

И. Ю. Сильвестров¹, К. В. Федин², Д. М. Вишнеvский², А. А. Гриценко²

Использование стоячих сейсмических волн для обнаружения карстовых полостей в пустынных областях: численное моделирование

¹ Saudi Aramco

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск, Российская Федерация
* e-mail: FedinKV@ipgg.sbras.ru

Аннотация. В данной работе на основе результатов математического моделирования показано, что по записям сейсмических шумов (микросейсм) можно определять частоты стоячих волн, генерируемых шумами в пространстве между поверхностью земли и кровлей подземных полых объектов. Эти частоты можно использовать для обнаружения и картирования таких пустот.

Ключевые слова: микросейсм, карстовые пустоты, математическое моделирование

I. Silvestrov¹, K.V. Fedin², D. M. Vishnevsky², A. A. Gritsenko²

Using seismic standing waves for karst voids detection in desert environments: numerical modeling

¹ Saudi Aramco

²Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russian Federation
* e-mail: FedinKV@ipgg.sbras.ru

Abstract. In this work based on results of mathematical modeling it is proved that on records of seismic noises (microseisms) it is possible to determine frequencies of standing waves generated by noises in the space between the ground surface and the roof of underground hollow objects. These frequencies can be used to detect and mapping such voids.

Keywords: microseisms, karst voids, mathematical modeling

Введение

Для изучения геологических объектов, таких как пустоты и пещеры, в настоящее время активно используются косвенные методы, включая геофизические методы - электроразведка, микрогравиметрия, магниторазведка, сейсмический метод и другие [1]. Эффективность геофизических методов связана с резким различием физических свойств вещества, заполняющего полости (чаще всего воздух или грунтовые воды) и вмещающих пород.

Среди геофизических методов изучения подземных полостей различных масштабов наиболее распространены геоэлектрические методы постоянного

тока, в частности, электротомография [2, 3, 4, 5, 6, 7, 8]. Эти методы очень эффективны, так как полости, особенно заполненные воздухом, имеют почти бесконечное электрическое сопротивление по сравнению с горными породами, что создает резкие аномалии электрического поля. Но методы постоянного тока имеют и свои ограничения. Например, не всегда получается обеспечить хорошее качество контакта электродов с горной породой. Это особенно сложно в пустынях, где в почве мало влаги.

Георадары обычно используются для картографирования подземных полостей на небольших глубинах [9], хотя имеются примеры успешного применения низкочастотных георадаров на глубинах до нескольких десятков метров [10]. Георадары обладают высокой производительностью, детальностью и глубиной разрешения. Их основными недостатками являются ограниченная глубина проникновения, особенно в случае низкоомных покрывающих пород, часто встречающихся на закарстованных территориях, и высокая чувствительность к внешним шумам.

Высокая контрастность плотностей пород и воздуха позволяет использовать микрогравитационную съемку для обнаружения пустот и в верхних слоях разреза [4]. Основная проблема этого метода заключается в том, что его применение требует точного учета топографии [11]. Потенциальным инструментом обнаружения полостей также являются сейсмические методы, главным образом их томографические модификации [12]. Кроме того, известны примеры применения магнитометрии [2] и радиометрии [13] для исследования подземных полостей. Тем не менее, вопрос поиска надежных методов обнаружения и картирования подземных полостей остается актуальным и в настоящее время.

Этот доклад посвящен изучению возможностей метода стоячих волн для обнаружения пустот. Мы представляем результаты, показывающие возможности метода не просто в определении наличия подземной пустоты, но и в определении ее геометрических параметров, включая глубину пустоты, ее вертикальную и горизонтальную протяженность.

Численное моделирование

Для изучения влияния формы пустоты на регистрируемое волновое поле была проведена серия численных экспериментов. Мы смоделировали распространение сейсмических волн в двумерном однородном модели с одной пустотой. Мы рассмотрели уравнение упругой волны в полупространстве $z > 0$. Чтобы ограничить вычисляемую область без искусственных отражений, мы использовали идеально согласующиеся слои (PML) и особенно комплексный PML с частотным сдвигом или CFS-PML. CFS-PML был разработан для решения проблем, связанных с долговременной нестабильностью классического PML. Толщина PML слоя составила 20 м. Размер всей области расчета (без PML) составил 415 метров по горизонтали и 157.7 метров по вертикали.

Физические параметры модели: Мы рассматриваем однородную модель, соответствующую известняку; т. е. $(V_P) = 4500$ м/с, скорость поперечных волн $(V_S) = 2500$ м/с, плотность $(\rho) = 2300$ кг/м³. Пустота моделировалась как прямоуголь-

ный объект, заполненный воздухом $V_P = 300$ м/с, $V_S = 0$ м/с, $\rho = 1$ кг/м³. Размер полости и ее глубина варьировались для изучения влияния ее геометрии на сейсмический отклик. Эскиз модели представлен на рисунке 1.

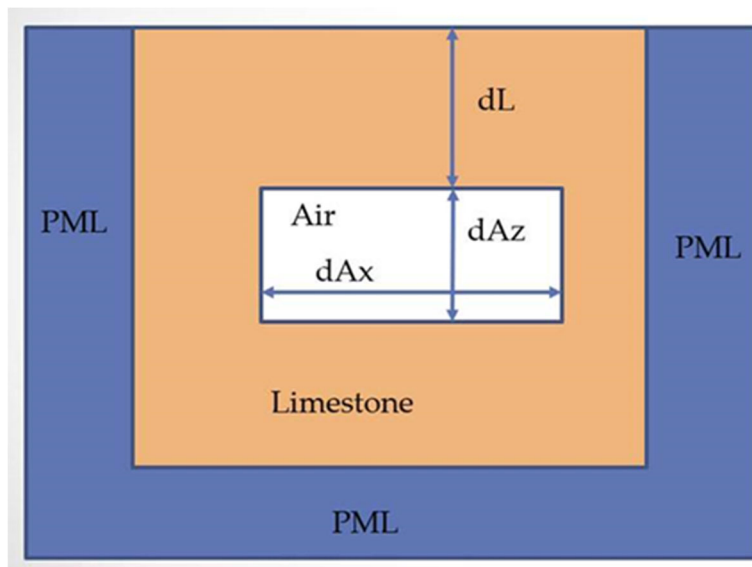


Рис. 1. Эскиз модели

Распределение источников и импульсы

Источники расположены на глубине 2.5 метра от открытой поверхности. Расстояние между источниками - 1 метр. Мы используем точечные источники объёмного расширения. Начальный вейвлет служит для аппроксимации белого шума с заданной спектральной полосой от 1 до 150 Герц. Прямое применение белого шума в роли исходного вейвлета не представляется возможным, так как он включает все частоты. Вследствие этого, для любой сетки возникают волны длиной менее 5 шагов сетки. Это приведет к экстремальной численной дисперсии, превосходящей желаемый эффект. Чтобы аппроксимировать белый шум относительно гладкой функцией в рамках заданного частотного интервала, мы сформировали вейвлет в виде суперпозиции случайного числа вейвлетов Рикера с случайной центральной частотой и случайной временной задержкой в пределах данного временного интервала. И центральная частота и временные задержки представляют собой равномерно распределённые случайные величины внутри их интервалов. Однако длина волны Риккати содержит низкие частоты до нуля, вне зависимости от центральной частоты. Таким образом, нет частот выше трехкратной центральной частоты. Этот эффект показан на рисунке 2.1. Это значит, что прямая сумма импульсов Рикера со случайными центральными частотами приводит к сигналу с преобладающими низкими частотами. Для преодоления этого эффекта мы предлагаем нормировать длину волны Рикера на квадратный корень центральной частоты. Таким образом, исходный сигнал можно представить следующим образом:

$$f(x, t) = \sum_{n=1}^N \sqrt{v_0} (1 - [\pi v_0 (d - dt)]^2) e^{-[\pi v_0 (d - dt)]^2} \quad (1)$$

где $v_0 = v_0(x)$ и $dt = dt(x)$ — равномерно распределенные скалярные переменные, изменяющиеся в фиксированных интервалах. Они также являются случайной функцией x с нулевой корреляционной длиной. Пример функции источника для позиции одиночного выстрела и ее спектры Фурье представлены на рисунке 2.2. Конкретный сигнал представляет собой приближение белого шума в спектральном интервале $[0, 150]$ Гц.

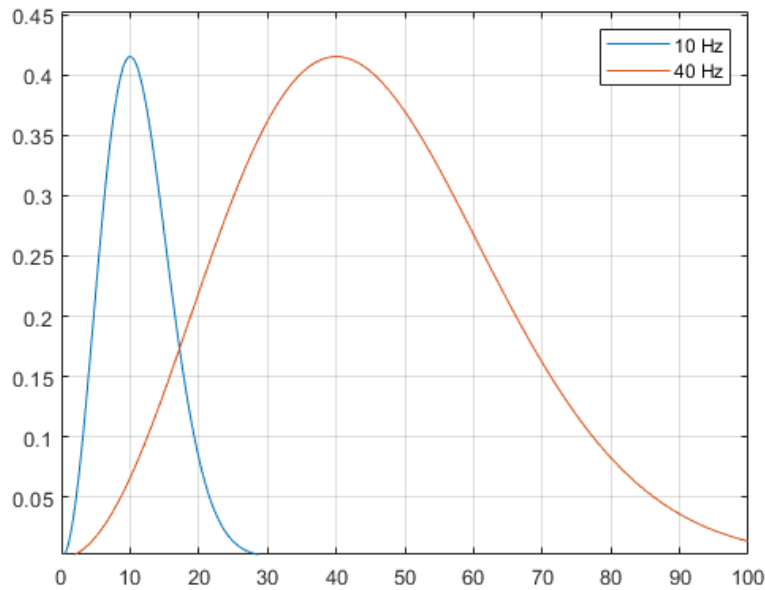


Рис. 2.1. Примеры вейвлет-спектров Рикера для двух сигналов с разной центральной частотой

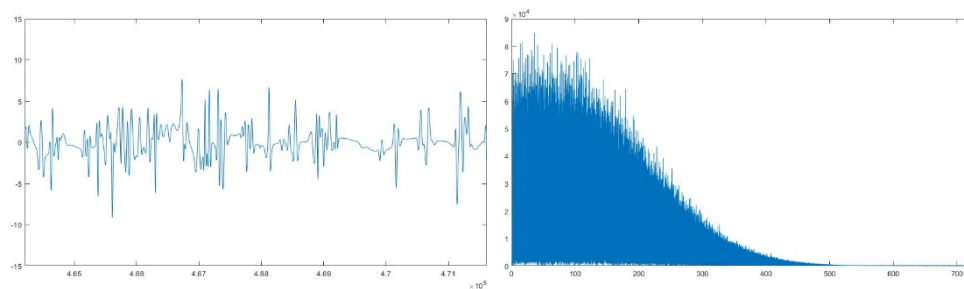


Рис. 2.2. Пример исходного вейвлета (слева) и его спектра (справа)

Приемники: Приемники расположены равномерно с шагом 1 м (X) в диапазоне от 0 м до 300 м на поверхности (пример сигнала на рисунке 3). Частота дискретизации приемников составляет 5 кГц. Продолжительность записи 15 минут. Регистрируются 2 компоненты – продольная и поперечная.

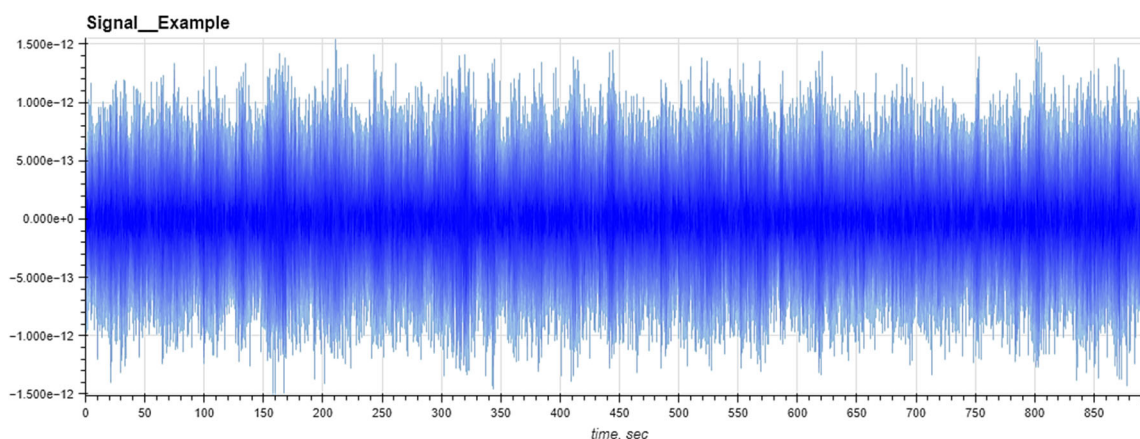


Рис. 3. Пример записанного сигнала с одного приемника

В представленном результате анализируются синтетические данные для разных моделей с изменением только геометрии пустот. Свойства модели, количество тел и тип сигнала остались неизменными.

Дискретизация модели

Для моделирования распространения сейсмических волн в рассматриваемой модели мы используем схему конечных разностей с шахматной сеткой второго порядка точности по времени и четвертого порядка точности в пространстве [14]. Шаг пространственной сетки составляет 0,5 м в обоих пространственных направлениях, что соответствует 30 точкам на минимальную длину волны. Хорошо известно, что такая тонкая дискретизация подходит для долговременного моделирования [15]. Действительно, самая короткая длина волны внутри полости составляет всего 2 метра, однако мы ориентируемся на волны, распространяющиеся в породе, поэтому можем пренебречь эффектом числовой дисперсии внутри полости.

Обработка и интерпретация полученных расчетных сейсмических записей

3.1 Методология

В ранее опубликованных работах [16, 17, 18, 19] был предложен пассивный сейсмический метод обнаружения подземных пустот, основанный на выделении стоячих волн из шумового поля, образующегося под воздействием микросейсм в пространстве между дневной поверхностью и земной поверхностью. ближайшая к ней резкая граница – верхняя поверхность каверны или подошва низкоскоростной зоны (ЛМС). Как показали результаты физического моделирования и натуральных экспериментов, накопление большого количества амплитудных спектров относительно коротких фрагментов шумовых записей приводит к появлению на усредненном спектре регулярных пиков, соответствующих стоячим волнам. Критерием того, что это стоячие волны, является регулярный характер этих пиков. Для стоячих волн вертикального сжатия-растяжения, образующихся над свободной верхней границей каверны, как на ней, так и на дневной поверхности,

должны наблюдаться пучности этих волн, а их частоты кратны частоте низшей моды:

$$f_n = \frac{nV_p}{2dL} \quad (2)$$

где n – номер стоячей волны, V_p – скорость продольных волн, dL – Расстояние от верхней границы впадины до дневной поверхности.

По методу выделения стоячих волн из сейсмического шума для каждой записи сейсмоприемника рассчитывается спектрограмма, которая затем усредняется по времени на всю длину записи, в результате чего получается усредненный спектр записи, на котором высокоамплитудные квазирегулярные пики характеризуют частотно-амплитудные свойства стоячих волн, регистрируемых приемником.

При решении задачи поиска подземной полости под сейсмоприемник необходимо:

1. Определить наличие стоячих волн по наличию квазирегулярных пиков на среднем спектре записи. (Если они отсутствуют, можно сделать вывод, что полости нет).

2. Рассчитайте глубину полости по формуле (1).

Таким образом, если распределение регулярных пиков усредненных амплитудных спектров на оси частот соответствует формуле (1) на каком-либо участке местности, то это свидетельствует о наличии в таком месте подземной полости или иного включения со значительно сниженной скоростью относительно принимающей среды.

Для интерпретации результатов обработки каждого из численных экспериментов были использованы карты амплитудно-частотного распределения стоячих волн вдоль профиля наблюдения и усредненный спектр записи приемника, расположенного над центром полости, в двух компонентах (вертикальной и горизонтальной). Данный подход с использованием двух графиков (усредненного спектра и карты распределения стоячих волн) позволяет как определить глубину тела по приведенной формуле (1), так и оценить размеры тела в горизонтальной плоскости.

Анализ влияния ширины погребенного тела средней глубины

Представленная серия экспериментов показывает возможность определения ширины приповерхностной полости на фиксированной глубине. Глубина полости (dL) равна 20 м, высота (dAz) равна 20 м. Ширина (dAx) варьируется от 5 м до 100 м (5, 10, 20, 50, 100 м в следующих экспериментах). На рисунке 4 представлены результаты для ширины равной 5 м.

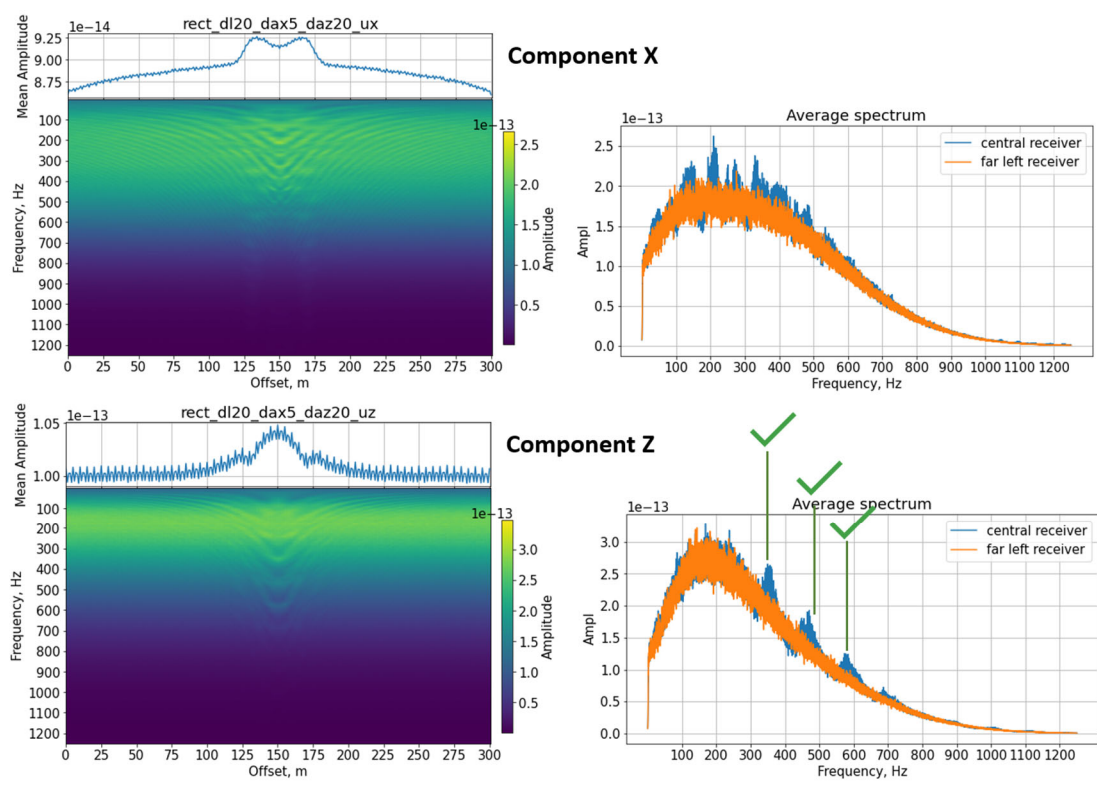


Рис. 4. Результат обработки сигнала от модели с объектом (5x20 м, глубина = 20 м, теоретическая частота Z = 112,5 Гц, теоретическая частота X = 62,5 Гц), где: а) карта амплитудно-частотной характеристики распределение стоячих волн по профилю наблюдений б) средний спектр центральной и крайней левой записи приемника

Теоретическая частота, рассчитанная по формуле 1, должна быть кратна 112,5 Гц.

Анализируя только горизонтальную составляющую (X-компоненту), сложно определить какой-либо параметр подземной полости. При вертикальной составляющей (Z-компоненте) сигнала, несмотря на слабый сигнал на карте, средний спектр центрального приемника имеет пики кратные 112,5 Гц (первый видимый пик на 337,5 Гц, это частота третьего режима стоячих волн).

Но первый и второй режимы не видны, что может привести к неправильной интерпретации результата. Но если рассматривать только период появления пиков в спектре, то можно определить глубину.

Суммарный спектр над картой амплитуд имеет очень гладкую форму, поэтому точное определение ширины подземного слоя невозможно.

Для результата, представленного на рисунке 3.3.6, теоретическая частота для первичных волн (Z-компонента) должна быть кратна 112,5 Гц и 62,5 для вторичных волн (X-компонента), из-за меньшей скорости, согласно формуле 1. Глубина полости равна 20 м.

Заключение

В данной работе, на основе математического моделирования, было показано, что записи сейсмических шумов (микроразземлетрясения) могут использоваться для определения частот стоячих волн, которые генерируются шумами в пространстве между земной поверхностью и крышей подземных пустотелых объектов. Эти частоты могут быть использованы для обнаружения и картографирования таких пустот.

Благодарности

Мы выражаем благодарность Андрею Бакулину, Ахмаду Рамдани, Ю. И. Колесникову и Марвану Шарара за их непосредственный вклад в результаты данной работы.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview / K. Chalikakis [et al.] // *Hydrogeology Journal*. – 2011. – Vol. 19, No. 6. – P. 1169-1180.
2. Cardarelli E., Fischanger F., Piro S. Integrated geophysical survey to detect buried structures for archaeological prospecting. A case-history at Sabine Necropolis (Rome, Italy) // *Near Surface Geophysics*. – 2008. – Vol. 6, No. 1. – P. 15-20.
3. Electrical resistivity and seismic refraction tomography to detect buried cavities / E. Cardarelli, M. Cercato, A. Cerreto, G. Di Filippo // *Geophysical Prospecting*. – 2010. – Vol. 58, No. 4. – P. 685-695.
4. Determining geophysical properties of a nearsurface cave through integrated microgravity vertical gradient and electrical resistivity tomography measurements / M. Gambetta [et. al] // *Journal of Cave and Karst Studies*. – 2011. – Vol. 73, No. 1. – P. 11-15.
5. Kaufmann G., Romanov D., Nielbock R. Cave detection using multiple geophysical methods: Unicorn Cave, Harz Mountains, Germany // *Geophysics*. – 2011. – Vol. 76, No. 3. – P. B71-B77.
6. Mihevc A., Stepišnik U. Electrical resistivity imaging of cave Divaška Jama, Slovenia // *Journal of Cave and Karst Studies*. – 2012. – Vol. 74, No. 3. – P. 235-242.
7. Three-dimensional electrical resistivity for detection of subsurface karst associated with Friesenhahn Cave / K. Muhlestein, L. Meissner, R. Klar, R. T. Green // *Journal of Cave and Karst Studies*. – 2018. – Vol. 80, No. 4. – P. 206-211.
8. Integrated analysis of geological and geophysical data for the detection of underground man-made caves in an area in southern Italy / S. Negri [et. al.] // *Journal of Cave and Karst Studies*. – 2015. – Vol. 77, No. 1. – P. 52-62.
9. Łyskowski M., Mazurek E., Ziętek J. Ground penetrating radar investigation of limestone karst at the Odstrzelona Cave in Kowala, Świętokrzyskie Mountains, Poland // *Journal of Cave and Karst Studies*. – 2014. – Vol. 76, No. 3. – P. 184-190.
10. Gosar A. Analysis of the capabilities of low frequency ground penetrating radar for cavities detection in rough terrain conditions: the case of Divača Cave, Slovenia // *Acta Carsologica*. – 2012. – Vol. 41, No. 1. – P. 77-88.
11. Debeglia N., Dupont F. Some critical factors for engineering and environmental microgravity investigations // *Journal of Applied Geophysics*. – 2002. – Vol. 50, No. 4. – P. 435-454.
12. Grandjean G. Imaging subsurface objects by seismic P-wave tomography: numerical and experimental validations // *Near Surface Geophysics*. – 2016. – Vol. 4, No. 5. – P. 279-287.
13. Integrated geophysical and geological investigations of karst structures in Komberek, Slovakia / R. Putiška [et al.] // *Journal of Cave and Karst Studies*. – 2014. – Vol. 76, No. 3. – P. 155-163.

14. Levander A.R. Fourth-order finite-difference P-SV seismograms // *Geophysics*. – 1988. – Vol. 53, No. 11. – P. 1425-1436.
15. Lisitsa V. Dispersion analysis of discontinuous Galerkin method on triangular mesh for elastic wave equation / *Applied Mathematical Modelling*. – 2016. – Vol. 40., No. 7-8. – P. 5077-5095.
16. Kolesnikov Yu.I., Fedin K.V. Direct determination of the resonant properties of the near-surface layers by microseisms: a full-scale experiment // *Technologies of seismic exploration*. – 2017. – N. 3. – P. 5-21. (In Russian)
17. Kolesnikov Y.I., Fedin K.V. Detecting underground cavities using microtremor data: physical modelling and field experiment // *Geophysical Prospecting*. – 2018. – Vol. 66, No. 2. – P. 342-353.
18. Kolesnikov Y.I., Fedin K.V., Ngomayezwe L. Direct determination of resonant properties of near-surface sediments using microtremor // *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. – 2019. – Vol. 125. – P. 105739.
19. Kolesnikov Yu.I., Fedin K.V., Ngomayezwe L. On the influence of seasonal changes in the resonant properties of near-surface soils on seismic safety of structures // *Journal of Applied Geophysics*. – 2021. – Vol. 193. – P. 104412.

© И. Ю. Сильвестров, К. В. Федин, Д. М. Вишнеvский, А. А. Гриценко, 2024