

УДК 551.14; 539.32

ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ НЕДР ЗЕМЛИ В АНТАРКТИКЕ В РАЙОНЕ АРГЕНТИНСКИХ ОСТРОВОВ

В.К. Жуковский¹, А.Р. Гохман¹, Е.В. Карягин²

¹ Южно-Украинский национальный педагогический университет имени К. Д. Ушинского, институт физики и математики, г. Одесса

² Главный центр специального контроля НККАУ, Макаров-1
e-mail: vad1zhukov@rambler.ru, alex_gokhman@mail.ru

Реферат. В данной работе на основании результатов мониторинга сейсмических событий на станции Академик Вернадский за 2008–2009 гг. приводятся данные исследования распределения скоростей сейсмических волн по ориентациям, распределения внутренних напряжений и модуля Юнга по глубине. Предлагается использовать модуль Юнга в качестве контролируемой величины, которая характеризует напряженно-деформированное состояние исследуемой среды.

Ключевые слова: скорость сейсмических волн, анизотропия, преломляющая граница, угол выхода, модуль Юнга, сейсмическая группа.

Дослідження фізико-механічних властивостей надр Землі в Антарктиці в районі Аргентинських островів. Жуковський В.К., Гохман А.Р., Карягін Є.В.

Реферат. У даній роботі на підставі результатів моніторингу сейсмічних подій на станції Академік Вернадський за 2008–2009 рр. наводяться дані з дослідження розподілу швидкостей сейсмічних хвиль за орієнтацією, розподілу внутрішніх напружень та модуля Юнга за глибиною. Пропонується використовувати модуль Юнга в якості контрольованої величини, яка характеризує напружено-деформований стан досліджуваного середовища.

Ключові слова: швидкість сейсмічних хвиль, анізотропія, заломлююча границя, кут виходу, модуль Юнга, сейсмічна група.

Investigation of physics-mechanical properties of entrails in Antarctic in Argentine islands region.

Zhukovskiy V., Gokhman A., Karyagin E.

Abstract. In the Academic Vernadsky station by monitoring of seismic events at the 2008-2009 years the data of the seismic waves velocities distribution according to orientation, internal stresses and Yung's modulus over the depth distributions were obtained.

It is suggested to use Yung's modulus as a controllable value that characterizes stress-deformed state of the medium under investigation.

Key words: seismic waves velocity, anisotropy, refracting boundary, angle of outlet, Young's modulus, seismic group.

Введение

Сегодняшняя геофизическая наука обладает сейсмическим методом, который позволяет получить данные о структуре недр Земли на десятки, сотни и тысячи километров [1]. Важные особенности поля скоростей сейсмических волн, выявленные в результате обработки сейсмограмм землетрясений и больших взрывов, в настоящее время находятся в стадии осмысления. Сейсмические исследования указывают на существование в недрах Земли преломляющих и отражающих границ, на которых происходят резкие изменения скорости сейсмических волн. Таким образом, в современном представлении Земля имеет

слоистую структуру, где четко просматриваются 5 слоев, называемые корой, верхней мантией, нижней мантией, внешнее (жидкое) ядро и внутреннее (твердое) ядро. Однако это наиболее общее представление. В реальности таких слоев наблюдается больше, и их природа и предназначение до конца не изучены.

В [3, 4] анализируется достоверность таких особенностей результатов [2], как граница 220 км, граница 410 км, граница 520 км, граница 660 км. Является ли граница 520 км повсеместной, глобальной? Возможно ли, чтобы природа границы 220 км была обусловлена анизотропией сейсмических скоростей, а не изменением скорости с глубиной? Имеются ли глобальные границы в нижней мантии? Еще предстоит решить нелегкие вопросы, связанные с учетом сферичности Земли при выборе ее осредненной структуры, степенью детальности модели; учетом анизотропии скорости; с согласованным использованием данных по продольным и поперечным волнам, пересчетом данных структурной сейсмологии в плотностную модель Земли. Насколько допустимо использовать единую одномерную референтную модель Земли при реконструкции внутренней структуры Земли под континентами и под океанами, платформами и складчатыми областями и другими крупнейшими геотектоническими образованиями? Какую модель использовать при реконструкции? Как согласовывать построения, выполненные на базе региональных одномерных референтных моделей?

Анализ результатов

На Украинской антарктической станции Академик Вернадский с 2000 года проводятся наблюдения за сейсмическими волнами при помощи трехкомпонентной сейсмической станции GURALP CMG 40-T. В рамках данных исследований были проанализированы сейсмограммы дальних землетрясений, полученные за период с 03.2008 г. по 03.2009 г.

За указанный период было зарегистрировано более 150 сейсмических событий. Однако однозначно с определением координат эпицентра было зарегистрировано всего 16 землетрясений (табл. 1). Зарегистрированные данные сравнивались со сводками о координатах и времени события, которые были получены из Украинского национального Антарктического центра.

Таблица 1. Параметры зарегистрированных событий на Украинской антарктической станции Академик Вернадский

Расстояние, км	Угол выхода	Δt (разница во времени между Р и S волнами), с.	Азимут
437,721	51,4	50,00	323,9
2035,94	40,9	204,00	80,8
2214,96	44,1	218,00	85,2
3388,368	82,6	299,00	71,3
5661,536	63,8	434,00	323,3
6832,752	63,4	495,00	273,9
7676,485	68	596,00	314,9
8188,496	28	557,00	218,7
8206,599	30,1	560,00	305,5
8329,003	29	562,00	81,1
8667,017	28,3	572,00	239,3
8750,002	14,7	580,00	165,7
9187,833	19,2	595,00	208,6
9877,121	32,1	619,00	144,6
10813,03	35,5	593,00	164,7
13432,17	38	733,00	149,8

На рис. 1 представлен годограф продольной волны V_p (график зависимости времени прихода сейсмической волны от расстояния). Время t , за которое волна достигла станции, рассчитывалось по уравнению годографа головной волны (волны первого вступления) [5]:

$$t = t_0 + \frac{S \sin(\bar{\sigma} \mp \varphi)}{V_i} = t_0 + \frac{S}{V_k}, \quad (1)$$

где t_0 – время прохождения сейсмической волны из глубины к точке наблюдения, как если бы событие произошло непосредственно под станцией; S – расстояние от станции до эпицентра; V_i – истинная скорость в слое; V_k – кажущаяся скорость; α – угол падения на преломляющий слой; φ – угол наклона преломляющего слоя к дневной поверхности; $(\bar{\sigma} \mp \varphi)$ – угол выхода (угол между лучом и перпендикуляром к дневной поверхности).

Годограф поперечной волны не рассматривался.

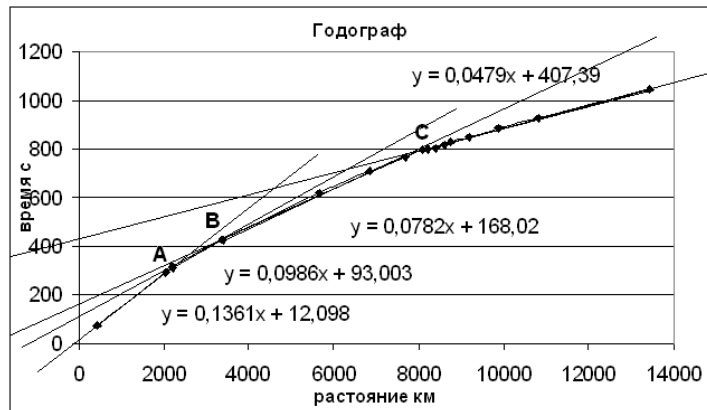


Рис. 1. Годограф продольной волны и уравнения касательных к годографу.

На полученном годографе (рис. 1) можно выделить 3 точки перегиба – А, В и С, соответствующие четырем слоям структуры Земли. При продолжении годографа преломленной волны до пересечения его с осью t на этой оси отсекается отрезок t_0 :

$$t_0 = \frac{2H}{V_i} \cos \bar{\sigma}, \quad (2)$$

где H – глубина преломляющего слоя.

Согласно (2), уравнение (1) можно записать в следующем виде:

$$t = \frac{1}{V_i} [S \sin(\bar{\sigma} \mp \varphi) + 2H \cos \bar{\sigma}]. \quad (3)$$

На рис. 1 показаны прямые отсекающие отрезки t_0 и их уравнения, из которых находим t_0 . Истинная скорость в i -том слое, V_i , может быть найдена из уравнения (4):

$$V_i = \frac{S \sin(\bar{\sigma} \mp \varphi)}{t - t_0}. \quad (4)$$

Согласно (2), глубину H границы преломляющего слоя можно рассчитать по следующему уравнению:

$$H = \frac{t_0 V_i}{2 \cos \bar{\sigma}}. \quad (5)$$

Учитывая, что угол α нам неизвестен, найдем некую глубину h , которая будет равна перпендикуляру, опущенному к точке выхода луча из преломляющего слоя (рис. 2). Для этого воспользуемся уравнением:

$$h = \frac{t_0 V_i}{2 \cos(\delta \mp \varphi)} \quad (6)$$

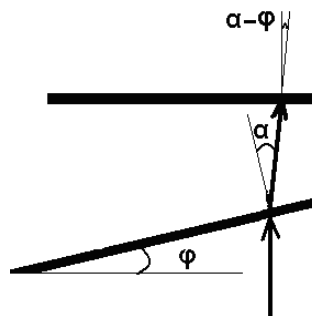


Рис. 2. Схема хода лучей от источника к приемнику. Схема демонстрирует зависимость угла выхода от наклона преломляющего слоя.

Если воспользоваться приближением о том, что в слое скорость остается постоянной и изменяется скачком при переходе из слоя в слой, то используя уравнения (4), (6), получим график распределения изменения скорости с глубиной (сплошная линия на рис. 3). В данном случае кажущаяся скорость определяется по касательным к годографу (рис. 1). Если же предположить, что скорость плавно меняется с глубиной вследствие увеличения плотности, то получим график, изображенный на рис. 3 пунктирной линией. В данном случае расчет осуществляется для каждого события с соответствующим ему значением кажущейся скорости и угла выхода.

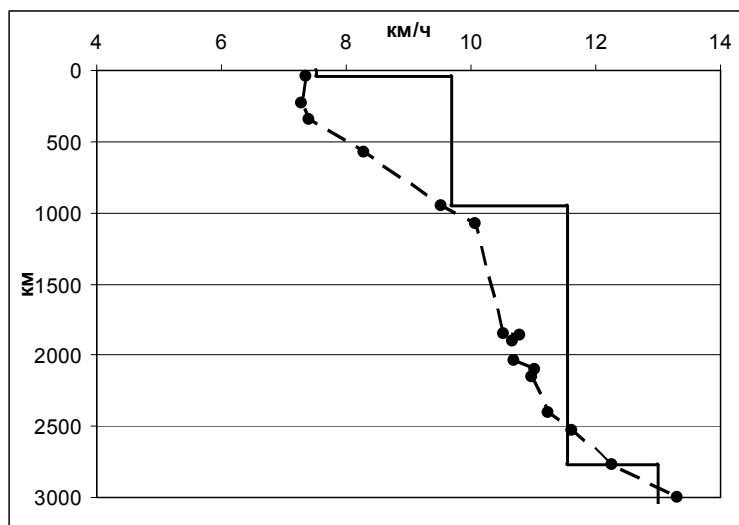


Рис. 3. Скоростная модель Земли в Антарктиде для района Аргентинских островов. Сплошная линия получена в допущении скачкообразного изменения скорости при переходе из слоя в слой; пунктирная линия – в допущении о плавном нарастании скорости с глубиной.

Несмотря на то, что было проанализировано всего 16 событий, полученная нами модель достаточно хорошо совпадает с одномерной скоростной моделью IASP91 (рис. 4), предложенной в [2] на основе исследования шестнадцати тысяч надежно записанных мелкофокусных землетрясений за 24 года (1964–1987).

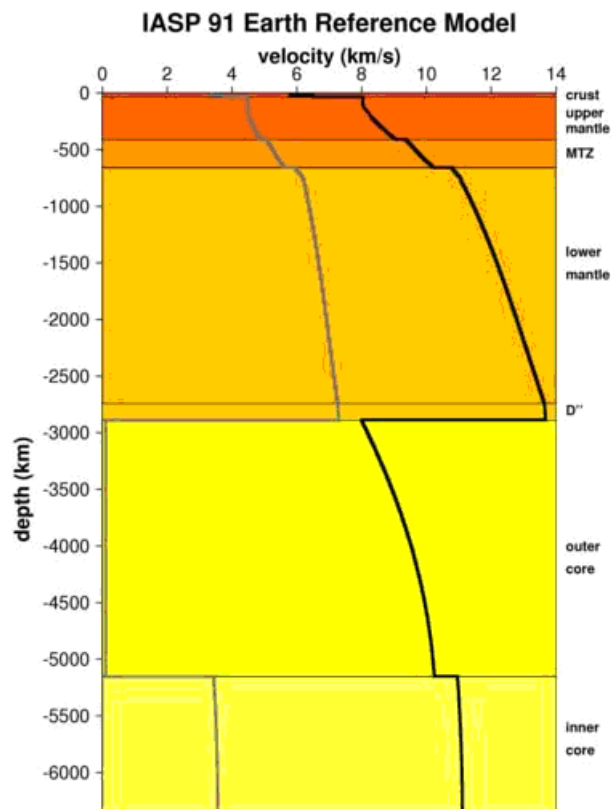


Рис. 4. Одномерная скоростная модель IASP91.

На обоих графиках (рис. 3 и рис. 4) можно выделить границы перехода из слоя в слой: 58 км (кора), 950 км (верхняя мантия), 2800 км (нижняя мантия).

В подобной одномерной модели не отражена анизотропия, которая в принципе может иметь место. Однако в данной работе из-за недостаточного числа обработанных событий невозможно однозначно утверждать о неравномерном распределении скоростей по направлениям. Сложность состоит в том, что рассматриваемые сейсмические волны проходили на разных глубинах с разных направлений, а следовательно, эффект анизотропии может быть вызван разностью скоростей на разной глубине. Однако если принять допущение, что скорость не меняется с глубиной в пределах одного слоя, тогда разницу скоростей в одном слое можно объяснить анизотропией. На рис. 5 представлены графики зависимости скорости от направления для коры, верхней мантии, нижней мантии, границы жидкого ядра.

Более наглядно выглядит результат, если его представить в виде номограммы (рис. 6):

Если рассмотреть значения зарегистрированных углов выхода (таблица 1), то можно заметить, что имеется существенный разброс значений и по направлению, и по расстоянию. Так как угол выхода у нас состоит из суммы (разности) угла падения на границу раздела α и угла наклона границы φ , то угол выхода в целом будет зависеть от φ . Из соотношения:

$$\frac{V}{V_k} = \sin(\gamma),$$

которое следует из уравнения (1), можно найти угол γ для границы

параллельной дневной поверхности. Для реализации такого расчета скорость в слое определялась приближенным методом средних скоростей [5–7], куда не входит угол выхода. Из разности измеренного угла выхода ($\beta \mp \varphi$) и γ находилось направление уклона



Рис. 5. Зависимость скорости от направления для коры, верхней мантии, нижней мантии, границы жидкого ядра.

границы. Если разность <0 – наклон положительный, >0 – наклон отрицательный (рис. 3). На номограмме (рис. 7) изображено, как меняется наклон границы раздела с направлением, т.е. показаны направления утолщения (+) и утонения (-) земной коры. На рис. 7 видно, что «положительные» и «отрицательные» направления имеют тенденцию к диаметральному совпадению, что указывает на правильность рассуждений.

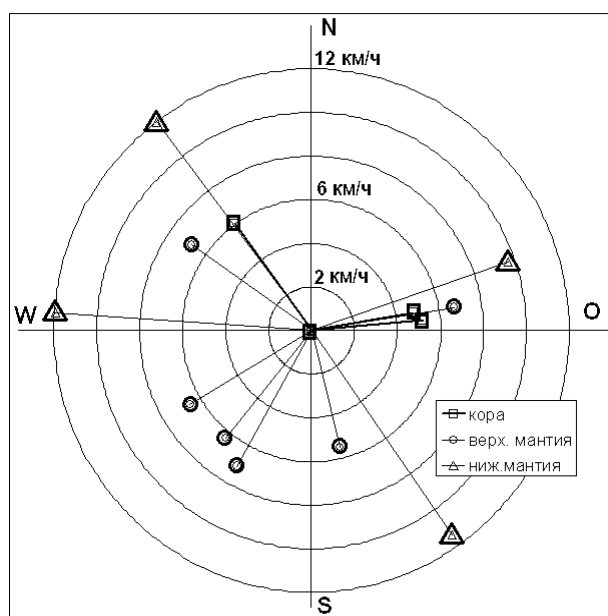


Рис. 6. Номограмма зависимости скорости сейсмических волн от азимута.

Такой подход может быть мощным методом построения топографических изображений литосферы и верхней мантии.

В работе [8] приводится аналитическое уравнение связи модуля Юнга и механических напряжений:

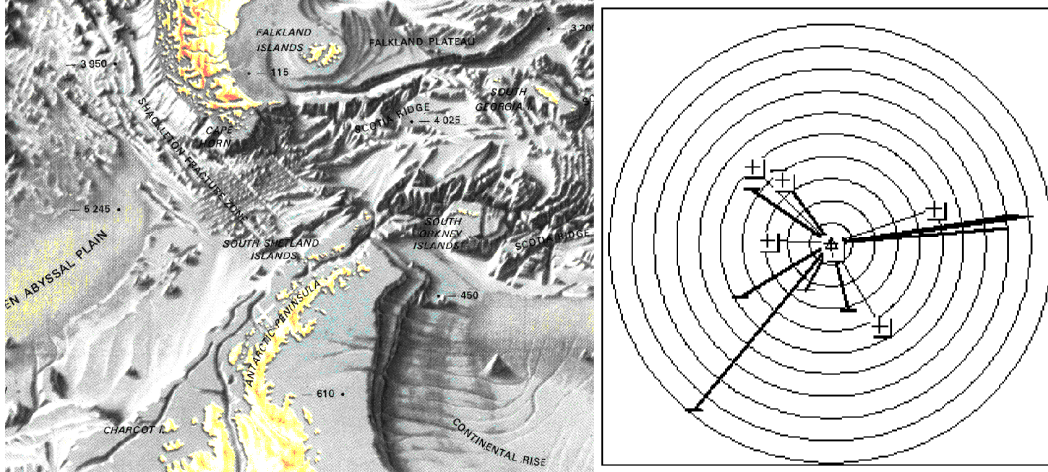


Рис. 7. Карта рельефа дна океана (крестом обозначено место расположения сейсмостанции) и диаграмма направления утолщения (+) и утонения (-) земной коры.

$$E = E_0 \sqrt{1 + K \cdot \sigma^2}, \quad (7)$$

где E_0 – модуль Юнга ненапряженного материала, σ – механическое напряжение, K – некий коэффициент, постоянный для данного материала.

С использованием уравнения для продольной волны рассчитывался модуль Юнга E (таблица 3). При этом за среднюю плотность ρ принималось значение $3 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ (среднее значение плотности верхней мантии и коры). Для определения коэффициента K рентгеновским методом определялись внутренние напряжения в разных кристаллографических плоскостях кварцита (таблица 2) в образцах с острова Галиндез (Антарктика, район Аргентинских островов). В качестве E и E_0 принималось максимальное 65 ГПа и минимальное 62 ГПа значения модуля Юнга этих образцов, измеренного динамическим методом в разных направлениях. Из уравнения:

$$K = \frac{\frac{E^2}{E_0^2} - 1}{\sigma^2} \quad (8)$$

определялся коэффициент K , постоянный для данного материала. В качестве σ использовалось среднее значение напряжений (таблица 2).

Таблица 2. Напряжения, определенные рентгеновским методом для SiO_2

Плоскости	Напряжения МПа	$K \text{ Па}^{-2}$
101	74	$9,82 \times 10^{-18}$
111	-213	
102	-104	

Из таблицы 2 видно, что уровень внутренних напряжений в кристаллитах кварцита близок к пределу прочности пород земной коры.

Используя уравнение (7) и значения модулей Юнга E , найденных из уравнения для продольной волны, находим напряжения на разной глубине (табл. 3).

Таблица 3. Зависимость скорости сейсмических волн, модуля Юнга и напряжения от глубины и азимута

Глубина, км	Скорость, км/с	Модуль Юнга, ГПа	Напряжения, МПа	Азимут
47	7,36	140	648	80,8
54	7,29	137	632	85,2
72	7,40	142	657	323,9
575	8,28	177	856	218,7
946	9,52	235	1170	239,3
1078	10,07	262	1310	81,1
1853	10,51	286	1440	305,5
1860	10,79	301	1520	165,7
1903	10,66	294	1480	208,6
2038	10,70	296	1490	273,9
2102	11,036	315	1590	323,3
2157	10,97	312	1570	144,6
2399	11,24	327	1650	71,3
2531	11,61	349	1770	314,9
2767	12,27	390	1980	164,7
3003	13,31	459	2340	149,8

Обсуждение полученных результатов

Анализируя рис. 6, 7, можно отметить, что земная кора и верхняя мантия очень неоднородны, на разных глубинах существуют наклонные границы раздела, которые вносят вклад в зависимость скорости распространения сейсмических волн от направления. Как видно из таблицы 2, на анизотропию сейсмических волн может влиять анизотропия внутренних напряжений. Величина напряжений в земной коре и верхней мантии в несколько раз превышает предел прочности гранита и базальта, находящихся на поверхности Земли. Таким образом, находясь глубоко в недрах в состоянии всестороннего сжатия, в породах скомпенсированы и находятся в неустойчивом равновесии напряжения, превышающие их предел прочности в несколько раз. Можно предположить, что в результате возникновения неоднородностей из-за подвижек литосферных плит, лунно-солнечных приливов, прохождения интенсивных сейсмических волн, локального изменения температуры и др. может произойти перераспределение внутренних напряжений, сопровождающихся интенсивными разрушениями и эмиссией сейсмических волн.

Результаты, приведенные в данной работе, получены с рядом допущений: не учитывались изменения с глубиной коэффициента Пуассона и плотности, при определении коэффициента K не учитывался уровень напряжений в кристаллитах других минералов, кроме кварцита, использовалось допущение о том, что скорость не зависит от глубины в пределах слоя, поэтому носит приближенный характер. Однако, несмотря на этот недостаток, результаты представляют ценность как определение предмета исследования и расстановки реперных точек в мониторинге напряженного состояния верхней мантии и земной коры.

Задача определения абсолютных величин, характеризующих напряженно-деформированное состояние в недрах Земли по результатам только сейсмических исследований, не имеет решения. Однако, используя ряд допущений, можно получить некие относительные величины, которые могут изменяться по известному закону, характеризующему напряженно-деформированное состояние исследуемой среды вплоть до

разрушения. Например, уменьшение модуля Юнга тела под нагрузкой указывает на снижение сопротивления деформации, что для хрупких тел свидетельствует о начале процесса разрушения. В данной работе в качестве такой величины предлагается модуль Юнга, который зависит от плотности среды, скорости сейсмических волн и их частотных характеристик, внутренних напряжений и деформаций.

Заключение

Предлагаемые в работе результаты по анизотропии сейсмических волн в районе станции Академик Вернадский получены в предположении, что скорость сейсмических волн одинакова в пределах одного слоя (коры, верхней, нижней мантии). Допустимость такого предположения нуждается в тщательном осмыслении. Для получения адекватной картины необходима регистрация событий, происходящих на одинаковых расстояниях от станции с разных направлений. К сожалению, в данном исследовании такое условие не может соблюдаться из-за отсутствия подобного распределения источников. Однако при сужении задачи до нескольких десятков километров и при условии наличия на станции сейсмогруппы из 4 сейсмоприемников можно получить распределение скоростей по ориентациям в земной коре на глубинах, соизмеримых с расстоянием до источников. В этом случае в качестве источников будут выступать айсберги, бьющие о дно моря, сходящие лавины и трещинообразования в ледниках на материке. На расстояниях несколько десятков километров эти события будут достоверно регистрироваться вышеупомянутой группой сейсмоприемников. Решение такой задачи может представлять интерес с точки зрения изучения геологических разрезов, поиска полезных ископаемых, разработки способов прогнозирования землетрясений.

Список литературы

1. **Васильев А.П.** Историография начального 50-летия создания в СССР системы дальнего обнаружения ядерных взрывов // Периодический научно-технический журнал Национального ядерного центра Республики Казахстан, выпуск 2(26), 2006, с. 5–10.
2. **Kennett, B.L.N., Engdahl E.R.** Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International* 122, 1991, 429–465.
3. **Bondár, I., S.C. Myers, E.R. Engdahl, and E.A. Bergman** (2003). Epicentre accuracy based on seismic network criteria, *Geophys. J. Int.*, 156, 483–496.
4. **Engdahl, E.R., and A. Villaseñor.** Global Seismicity: 1900–1999, in W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger (editors). *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A, Chapter 41*, pp. 665–690, Academic Press, 2002.
5. **Метод преломленных волн.** // Под ред. Епинатьевой А.М. М.: Недра, 1990. 297 с.
6. **Гурвич И.И.** Сейсмическая разведка. М., «Недра», 1970.
7. **В.И. Бондарев.** Основы сейсморазведки. Екатеринбург, 2003 г. 333 с.
8. **В.К. Жуковский, А.Р. Гохман.** Связь коэффициента линейного температурного расширения с остаточными напряжениями // ЖТФ, 2009, том 79, выпуск 4, с.90–96.