

# Моделювання параметрів вогнища землетрусу 12 грудня 2018 р. (08:49:56,16; 36,4478° N; 140,5788° E; $H = 62,0$ км; $M_w = 4,3$ , Японія)

*Р.М. Пак<sup>1,2</sup>, О.Д. Грицай<sup>1,3</sup>, 2021*

<sup>1</sup>Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України,  
Львів, Україна

<sup>2</sup>Національна академія сухопутних військ ім. гетьмана П. Сагайдачного,  
Львів, Україна

<sup>3</sup>Національний університет «Львівська політехніка», Львів, Україна

Надійшла 3 березня 2021 р.

Моделювання параметрів вогнища землетрусу, таких як орієнтація площини розриву та напрямок послив на площині, є важливим для розуміння фізики процесів у ньому, визначення напружено-деформованого стану геологічного середовища та оцінювання сейсмічної небезпеки. Для моделювання параметрів вогнища землетрусу, що відбувся 12 грудня 2018 р. о 08:49:56,16 (UTC) в Японії (36,4478° N, 140,5788° E, регіон Northern Ibaraki Pref) на глибині 62 км магнітудою  $M_w = 4,3$ , застосовано обернення хвильових форм для визначення тензора сейсмічного моменту і зображення через фокальний механізм. Вогнище землетрусу розглянуто як точкове джерело сейсмічних хвиль, які поширюються у середовищі, представленому набором горизонтально-однорідних пружних шарів. На основі прямої задачі, яку розв'язують за допомогою матричного методу, з використанням розв'язку узагальненого обернення і виділенням лише прямих хвиль, застосовано алгоритм визначення компонент сейсмічного тензора. Вхідними даними для визначення компонент сейсмічного моменту обрано дані лише прямих  $P$ -хвиль зі спостережуваних записів на шести сейсмічних станціях японської локальної мережі NIED F-net: TSK, YMZ, ASI, ONS, SBT, KSK. Компоненти тензора сейсмічного моменту визначено через обернення хвильових форм за допомогою матричного методу. Проведено порівняння отриманих результатів, представлених фокальним механізмом, з результатами, отриманими Національним науково-дослідним інститутом наук про Землю, щодо стійкості до стихійних лих (NIED CMT solutions). У результаті порівняння механізмів вогнища зроблено висновок, що запропонований алгоритм визначення компонент тензора сейсмічного моменту можна застосовувати, якщо неможливо використати інший метод або необхідне певне уточнення для іншого методу. Особливо такий підхід актуальний для регіонів з невисоким рівнем сейсмічності та недостатньою кількістю станцій. Крім того, цей метод дає можливість зменшити вплив ефектів неточної моделі середовища, оскільки прямі хвилі зазнають набагато меншого спотворення, ніж відбиті й конвертовані, що, в свою чергу, підвищує точність і надійність методу.

**Ключові слова:** малі землетруси, тензор сейсмічного моменту, фокальний механізм, матричний метод, прямі  $P$ -хвилі.

**Вступ.** Вивчення сейсмічності того чи іншого регіону неможливе без досліджень, які пов'язані із вогнищами землетрусу. Землетруси є джерелом інформації, яка може бути розділена на дві частини: одна визна-

чається процесом збудження сейсмічних хвиль у джерелі, тобто пов'язана з фізикою процесу землетрусу, інша — умовами поширення на шляху від вогнища до станції, тобто зазнає впливу структури середовища.

Відповідно, інтерпретація та аналіз сейсмічних даних спрямовані на розв'язання важливих задач, що описують ці процеси, зокрема побудови сейсмічного розрізу і визначення параметрів вогнища землетрусу. Обидві задачі актуальні та пов'язані між собою [Kozlovskyy et al., 2020]. Для отримання інформації про джерело, тобто визначення параметрів вогнищ землетрусів, потрібно знати швидкісну модель середовища.

На сьогодні існує достатньо методів для визначення механізмів вогнищ. Низка праць пов'язана із першими вступами  $P$ -хвиль на сейсмічних станціях [Hardebeck, Shearer, 2003; Malytsky et al., 2013; Pavlova et al., 2014]. У частині досліджень застосовано різні методи, зокрема й чисельні, для визначення параметрів джерела за даними хвильових форм. Слід виокремити праці [Vavrychuk, Kuhn, 2012; Godano et al., 2011; Miller et al., 1998; D'Amico, 2014; Dreger, Helmberger, 1993; Dreger, 2003; Herrmann, 2008; Herrmann et al., 2008; Zhu et al., 2006]. Проте для випадку регіонів із малою сейсмічністю, наприклад Закарпаття, визначити механізми вогнищ надзвичайно важко через обмежену кількість станцій, які реєструють події з магнітудою порядку  $M_w = 2 \div 4$ . Крім того, записи подій потрібно фільтрувати, що пов'язано з їх реєстрацією, а це призводить до втрати інформації про джерело.

Відомо, що використання методу для коректного визначення фокальних механізмів за першими вступами  $P$ -хвиль потребує не менше 14 сейсмічних станцій, які розміщені навколо епіцентру події [Dziewonski et al., 1981; Hardebeck, Shearer, 2003; Cronin, 2004]. Якщо кількість станцій менша, то може існувати достатньо багато варіантів параметрів нодальних площин, що призводить до некоректності розв'язку задачі. Під коректністю в цьому випадку щодо визначення механізмів розумітимемо отримання розв'язку для параметрів механізму вогнища, коли розв'язок прямої задачі за їх даними задовольняє дослідника після порівняльного аналізу синтетичних сейсмограм з реальними записами на станціях.

Очевидно, що для регіонів із малою сейс-

мічністю слід використовувати методи, за якими можна було б визначати параметри вогнищ і в разі обмеженої кількості станцій. Для розв'язання таких задач відомі методи, які дають змогу визначати механізми вогнищ за допомогою інверсії хвильових форм. Обернення повних хвильових форм можна застосовувати до землетрусів будь-якої сили — і великих, і малих [Dziewonski et al., 1981; Sipkin, 1986; Kikuchi, Kanamori, 1991; Sileny et al., 1992; Weber, 2006, 2016; Malytsky, Damico, 2015; Malytsky et al., 2013; Pavlova et al., 2014].

У цій статті визначено фокальний механізм землетрусу методом інверсії хвильових форм з використанням лише прямих  $P$ -хвиль на прикладі події, що відбулася в Японії 2018/12/12 (час у вогнищі  $t_0 = 08:49:56,16$ , глибина вогнища  $h_s = 62$  км, координати епіцентру:  $36,4478^\circ$  N,  $140,5788^\circ$  E,  $M_w = 4,3$ , регіон: Northern Ibaraki Pref). Дану подію вибрано через якісні записи із 6 сейсмічних станцій: TSK, YMZ, ASI, ONS, SBT, KSK, японської сейсмічної локальної мережі NIED F-net (рис. 1).

**Теоретичні аспекти визначення фокальних механізмів землетрусів.** Параметрами, що характеризують механізм вогнища, є кути орієнтації нодальної площини (кут простягання  $\phi_s$  і кут падіння  $\delta$  площини розриву) та кут, який визначено на площині розриву між посувкою (зміщенням на розриві) та напрямком простягання  $\lambda$ . Таким чином, визначення параметрів нодальних площин, тобто  $(\phi_s, \delta, \lambda)$ , означає отримання механізму вогнища землетрусу. Слід зауважити, що задача визначення механізмів вогнищ землетрусів передбачає зображення джерела землетрусу як точкового, тобто за умови, що геометричні розміри вогнища набагато менші за гіпоцентральної відстані. Згідно з класичною теорією сейсмології [Aki, Richards, 2002], одним із зображень точкового джерела є тензор сейсмічного моменту, компоненти якого визначають через величини  $(\phi_s, \delta, \lambda)$ , тобто це розв'язок оберненої задачі, що, в свою чергу, ґрунтується на прямій задачі. У цій статті, як і в попередніх публікаціях авторів [Malytsky et al., 2013; Малицький та ін., 2018;

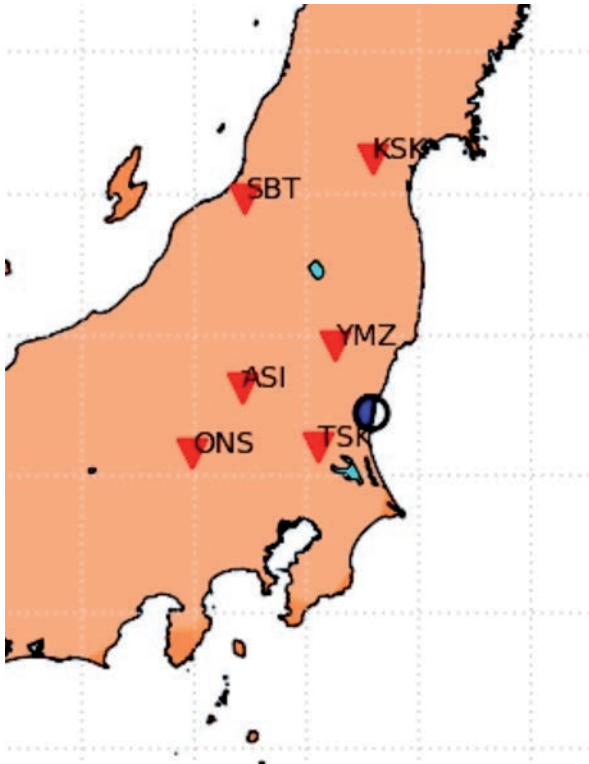


Рис. 1. Механізм вогнища землетрусу, який відбувся в Японії 2018/12/12 ( $t_0 = 08:49:56,16$ ;  $h_s = 62$  км;  $36,4478^\circ$  N;  $140,5788^\circ$  E;  $M_w = 4,3$ ; регіон: Northern Ibaraki Pref) та розміщення шести станцій: TSK, YMZ, ASI, ONS, SBT, KSK, із локальної мережі NIED F-net, записи яких використано для визначення параметрів джерела.

Fig. 1. The focal mechanism of the earthquake occurred in Japan on 2018/12/12 ( $t_0 = 08:49:56,16$ ;  $h_s = 62$  km;  $36,4478^\circ$  N;  $140,5788^\circ$  E;  $M_w = 4,3$ ; Northern Ibaraki Pref) and location of six stations: TSK, YMZ, ASI, ONS, SBT, KSK, from the NIED F-net LAN, records of which used to determine the source parameters.

Малицький, 2016; Роганов, Пак, 2013; Пак 2017; Pavlova et al., 2014], розглянуто матричний метод для моделювання сейсмічних хвиль, що поширюються у шаруватому середовищі, параметри якого (швидкості  $P$ -та  $S$ -хвиль, густини) в кожному шарі є постійними. Для визначення параметрів джерела землетрусу 12 грудня 2018 р. опишемо коротко розв'язання як прямої, так і оберненої задачі. Детальніший виклад згаданої методики наведено у публікаціях [Малицький, 2010, 2016; Малицький та ін., 2018].

**Методика розрахунку хвильових полів у горизонтально-шаруватому середо-**

**вищі (пряма задача).** В циліндричній системі координат  $(r, \varphi, z)$  розглянемо півпростір, який складається із  $(n + 1)$ -го однорідних, ізотропних, лінійно-пружних горизонтальних шарів з плоскими межами поділу. Початок системи координат розміщено на вільній поверхні середовища, а вісь  $Oz$  спрямовано вниз (рис. 2).

На межах шарів, які характеризуються товщиною  $h_i$ , густиною  $\rho_i$ , швидкостями поширення поздовжніх  $v_{P_i}$  і поперечних хвиль  $v_{S_i}$  відповідно ( $i = 1, 2, \dots, n + 1$ ), виконуються умови жорсткого контакту. Для  $(n + 1)$ -го шару вважаємо, що  $h_{n+1} = +\infty$ . Нехай у довільному шарі в момент часу  $t = 0$  починає діяти точкове джерело у вигляді зосередженої сили  $\mathbf{f}(t) = (f_r(t), f_\varphi(t), f_z(t))^T$ . Цей шар розділимо уявною горизонтальною межею, що проходить через точку прикладання сили. Таким чином, утворено два шари, верхній з яких матиме номер  $s$ , а нижній —  $s + 1$ . Тоді джерело знаходитиметься на  $s$ -й межі в точці  $\mathbf{r} = (0, 0, z_s)$  [Malyskyu et al., 2013; Роганов, Пак, 2013; Пак, 2017].

Поширення пружних хвиль у кожному шарі описується диференціальним рівнянням [Aki, Richards, 2002].

$$\rho_i \ddot{\mathbf{u}}_i = (\lambda_i + \mu_i) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}_i) - \mu_i \nabla^2 \mathbf{u}_i, \quad (1)$$

у якому  $\mathbf{u}_i = \mathbf{u}_i(\mathbf{r}, t)$  — вектор переміщення;  $\rho_i$  — густина,  $\lambda_i$  та  $\mu_i$  — параметри

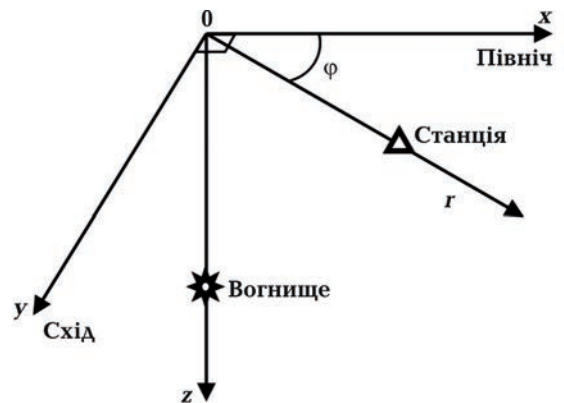


Рис. 2. Циліндричні та декартові координати.

Fig. 2. Cylindrical and Cartesian coordinates.

Ламе для  $i$ -го шару. Припускається, що інтенсивність джерела  $\mathbf{f}(t)$  для  $t < 0$  перетворюється на нуль, і тому хвильове поле, що утворюється, має задовольняти нульові початкові умови:

$$\dot{\mathbf{u}}_i(\mathbf{r}, 0) = 0, \quad \mathbf{u}_i(\mathbf{r}, 0) = 0. \quad (2)$$

Хвильове поле також має задовольняти крайові (граничні) умови:

$$\mathbf{u}_i \Big|_{z=H_i} = \mathbf{u}_{i+1} \Big|_{z=H_i},$$

$$\tau_{zli} \Big|_{z=H_i} = \tau_{zli+1} \Big|_{z=H_i},$$

$$\mathbf{r} \neq (0, 0, z_s), \quad i = 1, 2, \dots, n,$$

$$\tau_{zl} \Big|_{z=0} = 0, \quad [\tau_{zl}] \Big|_{z=z_s} = - \frac{f_l(t) \delta(r)}{2\pi r}. \quad (3)$$

Передбачено заданою умову випромінювання: хвилі з півпростору не повертаються. Символом  $[\tau_{zl}]$  позначено стрибок  $\tau_{zl}(z_s + 0) - \tau_{zl}(z_s - 0)$  функції  $\tau_{zl}(\mathbf{r}, t)$  для  $z = z_s$ ,  $l = \{r, \varphi, z\}$ . У формулах (3) літерою  $\tau$  з індексами позначено елементи тензора напружень для певного шару,  $H_i$  — відстань від вільної поверхні до нижньої межі  $i$ -го шару,  $\delta(r)$  — функція Дірака.

Для розв'язування прямої задачі використано метод потенціалів [Акі, Richards, 2002]. Використавши зображення потенціалів для однорідного ізотропного середовища [Роганов, Пак, 2013], отримаємо вирази для потенціалів у шарі з джерелом, які описують первинні хвилі, що поширюються від джерела. Для врахування впливу процесів відбиття і проходження на межах шарів на хвильове поле на вільній поверхні використано матричний метод, згідно з яким установлено вирази для матриць, що характеризують шари і півпростір. Для цього кожному середовищу і кожній межі поділу ставиться у відповідність (на рівні підінтегральних функцій інтегралів Мелліна) характеристична матриця, а процес поширення хвиль враховується через добуток таких матриць у певному порядку. Цей підхід, що відповідає методу Томсона—Хасскела, описано у монографії [Молотков, 1984]. Для підвищення числової стійкості під час об-

числення хвильових полів здійснено перехід від матриць 4-го порядку до матриць 5-го порядку. У результаті отримано компоненти вектора переміщення довільної точки на вільній поверхні горизонтально-шаруватого середовища, зображені у вигляді інтегральних перетворень Фур'є—Бесселя і Мелліна [Пак, 2017].

За припущення, що точкове вогнище, зображене тензором сейсмічного моменту  $\mathbf{M}(t)$ , міститься всередині півпростору, який складається з твердих, ізотропних, однорідних, ідеально пружних шарів з горизонтальними межами та ідеальним контактом на них, для переміщень  $u_z^{(0)}(t, r, \varphi)$ ,  $u_r^{(0)}(t, r, \varphi)$  і  $u_\varphi^{(0)}(t, r, \varphi)$  на вільній поверхні півпростору ( $z = 0$ ) отримано такі вирази [Малицький, 2010, 2016; Malytskyu et al., 2013; Малицький та ін., 2018]:

$$\begin{pmatrix} u_z^{(0)} \\ u_r^{(0)} \end{pmatrix} = \sum_{i=1}^3 \int_0^\infty k^2 \mathbf{I}_i L^{-1} [m_i g_i] dk,$$

$$u_\varphi^{(0)} = \sum_{i=5}^6 k^2 J_i L^{-1} [m_i g_{\varphi i}] dk, \quad (4)$$

де

$$m_1 = M_{xz} \cos \varphi + M_{yz} \sin \varphi, \quad m_2 = M_{zz},$$

$$m_3 = M_{xx} \cos^2 \varphi + M_{yy} \sin^2 \varphi + M_{xy} \sin 2\varphi,$$

$$m_4 = -M_{xx} \cos 2\varphi + M_{yy} \cos 2\varphi - 2M_{xy} \sin 2\varphi,$$

$$m_5 = M_{yz} \cos \varphi - M_{xz} \sin \varphi,$$

$$m_6 = M_{xx} \sin 2\varphi - M_{yy} \sin 2\varphi - 2M_{xy} \cos 2\varphi, \quad (5)$$

$M_{xx}, M_{xy}, \dots, M_{zz}$  — частотні спектри декартових складових тензора моменту  $\mathbf{M}(\omega)$ , який зображує вогнище для  $r = 0$ , вісь  $x$  спрямована на північ, вісь  $y$  — на схід;  $\varphi$  — кут азимуту станції (рис. 2);  $k$  — горизонтальне хвильове число, функції  $\mathbf{g}_i = (g_{zi}, g_{ri})^T$  і  $g_{\varphi i}$  описують поширення хвиль між вогнищем



і станцією;  $\mathbf{I}_1 = \begin{pmatrix} J_1 & 0 \\ 0 & J_0 \end{pmatrix}$ ,  $\mathbf{I}_2 = \begin{pmatrix} J_0 & 0 \\ 0 & J_1 \end{pmatrix}$ ;  $\mathbf{I}_3 = \mathbf{I}_2$ ;  $J_5 = J_0$ ,  $J_6 = J_1$  — функції Бесселя аргумента  $kr$ ;  $L^{-1}$  — обернене перетворення Лапласа з частотної області у часову.

На підставі описаних методик складено алгоритми і програми для розрахунку часових залежностей хвильових полів, коли джерело зображено як зосередженою силою  $\mathbf{f}(t) = (f_r(t), f_\phi(t), f_z(t))^T$ , такі за тензором сейсмічного моменту  $\mathbf{M}(t)$ . Для визначення механізму вогнища землетрусу розглянуто випадок зображення джерела сейсмічним тензором.

**Обернена задача: моделювання параметрів точкового джерела землетрусу.** На першому етапі розглядаються лише переміщення далекого поля (4), (5) від джерела у вигляді тензора сейсмічного моменту, яке реєструється однією станцією. З використанням аналізу на власні вектори і власні значення, коли виділяються лише прямі  $P$ - і  $S$ -хвилі, задача зводиться до системи лінійних алгебраїчних рівнянь [Малицький, 2010, 2016]. Рівняння (4) у матричній формі лише для прямих  $P$ - і  $S$ -хвиль на вільній поверхні півпростору в області частот і хвильових чисел  $(\omega, k)$  матиме вигляд [Малицький, 2010, 2016; Malytskyu et al., 2013].

$$\mathbf{U}^{(0)} = \mathbf{K} \cdot \mathbf{M}, \quad (6)$$

де вектор  $\mathbf{U}^{(0)} = (U_x^{(0)P}, U_x^{(0)S}, U_y^{(0)P}, U_y^{(0)S}, U_z^{(0)P}, U_z^{(0)S})^T$  містить шість декартових компонент переміщень лише прямих  $P$ - і  $S$ -хвиль, які зареєстровані на одній станції, вектор  $\mathbf{M} = (M_{xz}, M_{yz}, M_{zz}, M_{xx}, M_{yy}, M_{xy})^T$  містить шість незалежних декартових складових тензора моменту  $\mathbf{M}$ , а матриця

$$\mathbf{K} = \begin{pmatrix} K_{11}^P & K_{12}^P & K_{13}^P & K_{14}^P & K_{15}^P & K_{16}^P \\ K_{21}^S & K_{22}^S & K_{23}^S & K_{24}^S & K_{25}^S & K_{26}^S \\ K_{31}^P & K_{32}^P & K_{33}^P & K_{34}^P & K_{35}^P & K_{36}^P \\ K_{41}^S & K_{42}^S & K_{43}^S & K_{44}^S & K_{45}^S & K_{46}^S \\ K_{51}^P & K_{52}^P & K_{53}^P & K_{54}^P & K_{55}^P & K_{56}^P \\ K_{61}^S & K_{62}^S & K_{63}^S & K_{64}^S & K_{65}^S & K_{66}^S \end{pmatrix}$$

описує поширення хвиль між вогнищем і станцією та перехід від циліндричних координат до декартових. Значення для елементів матриці  $\mathbf{K}$  наведено, наприклад, у публікаціях [Malytskyu et al., 2013; Малицький, 2016].

Якщо досліджують лише прямі  $P$ -хвилі, то матрицю  $\mathbf{K}$  зводять до вигляду [Malytskyu et al., 2013; Малицький, 2016]

$$\mathbf{K}^P = \begin{pmatrix} K_{11}^P & K_{12}^P & K_{13}^P & K_{14}^P & K_{15}^P & K_{16}^P \\ K_{21}^P & K_{22}^P & K_{23}^P & K_{24}^P & K_{25}^P & K_{26}^P \\ K_{31}^P & K_{32}^P & K_{33}^P & K_{34}^P & K_{35}^P & K_{36}^P \end{pmatrix}.$$

Таким чином, рівняння (6) можна записати лише для прямих  $P$ -хвиль у матричній формі у випадку однієї станції [Malytskyu et al., 2013; Малицький, 2016]:

$$\mathbf{U}^{(0)P} = \mathbf{K}^P \cdot \mathbf{M}, \quad (7)$$

де компоненти вектора  $\mathbf{U}^{(0)P} = (U_x^{(0)P}, U_y^{(0)P}, U_z^{(0)P})^T$  відповідають амплітудам прямих  $P$ -хвиль у спостережуваному полі.

Нехай для визначеної події маємо  $N$  станцій, на яких записані сейсмограми для даного землетрусу. Тоді для кожної станції запишемо рівняння (6) і отримаємо систему з  $N$  матричних рівнянь. Перевизначивши матрицю щодо компонент тензора  $\mathbf{M}$ , можна записати її у вигляді [Malytskyu et al., 2013; Малицький, 2016]

$$\mathbf{G}\mathbf{M} = \mathbf{U}_S^{(0)}, \quad (8)$$

де матриця  $\mathbf{G} = \begin{pmatrix} \mathbf{K}_1 \\ \vdots \\ \mathbf{K}_N \end{pmatrix}$  має розмірність  $6 \times$

$\times 3N$ , бо кожна із матриць  $\mathbf{K}_i$  ( $i = 1, N$ ) має розмірність  $6 \times 3$ ; вектор  $\mathbf{U}_S^{(0)}$  має розмірність  $1 \times 6N$ , бо кожний вектор  $\mathbf{U}_{Si}^{(0)}$  ( $i = 1, N$ ) має розмірність  $1 \times 6$ .

Мінімально-квадратичний розв'язок перевизначеної системи (8) для сейсмічного тензора  $\mathbf{M}$  у випадку  $N$  станцій, які зареєстрували подію, можна отримати шляхом узагальненого обернення [Aki, Richards, 2002; Malytskyu et al., 2013; Малицький, 2016].

$$\mathbf{M} = (\tilde{\mathbf{G}}^* \mathbf{G})^{-1} \tilde{\mathbf{G}}^* \mathbf{U}_S^{(0)}, \quad (9)$$

де  $(\tilde{\mathbf{G}}^* \mathbf{G})^{-1} \tilde{\mathbf{G}}^*$  — узагальнене обернене до  $\mathbf{G}$ .

Таким чином, з урахуванням того, що компоненти тензора моменту входять у вирази для хвильових форм, отриманих на  $N$  станціях, розв'язок (9) теоретично є єдиним розв'язком для тензора сейсмічного моменту. Точність такого розв'язку зале-

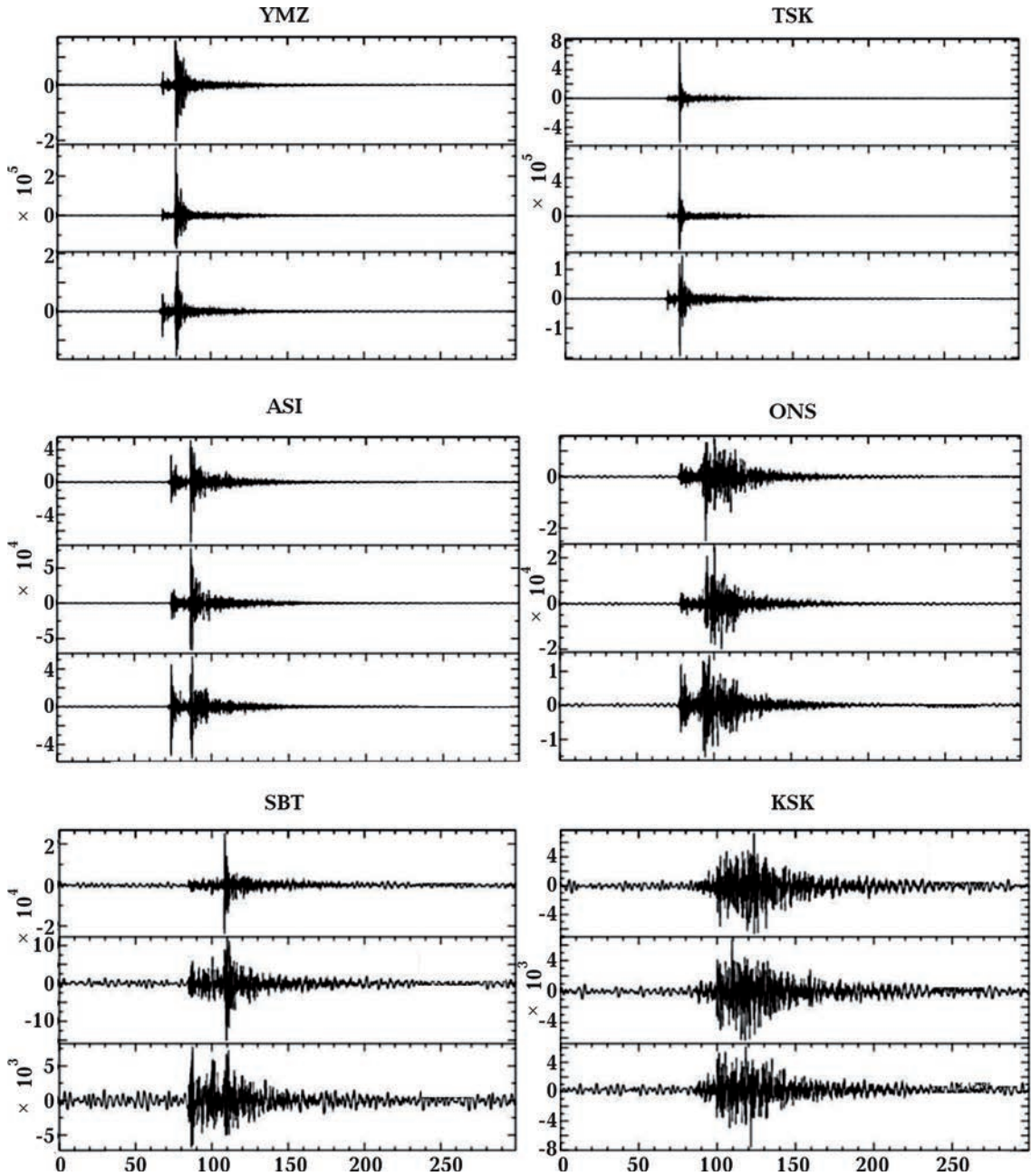


Рис. 3. Реальні записи землетрусу, який відбувся в Японії 2018/12/12 ( $t_0 = 08:49:56,16$ ;  $h_s = 62$  км;  $36,4478^\circ$  N;  $140,5788^\circ$  E;  $M_w = 4,3$ ); отримано із сайту [F-net Broadband Seismograph Network].

Fig. 3. Real records of the earthquake occurred in Japan on 2018/12/12 ( $t_0 = 08:49:56,16$ ;  $h_s = 62$  km;  $36,4478^\circ$  N;  $140,5788^\circ$  E;  $M_w = 4,3$ ); received from the website [F-net Broadband Seismograph Network].

Т а б л и ц я 1 . 1D модель земної кори при оберненні хвильових форм

Товщина $h$ , км	Швидкість, км/с		Густина, кг/м <sup>3</sup>
	$V_P$	$V_S$	
3	5,450	3,221	2500
15	6,330	3,692	2700
15	7,110	4,100	2800
29	7,948	4,445	3150
38	7,948	4,445	3150

Т а б л и ц я 2 . Дані для визначення фокального механізму

Станція	Епіцентральна відстань, км	Азимут, град.
TSK	50,898	239
YMZ	60,986	331
ASI	105,454	282
ONS	146,616	258
SBT	196,274	330
KSK	201,205	0,112

жить від заданих початкових умов: координат гіпоцентру і часу у вогнищі, розподілу швидкостей поширення сейсмічних хвиль між вогнищем і станціями, а також від рівномірності азимутального розташування станцій відносно епіцентру.

**Параметри механізму вогнища землетрусу в Японії 12 грудня 2018 р.** Метод визначення компонент тензора сейсмічного моменту, згідно з виразом (9), апробований на сейсмічній події, яка відбулась в Японії 2018/12/12 ( $t_0 = 08:49:56,16$ ;  $h_s = 62,00$  км;  $36,4478^\circ$  N;  $140,5788^\circ$  E;  $M_w = 4,3$ ; регіон: Northern Ibaraki Pref) (див. рис. 1).

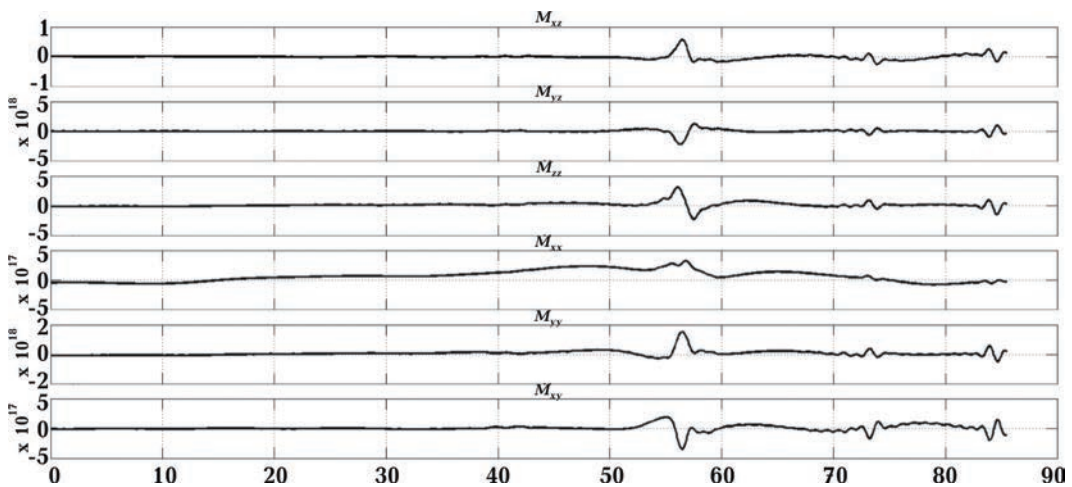


Рис. 4. Компоненти тензора моменту  $\mathbf{M}(t)$  ( $M1 = M_{xz}$ ,  $M2 = M_{yz}$ ,  $M3 = M_{zz}$ ,  $M4 = M_{xx}$ ,  $M5 = M_{yy}$ ,  $M6 = M_{xy}$ ) для землетрусу, який відбувся в Японії 2018/12/12.

Fig. 4. The moment tensor components  $\mathbf{M}(t)$  ( $M1 = M_{xz}$ ,  $M2 = M_{yz}$ ,  $M3 = M_{zz}$ ,  $M4 = M_{xx}$ ,  $M5 = M_{yy}$ ,  $M6 = M_{xy}$ ) for the earthquake occurred in Japan on 2018/12/12.

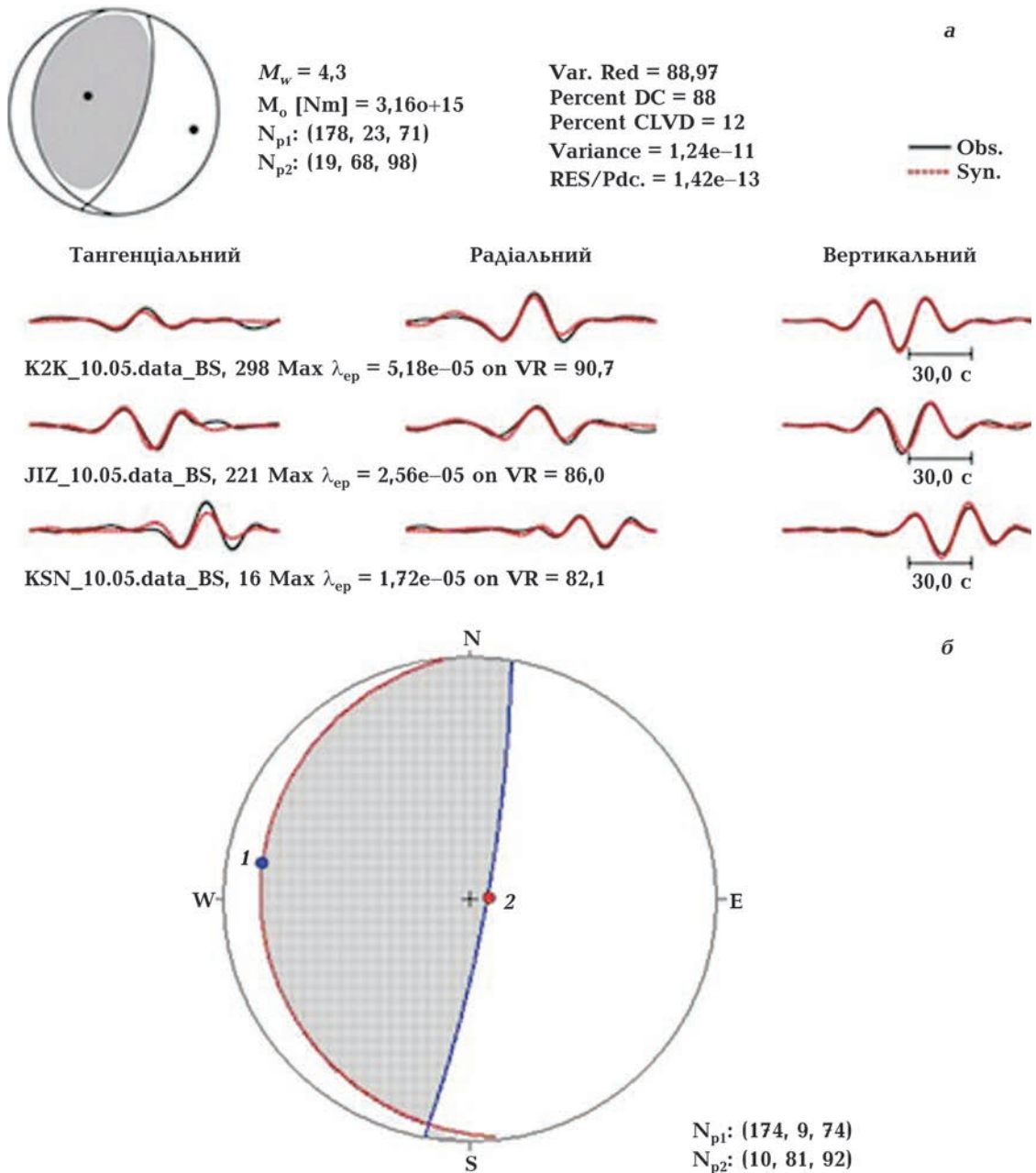


Рис. 5. Фокальний механізм для землетрусу, який відбувся в Японії 2018/12/12: *а* — визначений для F-net Broadband Seismograph Network [F-net Broadband Seismograph Network]; *б* — відповідає максимальним значенням тензора моменту  $\mathbf{M}(t)$  (див. рис. 4), які визначено оберненням хвильових форм, зареєстрованих шістьма станціями.

Fig. 5. The focal mechanism of the earthquake occurred in Japan on 2018/12/12: *a* — determined for F-net Broadband Seismograph Network [F-net Broadband Seismograph Network]; *b* — corresponds to the maximum values of the moment tensor  $\mathbf{M}(t)$  (see Fig. 4), determined by the inversion of the waveforms registered by six stations.

Вхідними параметрами є хвильові форми (рис. 3) на шести станціях, які отримано із веб-сайту [F-net Broadband Seismograph

Network]. Дані стосовно швидкісної моделі, азимутів, епіцентральної відстаней наведено в табл. 1, 2.



Для цього землетрусу із наявних записів 6 станцій (рис. 3) виділено тільки прямі  $P$ -хвилі. Компоненти тензора моменту для події визначено за допомогою інверсії записів прямих  $P$ -хвиль, згідно з виразом (9), на шести станціях (рис. 4). Відповідний фокальний механізм вогнища показано на рис. 5, б. На рис. 5, а зображено фокальний механізм для цієї події, визначений для F-net Broadband Seismograph Network. Як бачимо з рис. 5, механізми для японського землетрусу 2018/12/12, один із яких визначено через обернення записів хвильових форм на шести станціях (рис. 5, б) за запропонованим методом (9), а інший розміщений на сайті F-net Broadband Seismograph Network (рис. 5, а), майже ідентичні.

**Висновки.** У статті оцінено можливість визначення компонент тензора сейсмічного моменту за записами прямих  $P$ -хвиль лише на обмеженій кількості станцій. З метою зменшити вплив моделі середовища для обернення обрано лише прямі  $P$ -хвилі, що зазнають набагато меншого спотворення через неточність моделі середовища, ніж відбиті й конвертовані. Проте далеким від дійсності залишається припущення про горизонтальну шаруватість середовища та розподіл швидкостей у ньому, що все таки залишає вплив на остаточний результат. Крім того, як згадувалось, існують інші невизначеності, зокрема азимутальний розподіл станцій. Зазначене може призвести до певної неточності відтворення інформації про вогнище землетрусу у записах, особливо для землетрусів, зареєстрованих обме-

женою кількістю станцій. Саме тому для таких землетрусів слід розглядати комплексний підхід до розв'язання цієї задачі із застосуванням інших методів і верифікацією отриманих результатів. Частково такий підхід використано у статті для моделювання вогнища японського землетрусу 2018/12/12. Механізми, один з яких визначений оберненням хвильових форм лише із 6 станцій за допомогою матричного методу, інший розміщений на сайті F-net Broadband Seismograph Network, виявились практично тотожними. Це засвідчує існування коректного розв'язку, що може бути відтворений. Відмінності між механізмами, визначеними різними методами, є наслідком сукупності різних факторів, що впливають різною мірою на точність всіх методів. Ця проблема потребує ширшого і глибшого дослідження і виходить за межі даної праці. Метою статті було дослідження можливості використання запропонованого методу в умовах обмеженої кількості станцій. У результаті порівняння механізмів зроблено висновок, що запропонований метод обернення хвильових форм з використанням лише прямих  $P$ -хвиль буде корисний, якщо жодним іншим методом визначити механізм неможливо, що зазвичай трапляється у регіонах з невисоким рівнем сейсмічності та недостатньою кількістю сейсмічних станцій.

*Автори висловлюють вдячність професору, доктору фізико-математичних наук Д.В. Малицькому за рекомендації в цьому дослідженні.*

### Список літератури

- Малицький Д.В. Аналітично-числові підходи до обчислення часової залежності компонент тензора сейсмічного моменту. *Геоінформатика*. 2010. № 1. С. 79—85.
- Малицький Д.В. Математичне моделювання в задачах сейсмології. Київ: Наук. думка, 2016. 241 с.
- Малицький Д., Гнип А., Грицай О., Муровсь-

ка А., Кравець С., Козловський Е., Микита А. Механізм вогнища і тектонічний контекст землетрусу 29.09.2017р. поблизу м. Стебник. *Геодинаміка*. 2018. № 1 (27). С. 100—110. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.10>.

Молотков Л.А. Матричний метод в теорії розповсюдження волн в слоистых, упругих и жидких средах. Ленинград: Наука, 1984. 201 с.

- Пак Р.М. Моделирование хвильового поля, збудженого глибинним або поверхневим джерелом у горизонтально-шаруватому півпросторі. *Геодинаміка*. 2017. № 1(22). С. 114—124. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.01.114>.
- Роганов Ю.В., Пак Р.М. Представление потенциала от точечных источников для однородной изотропной среды в виде интегралов Бесселя—Меллина. *Геофиз. журн*. 2013. Т. 35. № 2. С. 163—167. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i2.2013.111361>.
- Aki, K., & Richards, P.G. (2002). *Quantitative seismology. Theory and methods*. Sausalito, California: University Science Books.
- Cronin, V. (2004). *A Draft Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists*. Baylor University.
- D'Amico, S. (2014). Source parameters related to a small earthquake swarm off-shore of Malta (central Mediterranean). *Development in Earth Science*, 2, 8—13.
- Dreger, D.S., & Helmberger, D.V. (1993). Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B5), 8107—8125. <https://doi.org/10.1029/93JB00023>.
- Dreger, D.S. (2003) TDMT\_INV: Time domain seismic moment tensor inversion. *International Geophysics*, 81. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(03\)80290-5](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(03)80290-5).
- Dziewonski, A. M., Chou, T. A., & Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of regional and global seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4), 2825—2852. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>
- F-net Broadband Seismograph Network. (2018). Retrieved from <http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php>.
- Godano, M., Bardainne, T., Regnier, M., & Deschamps, A. (2011). Moment tensor determination by nonlinear inversion of amplitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(1), 366—378. <https://doi.org/10.1785/0120090380>.
- Hardebeck, J.L., & Shearer, P.M. (2003). Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(6), 2432—2444. <https://doi.org/10.1785/0120020236>.
- Herrmann, R.B. (2008). *Toward automated focal mechanism and moment determination for the continental U.S. — an ANSS product*. Final Technical Report USGS Grant 05HQGR0047.
- Herrmann, R.B., Withers, M. & Benz, H. (2008). The April 18, 2008 Illinois earthquake: an ANSS monitoring success. *Seismological Research Letters*, 79(6), 830—843. <https://doi.org/10.1785/gssrl.79.6.830>.
- Kikuchi, M., & Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves — III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 6(81), 2335—2350.
- Kozlovskyy, E., Maksymchuk, V., Malytskyy, D., Tymoschuk, V., Hrytsai, O., & Pyrizhok, N. (2020). Structural-tectonic and seismic characteristics relationships in the Central part of the Transcarpathian internal depression. *Geodynamics*, 1(28), 62—70. <https://doi.org/10.23939/jgd2020.01.062>.
- Malytskyy, D., & D'Amico, S. (2015). *Moment tensor solutions through waveforms inversion*. Published by Mistral Service S.a.S., 25 p.
- Malytskyi, D., Muyla, O., Pavlova A., & Hrytsai, O. (2013). Determining the focal mechanism of an earthquake in the Transcarpathian region of Ukraine. *Visnyk Kyivivs'koho natsional'noho universytetu imeni Tarasa Shevchenka. Heolohiya*, 4(63), 38—44.
- Miller, A.D., Julian, B.R., & Foulger, G.R. (1998). Three-dimensional seismic structure and moment tensors of non-double-couple earthquakes at the Hengill-Grensdalur volcanic complex, Iceland. *Geophysical Journal International*, 133(2), 309—325. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00492.x>.
- Pavlova, A., Hrytsai, O., & Malytskyy, D. (2014).

- Determining the focal mechanisms of the events in the Carpathian region of Ukraine. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 3, 229—239. <https://doi.org/10.5194/gi-3-229-2014>.
- Šílený, J., Panza, G.F., & Campus, P. (1992). Waveform inversion for point source moment tensor retrieval with variable hypocentral depth and structural model. *Geophysical Journal International*, 109(2), 259—274. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00097.x>.
- Sipkin, S.A. (1986). Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Global seismicity, 1981—1983. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 1515—1541.
- Vavryčuk, V., & Kühn, D. (2012). Moment tensor inversion of waveforms: a two-step time frequency approach. *Geophysical Journal International*, 190(3), 1761—1776. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05592.x>.
- Wéber, Z. (2006). Probabilistic local waveform inversion for moment tensor and hypocentral location. *Geophysical Journal International*, 165(2), 607—621. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02934.x>.
- Wéber, Z. (2016). Probabilistic waveform inversion for 22 earthquake moment tensors in Hungary: new constraints on the tectonic stress pattern inside the Pannonian basin. *Geophysical Journal International*, 204(1), 236—249. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv446>.
- Zhu, L., Akyol, N., Mitchell, B., & Sozbiliz, H. (2006). Seismotectonics of western Turkey from high resolution earthquake relocations and moment tensor determinations. *Geophysical Research Letters*, 33(7), L07316. <https://doi.org/10.1029/2006GL025842>.

## Modeling of earthquake source parameters on December 12, 2018 (08:49:56,16; 36,4478° N; 140,5788° E; $H = 62,0$ km; $M_w = 4,3$ , Japan)

**R.M. Pak<sup>1,2</sup>, O.D. Hrytsai<sup>1,3</sup>, 2021**

<sup>1</sup>Carpathian Branch of S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine

<sup>2</sup>Hetman Petro Sahaidachny National Army Academy, Lviv, Ukraina

<sup>3</sup>«Lviv Polytechnic» National University, Lviv, Ukraina

Modeling of earthquake source parameters, such as the orientation of the fault plane and the direction of the fault slip, is important for understanding the physics of earthquake source processes, determining the stress-strain state of the geological medium and seismic hazard estimation. For modeling source parameters of the earthquake on December 12, 2018 at 08:49:56,16 (UTC) in Japan (36,4478° N, 140,5788° E, Northern Ibaraki Pref region) at the depth of 62 km with a magnitude of  $M_w = 4.3$ , the waveforms inversion was used to determine seismic moment tensor and represent it through a focal mechanism. The earthquake source is considered as a point source of seismic waves which propagate in a medium represented by a set of horizontally homogeneous elastic layers. An algorithm for determining seismic tensor components based on the forward problem solved by the matrix method, and using the generalized inverse solution, selecting only direct waves is applied. The input data for determining seismic moment components are data of only direct  $P$  waves selected from the observed records at six seismic stations of the Japanese local network NIED F-net: TSK, YMZ, ASI, ONS, SBT, KSK. The seismic moment tensor components were determined through waveform inversion using the matrix method. The obtained results, presented through a focal mechanism, are compared to the results

obtained by the National Research Institute of Earth Sciences and Resistance to Natural Disasters (NIED CMT solutions). As a result of focal mechanisms comparison, it is concluded that the proposed algorithm for determining seismic moment tensor components can be used if it is impossible to use another method, or if some refinement is required for another method. This approach is especially relevant for regions with low seismicity and insufficient number of stations. In addition, this method reduces the effects of an inaccurate medium model, because direct waves are much less distorted than reflected and converted, and that increases the accuracy and reliability of the method.

**Key words:** small earthquakes, seismic moment tensor, focal mechanism, matrix method, direct *P* waves.

## References

- Malytskyy, D. (2010). Analytic-Numerical Approaches to the Calculation of Seismic Moment Tensor as a Function of Time. *Geoinformatik*, (1), 79—85 (in Ukrainian).
- Malytskyy, D. (2016). *Mathematical Modeling in the Problems of Seismology*. Kyiv: Naukova Dumka, 241 p. (in Ukrainian).
- Malytskyi, D., Hnyk, A., Hrytsai, O., Murovska, A., Kravets, S., Kozlovskiy, E., & Mykyta, A. (2018). Source mechanism and tectonic setting of 29.09.2017 earthquake near Stebnyk *Geodynamics*, (1), 100—110. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.10> (in Ukrainian).
- Molotkov, L.A. (1984). *Matrix method in the theory of wave propagation in layered, elastic and liquid media*. Leningrad: Nauka, 201 p. (in Russian).
- Pak, R.M. (2017). Modeling of wave field, which has been excited of deep or superficial source in horizontally layered half-space. *Geodynamics*, (1), 114—124. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.01.114> (in Russian).
- Roganov, Yu., & Pak, R. (2013). Representation of potentials from point sources for a homogeneous isotropic medium in the form of Bessel—Mellin integrals. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 35(2), 163—167. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i2.2013.111361> (f8).
- Aki, K., & Richards, P.G. (2002). *Quantitative seismology. Theory and methods*. Sausalito, California: University Science Books.
- Cronin, V. (2004). *A Draft Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists*. Baylor University.
- D'Amico, S. (2014). Source parameters related to a small earthquake swarm off-shore of Malta (central Mediterranean). *Development in Earth Science*, 2, 8—13.
- Dreger, D.S., & Helmberger, D.V. (1993). Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B5), 8107—8125. <https://doi.org/10.1029/93JB00023>.
- Dreger, D.S. (2003) TDMT\_INV: Time domain seismic moment tensor inversion. *International Geophysics*, 81. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(03\)80290-5](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(03)80290-5).
- Dziewonski, A.M., Chou, T.A., & Woodhouse, J.H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of regional and global seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4), 2825—2852. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>
- F-net Broadband Seismograph Network. (2018). Retrieved from <http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php>.
- Godano, M., Bardainne, T., Regnier, M., & Deschamps, A. (2011). Moment tensor determination by nonlinear inversion of amplitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(1), 366—378. <https://doi.org/10.1785/0120090380>.
- Hardebeck, J.L., & Shearer, P.M. (2003). Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(6),



- 2432—2444. <https://doi.org/10.1785/0120020236>.
- Herrmann, R.B. (2008). *Toward automated focal mechanism and moment determination for the continental U.S. — an ANSS product*. Final Technical Report USGS Grant 05HQGR0047.
- Herrmann, R.B., Withers, M. & Benz, H. (2008). The April 18, 2008 Illinois earthquake: an ANSS monitoring success. *Seismological Research Letters*, 79(6), 830—843. <https://doi.org/10.1785/gssrl.79.6.830>.
- Kikuchi, M., & Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves — III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 6(81), 2335—2350.
- Kozlovskyy, E., Maksymchuk, V., Malytskyi, D., Tymoschuk, V., Hrytsai, O., & Pyrizhok, N. (2020). Structural-tectonic and seismic characteristics relationships in the Central part of the Transcarpathian internal depression. *Geodynamics*, 1(28), 62—70. <https://doi.org/10.23939/jgd2020.01.062>.
- Malytskyi, D., & D'Amico, S. (2015). *Moment tensor solutions through waveforms inversion*. Published by Mistral Service S.a.S., 25 p.
- Malytskyi, D., Muyla, O., Pavlova A., & Hrytsai, O. (2013). Determining the focal mechanism of an earthquake in the Transcarpathian region of Ukraine. *Visnyk Kyivskoho natsional'noho universytetu imeni Tarasa Shevchenka. Heolohiya*, 4(63), 38—44.
- Miller, A.D., Julian, B.R., & Foulger, G.R. (1998). Three-dimensional seismic structure and moment tensors of non-double-couple earthquakes at the Hengill-Greisdalur volcanic complex, Iceland. *Geophysical Journal International*, 133(2), 309—325. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00492.x>.
- Pavlova, A., Hrytsai, O., & Malytskyi, D. (2014). Determining the focal mechanisms of the events in the Carpathian region of Ukraine. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 3, 229—239. <https://doi.org/10.5194/gi-3-229-2014>.
- Šílený, J., Panza, G.F., & Campus, P. (1992). Waveform inversion for point source moment tensor retrieval with variable hypocentral depth and structural model. *Geophysical Journal International*, 109(2), 259—274. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00097.x>.
- Sipkin, S.A. (1986). Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Global seismicity, 1981—1983. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 1515—1541.
- Vavryčuk, V., & Kühn, D. (2012). Moment tensor inversion of waveforms: a two-step time frequency approach. *Geophysical Journal International*, 190(3), 1761—1776. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05592.x>.
- Wéber, Z. (2006). Probabilistic local waveform inversion for moment tensor and hypocentral location. *Geophysical Journal International*, 165(2), 607—621. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02934.x>.
- Wéber, Z. (2016). Probabilistic waveform inversion for 22 earthquake moment tensors in Hungary: new constraints on the tectonic stress pattern inside the Pannonian basin. *Geophysical Journal International*, 204(1), 236—249. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv446>.
- Zhu, L., Akyol, N., Mitchell, B., & Sozbiliz, H. (2006). Seismotectonics of western Turkey from high resolution earthquake relocations and moment tensor determinations. *Geophysical Research Letters*, 33(7), L07316. <https://doi.org/10.1029/2006GL025842>.

# Моделирование параметров очага землетрясения 12 декабря 2018 г. (08:49:56,16; 36,4478° N; 140,5788° E; $H = 62,0$ км; $M_w = 4,3$ , Япония)

Р.М. Пак<sup>1,2</sup>, О.Д. Грицай<sup>1,3</sup>, 2021

<sup>1</sup>Карпатское отделение Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Львов, Украина

<sup>2</sup>Национальная академия сухопутных войск им. гетьмана П. Сагайдачного, Львов, Украина

<sup>3</sup>Национальный университет «Львовская политехника», Львов, Украина

Моделирование параметров очага землетрясения, таких как ориентация плоскости разрыва и направление подвижки на плоскости, важно для понимания физики процессов в нем, определения напряженно-деформированного состояния геологической среды и оценки сейсмической опасности. Для моделирования параметров очага землетрясения, произошедшего 12 декабря 2018 г. в 08:49:56,16 (UTC) в Японии (36,4478° N, 140,5788° E, регион Northern Ibaraki Pref) на глубине 62 км магнитудой  $M_w = 4,3$ , применены обращения волновых форм для определения тензора сейсмического момента и представления через фокальный механизм. Очаг землетрясения рассматривается как точечный источник сейсмических волн, которые распространяются в среде, представленной набором горизонтально-однородных упругих слоев. На основании прямой задачи, решаемой с помощью матричного метода, использования решения обобщенного обращения, выделения только прямых волн, применен алгоритм определения компонент сейсмического тензора. Как входные данные для определения компонент сейсмического момента использованы данные только прямых  $P$ -волн из наблюдаемых записей на шести сейсмических станциях японской локальной сети NIED F-net: TSK, YMZ, ASI, ONS, SBT, KSK. Компоненты тензора сейсмического момента определены путем обращения волновых форм с помощью матричного метода. Результаты, полученные с использованием фокального механизма, сравнивались с результатами, полученными Национальным научно-исследовательским институтом наук о Земле, об устойчивости к стихийным бедствиям (NIED CMT solutions). В результате сравнения механизмов очагов сделан взвод о том, что предложенный алгоритм определения компонент тензора сейсмического момента можно применять, если невозможно использовать другой метод или необходимо определенное уточнение для другого метода. Особенно актуален такой подход для регионов с невысоким уровнем сейсмичности и недостаточным количеством станций. Кроме того, данный метод позволяет уменьшить влияние эффектов неточной модели среды, поскольку прямые волны испытывают гораздо меньше искажений, чем отраженные и проходящие, что, в свою очередь, повышает точность и надежность метода.

**Ключевые слова:** малые землетрясения, тензор сейсмического момента, фокальный механизм, матричный метод, прямые  $P$ -волны.