

УДК 550.3; 550.347.62; 004.85

СВОЙСТВА КОРЫ ФЕННОСКАНДИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ *kNN*-АНАЛИЗА ИНВЕРСИИ ПРИЁМНЫХ ФУНКЦИЙ

© 2019 г. И.М. Алёшин^{1,2,3}, Н.В. Ваганова², Г.Л. Косарев¹, И.В. Малыгин¹

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

² Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. академика Н.П. Лаверова РАН, г. Архангельск, Россия

³ Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия

Цель исследования – анализ строения земной коры на территории части Балтийского щита, ограниченной по широте 60–70 °с.ш. и 18–35 °в.д. Исследования выполнены на основе данных, полученных методом приёмных функций при исследованиях этого региона в прошлые годы, которые были дополнены новыми измерениями и расчётами. Исходные данные представляют собой набор зависимостей скорости поперечных волн от глубины, рассчитанных для более чем 60 постоянных и временно действующих сейсмических станций. Для построения пространственных распределений интересующих нас характеристик применялись методы, развитые в теории машинного обучения. Был использован алгоритм “*k* ближайших соседей”, который, несмотря на свою простоту, является весьма эффективным методом, пригодным как для анализа непрерывных данных, так и для решения задач классификации.

В пределах исследуемого региона был выполнен расчёт распределения по площади толщины земной коры, определяемой глубиной залегания поверхности Мохо (H_M), которая имеет сложную пространственную структуру, обусловленную древними геодинамическими процессами. Ранее выполненный анализ показал отсутствие на исследуемой территории корреляции пространственной структуры поверхности Мохо с границами геологических структур разного возраста. Этот факт подтверждается результатами данной работы; исключение составляет небольшой участок на северо-западном окончании границы между разновозрастными структурами – здесь прослеживаемой на поверхности границе между архейскими и протерозойскими образованиями соответствует быстрое изменение (уменьшение) толщины коры от 50 до 40 км.

В исследуемом регионе практически отсутствует слой осадочных пород, характеризующихся низкими скоростями S -волн. Однако на значительной его части, включая области развития протерозойских пород, прослежен приповерхностный слой с пониженными значениями V_S . Обычно пониженные скорости S -волн объясняют наличием в слое большого количества водонасыщенных трещин.

Ключевые слова: машинное обучение, *kNN*-алгоритм, приёмная функция, Фенноскандия, Балтийский щит, земная кора, структура поверхности Мохо.

Введение

Проведение пассивных сейсмических экспериментов SVEKALAPKO [Bock et al., 2001] и POLENET/LAPNET [Kozlovskaya et al., 2006] стало основой большого количества работ по изучению строения литосферы северной части Балтийского щита (см., например, [Bruneton, Farra, Pedersen, 2002; Alinaghi et al., 2003; Aleshin et al., 2006; Алешин и др., 2007; Vecsey et al., 2007; Kozlovskaya et al., 2008; Grad, Tiira, 2012; Uski et al., 2012; Pedersen et al., 2013; Silvennoinen et al., 2014; Vinnik et al., 2016]). В большинстве этих исследований для анализа применялся метод приёмных функций [Alinaghi et al., 2003; Aleshin et al., 2006; Алешин и др., 2007; Kozlovskaya et al., 2008; Grad, Tiira, 2012; Vinnik et al., 2016]. Это вместе с широким покрытием территории исследуемого региона сейсмическими станциями позволило получить ряд важных результатов, освещающих

строение мантии северной и южной Финляндии [Alinaghi et al., 2003; Frassetto, Thybo, 2013; Vinnik et al., 2016], построить трехмерную сейсмическую модель южной коры и верхней мантии Финляндии [Kozlovskaya et al., 2008]. Кроме сейсмических характеристик в рамках названных проектов были получены сведения о распределении электрического сопротивления [Korja et al., 2002] и аномалий магнитного поля [Lahtinen, Korja, Nironen, 2005].

Важное место среди исследований, проводимых на Балтийском щите, занимает изучение структуры границы Мохо (см. [Kosarev, Makeyeva, Vinnik, 1987; Alinaghi et al., 2003; Kozlovskaya et al., 2008; Silvennoinen et al., 2014]). Толщина коры, определяемая глубиной залегания поверхности Мохо (H_M), – основная характеристика, используемая при анализе строения региона, а также при изучении структуры европейской литосферы в целом [Grad, Tiira, 2012; Uski et al., 2012]. Следует упомянуть работы, в которых этот вопрос исследовался по данным сейсмических экспериментов с управляемым источником [Grad, Luosto, 1992; Janik, Kozlovskaya, Yliniemi, 2007; Uski et al., 2012; Минц и др., 2018]. В статье [Silvennoinen et al., 2014] расчёт топографии границы Мохо под северной частью Финляндии выполнен с учётом данных обоих типов сейсмических наблюдений.

В данной работе мы ограничимся результатами, полученными исключительно методом приёмных функций. Это связано с тем, что разные методы сейсмических исследований могут привести к разным значениям искомой величины H_M . Во-первых, в исследованиях с управляемым источником более надёжно определяются скорости P -волн, а функции приёмника, наоборот, более чувствительны к скоростям S -волн. Во-вторых, методы характеризуются существенно различающимся частотным составом сейсмического сигнала. И, наконец, возможно, что отмеченные различия связаны с сейсмической анизотропией верхней мантии, составляющей 3–5 % (см., например, [Яновская, Лыскова, Королева, 2019]). Отметим, что в настоящее время отсутствует надёжно обоснованный подход к совместной интерпретации приёмных функций и экспериментов с управляемым источником.

Одна из важных особенностей строения исследуемого региона – наличие приповерхностного слоя с пониженными скоростями S -волн. Толщина этого слоя колеблется около 1 км; значения V_S в нём на 15–30 % меньше значений, средних для коры. Слой был обнаружен при исследовании затухания сейсмических волн [Pedersen, Campillo, 1991; Grad, Luosto, 1992, 1994]. По мнению авторов названных работ, природа слоя с пониженной скоростью обусловлена значительными изменениями механических свойств гнейсов в архейской области Фенноскандии [Grad, Luosto, 1994]. Наличие такого слоя в архейской части региона было подтверждено позже в работе [Aleshin et al., 2006], а в 2008 г. авторы работы [Kozlovskaya et al., 2008] показали, что он присутствует и на значительной территории, сформированной в протерозойский период.

Авторами данной работы решены две задачи. Во-первых, представлена обновлённая карта поверхности Мохо для территории Балтийского щита, ограниченной по широте 60–70 °с.ш. и по долготе 18–35° в.д.; во-вторых, для южной части этой территории построена карта распространения слоя с пониженной скоростью S -волн. Для составления карт использовались результаты исследований в рамках проектов SVEKALAPKO и POENET/LAPNET [Aleshin et al., 2006; Kozlovskaya et al., 2008; Silvennoinen et al., 2014], дополненные результатами более ранних работ в регионе [Dricker et al., 1996] и результатами новых расчётов, выполненных авторами для нескольких станций, расположенных на территории России.

При построении пространственных распределений анализируемых характеристик земной коры авторы отказались от применения традиционных линейных методов интерполяции. В задачах такого рода использование кригинга [Kozlovskaya et al., 2008]

или интерполяции сплайнами [Horspool, Savage, Bannister, 2006] нельзя считать оптимальным уже потому, что решение получается излишне сглаженным, что может исказить реальную форму поверхности. Поэтому был применен метрический классификатор, реализованный на основе *kNN*-алгоритма, являющегося одним из простейших методов машинного обучения. Невозможность использования более сложных моделей, применяемых в машинном обучении, например, современных сверточных или рекуррентных нейросетевых архитектур [Николенко, Кадурин, Архангельская, 2018], объясняется небольшим количеством исходных данных, использованных для анализа.

Использованные данные и метод обработки

Для построения карты глубины залегания поверхности Мохо использовались результаты, полученные методом приёмных функций в рамках проектов SVEKALAPKO [Kozlovskaya et al., 2008] и POLENET/LAPNET [Silvennoinen et al., 2014], а также сведения, приводимые в [Dricker et al., 1996] для станций АРА и LVZ. Значения H_M для станций РІТК и КЕМІ были определены в рамках данного исследования. Приводимые в таблице значения H_M ранее не публиковались.

Данные, использованные для расчётов

Код станции	Координаты точек обмена на Мохо		Глубина Мохо, H_M , км	Наличие низкоскоростного слоя	Источник информации
	φ °с.ш.	λ °в.д.			
1	2	3	4	5	6
FA05	62.6	31.2	48.1	0	Kozlovskaya et al., 2008
FB07	62.1	29.6	55.1	0	
FB09	61.5	28.2	59.3	0	
FB11	60.8	27.0	42.3	?	
FC04	63.4	30.4	55.6	0	
FC05	63.1	29.9	52.3	0	
FD05	63.4	29.2	57.2	1	
FD07	62.7	28.0	57.4	?	
FD10	61.4	26.1	57.8	1	
FD13	60.5	24.7	48.3	1	
FE09	62.1	26.3	59.9	0	
FF05	63.8	28.0	52.1	?	
FF07	63.2	26.6	58.6	1	
FF11	61.8	24.3	55.8	0	
FF15	60.4	22.4	56.5	0	
FF30	64.5	29.1	58.0	1	
FF90	62.5	25.5	66.1	0	
FG01	65.4	29.6	37.2	0	
FH03	65.1	27.6	56.0	1	
FH05	64.4	26.5	55.0	1	
FH07	63.7	25.2	55.0	1	
FJ01	66.0	28.3	55.0	1	
FJ10	63.0	22.7	58.0	1	
РУKSA	62.1	32.2	40.0	1	Aleshin et al., 2006
PITK	61.7	31.3	43.0	0	Новые данные
КЕМІ	65.0	34.7	38.0	1	
АРА	67.6	33.3	40.0	–	Dricker et al., 1996
LVZ	67.9	34.6	40.0	–	

В таблице в столбце 1 приведены коды сейсмических станций; в столбцах 2, 3 – географические координаты точек, которые в общем случае соответствуют средней точке обмена на границе М. Этим точкам соответствуют приводимые в столбце 4 значения глубины залегания границы Мохо (H_M), измеренные на станциях. Координаты сейсмических станций могут не совпадать с координатами, приводимыми в таблице, так как последние содержат поправки за наклонное падение волн.

Столбец 5 содержит основанные на анализе имеющихся данных сведения о наличии (1) или отсутствии (0) под станцией приповерхностного слоя с пониженной скоростью S -волн. Если данные не позволяют сделать однозначный вывод, то в соответствующей клетке стоит вопросительный знак; отсутствие необходимых для анализа данных обозначено прочерком. Столбец 6 содержит ссылки на источник информации.

В методе приёмных функций находящийся под станцией слой пониженной скорости поперечных волн проявляется наличием фазы, вступающей в течение первой секунды после прихода основной P -волны. Так, например, в статье [Kozlovskaya et al., 2008, рис. 2] такие фазы помечены черными кругами. Простое визуальное выделение сигнала от неглубокой границы возможно лишь при использовании системы координат $L-Q$, введённой в работе [Vinnik, 1977]. Переход к этим компонентам от вертикальной и радиальной осуществляется поворотом системы координат в плоскости падения так, чтобы вертикальная ось совпала с основным смещением в падающей P -волне (ось L). После этого перпендикулярная ей ось Q будет оптимальной для выделения поперечных волн. Без такого преобразования обменная волна, образованная на мелкой границе, будет замаскирована проекцией вступления исходной P -волны. Для трех станций – FB11, FD07, FF05 – не удалось сделать определённого вывода о наличии или отсутствии соответствующей фазы, а значит, и слоя. В результате анализа исходных данных был получен набор точек с заданными значениями булева типа, представленными в таблице.

Для построения пространственного распределения двух величин – толщины коры и наличия поверхностного низкоскоростного слоя – мы воспользовались методом “ k -ближайших соседей”, являющимся одним из методов машинного обучения. Алгоритм kNN относится к группе так называемых “ленивых” алгоритмов. Обучение в этом случае сводится к расчёту матрицы расстояний между некоторой точкой и объектами исходных данных, т.е. фактически к запоминанию параметров обучающей выборки. Для составления предсказания для этой точки необходимо определить ближайшие K объектов обучающей выборки.

Значение искомой величины Q в точке с координатами $\Omega = \{\varphi, \lambda\}$ в алгоритме kNN определяется по набору известных значений $\{q_i\}$, заданных в точках Ω_i формулой

$$Q(\Omega, K) = \frac{\sum_{i=1}^K w(\rho_i) q_i(\Omega_i)}{\sum_{i=1}^K w(\rho_i)},$$

где $w(\rho_i)$ – весовая функция, зависящая от расстояния от i -й точки; суммирование ведётся по K точкам, ближайшим к Ω . Как правило, зависимость весовой функции от обратного расстояния между точками выбирается в виде степенного закона

$$w(\rho_i) \sim \frac{1}{\rho_i^\alpha}, \quad \alpha > 0.$$

В данной работе было принято, что $\alpha=1$. Так как оба набора используемых входных данных заданы на сфере, то в качестве расстояния рассматривалась длина ортодромии, определяемая как

$$\rho(\Omega_1, \Omega_2) = 2R_E \arcsin \sqrt{\sin^2 \frac{\Delta\varphi}{2} + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \sin^2 \frac{\Delta\lambda}{2}},$$

$$\Delta\lambda = \lambda_2 - \lambda_1, \quad \Delta\varphi = \varphi_2 - \varphi_1.$$

Число ближайших соседей K является свободным параметром задачи, для определения которого обычно применяется один из подходов, основанных на методе отложенной выборки. Часть данных исключается из рассмотрения и используется для проверки. Мерой качества интерполяции μ может служить, например, среднее абсолютное отклонение значений, рассчитанных для этих точек, от реальных:

$$\mu(K) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M |Q(\Omega_m, K) - q_m|,$$

$\{q_m \equiv q(\Omega_m)\}$ – набор из M “отложенных” исходных данных q_m , относящихся к точкам Ω_m . Величина μ зависит от числа соседей K как от параметра, и поэтому оптимальное значение K можно определить из условия минимума этой зависимости.

Описанная метрика возникает естественным образом при анализе толщины коры, однако она не всегда оптимальна. Построение пространственного распределения слоя с пониженной скоростью S -волн относится к задаче бинарной классификации.

Присвоим сейсмическим станциям метки классов. К классу 1 будем относить станции, под которыми установлено наличие слоя с пониженной скоростью поперечных волн; при отсутствии слоя станции относятся к классу 0. В таком случае решаемую задачу можно сформулировать как расчёт вероятности принадлежности произвольной точки на поверхности к классу 1. Окончательная классификация осуществляется с помощью заданного порогового значения – если вероятность превышает порог, точка относится к классу 1; в противном случае точка относится к классу 0.

При такой постановке в качестве метрики вместо абсолютного или среднеквадратичного отклонения удобнее использовать величину площади под ROC -кривой, обозначаемую как $AUC-ROC$ ¹ [Fawcett, 2006]. Значение метрики $AUC-ROC$ в задаче бинарной классификации отражает вероятность того, что случайно выбранный объект класса 1 имеет более высокую оценку принадлежности к классу 1, чем случайно выбранный объект класса 0. В задачах с малым количеством данных к лучшему результату приводит использование “буферной зоны” между двумя классами [Macskassy, Provost, Littman, 2003]. При этом вместо одного порогового значения используется два. Точка относится к классу 1, если соответствующее ей значение вероятности выше большего из порогов; если это значение ниже меньшего порога, точка относится к классу 0; остальные точки не классифицируются.

Для решения описанных выше задач с помощью kNN -алгоритма необходимо определение значений свободных параметров. В наших задачах такой параметр только один – число ближайших соседей K , но в общем случае их может быть больше. Для их определения применим метод кросс-валидации. Этот подход, являющийся стандартным в задачах машинного обучения, основан на последовательности численных экспериментов, когда на каждом шаге исходные данные делятся на два блока, первый из которых используется для расчёта внутренних параметров, определяемых данными. В нашем случае внутренними параметрами были расстояния между парами точек, входящих в первый блок. Этот процесс принято называть обучением, а используемую выборку данных – обучающей. Второй блок данных предназначается для контроля качества обучения, и соответствующая выборка данных называется контрольной.

¹ Аббревиатура $AUC-ROC$ образована от *Area Under Curve-Receiver Operating Characteristic*.

Обучающая выборка используется для вычисления значений в точках из контрольной выборки. Разница между результатами расчётов и известными значениями определяется на основе заданной метрики. Так как величина метрики зависит от внешних параметров, то мы можем её использовать для выбора их оптимальных значений.

Разделение данных на два блока необходимо для исключения так называемой утечки данных. Такая ситуация возникает в случае, когда и для определения значений свободных параметров, и для последующего контроля качества используются одни и те же данные, что приводит в процессе контроля к завышению числовых оценок качества.

Стратегий разбиения данных на обучающую и контрольную выборки существует довольно много. Рассмотрим одну из них, чаще всего используемую на практике. Исходные данные случайным образом разбиваются на p блоков одинакового размера; каждый блок последовательно играет роль контрольной выборки, а совокупность оставшихся $p-1$ блоков – роль обучающей выборки. Основное преимущество такой стратегии обусловлено тем, что все измерения, доступные в исходных данных, используются и для обучения, и для проверки его качества. При этом каждый элемент исходных данных используется для проверки качества только один раз.

Остается вопрос выбора конкретного значения p применительно к конкретным данным. В задачах с большим количеством исходных данных (десятки–сотни тысяч и более объектов) число p выбирается, как правило, из диапазона от 3 до 20. Например, в различных фреймворках по умолчанию в качестве параметров используются небольшие значения $p = 3$ или 5 [Pedregosa et al., 2011]. Это обусловлено необходимостью p раз выполнять процедуру обучения, что при большом количестве данных может повлечь за собой вычислительные трудности. В задачах с дефицитом данных, когда для анализа доступно всего несколько десятков измерений, значение p может быть выбрано равным числу исходных данных.

В настоящей работе рассматривается небольшое количество доступных для анализа данных, что позволяет использовать стратегию, называемую в англоязычной литературе *Leave-one-Out*, описание которой приводится в следующем разделе.

Обсуждение результатов

Для построения карты H_M в нашем распоряжении имелись данные для 61 станции. Определение оптимального числа ближайших соседей выполнялось с применением описанного выше варианта кросс-валидации. Зависимость $\mu(K)$, рассчитанная для использованных данных, приведена на рис. 1; полученная карта H_M – на рис. 2.

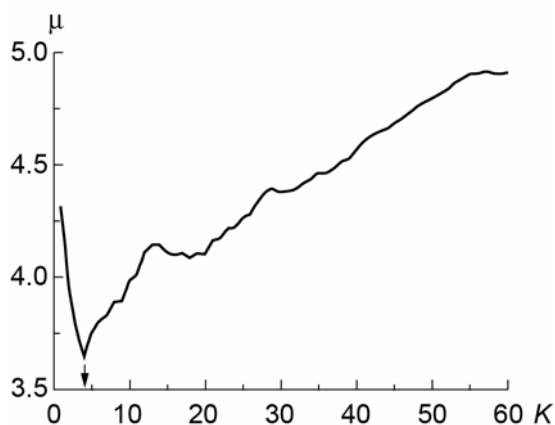


Рис. 1. Зависимость полученной при кросс-валидации средней абсолютной ошибки от числа ближайших соседей K . Стрелкой на горизонтальной оси отмечено оптимальное значение $K=4$; ошибка интерполяции при этом составляет 3.7 км

Fig. 1. The dependence of the average absolute error obtained during cross-validation on the number of nearest neighbors K . The arrow on the horizontal axis indicates the optimal value $K=4$; the interpolation error in this case is 3.7 km

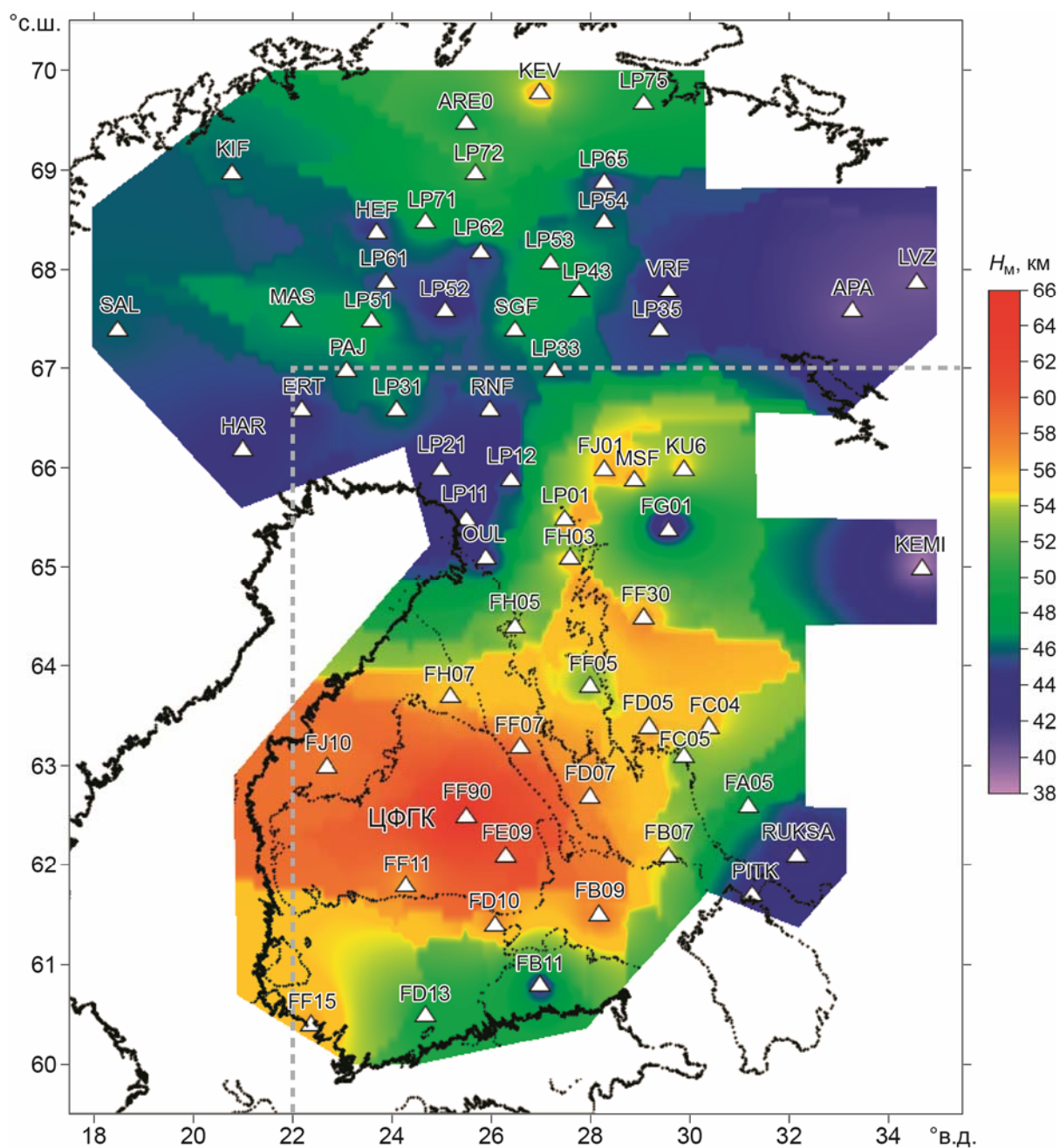


Рис. 2. Карта толщины земной коры исследуемого региона, построенная по результатам расчета глубины залегания поверхности Мохо (H_M , км – шкала справа). Треугольники – сейсмические станции, записи которых использовались для определения H_M , с указанием их кодов. ЦФГК – Центральный финский гранитоидный комплекс. Штриховая линия – граница территории, для которой построена карта распределения приповерхностного слоя с пониженными скоростями S -волн

Fig. 2. Map of the thickness of the Earth's crust of the studied region, based on the results of calculating the depth of the Moho surface (H_M , km – scale on the right). Triangles are seismic stations which records were used to determine H_M , with their codes. CFGC – Central Finnish Granitoid Complex. The dashed line is the boundary of the territory for which a distribution map of the near-surface layer with reduced S -wave velocities is constructed

Процедура *Leave-one-Out* осуществлялась следующим образом. При фиксированном значении K из исходных данных удалялось одно значение q_a , измеренное в точке Ω_a . Оставшиеся данные использовались для расчёта H_M в точке Ω_a , удаленной из выборки. После этого определялось абсолютное значение разницы между вычисленным и наблюдаемым значениями – $\mu_a(K) = |Q(\Omega_a, K) - q_a|$.

Эта процедура повторялась с каждым из A значений. Качество интерполяции определялось значением среднего абсолютного отклонения

$$\mu(K) = \frac{1}{A} \sum_{a=1}^A \mu_a(K).$$

Как следует из рис. 1, оптимальное значение числа соседей равно четырём; средняя ошибка интерполяции при этом – 3.7 км.

На приведенной карте толщины земной коры (см. рис. 2) хорошо видно, что в северо-восточной части исследуемой территории присутствует область с выдержанной по мощности относительно тонкой (около 45 км) корой [Silvennoinen et al., 2014]. Привлечение данных для станций LVZ, АРА, КЕМІ позволяет утверждать, что эта область простирается и далее к востоку, в сторону Восточно-Европейской платформы; мощность коры при этом становится менее 40 км.

В соответствии с результатами, приводимыми в [Alinaghi et al., 2003; Kozlovskaya et al., 2008], максимальная мощность коры имеет место в центре южной части региона. В названных работах отмечено также, что границы области увеличенной мощности коры совпадает с контуром Центрального финского гранитоидного комплекса (ЦФГК). Нелинейная природа процедуры, использованной нами при построении, позволяет проследить эту корреляцию более отчётливо.

Для построения карты распространения на исследуемой территории приповерхностного слоя с пониженными значениями скорости S -волн была рассчитана вероятность его наличия. Как и при построении карты мощности коры, для определения оптимального числа ближайших соседей K применялся описанный выше вариант кросс-валидации. В качестве метрики использовался критерий *AUC-ROC*, максимальное значение которого достигается при $K=4$ (рис. 3).

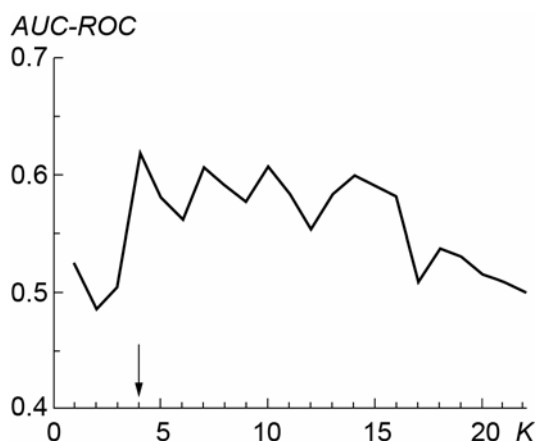


Рис. 3. Зависимость критерия *AUC-ROC*, характеризующего качество бинарной классификации, от числа ближайших соседей K . Стрелкой отмечено оптимальное значение $K=4$, соответствующее максимальному значению критерия

Fig. 3. Dependence of the *AUC-ROC* criterion characterizing the quality of the binary classification on the number of nearest neighbors K . The arrow indicates the optimal value $K=4$, corresponding to the maximum value of the criterion

По результатам расчётов была построена карта распространения на исследуемой территории приповерхностного слоя с пониженной скоростью поперечных сейсмических волн (рис. 4); цветом на карте выделены области с разной вероятностью присутствия слоя.

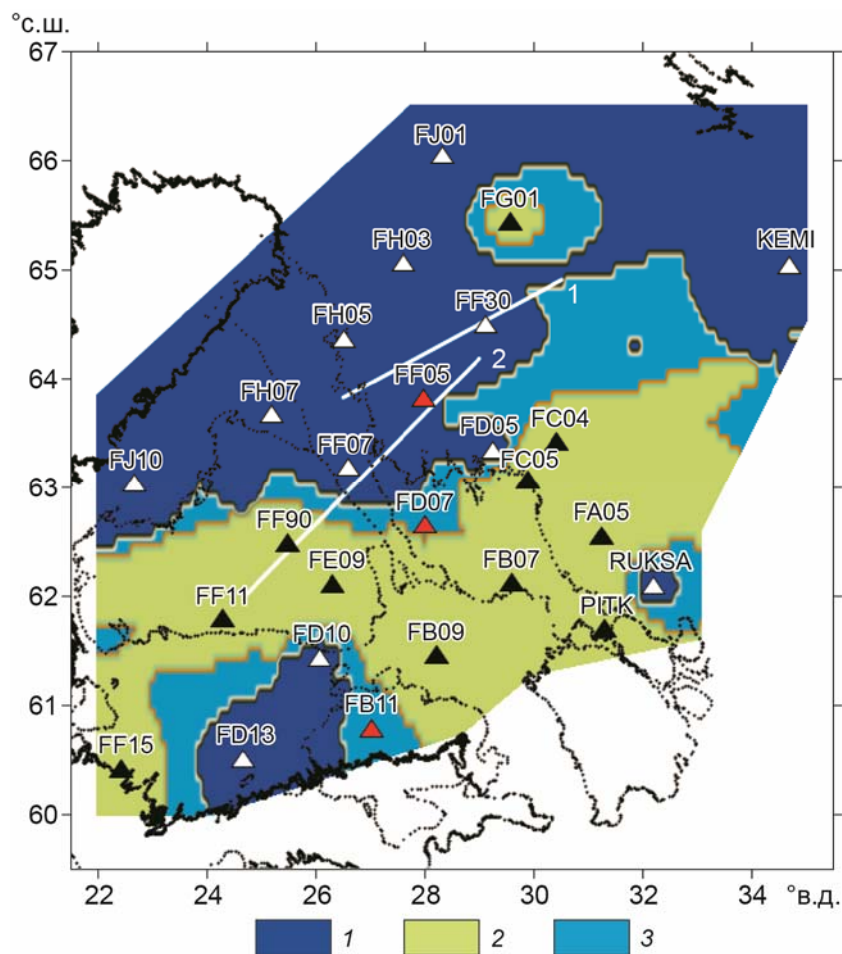


Рис. 4. Карта распространения на исследуемой территории приповерхностного слоя с пониженными скоростями *S*-волн. Заливка разного цвета отображает разную вероятность наличия слоя: синий цвет (1) – вероятность превышает 60 %; оливковый (2) – вероятность менее 40 % (слой отсутствует); голубой (3) – промежуточные значения вероятности. Белые треугольники – сейсмические станции, для которых установлены признаки наличия слоя; черные треугольники – сейсмические станции, для которых отсутствуют признаки наличия слоя; красные – станции, для которых нельзя сделать определённый вывод. Прямые белые линии – сейсмические профили LITHOSCOPE (1) и SVEKA (2)

Fig. 4. Distribution map of the surface layer with reduced velocity of *S*-waves in the studied area. Filling of different color displays different probability of the layer presence: blue color (1) – the probability exceeds 60 %; olive (2) – the probability is less than 40 % (the layer is absent); light blue (3) – intermediate values of probability. White triangles indicate the seismic stations with signs of the presence of a layer; black triangles indicate the seismic stations for which there are no signs of the presence of a layer; red triangles indicate stations for which a definite conclusion cannot be made. Straight white lines are the LITHOSCOPE (1) and SVEKA (2) seismic profiles

Отметим, что три станции, обозначенные на рис. 4 треугольниками красного цвета, на записях которых *a priori* не удалось надёжно установить наличие (или отсутствие) соответствующей обменной фазы, находятся вблизи границ областей с разным значением вероятности присутствия низкоскоростного слоя. Результаты проведённых расчётов подтверждают существование такого слоя только для одной из них – FF05. Отметим также, что отсутствие такого слоя под станцией FG01 коррелирует с аномалией толщины коры (см. рис. 2).

Наличие тонкого приповерхностного слоя с пониженными скоростями S -волн в исследуемом регионе впервые упоминается в [Pedersen, Campillo, 1991]. Анализ поверхностных волн на сейсмическом профиле LITHOSCOPE, целиком расположенном в архейской части Фенноскандии (см. рис. 4, профиль 1), показал очень низкую добротность пород в верхнем слое до глубин порядка 1 км. С ростом глубины добротность очень быстро и существенно возрастает (практически на порядок величины).

Авторами работы [Grad, Luosto, 1992], в которой анализировались данные, полученные на пересекающем Ладожско-Ботнический пояс профиле SVEKA (см. рис. 4, профиль 2), было показано, что на территориях, прилегающих к поясу с обеих сторон, присутствует поверхностный слой с высоким поглощением сейсмической энергии. Скорости S -волн в этом слое низкие – отношение V_P/V_S составляет ≈ 2.0 . С учетом низкой электрической проводимости пород авторы делают вывод, что снижение скорости S -волн обусловлено наличием в слое большого количества трещин, заполненных водой, но изолированных друг от друга.

Надо отметить, что выводы, приводимые в упомянутых выше работах [Pedersen, Campillo, 1991; Grad, Luosto, 1992], основаны на анализе данных поверхностных волн, приводящем к пространственному усреднению значений характеристик среды. Использование метода приёмных функций позволяет получить более точную оценку. В работе [Aleshin et al., 2006] показано, что минимальное значение V_S в поверхностном слое составляет 2.4 км/с – это существенно меньше величины 2.8 км/с, приводимой в [Grad, Luosto, 1992]. Авторы работы [Aleshin et al., 2006] объясняют этот факт тем, что трещины являются частично связанными.

Последнее утверждение в целом согласуется с данными об электропроводности среды. Так, в работе [Korja, Koivukoski, 1994] отмечается наличие тонкого проводящего поверхностного слоя вдоль профиля SVEKA. Возможно, наличие такого слоя на северо-западе Финляндии может быть связано с постледниковым изостатическим поднятием региона [Лукк, Леонова, Сидорин, 2019]. Его присутствие в южной части региона в Приладожье подтверждается результатами электропрофилирования на постоянном токе [Жамалетдинов и др., 2018]. Трёхмерные модели проводимости среды, построенные по результатам электромагнитного зондирования, приведены в [Korja et al., 2002; Варенцов и др., 2006; Минц и др., 2018], однако использованный в них подход не обеспечивает надлежащего разрешения для выделения тонкого поверхностного проводящего слоя.

Заключение и выводы

Представленные в настоящей статье результаты получены авторами при продолжении и обобщении исследований, проводимых ранее на Балтийском щите.

С использованием современного математического аппарата выполнена совместная интерпретация результатов прежних наблюдений, дополненных новыми данными.

Проведенный анализ сейсмических данных продемонстрировал эффективность применяемых методов машинного обучения, одно из основных достоинств которых – универсальность. Особенно ярко преимущества некоторых алгоритмов теории машинного обучения проявляются в условиях дефицита данных, типичных для целого ряда геофизических исследований.

Авторами были использованы записи 61 станции, только пять из которых расположены на территории России. В связи с этим важно отметить, что из-за отсутствия измерений на российской территории затрудняется дальнейшее изучение северо-восточных областей Фенноскандии.

Благодарности

Авторы искренне благодарят Е.Ю. Соколову (ЦГЭМИ ИФЗ РАН), Ю.А. Морозова (ИФЗ РАН) и О.Ю. Ризниченко (ИДГ РАН) за внимание к работе и конструктивную критику, высказанную ими при обсуждении результатов.

Работа выполнена в рамках бюджетного финансирования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Федерального исследовательского центра комплексных исследований Арктики им. академика Н.П. Лаверова РАН и Геофизического центра РАН.

Литература

- Алешин И.М., Косарев Г.Л., Ризниченко О.Ю., Санина И.А.* Скоростной разрез земной коры под сейсмической группой Ruksa, Карелия // Геофизические исследования. 2007. № 7. С.3–13.
- Варенцов И.М., Корья Т., Пальшин Н.А., Смирнов М. Ю., Энгельс М., Рабочая группа BEAR* Обобщенная объемная геоэлектрическая модель коры Балтийского региона и структура ее глубинных электромагнитных откликов // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: Геокарт–ГЕОС, 2006. С.95–106.
- Жамалетдинов А.А., Колесников В.Е., Скороходов А.А., Шевцов А.Н., Нилов М.Ю., Рязанцев П.А., Шаров Н.В., Бируля М.А., Киряков И.А.* Результаты электропрофилеирования на постоянном токе в комплексе с АМТЗ по профилю, пересекающему Ладожскую аномалию // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. 2018. № 2. С.91–110.
- Лукк А.А., Леонова В.Г., Сидорин А.Я.* Еще раз о природе сейсмичности Фенноскандии // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 1. С.74–90.
- Миц М.В., Соколова Е.Ю., рабочая группа Ладога.* Объемная модель глубинного строения свекофеннского аккреционного орогена по данным МОВ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования // Труды Карельского научного центра РАН. 2018. № 2. С.34–61.
- Николенко С.И., Кадурын А.А., Архангельская Е.О.* Глубокое обучение. СПб.: Питер, 2018. 479 с.
- Яновская Т.Б., Лыскова Е.Л., Королева Т.Ю.* Радиальная анизотропия верхней мантии Европы по данным поверхностных волн // Физика Земли. 2019. № 2. С.3–14. doi: 10.31857/S0002-3337201923-14
- Aleshin I.M., Kosarev G.L., Riznichenko O.Yu., Sanina I.A.* Crustal velocity structure under the RUKSA seismic array (Karelia, Russia) // Russian Journal of Earth Sciences. 2006. V. 8, N 1. P.1–8.
- Alinaghi A., Bock G., King R., Hanka W., Wylegalla K., TOR and SVEKALAPKO Working Groups.* Receiver function analysis of the crust and upper mantle from the North German Basin to the Archaean Baltic Shield // Geophysical Journal International. 2003. V. 155, N 2. P.641–652.
- Bock G. and Seismic Tomography Working Group* Seismic Probing of Fennoscandian Lithosphere // EOS, Trans. AGU. 2001. V. 82, N 50. P.621–629.
- Bruneton M., Farra V., Pedersen H.A.* Non-linear surface wave phase velocity inversion based on ray theory // Geophysical Journal International. 2002. V. 151, N 2. P.583–596.
- Dricker I.G., Roecker S.W., Kosarev G.L., Vinnik L.P.* Shear-wave velocity structure of the crust and upper mantle beneath the Kola Peninsula // Geophysical Research Letters. 1996. V. 23, N 23. P.3389–3392.
- Fawcett T.* An introduction to ROC analysis // Pattern Recognition Letters. 2006. V. 27. P.861–874.
- Frassetto A., Thybo H.* Receiver function analysis of the crust and upper mantle in Fennoscandia – isostatic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2013. V. 381. P.234–246.
- Grad M., Luosto U.* Fracturing of the crystalline uppermost crust beneath the SVEKA profile in Central Finland // Geophysica. 1992. V. 28, N 1/2. P.53–66.

- Grad M., Luosto U. Seismic velocities and Q-factors in the uppermost crust beneath the SVEKA profile in Finland // *Tectonophysics*. 1994. V. 230, N 1–2. P.1–18.
- Grad M., Tiira T. Moho depth of the European Plate from teleseismic receiver functions // *Journal of Seismology*. 2012. V. 16, N 2. P.95–105.
- Horspool N.A., Savage M.K., Bannister S. Implications for intraplate volcanism and back-arc deformation in northwestern New Zealand, from joint inversion of receiver functions and surface waves // *Geophysical Journal International*. 2006. V. 166, N 3. P.1466–1483.
- Janik T., Kozlovskaya E., Yliniemi J. Crust-mantle boundary in the central Fennoscandian shield: Constraints from wide-angle P and S wave velocity models and new results of reflection profiling in Finland // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2007. V. 112, N B4. P. B04302.
- 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 and Space*. 2002. V. 54, N 5. P.535–558.
- Korja T., Koivukoski K. Crustal conductors along the SVEKA profile in the Fennoscandian (Baltic) Shield, Finland // *Geophysical Journal International*. 1994. V. 116, N 1. P.173–197.
- Kosarev G.L., Makeyeva L.I., Vinnik L.P. Inversion of teleseismic P-wave particle motions for crustal structure in Fennoscandia // *Physics of the Earth and planetary interiors*. 1987. V. 47. P.11–24.
- Kozlovskaya E., Poutanen M., POLENET/LAPNET Working Group. POLENET/LAPNET – a multidisciplinary geophysical experiment in northern Fennoscandia during IPY 2007–2008 // *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2006. S41A–1311.
- Kozlovskaya E., Kosarev G.L., Aleshin I.M., Riznichenko O.Yu., Sanina I.A. Structure and composition of the crust and upper mantle of the Archean-Proterozoic boundary in the Fennoscandian shield obtained by joint inversion of receiver function and surface wave phase velocity of recording of the SVEKALAPKO array // *Geophysical Journal International*. 2008. V. 175, N 1. P.135–152.
- Macskassy S.A., Provost F.J., Littman M.L. Confidence Bands for ROC Curves // *CeDER Working Paper IS-03-04*, Stern School of Business. NY: New York University, 2003.
- Pedersen H., Campillo M. Depth dependence of Q beneath the Baltic Shield inferred from modeling of short period seismograms // *Geophysical Research Letters*. 1991. V. 18, N 9. P.1755–1758.
- Pedersen H., Debayle E., Maupin V., POLENET/LAPNET Working Group. Strong lateral variations of lithospheric mantle beneath cratons – Example from the Baltic Shield // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 383. P.164–172.
- Pedregosa F., Varoquaux G., Gramfort A., Michel V., Thirion B., Grisel O., Blondel M., Prettenhofer P., Weiss R., Dubourg V., Vanderplas J., Passos A., Cournapeau D., Brucher M., Perrot M., Duchesnay E. Scikit-learn: Machine Learning in Python // *Journal of Machine Learning Research*. 2011. V. 12. P.2825–2830.
- Silvennoinen H., Kozlovskaya E., Kissling E., Kosarev G.L., POLENET/LAPNET Working Group A new Moho boundary map for the northern Fennoscandian Shield based on combined controlled-source seismic and receiver function data // *Geo. Res. J*. 2014. V. 1–2. P.19–32.
- Uski M., Tiira T., Grad M., Yliniemi J. Crustal seismic structure and depth distribution of earthquakes in the Archean Kuusamo region, Fennoscandian Shield // *Journal of Geodynamics*. 2012. V. 53. P.61–80.
- Vecsey L., Plomerová J., Kozlovskaya E., Babuska V. Shear wave splitting as a diagnostic of variable anisotropic structure of the upper mantle beneath central Fennoscandia // *Tectonophysics*. 2007. V. 438, N 1–4. P.57–77.
- Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to SV in the mantle // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1977. V. 15, N 1. P.39–45.
- Vinnik L.P., Kozlovskaya E., Oreshin S.I., Kosarev G.L., Piipponen K., Silvennoinen H. The lithosphere, LAB, LVZ and Lehmann discontinuity under central Fennoscandia from receiver functions // *Tectonophysics*. 2016. V. 667. P.189–198.

Сведения об авторах

АЛЁШИН Игорь Михайлович – кандидат физико-математических наук, главный научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1; научный сотрудник, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. Н.П. Лаверова РАН. 163000, Архангельск, наб. Сев. Двины, д. 23; ведущий научный сотрудник, Геофизический центр РАН. 119296, Москва, ул. Молодежная, д. 3. Тел.: +7(499) 254-89-97. E-mail: ima@ifz.ru

ВАГАНОВА Наталья Владиславовна – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. Н.П. Лаверова РАН. 163000, Архангельск, наб. Сев. Двины, д. 23. Тел.: +7(8182) 21-56-87. E-mail: nvag@yandex.ru

КОСАРЕВ Григорий Леонидович – кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7(499) 254-94-05. E-mail: kosarev@ifz.ru

МАЛЫГИН Иван Вячеславович – инженер, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7(499) 254-89-97. E-mail: malygin.iv@gmail.com

THE CRUST PROPERTIES IN FENNOSCANDIA RESULTED FROM kNN-ANALYSIS OF RECEIVER FUNCTION INVERSIONS

I.M. Aleshin^{1,2,3}, N.V. Vaganova², G.L. Kosarev¹, I.V. Malygin¹

¹ *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

² *Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, Russia*

³ *Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Abstract. Our goal is an analysis of the structure of the crust of the northern part of the Baltic shield. We used data obtained by receiver functions approach. We used information obtained in previous studies of this region, supplemented by new calculations and measurements. Data for more than 60 permanent and temporary stations was available. To build the spatial distributions of the quantities of interest, the machine learning approach was used. We utilized one of the most effective methods. It can be used to analyze continuous data.

Two aspects of the problem are discussed. First, a digital model of the spatial distribution of the crustal thickness in Fennoscandia and adjacent regions was calculated. We defined the crustal thickness as a distance from the Earth surface to the boundary of Mohorovichich. The shape of this boundary is very complicated due to ancient geodynamic processes. Previous studies have shown the lack of correlation of the spatial structure of the Mohorovichich boundary with the boundary of geological structures of different ages. Our work confirms this fact, with the exception of a small area in the north of the border. This part of boundary corresponds to sudden changes in the thickness of the crust from 50 km to 40 km.

There is practically no sediment in the region under study. In spite of this, there are areas covered by a layer with low values of the transverse seismic wave velocity V_S . Relatively low values of V_S usually explained by the presence of a large number of water-saturated cracks. The existence of a low-speed layer does not depend on the age of the rocks. In the southern part of Finland, the position of the low-velocity region correlates with a relatively low crust thickness.

Keywords: machine learning, kNN-algorithm, receiver function, Fennoscandia, Baltic shield, Earth crust, Moho boundary shape.

References

- Aleshin I.M., Kosarev G.L., Riznichenko O.Yu., Sanina I.A., Crustal velocity structure under the RUKSA seismic array (Karelia, Russia), *Russian Journal of Earth Sciences*, 2006, vol. 8, no. 1, pp. 1-8.
- Aleshin I.M., Kosarev G.L., Riznichenko O. Yu., Sanina I.A., Velocity section of the Earth's crust under the seismic group RUKSA, Karelia, *Geophysical Research*, 2007, no. 7, pp. 3-13.
- Alinaghi A., Bock G., King R., Hanka W., Wylegalla K., TOR and SVEKALAPKO Working Groups, Receiver function analysis of the crust and upper mantle from the North German Basin to the Archaean Baltic Shield, *Geophysical Journal International*, 2003, vol. 155, no. 2, pp. 641-652.
- Bock G. and Seismic Tomography Working Group, Seismic Probing of Fennoscandian Lithosphere, *EOS, Trans. AGU*, 2001, vol. 82, no. 50, pp. 621-629.
- Bruneton M., Farra V., Pedersen H.A., Non-linear surface wave phase velocity inversion based on ray theory, *Geophysical Journal International*, 2002, vol. 151, no. 2, pp. 583-596.
- Dricker I.G., Roecker S.W., Kosarev G.L., Vinnik L.P., Shear-wave velocity structure of the crust and upper mantle beneath the Kola Peninsula, *Geophysical Research Letters*, 1996, vol. 23, no. 23, pp. 3389-3392.
- Fawcett T., An introduction to ROC analysis, *Pattern Recognition Letters*, 2006, vol. 27, pp. 861-874.
- Frassetto A., Thybo H., Receiver function analysis of the crust and upper mantle in Fennoscandia – isostatic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, vol. 381, pp. 234-246.
- Grad M., Luosto U., Fracturing of the crystalline uppermost crust beneath the SVEKA profile in Central Finland, *Geophysica*, 1992, vol. 28, no. 1/2, pp. 53-66.
- Grad M., Luosto U., Seismic velocities and Q-factors in the uppermost crust beneath the SVEKA profile in Finland, *Tectonophysics*, 1994, vol. 230, no. 1-2, pp. 1-18.
- Grad M., Tiira T., Moho depth of the European Plate from teleseismic receiver functions, *Journal of Seismology*, 2012, vol. 16, no. 2, pp. 95-105.
- Horspool N.A., Savage M.K., Bannister S., Implications for intraplate volcanism and back-arc deformation in northwestern New Zealand, from joint inversion of receiver functions and surface waves, *Geophysical Journal International*, 2006, vol. 166, no. 3, pp. 1466-1483.
- Janik T., Kozlovskaya E., Yliniemi J., Crust-mantle boundary in the central Fennoscandian shield: Constraints from wide-angle P and S wave velocity models and new results of reflection profiling in Finland, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2007, vol. 112, no. B4, pp. B04302.
- 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. and the BEAR Working Group, Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield, *Earth, Planets and Space*, 2002, vol. 54, no. 5, pp. 535-558.
- Korja T., Koivukoski K., Crustal conductors along the SVEKA profile in the Fennoscandian (Baltic) Shield, Finland, *Geophysical Journal International*, 1994, vol. 116, no. 1, pp. 173-197.
- Kosarev G.L., Makeyeva L.I., Vinnik L.P., Inversion of teleseismic P-wave particle motions for crustal structure in Fennoscandia, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1987, vol. 47, pp. 11-24.
- Kozlovskaya E., Poutanen M. and POLENET/LAPNET Working Group, POLENET/LAPNET – a multidisciplinary geophysical experiment in northern Fennoscandia during IPY 2007–2008, *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2006, S41A-1311.
- Kozlovskaya E., Kosarev G.L., Aleshin I.M., Riznichenko O.Yu., Sanina I.A., Structure and composition of the crust and upper mantle of the Archean-Proterozoic boundary in the Fennoscandian shield obtained by joint inversion of receiver function and surface wave phase velocity of recording of the SVEKALAPKO array, *Geophysical Journal International*, 2008, vol. 175, no. 1, pp. 135-152.
- Lukk A.A., Leonova V.G., Sidorin A.Ya., Once again about the nature of the seismicity of Fennoscandia, *Geophysical processes and biosphere*, 2019, vol. 18, no. 1, pp. 74-90.
- Mints M.V., Sokolova E.Yu., Ladoga working group, Volumetric model of the deep structure of the Svekofennsky accretionary orogen according to the MOV-OGT, MTZ and density modeling data, *Transactions of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*, 2018, no. 2, pp. 34-61.
- Macskassy S.A., Provost F.J., Littman M.L., Confidence Bands for ROC Curves, *International Conference of Machine Learning*, NY, 2003.
- Nikolenko S.I., Kadurin A.A., Arkhangelskaya E.O., *Deep Learning*. SPb.: Piter, 2018. 479 p.
- Pedersen H., Campillo M., Depth dependence of Q beneath the Baltic Shield inferred from modeling of short period seismograms, *Geophysical Research Letters*, 1991, vol. 18, no. 9, pp. 1755-1758.
- Pedersen H., Debayle E., Maupin V. and POLENET/LAPNET Working Group, Strong lateral variations of lithospheric mantle beneath cratons – Example from the Baltic Shield, *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, vol. 383, pp. 164-172.

- Pedregosa F., Varoquaux G., Gramfort A., Michel V., Thirion B., Grisel O., Blondel M., Prettenhofer P., Weiss R., Dubourg V., Vanderplas J., Passos A., Cournapeau D., Brucher M., Perrot M., Duchesnay E., Scikit-learn: Machine Learning in Python, *Journal of Machine Learning Research*, 2011, vol. 12, pp. 2825-2830.
- Silvennoinen H., Kozlovskaya E., Kissling E., Kosarev G.L. and POLENET/LAPNET Working Group, A new Moho boundary map for the northern Fennoscandian Shield based on combined controlled-source seismic and receiver function data, *Geo. Res. J.*, 2014, vol. 1–2, pp. 19-32.
- Uski M., Tiira T., Grad M., Yliniemi J., Crustal seismic structure and depth distribution of earthquakes in the Archean Kuusamo region, Fennoscandian Shield, *Journal of Geodynamics*, 2012, vol. 53, pp. 61-80.
- Varentsov I.M., Korja T., Pal'shin N.A., Smirnov M.Yu., Engels M., Working Group BEAR, A generalized volumetric geoelectric model of the crust of the Baltic region and the structure of its deep electromagnetic responses, *Structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe. EUROPROBE Research Results*. M: GEOS, 2006, pp. 95-106.
- Vecsey L., Plomerová J., Kozlovskaya E., Babuska V., Shear wave splitting as a diagnostic of variable anisotropic structure of the upper mantle beneath central Fennoscandia, *Tectonophysics*, 2007, vol. 438, no. 1-4, pp. 57-77.
- Vinnik L.P., Detection of waves converted from P to SV in the mantle, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1977, vol. 15, no. 1, pp. 39-45.
- Vinnik L.P., Kozlovskaya E., Oreshin S.I., Kosarev G.L., Piiponen K., Silvennoinen H., The lithosphere, LAB, LVZ and Lehmann discontinuity under central Fennoscandia from receiver functions, *Tectonophysics*, 2016, vol. 667, pp. 189-198.
- Yanovskaya T.B., Lyskova E.L., Koroleva T.Yu., Radial anisotropy of the upper mantle of Europe according to surface waves, *Physics of the Earth*, 2019, no. 2, pp. 3-14, doi: 10.31857/S0002-3337201923-14
- Zhamaletdinov A.A., Kolesnikov V.E., Skorokhodov A.A., Shevtsov A.N., Nilov M.Yu., Ryazantsev P.A., Sharov N.V., Birulya M.A., Kiryakov I.A., The results of direct current electric profiling in combination with AMTZ along a profile crossing the Ladoga anomaly, *Transactions of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*, 2018, no. 2, pp. 91-110.