариантах [Korja et al., 2002; Vaittinen et al., 2012; Соколова и др., 2016, 2017]. Для автоматизированного решения обратной задачи по материалам зондирований на профиле Выборг-Суоярви в Северном Приладожье использовалась программа двумерной инверсии [Varentsov, 2007], основанная на робастных, адаптирующихся к реальным входным данным процедурах регуляризованной оптимизации. Стратегия цикла МТ-инверсий, предпринятых для получения итогового разреза электропроводности (сопротивления) по линии профиля, базировалась на разработанной в ЦГЭМИ ИФЗ РАН методике, обобщенной в [Varentsov, 2011] и продемонстрированной, например, в [Sokolova et al., 2007].

Объемная модель глубинного строения

Свекофеннский аккреционный комплекс пересекают профили FIRE-2-2а-1 и FIRE-3-3а (рис. 1, 4 и 5). Картины сейсмических отражений – сейсмические образы коры и коро-мантийной границы на обоих профилях в целом однотипны: бросается в глаза последовательное погружение пакетов отражений, связанных с породами Свекофеннского аккреционного комплекса, к восточным концам обоих профилей и диффузный характер коро-мантийного раздела, ограничивающего эти пакеты снизу.

Свекофеннский аккреционный комплекс

На картинах сейсмических отражений тектонические пластины аккреционного комплекса, каждая мощностью от 10 до 20 км, прослеживаются от дневной поверхности, где их положение и конфигурация границ охарактеризованы геологической картой, до раздела кора-мантия на глубине более 60 км. Пластины последовательно погружаются в восточном или северо-восточном направлении под углом 10–12° и как бы растворяются в мантии. Согласно данным геологического картирования, эти пластины преимущественно образованы породами островодужных и междуговых обстановок. Образы тектонических пластин периодически прерываются акустически прозрачными участками, которые, вероятно, связаны с размещением интрузивных тел. Однако отсутствие достоверной корреляции этих участков с соответствующими объектами на поверхности не позволяет достоверно их идентифицировать. Особое место в структуре аккреционного орогена принадлежит Центрально-Финляндскому массиву – одному из крупнейших гранитоидных массивов Фенноскандии. На разрезе по профилю FIRE-2-2а-1

отчетливо видно, что массив или его значительная часть представляет собой полого залегающее силлообразное тело, образованное структурно и, возможно, вещественно расслоенным комплексом пород, максимальная мощность которого не превышает 10–12 км. Наше заключение согласуется с интерпретацией, ранее представленной финскими коллегами [Kontinen, Paavola, 2006; Korja et al., 2006a]. Субгоризонтальное интрузивное тело срезает и перекрывает последовательность наклонно погружающихся пластин. Однако на разрезе по профилю FIRE-3-3а видно, что восточная часть гранитоидного массива является компонентом аккреционного комплекса: эта часть массива погружается в восточном направлении и прослеживается от поверхности до коро-мантийной границы.

Карельский кратон

Результаты наших исследований, охарактеризованные в этой статье, ограничены краевой областью Карельского кратона, пограничной относительно Свекофеннского аккреционного орогена. Для корректной геологической интерпретации сейсмического образа потребовалось тщательно согласовать полученную геологическую модель с ранее отработанными моделями, охватывающими Карельский кратон в целом. В основании коры Карельского кратона выделяется слой, заполненный интенсивными сейсмическими отражениями (зона рефлексивности). Было показано, что определяющая роль в возникновении этого слоя принадлежала палеопротерозойским процессам подслаивания и внедрения (андерплейтинга и интраплейтинга) мафитовых мантийных магм, производные которых подстилают архейскую кору Карельского кратона [Mints et al., 2009, 2015, ch. 12, fig. 12.6, 12.7, app. I – 19; Минц и др., 2010, рис. 4.18–4.20, прил. V; Минц, 2011].

Карельский кратон надвинут навстречу тектоническим пластинам аккреционного комплекса, погружающимся под его окраину. В этой же области вулканогенно-осадочный комплекс пассивной окраины (Ладога-Ботнический пояс) и микроконтиненты Рануа и Иисалми, напротив, надвинуты в восточном направлении на окраину кратона. В восточной части профиля FIRE-3-3а нижнекоровая зона рефлексивности прервана акустически гомогенной полупрозрачной областью, где на картине отражений не просматривается внутренняя структура и становится неразличимой граница между полупрозрачной корой и прозрачной мантией. Аналогичная область гомогенной полупрозрачной

коры, прерывающая зону рефлексивности, была ранее охарактеризована восточнее Ладожского озера в интервале от 1050 до 1200 км по профилю 1-ЕВ [Mints et al., 2009, 2015, ch. 12, app. I – 19; Минц и др., 2010, прил. V; Минц, 2011]. Вполне вероятно, что в данном случае мы имеем два сечения одной и той же области гомогенизированной коры, протягивающейся вдоль континентальной окраины.

Пограничная область Карельского кратона и Свекофеннского аккреционного комплекса

Аккреционный комплекс прослеживается под окраиной Карельского кратона на расстоянии более 200 км. Утоненная окраина кратона в значительной части перекрыта комплексом пород пассивной окраины (рис. 5), поверх которого размещены вулканогенные и осадочные породы, заполняющие синформные структуры пояса Саво и области Саимаа (рис. 1, 2, 4 и 5), что позволяет рассматривать область Саимаа и пояс Саво в качестве надвинутого (выжатого) на борта осадочного заполнения окраинного бассейна. На разрезе по профилю FIRE-2-2а-1 (рис. 4) хорошо видно, что окраина Карельского кратона раздроблена и его фрагменты, в том числе микроконтинент Иисалми и палеопротерозойский пояс Кайнуу, перемещены в северо-восточном направлении, образуя структуру типа «крокодил». Похожее строение границы между Свекофеннским орогеном и Карельским кратоном зафиксировано профилями проекта BABEL [Abramovitz et al., 1997; Korja, Heikkinen, 2005; Lahtinen et al., 2009].

Коро-мантийная граница

Коро-мантийная граница, подстилающая Свекофеннский аккреционный ороген, на всем протяжении профилей FIRE-2-2а-1 и FIRE-3-3а имеет зубчатое начертание и диффузный облик [Минц, 2016]: пластины аккреционного комплекса последовательно достигают коро-мантийную границу и как бы растворяются в акустически прозрачной мантийной области (рис. 4 и 5). В согласии с этими наблюдениями модельные расчеты плотности нижней коры и верхней мантии Свекофеннского орогена демонстрируют отсутствие сколько-нибудь значительного плотностного скачка при переходе от нижней коры к мантии [Kuusisto et al., 2006; Glaznev et al., 2015]. Максимальная глубина проникновения тектонических пластин в мантию, фиксируемая на сейсмических разрезах, достигает 75 км, область максимальных значений связана с границей Карельского кратона и

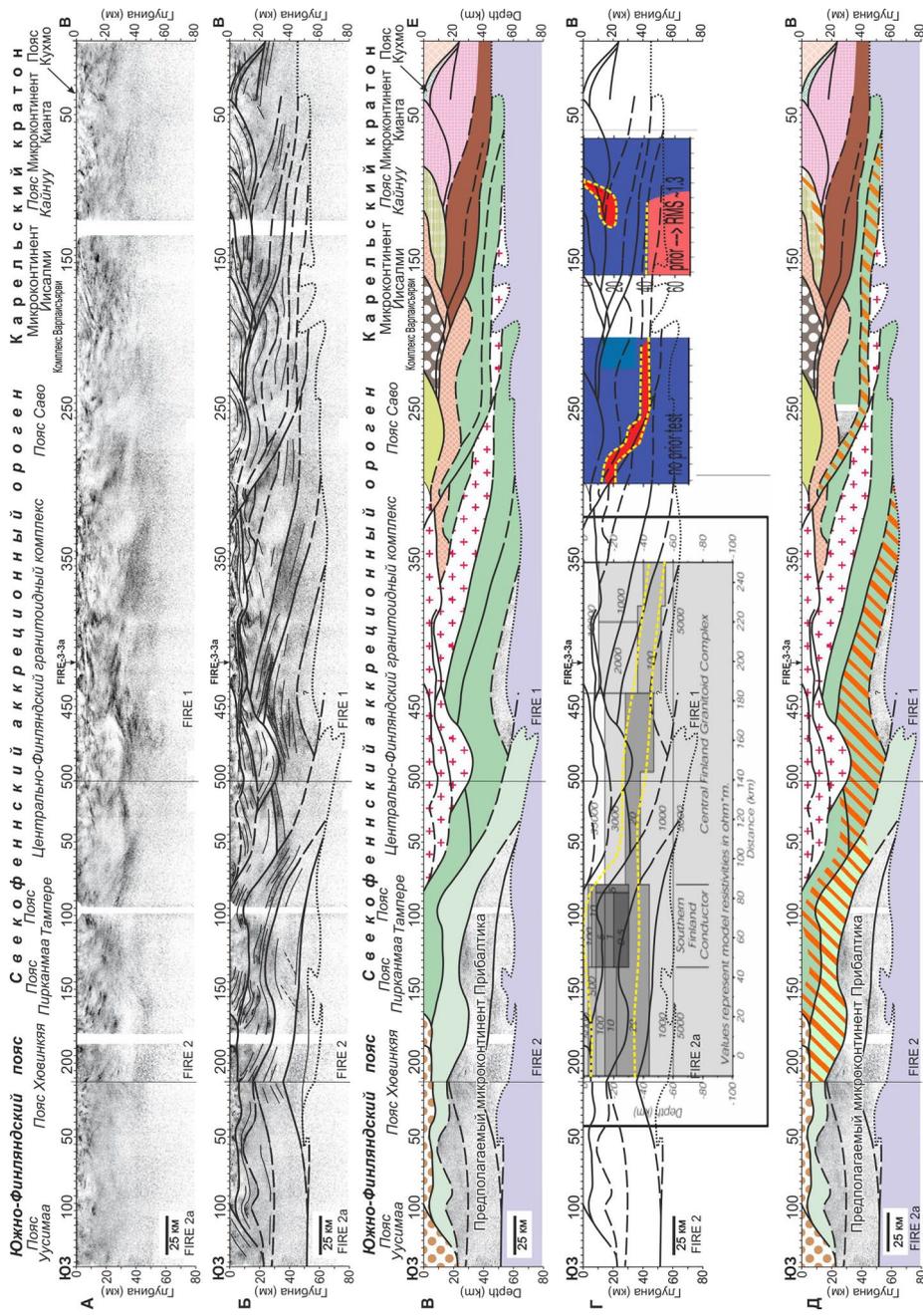


Рис. 4. Разрез по профилю FIRE-2-2a-1 (положение разреза см. на рис. 1):

А – мигрированный сейсмический разрез по: [Kukkonen, Lahtinen, 2006]; Б – мигрированный сейсмический разрез с выделенными геологическими границами; В – сейсмогеологическая модель, разработанная авторами данной статьи; Г – структурный «скелет» сейсмогеологической модели, совмещенный с данными о распределении электрического сопротивления: слева – результаты МТ-зондирований в южной части профиля SVEKA, практически совпадающего по положению с сейсмопрофилем (значения сопротивления даны в Ом·м) [по: Korja et al., 2002], в центре и в восточной части профиля – модели электросопротивления, спроецированные с близрасположенных профилей (красным цветом показаны коровые проводники) [по: Vaitinen et al., 2012]; Д – интерпретационный геологический разрез с нанесенными зонами повышенной электропроводности

Fig. 4. Section along the FIRE-2-2a-1 profile (see Fig. 1 for the section location):

А – migrated CMP section after [Kukkonen and Lahtinen, 2006]; Б – migrated CMP section with deciphered geological boundaries; В – seismicogeological model developed by the authors of the paper; Г – structure of the seismicogeological model with the data on the distribution of the electrical resistivity: on the left, the results of the MT soundings in the southern part of the SVEKA profile are shown (the MTS profile practically concurs with the seismic profile, the electrical resistivity values are given in Ohm·m after [Korja et al., 2002]), in the center and in the eastern part of the profile, electrical resistivity models are projected from nearby profiles (red color shows conductors) (after [Vaitinen et al., 2012]); Д – interpretative geological section with zones of increased electrical conductivity

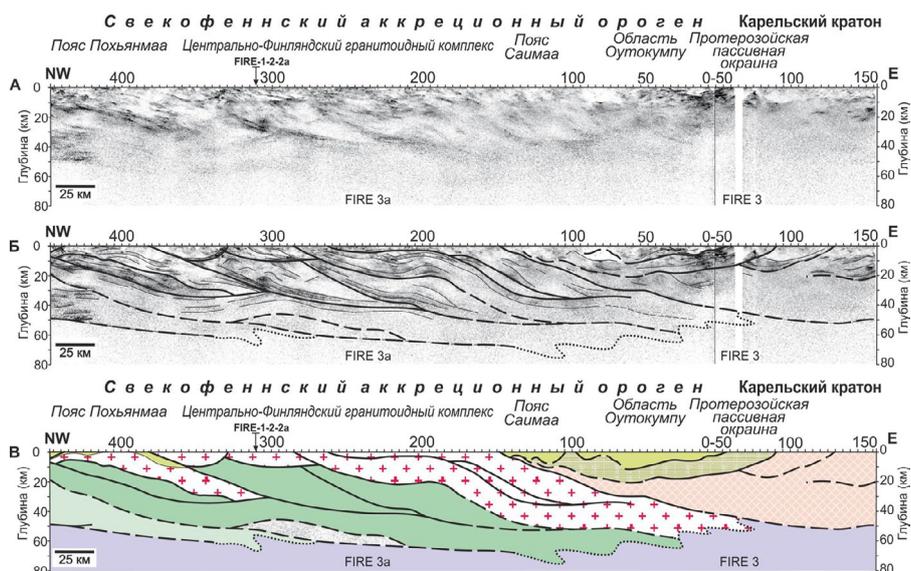


Рис. 5. Разрез по профилю FIRE 3-3а (положение разреза см. на рис. 1):

А – мигрированный сейсмический разрез по: [Kukkonen, Lahtinen, 2006]; Б – мигрированный сейсмический разрез с выделенными геологическими границами; В – интерпретационный геологический разрез, разработанный авторами данной статьи

Fig. 5. Section along the FIRE 3-3a profile (see Fig. 1 for the section location):

А – migrated CMP section after [Kukkonen and Lahtinen, 2006]; Б – migrated CMP section with deciphered geological boundaries; В – interpretative geological section developed by the authors of the paper

Свекофеннского орогена. В основании Карельского кратона и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса образ коро-мантийной границы частично сохраняет диффузный характер, но приобретает ровное горизонтальное начертание. Эти объекты пересечены профилями на ограниченном расстоянии близ окончаний профилей. На значительно более представительных разрезах по профилю 4В и по геотраверсу 1-ЕВ было установлено, что Карельский кратон практически полностью подстилается нижнекоровой зоной рефлексивиты, появление которой связано с палеопротерозойским андерплейтингом мафитовых магм мантийноплюмового происхождения [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015]. Можно предполагать, что слабая выраженность зоны рефлексивиты в основании Карельского кратона на профилях FIRE-2-2а-1 и FIRE-3-3а связана с утонением коры Карельского кратона при формировании пассивной окраины.

Результаты магнитотеллурического зондирования: анализ ранее опубликованных материалов и интерпретация данных по профилю Выборг-Суоярви

В предыдущие годы в рассматриваемой части Свекофеннского аккреционного орогена

финскими и российскими исследователями были получены значительные магнитотеллурические материалы. Мы дополнительно проанализировали ранее опубликованные геоэлектрические разрезы, пересекающие ороген в непосредственной близости от профиля FIRE-2-2а-1 [Korja et al., 2002; Vaittinen et al., 2012]. Сопоставление этих данных с данными геологического картирования и непосредственные полевые наблюдения показали, что в исследуемом регионе повышенная электропроводность связана с породами, включающими значительную примесь графита, часто с примесью сульфидов. Особенности размещения графитосодержащих пород в регионе охарактеризованы в разделе 2. Скрытокристаллический и/или неполнокристаллический графит присутствует в осадочных породах низкой и умеренной степени метаморфизма, крупно- и среднечешуйчатый графит характерен для гранулитов. Аномалии электропроводности наблюдаются в породах пассивной окраины Карельского кратона и в породах Свекофеннского аккреционного комплекса, которые связаны с наличием скрыто- и/или неполнокристаллического графита, и в Южно-Финляндских парагранулитах, содержащих крупно- и среднечешуйчатый графит.

В свою очередь, совмещение данных об электропроводности пород со структурным

«скелетом» коры на сейсмических разрезах (рис. 4), во-первых, продемонстрировало хорошую корреляцию некоторых сейсмических и геоэлектрических особенностей и тем самым обеспечило «кросс-верификацию» результатов двух независимых методов, во-вторых, позволило более достоверно разделить тектонические пластины, сложенные вулканогенно-осадочным комплексом, и пластины, образованные гранитоидами. В дальнейшем по аномалиям электропроводности были выделены графитсодержащие осадочные породы, слагающие «слепые» (не достигающие поверхности) пластины аккреционного комплекса в сечении профилем FIRE-2-2а-1.

При построении объемной модели глубинного строения в Северном Приладожье, где отсутствуют данные сейсморазведки, мы использовали результаты магнитотеллурических зондирований по линии Выборг-Суоярви [Соколова и др., 2016, 2017] (рис. 6). При интерпретации геоэлектрического разреза было использовано сечение объемной плотностной модели восточной части Фенноскандинавского щита по линии Выборг-Суоярви [Глазнев, 2003] и данные детальной магниторазведки [Golubtsova et al., 2016].

Распределение сопротивления в глубинном разрезе [Соколова и др., 2017], полученное по описанной выше методике инверсии МТ-данных, демонстрирует структуру коры, в которой породы аккреционного комплекса почти полностью выклинились: лишь маломощный горизонт пород повышенной электропроводности, который непрерывно прослеживается на глубине 20–25 км под тектоническим покровом Южно-Финляндских гранулитов и, вероятно, далее к северу под Карельским кратоном, можно сопоставить с метаосадками аккреционного комплекса.

Для интерпретации нижней части коры в интервале глубин от 20–25 до 55 км, которая характеризуется электрическим сопротивлением 5000–500 Ом·м, а также увеличенной мощностью, мы воспользовались корреляцией с глубинным разрезом по геотраверсу 1-ЕВ, который пересекает продолжение Южно-Финляндского пояса под осадочным чехлом Русской платформы непосредственно к юго-востоку от Ладожского озера [Минц и др., 2010, гл. 4; Mints et al., 2015, ch. 12]. В интервале 1350–1550 км по геотраверсу 1-ЕВ в пределах тех же глубин кора насыщена интенсивными отражениями и представляет собой типичную зону рефлексивности. Анализ геологической карты, сейсмических образов коры и данных о составе и возрасте глубинных ксенолитов были

положены в основу модели нижнекоревой области, образованной мафитовыми гранулитами и насыщенной палеопротерозойскими мафитовыми интрузивами преимущественно габбро-анортозитового состава [Минц и др., 2010, гл. 3; Mints et al., 2015, ch. 8]. Эти породы, при обычных для древних кратонов температуре и давлении на нижнекоровых уровнях, могут обладать значениями сопротивления, близкими к полученным на профиле Выборг-Суоярви. Проведенная аналогия позволяет дать соответствующую интерпретацию нижнему уровню геоэлектрического разреза на рисунке 6.

Объемная модель глубинного строения

Объемное представление глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических структур – Карельского кратона и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса (рис. 7) позволяет объединить и увязать геологическую карту (рис. 1) и глубинные сечения коры (рис. 4–6). Совмещение сейсмических образов коры и данных о структурных закономерностях распределения электропроводящих (графитсодержащих) метаосадков, переслаивающихся с вулканитами, и гранитоидов, характеризующихся высоким электрическим сопротивлением, позволило уверенно протрассировать тектонические пластины аккреционного комплекса от поверхности до границы коры и мантии. Увязка двух сейсмогеологических разрезов позволяет установить преобладающее северо-восточное направление погружения пород аккреционного комплекса. Согласно данным геологического картирования, погружение тектонических пластин сопровождалось правостдвиговыми перемещениями в пределах как Карельского кратона, так и Свекофеннского аккреционного комплекса. Пограничная область характеризуется расслаиванием и взаимным расклиниванием коры, типичным для коллизионных орогенов. На всем протяжении профилей аккреционный комплекс ограничен снизу диффузной коро-мантийной границей зубчатого начертания: глубинные окончания погружающихся тектонических пластин визуальнo «растворяются» в мантии.

Обсуждение: структурно-геологическая интерпретация сейсмических образов коры и коро-мантийной границы

Докембрийская кора Фенноскандинавского щита характеризуется субгоризонтальной скоростной и, соответственно, плотностной

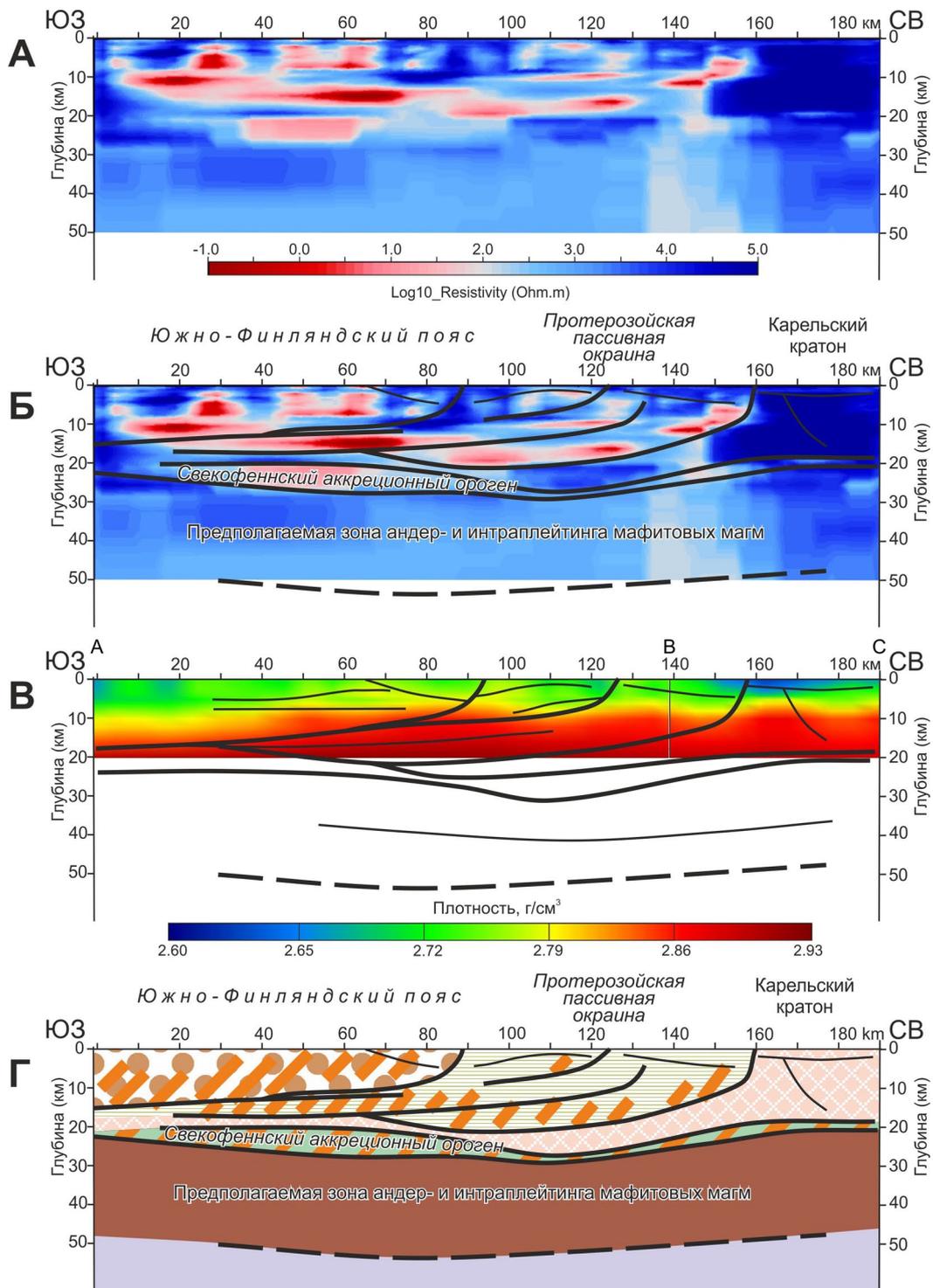


Рис. 6. Геологический разрез по линии Выборг-Суоярви, суммирующий комплекс геологических и геофизических данных:

А – глубинный разрез электрического сопротивления; Б – тот же разрез с нанесенными тектоническими границами, выделенными с учетом плотностной модели и данных геологического картирования; В – плотностный разрез с нанесенными тектоническими границами; Г – интерпретационный геологический разрез

Fig. 6. Geological section along the Vyborg-Suojärvi line summarizing the complex of geological and geophysical data:

А – depth profile of the electrical resistivity, Б – the same profile with the tectonic boundaries determined in accordance with the density model and the geological mapping data, В – density section with the tectonic boundaries, Г – interpretative geological section

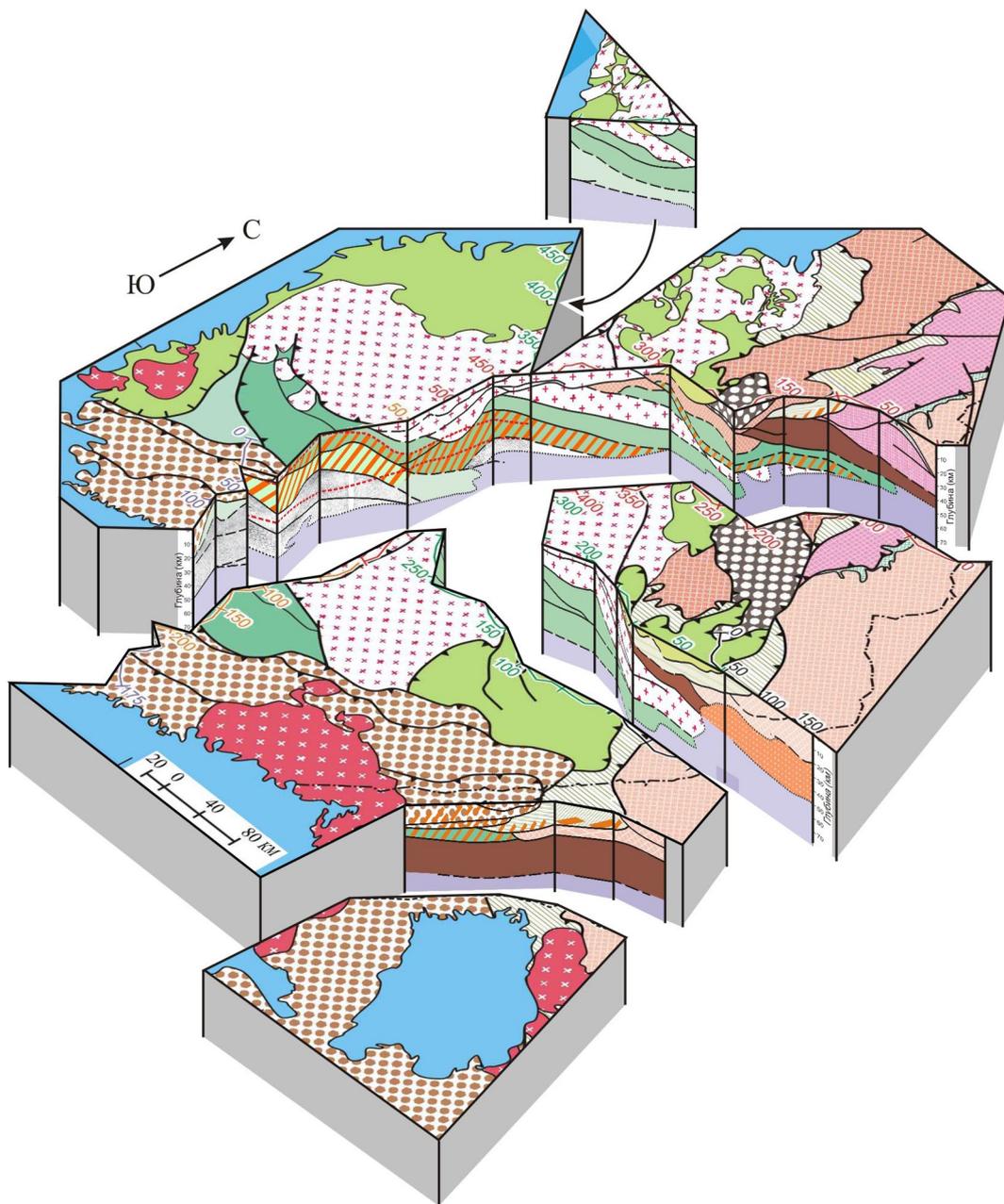


Рис. 7. Трехмерная модель (блок-диаграмма) глубинного строения Свеккофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических структур – Карельского кратона и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса

Fig. 7. 3D model (block diagram) of the deep structure of the Svecofennian accretionary orogen and adjacent tectonic units: the Karelian craton and the Southern Finland granulite-gneiss belt. See Fig. 1 for legend

расслоенностью. Высокоскоростная-высокоплотная нижняя кора варьирующей мощности и глубинности присутствует в основании коры Свеккофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических подразделений регионального ранга [Korsman et al., 1999; Bock et al., 2001; Bogdanova et al., 2006; Janik, 2010; Janutyte et al., 2014; Glaznev et al., 2015]. Это обстоятельство предполагает однотип-

ность интерпретации состава и происхождения нижней коры в основании Свеккофеннского орогена и нижней коры с аналогичными характеристиками в основании сопредельных областей.

Существенно иную информацию сообщают сейсмические образы коры: глубинное строение Свеккофеннского орогена и Карельского кратона имеет ряд принципиальных отличий

Особенности глубинного строения Свеккофеннского орогена и Карельского кратона

Features of the deep structure of the Karelian craton and the Svecofennian orogen

№№	Карельский кратон (профиль 4B, геотраверс 1-EB) Karelian craton (4B profile, 1-EB geotraverse)	Свеккофеннский ороген (профили FIRE-1-2a-2 и FIRE-3-3a) Svecofennian orogen (FIRE-1-2a-2 and FIRE-3-3a profiles)
1	<p>Для верхней и средней коры гранит-зеленокаменного типа характерна пологая тектоническая расслоенность. Наклонные тектонические границы сосредоточены в относительно узких зонах, разделяющих крупные структурно однородные домены.</p> <p>The upper and middle crust of granite-greenstone type is characterized by gentle tectonic layering. Inclined tectonic boundaries are concentrated in relatively narrow zones dividing large structurally homogenous domains.</p>	<p>Для коры аккреционного комплекса характерны наклонная тектоническая расслоенность и последовательное погружение тектонических пластин мощностью около 15 км в восточном направлении.</p> <p>The accretionary complex crust is characterized by inclined tectonic layering and successive plunging of the tectonic sheets some 15 km thick to the east.</p>
2	<p>Средняя кора отчетливо выделяется в виде акустически полупрозрачной области мощностью 10–15 км. Прозрачные объемы в участках увеличенной мощности по ряду признаков сопоставляются с телами, образованными породами эндербит-чарнокитовой серии.</p> <p>The middle crust appears distinctly as an acoustically semi-transparent domain 10–15 km thick. The transparent bodies of the increased thickness are compared by some characteristics with the units formed by the enderbite-ghanokite series.</p>	<p>Сейсмический образ средней коры не имеет специальных характеристик, отличающих его от верхней коры.</p> <p>The seismic image of the middle crust does not have special characteristics to distinct it from the upper crust.</p>
3	<p>Нижнекоровая зона рефлексивности фиксирует область интра-андерплейтинга мафитовых магм мантийно-плюмовой природы, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации в палеопротерозое и, возможно, частично еще в неогархее – след за возникновением Карельского кратона как целостной континентальной области.</p> <p>The reflectivity zone in the lower crust sets the under- and interplating of mafic magmas of mantle plume origin, metamorphosed under granulite facies conditions during the Paleoproterozoic and, perhaps, partly during the Neoproterozoic following formation of the Karelian craton as an integral continental area.</p>	<p>Достигая нижнего уровня в коре, наклонные тектонические пластины аккреционного комплекса утрачивают четкие очертания и замещаются однообразной акустически полупрозрачной средой, в которой лишь фрагментарно прослеживаются или «угадываются» границы, разделявшие отдельные пластины. Зона рефлексивности отсутствует.</p> <p>Reaching a lower crustal level, the dipping tectonic sheets of the accretionary complex become fuzzy, appearing as a homogenous acoustically semi-transparent medium where only fragments of the margins of some sheets can be discerned. The reflectivity zone is absent.</p>
4	<p>Коро-мантийная граница (нижняя граница зоны рефлексивности) за малыми исключениями гладкая, резкая, горизонтальная или субгоризонтальная, в отдельных участках прерывается в результате изгибания и погружения в мантию тектонических пластин нижнекорового комплекса, которые как бы растворяются в акустически прозрачной мантии.</p> <p>The crust-mantle boundary (the lower boundary of the reflectivity zone), with few exceptions, is smooth, sharp, horizontal or subhorizontal. In some areas, it is interrupted due to bending and plunging of the tectonic sheets of the lower crust complex into the mantle as if they 'dissolve' in the acoustically transparent mantle.</p>	<p>Коро-мантийная граница имеет диффузный характер: переход от коры к мантии фиксируется постепенным исчезновением смутно прорисованных границ тектонических пластин и постепенным переходом акустически гомогенизированной и полупрозрачной нижней коры в прозрачную мантию.</p> <p>The crust-mantle boundary is diffuse: the crust to mantle interface is determined by the gradual vanishing of the fuzzy boundaries of tectonic sheets and a gradational transition from the acoustically homogenized and semi-transparent lower crust to the transparent mantle.</p>

[Минц и др., 2010; Mints et al., 2015, ch. 12; Glaznev et al., 2015], систематизированных в представленной таблице.

В согласии с данными геологического картирования структурный ансамбль последовательно погружающихся тектонических пластин аккреционного комплекса кардинально отличается Свеккофеннский ороген от Карельского кратона. Важными характеристиками этого ансамбля являются структурная монотонность, которая выражается в приблизительно равных наклоне и мощности тектонических пластин, и отсутствие признаков, которые позволили бы выделить фрагменты бывших островных дуг,

междугловых бассейнов и микроконтинентов. Следует заметить, что выделение подобных фрагментов финскими коллегами [Lahtinen et al., 2005] также характеризуется значительной неопределенностью. Тектонические пластины одинаково теряют определенность очертаний при достижении уровня нижней коры и затем как бы растворяются в акустически прозрачной мантии. Отмеченные особенности сейсмического образа аккреционного комплекса позволяют предполагать приблизительно одновременное погружение тектонических пластин и единовременное преобразование всего ансамбля, результатом которого стало

его превращение в акустически гомогенный полупрозрачный нижнекоровый комплекс. Структурные особенности нижнекорового гранулит-базитового комплекса в пограничной зоне Карельского кратона и Свекофеннского орогена (рис. 4, 5 и 7) показывают, что этот комплекс был сформирован прежде, чем возник Свекофеннский аккреционный ороген.

Какого типа процесс мог быть ответственным за повсеместное преобразование аккреционного комплекса при пересечении коро-мантийной границы тектоническими пластинами? Согласно модели [Kukkonen et al., 2008], в основании коры Свекофеннского орогена в процессе субдукции и в результате коллизии с Карельским кратоном возникли Р-Т условия, которые обеспечивали эклогитизацию пород, слагающих погружающиеся тектонические пластины. Предполагается, что нижняя часть эклогитового «слоя» подверглась деламинации, эклогитизированные породы аккреционного комплекса погрузились в мантию. На наш взгляд, эта модель имеет слабые стороны, которые делают ее корректность сомнительной. Во-первых, высокоскоростная-высокоплотная нижняя кора (понимаемая как элемент субгоризонтальной плотностной расслоенности) Свекофеннского орогена без каких-либо осложнений прослеживается в сопредельную область Карельского кратона, где важные элементы модели, такие как температура и давление в основании коры и ее механические свойства, теряют свою значимость. Во-вторых, разнородность состава аккреционного комплекса, включающего вулканиды различного состава, осадки, интрузивные тела мафитов и гранитоидов, безусловно, предполагает, что эти породы, испытав метаморфизм эклогитовой фации, сохраняют различия в плотностных и скоростных характеристиках и соответствующие различия акустической жесткости. Контакты пород, эклогитизированные разности которых в необходимой степени различаются акустической жесткостью, останутся источниками сейсмических отражений. Следовательно, метаморфизм эклогитовой фации не может быть достаточной причиной гомогенизации среды относительно условий возникновения сейсмических отражений. В-третьих, аналогичные сейсмические образы коры и коро-мантийной границы ранее были отмечены за пределами Свекофеннского аккреционного орогена, в частности, в основании Онежской депрессии на Карельском кратоне и в основании Токмовского овида в пределах Волго-Уральского кратона.

Учитывая определяющую роль мантийно-плюмовых процессов в палеопротерозойской

геодинамике Восточно-Европейского кратона [Минц и др., 2010, гл. 4, 8; Минц, 2011, 2016; Mints et al., 2015, ch. 12, 14; Mints, Eriksson, 2016], можно предположить, что породы Свекофеннского аккреционного комплекса под воздействием эндогенного теплового потока подвергались парциальному плавлению и высокотемпературному метаморфизму гранулитовой и по мере увеличения глубины – высокотемпературной эклогитовой фации [Kukkonen et al., 2008; Glaznev et al., 2015]. Можно предположить далее, что в результате парциального плавления происходило «размывание» сейсмического образа контактов пород, которые в исходном состоянии создавали контрасты акустической жесткости. В итоге весь комплекс пород превращался в акустически гомогенную среду, способную генерировать только слабые незакономерно ориентированные отражения. По мере перехода к глубинным уровням и увеличения интенсивности магматических и метаморфических процессов породы постепенно становились акустически прозрачными и в этом качестве подобными породам мантии.

Аналогичные изменения акустических свойств характерны для нижней коры и коро-мантийной границы в основании осадочных бассейнов и рифтов различного возраста. К числу примеров относятся: неоархейский бассейн Витватерсранд в Южной Африке [De Wit, Tinker, 2004], трог Валенсия в Западном Средиземноморье [Collier et al., 1994], палеозойский осадочный бассейн на северо-востоке Германии [Krawczyk et al., 1999]. Напротив, данные сейсморазведки отраженных волн, характеризующие кайнозойский аккреционный комплекс Северо-Американских Кордильер в районе острова Ванкувер и палеопротерозойского орогена Уопмей на северо-западе Канады, которые не подвергались воздействию мантийно-плюмовой активности, демонстрируют протяженный образ погружающейся океанской плиты, который прослеживается до глубины не менее 80 км [Van der Velden, Cook, 2005].

Реальная глубина проникновения тектонических пластин Свекофеннского аккреционного комплекса в мантию остается неопределенной, можно лишь предположить, что эта глубина была ограниченной. Следует специально отметить, что сейсмические образы коры Свекофеннского орогена не перекрыты и не затуханы какими-либо преобразованиями, которые могли бы быть ответственны за формирование скоростной-плотностной расслоенности коры, обнаруживаемой глубинным сейсмическим зондированием и гравитационным плотностным моделированием.

Заключение

В статье представлена объемная модель глубинного строения позднепалеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена, полученная с использованием методических подходов и приемов, разработанных в процессе глубинных исследований на российской части Восточно-Европейского кратона. В рамках объемной модели удалось объединить и скорординировать данные геологического картирования, сейсморазведки в отраженных волнах по профилям FIRE-1-2а-2 и FIRE-3-3а, сечения плотностной модели коры, результаты магнитотеллурических исследований по профилю Выборг-Суоярви в Северном Приладожье и ранее проведенных магнитотеллурических исследований в Южной Финляндии. Данные магнитотеллурики позволили верифицировать геологическую модель, опирающуюся на интерпретацию сейсмических образов коры, значительно расширили возможности реконструкции вещественного состава горных пород в глубинах коры и позволили реконструировать структуру коры Северного Приладожья.

Анализ модели привел нас к ряду новых выводов о главных особенностях строения Свекофеннского аккреционного орогена.

1. Для аккреционного комплекса характерна наклонная тектоническая расслоенность. Тектонические пластины мощностью около 15 км, образованные вулканогенно-осадочными ассоциациями, включающими электропроводящие графитоносные осадки, и гранитоидами, монотонно-последовательно погружаются в восточном направлении.

2. По мере приближения к уровню нижней коры тектонические пластины аккреционного комплекса утрачивают четкие очертания и на картине сейсмических отражений замещаются однообразной акустически полупрозрачной средой, в которой лишь фрагментарно прослеживаются границы отдельных пластин. Коро-мантийная граница имеет диффузный характер: переход от коры к мантии фиксируется постепенным исчезновением смутно прорисованных границ тектонических пластин и постепенным переходом акустически гомогенизированной и полупрозрачной нижней коры в прозрачную мантию. Тем не менее тщательный анализ структурного рисунка и данные МТ-зондирований позволяют непосредственно проследить границы отдельных пластин от дневной поверхности до коро-мантийной границы.

3. Метаморфизм эклогитовой фации не может быть достаточной причиной гомогенизации среды относительно условий возникновения

сейсмических отражений. Под воздействием эндогенного теплового потока аккреционный комплекс подвергался не только высокотемпературному метаморфизму, но и парциальному плавлению. «Размывание» контактов пород, которые в исходном состоянии создавали контрасты акустической жесткости, более вероятно связано с плавлением и смешением парциальных расплавов. В итоге комплекс пород различного состава превращался в акустически гомогенную среду, способную генерировать только слабые незакономерно ориентированные отражения. Аналогичные изменения акустических свойств характерны для нижней коры и коро-мантийной границы в основании осадочных бассейнов и рифтов различного возраста.

4. Структурные особенности Свекофеннского орогена, возникшие на стадии аккреции, не перекрыты и не затушеваны какими-либо преобразованиями, которые могли бы быть ответственны за формирование субгоризонтальной скоростной-плотностной расслоенности коры, обнаруживаемой глубинным сейсмическим зондированием и гравитационным плотностным моделированием.

В результате анализа объемной модели глубинного строения получен ряд новых выводов о главных особенностях и источниках эволюции Свекофеннского аккреционного орогена. Модель возникновения и эволюции Свекофеннского орогена, который рассматривается в качестве одной из составляющих суперконтинента Лавроскандия, охарактеризована в статье «Геодинамическая интерпретация объемной модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена» [Минц, 2018].

Авторы благодарят Российский фонд фундаментальных исследований за поддержку проектов №№ 15-05-01214, 16-05-00543, 16-05-00975. Работа также поддержана ФАНО России (проект 0135-2016-0014).

Литература

Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Левский Л. К., Эклунд О., Кильпелайнен Т. Два этапа метаморфизма в Свекофенском поясе: результаты изотопно-геохронологического изучения приладожского и сулкавского метаморфических комплексов // *Петрология*. 2006. Т. 14, № 3. С. 268–283. doi: 10.1134/S0869591106030039

Бердичевский М. Н., Дмитриев В. И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2010. 680 с.

Бискэ Н. С., Колодей В. А. Спектроскопия комбинационного рассеяния графита из месторождений и рудопроявлений Приладожья // *Геология*

и полезные ископаемые Карелии / Ред. А. И. Голубев, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. Вып. 17. С. 103–109.

Буянов А. Ф., Глазнев В. Н., Раевский А. Б. Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии // Геофизический журнал. 1989. Т. 11, № 2. С. 30–38.

Глазнев В. Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: КазЭМ, 2003. 252 с.

Глебовицкий В. А. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Жамалетдинов А. А., Кулик С. Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира // Геофизический журнал. 2012. Т. 34, № 4. С. 22–39.

Ковтун А. А. Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований. Л.: ЛГУ, 1989. 285 с.

Минц М. В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29. doi: 10.1134/S0016852111040054

Минц М. В. Сейсмические образы коро-мантийной границы как отражение геодинамики докембрийского корообразования // Геофизические исследования. 2016. Т. 17, № 1. С. 65–82.

Минц М. В. Палеопротерозой-фанерозойская история Атлантической зоны: уникальный пример взаимодействия плюм-тектоники и плит-тектоники // Тектоника современных и древних океанов и их окраин: Матер. XLIX Тектонического совещания, посвящ. 100-летию акад. Ю. М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. Т. 2. С. 19–23.

Минц М. В. Геодинамическая интерпретация объемной модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена // Труды КарНЦ РАН. 2018. С. 62–76. doi: 10.17076/гео698

Минц М. В., Колпаков Н. И., Ланев В. С., Русанов М. С., Ляховский В. А., Мясников В. П. К вопросу о природе внутрикоровых субгоризонтальных сейсмических границ (интерпретация результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины) // ДАН СССР. 1987. Т. 296, № 1. С. 71–76.

Минц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н., 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 // Труды ГИН. М.: Научный мир, 1996. Вып. 503. 287 с.

Минц М. В., Сулейманов А. К., Бабаянц П. С., Белоусова Е. А., Блох Ю. И., Богина М. М., Буш В. А., Докукина К. А., Заможная Н. Г., Злобин В. Л., Каулина Т. В., Конилов А. Н., Михайлов В. О., Натопов Л. М., Пийп В. Б., Ступак В. М., Тихоцкий С. А., Трусов А. А., Филиппова И. Б., Шур Д. Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.; т. 2. 400 с.

Павленкова Н. И. Метод глубинного сейсмического зондирования, основные этапы развития, достижения и проблемы // Физика Земли. 1999. № 7/8. С. 3–29.

Соколова Е. Ю., Голубцова Н. С., Ковтун А. А., Куликов В. А., Лозовский И. Н., Пушкарев П. Ю., Рокитянский И. И., Таран Я. В., Яковлев А. Г. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладожской аномалии электропроводности // Геофизика. 2016. № 1. С. 48–64.

Соколова Е. Ю. и рабочая группа ЛАДОГА. Эксперимент синхронного профильного МТ/МВ зондирования Ладожской аномалии электропроводности: новые свидетельства о структуре юго-востока Балтийского щита // Глубинное строение и геодинамика Приладожья: Матер. Всерос. конф. с междунар. участием. ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 204–2014.

Abramovitz T., Thybo H., Berthelsen A. Proterozoic sutures and terranes in the southeastern Baltic Shield interpreted from BABEL deep seismic data // Tectonophysics. 1997. Vol. 270. P. 259–277. doi: 10.1016/S0040-1951(96)002

Andersson U. B., Högdahl K., Sjöström H., Bergman S. Multistage growth and reworking of the Palaeoproterozoic crust in the Bergslagen area, southern Sweden: evidence from U – Pb geochronology // Geol. Mag. 2006. Vol. 143, no. 5. P. 679–697. doi: 10.1017/S0016756806002494

Andersson U. B., Begg G. C., Griffin W. L., Högdahl K. Ancient and juvenile components in the continental crust and mantle: Hf isotopes in zircon from Svecofennian magmatic rocks and rapakivi granites in Sweden // Lithosphere. 2011. Vol. 3, no. 6. P. 409–419. doi: 10.1130/L162.1

Art J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman J. Geochemistry of gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // J. Petrology. 1978. Vol. 19. P. 289–316.

BABEL Working Group. Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic Shield // Nature. 1990. Vol. 348. P. 34–38. doi: 10.1038/348034a0

Bock G., Achauer U., Alinaghi A., Ansorge J., Bruneton M., Friederich W., Grad M., Guterch A., Hjelt S.-E., Hyvonen T., Ikonen J.-P., Kissling E., Komminaho K., Korja A., Heikkinen P., Kozlovskaya E., Nevsky M. V., Pavlenkova N., Pedersen H., Plomerová J., Raita T., Riznichenko O., Roberts R. G., Sandoval S., Sanina I. A., Sharov N., Tiikkainen J., Volosov S. G., Wielandt E., Wylegalla K., Yliniemi J., Yurov Y. Seismic probing of Fennoscandian lithosphere // Eos. 2001. Vol. 82, no. 50. P. 621–636.

Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L. The EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton / Eds. D. G. Gee, R. A. Stephenson. European Lithospheric Dynamics. Geological Society, London, Memoirs. 2006. No. 32. P. 599–625.

- Buyanov A. F., Glaznev V. N., Mitrofanov F. P., Raevsky A. B. Three-dimensional modelling of the Lapland Granulite Belt and adjacent structure of the Baltic Shield from geophysical data // Norges Geologiske Undersøkelse. Special Publication «Geology of the Eastern Finnmark – Western Kola Peninsula Region» / Eds. D. Roberts, Ø. Nordgulen. 1995. P. 167–178.
- Christensen N. I., Mooney W. D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // J. of Geophys. Res. 1995. Vol. 100 (B6). P. 9761–9788. doi: 10.1029/95JB00259
- Collier J. S., Buhl P., Tome M., Watts A. B. Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean) // Geophys. J. Inter. 1994. Vol. 118. P. 159–180.
- Cook F. A., White D. J., Jones A. G., Eaton D. W. S., Hall J., Clowes R. M. How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust – mantle transition // Can. J. Earth Sci. 2010. Vol. 47. P. 315–351.
- De Wit M., Tinker J. Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data // South African J. of Geol. 2004. Vol. 107. P. 185–206. doi: 10.2113/107.1–2.185
- Elliott B. A., Rämö O. T., Nironen M. Mineral chemistry constraints on the evolution of the 1.88–1.87 Ga post-kinematic granite plutons in the Central Finland granitoid complex // Lithos. 1998. Vol. 45. P. 109–129. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00028-0.
- Galitshanina L. D., Glaznev V. N., Mitrofanov F. P., Olesen O., Henkel H. Surface density characteristics of the Baltic Shield and adjacent territories // Norges Geologiske Undersøkelse. Special Publication “Geology of the Eastern Finnmark – Western Kola Peninsula Region” / Eds. D. Roberts, Ø. Nordgulen. 1995. P. 349–354.
- Gautneb H., Ahtola T., Eklund O., Lynch E. Graphite in Fennoscandia. Conference paper. 2016. Nordic Mining Day PDAC.
- Glaznev V. N., Raevsky A. B., Sharov N. V. A model of the deep structure of the north-eastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data // Tectonophysics. 1989. Vol. 162 (1–2). P. 151–164. doi: 10.1016/0040-1951(89)90361-2
- Glaznev V. N., Mints M. V., Muravina O. M., Raevsky A. B., Osipenko L. G. Complex geological-geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: nature of density layering of the crust and the crust – mantle boundary // Geodynamics and Tectonophysics. 2015. Vol. 6, no. 2. P. 133–170. doi: 10.5800/GT-2015-6-2-0176
- Golubtsova N., Glaznev V., Kulikov V., Kosnyreva M., Mints M., Nilov M., Pushkarev P., Ryazantsev P., Taran Y., Smirnov M., Sokolova E., Yakovlev A., Zolotaya L. New geoelectrical model of Lake Ladoga conductivity anomaly: tectonic implications in correlation with potential fields // The 23rd Electromagnetic Induction Workshop, Chiang Mai, Thailand, 14–20 August 2016. Abstract Book, 4 p.
- Oskooi B., Ernst T., Sokolova E., Varentsov I. The conductivity structure across the Trans-European Suture Zone from magnetotelluric and magnetovariational data modelling // Phys. Earth Planet. Int. 2010. Vol. 183, no. 3. P. 377–386. doi: 10.1016/j.pepi.2010.08.005
- Habibian B. D., Brasse H., Oskooi B., Ernst T., Sokolova E., Varentsov I. The conductivity structure across the Trans-European Suture Zone from magnetotelluric and magnetovariational data modelling // Phys. Earth Planet. Int. 2010. Vol. 183, no. 3. P. 377–386. doi: 10.1016/j.pepi.2010.08.005
- Hammer P. T. C., Clowes R. M., Cook F. A., Van der Velden A. J., Vasudevan K. The Lithoprobe transcontinental lithospheric cross sections: imaging the internal structure of the North American continent // Can. J. Earth Sci. 2010. Vol. 47. P. 821–857.
- Holliger K., Levander A. Lower crustal reflectivity modeled by rheological controls on mafic intrusions // Geology. 1994. Vol. 22. P. 367–370. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0367:LRCMRB>2.3.CO;2
- Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb Isotopic Evidence for the Origin of the Early Proterozoic Svecofennian Crust in Finland: Geological Survey of Finland Bulletin 337. 1986. 48 p.
- Huhma H., Claesson S., Kinney P. D., Williams I. S. The growth of Early Proterozoic crust: New evidence from Svecofennian detrital zircons // Terra Nova. 1991. Vol. 3. P. 175–178. doi: 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00870.x
- Janik T. Upper Lithospheric Structure in the Central Fennoscandian Shield: Constraints from P- and S-Wave Velocity Models and VP/VS Ratio Distribution of the BALTIC Wide-Angle Seismic Profile // Acta Geophysica. 2010. Vol. 58, no. 4. P. 543–586. doi: 10.2478/s11600-010-0002-0
- Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. B06308. doi: 10.1029/2008JB005689
- Janutyte I., Kozlovskaya E., Majdanski M., Voss P. H., Budraitis M., PASSEQ Working Group. Traces of the crustal units and the upper-mantle structure in the southwestern part of the East European Craton // Solid Earth. 2014. Vol. 5. P. 821–836. doi: 10.5194/se-5-821-2014
- Jozwiak W. Large scale conductivity pattern in Central Europe and its correlation to deep tectonic structures // Pure Appl. Geophys. 2012. Vol. 169. P. 1737–1747. doi: 10.1007/s00024-011-0435-7
- Kähkönen Y. Geochemistry and Petrology of the Metavolcanic Rocks of the Early Proterozoic Tampere Schist Belt, Southern Finland // Geological Survey of Finland Bulletin. 1989. Vol. 34. 104 p.
- Kähkönen Y. Stratigraphy of the central parts of the Palaeoproterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland: review and revision // Bulletin of the Geological Society of Finland 71. 1999. Part 1. P. 13–29.
- Kähkönen Y., Lahtinen R., Nironen M. Palaeoproterozoic supracrustal belts in southwestern Finland / Ed. M. Pajunen. High Temperature – Low Pressure Metamorphism and Deep Crustal Structures. Meeting of International Geoscience Programme (IGCP) Project 304 “Deep Crustal Processes” in Finland: Geological Survey of Finland Guide 37. 1994. P. 43–47.

Koistinen T., Klein V., Koppelmaa H., Korsman K., Lahtinen R., Nironen M., Puura V., Saltykova T., Tikhomirov S., Yanovskiy A. Paleoproterozoic Svecofennian orogenic belt in the surroundings of the Gulf of Finland / Ed. T. J. Koistinen. Explanation to the Map of Precambrian Basement of the Gulf of Finland and Surrounding Area, Scale 1:1 000 000 // Geological Survey of Finland Special Paper 21. 1996. P. 21–57.

Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V., Nordgule I., Wennerström M., Korhonen J. Geological map of the Fennoscandian Shield. Scale 1:2 000 000 / Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia. 2001.

Kontinen A., Paavola J. A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archaean complex between Vartiuss and Vieremä, based on constraints from surface geology and Fire 1 seismic survey / Eds. I. T. Kukkonen, R. Lahtinen. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005 // Geological Survey of Finland Special Paper 43. 2006. P. 223–240.

Korja A., Heikkinen P. The accretionary Svecofennian orogen – insight from the BABEL profiles // Precambrian Res. 2005. Vol. 136. P. 241–268. doi: 10.1029/94TC02905

Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A., Palshin N. A., Smirnov M. Yu., Tokarev A. D., Asming V. E., Vanyan L. L., Vardaniants I. L. The BEAR Working Group. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield // Earth Planets Space. 2002. Vol. 54. P. 535–558.

Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P., Kukkonen I. N., FIRE Working Group. A geological interpretation of the upper crust along FIRE 1 // Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005: Geological Survey of Finland, Special paper 43. 2006a. P. 45–76.

Korja A., Lahtinen R., Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs // European Lithosphere Dynamics / Eds. D. G. Gee, R. A. Stephenson. Geological Society, London, Memoirs. 2006b. Vol. 32. P. 561–578.

Korsman K., Korja T., Papunen M., Virransalo P., GGT/SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA Transect: Structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland: International Geology Review. 1999. Vol. 41. P. 287–333. doi: 10.1080/00206819909465144

Krawczyk C. M., Stiller M., DEKORP – BASIN Research Group. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin // Tectonophysics. 1999. Vol. 314. P. 241–253. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00246-2

Kukkonen I. T., Lahtinen R. Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005 // Geological Survey of Finland, Special Paper. 2006. Vol. 43. 247 p.

Kukkonen I. T., Kuusisto M., Lehtonen M., Peltonen P. Delamination of eclogitized lower crust: Control on the crust – mantle boundary in the central Fennoscandian shield // Tectonophysics. 2008. Vol. 457. P. 111–127. doi: 10.1016/j.tecto.2008.04.029

Kuusisto M., Kukkonen I. T., Heikkinen P., Pesonen L. J. Lithological interpretation of crustal

composition in the Fennoscandian Shield with seismic velocity data // Tectonophysics. 2006. Vol. 420. P. 283–299. doi: 10.1016/j.tecto.2006.01.014

Lahtinen R., Huhma H. Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the 1.93–1.79 Ga Svecofennian crust and mantle // Precambrian Research. 1997. Vol. 82. P. 13–34. doi: 10.1016/S0301-9268(96)00062-9

Lahtinen R., Huhma H., Kousa J. Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data // Precambrian Res. 2002. Vol. 116. P. 81–109. doi: 10.1016/S0301-9268(02)00018-9

Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution / Eds. M. Lehtinen, P. A. Nurmi, O. T. Rämö. Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B. V. Amsterdam. 2005. P. 481–532.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Paleoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia / Eds. P. A. Cawood, A. Kröner. Earth Accretionary Systems in Space and Time. The Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 318. P. 237–256. doi: 10.1144/SP318.8

Mints M. V., Eriksson P. G. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. Vol. 7 (2). P. 173–232. doi: 10.5800/GT-2016-7-2-0203

Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V. A 3-D model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province // Tectonophysics. 2009. Vol. 472, no. 1–4. P. 323–339. doi: 10.1016/j.tecto.2008.12.008

Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N., Philippova I. B., Zlobin V. L., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush W. A., Dokukin P. A., Kaulina T. V., Natapov L. M., Piip V. B., Stupak V. M., Suleimanov A. K., Trusov A. A., Van K. V., Zamozhniaya N. G. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure // The Geological Society of America Special Paper 510. 2015. 433 p. doi: 10.1130/2015.2510(12)

Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G., Glaznev V. N., Korja A. K. Crustal structure of the Baltic Shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa geotransverse // Inter. Geol. Rev. 1998. Vol. 40, no. 11. P. 990–997.

Mooney W. D., Meissner R. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho / Eds. D. M. Fountain, R. Arculus, R. W. Kay. Continental Lower Crust. Elsevier, Amsterdam. 1992. P. 45–79.

Mooney W. D., Prodehl C., Pavlenkova N. I. Seismic velocity structure of the continental lithosphere from controlled source data (Chapter 54) / Eds. E. W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. Jennings, C. Kisslinger. International handbook of earthquake & engineering seismology. 2002. Vol. 81A. P. 887–910.

Nironen M., Elliott B. A., Rämö O. T. 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism

during lithospheric convergence // *Lithos*. 2000. Vol. 53. P. 37–58. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00007-4

Pajunpää K. Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1987. Vol. 91. P. 657–666. doi: 10.1111/j.1365-246X.1987.tb01663.x

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, Northeastern Finland // *J. Petrology*. 1996. Vol. 37. P. 1359–1383. doi: 10.1093/petrology/37.6.1359

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua Ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up // *J. Petrology*. 1998. Vol. 39. P. 297–329. doi: 10.1093/etroj/39.2.297

Rämö O. T., Vaasjoki M., Mänttari I., Elliott B. A., Nironen M. Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex: I. Radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution // *J. Petrology*. 2001. Vol. 42. P. 1971–1993. doi: 10.1093/petrology/42.11.1971

Sokolova E., Berdichevsky M., Varentsov I., Rybin A., Baglaenko N., Batalev V., Golubtsova N., Matukov V., Pushkarev P. Advanced methods for joint MT/MV profile studies of active orogens: The experience from the Central Tien Shan // *Protokoll über das 22 Kolloquium "Elektromagnetische Tiefenforschung"* / Eds. O. Ritter, H. Brasse. *Dtsch. Geophys. Ges. Potsdam*. Germany. 2007. P. 132–141.

Thybo H., Artemieva I. M. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 609. P. 605–619. doi: 10.1016/j.tecto.2013.05.032

Väisänen M., Mänttari I., Kriegsman L. M., Hölttä P. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland // *Lithos*. 2000. Vol. 54. P. 63–81. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00018-9

Vahtinen K., Korja T., Kaikkonen P., Lahti I., Smirnov M. Yu. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean – Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland // *Geophys. J. Int.* 2012. Vol. 188. P. 908–924. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05300.x

Van der Velden A. J., Cook F. A. Relict subduction zones in Canada: *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110, B08403. doi: 10.1029/2004JB003333

Varentsov I. M. Joint robust inversion of MT and MV data. *Electromagnetic soundings of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40)*. 2007. Elsevier: 189–222.

Varentsov I. M. Pragmatic 2D inversion of synchronous ensembles of MT/MV responses // *V All Russian EM WS Abstracts, SPbGU*. 2011. Vol. 2. P. 17–21.

Weckmann U. Making and Breaking of a Continent: Following the Scent of Geodynamic Imprints on the African Continent Using Electromagnetics // *Surv. Geophys.* 2012. Vol. 33. P. 107–134. doi: 10.1007/s10712-011-9147-x

White D. J., Forsyth D. A., Asudeh I., Carr S. D., Wu H., Easton R. M., Mereu R. F. A seismic-based cross-section of the Grenville Orogen in southern Ontario and western Quebec // *Can. J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 183–192. doi: 10.1139/e99-094

Wybranec S., Jankovski J., Ernst T., Pecova J., Phfoc O. A new method for presentation of induction vector distribution in Europe // *Geophys. Polonica*. 1999. Vol. XLVII (3). P. 323–334.

Yin Y., Unsworth M., Liddell M., Pana D., Craven J. A. Electrical resistivity structure of the Great Slave Lake shear zone, northwest Canada: implications for tectonic history // *Geophys. J. Int.* 2014. Vol. 199. P. 178–199. doi: 10.1093/gji/ggu251

Поступила в редакцию 31.05.2017

References

Baltybaev Sh. K., Levchenkov O. A., Levskii L. K., Eklund O., Kil'pelyainen T. Dva etapa metamorfizma v Svekofennskom poyase: rezul'taty izotopno-geokhronologicheskogo izucheniya priladozhskogo i sulkavskogo metamorficheskikh kompleksov [Two metamorphic stages in the Svecofennian domain: the evidence from the isotopic geochronological study of the Ladoga and Sulkava metamorphic complexes]. *Petrologiya* [Petrology]. 2006. Vol. 14, no. 3. P. 268–283. doi: 10.1134/S0869591106030039

Berdichevskii M. N., Dmitriev V. I. Modeli i metody magnitotelluriki [Models and methods of magnetotellurics]. Moscow: Nauchnyi mir, 2010. 680 p.

Biske N. S., Kolodei V. A. Spektroskopiya kombinatsionnogo rasseyaniya grafita iz mestorozhdenii i rudoproyavlenii Priladozh'ya [Spectroscopy of combinational scattering of the graphite from the deposits and ore occurrences of Lake Ladoga area]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and Mineral Resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. Iss. 17. P. 103–109.

Buyanov A. F., Glaznev V. N., Raevskii A. B. Kompleksnaya interpretatsiya dannykh gravimetrii, seismometrii i geotermii [Complex interpretation of gravimetry, seismometry, and geothermometry data]. *Geofizicheskii zhurnal* [Geophysical Journal]. 1989. Vol. 11, no. 2. P. 30–38.

Glaznev V. N. Kompleksnyye geofizicheskie modeli litosfery Fennoskandii [Complex geophysical models of the lithosphere of Fennoscandia]. Apatity: KaeM, 2003. 252 p.

Glebovitskii V. A. Rannii dokembrii Baltiiskogo shchita [The Early Precambrian period of the Baltic Shield]. St. Petersburg: Nauka, 2005. 711 p.

Kovtun A. A. Stroenie kory i verkhnii mantii na severo-zapade Vostochno-Evropeskoi platformy po dannym magnitotelluricheskikh zondirovaniy [The structure of the crust and upper mantle of the north-western part of the East European Craton according to the magnetotelluric survey data]. Leningrad: LGU, 1989. 285 p.

Mints M. V. Ob'emnaya model' glubinnogo stroeniya rannedokembriiskoi kory Vostochno-Evropeskogo kratona, paleogeodinamicheskie sledstviya [A 3D model of

deep structure of the Early Precambrian crust in the East European Craton and Paleogeodynamic implications]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2011. No. 4. P. 3–29. doi: 10.1134/S0016852111040054

Mints M. V. Seismicheskie obrazy koro-mantiinoi granitsy kak otrazhenie geodinamiki dokembriiskogo koroobrazovaniya [Seismic images of the crust-mantle boundary as an expression of geodynamics of the Precambrian crust formation]. *Geofizicheskie issledovaniya* [Geophysical Research]. 2016. Vol. 17, no. 1. P. 65–82.

Mints M. V. Paleoproterozoi-fanerozoiskaya istoriya Atlanticheskoi zony: unikal'nyi primer vzaimodeistviya plyum-tektoniki i pleit-tektoniki [The Palaeoproterozoic-Phanerozoic history of the Atlantic zone: a unique example of plume and plate tectonics relationship]. *Tektonika sovremennykh i drevnikh okeanov i ikh okrain: Mater. XLIX Tektonicheskogo soveshchaniya, posvyash. 100-letiyu akad. Yu. M. Pushcharovskogo* [Tectonics of Modern and Ancient Oceans and their Vicinity: Proceed. of XLIX Tectonic Meeting Dedicated to the 100th Anniv. of Acad. Yu. M. Pushcharovsky]. Moscow: GEOS, 2017. Vol. 2. P. 19–23.

Mints M. V. Geodinamicheskaya interpretatsiya ob'emnoi modeli glubinnogo stroeniya Svekofennskogo akretsiionnogo orogena [3D model of the deep structure of the svecofennian accretionary orogen: a geodynamic interpretation]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. of KarRC of RAS]. 2018. P. 62–76. doi: 10.17076/geo698

Mints M. V., Kolpakov N. I., Lanev V. S., Rusanov M. S., Lyakhovskii V. A., Myasnikov V. P. K voprosu o prirode vnutrikorovykh subgorizontal'nykh seismicheskikh granits (interpretatsiya rezul'tatov bureniya Kol'skoi sverkhglubokoi skvazhiny) [The nature of intracrustal subhorizontal seismic boundaries (interpretation of the results of drilling of the Kola Ultradeep Well)]. *DAN SSSR* [Proceed. AS USSR]. 1987. Vol. 296, no. 1. P. 71–76.

Mints M. V., Glaznev V. N., Konilov A. N., Nikitichev A. P., Raevskii A. B., Sedykh Yu. N., Stupak V. M., Fonarev V. I. Rannii dokembrii severo-vostoka Baltiiskogo shchita: paleogeodinamika, stroenie i evolyutsiya kontinental'noi kory [The Early Precambrian period of the north-eastern Baltic Shield: the palaeogeodynamics, structure, and evolution of the continental crust]. *Trudy GIN* [Trans. of the Geological Inst.]. Moscow: Nauchnyi mir, 1996. Iss. 503. 287 p.

Mints M. V., Suleimanov A. K., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush V. A., Dokukina K. A., Zamozhnyaya N. G., Zlobin V. L., Kaulina T. V., Konilov A. N., Mikhailov V. O., Natapov L. M., Piip V. B., Stupak V. M., Tikhotskii S. A., Trusov A. A., Filippova I. B., Shur D. Yu. Glubinnoe stroenie, evolyutsiya i poleznye iskopaemye rannedokembriiskogo fundamenta Vostochno-Evropeskoi platformy: Interpretatsiya materialov po opornomu profilyu 1-EV, profilyam 4V i Tatseis [Deep crustal structure, evolution, and mineral deposits of the Early Precambrian basement of the East European Craton: interpretation of the data from the 1-EU Geotraverse, the 4B and TATSEIS profiles]. Moscow: GEOKART; GEOS, 2010. Vol. 1. 408 p.; vol. 2. 400 p.

Pavlenkova N. I. Metod glubinnogo seismicheskogo zondirovaniya, osnovnye etapy razvitiya, dostizheniya i problemy [Deep seismic sounding: the main stages of

development, achievements, and problems]. *Fizika Zemli* [Physics of the Solid Earth]. 1999. No. 7/8. P. 3–29.

Sokolova E. Yu., Golubtsova N. S., Kovtun A. A., Kulikov V. A., Lozovskii I. N., Pushkarev P. Yu., Rokityanskii I. I., Taran Ya. V., Yakovlev A. G. Rezul'taty sinkhronnykh magnitotelluricheskikh i magnitovariatsionnykh zondirovaniy v raione Ladozhskoi anomalii elektroprovodnosti [The results of synchronous magnetotelluric and magnetic-variation surveys within the Ladoga electroconductivity anomaly]. *Geofizika* [Russian Geophysics]. 2016. No. 1. P. 48–64.

Sokolova E. Yu., LADOGA working group. Eksperiment sinkhronnogo profil'nogo MT/MV zondirovaniya Ladozhskoi anomalii elektroprovodnosti: novye svidetel'stva o strukture yugo-vostoka Baltiiskogo shchita [An experiment of synchronous MT/MV surveys of the Ladoga electroconductivity anomaly: new data on the structure of the south-eastern Baltic Shield]. *Glubinnoe stroenie i geodinamika Priladozh'ya: Mater. Vseros. nauch. konf. s mezhdunar. uchastiem. IG KarNTs RAN* [Deep structure and geodynamics of Lake Ladoga region. Proceed. of the All-Russ. Scientific Conf. with Int. Part. IG KarRC RAS]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2017. P. 204–214.

Zhamaletdinov A. A., Kulik S. N. Krupneishie anomalii elektroprovodnosti mira [Greatest electroconductivity anomalies in the world]. *Geofizicheskii zhurnal* [Geophysical Journal]. 2012. Vol. 34, no. 4. P. 22–39.

Abramovitz T., Thybo H., Berthelsen A. Proterozoic sutures and terranes in the southeastern Baltic Shield interpreted from BABEL deep seismic data. *Tectonophysics*. 1997. Vol. 270. P. 259–277. doi: 10.1016/S0040-1951(96)002

Andersson U. B., Högdahl K., Sjöström H., Bergman S. Multistage growth and reworking of the Palaeoproterozoic crust in the Bergslagen area, southern Sweden: evidence from U-Pb geochronology. *Geol. Mag.* 2006. Vol. 143, no. 5. P. 679–697. doi: 10.1017/S0016756806002494

Andersson U. B., Begg G. C., Griffin W. L., Högdahl K. Ancient and juvenile components in the continental crust and mantle: Hf isotopes in zircon from Svecofennian magmatic rocks and rapakivi granites in Sweden. *Lithosphere*. 2011. Vol. 3, no. 6. P. 409–419. doi: 10.1130/L162.1

Art J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman J. Geochemistry of gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *J. Petrology*. 1978. Vol. 19. P. 289–316.

BABEL Working Group. Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic Shield. *Nature*. 1990. Vol. 348. P. 34–38. doi: 10.1038/348034a0

Bock G., Achauer U., Alinaghi A., Ansorge J., Bruneton M., Friederich W., Grad M., Guterch A., Hjelt S.-E., Hyvonen T., Ikonen J.-P., Kissling E., Komminaho K., Korja A., Heikkinen P., Kozlovskaya E., Nevsky M. V., Pavlenkova N., Pedersen H., Plomerová J., Raita T., Riznichenko O., Roberts R. G., Sandoval S., Sanina I. A., Sharov N., Tiikkainen J., Volosov S. G., Wielandt E., Wylegalla K., Yliniemi J., Yurov Y. Seismic probing of Fennoscandian lithosphere. *Eos*. 2001. Vol. 82, no. 50. P. 621–636.

Bogdanova S. V., Gorbatshev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L., *The EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups*. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. *European Lithospheric Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs. 2006. No. 32. P. 599–625.

Buyanov A. F., Glaznev V. N., Mitrofanov F. P., Raevsky A. B. Three-dimensional modelling of the Lapland Granulite Belt and adjacent structure of the Baltic Shield from geophysical data. *Norges Geologiske Undersøkelse. Special Publication Geology of the Eastern Finnmark – Western Kola Peninsula Region*. 1995. P. 167–178.

Christensen N. I., Mooney W. D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100 (B6). P. 9761–9788. doi: 10.1029/95JB00259

Collier J. S., Buhl P., Tome M., Watts A. B. Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean). *Geophys. J. Inter.* 1994. Vol. 118. P. 159–180.

Cook F. A., White D. J., Jones A. G., Eaton D. W. S., Hall J., Clowes R. M. How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust – mantle transition. *Can. J. Earth Sci.* 2010. Vol. 47. P. 315–351.

De Wit M., Tinker J. Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data. *South African J. Geol.* 2004. Vol. 107. P. 185–206. doi: 10.2113/107.1-2.185

Elliott B. A., Rämö O. T., Nironen M. Mineral chemistry constraints on the evolution of the 1.88–1.87 Ga post-kinematic granite plutons in the Central Finland granitoid complex. *Lithos.* 1998. Vol. 45. P. 109–129. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00028-0

Galitchanina L. D., Glaznev V. N., Mitrofanov F. P., Olesen O., Henkel H. Surface density characteristics of the Baltic Shield and adjacent territories. *Norges Geologiske Undersøkelse. Special Publication Geology of the Eastern Finnmark – Western Kola Peninsula Region*. 1995. P. 349–354.

Gautneb H., Ahtola T., Eklund O., Lynch E. Graphite in Fennoscandia. Conference paper. 2016. Nordic Mining Day PDAC.

Glaznev V. N., Raevsky A. B., Sharov N. V. A model of the deep structure of the north-eastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data. *Tectonophysics.* 1989. Vol. 162 (1–2). P. 151–164. doi: 10.1016/0040-1951(89)90361-2

Glaznev V. N., Mints M. V., Muravina O. M., Raevsky A. B., Osipenko L. G. Complex geological – geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: nature of density layering of the crust and the crust – mantle boundary. *Geodynamics and Tectonophysics.* 2015. Vol. 6, no. 2. P. 133–170. doi: 10.5800/GT-2015-6-2-0176

Golubtsova N., Glaznev V., Kulikov V., Kosnyreva M., Mints M., Nilov M., Pushkarev P., Ryazantsev P., Taran Y., Smirnov M., Sokolova E., Yakovlev A.,

Zolotaya L. New geoelectrical model of Lake Ladoga conductivity anomaly: tectonic implications in correlation with potential fields. The 23rd Electromagnetic Induction Workshop, Chiang Mai, Thailand, 14–20 August 2016. Abstract Book, 4 p.

Oskooi B., Ernst T., Sokolova E., Varentsov I. V. The conductivity structure across the Trans-European Suture Zone from magnetotelluric and magnetovariational data modelling. *Phys. Earth Planet. Int.* 2010. Vol. 183, no. 3. P. 377–386. doi: 10.1016/j.pepi.2010.08.005

Habibian B. D., Brasse H., Oskooi B., Ernst T., Sokolova E., Varentsov I. V. The conductivity structure across the Trans-European Suture Zone from magnetotelluric and magnetovariational data modelling. *Phys. Earth Planet. Int.* 2010. Vol. 183, no. 3. P. 377–386. doi: 10.1016/j.pepi.2010.08.005

Hammer P. T. C., Clowes R. M., Cook F. A., Van der Velden A. J., Vasudevan K. The Lithoprobe transcontinental lithospheric cross sections: imaging the internal structure of the North American continent. *Can. J. Earth Sci.* 2010. Vol. 47. P. 821–857.

Holliger K., Levander A. Lower crustal reflectivity modeled by rheological controls on mafic intrusions. *Geology.* 1994. Vol. 22. P. 367–370. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0367:LCRMBR>2.3.CO;2

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb Isotopic Evidence for the Origin of the Early Proterozoic Svecofennian Crust in Finland: Geological Survey of Finland Bulletin 337. 1986. 48 p.

Huhma H., Claesson S., Kinney P. D., Williams I. S. The growth of Early Proterozoic crust: New evidence from Svecofennian detrital zircons. *Terra Nova.* 1991. Vol. 3. P. 175–178. doi: 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00870.x

Janik T. Upper Lithospheric Structure in the Central Fennoscandian Shield: Constraints from P- and S-Wave Velocity Models and VP/VS Ratio Distribution of the BALTIC Wide-Angle Seismic Profile. *Acta Geophysica.* 2010. Vol. 58, no. 4. P. 543–586. doi: 10.2478/s11600-010-0002-0

Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect. *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. B06308. doi: 10.1029/2008JB005689

Janutyte I., Kozlovskaya E., Majdanski M., Voss P. H., Budraitis M., PASSEQ Working Group. Traces of the crustal units and the upper-mantle structure in the southwestern part of the East European Craton. *Solid Earth.* 2014. Vol. 5. P. 821–836. doi: 10.5194/se-5-821-2014

Jozwiak W. Large scale conductivity pattern in Central Europe and its correlation to deep tectonic structures. *Pure Appl. Geophys.* 2012. Vol. 169. P. 1737–1747. doi: 10.1007/s00024-011-0435-7

Kähkönen Y. Geochemistry and Petrology of the Metavolcanic Rocks of the Early Proterozoic Tampere Schist Belt, Southern Finland. *Geol. Surv. Fin. Bul.* 1989. Vol. 34. 104 p.

Kähkönen Y. Stratigraphy of the central parts of the Palaeoproterozoic Tampere Schist Belt, southern

Finland: review and revision. *Bul. Geol. Soc. Fin.* 71. 1999. Part 1. P. 13–29.

Kähkönen Y., Lahtinen R., Nironen M. Palaeoproterozoic supracrustal belts in southwestern Finland. *High Temperature – Low Pressure Metamorphism and Deep Crustal Structures*. Meeting of International Geoscience Programme (IGCP) Project 304 “Deep Crustal Processes” in Finland. Geological Survey of Finland Guide 37. 1994. P. 43–47.

Koistinen T., Klein V., Koppelmaa H., Korsman K., Lahtinen R., Nironen M., Puura V., Saltykova T., Tikhomirov S., Yanovskiy A. Paleoproterozoic Svecofennian orogenic belt in the surroundings of the Gulf of Finland. *Explanation to the Map of Precambrian Basement of the Gulf of Finland and Surrounding Area, Scale 1:1 000 000*: Geological Survey of Finland Special Paper 21. 1996. P. 21–57.

Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V., Nordgule I., Wennerström M., Korhonen J. Geological map of the Fennoscandian Shield. Scale 1:2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia. 2001.

Kontinen A., Paavola J. A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archaean complex between Vartiuss and Vieremä, based on constraints from surface geology and Fire 1 seismic survey. *Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005*: Geological Survey of Finland Special Paper 43. 2006. P. 223–240.

Korja A., Heikkinen P. The accretionary Svecofennian orogen – insight from the BABEL profiles. *Prec. Research*. 2005. Vol. 136. P. 241–268. doi: 10.1029/94TC02905

Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A., Palshin N. A., Smirnov M. Yu., Tokarev A. D., Asming V. E., Vanyan L. L., Vardaniants I. L., *The BEAR Working Group*. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield. *Earth Planets Space*. 2002. Vol. 54. P. 535–558.

Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P., Kukkonen I. N., *FIRE Working Group*. A geological interpretation of the upper crust along FIRE 1. *Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005*. Geological Survey of Finland, Special paper 43. 2006a. P. 45–76.

Korja A., Lahtinen R., Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs. 2006b. Vol. 32. P. 561–578.

Korsman K., Korja T., Papunen M., Virransalo P., *GGT/SVEKA Working Group*. The GGT/SVEKA Transect: Structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland. *Inter. Geol. Rev.* 1999. Vol. 41. P. 287–333. doi: 10.1080/00206819909465144

Krawczyk C. M., Stiller M., *DEKORP – BASIN Research Group*. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. *Tectonophysics*. 1999. Vol. 314. P. 241–253. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00246-2

Kukkonen I. T., Lahtinen R. Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland Special Paper. 2006. Vol. 43. 247 p.

Kukkonen I. T., Kuusisto M., Lehtonen M., Peltonen P. Delamination of eclogitized lower crust: Control on the crust – mantle boundary in the central Fennoscandian shield. *Tectonophysics*. 2008. Vol. 457. P. 111–127. doi: 10.1016/j.tecto.2008.04.029

Kuusisto M., Kukkonen I. T., Heikkinen P., Pesonen L. J. Lithological interpretation of crustal composition in the Fennoscandian Shield with seismic velocity data. *Tectonophysics*. 2006. Vol. 420. P. 283–299. doi: 10.1016/j.tecto.2006.01.014

Lahtinen R., Huhma H. Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the 1.93–1.79 Ga Svecofennian crust and mantle. *Precambrian Res.* 1997. Vol. 82. P. 13–34. doi: 10.1016/S0301-9268(96)00062-9

Lahtinen R., Huhma H., Kousa J. Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data. *Precambrian Research*. 2002. Vol. 116. P. 81–109. doi: 10.1016/S0301-9268(02)00018-9

Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution. *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B. V. Amsterdam. 2005. P. 481–532.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia. *Earth Accretionary Systems in Space and Time*. The Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 318. P. 237–256. doi: 10.1144 / SP318.8

Mints M. V., Eriksson P. G. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. Vol. 7 (2). P. 173–232. doi: 10.5800/GT-2016-7-2-0203

Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V. A. 3-D model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province. *Tectonophysics*. 2009. Vol. 472, no. 1–4. P. 323–339. doi: 10.1016/j.tecto.2008.12.008

Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N., Philippova I. B., Zlobin V. L., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush W. A., Dokukin P. A., Kaulina T. V., Natapov L. M., Piip V. B., Stupak V. M., Suleimanov A. K., Trusov A. A., Van K. V., Zamozhniaya N. G. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. The Geological Society of America Special Paper 510. 2015. 433 p. doi: 10.1130/2015.2510(12)

Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G., Glaznev V. N., Korja A. K. Crustal structure of the Baltic Shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa geotransverse. *Inter. Geol. Rev.* 1998. Vol. 40, no. 11. C. 990–997.

Mooney W. D., Meissner R. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. *Continental Lower Crust*. Elsevier, Amsterdam. 1992. P. 45–79.

Mooney W. D., Prodehl C., Pavlenkova N. I. Seismic velocity structure of the continental lithosphere from controlled source data (Chapter 54). *Inter. Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*. 2002. Vol. 81A. P. 887–910.

Nironen M., Elliott B. A., Rämö O. T. 1.88–1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland

Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos*. 2000. Vol. 53. P. 37–58. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00007-4

Pajunpää K. Conductivity anomalies in the Baltic Shield in Finland. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1987. Vol. 91. P. 657–666. doi: 10.1111/j.1365-246X.1987.tb01663.x

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, Northeastern Finland. *J. of Petrology*. 1996. Vol. 37. P. 1359–1383. doi: 10.1093/petrology/37.6.1359

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua Ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up. *J. of Petrology*. 1998. Vol. 39. P. 297–329. doi: 10.1093/etroj/39.2.297

Rämö O. T., Vaasjoki M., Mänttari I., Elliott B. A., Nironen M. Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex: I. Radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution. *J. of Petrology*. 2001. Vol. 42. P. 1971–1993. doi: 10.1093/petrology/42.11.1971

Sokolova E., Berdichevsky M., Varentsov I., Rybin A., Baglaenko N., Batalev V., Golubtsova N., Matukov V., Pushkarev P. Advanced methods for joint MT/MV profile studies of active orogens: The experience from the Central Tien Shan. Protokoll über das 22. Kolloquium “Elektromagnetische Tiefenforschung”. *Dtsch. Geophys. Ges. Potsdam. Germany*. 2007. P. 132–141.

Thybo H., Artemieva I. M. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*. 2013. Vol. 609. P. 605–619. doi: 10.1016/j.tecto.2013.05.032

Väisänen M., Mänttari I., Kriegsman L. M., Hölttä P. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos*. 2000. Vol. 54. P. 63–81. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00018-9

Vahtinen K., Korja T., Kaikkonen P., Lahti I., Smirnov M. Yu. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean – Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland. *Geophys. J. Int.* 2012. Vol. 188. P. 908–924. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05300.x

Van der Velden A. J., Cook F. A. Relict subduction zones in Canada. *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110, B08403. doi: 10.1029/2004JB003333

Varentsov I. M. Joint robust inversion of MT and MV data. Electromagnetic soundings of the Earth's interior. *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 40. 2007. Elsevier: 189–222.

Varentsov I. M. Pragmatic 2D inversion of synchronous ensembles of MT/MV responses. V All Russian EM WS Abstracts. St. Petersburg: SPbGU, 2011. Vol. 2. P. 17–21.

Weckmann U. Making and Breaking of a Continent: Following the Scent of Geodynamic Imprints on the African Continent Using Electromagnetics. *Surv. Geophys.* 2012. Vol. 33. P. 107–134. doi: 10.1007/s10712-011-9147-x

White D. J., Forsyth D. A., Asudeh I., Carr S. D., Wu H., Easton R. M., Mereu R. F. A seismic-based cross-section of the Grenville Orogen in southern Ontario and western Quebec. *Canadian J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 183–192. doi: 10.1139/e99-094

Wybranec S., Jankovski J., Ernst T., Pecova J., Phfoc O. A new method for presentation of induction vector distribution in Europe. *Geophys. Polonica*. 1999. Vol. XLVII (3). P. 323–334.

Yin Y., Unsworth M., Liddell M., Pana D., Craven J. A. Electrical resistivity structure of the Great Slave Lake shear zone, northwest Canada: implications for tectonic history. *Geophys. J. Int.* 2014. Vol. 199. P. 178–199. doi: 10.1093/gji/ggu251

Received May 31, 2017

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Минц Михаил Вениаминович

заведующий лаб. тектоники раннего докембрия, д. г.-м. н.
Геологический институт РАН
Пыжевский пер., 7, Москва, Россия, 110017
эл. почта: michael-mints@yandex.ru

Соколова Елена Юрьевна

ведущий научный сотрудник лаб. геоэлектродинамики,
к. ф.-м. н.
Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН
Б. Грузинская ул., 10, стр. 1, Москва, Россия, 123242

ведущий научный сотрудник
Всероссийский научно-исследовательский
геологический нефтяной институт
Шоссе Энтузиастов, 36, Москва, Россия, 105118
эл. почта: sokol_l@mail.ru

CONTRIBUTORS:

Mints, Mikhail

Geological Institute, Russian Academy of Sciences
7 Pyzhevsky Per., 110017 Moscow, Russia
e-mail: michael-mints@yandex.ru

Sokolova, Elena

Schmidt Institute of Physics of the Earth,
Russian Academy of Sciences
10–1 B. Gruzinskaya St., 123242 Moscow, Russia

All-Russian Research Geological Oil Institute
36 Shosse Entuziastov, 105118 Moscow, Russia
e-mail: sokol_l@mail.ru