

А.В. Азаров, А.С. Сердюков, А.А. Никитин**ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА В БЛОЧНО-
ИЕРАРХИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ***

Предложен метод численного моделирования микросейсмического шума в горных породах, имеющих блочное строение. Подход основан на расчете волнового поля от большого числа отдельных источников с определенным пространственным распределением, частотами срабатывания и энергетическими характеристиками, связанными с различными структурными уровнями блочной среды. Рассматриваются источники сдвигового типа. Такой тип источника хорошо подходит для описания сейсмического излучения возникающего при сбросе избыточных напряжений в массиве горных пород. Моделирование волновых полей производится путем конечно-разностного решения системы уравнений упругости. Применяется стандартная схема на сдвинутых сетках. В качестве примера приведены результаты расчета микросейсмического шума для сложной трехмерной неоднородной модели углепородного массива.

Ключевые слова: микросейсмический шум, сейсмический источник, блочная среда, деформация горных пород, уравнения упругости, численное моделирование.

Введение

Одним из методов оценки состояния массива горных пород является пассивный микросейсмический мониторинг. Информация, собранная в ходе такого мониторинга, позволяет понять закономерности деформирования исследуемого массива, дает возможность сделать оценку напряженного состояния массива горных пород, что способствует решению различных технологических задач [1, 2].

Важной задачей при разработке методов обработки данных микросейсмического мониторинга является тестирование алгоритмов на синтетических данных. При этом необходимо учитывать, наличие шума в данных. Как правило, в большинстве работ используют нормальное распределение для генерации помех в синтетических данных. Такой подход не является корректным с физической точки зрения. Известно, что при разработке месторождений полезных ископаемых меняется напряженно-деформированное состояние горных пород в результате которого возникает множество сейсмических событий низкой интенсивности, распределенных в объеме и связанных с внутренней структурой массива горных пород [3]. Эти явления могут являться одним из основных источников помех в сейсмограммах.

В работе решается задача получения синтетических данных для разработки и тестирования алгоритмов микросейсмического мониторинга. Подход основан на расчете волнового поля от большого числа отдельных источников с определенным пространственным распределением, частотами срабатывания и

* Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 15-35-20932 мол_а_вед.

энергетическими характеристиками, связанными с различными структурными уровнями блочной среды. Приведен пример моделирования микросейсмического шума для сложной неоднородной трехмерной упругой модели среды.

Модель микросейсмического шума

Будем считать, что релаксация напряжений в массиве горных пород происходит за счет подвижек вдоль уже имеющихся дислокаций различного масштаба. Для моделирования структуры дислокаций нами используется блочно-иерархическая модель массива горных пород Садовского [4, 5]. Была рассмотрена модель, содержащая пять масштабов блоков. Каждому масштабу соответствуют источники типа сдвига с определенными энергетическими характеристиками, частотой срабатывания и пространственным распределением в объеме пласта. Рассматриваемая модель шума была предложена в работе [5]. В статье [5] решалась задача генерации шума в однородной среде. В рамках данной работы рассматривается неоднородная среда. В качестве примера, рассмотрим скоростную модель углепородного массива, приведенную на рис. 1. Источники шума помещались в угольный пласт, показанный на рис. 1. пунктирной линией.

Определим соотношения между размерами блоков и параметрами источников сдвигового типа. Считаем, что подвод энергии к дислокациям разного масштаба одинаков и стационарен. Доминантная частота источника f предполагается обратно пропорциональной характерному линейному размеру блока a : $f \sim m/c \cdot 1/a$. Энергия сейсмической волны, возбуждаемая импульсом, равна $2\pi^2 \rho V_p A^2 f^2 S$, где S – площадь поверхности сферы, окружающей блок, f – частота волны, A – амплитуда импульса, ρ – плотность среды, она пропорциональна квадрату амплитуды:

$$E = 2\pi^2 \rho V_p A^2 f^2 S = 2\pi^2 \rho V_p A^2 f^2 (\pi a^2) \sim 2\pi^2 \rho V_p A^2 (1/a)^2 (\pi a^2) \sim A^2, \text{ т.е. } E \sim A^2$$

С другой стороны, считаем что энергия источника дислокационного типа пропорциональна площади дислокации: $E \sim a^2$. Тогда получаем, что амплитуда импульса в источнике пропорциональна размеру блока: $A \sim a$.

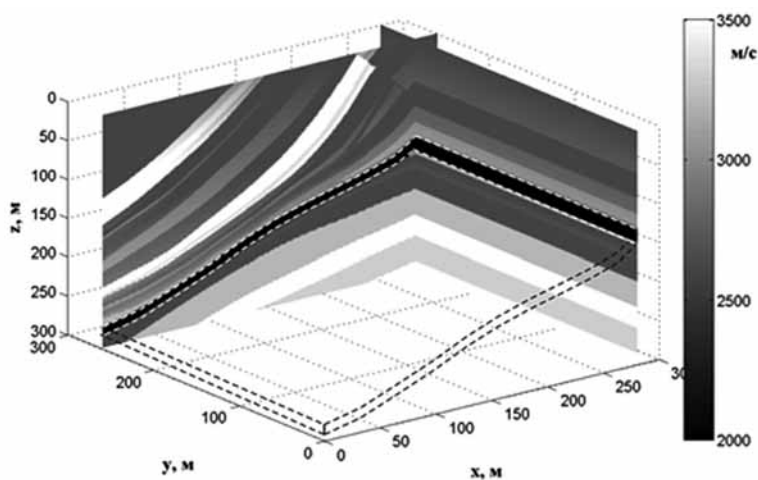


Рис. 1. Модель угольного пласта и вмещающих горных пород. Показано пространственное распределение скорости продольных волн

Параметры для различных групп источников

Группа источников	Размер блока (м)	Доминантная частота (Гц)	Амплитуда (1×10^{-10} м)	Диапазон частот срабатывания (Гц)
1	0,275	120	1,0	[22, 45]
2	0,314	105	1,14	[17, 34]
3	0,3667	90	1,32	[12, 25]
4	0,471	70	1,7	[7, 15]
5	0,8	40	2,9	[2, 5]

Для задания временного режима срабатывания источников используем известный закон повторяемости землетрясений:

$$\lg(N) = c - dM,$$

где N – число землетрясений с магнитудой M ; c, d – эмпирически определяемые константы. Будем исходить из предположения, что закон выполняется для любого заданного промежутка времени. Магнитуда M – эмпирическая мера силы землетрясения. Она пропорциональна логарифму энергии сейсмических колебаний: $\lg(E) = pM + q$; p, q – эмпирически определяемые константы. Перепишем закон повторяемости землетрясений в виде:

$$\lg(N) = \frac{b}{p} \lg(E) + (a - q).$$

Отсюда получаем оценку: $N = \frac{10^{a-q}}{E^{(b/p)}}$. Так как $E \sim a^2$, тогда $N \sim \frac{1}{a^{2(b/p)}}$. Таким

образом, если взять отношение $b/p = 1$, то получаем, что число микросейсмических событий обратно пропорциональна площади дислокации, или, другими словами, частота срабатывания источников обратна пропорциональна площади дислокации. Используя выведенные соотношения, выберем конкретные параметры источников для численного моделирования. Согласно работе [5], зададим доминирующие частоты для источников различного масштаба в виде дискретного набора:

$$f_0 \sim 2\pi DV/Kl_0, \quad k = 1 \dots 5.$$

где константа D определяется эмпирическим образом, l_0 – минимальный размер блока (дислокации), определяющий верхнюю границу генерируемого частотного диапазона.

Согласно соображениям, изложенным в работе [5], положим $D = 0,022$. Минимальный характерный линейный размер блока возьмем равным 27,5 см, ему соответствует частота 120 Гц. Амплитуду для минимального блока возьмем 1×10^{-10} м. Параметры для различных групп источников вычисляются на основе приведенных выше соотношения и указаны в таблице.

Численное моделирование

Для численного моделирования используется параллельная программная реализация конечно-разностной схемы решения уравнений упругости на сдвинутых сетках [6, 8]. Для простоты изложения построение схемы приведем на

примере изотропных уравнений упругости в двумерном случае [7]. В трехмерном случае схема строится аналогичным образом. Перепишем уравнения упругости (рассмотрим плоскость $y = 0$) в виде системы первого порядка:

$$\begin{aligned}\frac{\partial v_x}{\partial t} &= \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right), \\ \frac{\partial v_z}{\partial t} &= \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \right), \\ \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z}, \\ \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial v_x}{\partial x}, \\ \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial t} &= \mu \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right),\end{aligned}\tag{1}$$

где $v = (v_x, v_z) = \dot{u}$ – вектор скорости смещений.

Рассмотрим стандартную схему второго порядка на сдвинутых сетках [7]. Введем дискретизацию по пространству: $x_i = x_0 + i\Delta x$, $z_j = z_0 + j\Delta z$ и по времени: $t_n = n\Delta t$. Кроме узлов (i, j, n) пространственно-временной декартовой сетки будем рассматривать также «полуцелые» узлы $(i \pm \frac{1}{2}, j \pm \frac{1}{2}, n \pm \frac{1}{2})$. Получаются две сетки, сдвинутые друг относительно друга (см. рис. 2.) Структура конечно-разностного шаблона, приведенного на рис. 2, естественным образом вытекает из использования центральных разностей для аппроксимации частных производных, входящих в уравнения (1). Как правило, шаги дискретизации по пространственным переменным выбираются равными друг другу: $\Delta x = \Delta z = h$. При выборе шага h определяющим фактором является количество шагов дискретизации,

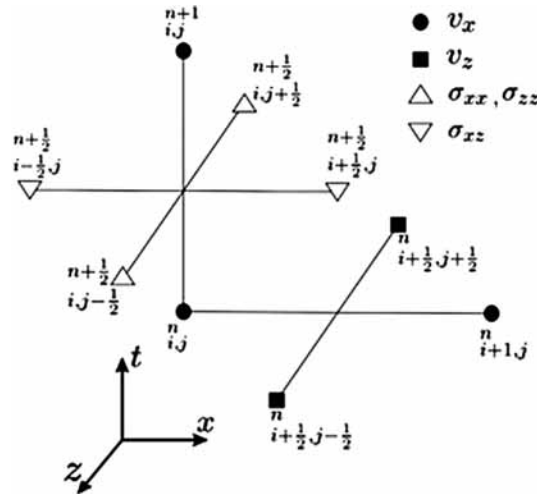


Рис. 2. Шаблон конечно-разностной схемы второго порядка на сдвинутых сетках

укладывающихся на минимальную длину волны. Для рассматриваемой схемы второго порядка шаг дискретизации по пространству выбирается из условия:

$$h \leq \frac{V_s^{\min}}{12 \cdot \omega_{\max}}, \quad (2)$$

где $\omega_{\max}$ – максимальная частота рассматриваемых колебаний, а $V_s^{\min}$ – минимальное значение скорости поперечной волны в рассматриваемой среде.

Шаг по времени Δt определяется условием устойчивости рассматриваемой конечно-разностной схемы (условие Куранта). Для схемы второго порядка шаг по времени выбирают по правилу:

$$\Delta t \leq \frac{0,6 \cdot h}{V_p^{\max}}, \quad (3)$$

где $V_p^{\max}$ – максимальное значение скорости продольной волны в среде.

В качестве модели источника сейсмических событий рассматривается модель точечного источника типа сдвига [9]. Источник сдвигового типа можно задать с помощью симметричного тензора сейсмического момента M [9]. Задание компоненты M_{pq} данного тензора означает, что к точке прикладывается пара сил в направлении p с моментом M_{pq} и с плечом в направлении q .

В общем случае для сдвиговой дислокации в изотропной среде, изображенной на рис. 3, при произвольной ориентации поверхности разрыва компоненты тензора сейсмического момента в декартовых координатах записываются следующим образом:

$$\begin{aligned} M_{xx} &= -M_0(t) (\sin(\delta) \cos(\lambda) \sin(2\varphi) + \sin(2\delta) \cos(\lambda) \sin^2(\varphi)), \\ M_{xy} &= M_0(t) \left(\sin(\delta) \cos(\lambda) \cos(2\varphi) + \frac{1}{2} \sin(2\delta) \sin(\lambda) \sin(2\varphi) \right) = M_{yx}, \\ M_{xz} &= -M_0(t) (\cos(\delta) \cos(\lambda) \cos(\varphi) + \cos(2\delta) \sin(\lambda) \sin(\varphi)) = M_{zx}, \\ M_{yy} &= M_0(t) (\sin(\delta) \cos(\lambda) \sin(2\varphi) - \sin(2\delta) \sin(\lambda) \cos^2(\varphi)), \\ M_{yz} &= -M_0(t) (\cos(\delta) \cos(\lambda) \sin(\varphi) + \cos(2\delta) \sin(\lambda) \cos(\varphi)) = M_{zy}, \\ M_{zz} &= M_0(t) (\sin(2\delta) \sin(\lambda)), \end{aligned} \quad (4)$$

где $M_0(t) = \mu \bar{u}(t) A$ – скалярный сейсмический момент, где $\bar{u}(t)$ – осредненное смещение на разрыве в момент времени t , A – площадь разрыва, μ – модуль сдвига в области разрыва, λ , δ , φ – углы характеризующие разрыв смещения (см. рис. 3). Углы δ и φ определяют ориентацию разрыва в пространстве, а угол λ определяет направление подвижки.

В рамках рассматриваемой конечно-разностной схемы двойные пары сил удобнее всего задавать при помощи тензора напряжений. Рассмотрим элементарный объем упругой среды, находящийся в состоянии равновесия. В отсут-

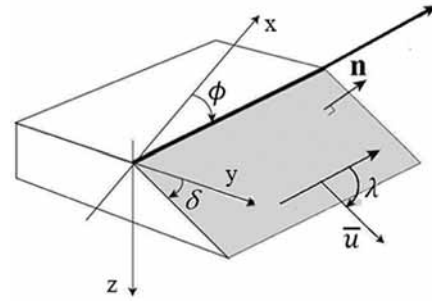


Рис. 3. Схематичное изображение углов определяющих сдвиг

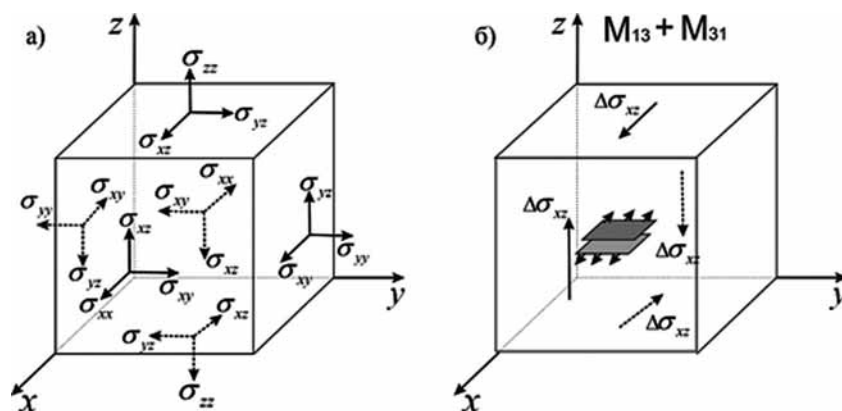


Рис. 4. Напряжения, примененные к элементарному объему (а); приращения напряжений, эквивалентные точечному источнику типа сдвига (б)

ствии внешних объемных сил, суммарные сила и момент девяти пар напряжений, изображенных на рис. 4, а) равны нулю. Добавление внутрь объема точечного источника эквивалентно приращению соответствующих пар напряжений (см. рис. 4, б)). На рис. 4, б) приведены приращения напряжений, соответствующие сдвигу относительно оси вдоль плоскости.

Таким образом, численная реализация источников осуществляется путем прибавления к напряжениям добавок, которые эквивалентны парам сил.

Рассмотрим пример моделирования в трехмерной скоростной модели показанной на рис. 1. При моделировании микросейсмического шума, источники сдвигового типа разбрасываются регулярным образом: по одному источнику в соответствующий блок угольного пласта, выделенного пунктирной линией на рис. 1. Расстояния между источниками соответствует размерам блоков. Ориентация площадки разрыва для каждого сдвигового источника выбиралась случайным образом. В источниках был использован импульс Риккера. На верхней границе модели использовались условия свободной поверхности. На остальных границах для подавления искусственных отражений использовались по-

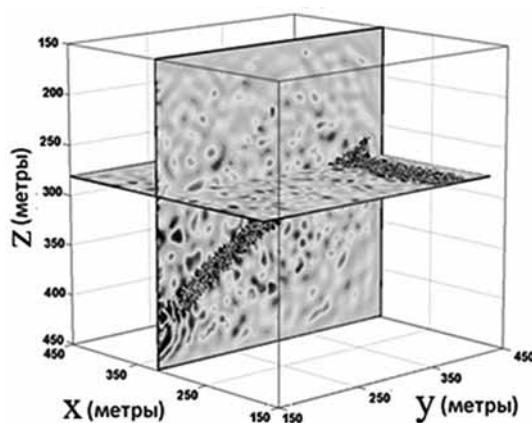


Рис. 5. Мгновенный снимок волнового поля, вблизи шумящего пласта

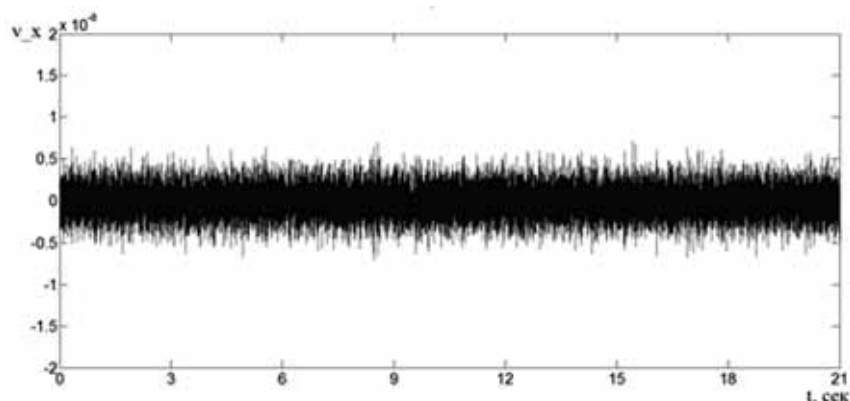


Рис. 6. Участок трассы сейсмического шума во временном окне длительностью 21 с

глошающие слои (PML). На рис. 5 показан мгновенный снимок волнового поля (вертикальная компонента смещения), вблизи шумящего пласта.

На рис. 6 приведен участок сеймотрассы длительностью 21 с от приемника, расположенного на глубине 2 м от свободной поверхности (координаты приемника: $x = 150$ м, $y = 2$ м, $z = 150$ м).

Заключение

В работе рассмотрена модель микросейсмического шума, учитывающая блочно-иерархическое строение среды, и предложена методика ее численной реализации на основе конечно-разностного решения уравнений упругости. Использовалась стандартная схема на сдвинутых сетках. Приведены результаты расчета синтетического микросейсмического шума для трехмерной скоростной модели углепородного массива. Синтетические данные микросейсмического шума можно использовать при разработке и проверки алгоритмов микросейсмического мониторинга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шмаков Ф.Д. Методика обработки и интерпретации данных наземного микросейсмического мониторинга месторождений углеводородов // Технологии сейсморазведки. – 2012. – № 3. – С. 65–72.
2. Ellenberger J.L. et al. Three dimensional microseismic monitoring of a Utah longwall // Rock Mechanics in the National Interest. – 2001. – pp. 1321–1326.
3. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии: избранные труды / Под ред. С.Л. Соловьева. – М.: Наука, 1985. – 406 с.
4. Макаров П.В. Об иерархической природе деформаций и разрушения твердых тел и сред // Физическая мезомеханика. – 2004. – Т. 7. – № 4. – С. 25–34.
5. Сказка В.В., Сердюков С.В., Сердюков А.С. Моделирование микросейсмического шума породных массивов блочного строения // Вестник балтийского федерального университета им. И. Канта. – 2013. – № 4.
6. Bohlen T. Parallel 3-D Viscoelastic finite difference seismic modelling // Computers & Geosciences. – 2002. – Т. 28. – № 8. – pp. 887–899.
7. Virieux J. P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method // Geophysics. – 1986. – Т. 51. – № 4. – С. 889–901.
8. Levander A.R. Fourth-order finite-difference P-SV seismograms // Geophysics. – 1988. – Т. 53. – № 11. – С. 1425–1436.
9. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы, Т. 1. – М.: Мир, 1983. – 520 с. **ПИАБ**

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

Азаров Антон Витальевич – аспирант, инженер, e-mail: antonazv@mail.ru,
Институт горного дела им. Чинакала СО РАН,
Сердюков Александр Сергеевич – кандидат физико-математических наук,
младший научный сотрудник, e-mail: aleksanderserdyukov@ya.ru,
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН,
Никитин Александр Алексеевич – аспирант, e-mail: alexander.nikitin.29@gmail.com,
Новосибирский государственный университет.

UDC 550.34

NUMERICAL MODELING OF MICROSEISMIC NOISE IN THE BLOCK-HIERARCHICAL HETEROGENEOUS ENVIRONMENTS

Azarov A.V., Graduate Student, Engineer, e-mail: antonazv@mail.ru,
Institute of Mining of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences,
630091, Novosibirsk, Russia,
Serdyukov A.S., Candidate of Physical and Mathematical Sciences,
Junior Researcher, e-mail: aleksanderserdyukov@ya.ru,
Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian,
Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, 630090, Novosibirsk, Russia,
Nikitin A.A., Graduate Student, e-mail: alexander.nikitin.29@gmail.com,
Novosibirsk State University, 630090, Novosibirsk, Russia.

We propose a new method of numerical modeling of microseismic noise in the rocks with block structure. The key idea is to introduce large number of point dip-slip sources, associated with different structural levels of the block medium. The standard staggered grid scheme is used to solve elastic equations. As an example we present a synthetic microseismic noise for the three-dimensional inhomogeneous model of coal bedrock.

Key words: microseismic noise, seismic source, block media, elastic equations, numerical methods.

ACKNOWLEDGEMENTS

The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research, Project No. 15-35-20932mol_a_ved.

REFERENCES

1. Shmakov F.D. *Tekhnologii seysmorazvedki*. 2012, no 3, pp. 65–72.
2. Ellenberger J.L. et al. Three dimensional microseismic monitoring of a Utah longwall. *Rock Mechanics in the National Interest*. 2001, pp. 1321–1326.
3. Riznichenko Yu.V. *Problemy seysmologii: izbrannye trudy*. Pod red. S.L. Solov'eva (Problems of seismology: selected works. Solov'ev S.L. (Ed.)), Moscow, Nauka, 1985, 406 p.
4. Makarov P.V. *Fizicheskaya mezomekhanika*. 2004, vol. 7, no 4, pp. 25–34.
5. Skazka V.V., Serdyukov S.V., Serdyukov A.S. *Vestnik baltiyskogo federal'nogo universiteta im. I. Kantata*. 2013, no 4.
6. Bohlen T. Parallel 3-D Viscoelastic finite difference seismic modelling. *Computers & Geosciences*. 2002, vol. 28, no 8, pp. 887–899.
7. Virieux J. P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*. 1986, vol. 51, no 4, pp. 889–901.
8. Levander A.R. Fourth-order finite-difference P-SV seismograms. *Geophysics*. 1988, vol. 53, no 11, pp. 1425–1436.
9. Aki K., Richards P. *Kolichestvennaya seysmologiya: Teoriya i metody*, T. 1 (Quantitative Seismology: Theory and Methods, vol. 1), Moscow, Mir, 1983, 520 p.

