

УДК 550.834

РАЗВИТИЕ МЕТОДА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2015 Р.А. Жостков, Д.А. Преснов, А.Л. Собисевич

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, г. Москва, 123242 e-mail: shageraxcom@yandex.ru

Основываясь на результатах исследования дисперсионных свойств поверхностных сейсмических волн распространяющихся вдоль границы трехслойного упругого полупространства и вакуума, предлагается методика дополнительной обработки данных метода микросейсмического зондирования, повышающая его точность и разрешающую способность по вертикали. В основе методики лежит учет влияния множества неоднородностей, лежащих на различных глубинах, а не только на глубине около половины длины волны, как в оригинальном методе. В силу особенностей этой методики она может использоваться, главным образом, для слабоконтрастных сильно протяженных по горизонтали неоднородных объектов, которые практически не удается выделить оригинальным методом микросейсмического зондирования.

Ключевые слова: сейсмология, поверхностные волны, метод микросейсмического зондирования, геофизическая среда.

ВВЕДЕНИЕ

При исследовании строения верхней части земной коры, что особенно важно для поиска полезных ископаемых, строительства крупных объектов и различных инженерных задач, полезными оказываются геофизические методы разведки, основанные на использовании поверхностных волн.

По типам источников зондирующего сигнала методы на поверхностных волнах делятся на активные и пассивные. В качестве активных источников чаще всего применяют удары кувалдой, установки по сбросу тяжелых грузов с некоторой высоты, работу двигателей тяжелой техники, специальные гидравлические установки (сейсмические вибраторы) и взрывы (Xia et al., 1999), однако эти источники возбуждают колебания с небольшими длинами волн, что не позволяет исследовать глубинные геологические объекты, например, магматические камеры. Для изучения этих объектов применяют пассивные методы, использующие в качестве источника микросейсмический шум, вызванный природными явлениями (океаническое волнение, ветер).

В настоящее время широко используются методы определения дисперсионных свойств грунта: SASW (Spectral Analysis of Surface

Waves – спектральный анализ поверхностных волн) (Nazarian, Stokoe, 1984; Stokoe et al., 1989); MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves – многоканальный анализ поверхностных волн) (Foti, 2000; Xia et al., 1999); MSOR (Multichannel Simulation with One Receiver – многоканальная симуляция с одним приемником) (Ryden et al., 2001); ReMi (Refraction microtremor – отражение микросейсм) (Louie, 2001). Перечисленные методы сводятся к выяснению дисперсионных свойств грунта и являются фазовыми, но в 2006 г. сотрудником Института физики Земли РАН был запатентован амплитудный способ пассивной сейморазведки, основанный на анализе пространственных вариаций спектра локального микросейсмического поля (Горбатиков, 2006).

МЕТОД МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Метод микросейсмического зондирования применяется для выявления преимущественно вертикальных геологических неоднородностей до глубины около 30-35 км (Горбатиков и др., 2008б). Основу метода можно сформулировать следующими утверждениями:

1) В качестве исследуемого сигнала используется диффузное поле микросейсмического шума, всегда

присутствующее на поверхности Земли и вызванное, главным образом, океаническим волнением.

2) Вертикальная компонента смещений земной поверхности представлена в основном вертикальной компонентой смещения фундаментальной моды волны Рэлея.

3) На особенности распространения поверхностных волн разных частот наибольший эффект оказывают геологическое строение на определенной глубине, составляющей около половины длины соответствующей волны.

Для реализации метода микросейсмического зондирования (ММЗ) требуется минимум два широкополосных сейсмометра. Один устанавливается на некотором удалении от места проведения работ и служит «базовой» станцией, работающей постоянно и используемой для устранения временных вариаций. Второй «передвижной» сейсмометр используется для получения данных на исследуемых пунктах (после 1.5-2 часов записи данных на одном пункте этот сейсмометр устанавливается на следующем). Одновременное использование большого количества «передвижных» сейсмометров позволяет ускорить проведение полевых работ. После получения синхронных записей с «базовой» станции и «передвижных» сейсмометров происходит сравнение усредненных спектров этих сигналов, и определяется относительная амплитуда микросейсмического шума A''/A' для каждого исследуемого пункта и каждой частоты поверхностной волны. Используя связь между частотой и длиной волны, осуществляется переход в пространство глубин (рис. 1), и в результате строится двумерная картина распределения по глубине контрастов скоростей распространения поперечных волн вдоль исследуемого профиля (рис. 2).

ММЗ выгодно отличается от фазовых ме-

тодов простотой проведения полевых работ и обработки экспериментальных данных, а также отсутствием необходимости использования многочисленной и сложной аппаратуры (Горбатилов и др., 2008б).

Однако интерпретация результатов этого метода часто оказывается неточной, например, в связи с допущением (Горбатилов и др., 2008б), что на характеристики поверхностной волны влияют только неоднородности, лежащие на глубине около половины ее длины. В практике для исследования многих геологических объектов (Собисевич, Жостков, 2013), а также в инженерных задачах необходимо получать как можно более точные геофизические разрезы, поэтому в данной работе предлагается модификация, позволяющая обойтись без упомянутого допущения. Кроме того необходимо отметить, что оригинальный ММЗ разработан для поиска контрастных субвертикальных неоднородностей. Эта же методика применяется, главным образом, для выявления слабоконтрастных протяженных по горизонтали неоднородностей, что может оказаться полезным при исследовании различного рода слоистых образований.

ОСОБЕННОСТИ ДИСПЕРСИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН В ТРЕХСЛОЙНОЙ УПРУГОЙ СРЕДЕ

Рассмотрим трехслойную систему, представляющую собой два упругих слоя, лежащих на упругом полупространстве (рис. 3) и исследуем особенности дисперсии поверхностных волн, распространяющихся вдоль границы такой среды с вакуумом (Жэн, Лу, 2003). Материал слоев полагается упругим, однородным и изотропным, а между ними имеет место условие жесткого сцепления.

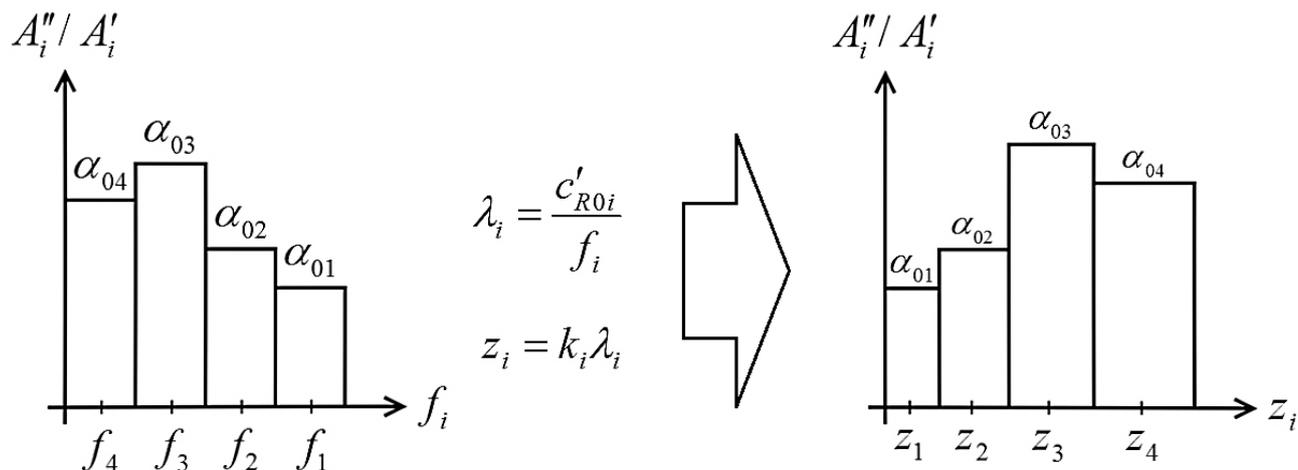


Рис. 1. Схематический пример выходных данных метода микросейсмического зондирования в пространстве частот f и глубин z для одного передвижного пункта. Один штрих относится к данным базовой станции, два штриха – к данным передвижной станции; c'_{R0i} – скорость волны Рэлея частоты f_i ; k – эмпирический коэффициент примерно равный 0.5. Первый индекс у коэффициентов α и скорости c'_{R0i} относится к номеру итерации дополнительной обработки (соответственно, 0 – это отсутствие какой-либо дополнительной обработки), а второй обозначает соответствующую частоту.

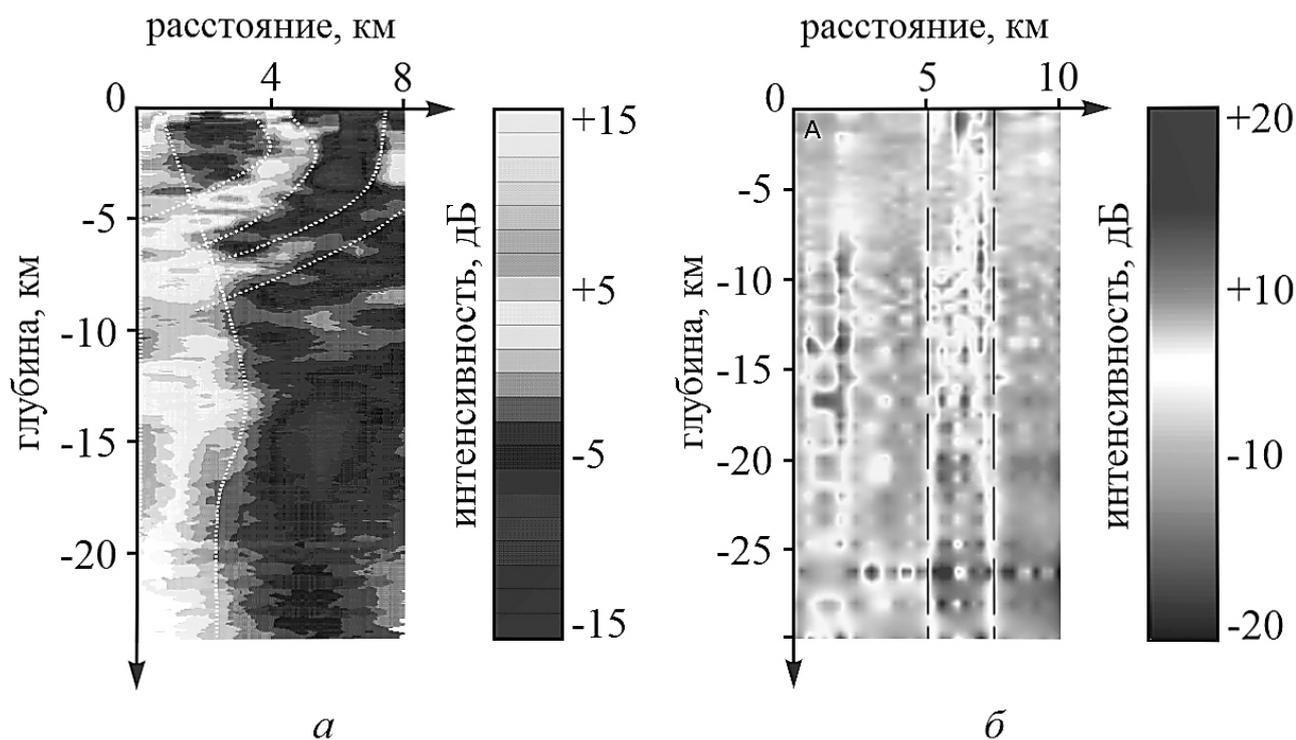


Рис. 2. Геофизические разрезы, полученные с помощью ММЗ: *а* – через гору Бештау (Попов и др., 2013); *б* – через вулкан Шуго (Горбатииков и др., 2008а).

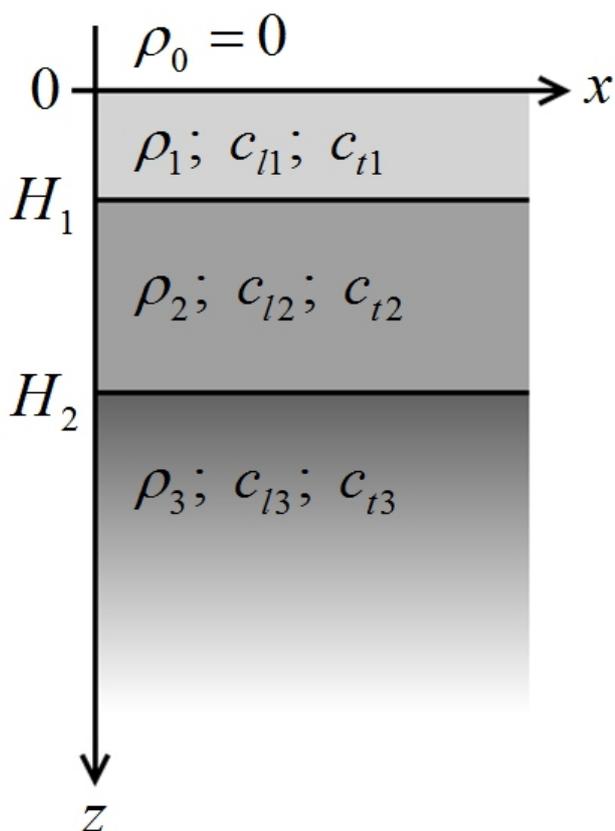


Рис. 3. Модель исследуемой трехслойной среды. Величины ρ_j ; c_{lj} ; c_{tj} обозначают плотность среды, скорость распространения продольных и поперечных упругих волн в j -м слое (не стоит путать индексы здесь, обозначающие номер слоя с индексами в описании модификации ММЗ, соответствующими различным итерациям обработки).

Следуя общепринятой методике (Викторов, 1966), можно получить дисперсионное уравнение, нахождение численного решения которого не представляет труда.

Пусть верхний слой и полупространство состоят из одного и того же материала: $\rho_1 = \rho_2 = \rho_3$; $c_{l1} = c_{l3}$; $c_{t1} = c_{t3}$; $H_2 = 2H_1$. Это позволит варьировать параметры внутреннего слоя и наблюдать за изменениями дисперсионной картины. При увеличении скорости поперечных волн во внутреннем слое (при фиксированных остальных параметрах) наблюдается рост максимума скорости поверхностной волны (рис. 4а, 4б), причем, при некотором значении появляется область частот, в которой поверхностная волна не распространяется. При уменьшении скорости поперечных волн во внутреннем слое (рис. 4в), ситуация противоположна – образуется минимум скорости поверхностной волны. Когда скорость поперечных волн во внутреннем слое становится меньше скорости волны Рэлея (рис. 4г), то он превращается в своеобразный волновод и на больших частотах фундаментальная мода распространяется именно в нем, а на поверхности начинают доминировать высшие моды.

Анализируя рис. 4, можно сделать вывод, что фундаментальная мода поверхностной волны существует и преобладает на поверхности только при небольших контрастах скоростей в слоях. Из этих же графиков следует, что неоднородный слой оказывает влияние на волны, длины которых больше или сравнимы с глубиной его

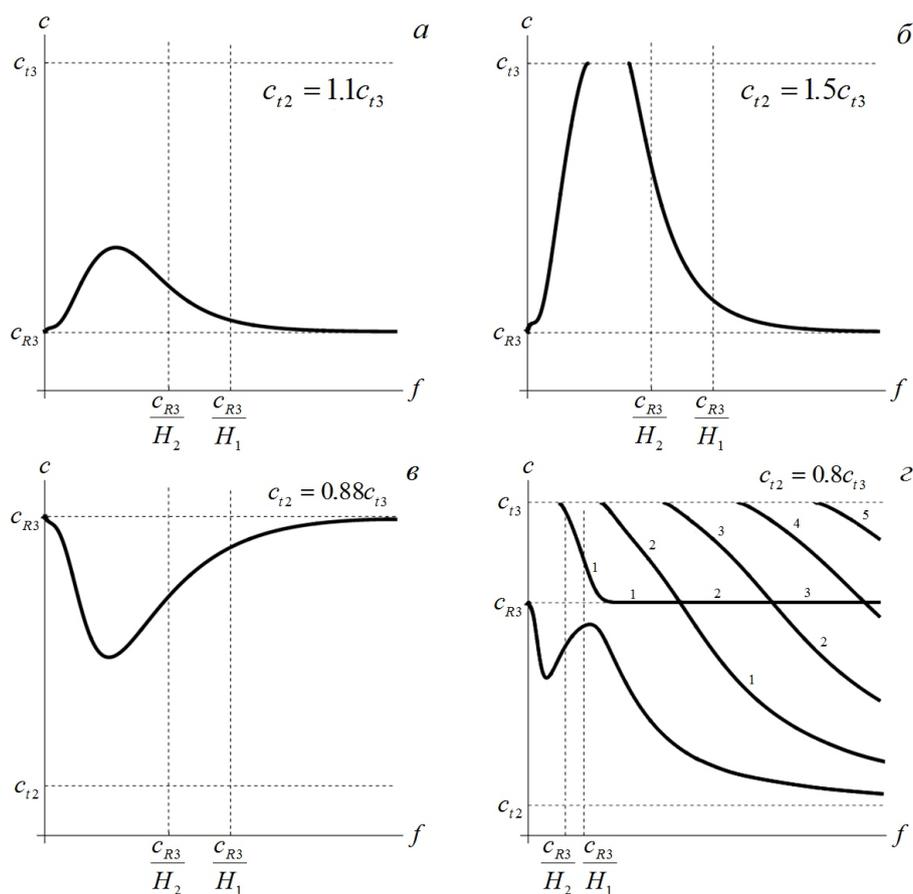


Рис. 4. Дисперсионная картина для поверхностных волн, распространяющихся по трехслойной среде для разной скорости поперечных волн во внутреннем слое.

залегания, причем, влияние на длинные волны сильнее, чем на короткие. Это объясняется тем, что амплитуда поверхностной волны экспоненциально убывает с глубиной, поэтому, при рассмотрении волн с большими частотами, допустимо будет считать, что на них влияет только приповерхностные неоднородности.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Основываясь на сделанных выводах, мы предлагаем алгоритм дополнительной обработки результатов ММЗ (Жостков, 2014). Согласно этому алгоритму обработка начинается с самых коротких волн, то есть предполагается, что на кратчайшую волну влияет одна неоднородность, расположенная на глубине около половины длины волны, как в оригинальном методе. Далее при последовательном анализе все более длинных волн мы учитываем влияние вышележащих неоднородностей.

Опишем этот алгоритм. Используем связь между относительной амплитудой и скоростными свойствами поверхностной волны соот-

ветствующей частоты, следующей из закона сохранения плотности потока энергии (Красильников, 1992):

$$\frac{A_i''^2}{A_i'^2} = \kappa \frac{c_{R0i}'}{c_{R0i}''},$$

чтобы перейти от отношений амплитуд к отношениям скоростей поверхностных волн (рис. 5).

Если неоднородности вытянуты по горизонтали настолько, что волна успевает стабилизироваться при переходе от модели среды, соответствующей базовому пункту (слоистая модель без неоднородностей), на участок, неоднородность которого мы изучаем, то в силу постоянства потока энергии получаем, что $\kappa = 1$, при пренебрежении затуханием. Однако, в случае, если неоднородности локальны, и волна не успевает стабилизироваться, определить этот коэффициент становится сложной задачей, которую можно выполнить, например, с помощью прямого компьютерного моделирования, которое было выполнено в работе (Горбатилов, Цуканов, 2011). Но, если остаться в приемлемом линейном приближении, то можно считать, что при обратном переходе от отношений скоростей к отношениям амплитуд, которое мы выполним

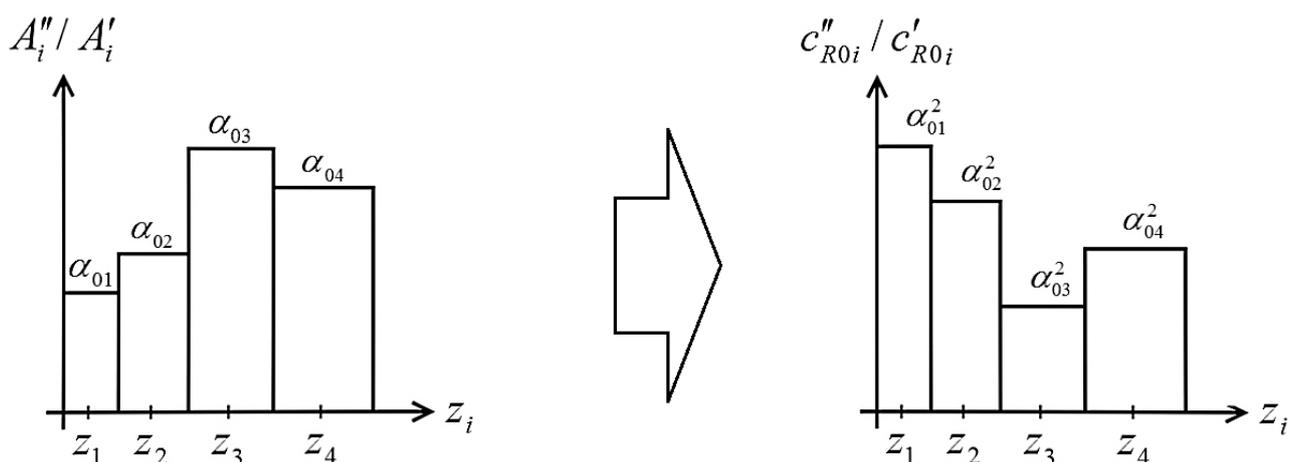


Рис. 5. Переход от относительных амплитуд к относительным скоростям.

после модификации данных, коэффициент κ сократится, поэтому нам не обязательно знать его численное значение, при проведении обработки, и мы можем для удобства считать его равным единице. Отметим, что для простоты рассуждений считается, что затуханием волны, связанным с геометрических расхождением, рассеянием и поглощением, можно пренебречь, что приемлемо для многих геофизических задач.

После перехода к скоростям поверхностных волн, рассмотрим модель среды под базовой станцией и будем варьировать параметры первого слоя, соответствующие глубине z_1 до тех пор, пока изменение скорости поверхностной волны в дисперсионной картине β_{11} не станет равным α_{01}^2 (рис. 6). Таким образом, мы получим набор поправок β_{1i} для всех длин волн, которые вносит первый неоднородный слой (ближайшая к дневной поверхности неоднородность под исследуемым пунктом).

Повторяя эту процедуру для каждой глуби-

ны, получаем поправки, которые вносят все слои, что позволяет более качественно и с меньшими ошибками интерпретировать данные. После всех итераций выполняем обратный переход к отношению амплитуд и можем использовать модифицированный результат так же, как и обычный (рис. 7).

В качестве примера использования этой методики приведем сравнение исходных синтетических данных, полученных с помощью ММЗ, с результатом применения описанной модификации (рис. 8).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 8 показано, что контраст отношений амплитуд уменьшился, как и следовало ожидать, поскольку теперь учитывается совместное влияние множества слоев, т.е. считается, что изменение характеристик волны связано не с одной единственной неоднородностью, а с множеством. При этом на небольшой глубине, когда в обоих случаях учитывается влияние только нескольких слоев, данные совпадают, а расхождение проявляется на больших глубинах,

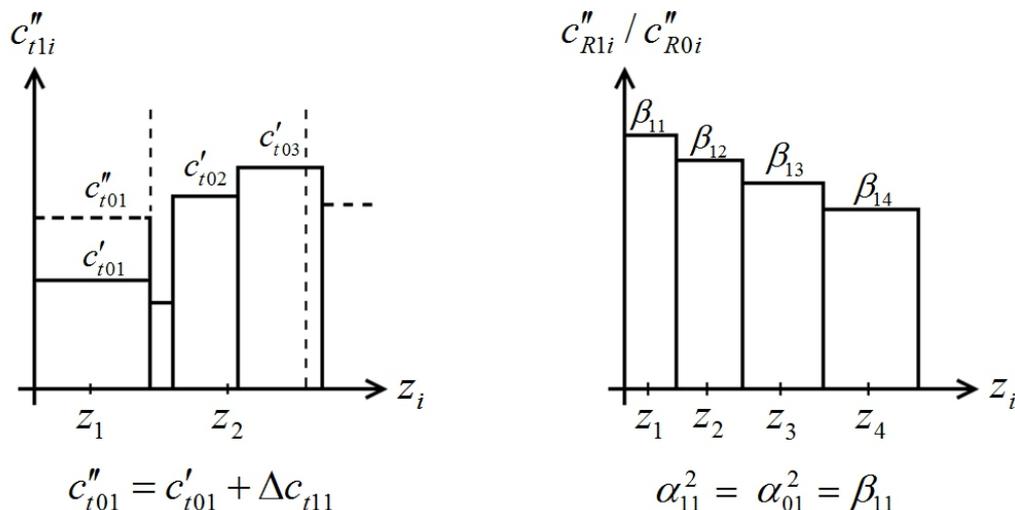


Рис. 6. Варьирование параметров соответствующих глубине z_1 в модели среды под базовой станцией.

$$\alpha_{N1}^2 = \alpha_{01}^2 = \beta_{11}$$

$$\alpha_{N2}^2 = \frac{\alpha_{02}^2}{\beta_{12}} = \beta_{22}$$

$$\alpha_{N3}^2 = \frac{\alpha_{03}^2}{\beta_{23}\beta_{13}} = \beta_{33}$$

$$\alpha_{N4}^2 = \frac{\alpha_{04}^2}{\beta_{34}\beta_{24}\beta_{14}} = \beta_{44}$$

$$\alpha_{NN}^2 = \frac{\alpha_{0N}^2}{\beta_{(N-1)N}\dots\beta_{1N}} = \beta_{NN}$$

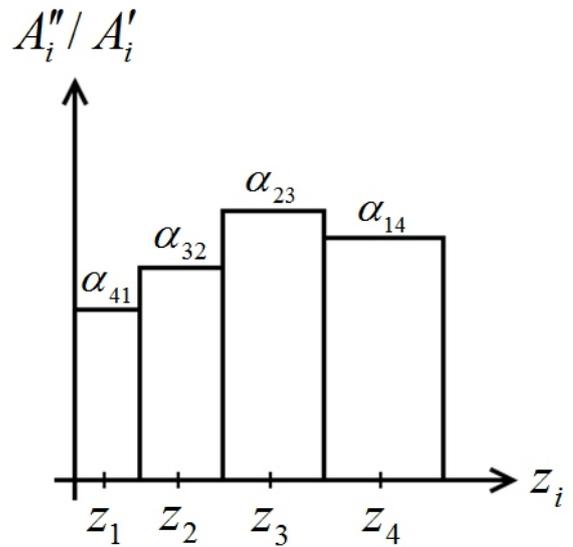


Рис. 7. Модифицированное отношение амплитуд после всех итераций.

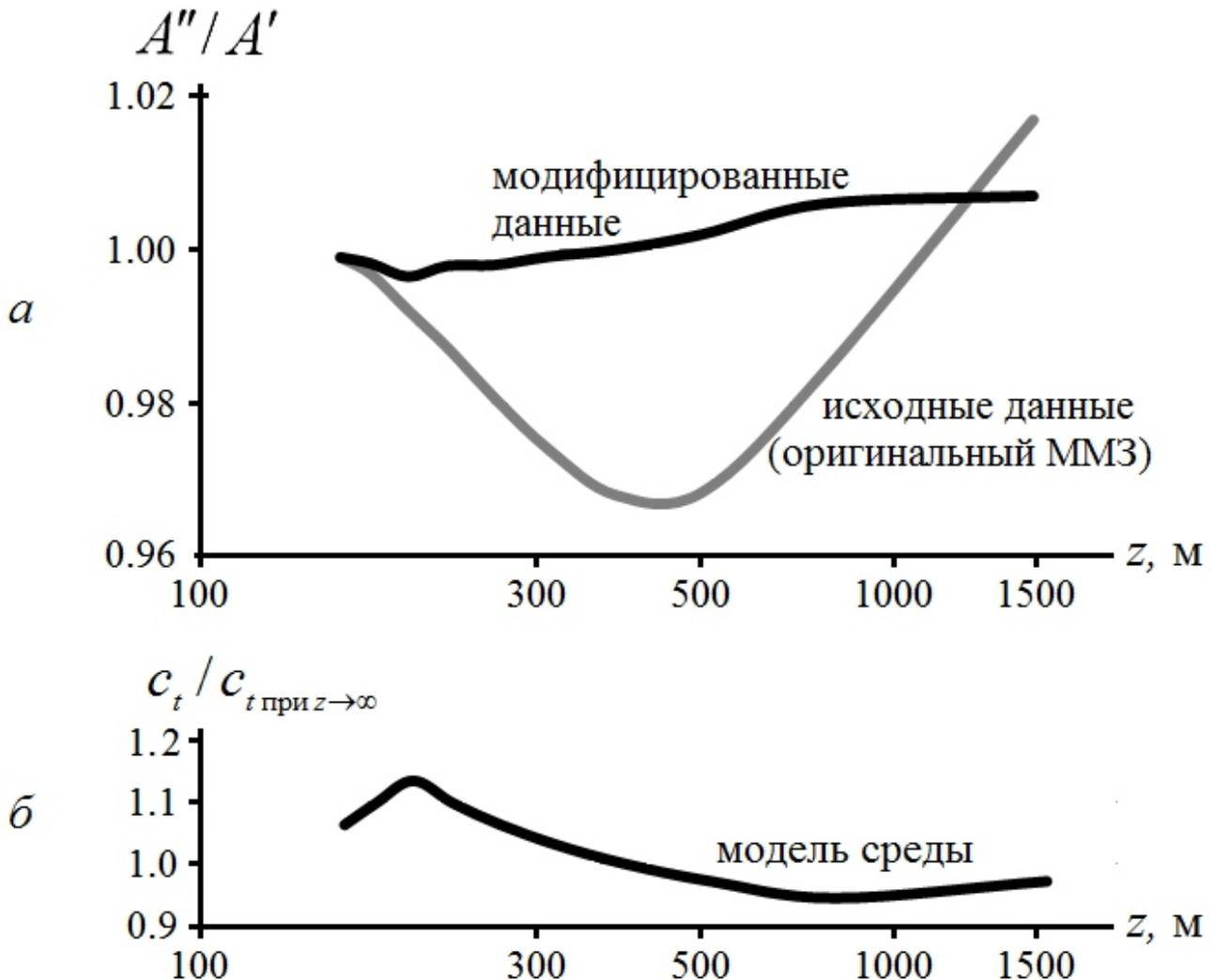


Рис. 8. Сравнение исходных синтетических данных ММЗ, посчитанных при расчете трехслойной упругой среды (то есть без учета влияния каких-либо слоев, кроме слоя на глубине около половины длины волн) с обработанными в соответствии с описанной методикой (а); Распределение скорости поперечных волн с глубиной в модели среды, для которой рассчитывались синтетические данные ММЗ (б).

когда эффект от большого числа неоднородностей накапливается. При сравнении результатов решения обратной задачи (рис. 8а) с исходной моделью среды (рис. 8б) отчетливо видно, что применение описанной методики позволяет получить гораздо более точные данные. В частности, удалось обнаружить высоко- и низкоскоростные области на глубинах около 200 и 800 метров соответственно (обратим внимание, что понижение отношения амплитуд микросейсм свидетельствует о наличии высокоскоростной неоднородности и наоборот). Использование оригинальной методики без описанной дополнительной обработки не позволяет выделить эти области, поскольку не учитывается влияние вышележащих слоев (в данном случае вышележащая высокоскоростная неоднородность приводит к тому, что скорость распространения поверхностных волн с длинами, соответствующими нижележащей низкоскоростной неоднородности, возрастает, а их амплитуды уменьшаются, что интерпретируется оригинальным методом, как наличие высокоскоростной неоднородности). Таким образом, использование этой модификации позволяет увидеть более мелкие неоднородности, и правомерно утверждать, что такой подход повышает разрешающую способность метода микросейсмического зондирования по вертикали, однако численную оценку повышения качества результатов еще только предстоит выполнить.

К сожалению, предлагаемая методика работает стабильно только при малых контрастах скоростей в исследуемой среде, поскольку в ней содержится расчет дисперсионных свойств слоистого пространства, а при больших контрастах, как было показано на рис. 4б, скорость поверхностной волны не может быть посчитана.

Однако это утверждение можно смягчить тем фактом, что в случае локальной неоднородности волна проходит по сильно контрастной области слишком короткое расстояние и не успевает разрушиться, поэтому вполне допустимо использовать интерполированную дисперсионную кривую в случае наличия высокоскоростных неоднородностей, а в случае с низкоскоростными включениями проблем с запрещенными частотами не возникает. Стоит также упомянуть, что в случае наличия очень медленных и протяженных включений, как например, нефтяные залежи, может оказаться, что фундаментальная мода захвачена волноводом (рис. 4г), и теоретическое описание наблюдаемых экспериментальных данных будет некорректно, однако, это же ограничение действует и в оригинальном методе.

Важно отметить, что при реализации этой дополнительной обработки используется очень большое количество слоев, поэтому для расчета дисперсионной кривой требуется применять особые методы (Haskell, 1953), но, тем не менее, расчет даже на мощных компьютерах может оказаться долгим. Поэтому было выполнено дополнительное исследование особенностей трехслойной среды, которое показало, что при расчете суммарного влияния множества неоднородных слоев допустимо использовать упрощенную схему и на каждом шаге считать среду трехслойной, после чего суммировать влияние нескольких отдельных слоев (рис. 9). Такая замена приводит к тому, что вместо расчета дисперсии в системе из сотен слоев достаточно использовать трехслойную модель. Естественно, такой подход вносит ошибку около 1-2%, но позволяет в несколько раз повысить скорость расчетов.

Заметим, что проверка разработанного алгоритма дополнительной обработки результатов

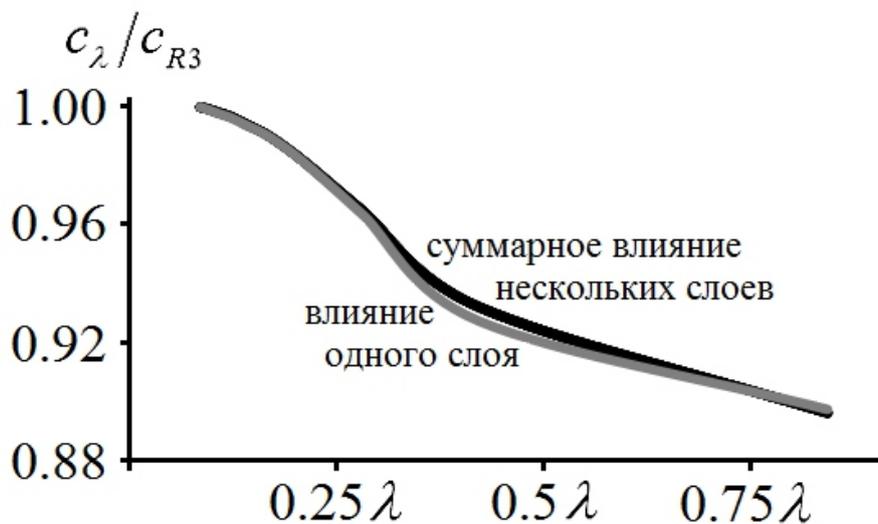


Рис. 9. Сравнение суммарного влияния нескольких тонких слоев с влиянием одного слоя соответствующей толщины в зависимости от общей толщины слоев, выраженной в длинах волн, влияние на которые рассматривается.

применения метода ММЗ проводилась только на синтетических данных, что не позволяет оценить практическую значимость этой методики. Поэтому в будущем будут проведены работы по применению этой технологии для уточнения реальных геофизических профилей, полученных с помощью ММЗ (Попов и др., 2013; Собисевич, Жостков, 2013).

ВЫВОДЫ

Разработанная модификация метода микросейсмического зондирования позволяет повысить его разрешающую способность по вертикали, не требуя никаких дополнительных полевых работ.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 14-05-31246 и № 14-05-90421.

Список литературы

- Викторов И.А.* Звуковые поверхностные волны в твердых телах // М.: Наука, 1981. 287 с.
- Горбатиков А.В.* Пат. РФ № 2271554. Бюллетень изобретений. 2006. № 7.
- Горбатиков А.В., Собисевич А.Л., Овсяченко А.Н.* Развитие модели глубинного строения Ахтырской флексурно-разрывной зоны и грязевого вулкана Шуго // ДАН. 2008а. Т. 421. №5. С. 1-5.
- 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. 2008б. № 7. С. 66-84.
- 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.
- Жостков Р.А.* Исследование геоакустических полей, наведенных подповерхностными источниками в слоистой геофизической среде. Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. Москва, 2014. 30 с.
- Жэн Б.-К., Лу Л.-Ю.* Волны Рэлея и обнаружение низкоскоростных слоев в слоистом пространстве // Акустический журнал. 2003. Т. 49. № 5. С. 613-625.
- Красильников В.А., Крылов В.В.* Поверхностные акустические волны // М.: Знание, 1985. 64 с.
- Попов Д.В., Данилов К.Б., Жостков Р.А., Дударов З.И., Иванова Е.В.* Обработка данных по методу микросейсмического зондирования в программном комплексе «ДАК» // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49. № 2. С. 44-57.
- Собисевич А.Л., Жостков Р.А.* О движении флюидонасыщенной грязебрекчии в выводящих структурах грязевых вулканов // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 4. С. 46-56.
- Foti S.* Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves: Ph.D. dissertation. Italy. Torino, 2000. 251 p.
- Haskell N.A.* The dispersion of surface waves in multilayered media // Bulletin of the Seismological Society of America 1953. V. 43. P. 17-34.
- Louie J.N.* Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays // Bulletin of the Seismological Society of American. 2001. V. 91 №2. P. 347-364.
- Nazarian S., Stokoe K.H.* In situ shear wave velocities from Spectral Analysis of Surface Waves // Proceedings of the 8th World Conference on Earthquake Engineering, Prentice-Hall, Inc. New Jersey: Englewood Cliffs. 1984. V. 3. P. 31-38.
- Ryden N., Ulriksen P., Park C. B., Miller R.D., Xia J., Ivanov J.* High frequency MASW for non-destructive testing of pavements-accelerometer approach // Proceedings of Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 2001), Environmental and engineering geophysical society, annual meeting. Denver, 2001. RBA-5.
- Stokoe K.H.II., Rix G.J., Nazarian S.* In situ seismic testing with surface waves // Proceedings of the 12th Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering. Rio De Janiero. 1989. P. 331-334.
- Xia J., Miller R.D., Park C.B.* Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves // Geophysics. 1999. V. 64. P. 691-700.

EVOLUTION OF THE METHOD OF MICROSEISMIC SOUNDING

R.A. Zhostkov, D.A. Presnov, A.L. Sobisevich

The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242

Based on the findings of the dispersion properties of surface waves propagating along the boundary of the three-layer elastic half-space and vacuum, we offer a technique of additional processing of microseismic probing method data, which improves the accuracy and vertical resolution of this method. The technique is based on consideration of the effect of the set of inhomogeneities lying at different depths, but not just at a depth of about a half wavelength, as in the original microseismic probing method. Due to the nature of this technique, it can be used mainly for low-contrast greatly horizontally extended heterogeneous objects that are practically impossible to distinguish using the original method of microseismic sounding.

Keywords: seismology, surface waves, method of microseismic sounding, geophysical medium, subsurface inhomogeneities.