===== ГЕОФИЗИКА =

VДК 550.34.063, 550.344.56, 550.347.29, 550.347.62 DOI: <u>10.23671/VNC. 2019.3.36482</u>

Оригинальная статья

Об оценке результатов метода микросейсмического зондирования при их геологической интерпретации

А.В. Горбатиков 问, к.ф.-м.н., А.А. Цуканов 问², к.ф.-м.н.

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Россия, 123995, г. Москва, ул. Б. Грузинская, д. 10, стр. 1, e-mail: avgor70@mail.ru;

² Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Россия, 634055, г.

Томск, просп. Академический, 2/4,

e-mail: a.a.tsukanov@yandex. ru

Статья поступила: 6 июня 2019, доработана: 19 июля 2019, одобрена в печать: 20 июля 2019

Аннотация: Актуальность работы. Метод микросейсмического зондирования (ММЗ) стал широко применятся при глубинных исследованиях. В ходе полевых исследований авторы получили ряд результатов, которые вновь ставят вопрос о необходимости более тщательных исследований свойств ММЗ, связанных с вопросом о его разрешении по вертикали и интерпретации субгоризонтальных структур. Объектом исследования является геологическая среда. Цель работы – анализ результатов двумерного численного решения прямой задачи рассеяния фундаментальной моды Рэлея на двух скоростных неоднородностях, расположенных друг под другом. Метод исследования – математическое моделирование взаимодействия упругих сейсмических волн с произвольными неоднородностями среды в линейно-упругом изотропном полупространстве со свободной поверхностью. Данная модель позволила проанализировать некоторые случаи использования метода микросейсмического зондирования (ММЗ) в условиях сложно построенных сред. С использованием численной модели, построенной из первых принципов в прямом моделировании получены оценки вертикальной разрешающей способности метода микросейсмического зондирования. Результаты работы. Рассмотрены случаи ряда конкретных геометрических размеров и ряда упругих параметров включений, со значениями, близкими к встречающимся в природных условиях. Выработаны и сформулированы простые практические приемы, с помощью которых можно оценивать вертикальное разрешение объектов при интерпретации разрезов микросейсмического зондирования по экспериментально полученным разрезам. Оценка вертикальной разрешающей способности ММЗ на синтетических данных состоит в том, что, если расстояние между центрами двух малых по сравнению с глубиной залегания неоднородностей, расположенных друг над другом, составляет 36-41 % (или более) от длины фундаментальной моды волны Рэлея, равной $\lambda_R = H_{center} / 0,4$, где $H_{center} - глубина середины между центрами$ неоднородностей, то изображения этих неоднородностей будут разрешены в поле случайных волн Рэлея. То есть, для разрешимости по ММЗ расстояние по вертикали между центрами малых неоднородностей должно составлять Н_{септег} или более. Практическое значение работы. Выработанные приемы использованы для оценки разрешения горизонтально залегающих слоев в разрезах, полученных в ходе изучения зоны сочленения Таманского полуострова и Крыма при геологической интерпретации результатов микросейсмических исследований.

Ключевые слова: метод микросейсмического зондирования, вертикальное разрешение, микросейсмическое поле, волны Рэлея, компьютерное моделирование.

Благодарности: Параллельные расчеты выполнены в 2016 г. на высокопроизводительном кластере «Ломоносов-1» Научно-исследовательского вычислительного центра МГУ им. М.В. Ломоносова [Sadovnichy et al., 2013].

Работы выполнены при поддержке Гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых – кандидатов наук № МК-6823.2015.5 «Экспериментальные и численные исследования влияния неоднородности среды на параметры поля поверхностных волн».

Для цитирования: Горбатиков А. В., Цуканов А. А. Об оценке результатов метода микросейсмического зондирования при их геологической интерпретации. *Геология и Геофизика Юга России*. 2019. 9 (3): 139-150. DOI: 10.23671/VNC. 2019.3.36482.

GEOPHYSICS =

DOI: <u>10.23671/VNC. 2019.3.36482</u>

Original paper

About the evaluation of the results of the microseismic sounding method in their geological interpretation

A.V. Gorbatikov 🕑, A.A. Tsukanov D²

¹ Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10/1
 B. Gruzinskaya Str., Moscow 123995, Russian Federation, e-mail: avgor70@mail. ru;
 ² Institute of Strength Physics and Materials Sciens Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, 2/4, pr. Akademicheskii, Tomsk 634055, Russian Federation, e-mail: a. a. tsukanov@yandex. ru

Received 6 June 2019; revised 19 July 2019; accepted 20 July 2019.

Abstract: Relevance. The microseismic sounding method (MSM) has become widely used in deep investigations. In the course of field studies, the authors obtained a number of the results that face again an issue of the necessity for more curious research of the MSM properties associated with the question of its vertical resolution and interpretation of subhorizontal structures. The object of the study is the geological environment. **Aim.** To analyze the results of a two-dimensional numerical solution of the direct problem of scattering of the fundamental Rayleigh mode from two velocity inhomogeneities located one under other. Methods. Mathematical modeling of the interaction of elastic seismic waves with arbitrary medium inhomogeneities in a linearly elastic isotropic half-space with a free surface. This model made it possible to analyze some cases of using the microseismic sounding method (MSM) under the conditions of complexly constructed media. The estimates of the vertical resolution of the microseismic sounding method are obtained using a numerical model constructed from the first principles in a direct modeling. Results. The article considers the cases of a number of specific geometric dimensions and a number of elastic parameters of inclusions with the values close to those encountered in natural conditions. Simple practical methods have been developed and formulated; it is possible with their help to evaluate the vertical resolution of objects in interpreting microseismic sounding sections from experimentally obtained sections. An estimation of the vertical resolution of the MSM on synthetic data consists in the fact that if the distance between the centers of two small inhomogeneities located one above the other, as compared with the depth, is 36–41% (or more) of the fundamental Rayleigh wave mode length equal to $\lambda_{\rm R}$ = H_{center} / 0.4, where H_{center} is the depth of the middle between the centers of inhomogeneities, then the images of these inhomogeneities will be resolved in the field of random Rayleigh waves. That is, for solvability by MSM, the vertical distance between the centers of small inhomogeneities should be H_{center} or more. Practical significance. The developed techniques were used to assess the resolution of horizontally occurring layers in the sections obtained during the study of the Taman Peninsula and Crimea junction zone during a geological interpretation of the results of microseismic studies.

Keywords: method of micriseismic sounding, vertical resolution, microseismic field, Rayleigh waves, computer numerical simulation.

Acknowledgments: Parallel calculations were performed in 2016 on the high-performance cluster "Lomonosov-1" of the Scientific and Research Computing Center of Lomonosov Moscow State University [Sadovnichy et al., 2013].

The work was supported by the Grant of the President of the Russian Federation for state support of young Russian scientists – candidates of sciences No. MK-6823.2015.5 "Experimental and numerical studies of the influence of medium heterogeneity on the parameters of the surface wave field".

For citation: Gorbatikov A.V., Tsukanov A.A. About the evaluation of the results of the microseismic sounding method in their geological interpretation. *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South.* 2019.9 (3): 139-150. (In Russ.) DOI: 10.23671/VNC.2019.3.36482.

Введение

Предложенный ранее [Горбатиков и др., 2008] метод микросейсмического зондирования (ММЗ) исходит из допущения, во многих случаях обоснованного, что основной вклад в энергию вертикальной компоненты естественного микросейсмического поля осуществляется за счет фундаментальных мод волн Рэлея. Вклад высших мод предполагается существенно меньшим и рассматривается как источник шума для метода. Первоначально ММЗ был сформулирован как феноменологический метод. Основой для него явились экспериментальные наблюдения, что скоростные включения с увеличенными скоростями сейсмических волн по отношению к вмещающим породам вызывают уменьшение амплитуд микросейсмических волн над ними [Gorbatikov et al., 2004], и наоборот, включения с пониженными скоростями вызывают повышение амплитуд. Позже это явление было изучено более тщательно в серии работ по численному моделированию [Горбатиков, Цуканов, 2011; Цуканов, Горбатиков 2015]. Появились модификации применения метода [Жостков и др., 2015]. Также появились работы, где механизм образования полезного информативного сигнала в ММЗ объясняется на основе аналитического решения прямой задачи [Яновская, 2017].

Распространёнными в мире методами, родственными ММЗ, являются: 1) модификации метода поверхностно-волновой томографии на основе оценки фазовой части функции Грина по кросс-корреляционной функции [Snieder, 2004; Shapiro, Campillo, 2004; Sabra et al., 2005; Shapiro et al., 2005; Королева и др., 2009], 2) модификации метода пространственной корреляции (SPAC-методы) [Aki, 1957; Malagnini et al., 1993; Chouet et al., 1998; Ohori et al., 2002; Zhang et al., 2004; Chaves-Garcia et al., 2005; Okada 2006]; 3) модификации метода отношения компонент (H/V-методы) [Nakamura, 1989; Panou et al., 2004; Tanimoto, Alvizuri, 2006] и др.

При всем разнообразии технологий реализации (применение сейсмических групп или отдельных точечных измерений) перечисленные подходы объединены тем, что используемая в них модель формирования микросейсмического поля базируется на представлении об обязательной выдержанной локальной слоистости среды. Соответственно, горизонтальное разрешение этих методов составляет величину 3-5 λ_R , где λ_R – длина волны фундаментальной моды Рэлея, взаимодействующая с неоднородностью.

Модель формирования микросейсмического поля в ММЗ не исходит из обязательной выдержанной по горизонтали слоистости среды. В этой связи, а также в связи с поверхностной природой источников микросейсм [Монахов, 1977; Табулевич, 1986, Bard, 1999; Bromirski, 2001] считается, что основной вклад в микросейсмическое поле (его вертикальную компоненту) вносится фундаментальными модами Рэлея, а наличие высших мод минимально. Информативным параметром (полезным сигналом) в ММЗ является степень искажения амплитудного поля при взаимодействии со скоростными неоднородностями. Фазовая информация не используется. Форма и глубина залегания неоднородности оценивается исходя из распределения искажений исходного поля на поверхности и частоте, на которой эти искажения проявляются. В [Горбатиков, Цуканов, 2011] показано, что существует критическая частота f волны Рэлея, для которой искажения от неоднородности, залегающей на глубине Н под точкой наблюдения максимальны по сравнению с искажениями от этой же неоднородности на соседних частотах спектра, то есть в спектре на этой частоте образуется локальный экстремум. Эта частота f связана с глубиной H и соответствующей скоростью фундаментальной моды волны Рэлея V_R (f) через соотношение: $H \approx 0.4 \cdot V_R$ (f)/ $f=0.4 \cdot \lambda_R$ (f), что подтверждается модельными расчетами и исследованиями геологических объектов различного масштаба и генезиса. Данное соотношение используется в ММЗ для оценки глубины залегания неизвестной неоднородности, формирующей амплитудные искажения (которые мы можем наблюдать) на частоте f. Такая оценка глубины производится из предположения, что в микросейсмическом поле f однозначно связана с λ_R (f) – длиной волны фундаментальной моды Рэлея.



Расстояние вдоль профиля №1 (Керченский берег), км / Distance along profile №1 (Kerch coast), km

Рис. 1. Разрезы по методу микросейсмического зондирования, полученные вдоль двух профилей по Таманскому и Керченскому берегам в исследованиях 2014 года. Карта-схема расположения профилей приведена в правом верхнем углу рисунка. /

Fig. 1. Vertical sections by the method of microseismic sounding, obtained along two profiles at Taman and Kerch banks in 2014 studies. The schematic map of profiles is shown in the upper right corner of the figure.

Согласно численным экспериментам [Горбатиков, Цуканов, 2011], разрешающая способность метода при восстановлении изображения по горизонтали оценивается как $(0,25-0,3) \lambda_R$, где λ_R – эффективная длина зондирующей волны Рэлея для глубины залегания неоднородностей. Оценка разрешения по вертикали составляет величину $(0,3-0,5) \lambda_R$, где λ_R – эффективная длина волны для средней глубины неоднородности. Обе оценки были сделаны по анализу чувствительности формы амплитудной реакции к размеру восстанавливаемого скоростного включения, что не является достаточно строгим результатом. При этом было показано, что обнаружить присутствие изолированной малой неоднородности возможно, даже если ее размеры меньше длины волны в 10 и более раз.

Способом получения более точной оценки вертикальной разрешающей способности MM3 было бы проведение серии экспериментов с двумя неоднородностями, расположенными друг под другом на разных глубинах.

Разрешение ММЗ по горизонтали изучалось в исследовании [Цуканов, Горбатиков, 2015] на модели из двух рядом стоящих включений. Первоначальная оценка того, что два малых по сравнению с длиной волны включения формируют по ММЗ два различных изображения, если расстояние между их центрами составляет четверть эффективной зондирующей волны Рэлея, было подтверждено. Кроме того, было установлено, что этот вывод

применим к таким средам и включениям, коэффициент Пуассона в которых приближается к нормальному значению 0,25. В случае, если коэффициент Пуассона во включении приближается к нулю, то появляется кажущийся эффект «сверхразрешения». Это означает, что два малых тела формируют по MM3 раздельные изображения, даже когда они расположены на значительных глубинах, где ожидалось бы слияние двух изображений в одно, и для них эффективная длина волны велика.

В ходе полевых исследований авторы получили ряд результатов, которые вновь ставят вопрос о необходимости более тщательных исследований свойств MM3, связанных с вопросом о его разрешении по вертикали. В 2014 году были проведены комплексные геолого-геофизические исследования зоны сочленения Таманского полуострова и Крыма. Были получены разрезы вдоль четырех региональных профилей по методу MM3. Основной результат с точки зрения тектоники региона состоял в обнаружении и позиционировании в исследуемом районе глубинного крупного тектонического разлома субдолготного простирания, данные о котором не встречались нигде в ранних исследованиях. Предварительные результаты опубликованы в [Рогожин и др., 2015].

Однако, продолжающаяся работа по геологической интерпретации полученных разрезов (рис. 1) ставит ряд вопросов. В частности, согласование между собой результатов профилирования по MM3 и недавних результатов геолого-морфологического исследования палеодеформаций на Керченском побережье Крыма требует однозначного ответа на вопрос о том, как между собой соотносятся субгоризонтальные структуры, проявившиеся в разрезах MM3. Можно ли считать, например, выделенные низкоскоростные слои A и Б, В и Г на рисунке 1 различными горизонтами, или они являются недостаточно уверенным картированием одной и той же структуры.

С ответом на этот вопрос будет связана дальнейшая геологическая интерпретация полученных результатов. Эта конкретная проблема сделала необходимым провести специальный цикл модельных исследований разрешающей способности ММЗ по вертикали. Описание результатов этого исследования приводится в настоящей статье.

Постановка и проведение моделирования

Численное решение прямой задачи метода микросейсмического зондирования производилось с использованием параллельного программного комплекса полноволнового моделирования взаимодействия упругих сейсмических волн с произвольными неоднородностями среды в линейно-упругом изотропном полупространстве со свободной поверхностью. Математическая модель, численная схема и ее параллельная реализация подробно описана в работе [Горбатиков, Цуканов, 2011].

Для исследования механизмов формирования «изображения» неоднородности в амплитудной реакции поля поверхностных микросейсмических волн с целью определения вертикального разрешения ММЗ, достаточно ограничиться двумерной постановкой численного эксперимента с двумя заглубленными друг под другом неоднородностями (рис. 2). Такая постановка в достаточной мере моделирует экспериментальную ситуацию, описанную выше. Поскольку из результатов съемки (рис. 1) видно, что вблизи поверхности мы имеем дело с горизонтальными обширными слоями, то моделирование в двумерной постановке вполне оправдано.

Механические свойства модельной среды были выбраны из соображений приближения к средним значениям скоростей сейсмических волн в исследуемом районе (Керчь, Крым, Россия). При плотности материала среды 2,5 г/см³ и значениях упругих модулей Ламе $\lambda = \mu = 22,5$ ГПа, скорости продольной и поперечной сейсмических волн составляли V_P = 5196,15 м/с, V_S = 3000,00 м/с, соответственно. Фазовая скорость основной моды волны Рэлея при этих условиях, определенная с помощью аналитических функций Малишевско-



Рис. 2. Постановка численного эксперимента. Модельная среда с двумя неоднородностями, расположенными одна над другой, облучалась 128 гармоническими источниками основной моды волны Рэлея с левой границы расчетной области. Регистрация вертикальной компоненты синтетического поверхностно-волнового поля производилась на поверхности в некоторой области над неоднородностями. Длина модельного профиля составляла 60 км. Пояснения в тексте. /
Fig. 2. Formulation of the numerical experiment. The model medium with two inhomogeneities located one above the other was irradiated by 128 harmonic sources of the fundamental mode of the Rayleigh wave from the left boundary of the computational domain. Registration of the vertical component of the synthetic surface-wave field was carried out on the surface in a certain region over inhomogeneities. The length of the model profile was 60 km. Explanations are given in the text.

го [Malischewski, 2000], $V_R = 2758, 21 \text{ м/с}$. Коэффициент Пуассона и плотность материала среды во всем модельном полупространстве были зафиксированы. Значение коэффициента Пуассона составляло 0,25.

Неоднородности задавались в форме простого прямоугольника с идентичными размерами по горизонтали L = 10 км. Материал внутренней области прямоугольника имел отличные от вмещающей среды значения упругих модулей Ламэ. Вертикальный размер, положение и скоростной контраст верхней неоднородности были зафиксированы в течение всего цикла компьютерного моделирования и составлялиd₁ = 1,5 км, h₁ = 1 км, h₂ = 2,5 км, K₁ = 0,95, соответственно. Здесь и далее скоростной контраст К определяется как отношение между значениями скорости Р- или S- сейсмической волны в теле неоднородности, и скоростью соответствующей волны во вмещающей среде. Ввиду того, что значение коэффициента Пуассона и плотности всюду постоянны, для однозначной параметризации механических свойств материала неоднородности достаточно одного значения скоростного контраста.

Вертикальное положение и вертикальный размер нижней неоднородности варьировались. Рассматривались также варианты с различным скоростным контрастом нижней неоднородности $K_2 = 0.8$; 0.9; 0.95.

Была проведена серия из шести расчетов для 128 частот облучающей волны Рэлея f_i в полосе 0.043÷5.517 Гц, при этом частоты выбирались так, что длины волн основной моды рэлеевской волны равномерно заполняли диапазон значений λ_R (f_i) = 0,5, ..., 64 км с шагом 0,5 км. Облучение модельного полупространства производилось с левой границы расчетной области x = 0 гармоническим излучателем фундаментальной моды волны Рэлея (рис.

2). При этом на линии источников задавалось аналитическое решение для смещений в рэлеевской волне для однородного полупространства [Viktorov, 1967]. Результат в терминах интенсивности (квадратов амплитуд) усреднялся с симметричным *x* относительно вертикальной оси, проходящей через центр заданной неоднородности для того, чтобы промоделировать происходящее в природе облучение объекта со всех сторон.

Полный размер моделируемой области составлял 140×100 км. Расчетная сетка содержала 1,4 млн ячеек с шагом h = 100 м, одинаковым по обеим осям. Длина модельного профиля составляла 60 км с шагом 100 м. Продолжительность каждого расчета составляла 10550 временных шагов, что при шаге интегрирования по времени $\tau = 4,8$ мс, удовлетворяющем условиям сходимости явной схемы [Калиткин, 1978], соответствует продолжительности времени регистрации T = 50 с. Такая длина синтетических сейсмограмм обеспечивала запись двух периодов самой низкочастотной волны из рабочего диапазона и около 275 периодов высокочастотной. Ввиду регулярности источника (в отличие от естественного микросейсмического поля) полученные таким образом 50-секундные синтетические данные позволяли провести процедуру инверсии MM3 без значительного по времени накапливания сигнала.

Обсуждение и результаты

Результаты серии численных экспериментов представлены на рисунке 3. Видно, что, когда положение горизонтальных границ второй модельной неоднородности находится в пределах $h_3 = 6.9$ км, $h_4 = 9.12$ км (рис. 3a, б), в поле интенсивности наблюдаются две раздельные аномалии. При этом расстояние между центрами модельных неоднородностей составляет $\Delta = 5,75 \div 8,75$ км, а толщина зазора $\delta = 3,5 \div 6,5$ км. Это соответствует относительным значениям $\Delta/\lambda_{\rm R} = 0,44\div0,50, \,\delta/\lambda_{\rm R} = 0,27\div0,37,$ где $\lambda_{\rm R} = 11,6\div17,5\,{\rm KM}$ – эффективная длина волны для глубины средней точки между центрами неоднородностей. В случае, когда $h_3 = 4$ км, $h_4 = 7 \,\mathrm{km}$ (рис. 3в) верхняя неоднородность оказывается в зоне влияния более контрастной нижней неоднородности. Это влияние связано с формированием второстепенной аномалии противоположного знака по отношению к основной аномалии, проявляющейся в области коротких длин волн (над неоднородностью), что обсуждалось ранее в [Горбатиков, Цуканов, 2011]. Изображения неоднородностей при этом разрешены, хотя изображение верхней неоднородности, имеет искаженную форму и пониженный контраст. Для тех же геометрических параметров $h_3 = 4 \text{ км}, h_4 = 7 \text{ км}$ (рис. 3в) дополнительно был выполнен расчет с одинаковыми скоростными свойствами обоих включений K₁ = K₂ = 0,95, в этом случае изображения также разрешены, наблюдается узкая перемычка пониженной интенсивности между амплитудными аномалиями. При таких условиях форма, размер и относительная интенсивность изображения верхней неоднородности близки к вариантам параметров, соответствующих рисунку 3 (а, б). Если параметры модельных неоднородностей задаются как $h_3 = 3,5$ км, $h_4 = 5,0.6,5$ км (рис. 3а, б), то их изображения не могут быть разрешены в поле волн Рэлея. Наблюдается единая амплитудная аномалия. При этом значения безразмерных параметров $\Delta/\lambda_{\rm R}=0.29\div0.39$ и $\delta/\lambda_R = 0,12$. Таким образом, на пределе разрешения, из рассмотренных случаев, находится конфигурация, представленная на рисунке 3 (в, г) с Δ =3,35 км между центрами неоднородностей и мощностью зазора $\delta = 1,5$ км, что при значениях коэффициента глубинной привязки $0,35\div0,40$ соответствует относительным значениям $\Delta/\lambda_{\rm R}=0,36\div0,41$ и $\delta/\lambda_{\rm R}=0,15\div0,17$, где эффективная длина волны для средней глубины $\lambda_R = 9,1 \div 10,4$ км.

В рассмотренных условиях оценка вертикальной разрешающей способности ММЗ на синтетических данных состоит в том, что, если расстояние между центрами двух малых по сравнению с глубиной залегания неоднородностей, расположенных друг над другом, составляет 36-41% (или более) от длины фундаментальной моды волны Рэлея, равной λ_R =H_{center}/ 0,4, где H_{center} глубина середины между центрами неоднородностей, то изображе-





Fig. 3. The result of applying the MMS to synthetic seismograms obtained for six variants of different depths h^3 , h4 and velocity contrast K2 of the lower heterogeneity. The color scale corresponds to the intensity of the vertical component in relative units. In the configurations of inhomogeneities (a), (b), two separated anomalies are observed. In case (b), the upper inhomogeneity turns out to be in the zone of the "inverse effect" more contrasting than the lower inhomogeneity, while the inhomogeneities are resolved; (c) – identical configuration, but the contrast of the lower heterogeneity is equal to the contrast of the upper K2 = K1, in this case also the heterogeneities are resolved, there is a narrow bridge of reduced intensity between the anomalies. The interposition of inhomogeneities (d), (e) does not allow them to be resolved in the field of Rayleigh waves, only one generalized anomaly can be observed.

ния этих неоднородностей будут разрешены в поле случайных волн Рэлея. Иными словами, расстояние по вертикали между центрами малых неоднородностей должно составлять H_{center} или более.

Аналогично, оценку можно сформулировать для случая крупных по сравнению с глубиной залегания неоднородностей, если известен зазор между ними. Чтобы изображения были разрешены зазор должен составлять более 15-17% от $\lambda_{\rm R} = {\rm H}_{\rm center}/0,4$. Здесь ${\rm H}_{\rm center}$ глубина средней точки между встречными гранями крупных неоднородностей.

Пользуясь полученной оценкой, становится возможным ответить на вопрос относительно интерпретации экспериментального разреза на рисунке 1. А именно, тела «А» и «Б», «В» и «Г», «Д» и «Е» являются разрешенными отдельными структурами, а не артефактами процедур измерений и обработки.

Действительно, например, на рис. 1глубина центра слоя «А» составляет примерно 0,5 км. Глубина центра слоя «Б» составляет 2 км. Глубина центра между ними, соответственно, равна 1,25 км. А расстояние между центрами равно 1,5 км. Значит, можно считать, что выделяемые в эксперименте по ММЗ слои «А» и «Б» являются различными структурами, что необходимо принимать во внимание при геологической интерпретации данного разреза.

Заключение

Получены оценки вертикальной разрешающей способности MM3 с использованием математической модели, построенной из первых принципов, в прямом моделировании двух залегающих друг под другом неоднородностей, что является новым практически важным результатом. Рассмотрены случаи конкретных геометрических размеров и упругих параметров, со значениями, близкими к встречающимся в природных условиях. Получены простые практические приемы, с помощью которых можно оценивать разрешенность объектов в разрезах по MM3. Представляется, что эти оценки и приемы применимы в подавляющем большинстве практических случаев применения MM3 в реальных полевых условиях. Однако, данные результаты не могут быть безусловно обобщены на любой произвольный случай. Необходимо дополнительное исследование для слоистой структуры среды. Также необходимо рассмотреть более широкий класс объектов с точки зрения скоростных свойств, размеров и формы. Особую актуальность имеет проверка разрешающей способности метода в физическом моделировании с двумя неоднородностями, хотя такой эксперимент характеризуется значительной сложностью технической реализации.

Литература

1. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм. // Физика Земли. – 2008. – № 7. – С. 66-84.

2. Горбатиков А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования. // Физика Земли. – 2011. – № 4. – С. 96-112.

3. Жостков Р. А., Преснов Д. А., Собисевич А. Л. Развитие метода микросейсмического зондирования. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2015. – № 2. Вып. 26. – С. 11-19.

4. Калиткин Н. Н. Численные методы. – М.: Наука, 1978. – 512 с.

5. Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С. Использование сейсмического шума для определения структуры верхней толщи Земли. // Физика Земли. – 2009. – № 5. – С. 3-14.

6. Монахов Ф.И. Низкочастотный сейсмический шум Земли. – М.: Наука. 1977. – 96 с.

7. Рогожин Е. А., Горбатиков А. В., Овсюченко А. Н. Активные разломы и глубинное строение Керченского пролива. // Геология и геофизика юга России. – 2015. – № 1. – С. 63-66.

8. Табулевич В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний. – Новосибирск: Наука, 1986. – 151 с. 9. Цуканов А.А., Горбатиков А.В. Метод микросейсмического зондирования: влияние аномальных значений коэффициента Пуассона и оценка величины нелинейных искажений. // Физика Земли. – 2015. – №4. – С. 94.

10. Яновская Т.Б. К теории метода микросейсмического зондирования. // Физика Земли. – 2017. – № 6. – С. 18-23.

11. Aki K. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. // Bull. Earthq. Res. Inst. - 1957. - V. 35. - Pp. 415-456.

12. Bard P. Microtremor measurements: A Tool for the Effect Estimation? / In: The Effects of Surface Geology on Seismic motion-recent progress and new horizon on ESG study, edited by: Irikura, K., Kudo, K., Okada, H., and Sasatani, T. – Balkema, Rotterdam. – 1999. – No. 3. – Pp. 1251-1279.

13. Bromirski P.D. Vibrations from the "Perfect Storm". // Geochem., Geophys., Geosyst. – 2001. – Vol. 2. Paper Number 2000GC000119.

14. Chavez-Garcia F. J., Rodriguez M., Stephenson W. R. An alternative approach to the SPAC analysis of microtremors: exploiting stationarity of noise. // Bull. Seism. Soc. Am. – 2005. – V. 95. – Pp. 277-293.

15. Chouet B., De Luca G., Milina G., Dawson P., Martini M., Scarpa R. Shallow velocity structure of Stromboli Volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. // Bull. Seism. Soc. Am. – 1998. – V. 88. – Pp. 653-666.

16. Gorbatikov A. V., Kalinina A. V., Volkov V. A., Arnoso J., Vieira R. and Velez E. Results of Analysis the Data of Microseismic Survey at Lanzarote Island, Canary, Spain. // Pure appl. geophys. – 2004. – Vol. 161. – Pp. 1561-1578.

17. Malagnini L., Rovelli A., Hough S.E., Seeber L. Site amplification estimates in the Garigliano Valley, Central Italy, based on dense array measurements of ambient noise. // Bull. Seism. Soc. Am. – 1993. – V. 83. – Pp. 1744-1755.

18. Malischewsky P.G. Comment to «A new formula for the velocity of Rayleigh waves» by D. Nkemzi [Wave Motion 26 (1997) 199-205]. // Wave Motion. – 2000. – № 31 (1). –Pp. 93-96.

19. Nakamura Y. A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. // Quarterly Report of Railway Technical Research Institute. – 1989. – V. 30. No. 1. – Pp. 25-33.

20. Ohori M., Nobata A., Wakamatsu K. A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor analysis. // Bull. Seism. Soc. Am. – 2002. – V. 92. – Pp. 2323-2332.

21. Okada H. Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method. // Exploration Geophysics. – 2006. – V. 37. – Pp. 73-85.

22. Panou A.A., Theodulidis N., Hatzidimitriou P.M., Papazachos C.B., Stylianidis K. Ambient noise horizontal-to-vertical spectral ratio for assessing site effects in urban environments: the case of Thessaloniki city (Northern Greece). // Bull. Geol. Soc. of Greece. 2004. Vol. XXXVI. Proc. 10th International Congress. – Thessaloniki. – April 2004. – Pp. 1467-1476.

23. Sabra K. G., Gerstoft P., Roux P., Kuperman W.A., Fehler M. C. Extracting time-domain Greens function estimates from ambient seismic noise // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. L03310.

24. Sadovnichy V., Tikhonravov A., VoevodinVl., Opanasenko V. «Lomonosov»: Supercomputing at Moscow State University // In Contemporary High Performance Computing: From Petascale toward Exascale (Chapman & Hall/CRC Computational Science). – Boca Raton: USA, CRC Press, 2013. – Pp. 283-307.

25. Shapiro N.M., Campillo M. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. L07614.

26. Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H. Highresolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. Science. 2005. Vol. 307. pp. 1615–1618.

27. Snieder R. Extracting the Green's Function from Correlation of Coda Waves: A Derivation Based on Stationary Phase. Phys. Rev. 2004. Vol. 69. pp. 046610-1-046610-8.

28. Tanimoto T., Alvizuri C. Inversion of the HZ ratio of microseisms for S-wave velocity in the crust. Geophys. J. Int. – 2006. Vol. 165. pp. 323–335.

29. Viktorov I.A. Rayleigh and Lamb waves: physical theory and applications. New York: Plenum Press, 1967. 154 p.

30. Zhang S.H., Chan L.S., Xia J. The selection of field acquisition parameters for dispersion images from multichannel surface wave data. Pure. Appl. Geophys. 2004. Vol. 161. pp. 185–201.

References

1. Gorbatikov A.V., Stepanova M.Yu., Korablev G.E. Patterns of microseismic field formation under the influence of local geological heterogeneities and sounding of the medium using microseisms. Physics of the Earth. 2008. No. 7. pp. 66–84. (In Russ.)

2. Gorbatikov A. V., Tsukanov A. A. Modeling of Rayleigh waves near scattering velocity inhomogeneities. Investigation of the possibilities of microseismic sounding. Physics of the Earth. 2011. No. 4. pp. 96–112. (In Russ.)

3. Zhostkov R.A., Presnov D.A., Sobisevich A.L. Development of microseismic sounding method. Bulletin of KRAUNZ. Earth sciences. 2015. No. 2. Vol. 26. pp. 11–19. (In Russ.)

4. Kalitkin N.N. Numerical methods. M. Nauka, 1978. 512 p. (In Russ.)

5. Koroleva T.Yu., Yanovskaya T.B., Patrusheva S.S. Using seismic noise to determine the structure of the Earth's upper stratum. Physics of the Earth. 2009. No. 5. pp. 3-14. (In Russ.)

6. Monakhov F.I. Earth's low frequency seismic noise. M. Nauka. 1977. 96 p. (In Russ.)

7. Rogozhin E.A., Gorbatikov A.V., Ovsyuchenko A.N. Active faults and the deep structure of the Kerch Strait. Geology and geophysics of the south of Russia. 2015. No. 1. pp. 63–66. (In Russ.)

8. Tabulevich V.N. Multi-method research of microseismic vibrations. Novosibirsk. Nauka, 1986. 151 p. (In Russ.)

9. Tsukanov A.A., Gorbatikov A.V. Microseismic sounding method: the influence of anomalous Poisson's ratio and estimation of the magnitude of non-linear distortions. Physics of the Earth. 2015. No. 4. 94 p. (In Russ.)

10. Yanovskaya T.B. To the theory of microseismic sounding. Physics of the Earth. 2017. No. 6. pp. 18–23. (In Russ.)

11. Aki K. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. Bull. Earthq. Res. Inst. 1957. Vol. 35. pp. 415–456.

12. Bard P. Microtremor measurements: A Tool for the Effect Estimation? In: The Effects of Surface Geology on Seismic motion-recent progress and new horizon on ESG study. 1999. No. 3. pp. 1251–1279.

13. Bromirski P.D. Vibrations from the "Perfect Storm". Geochem., Geophys., Geosyst. 2001. Vol. 2. Paper Number 2000GC000119.

14. Chavez-Garcia F.J., Rodriguez M., Stephenson W.R. An alternative approach to the SPAC analysis of microtremors: exploiting stationarity of noise. Bull. Seism. Soc. Am. 2005. Vol. 95. pp. 277–293.

15. Chouet B., De Luca G., Milina G., Dawson P., Martini M., Scarpa R. Shallow velocity structure of Stromboli Volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. Bull. Seism. Soc. Am. 1998. Vol. 88. pp. 653–666.

16. Gorbatikov A.V., Kalinina A.V., Volkov V.A., Arnoso J., Vieira R. and Velez E. Results of Analysis the Data of Microseismic Survey at Lanzarote Island, Canary, Spain. Pure appl. geophys. 2004. Vol. 161. pp. 1561–1578.

17. Malagnini L., Rovelli A., Hough S.E., Seeber L. Site amplification estimates in the Garigliano Valley, Central Italy, based on dense array measurements of ambient noise. Bull. Seism. Soc. Am. 1993. Vol. 83. pp. 1744–1755.

18. Malischewsky P.G. Comment to «A new formula for the velocity of Rayleigh waves» by D. Nkemzi [Wave Motion 26 (1997) 199–205]. Wave Motion. 2000. No. 31(1). pp. 93–96.

19. Nakamura Y. A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute. 1989. Vol. 30. No.1. pp. 25–33.

20. Ohori M., Nobata A., Wakamatsu K. A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor analysis. Bull. Seism. Soc. Am. 2002. Vol. 92. pp. 2323–2332.

21. Okada H. Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method. Exploration Geophysics. 2006. Vol. 37. pp. 73–85.

22. Panou A.A., Theodulidis N., Hatzidimitriou P.M., Papazachos C.B., Stylianidis K. Ambient noise horizontal-to-vertical spectral ratio for assessing site effects in urban environments: the case of Thessaloniki city (Northern Greece). Bull. Geol. Soc. of Greece. 2004. Vol. XXXVI. Proc. 10th International Congress. Thessaloniki. April 2004. pp. 1467–1476.

23. Sabra K.G., Gerstoft P., Roux P., Kuperman W.A., Fehler M.C. Extracting time-domain Greens

9 (3) 2019

function estimates from ambient seismic noise. Geophys. Res. Lett. 2005. Vol. 32. L03310.

24. Sadovnichy V., Tikhonravov A., VoevodinVl., Opanasenko V. "Lomonosov": Supercomputing at Moscow State University. In Contemporary High Performance Computing: From Petascale toward Exascale (Chapman & Hall/CRC Computational Science). Boca Raton: USA, CRC Press, 2013. pp. 283–307.

25. Shapiro N.M., Campillo M. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. L07614.

26. Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H. Highresolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. Science. 2005. Vol. 307. pp. 1615–1618.

27. Snieder R. Extracting the Green's Function from Correlation of Coda Waves: A Derivation Based on Stationary Phase. Phys. Rev. 2004. Vol. 69. pp. 046610-1-046610-8.

28. Tanimoto T., Alvizuri C. Inversion of the HZ ratio of microseisms for S-wave velocity in the crust. Geophys. J. Int. 2006. Vol. 165. pp. 323–335.

29. Viktorov I.A. Rayleigh and Lamb waves: physical theory and applications. New York: Plenum Press, 1967. 154 p.

30. Zhang S.H., Chan L.S., Xia J. The selection of field acquisition parameters for dispersion images from multichannel surface wave data. Pure. Appl. Geophys. 2004. Vol. 161. pp. 185–201.