

УДК 550.83

DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.95.06>

Л. Шумлянська, канд. геол. наук, ст. наук. сотр.,
E-mail: lashum@ukr.net;

Ю. Дубовенко, канд. фіз.-мат. наук, ст. наук. сотр.,
E-mail: nemishaev@ukr.net;

П. Пигулевський, д-р геол. наук, вед. наук. сотр.,
E-mail: pigulev@ua.fm;

Інститут геофізики НАН України, ім. С.І. Субботина,
просп. Академіка Палладіна, 32, Київ, Україна

О ВОЗМОЖНОСТИ СОЗДАНИЯ СИНТЕТИЧЕСКОЙ S-СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ПУТЕМ ПЕРЕСЧЕТА P-СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ

(Представлено членом редакційної колегії д-ром геол. наук О.І. Меньшовим)

Проблема ограниченности и неполноты сейсмологических данных приводит к существенным искажениям в расчётных моделях, основанных на первичных сейсмологических моделях. Одной из причин неполноты первичных сейсмологических данных является значительное преобладание данных определений вступлений P-фаз объёмных волн по сравнению с регистрацией вступлений S-волн. В связи с этим возникает вопрос о статистической соразмерности (значимости) и соответствии скоростных моделей, полученных по приходам P- и S-волн. В рамках решения этой задачи в работе изучена возможность пересчёта P-скоростной модели в синтетическую скоростную модель S-волн с целью оценки ее подобия экспериментальной модели. Показано, что отклонения синтетической модели скоростей S-волн от измеренной кривой сопоставимы с точностью методов, по которым были получены эти скоростные модели, следовательно полученную синтетическую модель S-волн можно использовать при построении структурных моделей мантии. Мы предложили свой подход для решения проблемы получения синтетической S-скоростной модели в результате пересчета P-скоростной модели и показали, что при пересчёте с использованием среднеарифметического от пяти референтных сейсмологических моделей соотношения Vp/Vs, синтетическая S-скоростная модель имеет приемлемые отклонения, сравнимые с разрешающей способностью метода их получения. Как показывают результаты по определению погрешностей скоростей при использовании кинематического метода Тейлорового приближения, при погрешностях определения максимальной глубины кажущейся скорости рефрагированного луча $\varepsilon_0(q) = 6;7;8$ км, вычисленные погрешности скоростей имеют тот же порядок, что и отклонения для одномерных моделей, и значительно меньше погрешности $\pm 0,1$ км/с, которая достигается другими сейсмическими методами.

Синтетическая S-скоростная модель, полученная в результате пересчета P-скоростной модели, обладает свойством соразмерности с исходной моделью, что дает преимущества в точности при дальнейшем совместном использовании двух коллинеарных моделей (P, S) при преобразовании в физико-литологические модели мантии.

Ключевые слова: синтетическая S-скоростная модель, погрешность, кинематический метод сейсмической томографии.

Вступление. Проблема ограниченности и неполноты сейсмологических данных приводит к существенным искажениям в расчётных моделях, основанных на первичных сейсмологических моделях. Одной из причин неполноты первичных сейсмологических данных является значительное преобладание данных определений вступлений P-фаз объёмных волн по сравнению с регистрацией вступлений S-волн. В этом легко убедиться, открыв любой том Сейсмологического бюллетеня, международного или местного. Невзирая на утверждения сейсмологов о том, что вступления S-фазы чётко видны на сейсмограммах (Инструкция..., 1981), а также значительный прогресс методик измерений и большое количество алгоритмов и программ для автоматического выделения фаз сейсмических волн, указанное количественное несоответствие определений P и S фаз за последние годы совсем не изменилось.

Скорее наоборот, мы видим практически полное игнорирование выделения S фазы в современных бюллетенях, в которых соотношение вступлений P- и S-фаз регистрируется приблизительно 10 к 1. В связи с этим возникает вопрос о статистической соразмерности (значимости) и соответствии скоростных моделей, полученных по приходам P- и S-волн. Мы исследовали возможность детализации строения верхней мантии путём вычисления трансформаций годографов сейсмических волн, используя уточнённые стандартные модели для земной коры и верхней мантии (Shumlianska et al., 2020). В рамках решения этой задачи возникает вопрос о возможности пересчёта P-скоростной модели в "искусственную" скоростную модель S-волн с целью оценки ее подобия до экспериментальной модели, полученной по данным полевых измерений. Если нам удастся доказать,

что отклонения синтетической модели скоростей S-волн от измеренной кривой сопоставимы с точностью методов, по которым были получены эти скоростные модели, то полученную модель S-волн можно использовать при построении структурных моделей мантии.

При этом количественная интерпретация наблюдений P- и S-волн возможна при условии состоятельности исходных данных. Под состоятельностью (достоверностью) мы понимаем геологическое разрешение метода, т. е. возможность отождествления разрезов, полученных по данным прихода P- и S-волн и наблюдаемых на них сопоставимых (коррелируемых) особенностей морфологии или динамики (изменчивости) изучаемой среды. И в таком случае не коррелируемое, произвольное взаимное отношение полученных особенностей среды можно считать следствием погрешности (недостоверности) исходных данных наблюдений либо неудачным подбором моделей среды.

Цель исследования. Исходя из вышеизложенного, цель нашего исследования можно сформулировать следующим образом: создание синтетической скоростной модели S-волн путем пересчета из модели P-волн и оценка возможности ее использования при построении структурных моделей мантии.

Исходные данные. Несмотря на огромное количество работ по сейсмической томографии различными методами, при изучении мантии под территорией Украины существует ряд ограничений. Одно из которых связано с недостаточным интересом исследователей к данной территории. Причины этого лежат в плоскости недостаточного количества первичного материала, связанного, в первую очередь, со слабой сейсмичностью и недостаточным покрытием сейсмическими станциями

© Шумлянська Л., Дубовенко Ю., Пигулевський П., 2021

территории. Что приводит к малому количеству исходных данных, в случае кинематической и лучевой сейсмической томографии – это первые вступления фаз соответствующих волн, P , S или др., недостаточному и неравномерному для покрытия всей территории Украины. Поэтому данные о скоростных характеристиках мантии в основном получают на основе глобальных исследований (*Babuška et al.*, 1992; *Marquering et al.*, 1996; *Bijwaard et al.*, 1998), что накладывает ограничения на размеры выделенных неоднородностей.

На данном фоне исключением является P -скоростная томографическая модель мантии, полученная методом, разработанным В.С. Гейко (*Geyko*, 2004). Модификация кинематического метода, предложенного Гейко, позволила получить скоростную модель мантии под территорией Украины с разрешением по отношению к аномалиям масштабов тектонических структурных единиц первого и второго порядка (массивы, шовные зоны и т. д.), что выгодно отличает ее от других сейсмотомографических моделей.

В качестве исходных данных мы взяли 3D P -скоростную модель мантии под Украинским щитом (*Шумлянская и др.*, 2014), построенную по методу Гейко с использованием моделей средних скоростей для земной коры для тектонических структур первого и второго порядка, с использованием данных ГСЗ, проведенных за период начиная с 1960 г. Сама сейсмотомографическая модель представляет собой набор одномерных скоростных кривых, полученных из обращения гидографов, что в совокупности составляет квази-трёхмерную модель. Гидографы построены по данным о временах прихода первых вступлений P -волн от землетрясений с магнитудой $\geq 4,5$, по данным сейсмологических бюллетеней Международного сейсмологического центра ISC (<http://www.isc.ac.uk/>). Одномерные гидографы сформированы для Украины путём выборки значений времязаданного поля времён, заданного в формате *средней точки* по заданным прямоугольным областям, охватывающей каждую крупную тектоническую структуру Украинского щита.

Методика. Пересчет исходной P -скоростной модели в синтетическую S -скоростную модель мы будем проводить в несколько этапов: пересчет; оценка применимости.

Сам пересчет производится простыми арифметическими преобразованиями с помощью отношения V_p/V_s , описывать которые нет смысла в силу очевидности. Для этого необходимо понять, какое соотношение будет оптимальным. Мы предположили, что таким оптимальным соотношением является среднее V_p/V_s , рассчитанное по пяти одномерным референтным моделям.

Для оценки приемлемости использования средней V_p/V_s , пересчитаем скорости V_p известных моделей в синтетические V_s с помощью средней кривой V_p/V_s и сравним с исходными V_s , задокументированными в литературе для каждой из референтных моделей, используемых для расчета среднего соотношения V_p/V_s . Непосредственно оценка приемлемости состоит в сравнении отклонений исходных V_s от синтетических с точностями определения скоростей в ходе решения сейсмической задачи. Если отклонения сопоставимы с точностью методов, то наша задача решена корректно.

Приведём некоторые теоретические соображения в качестве обоснования дальнейших рассуждений.

Пересчёт первичных моделей скоростей продольных волн для оценки скоростей поперечных волн используется давно. В основе идеи пересчёта лежит аналитическое решение Пуассона для волнового уравнения в

двумерном евклидовом пространстве (*Корзюк*, 2008). Пуассон впервые доказал наличие в однородной изотропной среде двух типов волн (сжатия – продольные и сдвига – поперечные), с разными скоростями распространения фронта волны. Это следствие того, что в волнах сжатия-растяжения отсутствуют врачающиеся частицы, а сдвиговые волны не сопровождаются изменением объема.

Согласно теории упругости, при *малых деформациях* движения частиц представляют собой *упругие* волны. А уравнения для плоской упругой волны в неограниченной среде имеют вид

$$\frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} - \frac{1}{c_1^2} \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} = 0; \quad \frac{\partial^2 u_y}{\partial x^2} - \frac{1}{c_2^2} \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} = 0; \quad \frac{\partial^2 u_z}{\partial x^2} - \frac{1}{c_2^2} \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} = 0,$$

где $c_1 = \sqrt{\frac{3k+4\mu}{3\rho}}$; $c_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ – скорости продольной P - и поперечной S -волны, зависящие от упругих констант; $k = \Delta P / (\Delta V / V)$ – модуль сжатия (объёмная упругость) – отношение изменения гидростатического давления ΔP к сжатию заданного объема V ; $\mu = (\Delta F / A) / (\Delta L / L)$ – модуль сдвига, т. е., отношение поперечной деформации (удельная сила сдвига в поперечном сечении A) к продольной деформации (сдвиг ΔL на длину L). Таким образом, упругая волна представляет собой две независимо распространяющиеся с разными скоростями волны. При этом скорость распространения продольной P -волны всегда больше, чем скорость поперечной S -волны: $c_1 > c_2 \sqrt{\frac{4}{3}}$.

Если бы геологическая среда была *однородной* и *изотропной*, последнее отношение было бы *константой* и не существовало бы проблем с расчётом модели *поперечных* волн. Но изучаемая среда далека от *однородности* и анизотропна. Как показали многочисленные прямые сейсмические наблюдения и лабораторные измерения (*Christensen*, 1996; *Wilkens et al.*, 1984), наблюдается весьма значительная *изменчивость* отношения продольных и поперечных волн в реальной геологической среде. Так, скорости V_p и V_s в горных породах, как и их соотношения, зависят от их *литологического состава, пористости, реологических свойств* среды (вязкости и сдвиговой прочности), термодинамических условий (давления, температуры), насыщенности флюидами и т. д. Соотношение V_p/V_s является достаточно чувствительным к изменениям коэффициента Пуассона (показателю изменения объема). На его *изменении* построены различные методы исследований неоднородной сплошной среды – от оценки ее напряженно-деформированного состояния (*Байрамян*, 2013) до поисков углеводородов (*Тяпкина и Тяпкин*, 2019; *Ленский и др.*, 2008; *Кузин*, 2016).

Как отмечено выше, в реальной геологической среде зафиксирована заметная *изменчивость* V_p/V_s (*Толстой и др.*, 2014; *Гордиенко*, 2010), что делает невозможным пересчёт скоростей продольных волн в поперечные *напрямую*. Поэтому для ее решения мы прибегли к упрощениям, применяемым при построении различных моделей в геофизике.

В качестве усреднённых эталонных значений мы рассматриваем одномерные радиальные модели плотности (дисперсии масс) Земли, согласованные со значениями скоростей P - и S -волн, как функций радиуса Земли. Итак, для пересчёта скоростей V_p в V_s мы использовали *среднеарифметическое* значение V_p/V_s от рассчитанных нами одномерных сейсмологических моделей V_p и V_s . При расчётах были использованы 5 известных моделей PREM, IASP-91, PEMA, PEMC, AK135, которые часто применяются как стандартные *референтные* модели нулевого приближения.

Чем больше моделей усреднено, тем меньше отклонения любой экспериментальной модели от средне-арифметической выборки. Для сравнения самих референтных моделей между собой можно рассчитать отношение их *правдоподобия*, но это выходит за рамки нашей статьи.

Цифровые данные о моделях взяты на сайте IRIS (<https://ds.iris.edu/ds/products/emc-referencemodels/>). Для удобства расчёта средней кривой V_p/V_s все модели приведены к одному масштабу – масштабу скоростных кривых сейсмомагнитной модели мантии Украины. Экспериментальные данные для пересчёта взяты из *P*-скоростной модели, полученной в ходе решения задачи сейсмической томографии для верхней мантии территории Украины (Шумлянская и др., 2014; Shumlianska et al., 2020).

Результаты исследований. Анализ радиально-плотностных моделей Земли. Детальнее охарактеризуем одномерные модели, используемые при осреднении значений V_p/V_s . Данные модели относятся к классу параметрических моделей, т. е., для их получения были использованы, кроме сейсмологических данных, аналитические функции радиуса и плотности Земли, данные о свободных колебаниях, о дисперсии поверхностных волн, о периодах собственных колебаний Земли, значения массы, моментов инерции Земли, моментов силы тяжести J_n и другие атрибуты – различные по полноте и масштабу для разных моделей.

PREM-A, PREM-C. Параметрические модели Земли (Dziewonski et al., 1975), в которых радиальные вариации плотности и скоростей представлены кусочно-непрерывными аналитическими функциями радиуса Земли (полиномы не выше 3-го порядка в каждом слое). Модели идентичны, но ниже глубины 420 км модель PREM-C спроектирована так, чтобы отражать свойства континентальной верхней мантии (которая нас и интересует). Модель PREM-A отражает усреднённую модель Земли по данным, используемым в инверсии, которые состоят из наблюдений собственных периодов для 1064 нормальных мод, 246 времен пробега объёмных волн для 5 различных фаз и региональных данных о дисперсии поверхностных волн океанических и континентальных регионов за период не более 20 секунд. Согласие функционалов, полученных для моделей PREM, с использованными наблюдениями удовлетворительное. В частности, соответствие данных о свободных колебаниях сопоставимо с данными, полученными в исследованиях инверсии.

Распределение плотности для всех глубин более 670 км согласуется с частным решением уравнения Вильямсона–Адамса в пределах 0,2 % максимального отклонения, и эти незначительные отклонения являются результатом ограничений, налагаемых параметрической простотой моделей. Скорости в нижней мантии согласуются со значениями, которые предполагает теория конечных деформаций 3-го порядка – их среднеквадратичные относительные отклонения имеют точность до 0,2 % для V_p и 0,4% для V_s . Производные скоростей по давлению $V(P)$ близки к значениям, полученным для корундовых структур в лабораторных экспериментах. Отклонения модели от однородности и условия адиабатичности во внутреннем ядре, внешнем ядре и нижней мантии – небольшие.

PREM. Сферически-симметричная модель Земли (Dziewonski, Anderson, 1981), которая кроме изотропной параметризации (заданной плотностью и скоростями продольных и поперечных волн), дополнена радиально-анизотропной параметризацией с 5 упругими параметрами в дополнение к плотности. Эти модель подтвердила

твёрдый характер внутреннего ядра с оценками скорости S-волна внутри ядра и определила три границы в верхней мантии, на глубинах ~220, ~400 и ~670 км.

Модель получена на основе большого набора данных, состоящего из ~1000 периодов нормальных мод свободной осцилляции Земли Q, 500 суммарных наблюдений за временем прохождения волн, 100 значений Q в нормальном режиме, массы и момента инерции Земли. Эти данные инвертированы для получения радиального распределения упругих свойств, значений Q и плотности в недрах Земли. Данные дополнены специальным исследованием данных фазы ISC за 12 лет, которое дало дополнительно $1,75 \times 10^6$ наблюдений за временем пробега для P- и S-волн. Чтобы получить удовлетворительное согласие со всем набором данных, была учтена неупругая дисперсия. Для мантии от границы Мохоровичча на глубине 24 км до глубины 220 км была введена поперечная изотропия, чтобы удовлетворить более короткопериодные основные торoidalные и сфероидальные моды. Эта анизотропия улучшила соответствие большему набору данных и указывает на то, что в этой зоне возможны процессы течения горных пород. Горизонтальные и вертикальные скорости в верхней мантии различаются на 2–4 % для продольных и для поперечных волн. В модели не требуется, чтобы мантия ниже 220 км была анизотропной. Для анизотропной модели мантийные волны Рэлея чувствительны к скорости сжатия в верхней мантии. Высокие скорости S_n и низкие скорости P_n показывают наличие выраженной зоны низких скоростей в пределах от 80 до 220 км. Это особенности большинства моделей глобальной инверсии, которые в значительной степени подавляются, когда в инверсии учитывается анизотропия.

IASP91. Сферически-симметричная модель IASP91 (Kepner, 1991) выполнена в виде таблиц времён пробега P- и S'-волн, которые построены таким образом, чтобы времена для основных сейсмических фаз согласовывались с указанными временами для событий в каталоге Международного сейсмологического центра (ISC) за период с 1964 по 1984 г. В 1987 г. базовая линия для времён пробега P-волн в модели IASP91 была скорректирована, чтобы обеспечить лишь небольшую погрешность по времени возникновения событий на основных ядерных испытательных полигонах по всему миру. Для P-волн на телесейсмических расстояниях времена прихода волн оказались на ~0,7 с медленнее, чем приведенные в таблице P-волн 1968 г. (Herrin 1968), и в среднем примерно на 1,8–1,9 с быстрее, чем указанные в таблице (Jeffreys and Bullen, 1940). Для S-волн телесейсмическое время находилось между значениями, указанными в таблицах (Jeffreys and Bullen, 1940) и результатами Randall (1971). Поскольку времена пробега волн для всех фаз получены из одной и той же скоростной модели, существует полная согласованность между временами пробега для разных фаз на разных глубинах фокуса землетрясения.

Модель IASP91 в верхней мантии заметно отличается от модели PREM: в ней скачки скоростей P- и S'-волн расположены на глубинах 410 и 660 км. Амплитуды отклонений этих границ от средних значений, зависящие от разных причин, равны 30–40 км, и различие PREM и IASP91 у них невелико. В модели IASP91 нет слоя низких скоростей с анизотропией и скачка скоростей на глубине 220 км, а граница Мохо расположена на глубине 35 км.

AK135. Обработка ещё большего объёма данных позволила уточнить модель IASP91 и построить на ее

основе модель AK135. Последняя содержит зависимость от глубины (радиуса) для скоростей сейсмических волн (Кеннет и др., 1995), для плотности и добротности (Montagner, Kennett, 1996).

Приведя все модели к масштабу скоростных кривых сейсмотомографической модели мантии под территорией Украины, мы рассчитали среднее отношение V_p/V_s (табл. 1) как среднее арифметическое от 5 указанных выше моделей. Затем мы пересчитали V_p скорости одномерных моделей в синтетические параметры V_s и определили отклонения этих синтетических скоростей V_s от начальных данных для каждой модели.

Прежде чем дать оценку приемлемости полученных синтетических параметров V_s , уточним общую точность метода сейсмической томографии и точность определения скоростей в параметрической одномерной модели (Dziewonsky et al., 1975). Затем мы будем использовать эту точность в качестве сравнения для остальных исследуемых одномерных моделей, поскольку сведений об их точности мы не нашли. При этом важно различать точность метода и точность определения параметров среды как различные понятия, проистекающие из различных подходов к их подсчёту. Точность метода подразумевает точность теоретических расчётов от опорных моделей среды и характеризуется *сходимостью* к известному эталонному решению. Тогда как точность параметров – это степень их близости (отклонения) от среднего значения экспериментальных данных, измеренных со случайными погрешностями; она определяется методикой измерений и зависит от ошибок исходных данных и ошибок вычислений тех или иных подставляемых параметров.

Точность (достоверность) определения параметров одномерных параметрических моделей. В статье (Dziewonski et al., 1975) авторы описывают определение точности полученных данных одномерной модели так: "В данной статье мы принимаем определённую гипотезу относительной плавности распределения сейсмических параметров по радиусу; наблюдаемые данные инвертируются с использованием всех степеней свободы, допускаемых гипотезой; после инверсии проверяются *неязыки* – и если они приемлемы, гипотеза должна считаться правдоподобной, а если они превышают допустимые пределы, гипотеза должна быть отклонена".

Gilbert (1971) показал, что при *равномерном* распределении сейсмических станций и *усреднении* собственных частот колебания Земли, параметрическая модель будет точно соответствовать модели невращающейся Земли с вырожденной собственной частотой. Однако сейсмические станции *неравномерно* распределены по поверхности (Burmin, Shumlianska, 2020), также недостижимы ограничения, связанные с *усреднением* собственных колебаний Земли (данные о них весьма ограничены). Это приводит к *минимальной* относительной стандартной ошибке 0,05 %, при которой общее распределение неязыков точно соответствует *нормальному* распределению (Gilbert et al., 1975). При этом указано, что инверсия производится по *ковариационной* диагональной матрице, что приводит к *некоррелированным* ошибкам. Т. е., указанная точность 0,05 %, скорее всего, *преувеличена*.

Точность метода сейсмической томографии, на основе приближений Тейлора. Конечной целью исследования является переход от *P*-скоростной модели к *синтетической* модели скоростей *S*-волн. *P*-скоростная модель была получена для мантии под территорией Украины в ходе решения обратной сейсмологической задачи

методом приближения Тейлора. Этот метод предложен В.С. Гейко (Geyko, 2004) и относится к кинематическим методам решения обратной задачи сейсмики. В качестве исходных данных он использует кинематические атрибуты, связанные с формой волновых фронтов, траекториями лучей, распределением времён прихода сейсмических волн. А это не налагает *жёстких* требований к измерительной аппаратуре, поэтому этот метод – один из старейших в сейсмической томографии.

Впервые кинематическая обратная задача для дифференциального уравнения Эйконала $|\nabla t| = V - 1(x)$ была сформулирована в 1907 г. в работах (Herglotz, 1907; Wiechert, 1907), где для сферически симметричной модели Земли, т. е., в предположении, что скорость *V* монотонно зависит только от глубины, были доказаны существование и однозначность определения искомой скорости *V* по известной функции *t* – времени прихода сейсмического сигнала из одной точки поверхности в другую.

В дальнейшем теория одномерной кинематической задачи как для рефрагированных, так и для отражённых волн получила развитие в работах (Бессонова и др., 1973; Гейко, 1970; Гервер, Маркевич, 1967; Гольдин, 1977; Павленкова, 1973). В 2004 г. Гейко модифицировал кинематический метод, развитый им для обработки ГСЗ, к данным сейсмической томографии. В своей работе он показал, что разложение скоростной функции в ряд Тейлора с последующим ограничением до первого члена ряда дает решение обратной кинематической задачи для гидографа с точностью ε , в ограниченном однородно-изотропном пространстве. Использование этого подхода позволяет корректно решать обратную задачу сейсмологии с ограничениями Адамара–Тихонова на параметры среды.

На основе теоремы Тихонова и разложения скорости в ряд Тейлора разработан метод Тейлорового приближения и построена квази-трёхмерная (набор одномерных кривых) *P*-скоростная модель мантии территории Украины (Шумлянская и др., 2014). Вопрос, почему не была рассчитана *S*-скоростная модель, освещён в работе (Shumlianska et al., 2020).

Нас интересует точность данного метода, ведь если наша синтетически созданная модель скоростей *S*-волн будет иметь точность, соизмеримую с точностью метода сейсмической томографии по методу Гейко, можно считать, что наш подход к расчёту V_p/V_s достаточно обоснован.

Вопрос о точности кинематических методов был исследован в работе (Бурмин, 2012). Автор отмечает: "Существует заблуждение, что в качестве решения задачи обращения гидографа следует давать некоторую *полосу* скоростных функций, которая содержит скоростные функции, удовлетворяющие наблюдённому гидографу сейсмических волн. В то же время эта полоса ассоциируется с *оценкой* погрешностей в определении функции $V(z)$. Смысъл этих оценок не вполне понятен.

Дело в том, что для любого интервала скоростей на заданном сегменте $[z_1, z_2]$ можно построить бесконечное множество скоростных кривых, которые не отвечают наблюдённым гидографам. В этом случае любая точка этой полосы, по определению, должна являться решением задачи, что, конечно же, не так. Таким образом, если давать *полосу* возможных решений, то следует определить свойства скоростных функций, которые заполняют заданную полосу, и задать алгоритм построения этой полосы таким образом, чтобы каждая функция из полосы являлась решением обратной задачи. В настоящее время такого алгоритма не существует и такие функции никак не определены".

При оценке погрешности в определении скоростного разреза следует говорить об оценке погрешностей $\varepsilon_0(q)$ в определении глубины максимального проникновения луча рефрагированной волны

$$\varepsilon_0(q) \leq \varepsilon(u^*) + \frac{\delta_0}{\pi} \ln \left(\frac{u^*}{q} + \sqrt{\frac{u^{*2}}{q^2} - 1} \right).$$

Величина $\delta_0 = \max |\delta x(p)| = \max |\tilde{x}(p) - x(p)|$ соответствует $\max |\tilde{t}(p) - t(p)|$ и определяется, как $\delta t(p) / p$, где $\delta t(p)$ – максимальное отклонение аппроксимирующего сплайна от экспериментальных точек гидографа. Значения лучевого параметра p непрерывно заполняют некоторый сегмент $[p_1, p_2]$, который определяется началом и концом аппроксимирующего сплайна, и не нуждаются в оценке погрешностей, поскольку p является независимой переменной.

На рис. 1 показана кривая зависимости погрешности определения глубины проникновения сейсмического луча от *кажущейся скорости*, определённой по гидографу сейсмической волны при $\delta t = 0,2$ с, $u_0 = 0,2$ с/км и $\delta_0 = 2,0$ км.

Оценка погрешностей в определении глубины максимального проникновения лучей показывает ее зависимость от окна аппроксимирующего сплайна, если в приведённом примере эта величина составляет 0,2 с, то для получения P -скоростной модели для территории Украины методом Тейлорового приближения временное окно составляло 2 с. Поэтому, если в приведённом примере погрешность определения глубины для окна 0,2 с и интервала скоростей 7–10 км/с (мы работаем с мантийными скоростями) составляет 0,6–0,8 км, то для временного окна аппроксимации 2 с погрешности составляют 6–8 км. Этот результат мы используем для оценки применимости пересчитанной синтетической модели скоростей S -волны. Приведённые на рис. 1 погрешности рассчитаны для P -волн, для S -волн погрешности будут несколько больше.

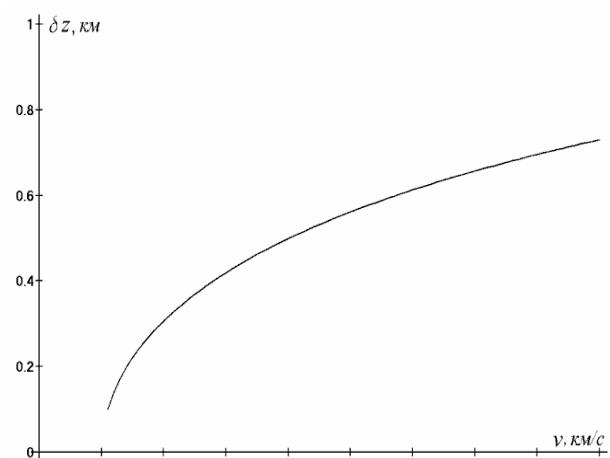


Рис. 1. Оценки погрешностей в определении глубины максимального проникновения лучей для различных значений скорости сейсмических волн

Таблица 1 представляет синтетические скорости V_s , и отклонения этих синтетических скоростей по отношению к представленным в литературе ($V_s - V_{s1}$) для каждой одномерной параметрической модели, используемой в этом исследовании. Также показаны значения погрешностей теоретических отклонений, составляющие 0,05 % от первичных скоростей, вычисленных по рекомендациям (Gilbert et al., 1975). Как видим, такая точность в практической геофизике почти недостижима по ряду причин, связанных как с ошибками получения данных, так и ограничений, связанных с методами. В табл. 2 показаны расчеты погрешности значений скоростей P -волн, рассчитанные для одной из скоростных кривых модели Гейко при разных значениях погрешностей в определении глубины максимального проникновения луча рефрагированной волны $\varepsilon_0(q)$.

Таблица 1

Отклонения синтетических значений скоростей S -волны по отношению к значениям, представленным в литературе по референтным одномерным моделям

h, км	PEM A			PEM C			PREM			IASP 91			ak 135		
	V_{s1}	$V_s - V_{s1}$	0,05 %	V_{s1}	$V_s - V_{s1}$	0,05 %	V_{s1}	$V_s - V_{s1}$	0,05 %	V_{s1}	$V_s - V_{s1}$	0,05 %	V_{s1}	$V_s - V_{s1}$	0,05 %
50	4,4974	-0,1566	0,0022	4,5461	-0,1439	0,0023	4,5308	0,1289	0,0023	4,5585	0,0832	0,0023	4,5589	0,0739	0,0023
100	4,4313	0,0903	0,0022	4,5014	-0,886	0,0023	4,4545	0,0411	0,0022	4,5169	0,0240	0,0023	4,5170	0,0215	0,0023
500	5,2427	0,0567	0,0026	5,2427	0,0567	0,0026	5,2086	-0,0156	0,0026	5,2175	-0,0433	0,0026	5,2992	-0,0570	0,0026
1000	6,3748	0,0166	0,0032	6,3748	0,0166	0,0032	6,3769	-0,0202	0,0032	6,3770	-0,0063	0,0032	6,3716	-0,0069	0,0032
1500	6,6702	0,0081	0,0033	6,6703	0,0082	0,0033	6,6826	-0,0060	0,0033	6,6742	-0,0054	0,0033	6,6740	-0,0049	0,0033
2000	6,9171	0,0115	0,0035	6,9171	0,0115	0,0035	6,9251	-0,0079	0,0035	6,9123	-0,0087	0,0035	6,9129	-0,0065	0,0035
2500	7,1237	0,0170	0,0036	7,1237	0,0170	0,0036	7,1468	-0,0105	0,0036	7,1334	-0,0150	0,0036	7,1304	-0,0086	0,0036

*($V_s - V_{s1}$) – отклонения первоначальных скоростей V_s одномерных моделей и синтетических V_{s1}

Таблица 2

Погрешности значений скоростей P -волн, рассчитанные для одной из скоростных кривых модели Гейко при разных значениях погрешностей в определении глубины максимального проникновения луча рефрагированной волны $\varepsilon_0(q)$

h, км	V_p , (модель Гейко)	Погрешности значений скоростей P -волн		
		при $\varepsilon_0(q) = 6$, км	при $\varepsilon_0(q) = 7$, км	при $\varepsilon_0(q) = 8$, км
50	7,739	0,06625	0,07729167	0,08833333
100	8,088	0,01775	0,02070833	0,02366667
500	9,527	0,0315	0,03675	0,042
1000	11,415	0,0105	0,01225	0,014
1500	12,105	0,008	0,00933333	0,01066667
2000	12,783	0,0065	0,00758333	0,00866667
2500	13,402	0,00725	0,00845833	0,00966667

Обсуждение результатов. В работе (Мордвинова, Артемьев, 2010) указывается, что скорость, в зависимости от начальных приближений, может изменяться от 0 до 0,2 км/с в коре и в несколько больших пределах – в мантии. А среднеквадратичная погрешность определения скорости поперечных волн в исследуемом интервале глубин на основании ряда результирующих моделей, рассчитанных при различных начальных приближениях, оценивается в среднем величиной $\pm 0,1$ км/с.

Таблица 2 показывает результаты по определению погрешностей скоростей при использовании кинематического метода Тейлорового приближения, рассчитанные при погрешностях определения максимальной глубины кажущейся скорости рефрагированного луча $\varepsilon_0(q) = 6; 7; 8$ км. Скорости определены пропорционально ошибкам по глубине. Как видим, вычисленные погрешности имеют тот же порядок, что и отклонения ($V_s - V_{s1}$) для одномерных моделей и значительно меньше погрешности $\pm 0,1$ км/с (Мордвинова, Артемьев, 2010). Следовательно, наш подход к пересчёту исходной V_p в синтетическую скорость V_s с использованием средней кривой V_p/V_s , имеет право на существование для оценки первого приближения скоростной модели для поперечных волн. В общем случае, для всех изученных моделей наблюдается регрессия к среднему значению скорости и – соответственно, к средней плотности.

Для большей убедительности в физичности полученной синтетической S-скоростной модели сравним такой показатель, как коэффициент Пуассона, полученный по модели А Буллена (Буллен, 1978) и по модели Гейко (табл. 3). Выражение объёмной деформации позволяет рассчитать предельное значение коэффициента Пуассона для любого изотропного материала. Для напряжений в пластической области деформационные параметры среды (модуль упругости и коэффициент Пуассона) зависят от температуры. Значение коэффициента Пуассона возрастает с увеличением температуры в пределах 0,25–0,35. Отношение скоростей волн V_p/V_s зависит от коэффициента Пуассона среды, т. е. эти скорости можно использовать как упругие константы вместо модулей упругости. Для упругих констант их значения при статических испытаниях соответствуют изотермическим условиям, при акустических (с учётом скоростей) – адиабатическим; отличие равно $\sim 0,2\%$. Полученные значения коэффициента Пуассона позволяют в дальнейшем перейти от значений скоростей волн V_p и V_s к синтетической модели распределения температуры в верхней и нижней мантии.

Таблица 3

Сравнения коэффициентов Пуассона, полученных для модели А Буллена и с использованием Р-скоростей по модели Гейко и синтетической скоростной модели S-волн

Н, км	Коэффициент Пуассона по модели Буллена А	Модель Гейко
33	0,27	0,263
413	0,28	0,297
984	0,276	0,275
2000	0,293	0,293
2898	0,299	0,302

Выводы. Отметим, что использование различных математических моделей для прогнозирования строения мантии, даже при значительной дисперсии результатов такого моделирования, имеет смысл. Получаемый разброс вызван наличием вариаций в начальных

скоростных моделях среды по сейсмическим данным. Это не означает отсутствия "надёжных" моделей среды и не уменьшает их принципиальной важности, а говорит о дефиците качества, полноты и достоверности исходных данных для построения моделей среды с приемлемым разрешением.

В данной статье мы предложили свой подход для решения проблемы получения синтетической S-скоростной модели в результате пересчета P-скоростной модели. Мы показали, что при пересчете с использованием среднеарифметического от пяти референтных сейсмологических моделей соотношения V_p/V_s , синтетическая S-скоростная модель имеет приемлемые отклонения сравнимые с разрешающей способностью метода их получения. Как показывают результаты по определению погрешностей скоростей при использовании кинематического метода Тейлорового приближения, при погрешностях определения максимальной глубины кажущейся скорости рефрагированного луча $\varepsilon_0(q) = 6; 7; 8$ км, вычисленные погрешности скоростей имеют тот же порядок, что и отклонения ($V_s - V_{s1}$) для одномерных моделей, и значительно меньше погрешности $\pm 0,1$ км/с, которая достигается другими сейсмическими методами (Мордвинова, Артемьев, 2010).

Синтетическая S-скоростная модель, полученная в результате пересчета P-скоростной модели, обладает свойством соразмерности с исходной моделью, что дает преимущества в точности при дальнейшем совместном использовании двух коллинеарных моделей (P, S) при преобразовании в физико-литологические модели мантии.

Список использованной литературы

- Байрамян, А.Л. (2013). Оценка напряжённо-деформированного состояния Арашатского сейсмополигона с помощью V_p/V_s . Учёные записки Ереванского гос. ун-та, 3, 20-24.
 Бессонова, Э.Н., Рябой, В.З., Ситникова, Г.А., Фишман, В.М. (1973). Решение обратной кинематической задачи ГСЗ методом т. Вычислительная сейсмология, 14, 45–66.
 Буллен, К.Е. (1978). Плотность Земли. М.: Мир.
 Бурмин, В.Ю. (2012). Обратные кинематические задачи сейсмологии. LAP Lambert Academic Publishing GmbH & Co. KG.
 Гейко, В.С. (1970). Определение скоростных свойств градиентной среды и реконструкция кинематической структуры поля рефрагированной волны по ее годографу. Геофизический сборник, 33, 15–31.
 Гервер, М.Л., Маркевич, В.М. (1967). Определение по годографу распределения скорости распространения сейсмической волны. В кн. Методы и программы для анализа сейсмических наблюдений. Москва: Наука. Вычислительная сейсмология, 3, 3–51.
 Гольдин, С.В. (1977). Одна обратная кинематическая задача сейсмики отражённых волн. Докл. АН СССР, 233, 1, 64–67.
 Гордиенко, В.В. (2010). О природе аномалий скорости распространения продольных сейсмических волн в верхней мантии. Геофизический журнал, 32, 2, 43–63.
 Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях Единой системы сейсмических наблюдений СССР. (1981). М.: Наука.
 Корзюк, В.И. (2008). Уравнения математической физики: курс лекций. Ч. 3. Минск: БГУ.
 Кузин, А.М. (2016). Флюиды в классификации разрывных нарушений. Отображение фазового состава флюида в зонах разрывных нарушений в параметрах сейсмического поля. Актуальные проблемы нефти и газа, 3(15), 1-17. DOI: 10.29222/1png.2078-5712.2016-15.art4.
 Ленский, В.А., Адриев, Р.Я., Ахтямов, Р.А. (2008). К оценке структуры порового пространства по данным ВСП. Conf. Proceed., Geomodel 2008 - 10th EAGE science and applied research conference on oil and gas geological exploration and development, Sep. 2008, ср-94-00122.
 Мордвинова, В.В., Артемьев, А.А. (2010). Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны сопредельных территорий по обменным волнам. Геология и геофизика, 51, 6, 887-904.
 Павленкова, Н.И., Пилипенко, В.Н., Роман, В.А. (1972). Методика определения скоростных разрезов земной коры. Киев: Наук. думка.
 Толстой, М., Шабатура, А., Костенко, Н., Гасанов, Ю. (2014). Сопоставление продуктов вулканизма различных структурных зон альпийского складчатого пояса Восточной Европы по результатам исследования их физических свойств. Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія, 3(66), 44-49.

- Тяпкина, А.Н., Тяпкин, Ю.К. (2019). Синхронная сейсмическая инверсия для выявления перспективных участков в карбонатных породах юго-восточной части Западно-Сибирской платформы. *Геофизический журнал*, 1(41), 76-94.
- Шумлянская, Л.А., Трипольский, А.А., Цветкова, Т.А. (2014). Влияние скоростной структуры коры на результаты сейсмической томографии Украйинского щита. *Геофизический журнал*, 36, 4, 95-117.
- Babuska, V., Plomerovfi, J. (1992). The lithosphere in central Europe Seismological and petrological aspects. *Tectonophysics*, 207, 141-163.
- Bijwaard, H., Spakman, W., Engdahl, E.R. (1998). Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 103, 30,055-30,078.
- Burmin, V.Y., Shumlianska, L.A. (2020). Design of the optimal seismological network in Ukraine. *Pure Appl. Geophys. Published: 06 March 2020*. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02453-9>.
- Christensen, N.I. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophys. Res.*, 101, B2, Feb. 10, 3139-3156.
- Dziewonski, A.M., Anderson, D.L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Plan. Int.*, 25, 297-356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
- Dziewonski, A.M., Hales, A.L., Lapwood, E.R. (1975). Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 10, 12-48.
- Gerver, M.L., Markushevich, V.M. (1967). Determination of seismic wave propagation velocity by hodograph. In: Methods and programs for the analysis of seismic observations. Moscow: Science. *Computational seismology*, 3, 3-51. [in Russian]
- Geyko, V.S. (1970). Determination of the velocity properties of the gradient medium and reconstruction of the kinematic structure of the refracted wave field from its hodograph. *Geophysical collection*, 33, 15-31. [in Russian]
- Geyko, V.S. (2004). A general theory of the seismic travel-time tomography. *Geophysical journal*, 26, 2, 3-32.
- Gilbert, F. (1971) The Diagonal Sum Rule and Averaged Eigenfrequencies. *Geophys. J. Int.*, 23(1), 119-123.
- Gilbert, F., Dziewonski, A.M. (1975). An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Ser. A, 187-269.
- Goldin, S.V. (1977). One inverse kinematic problem of reflected wave seismic. *Dokl. Academy of Sciences of the USSR*, 233, 1, 64-67. [in Russian]
- Gordienko, V.V. (2010). On the nature of anomalies in the propagation velocity of longitudinal seismic waves in the upper mantle. *Geophysical Journal*, 32, 2, 43-63. [in Russian]
- Herglotz, G. (1907). Über das Benndorfsche Problem der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenstrahlen. *Zeitschrift für Geophys.*, 8, 5, 145-147.
- Herrin, E. (1968). Introduction to '1968 Seismological Tables for P-phases'. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1193-1195.
- Jeffreys, H., Bullen, K.E. (1940). Seismological Tables. British Association for the Advancement of Science. London.
- Johnson, L.R. (1969). Array measurements of P velocities in the lower mantle. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 59(2), 973-1008.
- Kennet, B.L.N., Engdahl E.R., Buland R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth traveltimes. *Geophys. J. Int.*, 122, 108-124.
- Kennett, B.L.N. (Compil. and Ed.) (1991). "IASPEI 1991 Seismological Tables." Bibliotech, Canberra, Australia. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00863.x>
- Marquering, H., Snieder, R. (1996). Shear-wave velocity structure beneath Europe, the northeastern Atlantic and western Asia from waveform inversions including surface-wave mode coupling. *Geophys. J. Int.*, 124, 283-304.
- Montanger, J.-P., Kennett, B.L.N. (1996). How to reconcile body-wave and normal-mode reference earth models. *Geophys. J. Int.*, 125(1), 229-248.
- Randall, M.J. (1971). A revised travel-time table for S. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 22, 229-234.
- Shumlianska, L.O., Dubovenko Yu.I., Pigulevskyy P.I. (2020). 2.5 Dimensional model of mantle heterogeneities under Ukrainian Shield according to the gradients of the velocities of seismic waves. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 29, 2, 51-61.
- Wiechert, E. (1907). Über Erdbebenwellen. I. Theoretisches über die Ausbreitung der Erdbebenwellen. *Nachr. Ges. Wiss. Gottingen*, 415-529.
- Wilkins, R., Simmons, G., Caruso, L. (1984). The ratio V_p/V_s as a discriminant of composition for siliceous limestones. *Geophysics*, 49, 1850-1860.
- References**
- Babuska, V., Plomerovfi, J. (1992). The lithosphere in central Europe Seismological and petrological aspects. *Tectonophysics*, 207, 141- 163.
- Bairamyan, A.L. (2013) Assessment of the stress-strain state of the Ararat seismic polygon using V_p / V_s . Scientific notes of the Yerevan State University, 3, C, 20-24. [in Russian]
- Bessonova, E.N., Ryaboy, V.Z., Sitnikova, G.A., Fishman, V.M. (1973). Solution of the inverse kinematic problem of the DSS by the τ method. *Computational seismology*, 14, 45-66. [in Russian]
- Bijwaard, H., Spakman, W., Engdahl, E.R. (1998). Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 103, 30,055-30,078.
- Bullen K.E. (1978). Density of the Earth. M.: Mir. [in Russian]
- Burmin, V.Y., Shumlianska, L.A. (2020). Design of the optimal seismological network in Ukraine. *Pure Appl. Geophys. Published: 06 March 2020*. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02453-9>.
- Burmin, V.Yu. (2012). Inverse kinematic problems of seismology. LAP Lambert Academic Publishing GmbH & Co. KG. [in Russian]
- Christensen, N.I. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophys. Res.*, 101, B2, Feb. 10, 3139-3156.
- Dziewonski, A.M., Anderson, D.L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Plan. Int.*, 25, 297-356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7).
- Dziewonski, A.M., Hales, A.L., Lapwood, E.R. (1975). Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 10, 12-48.
- Gerver, M.L., Markushevich, V.M. (1967). Determination of seismic wave propagation velocity by hodograph. In: Methods and programs for the analysis of seismic observations. Moscow: Science. *Computational seismology*, 3, 3-51. [in Russian]
- Geyko, V.S. (1970). Determination of the velocity properties of the gradient medium and reconstruction of the kinematic structure of the refracted wave field from its hodograph. *Geophysical collection*, 33, 15-31. [in Russian]
- Geyko, V.S. (2004). A general theory of the seismic travel-time tomography. *Geophysical journal*, 26, 2, 3-32.
- Gilbert, F. (1971) The Diagonal Sum Rule and Averaged Eigenfrequencies. *Geophys. J. Int.*, 23(1), 119-123.
- Gilbert, F., Dziewonski, A.M. (1975). An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Ser. A, 187-269.
- Goldin, S.V. (1977). One inverse kinematic problem of reflected wave seismic. *Dokl. Academy of Sciences of the USSR*, 233, 1, 64-67. [in Russian]
- Gordienko, V.V. (2010). On the nature of anomalies in the propagation velocity of longitudinal seismic waves in the upper mantle. *Geophysical Journal*, 32, 2, 43-63. [in Russian]
- Herglotz, G. (1907). Über das Benndorfsche Problem der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenstrahlen. *Zeitschrift für Geophys.*, 8, 5, 145-147.
- Herrin, E. (1968). Introduction to '1968 Seismological Tables for P-phases'. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1193-1195.
- Instruction on the procedure for the production and processing of observations at seismic stations of the Unified system of seismic observations of the USSR. (1981). Moscow: Nauka. [in Russian]
- Jeffreys, H., Bullen, K.E. (1940). Seismological Tables. British Association for the Advancement of Science, London.
- Johnson, L.R. (1969). Array measurements of P velocities in the lower mantle. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 59(2), 973-1008.
- Kennet, B.L.N., Engdahl, E.R., Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth traveltimes. *Geophys. J. Int.*, 122, 108-124.
- Kennett, B.L.N. (Compil. and Ed.) (1991). "IASPEI 1991 Seismological Tables." Bibliotech, Canberra, Australia. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00863.x>
- Korzyuk, V.I. (2008). Equations of mathematical physics: a course of lectures. Part 3. Minsk: BSU. [in Russian]
- Kuzin, A.M. (2016). Fluids in discontinuity classification. Display of the phase composition of the fluid in the zones of faults in the parameters of the seismic field. *Actual problems of oil and gas*, 3 (15), 1-17. DOI: 10.29222 / ipng.2078-5712.2016-15.art4. [in Russian]
- Lensky, B.A., Adiev, R.Ya., Akhtyamov, P.A. (2008). On the assessment of the pore space structure according to VS-P data. *Conf. Proceed., Geomodel 2008 - 10th EAGE science and applied research conference on oil and gas geological exploration and development*, Sep. 2008, cp-94-00122. [in Russian]
- Marquering, H., Snieder, R. (1996). Shear-wave velocity structure beneath Europe, the northeastern Atlantic and western Asia from waveform inversions including surface-wave mode coupling. *Geophys. J. Int.*, 124, 283-304,
- Montanger, J.-P., Kennett, B.L.N. (1996). How to reconcile body-wave and normal-mode reference earth models. *Geophys. J. Int.*, 125 (1), 229-248.
- Mordvinova, V.V., Artemiev, A.A. (2010). Three-dimensional model of the south of the Baikal rift zone of adjacent territories by converted waves. *Geology and Geophysics*, 51, 6, 887-904. [in Russian]
- Pavlenkova, N.I., Pilipenko, V.N., Roman, V.A. (1972). Kiev: Nauk. dumka. [in Russian]
- Randall, M.J. (1971). A revised travel-time table for S. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 22, 229-234.
- Shumlianska, L.A., Tripolsky, A.A., Tsvetkova, T.A. (2014). Influence of the velocity structure of the crust on the results of seismic tomography of the Ukrainian Shield. *Geophysical Journal*, 36, 4, 95-117. [in Russian]
- Shumlianska, L.O., Dubovenko, Yu.I., Pigulevskyy, P.I. (2020). 2.5 Dimensional model of mantle heterogeneities under Ukrainian Shield according to the gradients of the velocities of seismic waves. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 29, 2, 51-61.
- Tolstoy, M., Shabatura, A., Kostenko, N., Hasanov, Yu. (2014). Comparison of volcanic products of different structural zones of the alpine fold belt of Eastern Europe based on the results of a study of their physical properties. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology*, 3 (66), 44-49. [in Russian]
- Tyapkina, A.N., Tyapkin, Yu.K. (2019). Synchronous seismic inversion to identify promising sites in carbonate rocks of the southeastern part of the West Siberian platform. *Geophysical Journal*, 1 (41), 76-94. [in Russian]
- Wiechert, E. (1907). Über Erdbebenwellen. I. Theoretisches über die Ausbreitung der Erdbebenwellen. *Nachr. Ges. Wiss. Gottingen*, 415-529.
- Wilkins, R., Simmons, G., Caruso, L. (1984). The ratio V_p/V_s as a discriminant of composition for siliceous limestones. *Geophysics*, 49, 1850-1860.

Надійшла до редколегії 29.06.21

L. Shumlianska, PhD (Geol.), Senior Researcher,
 E-mail: lashum@ukr.net;
 Yu. Dubovenko, PhD (Phys.-Math.), Senior Researcher;
 P. Pigulevskiy, Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher;
 Institute of geophysics NAS of Ukraine S.I. Subbotina,
 32 Palladina Ave., Kyiv, Ukraine

THE POSSIBILITY OF CREATING A SYNTHETIC S-VELOCITY MODEL BY RECALCULATING THE P-VELOCITY MODEL

The problem of limited and incomplete seismological data leads to significant distortions in design models based on primary seismological models. One of the reasons for the incompleteness of the primary seismological data is the significant predominance of these definitions of P phase arrivals of body waves in comparison with the registration of S-wave arrivals. In this regard, the question arises about the statistical proportionality (significance) and correspondence of the velocity models obtained from the arrivals of P- and S-waves. As part of the solution of this problem, the authors studied the possibility of recalculating the P-velocity model into a synthetic velocity model of S-waves to assess its similarity to the experimental model. The article shows that the deviations of the synthetic model of S-wave velocities from the measured curve are comparable with the accuracy of the methods by which these velocity models were obtained, therefore, the obtained synthetic model of S-waves can be used to construct structural models of the mantle. We proposed our own approach to solving the problem of obtaining a synthetic S-velocity model because of recalculation of the P-velocity model and showed that when recalculated, using the arithmetic mean of five reference seismological models of the Vp/Vs ratio, the synthetic S-velocity model has acceptable deviations comparable to the resolution ability of the method of obtaining them. As the results of determining the velocity errors when using the kinematic method of the Taylor approximation show, with errors in determining the maximum depth of the apparent velocity of the refracted ray $\varepsilon_0(q) = 6; 7; 8 \text{ km}$, the calculated velocity errors are of the same order as the deviations for one-dimensional models, and significantly less than the error of $\pm 0.1 \text{ km / s}$, which is achieved by other seismic methods.

The synthetic S-velocity model obtained because of the recalculation of the P-velocity model has the property of proportionality with the original model, which gives advantages in accuracy in the further joint use of two collinear models (P, S) when converting to physico-lithological models of the mantle.

Keywords: synthetic S-wave model, correction, cinematic method of seismic tomography.

Л. Шумлянська, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.,
 E-mail: lashum@ukr.net;
 Ю. Дубовенко, канд. фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.;
 П. Пігулевський, д-р геол. наук, ст. наук. співроб.;
 Інститут геофізики НАН України ім. С.І. Субботіна,
 просп. Академіка Палладіна, 32, Київ, Україна

ПРО МОЖЛИВІСТЬ СТВОРЕННЯ СИНТЕТИЧНОЇ S-ШВІДКІСНОЇ МОДЕЛІ ШЛЯХОМ ПЕРЕРАХУНКУ Р-ШВІДКІСНОЇ МОДЕЛІ

Проблема обмеженості і неповноти сейсмологічних даних призводить до сумтєвих перекручень у розрахункових моделях, заснованих на первинних сейсмологічних моделях. Однією із причин неповноти первинних сейсмологічних даних є значне переважання даних визначені вступіє P-фаз об'ємних хвиль порівняно з реєстрацією вступіє S-хвиль. У зв'язку з цим виникає питання статистичної пропорційності (значущості) і відповідності швидкісних моделей, отриманих по приходу P- і S-хвиль. У рамках вирішення цього завдання в роботі вивчено можливість перерахунку Р-швидкісної моделі в синтетичну швидкісну модель S-хвиль з метою оцінки її подобності до експериментальної моделі. Показано, що відхилення синтетичної моделі швидкостей S-хвиль від вимірюваної кривої можна порівняти з точністю методів, за якими були отримані ці швидкісні моделі, отже отриману синтетичну модель S-хвиль можна використовувати при побудові структурних моделей мантії. Ми запропонували свій підхід для вирішення проблеми отримання синтетичної S-швидкісної моделі в результаті перерахунку Р-швидкісної моделі і показали, що при перерахунку з використанням середньоарифметичного від п'яти референтних сейсмологічних моделей співвідношення Vp/Vs, синтетична S-швидкісна модель має прийнятні відхилення, порівнянні з роздільною здатністю методу їх отримання. Як показують результати з визначенням похибностей швидкостей при використанні кінематичного методу Тейлорового наближення, при похибці визначення максимальної глибини уявної швидкості рефрагірованого про-меня $\varepsilon_0(q) = 6, 7, 8 \text{ km}$, обраховані похибки швидкостей мають той же порядок, що і відхилення для одновимірних моделей, і значно менше похибки $\pm 0,1 \text{ km/s}$, яка досягається іншими сейсмічними методами.

Синтетична S-швидкісна модель, отримана в результаті перерахунку Р-швидкісної моделі, має властивість пропорційності з вихідною моделлю, що дає переваги в точності при подальшому спільному використанні двох колінеарних моделей (P, S) при перетворенні у фізико-літологічні моделі мантії.

Ключові слова: синтетична S-швидкісна модель, похибка, кінематичний метод сейсмічної томографії.