

УДК 550.8.056

DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.101.05>О. Краснікова, асп.
e-mail: koatinga@gmail.comС. Вижва, д-р геол. наук, проф.
e-mail: vsa@univ.net.uaКиївський національний університет імені Тараса Шевченка,
ІНІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ФОРМУВАННЯ ШВИДКІСНОЇ МОДЕЛІ І ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ МЕТОДІВ ВИЗНАЧЕННЯ ГІПОЦЕНТРУ МІКРОСЕЙСМІЧНОЇ ПОДІЇ ПРИ ПРОВЕДЕННІ ГІДРОРОЗРИВУ ПЛАСТА

(Представлено членом редакційної колегії д-ром геол. наук, ст. дослідником О.І. Меньшовим)

Присвячено аналізу особливостей визначальних етапів обробки даних мікросейсмічного моніторингу гідророзриву пласта. Обґрунтовано важливість наявності точної швидкісної моделі розрізу та етапи її створення. Надано класифікацію швидкісних моделей та вхідні дані, потрібні для їх побудови. Розглянуто групи методів визначення гіпоцентру мікросейсмічної події, їхні переваги, недоліки та фактори, що впливають на точність обчислень. Надано детальну характеристику окремих методів. Серед абсолютних – методів пошуку по сітці, лінеаризованої інверсії (Гейгера) та методів на основі продовження хвилових полів у середовище. Серед відносних – методів основної події (master-event method) та подвійної різниці (double-difference method). Представлено алгоритми застосування окремих методів. Наведено приклад порівняльної характеристики різних методів при виборі методики визначення гіпоцентру мікросейсмічної події.

Ключові слова: гідророзрив пласта, мікросейсмічний моніторинг, розв'язання оберненої задачі, швидкісна модель.

Постановка проблеми. Одним з аспектів забезпечення енергонезалежності України є нарощування ресурсної бази вуглеводнів за рахунок нетрадиційних колекторів, розробка яких вимагає впровадження методів інтенсифікації пласта, зокрема гідравлічного розриву (ГРП). Мікросейсмічний моніторинг є важливим для контролю якості проведення ГРП.

Мікросейсмічні методи набули значного поширення як у промисловій, так і в інженерній геофізиці. Спершу їх застосовували в моніторингу шахтного видобутку та в геотермії, а згодом – і в контролі за гідророзривом пласта, за станом дамб та гідротехнічних споруд, у моніторингу зберігання CO₂ тощо. Головним завданням обробки мікросейсмічної інформації є визначення гіпоцентру мікросейсмічної події (Краснікова та ін., 2021). У світовій практиці для розв'язання цієї задачі застосовується широкий спектр методів, вибір яких у кожному конкретному випадку здійснюється з урахуванням низки факторів, як от кількість та якість вхідної інформації, особливості вибраної модифікації польової розстановки тощо. Також важливо відзначити, що на відміну від даних активних методів сейсмозвідки для мікросейсмічних даних є невідомими час збудження та розташування джерела (Wu et al., 2018). Завдяки цьому багато методів класичної сейсмології застосовуються в обробці мікросейсміки нарівні з методами сейсмозвідки.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Дана стаття є частиною циклу публікацій, присвячених мікросейсмічному моніторингу гідророзриву пласта кафедри геофізики Інституту геології Київського національного університету імені Тараса Шевченка (Lisny et al., 2021; Краснікова та ін., 2021).

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми. Стаття висвітлює питання, пов'язані з особливостями відбору даних та алгоритмом створення швидкісної моделі для роботи з даними мікросейсмічного моніторингу, а також класифікацію та специфіку використання ряду методів визначення гіпоцентру мікросейсмічної події. Варто зазначити, що в публікаціях українською мовою спостерігається брак інформації із цього питання.

Мета досліджень – огляд окремих етапів обробки мікросейсмічної інформації, а саме: побудови швидкісної моделі та методів визначення гіпоцентру мікро-

сейсмічної події, аналіз особливостей їх застосування, переваг і недоліків.

Особливості формування швидкісної моделі. Усі методи оцінки гіпоцентру спираються на точну фонову модель, створення якої входить у послідовність обробки даних мікросейсмічного моніторингу. Оскільки нетрадиційні колектори є переважно анізотропними через сланцюватість або тріщинуватість, використання правильних анізотропних моделей швидкості є важливим для мінімізації будь-яких систематичних помилок у розташуваннях гіпоцентрів. Для перевірки моделі потрібен алгоритм визначення гіпоцентрів калібрувальних подій, який має бути ідентичним методу, що використовується для визначення місцезнаходження виявлених подій (Eaton, 2018). Основні кроки створення моделі:

1. Побудова початкової апріорної моделі швидкості, яка визначає просторовий розподіл швидкостей повздовжніх і поперечних хвиль. Зазвичай початкова модель використовує дані каротажу. У випадках, коли дані каротажу свердловини відсутні або ненадійні, спочатку будується літологічна модель і наповнюється значеннями швидкостей, визначеними за іншими даними.

2. Модель швидкості може бути узагальнена для включення ефектів анізотропії та затухання. У випадку середовища, що характеризується вертикальною поперечною ізоτροпією (VTI), горизонтальною поперечною ізоτροпією (HTI) або нахиленою поперечною ізоτροпією (TTI), замість значень пружної жорсткості часто зручніше параметризувати фонову модель шляхом посилення значень V_p і V_s , використовуючи орієнтацію осі симетрії, а також параметри Томсена.

3. З використанням даних калібрування початкова модель швидкості коригується доти, поки не буде отримано правильне розташування гіпоцентра. Для налаштування моделі можна використовувати різні стратегії, починаючи від нелінійної інверсії та закінчуючи ручним налаштуванням параметрів. При застосуванні даних перфораційних вибухів розробляються процедури, що дають змогу мінімізувати різницю між розрахованим і спостереженим часом приходу P- і S-хвиль мікросейсмічних подій.

Варто зазначити, що на практиці калібрувальні події не завжди доступні. Виявлені мікросейсмічні події можна розглядати як альтернативу, що надає значну інформацію

про швидкості пружних хвиль. Можливе одночасне інвертування для параметрів швидкості та розташування гіпоцентру залежно від геометрії "джерело-приймач".

Важливим етапом калібрування швидкісної моделі є контроль якості. Наприклад, можливо стежити, щоб у кожному шарі співвідношення поперечних та повздовжніх швидкостей лишалося у фізично можливих рамках для гірських порід.

Швидкісні моделі поділяють на 1D, 2D та 3D моделі. Для створення одновимірних моделей зазвичай використовують крос-диполь або літологічний каротаж, за допомогою яких створюються основні границі поділу в моделі, після визначення яких кожному шару задається константа швидкості (середнє значення або медіана в межах шару) (Pike, 2014). Для побудови двовимірної швидкісної моделі використовують дані міжсвердловинної кореляції та структурні поверхні. Задаючи швидкості для кожного шару моделі, враховують кут залягання пластів. У тривимірній моделі враховують такі додаткові параметри, як фаціальні зміни, розривні порушення, а також азимутальні варіації, пов'язані з анізотропією.

Огляд методів визначення гіпоцентру мікросейсмічної події. Застосовувані для визначення гіпоцентру мікросейсмічної події методи можна поділити на абсолютні та відносні (Akram, 2020). Абсолютні методи оцінюють розташування гіпоцентру щодо фіксованої системи координат, тоді як відносні методи оцінюють розташування гіпоцентру відносно так званої основної події (мікросейсмічна подія з високим рівнем показника S/N, яка була локалізована раніше з високою впевненістю за допомогою будь-якого з абсолютних методів). Абсолютні методи поділяють на дві основні категорії:

- методи, основані на часі приходу;
- методи, основані на формі хвилі.

Методи, основані на часі приходу, використовують піки часів прибуття P- та S-хвиль. Присутність завад і невідома форма сигналів хвиль ускладнюють задачу визначення часу прибуття. Також варто брати до уваги розбіжності у визначенні часів різними операторами, що може впливати на достовірність результатів. На відміну від цього, методи, основані на формі сигналу, не вимагають вибору часу прибуття і можуть забезпечити більш сумісні результати. Однак на точність цих методів впливає відношення S/N та притаманні алгоритмічні помилки (наприклад, помилки моделювання форми сигналу). Крім того, ці методи можуть бути дорогими з погляду обчислень (Akram, 2020).

Залежно від застосування швидкісних моделей та можливості їх змінювати з урахуванням даних, що надходять, методи поділяють на три групи. Перша група – це найпростіші моделі із фіксованою швидкістю. Томографічні методи, що належать до другої групи, виникли в глобальній сейсмології для зменшення впливу похибок швидкісної моделі на гіпоцентри землетрусів. Те, що похибки швидкості можна пом'якшити шляхом обрахунку гіпоцентрів землетрусів відносно один одного – є основою для третьої групи методів, відомих як методи подвійної різниці (Grechka and Heigl, 2017).

Варто також згадати, що методи знаходження гіпоцентру будуть відрізнятися для наземної та свердловинної модифікації мікросейсмічного моніторингу.

Важливим аспектом визначення гіпоцентру мікросейсмічних подій є аналіз невизначеності. Через варіації у силі та амплітуді подій точність та достовірність результатів також буде різною. Тож застосування атрибутів, пов'язаних з контролем якості, дозволяє відібрати якісні дані та оцінити вплив невизначеності на результати

інтерпретації (Maxwell, 2014). Іншими факторами впливу є помилки у геометрії для визначення часів приходу та у швидкісній моделі.

Авторами проведений аналіз застосування окремих методів.

Метод пошуку по сітці. Алгоритм пошуку по сітці складається з генерації сітки з вузлами, пов'язаними з можливими гіпоцентрами, розділеними інтервалами dx , dy та dz , а також сітки початкових моментів, з інтервалом dt (Castellanos and Baan, 2013). Потім розраховується теоретичний час проходження хвилі від кожного вузла до приймачів і порівнюється з фактично спостережуваним часом прибуття. Розв'язок задачі відбувається за допомогою ітерацій по можливих часах та координатах джерела, а також створюється таблиця пошуку із цими теоретичними часами проходження для всіх можливих гіпоцентральных параметрів, щоб запобігти повторним обчисленням. Ця процедура дає оцінку максимальної правдоподібності гіпоцентральных параметрів (просторових координат і початкового часу). Варто зазначити, що точне визначення гіпоцентрів потребує хорошого азимутального перекриття, тому, наприклад, для розташування приймачів в одній свердловині під час свердловинної модифікації мікросейсмічного моніторингу вказаний метод використовувати не рекомендується, проте він надійно працює за наявності двох і більше свердловин або в поверхневій модифікації.

Метод лінеаризованої інверсії. Є одним із методів, оснований на часі приходу. Його розробив для визначення гіпоцентру землетрусу ще Гейгер (Geiger, 1912). Застосовують лінеаризований варіант рівняння часу приходу:

$$G \Delta m = \Delta \tau, \quad (1)$$

де $G = \frac{\partial t_k^i}{\partial m^j}$ – матриця $2N \times 4$, яка містить похідні за часом проходження щодо параметрів моделі (x, y, z, t_0); $\Delta m = [\Delta x \ \Delta y \ \Delta z \ \Delta \tau^0]^T$ – вектор параметрів моделі; $\Delta \tau = (\tau^0 - \tau^m)_k^i$ – різниці часів приходу.

Вважається, що часи приходу отримані з усіх N ресиверів (приймачів) для конкретної події. На практиці це часто неможливо через високе співвідношення S/N (Akram, 2020).

Оскільки рівняння (1) є перевизначеним, воно може бути розв'язане із застосуванням методу найменших квадратів

$$\Delta m = (G^T G)^{-1} G^T \Delta \tau. \quad (2)$$

Параметри моделі оновлюються ітеративно

$$m_{i+1} = m_i + \Delta m.$$

Узагальнений алгоритм застосування методу Гейгера включає такі кроки (Akram, 2020):

1. Встановити початкове m_0 для вектора параметрів гіпоцентру.

2. Визначити приймачі, для яких доступні часи прибуття P- та/або S-хвиль. На практиці складно надійно визначити часи прибуття P- і S-хвиль за наявності сильного шуму. Отже, вони обираються за даними з окремих приймачів (з хорошим S/N), щоб мінімізувати помилки.

3. Обчислити змодельований час прибуття t_m для поточного m_1 за допомогою відкаліброваної моделі та доступних приймачів (крок 2).

4. Обчислити G і τ , використовуючи спостережувані та змодельовані вибірки часів прибуття.

5. Обчислити оновлений параметр (m), використовуючи рівняння (2).

6. Перевірити критерій зупинки. Повторити кроки 3–5, доки не буде виконано критерій зупинки.

Методи на основі продовження хвильових полів у середовищі. Такий підхід до визначення просторових координат мікросейсмічних джерел або мікросейсмічних

подій нагадує побудову сейсмічних зображень геологічного середовища з використанням площинних сейсмограм центральних променів. У задачах розвідки родовищ вуглеводнів такі сейсмограми не реєструються безпосередньо в польових умовах, а обчислюються з використанням відповідного набору зареєстрованих площинних сейсмограм спільних точок збудження. Для побудови сейсмічних зображень геологічного середовища приймається модель випромінювальних елементів, якими можуть бути точкові або протяжні випромінювачі сейсмічної енергії. Водночас функція швидкості у середовищі має множник 1/2.

У випадку мікросейсмічної емісії для побудови зображення мікросейсмічних джерел використовують дещо іншу модель. Вважається, що мікросейсмічні джерела є точковими, а їх сукупність визначає геометрію тріщин довільної форми, що утворилися внаслідок проведення ГРП. У цьому разі сейсмічне, або, точніше, мікросейсмічне зображення тріщинної зони, може бути побудовано шляхом сканування простору зображення із знаходженням у кожній точці середовища значень хвильової функції за рахунок продовження хвильового поля з поверхні спостережень у середовище. Положення гіпоцентру обчислюється за просторовим розташуванням точки максимальної амплітуди, швидкісна функція використовується без нормування. Такі функції можуть відповідати різним швидкісним моделям, наприклад середньошвидкісній або пластовій.

Однак під час побудови зображень мікросейсмічних подій виникає принципова проблема. Якщо для побудови сейсмічних зображень геологічного середовища за сейсмограмами центральних променів час початку випромінювання є константою, що дорівнює нулю, то для мікросейсмічних зображень часи початку випромінювання мікросейсмічних джерел не є константою. Більш того, їх значення априорно невідомі. Для вирішення цієї проблеми, крім просторового сканування області мікросейсмічного зображення, необхідно провести сканування за часом для кожної просторової точки мікросейсмічного зображення. Це дозволяє визначити часи початку випромінювання мікросейсмічних джерел. Достовірність мікросейсмічних зображень тріщинної зони у даному випадку підвищується разом із збільшенням кількості приймачів мікросейсмічних хвиль.

Для продовження хвильових полів у середовище використовуються різні способи, зокрема, різницевий, спектральний та інтегральний, що базується на використанні інтеграла Кірхгофа.

Як і в інших методах, для точної оцінки розташування гіпоцентру мікросейсмічної події потрібні точна швидкісна модель та достатньо низький рівень завад (Akram, 2020).

Відносні методи визначення гіпоцентру мікросейсмічної події. Недосконала швидкісна модель є одним з основних факторів, що впливають на точність абсолютних методів визначення гіпоцентру мікросейсмічної події. Однак вплив невідомої структури швидкостей і систематичних похибок на час прибуття можна мінімізувати шляхом відносного знаходження розташування сусідніх мікросейсмічних подій (Akram, 2020). Мікросейсмічні події із сигналами великої амплітуди можуть використовуватися як основні події. Тоді взаємна кореляція може знайти більш слабкі сигнали з меншою амплітудою з подібними характеристиками форми хвилі, що й основні події. Цей метод ефективний для виявлення подібних подій, а також дозволяє визначити розташування події відносно головної події (Maxwell, 2014).

Застосування основної події ґрунтується на припущенні, що помилки у швидкісній моделі рівні для спостережень за двома повторюваними подіями в одному місці. Це припущення зазвичай залишається справедливим, якщо відстані між подіями є незначними порівняно з відстанями між подіями та пунктами. Отже, цей метод можна застосувати лише до сейсмічних подій у межах обмеженого об'єму поблизу основної події (Grigoli et al., 2016).

Найпоширенішими відносними методами є метод основної події (master-event method – MEM) та метод подвійної різниці (double-difference method – DDM). MEM оцінює розташування гіпоцентру мікросейсмічних подій відносно основної події, тоді як DDM розглядає кожну подію у кластері як основну. І MEM, і DDM припускають, що розподіл гіпоцентрів між подіями є невеликим порівняно із відстанню джерело-приймач і розміром будь-якої неоднорідності швидкості вздовж траєкторії променя (Akram, 2020). Одним з обмежень MEM є вимога, щоб основна подія була записана на більшості приймачів у масиві. Іншим обмеженням цього методу є те, що можна використовувати лише час прибуття, доступний як для вторинної події, так і для головної події. Також розрахунок гіпоцентру основної події має бути проведений незалежно від інших. Метод подвійної різниці долає обмеження MEM, оскільки кожна подія в мультиплетному кластері розглядається як основна. Перевагою відносних методів визначення гіпоцентру мікросейсмічної події є можливість їх застосування за низьких значень параметра "сигнал-шум". Їхні особливості, включаючи точність апроксимації променів, роблять їх придатними для наземного мікросейсмічного моніторингу (Jiang et al., 2019).

Розглянемо метод подвійної різниці (рис. 1), описаний у статті (Waldhauser and Ellsworth, 2000).

Для пари мікросейсмічних подій різниця між спостереженими та розрахованими часами проходження хвиль d_k^{ij} записується

$$d_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{\text{спост}} - (t_k^i - t_k^j)^{\text{розрах}}, \quad (3)$$

де $t_k^{\text{спост}}$ та $t_k^{\text{розрах}}$ – спостережені та розраховані часи проходження хвиль для подій i та j для k -того спостереження.

Рівняння (3) автори визначають як подвійну різницю. Рівняння для зміни гіпоцентральної відстані між двома подіями i і j записується як

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j = d_k^{ij}, \quad (4)$$

де $\Delta m^i = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta t^i)$ – для просторових координат та часу виникнення події i .

Для охоплення всіх точок спостережень (сейсмостанцій) дане рівняння для всіх пар мікросейсмічних подій об'єднується у систему лінійних рівнянь у формі

$$WG\Delta m = W\Delta d, \quad (5)$$

де G – матриця розміру $M \times 4N$ (M – кількість спостережень подвійної різниці; N – кількість подій), що містить часткові похідні; d – вектор даних, що містить подвійні різниці; Δm – вектор довжини $4N$, що містить зміни гіпоцентральної параметрів, які потрібно визначити; W – діагональна матриця для зважування кожного рівняння.

Для рівняння застосовується обмеження

$$\sum_{i=1}^N \Delta m^i = 0. \quad (6)$$

Гіпоцентральної параметри оновлюються ітеративно, доки Δm^i не стане дуже малим або не буде виконано критерій зупинки.

Як вихідне припущення можуть бути використані розрахунки положення гіпоцентру за допомогою абсолютних методів (наприклад, описаного вище методу Гейгера) (Akram, 2020).

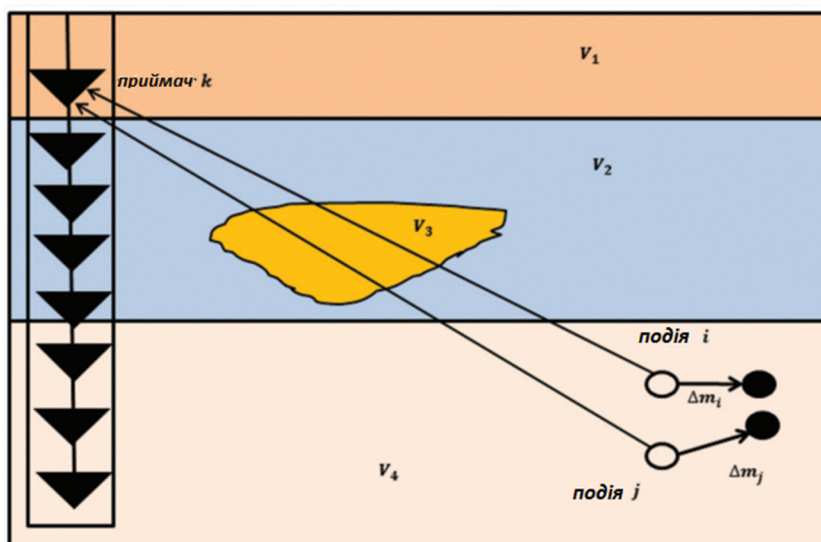


Рис. 1. Алгоритм подвійної різниці (Castellanos and Baan, 2013).

Для двох подій i та j показано початкові місця (незафарбовані кола), переміщення (зафарбовані кола) і відповідні шляхи променів до станції k . Товсті стрілки (Δt_i та Δt_j) позначають відповідні вектори переміщення

Питання вибору методики визначення гіпоцентру.

Вибір між методами визначення гіпоцентру мікросейсмічної події має здійснюватися безпосередньо для конкретної роботи з урахуванням низки факторів, зокрема: комплексу наявних вхідних даних, особливостей польового етапу робіт, економічних та часових факторів, попереднього досвіду у проведенні мікросейсміки на території тощо.

У роботі (Akram, 2020) наводиться приклад порівняння трьох методів визначення гіпоцентру мікросейсмічної події (метод Гейгера, MEM, DDM) для свердловинної розстановки з 12 приймачами, розташованими у двох

вертикальних свердловинах (рис. 2). Для розрахунків було використано одновимірну швидкісну модель.

Як видно з рисунка, відносні розташування гіпоцентрів, отримані за допомогою MEM і DDM, точніші, ніж абсолютні. Як для абсолютних, так і для відносних значень помилки в глибині є більшими, ніж по латералі. Середньоквадратична похибка є найменшою для методу подвійної різниці. Жоден з методів не компенсує похибки в обчисленні швидкості повною мірою. Отже, щоб з точністю визначити гіпоцентри, потрібне коригування швидкісної моделі.

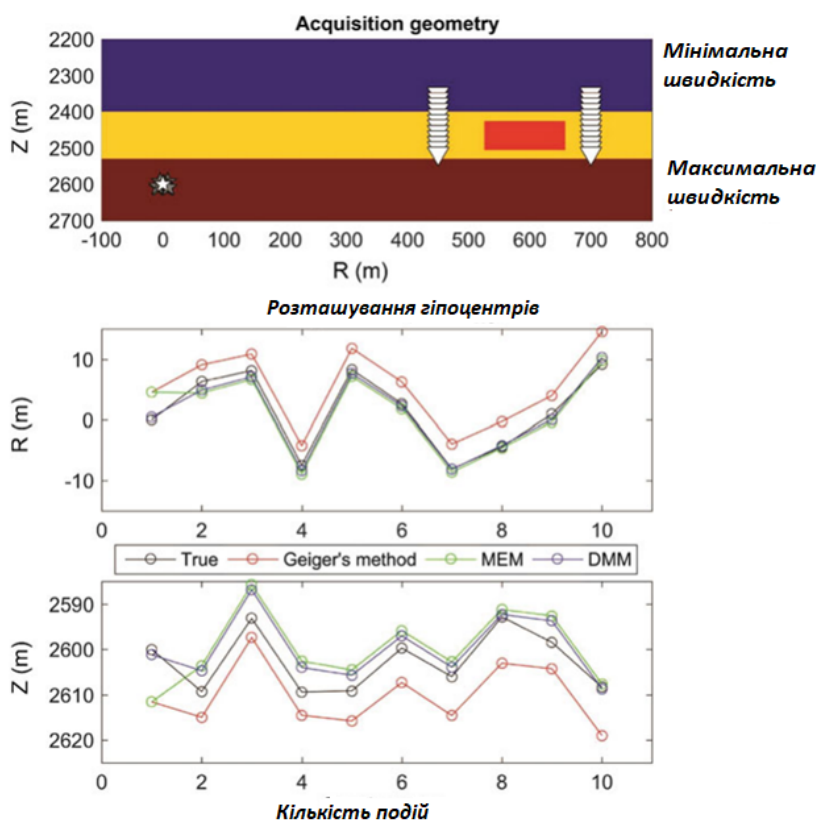


Рис. 2. Порівняння абсолютних та відносних методів визначення гіпоцентру мікросейсмічної події (за (Akram, 2020))

Висновки. У роботі проаналізовано сучасні методи визначення положення гіпоцентру мікросейсмічної події. Наведено особливості швидкісних моделей, яких потребують більшість методів. Описано класифікації методів за різними критеріями та наведено особливості, переваги й недоліки кожної з категорій.

Автори приводять детальний опис методу Гейгера, методів на основі продовження хвильових полів у середовище, методу подвійної різниці. Ці методи знаходять широке використання у світовій практиці мікросейсмічних досліджень. Перед вибором того чи іншого методу варто проаналізувати низку факторів: основну мету виконання проєкту, вимоги та обмеження, зазначені в технічному завданні, доступні вхідні дані, наявний об'єм коштів та час, виділений на виконання обробки мікросейсмічних даних тощо. Наприклад, для наземного мікросейсмічного моніторингу з обмеженими даними щодо швидкостей у розрізі (нестачі релевантного каротажу, недостатньо точній швидкісній моделі) буде доцільним використання методу подвійної різниці.

Список використаних джерел

- Краснікова, О., Лісний, Г., Вижва, С. (2021) Сучасний стан застосування методів мікросейсмічного контролю за проведенням та якістю ГРП. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, 95 (4), 64–71. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.95.08>
- Akram, J. (2020). Understanding Downhole Microseismic Data Analysis: With Applications in Hydraulic Fracture Monitoring, Springer. DOI: 10.1007/978-3-030-34017-9
- Castellanos, F., Baan, M. (2013). Microseismic event locations using the double-difference algorithm. *CSEG Recorder*, 38, 26–37.
- Eaton, D. (2018). Passive Seismic Monitoring of Induced Seismicity: Fundamental Principles and Application to Energy Technologies. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/9781316535547
- Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bull. St. Louis Univ.*, 8, 60–71.
- Grechka, V. I., Heigl, W.M. (2017). Microseismic monitoring, Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists.
- Grigoli, F., Cesca, S., Krieger, L., Kriegerowski, M., Gammaldi, S., Horalek, J., Priolo, E., Dahm, T. (2016). Automated microseismic event location using Master-Event Waveform Stacking. *Sci Rep.*, 17, 6:25744. DOI: 10.1038/srep25744
- Jiang, Y., Wang, R., Chen, X., Chu, F., Yin, C. (2019). Relative source location using a local equivalent path strategy for surface microseismic monitoring. *Geophysical Journal International*, 216 (2), 1233–1244. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy482>
- Maxwell, S. (2014). Microseismic Imaging of Hydraulic Fracturing: Improved Engineering of Unconventional Shale Reservoirs. Society of Exploration Geophysicists. DOI:10.1190/1.9781560803164.
- Lisny, G., Krasnikova, O., Vyzhva, S. (2021). Prospects of microseismic monitoring of hydraulic fracturing in Ukraine. *Conference Proceedings*, *Geoinformatics, May 2021*, Vol. 2021, 1–6. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215521145>

Geoinformatics, May 2021, Vol. 2021, 1–6. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215521145>

Pike, K.A. (2014). Microseismic Data Processing, Modeling and Interpretation in the Presence of Coals: A Falher Member Case Study (Unpublished master's thesis). University of Calgary, Calgary, AB. doi:10.11575/PRISM/26910

Waldhauser, F., Ellsworth, W. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 1353–1368. 10.1785/0120000006.

Wu, S., Wang, Y., Zheng, Y., Chang, X. (2018). Microseismic source locations with deconvolution migration. *Geophysical Journal International*, 212 (3), 2088–2115. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx518>

References

- Akram, J. (2020). Understanding Downhole Microseismic Data Analysis: With Applications in Hydraulic Fracture Monitoring, Springer. DOI: 10.1007/978-3-030-34017-9
- Castellanos, F., Baan, M. (2013). Microseismic event locations using the double-difference algorithm. *CSEG Recorder*, 38, 26–37.
- Eaton, D. (2018). Passive Seismic Monitoring of Induced Seismicity: Fundamental Principles and Application to Energy Technologies. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/9781316535547
- Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bull. St. Louis Univ.*, 8, 60–71.
- Grechka, V. I., Heigl, W.M. (2017). Microseismic monitoring, Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists.
- Grigoli, F., Cesca, S., Krieger, L., Kriegerowski, M., Gammaldi, S., Horalek, J., Priolo, E., Dahm, T. (2016). Automated microseismic event location using Master-Event Waveform Stacking. *Sci Rep.*, 17, 6:25744. DOI: 10.1038/srep25744
- Jiang, Y., Wang, R., Chen, X., Chu, F., Yin, C. (2019). Relative source location using a local equivalent path strategy for surface microseismic monitoring. *Geophysical Journal International*, 216 (2), 1233–1244. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy482>
- Krasnikova, O., Lisny, G., Vyzhva, S. (2021). Current state of application of hydraulic fracturing microseismic monitoring methods. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology*, 95(4), 64–71. DOI: 10.17721/1728-2713.95.08 [in Ukrainian]
- Lisny, G., Krasnikova, O., Vyzhva, S. (2021). Prospects of microseismic monitoring of hydraulic fracturing in Ukraine. *Conference Proceedings, Geoinformatics, May 2021*, Vol. 2021, 1–6. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215521145>
- Maxwell, S. (2014). Microseismic Imaging of Hydraulic Fracturing: Improved Engineering of Unconventional Shale Reservoirs. Society of Exploration Geophysicists. DOI:10.1190/1.9781560803164.
- Pike, K.A. (2014). Microseismic Data Processing, Modeling and Interpretation in the Presence of Coals: A Falher Member Case Study (Unpublished master's thesis). University of Calgary, Calgary, AB. DOI:10.11575/PRISM/26910
- Waldhauser, F., Ellsworth, W. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 1353–1368. 10.1785/0120000006.
- Wu, S., Wang, Y., Zheng, Y., Chang, X. (2018). Microseismic source locations with deconvolution migration. *Geophysical Journal International*, 212 (3), 2088–2115. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx518>

Надійшла до редколегії 07.04.23

O. Krasnikova, PhD Student
e-mail: koatinga@gmail.com

S. Vyzhva, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
e-mail: vsa@univ.net.ua

Taras Shevchenko National University of Kyiv,
Institute of Geology, 90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

VELOCITY MODEL CREATION AND THEORETICAL BASICS OF THE METHODS OF DETERMINING THE HYPOCENTER OF A MICROSEISMIC EVENT WHILE PERFORMING HYDRAULIC FRACTURING

The article is devoted to the analysis of the characteristics of the determining stages of data processing of microseismic monitoring of hydraulic fracturing. The importance of having an accurate velocity model and the stages of its creation are substantiated. A classification of velocity models and the input data required for their creation are provided. Groups of methods for determining the hypocenter of a microseismic event, their advantages, limitations and factors affecting the accuracy of calculations are considered. A detailed description of specific methods is given. Among the absolute methods are grid search methods, linearized inversion (Geiger) and methods based on the extension of wave fields into the medium. Among the relative methods are the master-event method and the double-difference method. Algorithms for the application of specific methods are given. An example of the comparative characteristics of various methods when choosing a method for determining the hypocenter of a microseismic event is provided.

Keywords: hydraulic fracturing, microseismic monitoring, inverse problem solving, velocity model.