

УДК 550.8.05+004.85

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ТЕОРИИ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ В ТОМОГРАФИИ ПРИЁМНЫХ ФУНКЦИЙ

© 2022 г. И.М. Алёшин^{1,2}, Е.Г. Козловская³, И.В. Малыгин¹

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

² Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия

³ Горная школа Технологического факультета Университета г. Оулу, Оулу, Финляндия

Автор для переписки: И.М. Алёшин (e-mail: ima@ifz.ru)

Описан метод построения трёхмерной цифровой сейсмической модели по совокупности одномерных зависимостей упругих свойств среды от глубины. Такая задача возникает, например, при интерпретации межскважинных измерений. Подобная проблема актуальна также при обработке данных пассивных сейсмических экспериментов, когда значительное количество сейсмических станций установлено компактно в пределах изучаемого региона. Если для обработки зарегистрированных на станциях удалённых землетрясений воспользоваться методом приёмных функций, то по записи на каждой из станций можно получить скоростной разрез – зависимость упругих свойств среды под станцией от глубины. Обычно полагают, что среда непосредственно под станцией однородна по латерали. В этом случае зависимость упругих параметров от вертикальной координаты можно параметризовать набором плоских слоёв. Представлен метод, который позволяет по набору таких моделей построить трёхмерный сейсмический образ изучаемого региона. Главная сложность решения этой задачи состоит в сильной анизотропии пространственного распределения входных данных. Расстояние между станциями в экспериментах такого рода определяется первой зоной Френеля телесеismicких фаз и составляет в среднем 50–100 км. В то же время, расстояние между значениями, заданными слоистой моделью, на порядок меньше. Показано, что проблему можно решить масштабным преобразованием горизонтальных координат. Для определения масштабного коэффициента были использованы методы, развитые в теории машинного обучения. Предлагаемый метод применим, если упругие параметры среды плавно меняются между станциями. Другими словами, между станциями отсутствуют суб-вертикальные разломы. В качестве иллюстрации была построена трёхмерная цифровая модель южной части Фенноскандии по данным европейского пассивного сейсмического эксперимента *SVEKALAPKO*. Полученный результат позволил выявить некоторые особенности строения верхней части коры в области контакта архейских и протерозойских пород, вызванных постледниковой релаксацией.

Ключевые слова: трёхмерный образ, приёмные функции, метод машинного обучения, метод ближайших соседей, Фенноскандия, постледниковое поднятие, приповерхностный слой низких скоростей *S*-волн.

Введение

За последнее десятилетие значительно выросло число широкополосных сейсмических станций и существенно облегчился доступ к регистрируемым ими данным. Кроме постоянно действующих обсерваторий широкое распространение получили временные сейсмические сети. Доступность большого количества данных качественно повлияла на арсенал методов, применяемых в геофизических исследованиях. Расстановка станций на большой площади на поверхности даёт возможность построения двух- и трёхмерных региональных моделей. В настоящее время для этого, главным образом, используют различные варианты сейсмической томографии (см., например, [Thurber, Ritsema, 2015; Яновская, 2017]), возможности которой, к сожалению, весьма ограничены. В частности, метод имеет плохое разрешение по глубине. Дело в том, что для

получения контрастного образа необходимо, чтобы через каждый воксел проходило несколько разнонаправленных лучей. Большинство телесеismicических волн подходят к изучаемому району субвертикально, поэтому время пробега волны слабо зависит от особенностей вариации упругих свойств среды по вертикали. Ещё один существенный недостаток лучевой томографии состоит в том, что он позволяет получить лишь пространственное распределение относительных изменений seismicических параметров, но не их абсолютных значений. Это стало одной из причин создания и развития нового метода томографии, основанного на инверсии полных волновых форм. Данный метод наиболее широко используется в сейсморазведке (см., например, [Virieux, Operto, 2009]), но применим и для построения более глубоких моделей, включая верхнюю мантию [Beller et al., 2018]. Как следует из названия, в этом подходе для построения образа среды вместо невязок времён пробега оперируют полными seismicическими сигналами, вызванными источниками волн, что позволяет качественно улучшить разрешение получаемого образа. При всей перспективности названного метода, его реализация далека от совершенства. Кроме того, он весьма трудоёмок, требует существенных вычислительных ресурсов и временных затрат.

При изучении свойств коры и верхней мантии широкое применение получили методы, основанные на анализе приёмных функций [Винник, 2019], которые позволяют определить свойства коры и верхней мантии непосредственно под сейсмостанцией. Совместный анализ данных, зарегистрированных на группе станций, даёт возможность построить трёхмерную seismicическую модель региона. Такой подход имеет ряд преимуществ. Во-первых, здесь используется полная волновая форма, хотя речь идёт только о двух из трёх компонент сигнала. Во-вторых, обменные волны, генерируемые удалёнными событиями, наиболее чувствительны к субгоризонтальным неоднородностям среды. В-третьих, анализ обменных волн позволяет получить абсолютные значения seismicических скоростей под сейсмостанцией.

Ниже, после краткого обзора работ, в которых при построении региональной seismicической модели используются приёмные функции, будет описан новый метод построения цифровой модели по совокупности одномерных зависимостей упругих параметров от глубины. Для иллюстрации разработанный метод будет применён к данным инверсии волновых форм приёмных функций, полученных ранее в работе [Kozlovskaya et al., 2008]. Будет построена цифровая модель южной части Фенноскандии, на основе которой будет детально проанализирована структура верхней части коры в области перехода между архейскими и протерозойскими породами.

Обзор методов построения региональной seismicической модели по приёмным функциям

Для построения формы и определения параметров резких границ, в том числе мантийных, наиболее очевидно использовать приёмные функции. В статье [Kosarev et al., 1999] применяется упрощённый вариант миграции [Ryberg, Weber, 2000]. Анализ с использованием суммирования сейсмограмм событий, зарегистрированных на разных станциях, но с близко лежащими точками обмена, проведён в работе [Vinnik et al., 2020]. Однако метод приёмных функций позволяет построить полную трёхмерную seismicическую модель коры и верхней мантии региона, что впервые было показано в работе [Vinnik et al., 2004]. Идея состоит в следующем. По данным каждой из станций вычисляются приёмные функции, инверсия которых позволяет определить зависимость seismicических параметров от глубины непосредственно под станцией. Трёхмерная модель определяется значениями этих параметров на регулярной сетке, которые

рассчитаны по совокупности полученных ранее одномерных моделей. То есть задача сводится к интерполяции данных, имеющих трёхмерное неравномерное пространственное распределение.

Метод получения исходных одномерных моделей приводит к экстремальной анизотропии пространственного распределения исходных данных. Обычно результат инверсии представляет собой слоистую модель. Если была выбрана параметризация с фиксированной толщиной слоёв, то полученные одномерные модели среды являются совокупностью значений сейсмических параметров, равномерно распределённых по глубине. Шаг по глубине определяется длиной обменной волны и составляет приблизительно 1 км, что на два порядка меньше типичного среднего расстояния между сеймостанциями. Если же в процедуре обращения использовалась параметризация, в которой толщины слоёв сами играли роль параметров оптимизации, то в результате, полученная зависимость упругих свойств от глубины будет описываться кусочно-постоянной функцией. Говоря формально, в этом случае шаг по глубине равен нулю. Столь сильная анизотропия пространственного распределения исходных данных не позволяет прямо воспользоваться стандартными методами интерполяции. В работе [Yoo *et al.*, 2007] одномерные модели среды под станциями получены совместным обращением приёмных функций и дисперсионных кривых поверхностных волн. Достаточно плотная сеть станций позволяет строить по этим моделям отдельные вертикальные сечения скоростей поперечных волн; каждое из сечений проходит вблизи нескольких станций. Интерполяция проводится с применением бикубических сплайнов. В связи с этим стоит упомянуть более раннюю работу [Bannister, Bryan, Bibby, 2004], в которой единственный вертикальный профиль строится путём линейной интерполяции одномерных моделей, полученных по приёмным функциям.

В работе [Guo *et al.*, 2015] для расчёта упругих параметров в узлах трёхмерной решётки кроме приёмных функций использовались дисперсионные кривые волн Релея. Если расстояние от вертикальной проекции узла решётки на поверхность до сеймостанции меньше шага решётки, то для вычисления параметров таких узлов также привлекались результаты совместной инверсии. Параметры остальных узлов определялись по скоростной модели, рассчитанной на основе инверсии только дисперсионных кривых. Аналогичный подход был применён в работе [Wang *et al.*, 2019], в которой значения в узлах, расположенных под станциями, рассчитывались по одномерным моделям, полученным совместной инверсией приёмных функций, фазовых скоростей и отношений радиальной и вертикальной компонент рэлеевских волн. Упругие параметры в остальных углах определялись в соответствии с моделью CRUST1.0 [Laske *et al.*, 2013].

Обойти пространственную анизотропию входных данных можно, если строить трёхмерную модель в виде совокупности горизонтальных слоёв. В вычислениях параметров в узлах решётки на заданной глубине принимают участие значения одномерных моделей, соответствующие этой глубине. Для расчёта используется та или иная процедура двумерной интерполяции. Например, в работах [Vinnik *et al.*, 2004; Kozlovskaya *et al.*, 2008; Sosa *et al.*, 2014] применяются различные модификации кригинга, а в статье [Ward *et al.*, 2014] – модифицированный метод естественных соседей [Sibson, 1980]. Основной недочёт последнего приёма заключается в том, что участки одномерных моделей, лежащих между сечениями, практически не влияют на конечный результат. Поэтому нами был разработан метод расчёта, свободный от этого недостатка. Идея метода перенесена из анализа данных межскважинного электромагнитного просвечивания [Aleshin, Malygin, 2019] и состоит в масштабировании исходных данных по одному из измерений. При этом масштабный коэффициент и другие параметры интерполяции определяются одним из методов машинного обучения.

Ниже приведено подробное описание метода и его применение для построения цифровой модели юга Фенноскандии. В северо-западной части исследуемого региона имеется приповерхностный слой с пониженными скоростями поперечных волн толщиной порядка 1 км [Pedersen, Campillo, 1991; Grad, Luosto, 1992]. В работе [Алешин и др., 2019] на основе анализа обменных фаз, образованных на нижней границе слоя, продемонстрировано, что пониженные значения сейсмической скорости не коррелируют с возрастом пород. То есть низкие скорости в верхней части коры обусловлены водонасыщенными трещинами, возникшими из-за последнего постледникового поднятия. В то же время, ещё в работе [Grad, Luosto, 1992] показано, что характеристики появившихся трещин и другие механические свойства пород существенно зависят от времени их образования.

Метод и данные

В качестве входных данных были использованы одномерные модели – зависимость скорости поперечных волн от глубины для 23 широкополосных станций пассивного сейсмического эксперимента *SVEKALAPKO* [Bock et al., 2001]. Расположение станций приведено на рис. 1. Модели получены совместным обращением волновых форм приёмной функции, дисперсионной кривой рэлеевских волн и времени пробега обменных волн от верхней границы переходной зоны мантии [Kozlovskaya et al., 2008]. Для параметризации применялись однородные упругие слои переменной толщины. В цитированной работе исходные зависимости сглаживались пространственным фильтром. Цифровой образ строился в виде набора горизонтальных срезов. В качестве метода интерполяции использовался кригинг. Для построения вертикальных разрезов применялась линейная интерполяция по трём ближайшим узлам горизонтальных слоёв.

Предположим, что механические свойства среды под станциями слабо меняются по латерали. Тогда для построения трёхмерной цифровой модели можно воспользоваться методом, изложенным в статье [Aleshin, Malygin, 2019]. Его идея сводится к масштабному преобразованию координат, которое нивелирует различие между вертикальным и горизонтальным распределением данных. Зададим локальную декартову систему координат (x, y, z) . Ось Z направлена вертикально вниз, оси X, Y лежат в горизонтальной плоскости. Координаты x, y связаны с широтой φ и долготой λ соотношениями:

$$x = \frac{2\pi R_E}{360} (\lambda - \lambda_1) \cos \frac{\varphi_2 - \varphi_1}{2}; \quad y = \frac{2\pi R_E}{360} (\varphi - \varphi_1).$$

Здесь R_E – радиус Земли; φ_1, φ_2 – соответственно минимальная и максимальная широта исследуемого региона; λ_1 – минимальная долгота. Если использовать метрику

$$R(\vec{r}; \zeta) = \sqrt{z^2 + \frac{x^2 + y^2}{\zeta^2}}, \quad \vec{r} = \{x, y, z\},$$

то при удачном выборе масштабного множителя ζ пространственное распределение данных становится практически изотропным. В данной работе в качестве метода интерполяции применялся метод “ k ближайших соседей”, сокращенно – kNN . В этом методе искомые величины $v(\vec{r})$ в произвольной точке \vec{r} определяются по совокупности N известных значений $\{v_i = v(\vec{r}_i), i = 1, \dots, N\}$ формулой

$$v(\vec{r}) = \sum_{k=1}^K w(\vec{r}, \vec{r}_k) v_k, \quad \sum_{k=1}^K w(\vec{r}, \vec{r}_k) = 1. \quad (1)$$

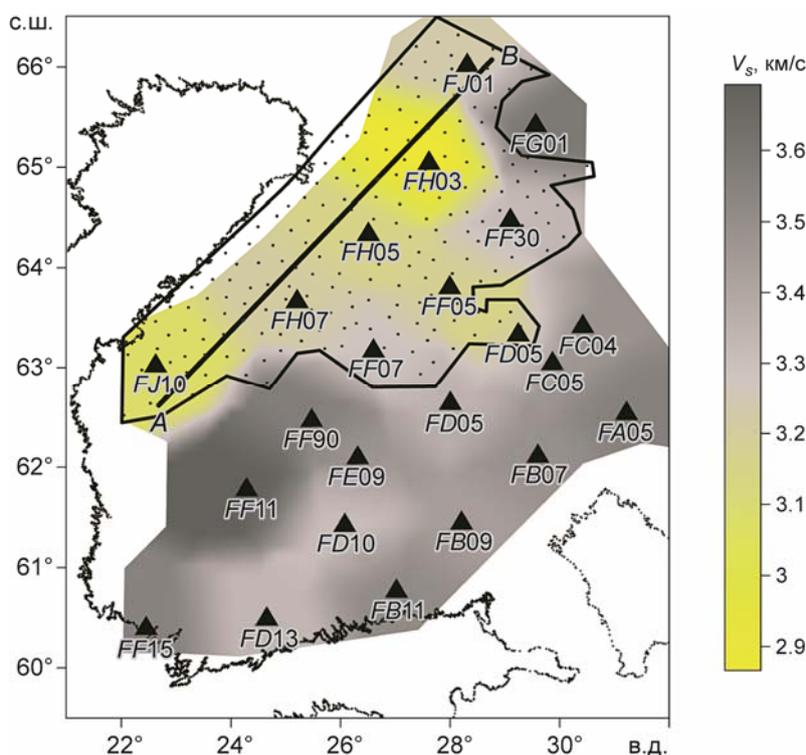


Рис. 1. Карта распределения сейсмических скоростей поперечных волн (V_S , км/с – шкала справа) непосредственно на поверхности изучаемого региона, построенная по результатам данного исследования. AB – проекция вертикального разреза рассматриваемой в статье цифровой модели. Замкнутый контур с точками ограничивает область, содержащую у поверхности слой низких значений V_S по [Алешин и др., 2019]. Треугольники – широкополосные станции эксперимента *SVEKALAPKO* с указанием их кодов

Fig. 1. Map of the distribution of seismic velocities of shear waves (V_S , km/s – the scale on the right) directly on the surface of the study region, constructed according to the results of this study. AB is the projection of the vertical section of the digital model considered in the paper. A closed contour with dots limits the area containing a layer of low V_S values near the surface according to [Aleshin et al., 2019]. Triangles are broadband stations of the *SVEKALAPKO* experiment with their codes

Здесь $w(\vec{r}, \vec{r}_k)$ – весовой множитель, в качестве которого обычно выбирают величину, обратно пропорциональную расстоянию $R(\vec{r} - \vec{r}_k; \zeta)$. Число ближайших соседей K и масштабный множитель ζ – внешние параметры (гиперпараметры), которые требуют определения методами, применяемыми в машинном обучении (см., например, [Hastie, Tibshirani, Friedman, 2009]). В настоящем исследовании был использован стандартный в этой теории метод перекрёстной проверки. Исходные данные (их число обозначим N) разбивались на M групп (в нашем случае $M=5$). Каждая из этих групп поочередно уstraнялась из процедуры “обучения” и привлекалась для проверки. Известно, что степень обучения определяется выбранным функционалом качества. В данной работе использовалась среднеквадратичная ошибка интерполяции

$$\delta V_S = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \sqrt{\frac{M}{N} \sum_{l=1}^N (V_{m,l} - V_l)^2},$$

где V_l – l -е измеренное (заданное) значение; $V_{m,l}$ – соответствующее ему значение, вычисленное на m -м шаге.

Значения функционала качества, рассчитанные для разных комбинаций значений числа соседей и масштабного фактора¹, приведены на рис. 2. Отметим, что полученное распределение имеет вид, характерный для задач конкурентной оптимизации (см., например, [Chiu et al., 2009]).

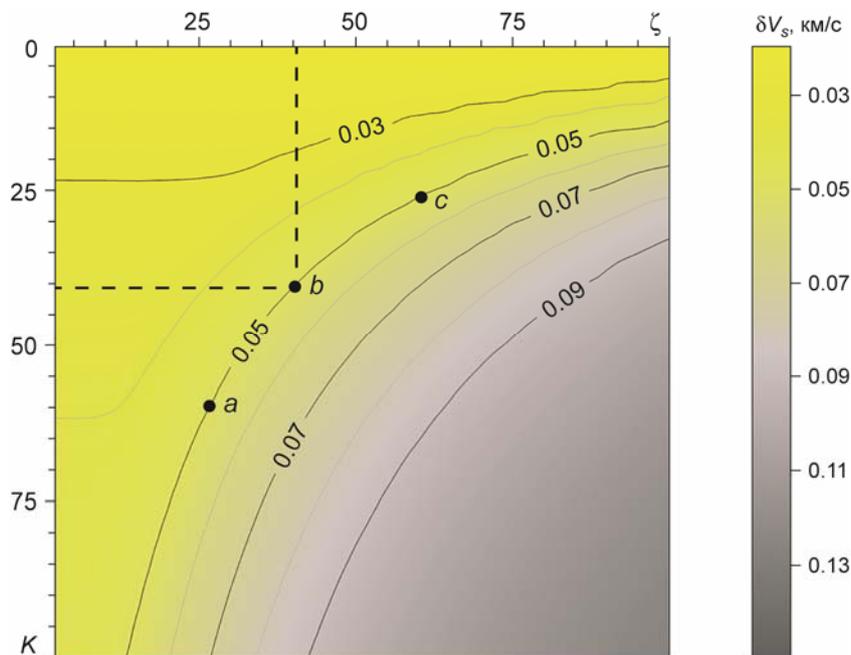


Рис. 2. Зависимость функционала качества $\delta V_S = \delta V_S(K, \zeta)$ от числа соседей K и масштабного множителя ζ . Тонкие линии – изолинии функционала качества; a, c – точки уровня $\delta V_S = 0.05$ км/с, произвольно выбранные для примера. В расчётах использованы значения K и ζ , определяемые проекциями (пунктирные линии) на координатные оси ближайшей к началу координат точки b

Fig. 2. Dependence of the quality functional $\delta V_S = \delta V_S(K, \zeta)$ on the number of neighbors K and the scale factor ζ . Thin lines are isolines of the quality functional; a, c – level points of $\delta V_S = 0.05$ km/s, arbitrarily chosen as an example. The calculations used the values of K and ζ , determined by the projections (dashed lines) onto the coordinate axes of the point b closest to the origin of coordinates

В методе приёмных функций типичная средняя ошибка определения скорости поперечных волн составляет 0.1 км/с [Vinnik et al., 2004]. В представленной работе в качестве минимального уровня ошибки интерполяции было выбрано вдвое меньшее значение $\delta V_S = 0.05$ км/с. Дальнейшее уменьшение этого параметра приведёт к эффекту переобучения – неоправданной детальности получаемого образа. Очевидно, что все пары значений параметров K и ζ , определяемых точками линии уровня $\delta V_S(K, \zeta) = 0.05$, эквивалентны относительно заданной нами оценки качества. Для дальнейших вычислений можно остановиться на любой из них. В рассматриваемой работе была выбрана точка b , ближайшая к началу координат (см. рис. 2), как это обычно делается в задачах многоцелевой оптимизации [Chiu et al., 2009]. Хотя в нашем случае это не имеет принципиального значения. Непосредственные вычисления показали, что параметры, определяемые точками a, b и c на рис. 2, приводят к практически неотличимым визуальным результатам.

¹ Для вычислений были использованы функции из пакета *scikit-learn* (<https://scikit-learn.org>).

Поскольку среда под станцией описывается набором упругих слоёв разной мощности, то для проведения расчётов необходимо выполнить дискретизацию моделей. В результате, для каждой станции был получен набор значений упругих параметров, заданных для разных глубин. У нас отсутствует строгий критерий выбора шага дискретизации Δh , т.е. он, по сути, является ещё одним гиперпараметром задачи. Максимальное значение шага дискретизации определяется мощностью самого тонкого слоя, которая оказалась равной 1.4 км. Кроме того, полученный набор дискретных значений должен обеспечивать необходимую точность интерполяции.

Минимальные значения функционала качества в зависимости от размера шага дискретизации приведены на рис. 3, *слева*. Вычисления показали, что δV_S монотонно уменьшается с уменьшением Δh вплоть до величин порядка 0.001 км. Однако с увеличением качества интерполяции растёт объём входных данных.

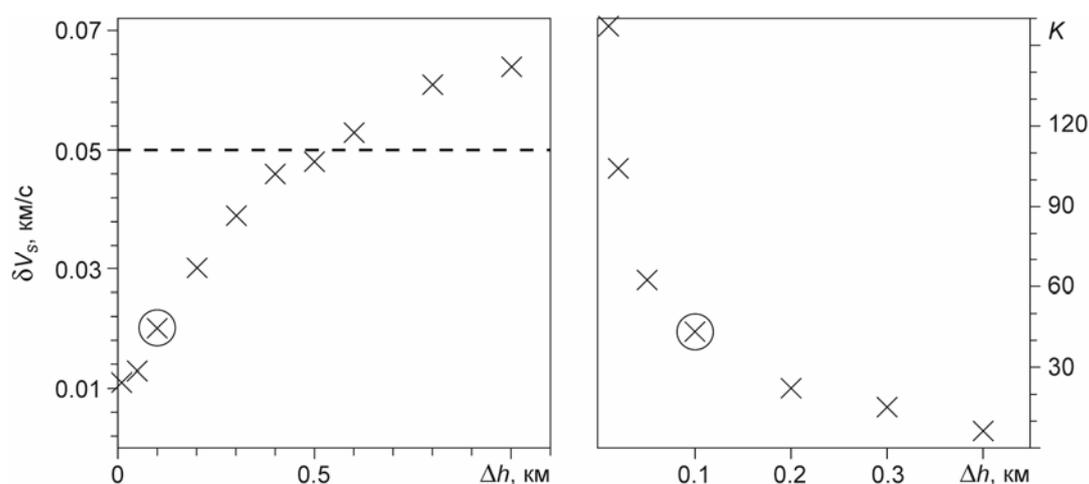


Рис. 3. Зависимость минимального значения функционала качества δV_S (*слева*) и оптимального числа соседей K (*справа*) от шага дискретизации Δh одномерных моделей. Штриховой линией отмечен заданный уровень функционала; кружком выделено значение, которое соответствует величине шага, выбранной для последующих расчётов (0.1 км)

Fig. 3. Dependence of the minimum value of the quality functional δV_S (*on the left*) and the optimal number of neighbors K (*on the right*) on the sampling step Δh of one-dimensional models. The given functional level is marked with the dotted line; the circle marks the value that corresponds to the step size selected for subsequent calculations (0.1 km)

Зависимость оптимального числа ближайших соседей от разных значений Δh показана на рис. 3, *справа*. Можно видеть, что качество интерполяции удовлетворяет установленному критерию $\delta V_S=0.05$ км, уже начиная с размера шага дискретизации $\Delta h \approx 0.5$ км. Поэтому в дальнейших вычислениях нами использовались данные, полученные дискретизацией исходных значений с шагом $\Delta h=0.01$ км.

Результаты

Определение всех гиперпараметров фактически решает задачу построения цифровой модели региона. При заданных K и ζ модельное значение V_S может быть вычислено по формуле (1) практически мгновенно. В качестве примера рассмотрим строение верхней части коры в зоне перехода между архейскими и протерозойскими породами. На приведённой выше карте распределения сейсмических скоростей поперечных волн

на поверхности (см. рис. 1) в северо-западной части исследуемого региона отчётливо выделяется область низких значений V_S . Если принять, что граница слоя определяется значением $V_S=3.3$ км/с, толщина слоя будет порядка одного километра.

Соответствующее вертикальное сечение верхних десяти километров показано на рис. 4. Как отмечалось во введении, понижение скорости S -волн в верхней части коры связано с наличием водонасыщенных трещин, образованных постледниковой релаксацией. Форма области, содержащей такой слой, была определена ранее в работе [Алешин и др., 2019] на основе анализа волновых форм приёмных функций на первых секундах после вступления основной фазы. Признаком слоя низких скоростей под станцией служило наличие обменной фазы, образованной контрастом упругих свойств в слое и в подстилающей породе. В отличие от качественного анализа построенная цифровая модель позволяет определить не только область, содержащую низкоскоростной слой, но также его строение и пространственную структуру. На рис. 1 видно, что форма поверхностного слоя низких скоростей V_S хорошо согласуется с результатом качественного анализа [Алешин и др., 2019]. В то же время, в архейских породах толщина слоя и скачок скорости в нём значительно выше, чем в протерозойских. Этот вывод согласуется с выводами, сделанными в работе [Grad, Luosto, 1992], где отмечено, что параметр трещиноватости в архейской части исследуемого региона почти в два раза выше, чем в протерозойской. Минимальные понижение скорости и толщины слоя относятся к переходной зоне архей-протерозой.

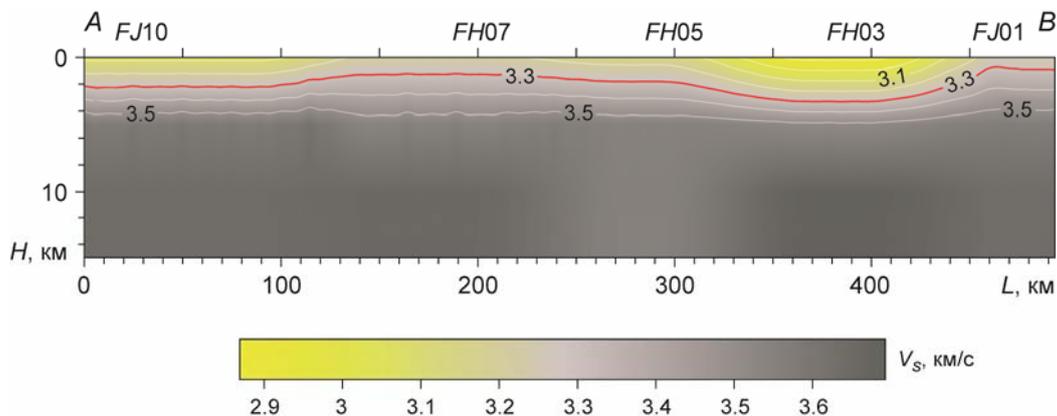


Рис. 4. Вертикальный разрез цифровой модели, проходящий через AB (см. рис. 1). Градациями цвета показаны значения скоростей поперечных волн V_S непосредственно на поверхности, вычисленные в данной работе. На вертикальной оси – глубина (H , км); на горизонтальной – расстояние (L , км) от точки A вдоль профиля. Над разрезом – коды ближайших к AB станций. Тонкие белые линии – контуры постоянных значений V_S ; красная – изолиния $V_S=3.3$ км/с

Fig. 4. Vertical section of the digital model through AB (see Fig. 1). Color gradations show the values of shear wave velocities V_S directly on the surface, calculated in this work. On the vertical axis – depth (H , km); on the horizontal – distance (L , km) from point A along the profile. Above the section are the codes of the nearest stations to AB . Thin white lines are contour lines of constant V_S values; red line – contour line with $V_S=3.3$ km/s

Заключение

Описанный выше метод универсален. Он не зависит от способа получения одномерных моделей. Поэтому, в общем случае, нет нужды проводить расчёты для всех точек трёхмерной регулярной решётки. Удобнее выполнить вычисления непосредственно

для нужных сечений. При этом форма сечений не сводится к плоскости, ориентированной горизонтально или вертикально, и может быть, вообще говоря, произвольной. Конечно, существует класс задач, которые, по-прежнему требуют расчёта значения параметров во всех узлах решётки. К ним относится, например, задача построения изоповерхностей. Но и в этом случае временные затраты на проведение расчётов вполне приемлемы даже без привлечения значительных вычислительных ресурсов.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук и Геофизического центра Российской академии наук.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Литература

- Алешин И.М., Ваганова Н.В., Косарев Г.Л., Малыгин И.В.* Свойства коры Фенноскандии по результатам kNN -анализа инверсии приёмных функций // Геофизические исследования. 2019. Т. 20, № 4. С.25–39.
- Винник Л.П.* Сейсмология приёмных функций // Физика Земли. 2019. № 1. С.16–27.
- Яновская Т. Б.* К теории метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2017. № 6. С.18–23.
- Aleshin I.M., Malygin I.V.* Machine learning approach to inter-well radio wave survey data imaging // Russian Journal of Earth Sciences. 2019. V. 19, N 3. P.ES30031–ES30036.
- Bannister S., Bryan C.J., Bibby H.M.* Shear wave velocity variation across the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, from receiver function inversion // Geophysical Journal International. 2004. V. 159, N 1. P.291–310.
- Bock G., Achauer U., Alinaghi A., Ansorge J., Bruneton M., Friederich W., Grad M., Guterch A., Hjelt S.-E., Hyvönen 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., Riznitchenko O.Yu., 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, Transactions American Geophysical Union. 2001. V. 82, N 50. P.621–629.
- Beller S., Monteiller V., Combe L., Operto S., Nolet G.* On the sensitivity of teleseismic full-waveform inversion to earth parametrization, initial model and acquisition design // Geophysical Journal International. 2018. V. 212, N 2. P.1344–1368.
- Chiu P.-W., Naim A.M., Lewis K.E., Bloebaum C.L.* The hyper-radial visualisation method for multi-attribute decision-making under uncertainty // International Journal of Product Development. 2009. V. 9, N 1-3. P.4–31.
- 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.
- Guo Zh., Chen Y.J., Ning J., Feng Y., Grand S.P., Niu F., Kawakatsu H., Tanaka S., Obayashi M., Ni J.* High resolution 3-D crustal structure beneath NE China from joint inversion of ambient noise and receiver functions using NECESSArray data // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 416. P.1–11.
- Hastie T., Tibshirani R., Friedman J.* The Elements of Statistical Learning: Data Mining, Inference, and Prediction. New York: Springer-Verlag, 2009. 746 p.
- Kosarev G.L., Kind R., Sobolev S.V., Yuan X., Hanka W., Oreshin S.I.* Seismic Evidence for a Detached Indian Lithospheric Mantle Beneath Tibet // Science. 1999. V. 283, N 5406. P.1306–1309.

- Kozlovskaya E., Kosarev G.L., Aleshin I.M., Riznitchenko 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.
- Laske G., Masters G., Ma Zh., Pasyanos M.* Update on CRUST1.0 – A 1-degree global model of Earth's crust // *Geophys. Res. Abstr.* 2013. V. 15. P.2658.
- 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.
- Ryberg T., Weber M.* Receiver function arrays: a reflection seismic approach // *Geophysical Journal International*. 2000. V. 141, N 1. P.1–11.
- Sibson R.* A vector identity for the Dirichlet tessellation // *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*. 1980. V. 87, N 1. P.151–155.
- Sosa A., Thompson L., Velasco A.A., Romero R., Herrmann R.B.* 3-D structure of the Rio Grande Rift from 1-D constrained joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 402. P.127–137.
- Thurber C., Ritsema J.* Theory and Observations – Seismic Tomography and Inverse Methods // *Treatise on Geophysics (Second Edition)*. 2015. V. 1. P.307–337. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00009-9>
- Vinnik L.P., Deng Y., Kosarev G.L., Oreshin S.I., Zhang Zh., Makeyeva L.I.* Sharpness of the 410-km discontinuity from the P410s and P2p410s seismic phases // *Geophysical Journal International*. 2020. V. 220, N 2. P.1208–1214.
- Vinnik L.P., Reigber Ch., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S.* Receiver function tomography of the central Tien Shan // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 225, N 1-2. P.131–146.
- Virieux J., Operto S.* An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics // *Geophysics*. 2009. V. 74, N 6. P.WCC1–WCC26. DOI: 10.1190/1.3238367
- Wang X., Wei S., Wang Y., Maung Maung P., Hubbard J., Banerjee P., Huang B.-S., Kyaw M.O., Bodin T., Foster A., Almeida R.* A 3-D Shear Wave Velocity Model for Myanmar Region // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. V. 124, N 1. P.504–526.
- Ward K.M., Zandt G., Beck S.L., Douglas H.C., McFarlin H.* Heather Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 404. P.43–53.
- Yoo H.J., Herrmann R.B., Cho K.H., Lee K.* Imaging the Three-Dimensional Crust of the Korean Peninsula by Joint Inversion of Surface-Wave Dispersion and Teleseismic Receiver Functions // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2007. V. 97, N 3. P.1002–1011.

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; ведущий научный сотрудник, Геофизический центр РАН. 119296, Москва, ул. Молодёжная, д. 3. Тел.: +7(499) 254-89-97. E-mail: ima@ifz.ru

КОЗЛОВСКАЯ Елена Геннадьевна – кандидат физико-математических наук, профессор, Горная школа Технологического факультета Университета г. Оулу. POB 3000 FIN-90014, Университет г. Оулу, Финляндия. Тел.: +358 408-21-26-81. E-mail: elena.kozlovskaya@oulu.fi

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

APPLICATION OF MACHINE LEARNING METHODS IN TOMOGRAPHY OF RECEIVING FUNCTIONS

I.M. Aleshin^{1,2}, E.G. Kozlovskaya³, I.V. Malygin¹

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

² *Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

³ *Oulu Mining School Faculty of Technology University of Oulu, Finland*

Corresponding author: I.M. Aleshin (e-mail: ima@ifz.ru)

Abstract. A method for constructing a three-dimensional digital seismic model from a set of one-dimensional dependences of the elastic properties of the medium on depth is described. Such problem arises, for example, when interpreting interborehole measurements. A similar problem is also relevant when processing data from passive seismic experiments, when a significant number of seismic stations are installed close to each other within the studied region. If we use the method of receiving functions to process remote earthquakes recorded at stations, then from the record at each of the stations we can obtain a velocity section – the dependence of the elastic properties of the medium under the station on depth. It is usually assumed that the medium directly under the station is laterally homogeneous. In this case, the dependence of the elastic parameters on the vertical coordinate can be parametrized by a set of flat layers. The presented method allows to build a three-dimensional seismic image of the region under study using a set of such models. The main challenge is the strong anisotropy of the spatial distribution of the input data. The distance between stations in experiments of this kind is determined by the first Fresnel zone of teleseismic phases and averages 50–100 km. At the same time, the distance between the values specified by the layered model is an order of magnitude less. It is shown that the problem can be solved by a scaling transformation of the horizontal coordinates. To determine the scale factor, methods developed in the theory of machine learning were used. This method is applicable when the elastic parameters of the medium change smoothly between stations. In other words, there are no sub-vertical faults between the stations. As an illustration, a three-dimensional digital model of the southern part of Fennoscandia was built according to the data of the European passive seismic experiment *SVEKALAPKO*. The obtained result made it possible to reveal some structural features of the upper crust in the area of contact between Archean and Proterozoic rocks caused by postglacial relaxation.

Keywords: 3D image, receiving functions, machine learning method, nearest neighbor method, Fennoscandia, postglacial uplift, near-surface layer of low *S*-wave velocities.

Funding

The work was carried out within the framework of the state assignments of Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences and the Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences.

Conflict of interest

The authors declare they have no conflict of interest.

References

- Aleshin I.M., Malygin I.V., Machine learning approach to inter-well radio wave survey data imaging, *Russian Journal of Earth Sciences*, 2019, vol. 19, no. 3, pp. ES30031-ES30036.
- Aleshin I.M., Vaganova N.V., Kosarev G.L., Malygin I.V., The crust properties in Fennoscandia resulted from kNN-analysis of receiver function inversions, *Geofizicheskie issledovaniya* (Geophysical Research), 2019, vol. 20, no. 4, pp. 25-39. [In Russian].
- Bannister S., Bryan C.J., Bibby H.M., Shear wave velocity variation across the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, from receiver function inversion, *Geophysical Journal International*, 2004, vol. 159, no. 1, pp. 291-310.

- Bock G., Achauer U., Alinaghi A., Ansorge J., Bruneton M., Friederich W., Grad M., Guterch A., Hjelt S.-E., Hyvönen 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., Riznitchenko O.Yu., 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, Transactions American Geophysical Union*, 2001, vol. 82, no. 50, pp. 621-629.
- Beller S., Monteiller V., Combe L., Operto S., Nolet G., On the sensitivity of teleseismic full-waveform inversion to earth parametrization, initial model and acquisition design, *Geophysical Journal International*, 2018, vol. 212, no. 2, pp. 1344-1368.
- Chiu P.-W., Naim A.M., Lewis K.E., Bloebaum C.L., The hyper-radial visualisation method for multi-attribute decision-making under uncertainty, *International Journal of Product Development*, 2009, vol. 9, no. 1-3, pp. 4-31.
- 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.
- Guo Zh., Chen Y.J., Ning J., Feng Y., Grand S.P., Niu F., Kawakatsu H., Tanaka S., Obayashi M., Ni J., High resolution 3-D crustal structure beneath NE China from joint inversion of ambient noise and receiver functions using NECESSArray data, *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, vol. 416, pp. 1-11.
- Hastie T., Tibshirani R., Friedman J., *The Elements of Statistical Learning: Data Mining, Inference, and Prediction*, New York: Springer-Verlag, 2009, 746 p.
- Kosarev G.L., Kind R., Sobolev S.V., Yuan X., Hanka W., Oreshin S.I., Seismic Evidence for a Detached Indian Lithospheric Mantle Beneath Tibet, *Science*, 1999, vol. 283, no. 5406, pp. 1306-1309.
- Kozlovskaya E., Kosarev G.L., Aleshin I.M., Riznitchenko 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.
- Laske G., Masters G., Ma Zh., Pasyanos M., Update on CRUST1.0 – A 1-degree global model of Earth's crust, *Geophys. Res. Abstr.*, 2013, vol. 15, pp. 2658.
- 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.
- Ryberg T., Weber M., Receiver function arrays: a reflection seismic approach, *Geophysical Journal International*, 2000, vol. 141, no. 1, pp. 1-11.
- Sibson R., A vector identity for the Dirichlet tessellation, *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, 1980, vol. 87, no. 1, pp. 151-155.
- Sosa A., Thompson L., Velasco A.A., Romero R., Herrmann R.B., 3-D structure of the Rio Grande Rift from 1-D constrained joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion, *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, vol. 402, pp. 127-137.
- Thurber C., Ritsema J., Theory and Observations – Seismic Tomography and Inverse Methods, *Treatise on Geophysics (Second Edition)*, 2015, vol. 1, pp. 307-337. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00009-9>
- Vinnik L.P., Receiver Function Seismology, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2019, vol. 55, no. 1, pp. 12-21.
- Vinnik L.P., Deng Y., Kosarev G.L., Oreshin S.I., Zhang Zh., Makeyeva L.I., Sharpness of the 410-km discontinuity from the P410s and P2p410s seismic phases, *Geophysical Journal International*, 2020, vol. 220, no. 2, pp. 1208-1214.
- Vinnik L.P., Reigber Ch., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S., Receiver function tomography of the central Tien Shan, *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, vol. 225, no. 1-2, pp. 131-146.
- Virieux J., Operto S., An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics, *Geophysics*, 2009, vol. 74, no. 6, pp. WCC1-WCC26. DOI: 10.1190/1.3238367
- Wang X., Wei S., Wang Y., Maung Maung P., Hubbard J., Banerjee P., Huang B.-S., Kyaw M.O., Bodin T., Foster A., Almeida R., A 3-D Shear Wave Velocity Model for Myanmar Region, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, vol. 124, no. 1, pp. 504-526.
- Ward K.M., Zandt G., Beck S.L., Douglas H.C., McFarlin H., Heather Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions, *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, vol. 404, pp. 43-53.
- Yanovskaya T.B., On the theory of the microseismic sounding method, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2017, vol. 53, no. 6, pp. 819-824.
- Yoo H.J., Herrmann R.B., Cho K.H., Lee K., Imaging the Three-Dimensional Crust of the Korean Peninsula by Joint Inversion of Surface-Wave Dispersion and Teleseismic Receiver Functions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2007, vol. 97, no. 3, pp. 1002-1011.

About the authors

ALESHIN Igor Mikhailovich – Cand. Sci. (Phys.-Math.), Chief researcher, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences. Bolshaya Gruzinskaya str., 10-1, Moscow, 123242, Russia; Leading researcher, Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences. Molodyozhnaya st., 3, Moscow, 119296, Russia. Ph.: +7(499) 254-89-97. E-mail: ima@ifz.ru

KOZLOVSKAYA Elena Gennadijevna – Cand. Sci. (Phys.-Math.), professor, Oulu Mining School, Faculty of Technology of Oulu University. University of Oulu, FI-90014, POB 3000, Finland. Ph.: +(358) 408-21-26-81. E-mail: elena.kozlovskaya@oulu.fi

MALYGIN Ivan Vyacheslavovich – engineer, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences. Bolshaya Gruzinskaya str., 10-1, Moscow, 123242, Russia. Ph.: +7(499) 254-89-97. E-mail: malygin.iv@gmail.com