

В.М. Карпенко

МОДЕЛЬ ІМПУЛЬСНОЇ СЕЙСМОРОЗВІДКИ

У статті розглянуто фізико-математичну, енергоінформаційну модель взаємодії акустичного імпульсу з частково пружним неоднорідним півпростором, що має геостатичну анізотропію енергетичної щільності. Модель відображає динаміку фізичних точок півпростору на поверхні і всередині його з урахуванням законів збереження, зміни, переміщення та упакування енергії заданого сейсмічного імпульсу у вигляді “солітону” в процесах створення, передачі, відбиття, реєстрації, обробки та ідентифікації параметрів імпульсу з геофізичними параметрами фізичних точок відбиття півпростору. Енергоінформаційний підхід усуває методологічну відмінність між розв'язками прямої і оберненої задач сейсморозвідки, що виконується методом спільної глибинної точки, за допомогою фізико-математичної моделі загальної динаміки процесу передачі енергії фізичним простором, максимально адекватної згаданим енергетичним законам і всім фізичним ситуаціям зазначеного процесу.

Ключові слова: енергія, сейсмічний імпульс, відбивальний горизонт, сейсмоприймач, динамічна задача, геофізичні параметри відбивального горизонту

У сучасних технологіях сейсморозвідки методом відбитих хвиль (МВХ) метод спільної глибинної точки (МСГТ) [1] є домінуючим. Основним дослідницьким інструментом МСГТ є штучне створення фізичної ситуації для поширення, відбиття та реєстрації вертикальної поздовжньої прямої хвилі (*P*-хвилі), що дає змогу виявляти геометричні, фізичні та структурні нелінійності у геофізичній будові геологічного середовища (ГС). Під ГС розуміють напівпружний неоднорідний півпростір з геостатичною анізотропією енергетичної щільності, який досліджують на вміст вуглеводневих покладів. Саме виявлення нелінійностей та визначення числових значень їх параметрів становить найбільший інтерес у технології сейсморозвідки МСГТ і є оберненою динамічною задачею.

Розв'язанню обернених динамічних задач присвячено багато наукових публікацій [2]. Серед науково-практичних задач у цих роботах розглянуто і задачі сейсморозвідки.

У розвиток загальної теорії та методів розв'язання обернених задач геофізики значний внесок зробили А.М. Тихонов, М.М. Лаврентьев та ін. Авторами розвинута методологія регуляризації, що дає змогу обробляти системи рівнянь з числом невідомих до 10^2 – 10^3 . З досвідом застосування цих методів та збільшенням кількості невідомих стали зрозумілими проблеми, розглянуті в роботі [3], що пов'язані з реалізацією алгоритмів регуляризації. Розвитком методів регуляризації стали методи адаптації [4], за якими обробляють рівняння з числом невідомих 10^4 . На думку автора [4], число невідомих може бути збільшено, а кількість рівнянь може бути більша за кількість невідомих. Незважаючи на такий оптимізм, методологічні особливості методів математичних наближень

(ММН) залишаються незмінними, а саме, досягаючи високої точності у апроксимаціях моделей до експериментальних даних заданими математичними функціями та рівняннями, методи не відповідають за повну адекватність математичних моделей процесам і системам, які вивчають для конкретної фізичної ситуації. Так, у сейсморозвідці для вирішення сучасних практичних завдань число невідомих сягає 10^6 – 10^{10} . Наприклад, на сейсмічному розрізі з матрицею 600×3000 число заданих амплітуд перевищує $1,8 \times 10^6$, а в одній точці є декілька невідомих геофізичних параметрів, які і потрібно визначити. З метою підвищення роздільної здатності сейсмічних записів запропоновано [5] замінити коефіцієнти відбиття та заломлення інтегралами з теорії розсіювання.

Для розв'язання сучасних обернених динамічних задач сейсморозвідки за допомогою ММН ще тривалий час не буде задовільних результатів, тому, на думку автора, методи фізико-математичного моделювання є перспективнішими, незважаючи на те, що базова модель цих методів – хвильове рівняння (Д'Аламбер Жан Лерон, 1747 р.) – не отримала суттєвих змін за неповні три століття, а заміна фізико-математичного моделювання на числове математичне (комп'ютерне) дала змогу створювати методи і алгоритми будь-якої складності [4]. Проте саме складності комп'ютерного моделювання поширення хвиль у 4D просторі та фізична неповнота хвильового рівняння (неврахування різного роду нелінійностей: стохастична зміна фізичних, структурних чи геометричних параметрів під час поширення хвилі від однієї точки матриці (точки контролю) до іншої в усіх напрямках у геологічному середовищі) для умов збільшення кількості невідомих, що планується визначити з використанням хвильового

рівняння, і є основною методологічною проблемою, яку треба розв'язати в першу чергу на теоретичному рівні, тобто на рівні фізико-математичного моделювання.

Результати розвитку основ фізико-математичного моделювання стосовно динаміки системи акустична хвиля – середовище (АХС) наведені у статті [6] і працях [7–10]. У цих публікаціях фізико-математичні моделі (ФММ) системи АХС є детермінованими і побудовані на засадах лінійної теорії пружності, що і є теоретичною основою стрімкого розвитку ММН на підставі лінійних та слабо нелінійних (тобто на підставі сплайнів невеликого порядку) апроксимацій. Дослідження авторів [6–10] щодо врахування у ФММ системи АХС різного роду нелінійностей засвідчують неможливість аналітичного розв'язку рівнянь. Ситуація ще більше ускладнюється, якщо ставиться задача врахування у детермінованих ФММ системи АХС нелінійності типу функції розриву “першого роду”. Такі моделі не підлягають диференціюванню. Зазначені обставини також привели до розвитку ММН.

Наведені проблеми у розв'язанні обернених задач ММН (фізична неадекватність компенсується математичною точністю) і ФММ (фізична адекватність призводить до математичної неточності) можуть бути усунуті з використанням запропонованого у цій статті енергетичного підходу, який розглянуто на прикладі моделі імпульсної сейсморозвідки. У постановці розв'язання обернених задач [11] така модель дає змогу отримати інтеграл у явному вигляді, тобто постановка оберненої задачі сейсморозвідки є коректно поставленою.

Під час проведення сейсмічних експериментів земна поверхня здійснює вимушені загасаючі коливання під дією P -хвилі (класичне уявлення), а точніше, відбитого сейсмічного імпульсу (ВСІ). Оскільки пружні фізико-механічні параметри сейсмоприймача і земної поверхні є незмінними, то параметри хвильового поля сейсмічних записів, які відображають динаміку земної поверхні, визначаються виключно енергією ВСІ, що утворився під час відбиття заданого сейсмічного імпульсу (ЗСІ) від поверхні шару, який має відмінні від верхніх шарів геофізичні параметри.

Обернена динамічна задача у цьому випадку полягає в тому, що слід оцінити геофізичні параметри шару, від якого відбився імпульс. Зазначена задача розглянута у публікаціях [12–24].

Основною проблемою коректного розв'язання оберненої динамічної задачі – *визначення геофізичних параметрів шарів геологічного середовища за даними спостереження коливань земної поверхні* – є побудова адекватної загальної фізико-математичної моделі динамічної системи **“джерело – півпростір – падаюча P -хвиля – шар – відбита P -хвиля – півпростір – поверхня – датчик”**

(далі – фізико-технічна система (ФТС)). Дослідження з розв'язання поставленої задачі [12–24] виконані за припущеннями, спрощеннями і з використанням первинної інформації, підготовленої не під конкретну модель. Тому результати цих досліджень під час використання їх і реальних сейсмічних записів показали тільки те, що було вкладено у самі моделі, а саме неповноту фізичних принципів моделювання динаміки окремих об'єктів системи, їх апріорні характеристики, середні та наближені параметри шарів, визначені на основі алгоритмів регуляризації. Загалом дослідження можна охарактеризувати так: підходи до розв'язання поставленої задачі, що ґрунтуються на засадах некоректно поставленої оберненої задачі, є також некоректними, оскільки дають неоднозначні та наближені результати. Обернена задача матиме статус некоректно поставленої доти, доки не будуть розроблені адекватні моделі кожного об'єкта ФТС і загальна модель їх зв'язаної динаміки. Іншими словами, методологія загального моделювання об'єктів ФТС має враховувати: стаціонарні та змінні енергетичні стани об'єктів під час перенесення P -хвилею (імпульсом) пружної енергії у півпросторі непружних і неоднорідних об'єктів, оскільки енергія має фізичну властивість змінюватися стрибкоподібно, тобто є математичною функцією розриву “першого роду”, що і є загальною моделлю скінченних нелінійностей високого порядку й різного роду.

У запропонованій статті розглянуто енергетичний підхід до створення адекватних моделей елементів ФТС, названий методом енергоінформаційного аналізу хвильових полів (МЕА-ХП) у зв'язку з математичною і фізичною ідентифікацією функції детермінованої імовірності (ФДІ) з інформаційною ентропією, за К. Шенноном.

Відмінністю енергоінформаційного підходу від існуючих, в яких використовують лінійну теорію пружності, сталі параметри середовища, закон збереження енергії, є сумісне використання законів: збереження, зміни, перенесення та упакування енергії у суцільному середовищі [25–28]. Такий підхід дає змогу отримати загальну і найадекватнішу модель динамічної системи хвильове поле–суцільне середовище для всіх відомих фізичних ситуацій, яка враховує нелінійності геометричні (зміну енергії стану одиничного об'єму ГС та зміну енергії ЗСІ за глибиною півпростору, а також зміну енергії ВСІ від геометричних параметрів об'єктів відбиття), фізичні (раптову зміну енергії стану одиничного об'єму ГС за дією енергії ЗСІ та зміну самої енергії ЗСІ внаслідок появи енергії ВСІ) та структурні (зміну енергії ВСІ від зміни фазового складу одиничного об'єму ГС). Інакше кажучи, енергія є загальним фізичним параметром, що враховує відомі та невідомі всі нелінійності у фізичних об'єктах, за

яким можна проводити ідентифікацію з ентропією ϵ , що оцінює кількість відомої інформації відносно невідомої, за К. Шенноном, про об'єкт дослідження.

Нижче розглянуто основні фізичні принципи енергоінформаційного підходу до розв'язання оберненої динамічної задачі сейсмозвідки.

1. Джерело – ЗСІ:

- ЗСІ – це відомий “солітон” [29, 30], але у фізичному просторі ГС, а ФДІ – його інтегральна модель [26–28];
- ЗСІ має кінцеву енергію і час дії, нескінченний спектр частот;
- ЗСІ має енергетичну щільність геологічного середовища.

2. Півпростір – напівпружне, неоднорідне (тонкошарувате), анізотропне суцільне середовище з енергетичними нелінійностями, що узагальнюють геометричні, фізичні та структурні нелінійності, тобто ГС:

- у ГС у вертикальному напрямку змінюється геостатична енергія (суцільне середовище з геостатичною енергетичною неоднорідністю та анізотропією) і енергетична щільність шарів;
- ГС у горизонтальному напрямку має однакову геостатичну енергію (суцільне середовище з геостатичною енергетичною однорідністю та ізотропією) і енергетичну щільність шарів;
- енергетична щільність ГС являє собою загальну механічну енергію в одиниці об'єму і визначає швидкісні, частотні параметри P -хвилі, пружні модулі та геотермобаричні параметри середовища;
- ГС має дві властивості стосовно енергії ЗСІ – пружну і поглинальну;
- пружна властивість проявляється під час передачі енергії ЗСІ у глибину ГС без її зміни на всіх частотах, крім власної частоти середовища ГС, яка зумовлена середніми пружними фізико-механічними параметрами середовища;
- поглинальна властивість проявляється під час утворення ВСІ.

3. Падаюча P -хвиля є диференціальним поліномом n -го порядку від енергії ЗСІ:

- падаюча P -хвиля – результат взаємодії ЗСІ з ГС, яким є розгорнутий в часі і просторі ЗСІ – “хвильовий пакет”;
- “хвильовий пакет” являє собою диференційований n разів “солітон”;
- диференціювання енергії n -го порядку виконує шар, а порядок диференціювання точно визначає власна частота шару;
- падаюча P -хвиля має носійну (головну, власну для ГС) частоту, кінцеву енергію, час і довжину “хвильового пакета”;

- частота падаючої P -хвилі зумовлена середніми пружними фізико-механічними параметрами ГС, що і визначають порядок диференціювання (розкладання заданої енергії ЗСІ на елементарні хвилі у хвильовому пакеті) n разів енергії “солітону”;

- у межах півперіоду коливань падаючу P -хвилю можна розглядати як плоску;

- енергією падаючої P -хвилі є енергія ЗСІ як інтегрований n разів “хвильовий пакет” до виду “солітону”;

- енергія падаючої P -хвилі має геометричне розходження у вигляді півкулі;

- енергетична щільність падаючої P -хвилі дорівнює енергетичній щільності ГС загалом і енергетичній щільності шарів на інтервалах.

4. Шар – суцільне середовище з геостатичною енергетичною однорідністю та ізотропією, відмінною від інших:

- геостатична енергетична однорідність шару передбачає одно-, дво- і трифазну його структуру, неоднорідність пружних фізико-механічних і геобаричних параметрів;

- геостатична енергетична ізотропія шару передбачає однакову геостатичну енергію в горизонтальних напрямках.

5. Відбита P -хвиля – це розгорнутий в часі й просторі відбитий сейсмічний імпульс:

- ВСІ утворюється в результаті удару, взаємодії та виходу ЗСІ із тонкого шару в ГС, що надалі коливається з власною частотою;

- в результаті взаємодії ЗСІ з шаром утворюється і заломлений сейсмічний імпульс (ЗаСІ);

- ВСІ має кінцеву енергію, час, власну частоту коливань тонкого шару, з яким відбувалася взаємодія ЗСІ;

- відбита P -хвиля відрізняється від падаючої P -хвилі в ГС додаванням до носійної (власної для ГС) частоти падаючої P -хвилі частоти загасання, що утворилася в процесі відбиття (взаємодії) ЗСІ від тонкого шару.

6. Півпростір для ВСІ аналогічний для ЗСІ.

7. Земна поверхня:

- геофізичні параметри є незмінними;

- енергія коливань поверхні зумовлена дією енергетичного потоку ВСІ;

- власна частота коливань поверхні незмінна;
- фазова швидкість P -хвилі на поверхні незмінна;

- різні частоти і амплітуди коливань поверхні пов'язані з різними енергіями ВСІ.

8. Датчик:

- параметри сейсмоприймача є незмінними;

- сейсмоприймач точно передає коливання земної поверхні.

Сучасний рівень формалізації наведених уявлень у цілому не має завершеності. Існують різні

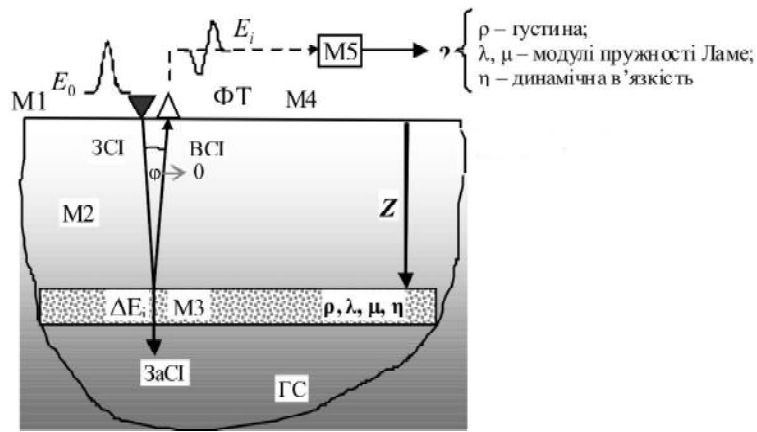


Рис. 1. Модель імпульсної сейсморозвідки М6: Z – глибина залягання шару; ФТ – фізична точка (сейсмоприймач); ГС – геологічне середовище як тонкошаруватий пружнопластичний півпростір з геостатичною анізотропією енергетичної щільності (градієнтний сірий кольор)

ступені адекватності формалізації складових об'єктів і процесів, наприклад:

- модель М1 – **збурення** заданого сейсмічного акустичного імпульсу (ЗСІ) в сейсморозвідці має формальне зображення у вигляді імпульсів Бреховських, Ріккера, Пузирьова, Лемба, Берлаге, колокольного імпульсу [7,8], що моделюють прямокутний короткодійний в часі імпульс, енергія якого зменшується через геометричне розходження півсферичного фронту P -хвилі у напівпружному неоднорідному півпросторі, відбиття, поглинання, розсіяння та дифракцію;
- модель М2 – **поширення** ЗСІ у геологічному середовищі за відомими фізико-математичними моделями [7–10] біжучих (біжних) плоских P -хвиль і самого середовища [12–14]; ці моделі ґрунтуються на лінійності процесів передачі енергії та сталості фізичних параметрів ГС, зміну яких за глибиною від зміну геостатичної енергії не враховують;
- модель М3 – **відбиття** як процес перетворення енергії ЗСІ P -хвилі на енергію ВСІ і залишкову енергію ЗаСІ у в'язкопружному середовищі, за фізико-математичною моделлю [15–17], що передбачає лінійність закону збереження енергії, а сама модель ЗаСІ аналогічна моделі ЗСІ у ГС;
- модель М4 – **реєстрація** ВСІ на земній поверхні за фізико-математичною моделлю сейсмоприймача [18], що також є лінійною і, крім того, враховує тільки фізичні параметри технічної частини процесу, а параметри P -хвилі і суцільного середовища в ній узагальнені діючою силою, яка в цій моделі не ідентифікована з параметрами ГС;
- модель М5 – **обробку** параметрів ВСІ (амплітуда, частота, фаза) виконують з використанням лінійних математичних операцій: фільтрації, введення статичних і кінематичних поправок, підсумовування, деконволюції,

підсилення амплітуд, що призначені підвищити відношення корисний сигнал–завада і виділити параметри (фазову швидкість земної поверхні) ВСІ без їх пошкодження [19]; саме на цьому етапі змінюють фізичні амплітудно-фазові характеристики хвильового поля коливань земної поверхні;

- модель М6 – **ідентифікація** параметрів ВСІ з геофізичними параметрами ГС на цей час не має завершеної фізико-математичної формалізації, оскільки процес передачі реальною P -хвилею інформації о фізичних параметрах шару, що утворив цю хвилю, яка поширилась скрізь товщу верхніх шарів на земну поверхню, не має коректно розробленої адекватної фізико-математичної моделі [20–23]. Найпоширеною технологією інтерпретації є інтерпретація “яскравої плями” та AVO-аналіз [24] у системі “Petrel”, у якій використовують хвильове поле із суттєвими відмінностями від реального хвильового поля коливань земної поверхні.

Запропонована комплексна ФММ СФТ на основі імпульсної сейсморозвідки МСГТ (рис. 1) дає можливість розвивати інформаційну технологію з визначення фізичних і структурних параметрів шарів ГС за даними хвильового поля сейсмічних записів:

$$M6 \cong F(M1, M2, M3, M4, M5),$$

де

- М1 – модель ЗСІ задана ФДІ [26–28];
- М2 – модель P -хвилі задана скалярними потенціалами Ламе;
- М3 – модель ВСІ задана ФДІ;
- М4 – модель сейсмоприймача – контрольована фізична точка (ФТ) на земній поверхні, задана інтегралом вимушеного руху загасаючого осцилятора від ФДІ;
- М5 – математичні процедури, що існують у системі “Focus”, підготовки сумотраси МСГТ для параметричної її інтерпретації; на цьому етапі

досліджень вони залишилися без змін, оскільки кожен дискретну амплітуду розглянуто як ФДІ, а результати параметричної інтерпретації порівняно з аналогічними результатами, отриманими у програмній системі “Petrel” і наведено у роботі [39];

М6 – модель ідентифікації параметрів хвильового поля з геофізичними параметрами шарів ГС, ґрунтується на залежності енергетичного стану одиничного об’єму ГС від глибини його залягання [32] (інформаційна модель геологічного середовища – ІМ-ГС), а також залежності енергії ВСІ від заданої енергії ЗСІ і енергії ЗаСІ, загальної частоти P -хвилі (частоти Проні: $\omega_p = F(\omega_f, \gamma)$), яка, в свою чергу, залежить від власної частоти шару (частоти Фур’є: $\omega_f = \sqrt{k^2(\lambda + 2\mu)/\rho}$) і частоти загасання $\gamma = F(\eta, \rho, k)$ енергії P -хвилі у шарі, де k – хвильове число; $(\lambda + 2\mu)$ – пружні параметри Ламе, ρ – густина шару, η – коефіцієнт динамічної в’язкості шару ГС.

Опис моделі М6 = F(М1, М2, М3, М4, М5). На земній поверхні заданий ЗСІ з енергією $E_0 = \text{const}$. На глибині Z утворюється ВСІ з енергією E_i і ЗаСІ з енергією $\Delta E_i = E_0 - E_r$. На земній поверхні реєструють енергію E_r . Оскільки за правилами МСГТ амплітуди сумотрас нормують на однакову енергію хвильового поля на часовому інтервалі, то умову $E_0 = \text{const}$ слід залишати незмінною під час проникнення ЗСІ у півпростір на будь-яку глибину. За таких умов сумотраса утворюється за дії на поверхню ГС P -хвилі з енергією $\Delta E_i = E_0 - E_r$, що містить інформацію про конкретний шар ГС, оскільки $\Delta E_i = f(V_p, \rho, \mu, \lambda, \eta, k)$ проходить скрізь цей шар. На земній поверхні параметри ФТ є незмінними, і її рух цілком визначається енергією P -хвилі E_r , яку можна обчислити, розв’язавши інтегральне рівняння руху загасаючого осцилятора. Цей пристрій реєструє фазову швидкість P -хвилі, що складається з коливальної і групової швидкості, на земній поверхні $\dot{x}(t)$.

Розв’язком є функція

$$E_i = f[m, k, \delta, x_i(t_i), \dot{x}_i(t_i)],$$

де $m, k, \delta, x_i(t_i), \dot{x}_i(t_i)$ – маса, пружність, загасання, переміщення і швидкість переміщення ФТ відповідно – контрольовані параметри. Величина E_i визначена за контролем динаміки ФТ і дорівнює енергії P -хвилі:

$$E_i = \partial S_i / \partial t_i = f(V_p, \rho, \mu, \lambda, \eta, k),$$

де $S_i = F_i \Phi_i$ – функція дії з боку P -хвилі на ФТ; F_i – сила, що діє на ФТ протягом часу t_i ; $\Phi_i = x_i \cdot t_i$ – потенціал Ламе, що утворений P -хвилею під час переміщення ФТ на відстань x_i протягом часу t_i . Отже, зазначену енергію можна записати як функцію

$$E_i = f(V_p, \rho, \mu, \lambda, \eta, k) = f(\omega_p, \omega_f, \gamma), \quad (1)$$

де параметри $\omega_{p_i} = f_1(E_i)$, $\omega_{f_i} = f_2(E_i)$, $\gamma_i = f_3(E_i)$. За цими параметрами визначають параметри шару ГС у вигляді функцій: $\rho = F_1(f_1, f_2, f_3)$; $(\mu + 2\lambda) = F_2(f_1, f_2, f_3)$, $\eta = F_3(f_1, f_2, f_3)$.

Постановка задачі моделювання сейсмічного експерименту МСГТ. Загальні закони між енергетичних відношень [26–28], які визначають загальну динаміку передачі енергії у фізичному просторі стосовно фізичної ситуації взаємодії сейсмічного імпульсу з шарами геологічного середовища (СІ-ГС), зведені у систему рівнянь (2) енергетичних станів ФТ у фізичному просторі:

$$\begin{cases} \frac{\partial S(z,t)}{\partial t} = E_0(z,t) = E_i(z,t) + \Delta E_i(z,t), \\ E_i(z,t) = E_0 \exp(-\psi^2), \\ \psi_i^2 = \frac{K_i(z,t) \cdot U_i(z,t)}{E_i^2(z,t)}, \\ E_i(z,t) = K_i(z,t) + U_i(z,t), \end{cases} \quad (2)$$

де $S(z,t) = F(z,t)\Phi(z,t)$ – функція дії або функція передачі енергії від P -хвилі до датчика сейсмоприймача, Дж·с; $\Phi(z,t) = X(z)T(t)$ – потенціал переміщення і часу Ламе, м·с; $F(z,t)$ – сила, що діє на датчик сейсмоприймача з боку P -хвилі, Н; $E_0(z,t)$ – загальна задана енергія P -хвилі (ЗСІ), Дж; $E_i(z,t)$ – загальна енергія відбитої P -хвилі (ВСІ), Дж; $K_i(z,t)$ – кінетична енергія відбитої P -хвилі (ВСІ), Дж; $U_i(z,t)$ – потенціальна енергія відбитої P -хвилі (ВСІ), Дж; $\Delta E_i(z,t)$ – загальна енергія відбитої P -хвилі (ЗаСІ), Дж; ψ – енергетична фаза ФДІ, відн. од.

Необхідно розробити параметричну структуру енергетичних функцій, що забезпечують максимальну адекватність моделі динамічної системи “СІ-ГС” дії міженергетичних законів.

Розв’язок задачі моделювання сейсмічного експерименту. Розв’язком цієї задачі є модель М6, що побудована з урахуванням системи рівнянь (2) і складається з системи чотирьох нелінійних (врахована стрибкоподібна зміна енергетичного стану) енергочастотних рівнянь:

$$\begin{cases} E = E_0 \exp(-\psi^2), \\ \psi^2 = \frac{KU}{E^2}, \\ \dot{u}^2(t) + \left(4 \frac{\delta}{m_0} - \omega_p\right) u(t) \dot{u}(t) + \frac{k}{m_0} u^2(t) = 0, \\ \dot{\Phi}^2(t) + (4\gamma - \omega_p) \dot{\Phi}(t) \Phi(t) + V_p^2 \kappa^2 \Phi^2(t) = 0, \end{cases} \quad (3)$$

де δ, k, m_0 – задані параметри загасання, пружності і маси ФТ на земній поверхні відповідно; ω_p – частота енергії збурення ФТ і земної по-

верхні дією P -хвилі, c^{-1} ; $\frac{2\eta}{3\rho} \kappa^2 = \gamma$ – частота загасання енергії P -хвилі у шарі, c^{-1} ; $\eta = \mu\tau$ – коефіцієнт динамічної в'язкості; ρ – густина геологічного середовища (ГС), кг/м^3 ; $\kappa = \omega_p/V_p$ – хвильове число P -хвилі у шарі; τ – час релаксації, c ; $V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{(1-\sigma)C}{(1+\sigma)(1-2\sigma)\rho}} = \sqrt{f(\sigma)\frac{C}{\rho}}$ –

інтервальна швидкість P -хвилі в ГС; $C, [\lambda, \mu], f(\sigma)$ – пружні параметри шару: модуль Юнга, коефіцієнти Ламе, функція від коефіцієнта Пуассона; $V_p(z)$ – середня швидкість P -хвилі в ГС залежно від глибини [32], м/с ; $V_p = \frac{d}{dt}z = \frac{d}{dt}[V_p(z)t]$ – зв'язок інтервальної швидкості P -хвилі з середньою [32], м/с ; z – глибина ГС, м ; $u(t)$ – вертикальні переміщення ФТ на вісі Z .

Перше рівняння – це ФДІ, що моделює передачу енергії у фізичному просторі [26–28], Дж; *друге* – аргумент ФДІ, що враховує закони збереження, зміни, перенесення та упакування енергії ФТ у фізичному просторі і характеризує поточний енергетичний стан процесу передачі енергії, відн. од.; *третє* – диференціальне рівняння, що моделює динаміку в часі енергетичного стану ФТ на земній поверхні (сейсмоприймача), який змінюється від дії енергії P -хвилі з частотою ω_p , $[\text{м/с}]^2$; *четверте* – диференціальне рівняння, що моделює динаміку в часі і просторі скалярних потенціалів Ламе P -хвилі, діючих на земну поверхню з частотою ω_p , $[\text{М}]^2$.

Постановка оберненої динамічної задачі сейсморозвідки МСГТ. Фізичним принципам сейсмічного експерименту, який модельований системою рівнянь (3), задовольняє загальне нелінійне однорідне диференціальне рівняння першого порядку енергетично-частотного стану ФТС у вигляді

$$\dot{x}^2(t) + \alpha x(t)\dot{x}(t) + \beta^2 x^2(t) = 0, \quad (4)$$

де $\dot{x}^2(t) = \tilde{K}(t) = \dot{u}^2(t) \equiv \dot{\Phi}^2(t)$ – потенціал кінетичної енергії коливань; $x^2(t) = \tilde{U}(t) = u^2(t) \equiv \Phi^2(t)$ – потенціал потенціальної енергії коливань; $\alpha x(t)\dot{x}(t) = \sqrt{\Delta K \tilde{U}} = \Delta \tilde{E} = \alpha \dot{u}(t)u(t) \equiv \alpha \dot{\Phi}(t)\Phi(t)$ – потенціал різниці робіт сил опору та збурення коливань у ФТС; $\alpha \equiv \alpha_s \equiv \alpha_p$ – частота загасання коливань у ФТС; β – власна частота коливань ФТС; $\alpha_s = (4\mu/m_0 - \omega_p)$; $\alpha_p = (4\gamma - \omega_p)$ – частота загасання датчика, P -хвилі у шарі відповідно для системи рівнянь (3); $\beta_s = \sqrt{k/m_0}$, $\beta_p = V_p \kappa$ – власна частота коливань датчика, P -хвилі у шарі відповідно для системи рівнянь (3).

Визначити на поверхні ГС: енергетичні параметри E_p, K_p, U_i ВСІ для кожного енергетичного стану коливань земної поверхні, який відповідає кожній заданій амплітуді $\dot{x}(t_i)$ і відповідній до неї енергетичній фазі ψ ; для кожного часу t_i параметри $\alpha_i \equiv \alpha_{Si} \equiv \alpha_{Pi}$, $\beta_i \equiv \beta_{Si} \equiv \beta_{Pi}$, а також функції та їх значення $x(t_i) \equiv x(t_i)_s \equiv \Phi(t_i)_p$.

Задані значення на поверхні ГС: експериментально $\dot{x}(t_i) \equiv \dot{x}(t_i)_s$; апріорі ρ_0, V_{p0} – параметрів земної поверхні; σ_0 – коефіцієнта Пуассона для ідеально пружного й ізотропного суцільного середовища; m_0, β_s – маси і власної частоти коливань сейсмоприймача відповідно; E_0 – енергії ЗСІ, g – прискорення вільного падіння.

Задані функції відображення знайдених і заданих значень на глибину ГС: $V_p(\dot{u})$ – залежність середньої швидкості P -хвилі на поверхні ГС для зареєстрованої коливальної швидкості; $V_p(\omega_p)$ – зміни середньої швидкості на поверхні ГС залежно від частоти P -хвилі; $V_p(z)$ – залежність середньої швидкості за глибиною ГС; $\rho_i(E_i, \omega_{pi}, \dot{u}_i, u_i)$ – залежність ефективної густини ГС від енергії ВСІ, частоти P -хвилі, швидкості та координати переміщення поверхні ГС; $C_i(E_i, \omega_{pi}, \dot{u}_i, u_i)$ – залежність ефективного модуля пружності ГС від енергії ВСІ, частоти P -хвилі швидкості і координати переміщення поверхні ГС; $\sigma_i(V_{pi}, V_{p0}, \sigma_0)$ – залежність ефективного коефіцієнта Пуассона ГС від інтервальної швидкості P -хвилі і заданих параметрів поверхні ГС;

Розв'язання оберненої динамічної задачі сейсморозвідки. Оскільки інформативною основою для визначення ефективних геофізичних параметрів ГС є енергетичні й частотні значення ВСІ, які визначають розв'язанням диференціального рівняння (4) у кожній точці дискретного запису сейсмотраси, а потім відображають на відповідну часу глибину, розглянемо загальний розв'язок диференціального рівняння (4) з інтерпретацією фізичного змісту отриманих розв'язків.

Шуканим параметром є частота загасання, яку визначимо з рівняння (4) у вигляді

$$\begin{aligned} \alpha &= \frac{\dot{x}^2(t) + \beta^2 x^2(t)}{x(t)\dot{x}(t)} = \frac{\dot{x}(t)}{x(t)} + \beta^2 \frac{x(t)}{\dot{x}(t)} = \\ &= \tilde{\omega}(t) + \beta^2 \frac{1}{\tilde{\omega}(t)} = \text{const}, \end{aligned} \quad (5)$$

де $\tilde{\omega}(t) = \dot{x}(t)/x(t)$ – миттєва частота P -хвилі.

Розв'язком диференціального рівняння (4) є функції координат та швидкості зміни координат P -хвилі або переміщення та швидкості переміщення земної поверхні:

$0,25\alpha^2 - \beta^2 > 0$ – приймання інформації про частоту коливань земної поверхні сейсмоприймачем:

$$x_s(t) = x_0 e^{(-0,5\alpha_s \pm \sqrt{0,25\alpha_s^2 - \beta_s^2})(t-t_0)} = x_0 e^{\omega_s(t-t_0)}, \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \dot{x}_s(t) &= x_0 \left(-0,5\alpha_s \pm \sqrt{0,25\alpha_s^2 - \beta_s^2} \right) e^{(-0,5\alpha_s \pm \sqrt{0,25\alpha_s^2 - \beta_s^2})(t-t_0)} = \\ &= x_0 \omega_s e^{\omega_s(t-t_0)}, \end{aligned} \quad (6.1)$$

де $\omega_s = -0,5\alpha_s \pm \sqrt{0,25\alpha_s^2 - \beta_s^2}$ – зареєстрована загальна частота переміщень земної поверхні сейсмоприймачем;

$0,25\alpha^2 - \beta^2 < 0$ – приймання інформації про частоту коливань і енергію P -хвилі земною поверхнею:

$$\begin{aligned} x_p(t) &= x_0 e^{(-0,5\alpha_p \pm j\sqrt{\beta_p^2 - 0,25\alpha_p^2})(t-t_0)} = \\ &= x_0 e^{-0,5\alpha_p(t-t_0)} e^{\pm i\theta(t)} = x_0 e^{\omega_p(t-t_0)}, \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \dot{x}_p(t) &= x_0 (-0,5\alpha_p \pm j\sqrt{\beta_p^2 - 0,25\alpha_p^2}) e^{(-0,5\alpha_p \pm j\sqrt{\beta_p^2 - 0,25\alpha_p^2})(t-t_0)} = \\ &= x_0 \omega_p e^{\omega_p(t-t_0)}, \end{aligned} \quad (7.1)$$

де $\omega_p = -0,5\alpha_p \pm j\sqrt{\beta_p^2 - 0,25\alpha_p^2} = \beta_p e^{\pm i\theta_0}$ – комплексна частота коливань P -хвилі: $-0,5\alpha_p$ – частота загасання, β_p – власна частота (Фур'є), $\sqrt{\beta_p^2 - 0,25\alpha_p^2}$ – частота Проні; $\theta(t) = (\sqrt{\beta_p^2 - 0,25\alpha_p^2})(t-t_0)$;

$$\theta_0 = \arctg \left(\frac{\sqrt{\beta_p^2 - 0,25\alpha_p^2}}{0,5\alpha_p} \right);$$

функції потенціалів Ламе у вигляді:

$$0,25\alpha^2 - \beta^2 > 0$$

$$x^2(t) = x_0^2 e^{2\omega_s(t-t_0)}, \quad (8)$$

$$\dot{x}^2(t) = x_0^2 \omega_s^2 e^{2\omega_s(t-t_0)}; \quad (8.1)$$

$$0,25\alpha^2 - \beta^2 < 0$$

$$x^2(t) = x_0^2 e^{2\omega_p(t-t_0)}, \quad (9)$$

$$\dot{x}^2(t) = x_0^2 \omega_p^2 e^{2\omega_p(t-t_0)}. \quad (9.1)$$

У загальному (енергетичному) випадку рівняння (6), (7) моделюють функції амплітуд:

$$0,25\alpha^2 - \beta^2 > 0$$

$$\begin{aligned} \tilde{x}(t) &= \\ &= \sqrt{x_0 e^{(-0,5\alpha_s + \sqrt{0,25\alpha_s^2 - \beta_s^2})(t-t_0)} \cdot x_0 e^{(-0,5\alpha_s - \sqrt{0,25\alpha_s^2 - \beta_s^2})(t-t_0)}} = \\ &= x_0 e^{-0,5\alpha_s(t-t_0)}, \end{aligned} \quad (10)$$

$$\dot{\tilde{x}}(t) = -0,5\alpha_s x_0 e^{-0,5\alpha_s(t-t_0)}; \quad (10.1)$$

$$0,25\alpha^2 - \beta^2 < 0$$

$$\tilde{x}(t) = x_0 e^{-0,5\alpha_p(t-t_0)}, \quad (11)$$

$$\dot{\tilde{x}}(t) = -x_0 0,5\alpha_p e^{-0,5\alpha_p(t-t_0)}; \quad (11.1)$$

функції енергетичних потенціалів у вигляді:

$$0,25\alpha^2 - \beta^2 > 0$$

$$\tilde{x}^2(t) = x_0^2 e^{-\alpha_s(t-t_0)}, \quad (12)$$

$$\dot{\tilde{x}}^2(t) = 0,25\alpha_s^2 x_0^2 e^{-\alpha_s(t-t_0)}; \quad (12.1)$$

$$0,25\alpha^2 - \beta^2 < 0$$

$$\tilde{x}^2(t) = x_0^2 e^{-\alpha_p(t-t_0)}, \quad (13)$$

$$\dot{\tilde{x}}^2(t) = 0,25\alpha_p^2 x_0^2 e^{-\alpha_p(t-t_0)}. \quad (13.1)$$

Розв'язки (6) і (7) моделюють динаміку земної поверхні: еліптичну за умови $\alpha^2 < 4\beta^2$; гіперболічну за умови $\alpha^2 \geq 4\beta^2$, як загасаючу – $\alpha > 0$, так і зростаючу – $\alpha < 0$, коли діє новий відбитий сейсмічний імпульс (ВСІ) на земну поверхню.

За моделлю М6 роздільна здатність аналізу хвильового поля сейсмозвідки у часі дорівнює 1 мс, у просторі – 3–5 м.

Миттєву частоту P -хвилі, використовуючи рівняння (6) і (7), можна представити у вигляді:

$$\alpha_s^2 \geq 4\beta_s^2$$

$$\tilde{\omega}^2 = \frac{\dot{x}^2(t)}{x^2(t)} = 0,5\alpha_s^2 - \beta_s^2 \pm \alpha_s \sqrt{0,25\alpha_s^2 - \beta_s^2}; \quad (14)$$

$$\alpha_p^2 < 4\beta_p^2$$

$$\begin{aligned} \tilde{\omega}^2 &= \frac{\dot{x}^2(t)}{x^2(t)} = 0,5\alpha_p^2 - \beta_p^2 \pm \alpha_p j\sqrt{\beta_p^2 - 0,25\alpha_p^2} = \\ &= \beta_p^2 e^{\pm j2\theta_0(\alpha_p)}. \end{aligned} \quad (14.1)$$

Якість руху частинок ГС у P -хвилі (поступального, гіперболічного, гіперболічно-еліптичного, еліптичного, параболічного) оцінюємо за допомогою дискримінанта D рівняння (14):

$$\begin{aligned} D^2 \pm 0,5\alpha_s D - 0,5[\tilde{\omega}^2 - \beta_s^2] &= 0 \\ D^2 &= 0,25\alpha_s^2 - \beta_s^2 \end{aligned} \quad (15)$$

$$D_{1,2,3,4} = \mp 0,25\alpha_s \pm \sqrt{(0,25\alpha_s)^2 + 0,5[\tilde{\omega}^2 - \beta_s^2]}.$$

З рівняння (5) залежність частоти загасання від власної і миттєвої частот P -хвилі має вигляд

$$\begin{aligned} \alpha_p^2 &= \left(\tilde{\omega} + \frac{\beta_p^2}{\tilde{\omega}} \right)^2 \Rightarrow \alpha_p^2 = (\beta_p e^{\pm j\theta_0} + \beta_p e^{\mp j\theta_0})^2 = \\ &= 4\beta_p^2 \cos^2 \theta_0, \end{aligned} \quad (16)$$

$$\alpha_p^2 / \beta_p^2 = (e^{\pm j\theta_0} + e^{\mp j\theta_0})^2 = 4 \cos^2 \theta_0$$

або

$$\begin{aligned} \frac{\beta_p^2}{\alpha_p^2} &= \frac{\beta_p^2}{\tilde{\omega}^2} \left(1 + \frac{\beta_p^2}{\tilde{\omega}^2} \right)^{-2} = \frac{e^{\mp j2\theta_0}}{(1 + e^{\mp j2\theta_0})^2} = \\ &= \frac{e^{\mp j2\theta_0}}{e^{\mp j2\theta_0} (e^{\pm j\theta_0} + e^{\mp j\theta_0})^2} = \frac{1}{4 \cos^2 \theta_0}. \end{aligned} \quad (17)$$

Рівняння (17) є аргументом ФДІ [26–28] у системі рівнянь (3):

$$\begin{aligned} \psi^2 &= \frac{(KU)}{(E)^2} = \frac{(KU)}{(K+U)^2} = \frac{(U/K)}{(1+U/K)^2} = \\ &= \frac{(kx^2/m\dot{x}^2)}{(1+kx^2/m\dot{x}^2)^2} = \left(\frac{\beta_p^2}{\tilde{\omega}^2} \right) \left(1 + \frac{\beta_p^2}{\tilde{\omega}^2} \right)^{-2}, \end{aligned} \quad (18)$$

де $\beta = \sqrt{k/m}$ – частота Фур'є ФТ; $\tilde{\omega} = \dot{x}(t)/x(t)$ – миттєва частота ФТ.

Енергетична фаза за рівнянням (18), в точності з математичним і фізичним змістом, дорівнює рівнянню (17), тобто маємо співвідношення

$$\psi^2 = \frac{\beta_p^2}{\alpha_p^2} = \frac{\beta_p^2}{\bar{\omega}^2} \left(1 + \frac{\beta_p^2}{\bar{\omega}^2} \right)^{-2} = \frac{1}{4} \left(1 + \frac{\beta_p^2 - 0,25\alpha_p^2}{0,25\alpha_p^2} \right) = \frac{\beta_p^2}{\alpha_p^2}, \quad (19)$$

що дає змогу визначати частоту загасання для заданої частоти Проні у сейсмічному хвильовому полі.

Так, для P -хвилі шукані параметри α_p , β_p визначаємо із системи рівнянь

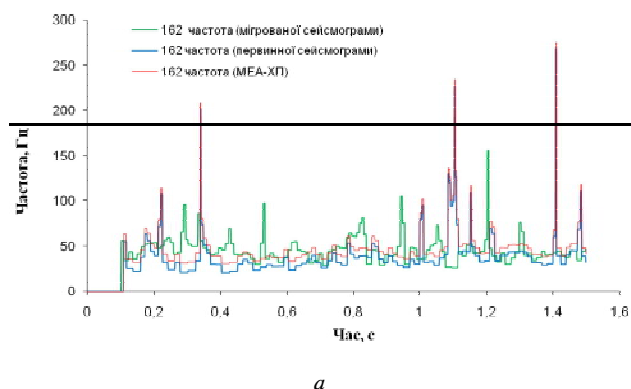
$$\begin{cases} \omega_0 = \sqrt{\beta_p^2 - 0,25\alpha_p^2}, \\ \psi^2 = \beta_p^2 / \alpha_p^2, \end{cases} \quad (20)$$

де $\psi = f[K_i(\dot{x}_i), U_i(x_i), E_i(t_i)]$ і $\omega_0 = f(\dot{x}_i)$ — обчислюють за експериментальними дискретними даними $\dot{x}_i(t_i)$.

Аналіз моделі імпульсної сейсморозвідки. Результати застосування цієї моделі для визначення диференціальних тисків і пористості в продуктивній товщі конкретного газоконденсатного району і порівняння результатів розподілу параметрів на структурній карті, побудованій з використанням даних геофізичних досліджень свердловин (ГДС) і програмного комплексу “Petrel”, на якому була проведена 3D сейсморозвідка, наведені у статті [31], для визначення амплітудно-фазового коефіцієнта загасання і порівняння результатів з обвідною, встановленою за перетвореннями Гільберта на реальній сейсмотрасі, — у статті [34].

Результати застосування енергоінформаційного аналізу щодо розроблення функцій $\rho_i(E_i, \omega_{pi}, \dot{u}_i, u_i)$ та $C_i(E_i, \omega_{pi}, \dot{u}_i, u_i)$ розглянуто в статті [35], для визначення функції $\sigma_i(V_{pi}, V_{p0}, \sigma_0)$ за табличними даними 280 геологічних і фізичних елементів — у статті [36], для визначення функції $V_p(z)$ і порівняння результатів вертикального сейсмопрофілювання (ВСП) у реальних свердловинах — в монографії [37].

Визначення параметрів із системи рівнянь (20) з використанням заданих значень і функцій для моделі (3) дає змогу встановити динамічну в'язкість за інтервальною швидкістю P -хвилі і порівняти з даними ВСП, проведеного у двох свердловинах.



Розглянемо конкретні приклади застосування імпульсної моделі сейсморозвідки для різних етапів робіт обробки та інтерпретації сейсмічних даних. На рис. 2–7 представлено результати дослідження моделі імпульсної сейсморозвідки сумотраси XL162/IL89, що проходить уздовж стовбура св. 12, з первинного (до обробки у системі “Focus”) і четвертого (після всіх процедур обробки у системі “Focus”) мігрованого куба 3D сейсморозвідки Дробишівської площі. Сейсмотрасу зареєстровано сейсмоприймачем типу GS-20DX з параметрами: частота Фур’є $\beta = 10$ Гц, маса $m = 0,011$ кг, ступінь загасання — 60 %.

1. Задача деконволюції: визначає частоту коливань P -хвилі. Для розв’язку використано систему рівнянь

$$\begin{cases} \omega_s = -0,5\alpha_s \pm \sqrt{0,25\alpha_s^2 - \beta_s^2} \\ \alpha_s = (4\mu / m_0 - \omega_p) \\ \beta_s = \sqrt{k / m_0} \end{cases} \Rightarrow \omega_p = \omega_s + 4 \frac{\mu}{m_0} + \frac{\beta_s^2}{\omega_s}.$$

На рис. 2 показано характеристики експериментальних частот коливань земної поверхні ω_p і зареєстрованих коливань датчика сейсмоприймача ω_s (кожна частота ω_s має дві частоти ω_p). Ці характеристики наочно засвідчують значну зміну частот, що утворюють сучасні методи первинної обробки даних сейсморозвідки в системі “Focus”. Отже, слід зауважити, що тільки за наявності єдиної моделі МСГТ можна комплексно поєднати всі процеси від збурення земної поверхні одним сейсмічним імпульсом до його реєстрації та інтерпретації. Комплексне поєднання всіх фізичних і кінематичних параметрів та нелінійностей різного роду згаданих процесів виконує загальний фізичний параметр — енергія P -хвилі. Саме на основі цього параметра розглянемо задачі збереження та відновлення амплітуд у МСГТ, які необхідні для успішного використання МЕА-ХП.

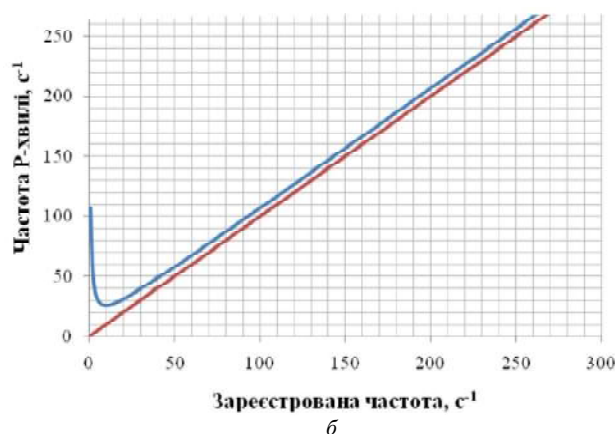


Рис. 2. Частотні характеристики хвильового поля в МСГТ. Дробишівська площа, св. 12: а — реальні частоти сумотраси XL 162/IL 89; б — зіставлення частот коливань P -хвилі на земній поверхні, розрахованої за МЕА-ХП (синій колір) і отриманої на первинній сумотрасі (червоний колір)

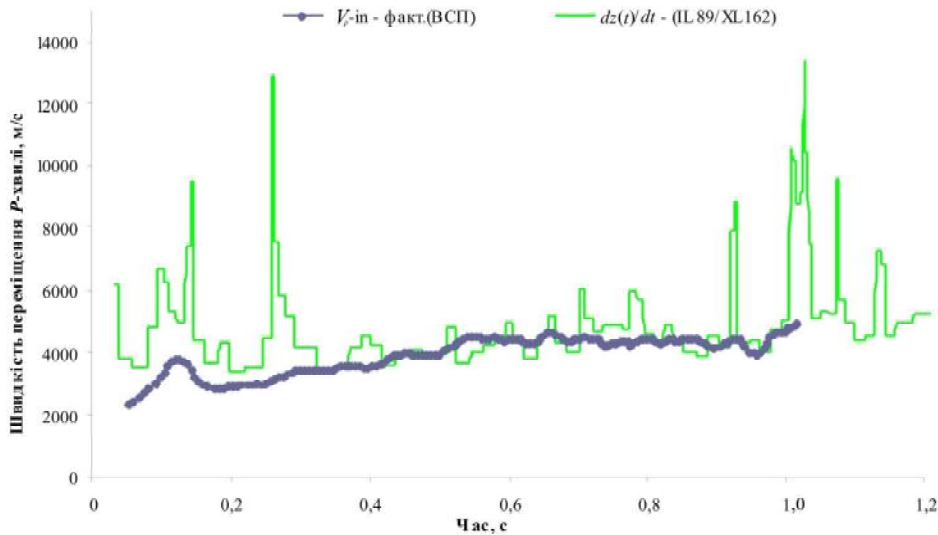


Рис. 3. Інтервальні швидкісні характеристики хвильового поля 3D сейсморозвідки МСТГ. Дробишівська площа, св. 12 [40]

На рис. 3 представлено характеристики швидкості переміщень, визначені за формулою (6.1) за умови сталої довжини хвилі ($x_0 = 0,5\lambda_{cp} = 27$ м) для однорідного ГС, порівняно з переміщеннями P -хвилі, отриманими за експериментальними даними ВСП.

2. Задача відновлення амплітуд хвильового поля: визначає амплітуди, відповідні до всіх частот зареєстрованих коливань ФТ, а саме миттєвих частот, Фур'є, загасання, Проні. Розв'язок має вигляд

$$\frac{\dot{x}_s(t_i)}{\omega_s} e^{-0,5\omega_s(t_i-t_{0i})} = x_{0i}.$$

Це рівняння визначає початкове переміщення ФТ від центра рівноваги.

Початкове переміщення $x_{0i} = F(t_i)/k$ є функцією від діючої сили на ФТ з боку ВСІ, що діє на земну поверхню в момент t_i . У свою чергу, діючу силу знаходять за рівняннями

$$F(t_i) = \frac{d}{dz} E_i(z, t) = \begin{cases} \left. \frac{d}{dz} [E_0(z, t) - \Delta E_i(z, t)] \right|_{\frac{d}{dz} E_0(z, t) \neq 0} & - \text{ЗСІ впливає на силу ВСІ,} \\ \left. -\frac{d}{dz} \Delta E_i(z, t) \right|_{\frac{d}{dz} E_0(z, t) = 0} & - \text{ЗСІ не впливає на силу ВСІ.} \end{cases}$$

Умова $\frac{d}{dz} E_0(z, t) = 0$ є необхідною з точки зору отримання повної фізичної інформації (енергії) про шар, що утворив ВСІ. Виконання цієї умови еквівалентно фізичній ситуації, коли ЗСІ діє на кожен шар з однаковою енергією. Тоді сила ВСІ, що діє на земну поверхню, передаватиме інформацію про поглинуту енергію $\Delta E_i(z, t)$ ЗаСІ геологічним середовищем. З метою виконання цієї умови розглянемо загальну фізичну ситуацію для енергії ЗСІ.

На земній поверхні ЗСІ в об'ємі w_0 створює надлишковий тиск P_0 . Енергія ЗСІ дорівнює $E_0 = P_0 w_0$. З часом унаслідок проникнення фронту ЗСІ вглиб півпростору тиск і об'єм змінюються, тобто $E_0(z, t_i) = P_0(z, t_i) w_0(z, t_i)$. Для умови $E_0 = P_0(z, t_i) w_0(z, t_i) = \text{const}$ необхідно, щоб ЗСІ діяв на кожен шар зі сталою силою, тобто

$$F_0(z, t_i) = P_0(z, t_i) S_0(z, t_i) = \frac{E_0}{w_0(z, t_i)} S_0(z, t_i) = 3 \frac{E_0}{Z_i(z, t_i)} \rightarrow \text{const},$$

що неможливо через зміну геометричних параметрів $S_0(z, t_i)$, $w_0(z, t_i)$. Однак якщо теоретично компенсувати послаблення сили, з якою ЗСІ діє на шар за глибиною, доданком $1/3 Z_i(z, t_i)$, то отримуємо бажану характеристику сили для ЗСІ у вигляді $\bar{F}_0 = F_0(z, t_i) 1/3 Z_i(z, t_i) = \text{const}$.

Поверхня шару має баланс сил $F_0(z, t_i) - F_{\text{всі}}(z, t_i) = F_{\text{заСІ}}(z, t_i)$. Сили зі збільшенням геометричного розміру простору від точки їхньої дії зменшуються однаково, тому, використавши визначений множник $1/3 Z_i(z, t_i)$ для рівняння балансу сил, можна отримати значення для сили ВСІ на земній поверхні у вигляді

$$\begin{aligned} \bar{F}_i(z, t_i) &= F_i(z, t_i) 1/3 Z_i(z, t_i) = \\ &= kx_{0i} 1/3 Z_i(z, t_i) = k\bar{x}_{0i}. \end{aligned}$$

На рис. 4, а видно, що первинна (сумарна) сейсмограма має певні амплітудні неоднорідності на різних часах. Ці неоднорідності збережені і збільшені відповідно до умови дії ЗСІ на кожен шар з однаковою енергією через кожні 0,001 с (компенсоване геометричне розходження енергії ЗСІ). На рис. 4, б характеристика глибини проникнення фронту P -хвилі залежно від часу спостережень за коливаннями земної поверхні у сейс-

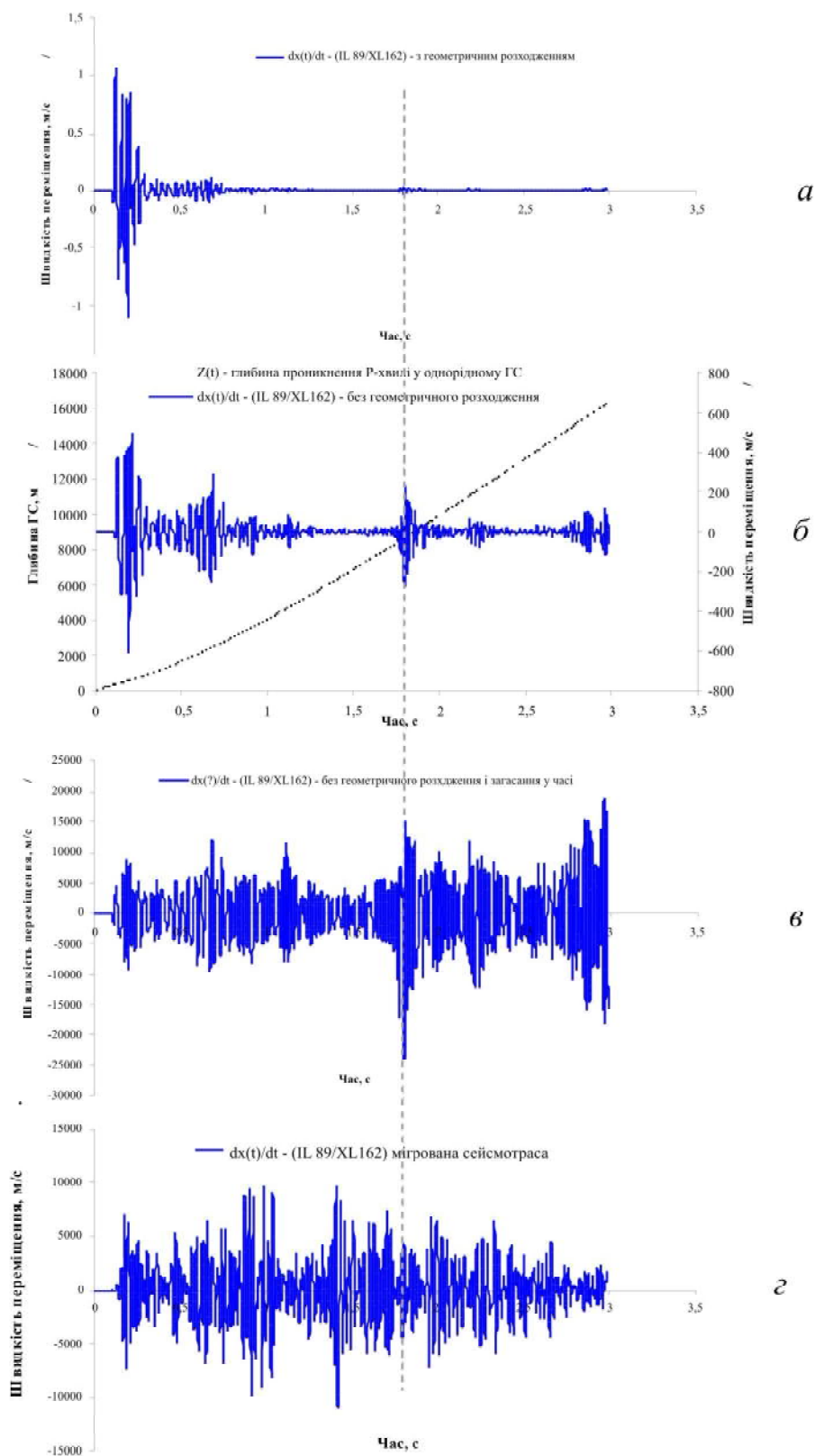


Рис. 4. Амплітудні характеристики хвильового поля 3D сейсмозв'язки МСГТ. Дробишівська площа, св. 12: *a* – реальна сейсмограма первинного куба; *б* – сейсмограма з нормованими амплітудами на геометричне розходження енергії ЗСІ в системі МЕА-ХП; *в* – сейсмограма з нормованими амплітудами на геометричне розходження енергії ЗСІ, на загасання у часі і амплітудно-фазову частоту (сейсмограма є другою похідною за часом); *г* – мігрована сейсмограма

мічному експерименті побудована з використанням моделі ущільнення одиничного об'єму однорідного ГС за глибиною його занурення у процесі осадоагромадження [37, 40].

Характеристика на рис. 4, в побудована за формулою $\dot{X}(t) = \omega_p \sqrt{\dot{\Phi}(t)\Phi(t)} e^{\omega_p(t-t_0)}$, зберігає неоднорідності на сейсмічному записі та має фізичну прозорість амплітудних значень – фазові швидкості P -хвилі, що позбавлені геометричного розходження, часового загасання і відповідають змінним частотам Фур'є, Проні, загасання і незмінній довжині P -хвилі на земній поверхні. Така сейсмотраса дає змогу переходити до визначення фізичних параметрів шарів ГС і потребує відповідного графа первинної обробки, адаптованого до МЕА-ХП.

На рис. 4, з видно, що виділені амплітудні неоднорідності на попередніх трьох рисунках не збережені після обробки в системі "Focus", як і частоти первинної сумотраси (див. рис. 2, а) – частоти 162 (мігрованої сумотраси), що суттєво ускладнює структурну і параметричну інтерпретацію сейсмічних розрізів та зрізів для 3D сейсморозвідки.

3. Задача ідентифікації параметрів хвильового поля з фізичними параметрами ГС: визначає фізичні параметри шарів ГС за умови, що амплітуди і фази поля встановлено за наведеними вище розв'язками задачами деконволюції і просторово-часової нормалізації амплітуд.

Загальна схема розв'язання задачі ідентифікації на основі МЕА-ХП складається з двох етапів: первинної обробки та інтерпретації. Оскільки виявлені з використанням моделі імпульсної сейсморозвідки недоліки первинної обробки сумотрас в системі "Focus" (див. рис. 2 і 5) не дають змоги коректно виконати в подальшому ідентифікацію, загальна схема алгоритму ідентифікації на основі виконаних [38, 39] досліджень має таку послідовність.

1. Над первинними сумотрасами (можна над будь-якими сейсмотрасами) виконують деконволюцію, що дає можливість визначити всі частоти моделі (3) (М6 використовує чотири-вимірну функцію ФДІ на поверхні ГС), які пов'язані з фізичними параметрами ГС.
2. Відповідно до визначених частот визначають переміщення і швидкості переміщень поверхні ГС.
3. Відповідно до визначених частот і амплітуд визначають швидкість P -хвилі на поверхні ГС. Швидкість P -хвилі на поверхні ГС задають, як і її пружні фізико-механічні параметри, і є незмінною. Для однорідного та ізотропного ГС інтервальна і середня швидкості на поверхні ГС однакові, як і для неоднорідного ГС.
4. Відповідно до визначених швидкостей P -хвилі на поверхні ГС відображають інтервальні

швидкості P -хвилі на зростаючу в глибину ГС координату z з кроком в часі $\Delta t = 1$ мс за моделлю М6 з ІМ-ГС [37, 40] для однорідного ГС. Отримують глибинні годографи інтервальних швидкостей P -хвилі з дискретністю 3–5 м неоднорідного ГС.

5. Відповідно до побудованих глибинних годографів інтервальних швидкостей P -хвилі будують глибинний годограф середніх швидкостей P -хвилі.
6. Відповідно до глибинних годографів середніх швидкостей P -хвилі визначають кінематичні поправки на етапі обробки. На етапі інтерпретації виконують просторову ідентифікацію часового сейсмічного розрізу у глибинний.

На рис. 5 показана структурна схема побудови алгоритму визначення інтервальних швидкостей P -хвилі в системі МЕА-ХП, на основі яких виконані дослідження з визначення геофізичних параметрів шарів неоднорідного ГС [31, 34–36, 38, 39].

За алгоритмом $W_1 \rightarrow W_3 \rightarrow W_4 \rightarrow W_5$ на рис. 6 представлена характеристика інтервальної швидкості P -хвилі, яка подібна до наведеної на рис. 3, що побудована за алгоритмом W_1 .

Взагалі модель М6 з ІМ-ГС [37, 40] для однорідного ГС досліджена з використанням результатів 2D, 3D сейсморозвідки, ГДС на регіональному профілі Рр-5, Байрацькій, Кобзівській, Дрибишівській, Північнобогородчанській та

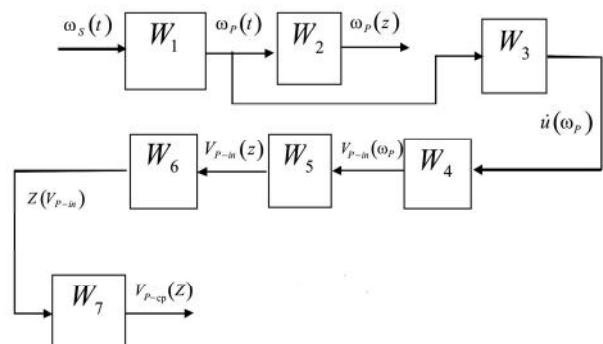


Рис. 5. Структурна схема алгоритму визначення базових інформаційних параметрів в МЕА-ХП: W_i – інформаційні передатні функції: W_1 – частота P -хвилі на земній поверхні за даними частоти сейсмоприймача (задача деконволюції); W_2 – частота P -хвилі на глибині ГС за даними її частоти на земній поверхні (відображення сейсмотраси в часі на сейсмотрасу в глибині ГС); W_3 – миттєва швидкість переміщення за даними частоти P -хвилі на земній поверхні (відображення частот P -хвилі у швидкості переміщення, див. рис. 4, в); W_4 – інтервальні швидкості P -хвилі на земній поверхні за даними швидкостей переміщення земної поверхні; W_5 – інтервальна швидкість P -хвилі на глибині ГС за її даними на земній поверхні; W_6 – глибина проникнення фронту P -хвилі за даними інтервальної швидкості; W_7 – середня швидкість P -хвилі за даними глибини її проникнення у ГС; *фізичні параметри ГС (розраховані):* V_s – швидкість S -хвилі [36]; μ – модуль Юнга [35, 36]; ρ – густина [35]; σ – коефіцієнт Пуассона [36]; ω_i – частота Проні, Фур'є, загасання, миттєва, перехідна, середня (модель(3)); P_ϕ – тиск флюїду [38]; P_c – тиск скелета

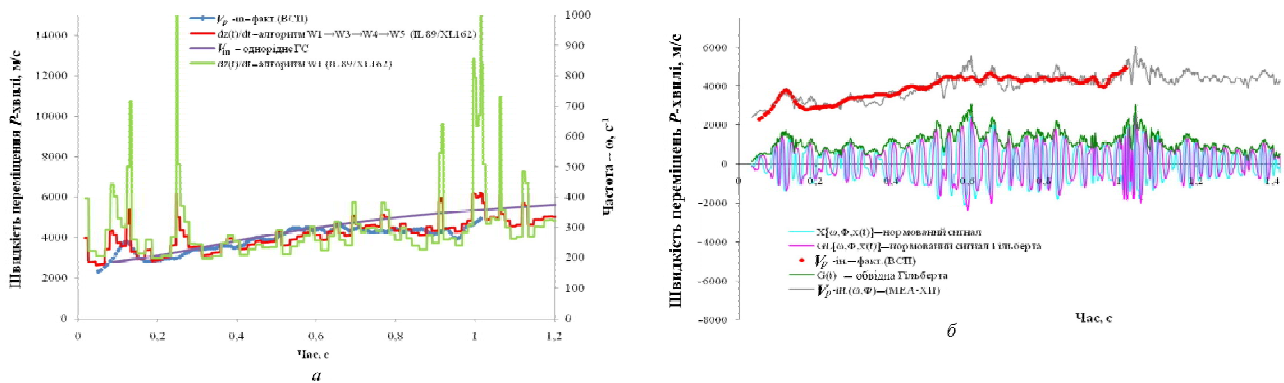


Рис. 6. Інтервальні швидкісні характеристики сумотраси PL89/XL162, яка проходить уздовж стовбура св. 12, 3D сейсмо-розвідки МСГТ на Дробишівській площі, що визначені за даними хвильового поля первинного запису: а – за даними ВСП (синій колір), за моделлю однорідного ГС [32] (фіолетовий колір), за алгоритмом W_1 (зелений колір), за алгоритмами $W_1 \rightarrow W_3 \rightarrow W_4 \rightarrow W_5$ (червоний колір, див. рис. 3); б – з використанням сумотраси на рис. 3, в, яка нормована на кінематичний потенціал Ламе і перетворена інтегралом Гільберта в обвідну лінію

Ольгівській площах за такими параметрами: амплітудно-фазове загасання, геометричне розміщення покладу, акустичний імпеданс, диференціальний тиск, коефіцієнт Пуассона, густина, ентропія, енергетичний інваріант, миттєві, перехідні, середні, фазові, власні частоти і частоти загасання у непродуктивних і продуктивних горизонтах на сейсмогеологічних розрізах [39].

Так, на рис. 7 показана характеристика динамічної в'язкості, визначена для частоти загасання сейсмічного сигналу.

У контексті класичної постановки лінійну обернену динамічну задачу сейсміки [41] і динамічні системи у цілому [42] можна інтерпретувати у вигляді, показаному на рис. 8, і моделювати загальним рівнянням

$$S_i(x, y, z, \omega, t) = \int_0^t W_{GC}(x, y, z, \omega, \tau) E_0(t - \tau) d\tau, \quad (21)$$

де $S_i(x, y, z, \omega, t) = E_i(x, y, z, \omega, t)t$ – зареєстрована сумарна дія ВСІ як реакція-функція системи (ГС) на одиночні ЗСІ $E_0(t - \tau)$, Дж, задані на земній

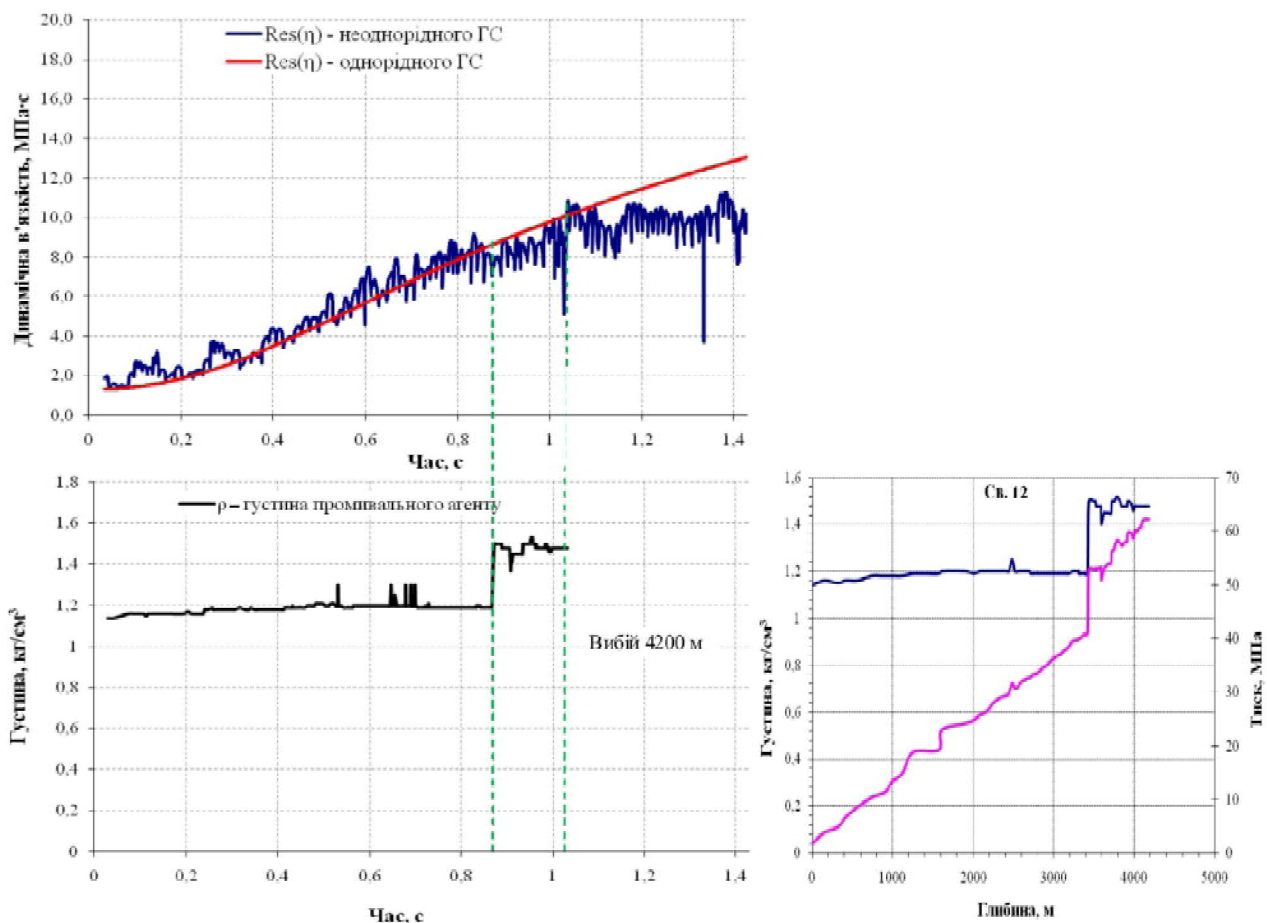


Рис. 7. Характеристика динамічної в'язкості ГС навколо св. 12 (глибина 4200 м) Дробишівської площі порівняно з густиною і гідростатичним тиском промивального агента, який використовували під час буріння. Наведена дійсна частина комплексної в'язкості, що визначається за частотою загасання Р-хвилі

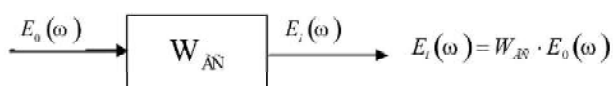


Рис. 8. Структурна схема дослідження динамічних систем

поверхні в моменти τ , s ; $W_{ГС}(x, y, z, \omega, t)$ – шукана передатна функція-поліном (ГС), безрозмірна; $z = V_p(z)t$ – вертикальна вісь ГС, м.

Слід зазначити, що така задача є некоректною [11], оскільки фізико-математична функція ГС $W_{ГС}(x, y, z, \omega, t)$ точно невідома (однорідне і неоднорідне хвильове рівняння є наближеною лінійною фізико-математичною моделлю ГС, побудованою тільки на основі закону збереження енергії).

Висновки. У запропонованій моделі імпульсної сейсмозвідки (3) як моделі ГС використані:

- 1) для відображення даних з поверхні ГС на його глибину – 1D нелінійна фізико-математична функція однорідного ІМ-ГС виду $W_{ГС}(z)$ [40], яка дає змогу отримати інтеграл (21) в явному математичному вигляді обґрунтованої енергоінформаційно (тобто врахована зміна загального параметра ГС) пружної енергії (модуля Юнга) 1 м^3 за зміною координати z вглиб ГС;
- 2) для визначення даних на поверхні ГС – розв’язання задачі (21) енергоінформаційним методом здійснено з урахуванням законів: збереження, передачі, зміни і упакування енергії фізичним простором заданої енергії одиночного імпульсу, тобто ФДІ, оскільки функції $E_p(t)$, $E_0(t)$ є енергіями ВСІ і ЗСІ та функція ГС як нелінійна функція вигляду $W_{ГС}(x, y, z, \omega, t) = e^{-v^2}$ має нескінченний спектр і є єдиною [26–28] для умов рівномірного розподілу заданої енергії у неоднорідному і анізотропному фізичному просторі, стійкою для конкретних енергетичних станів ГС, тобто коли енергії $E_p(\tau) = \text{const}$ та $E_0(\tau) = \text{const}$ фіксовані.

За такої постановки задачі запропонована модель є коректною за Ж. Адамаром, а обернена динамічна задача сейсмозвідки переходить із статусу некоректної до коректно поставленої.

Розроблена енергоінформаційна фізико-математична модель імпульсної сейсмозвідки використовує задані апріорі фізико-механічні параметри сейсмоприймача і поверхні ГС, а також енергію ЗСІ. Експериментально задано два точні параметри: амплітуду і частоту Проні, що дає змогу визначати на поверхні ГС: частоту Фур’є; частоту загасання; комплексну частоту; переміщення; швидкість переміщення; загальну енергію ВСІ; кінетичну енергію ВСІ; потенціальну енергію ВСІ.

Розв’язання задач сейсмозвідки МСГТ та інших в МВХ з новою якістю, а саме з фізичною прозорістю, тобто з урахуванням енергетичної

(фізичної, геометричної, структурної) нелінійності ГС, можливе на етапах: введення кінематичних поправок; нормалізації амплітуд; підсумовування; деконволюції; частотної фільтрації (нормування) фазової швидкості (на зареєстровану частоту); міграції; інтерпретації сейсмічних розрізів у різних фізичних параметрах ГС тощо.

Розроблена енергоінформаційна модель імпульсної сейсмозвідки може бути використана для зондування будь-якого суцільного середовища і будь-яким імпульсом (акустичним, механічним, електромагнітним, променевим) для вивчення його фізичних властивостей у фізиці, хімії, медицині, машинобудуванні тощо, оскільки ФДІ побудована на комплексному врахуванні енергетичних законів, які притаманні будь-яким діям.

Прямий зв’язок головної функції енергетичного підходу ФДІ з інформаційною ентропією, за К. Шенноном [33], у вигляді

$$\frac{K_i U_i}{E_i} = E_i \psi_i^2 \Rightarrow K_i U_i = \xi^2 = \varepsilon = \hbar \sum_{j=1}^N E_j \ln \frac{E_0}{E_i},$$

де i, j – незалежні цілі числа; $E_0 = 1$ – нормована загальна енергія; $E_i < 1$ – передана частка енергії від загальної енергії; $N = E_0/\hbar$ – ціле число квантів енергетичного інваріанту – $\hbar \approx 1 \text{ Дж}^2$, поєднує математично і фізично поняття інваріанту перенесення енергії та інформаційної ентропії передачі (переносу) інформації в єдине енергоінформаційне уявлення: **енергетичний інваріант передачі енергії чисельно дорівнює інформаційній ентропії передачі інформації**, оскільки елементарний квант \hbar завжди можна розглядати як інформаційну одиницю, а його відсутність – як інформаційний нуль.

1. Серкеров С.Л., Витвицкий О.В. Кафедра разведочной геофизики и компьютерных систем – М.: Нефть и газ, 1997. – 64 с. – (Сер. “Биография кафедры”. Вып. 8).
2. <http://matematika.phys.msu.ru/scien/172>. – Сайт кафедры математики физического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.
3. Страхов В.Н. Что делать? (О развитии гравиметрии и магнитометрии в России в начале XXI века). – М.: Объединен. ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 1998. – 24 с.
4. Кочнев В.А. Путь осознания возможностей математических моделей и алгебраических уравнений в геофизике // Геофизика. – 2001. – № 5.
5. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология (теория и методы). – М.: Мир, 1983. – Т. 1. – 880 с.
6. Айзенберг А.М., Клем-Мусатов К.Д., Айзенберг М.А. и др. Интегральные операторы отражения-преломления вместо коэффициентов отражения-преломления – возможная перспектива повышения разрешающей способности сейсмозвездки // Геология и геофизика. Сер. Мат. геофизика. – 2006. – 47, № 5. – С. 537–546.
7. Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. – М.: Наука, 1973. – 344 с.

8. *Авербух А.Г.* Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке. – М.: Недра, 1982. – 230 с.
9. *Фрейденталь А., Гейрингер Х.* Математические теории неупругой сплошной среды. – М.: Физматгиз, 1962. – 432 с.
10. *Жермен П.* Курс механики сплошных сред (общая теория). – М.: Высш. шк., 1983. – 399 с.
11. *Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач: Учеб. пособие для вузов. – Изд. 3-е, испр. – М.: Гл. ред. физ.-мат. лит., 1986. – 288 с.
12. *Biot M.A.* Theory of propagation of elastic waves in fluid-saturated porous solid. I. Low-frequency range // *J. Acoustical Soc. Amer.* – 1956. – 28. – P. 168–178.
13. *Яковлев И.В., Ампилов Ю.П., Филиппова К.Е.* Почти всё о сейсмической инверсии. Ч. 2 // Технологии сейсморазведки. – 2011. – № 1. – С. 5–15.
14. *Blokhin A.M., Dorovsky V.N.* Mathematical modelling in the theory of multivelocuity continuum. – New York: Nova Science, 1995.
15. *Гурьянов В.М., Гурьянов В.В., Левянт В.Б.* Особенности распространения сейсмических волн в коллекторах, влияющие на их выявление и дифференциацию. Ч. 1 // Геофизика ЕАГО. – 2001. – № 6. – С. 10–15.
16. *Гурьянов В.М., Гурьянов В.В., Левянт В.Б.* Особенности распространения сейсмических волн в коллекторах, влияющие на их выявление и дифференциацию. Ч. 2. (Общий случай упруго-сжимаемой вязко-упругой среды) // Там же. – 2003. – № 4. – С. 6–10.
17. *Гурьянов В.М., Гурьянов В.В., Левянт В.Б.* Особенности распространения сейсмических волн в коллекторах, влияющие на их выявление и дифференциацию. Математические модели в геофизике. Ч. 1 // Тр. Междунар. конф. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. – № 3. – С. 93–98.
18. *Рыжов А.В.* Электродинамические сейсмоприемники в российской геофизике // Приборы и системы развед. геофизики. – 2008. – № 3.
19. *Максимов Г.А., Ларичев В.А.* Решение обратной динамической задачи инверсии тонкослоистых пластов // Сб. науч. тр. – М.: МИФИ, 2006. – Т. 5. – С. 101–103.
20. *Баев А.В.* О затухании и рассеянии сейсмических волн в трещиноватых средах // Геофизика. – 2007. – № 2. – С. 15–19.
21. *Vaev A.V.* On Local Solvability of Inverse Dissipative Scattering Problems // *J. Inverse and Ill-Posed Problems.* – 2001. – 9, № 4. – P. 1–21.
22. *Ларичев В.А., Максимов Г.А., Попов П.В.* Определение параметров входного сигнала в задаче динамической инверсии данных поверхностной сейсморазведки при исследовании тонких слоистых геологических структур // Моделирование физических процессов в окружающей среде. – М.: МИФИ, 2008. – Т. 3. – С. 212–213.
23. *Баев А.В.* Решение задачи восстановления коэффициента диссипации вариационным методом // Журн. вычисл. математики и мат. физики. – 2006. – 46, №10. – С. 1895–1906.
24. *Воскресенский Ю.Н.* Изучение изменений амплитуд сейсмических отражений для поисков и разведки залежей углеводородов: Уч. пособие для вузов. – М.: РГУ нефти и газа, 2001. – 68 с.
25. *Карпенко В.М., Стародуб Ю.П.* Концепция метода энергетического анализа ruchu элементарних об'єктів літосфери Землі // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. Геол. – 2006. – Вип. 20. – С. 27–235.
26. *Карпенко В.М., Стародуб Ю.П.* Функція детермінованої ймовірності у дослідженнях будови земної кори геофізичними методами // Геоінформатика. – 2007. – № 4. – С. 31–39.
27. *Карпенко В.М., Стародуб Ю.П.* Рівняння гауссової лінії на поверхні // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. Прикл. математика. – 2008. – Вип. 14. – С. 215–235.
28. *Карпенко В.Н., Стародуб Ю.П.* Модель загальної геометрії фізичного простору в задачах геофізики // Геодинаміка. – 2009. – Вип. (1) 8. – С. 97–105.
29. *Физическая энциклопедия* / Гл. ред. А.М. Прохоров. – М.: Большая Рос. энцикл., 1994. – 704 с.
30. *Абловиц М., Сигур Х.* Солитоны и метод обратной задачи. – М.: Мир, 1987. – 12 с.
31. *Карпенко В.М., Стародуб Ю.П., Карпенко О.В., Баснев Є.О.* Дослідження енергоінформаційного методу визначення геофізичних параметрів геологічного середовища за даними сейсмозвідки // Геодинаміка. – 2011. – Вип. 2 (11). – С. 107–109.
32. *Стасенко В.М., Карпенко В.М., Козаченко М.І.* Техніка і технологія оцінювання та прогнозування геобаричного та напружено-деформованого стану гірського масиву під час буріння глибоких нафтових і газових свердловин // Нафт. і газ. пром-сть. – 2008. – № 3. – С. 21–25.
33. *Shannon C.E.* A Mathematical Theory of Communication // *Bell System Techn. J.* – 1948. – 27. – P. 379–423, 623–656.
34. *Карпенко В.Н., Стародуб Ю.П.* Енергетичний метод визначення амплітудно-фазового коефіцієнта загасання акустичних хвиль для задач сейсмозвідки // Геодинаміка. – 2011. – № 1 (10). – С. 147–153.
35. *Карпенко В.М., Стародуб Ю.П., Карпенко О.В.* Аналіз динамічних параметрів руху фізичного осцилятора з заданою енергією на основі енергоінформаційного підходу // Там само. – 2007. – № 1 (6). – С. 81–84.
36. *Карпенко В.Н., Стародуб Ю.П., Стасенко В.Н., Білоус А.І.* Енергоінформаційний підхід к вопросу оценки горизонтальной составляющей волнового поля по данным 1-D сейсмического эксперимента // *Bul. Insit. de geol. și seismol. al Acad. de științe a Moldovei.* – 2006. – № 2. – С. 14–27.
37. *Дудля М.А., Карпенко В.М., Гриняк О.А., Цзян Гошен.* Автоматизація процесу буріння. – Дніпропетровськ: Вид-во Нац. гірн. ун-ту. – 2005. – 207 с.
38. *Розробка комплексного методу оцінки і прогнозування пластових і порових тисків під час буріння свердловин на нафту і газ: Звіт про НДР / ДП Науканафтогаз. Договір № 1-25 від 18.05.2005 р., тема 7 розділу 3 “Переліку науково-дослідних і дослідно-конструкторських робіт”* – К., 2009. – 841 с.
39. *Підвищення ефективності геологорозвідувальних робіт шляхом визначення геофізичних параметрів геологічного середовища методом енергоінформаційного аналізу даних сейсмозвідки: Звіт про НДР / ДП Науканафтогаз. Договір № 14/1090/09 від 05.11.2009 р.* – К., 2011. – 296 с.
40. *Карпенко В.М.* Організація системи автоматизованого управління процесом буріння на основі багатопараметричної інформаційної моделі: Дис. – К., 2001. – 190 с.
41. *Стародуб Ю.П.* Обернена динамічна задача сейсміки для вивчення будови земної кори. – Львів: Світ, 1998. – 112 с.
42. *Драница Ю.П., Драница А.Ю.* Некоторые постановки задач на основе динамического моделирования // *Вестн. МГТУ.* – 2009. – 12, № 2. – С. 179–188.

МОДЕЛЬ ИМПУЛЬСНОЙ СЕЙМОРАЗВЕДКИ

В статье рассматривается физико-математическая энергоинформационная модель взаимодействия акустического импульса с частично упругим неоднородным пространством, которое имеет геостатическую анизотропию энергетической плотности. Модель отображает динамику физических точек полупространства на поверхности и внутри его с учетом законов сохранения, изменения, переноса и упаковки энергии заданного сейсмического импульса в виде “солитона” в процессах возникновения, передачи, отражения, регистрации, обработки и идентификации параметров импульса с геофизическими параметрами физических точек отражения полупространства. Энергоинформационный подход устраняет методологическое различие между решениями прямой и обратной задач сейморазведки, выполняемой методом общей глубинной точки, путем использования физико-математической модели общей динамики процесса передачи энергии физическим пространством, максимально адекватной указанным энергетическим законам и всем физическим ситуациям данного процесса.

Ключевые слова: энергия, сейсмический импульс, отражающий горизонт, сейсмоприёмник, динамическая задача, геофизические параметры отражающего горизонта

MODEL OF IMPULSE PROSPECTING SEISMOLOGY

Described in the article is a physico-mathematical model called as energoinformational, interaction between acoustic impulse and partly taut nonhomogeneous space with geostatistical anisotropy of energy density. The model represents the dynamics of half-space physical points on the surface and inside it. In this process it is taken into account the conservation law, law of variation, energy fluence and energy packing in the form of a given seismic pulse “soliton”. This dynamics is also represented in processes of creation, transfer, reflecting, recording, handling and identification of impulse parameters with geophysical parameters of half-space physical mirror points. Energoinformational approach eliminates methodological distinction between the direct and inverse problems solving in prospecting seismology carried by a method of common depth point. That is realized through the use of physical-mathematical model of energy transfer dynamics by physical space, most adequate to the given energy laws and all physical situations of this process.

Keywords: energy, seismic wavelet, reflection horizon, seismograph, dynamical problem, geophysical parameters of a reflecting horizon.