

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

На правах рукопису

ТРОЙНІЧ КОСТЯНТИН СЕРГІЙОВИЧ

УДК 550.8.056

**КОМПЛЕКСНА ІНВЕРСІЯ ДАНИХ
СЕЙСМО- ТА ГРАВІРОЗВІДКИ МЕТОДОМ
ОДНОЧАСНОЇ ІТЕРАТИВНОЇ РЕКОНСТРУКЦІЇ**

04.00.05 – Геологічна інформатика

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата
фізико-математичних наук

Науковий керівник
Вижва Сергій Андрійович,
доктор геологічних наук,
професор

Київ-2016

ЗМІСТ

ЗМІСТ.....	2
ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, СКОРОЧЕНЬ.....	4
ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РОБОТИ.....	5
РОЗДІЛ 1 СУЧАСНИЙ СТАН ТА ПЕРСПЕКТИВИ ВПРОВАДЖЕННЯ ГЕОФІЗИЧНОЇ ТОМОГРАФІЇ ДЛЯ ВИРІШЕННЯ ЗАДАЧ НАФТОГАЗОВОЇ ГЕОЛОГІЇ (ЛІТЕРАТУРНИЙ ОГЛЯД).....	11
1.1. Основні положення геофізичної томографії	11
1.2. Геофізична томографія при міжсвердловинних дослідженнях ..	12
1.3. Використання томографії в сейсмозв'язці	15
1.4. Літологічна томографія. Проблеми та перспективи розвитку....	19
ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 1	22
РОЗДІЛ 2 ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ КОМПЛЕКСНОЇ ІНВЕРСІЇ ДАНИХ СЕЙСМО- ТА ГРАВІРОЗВІДКИ НА ОСНОВІ МЕТОДУ ОДНОЧАСНОЇ ІТЕРАТИВНОЇ РЕКОНСТРУКЦІЇ.....	23
2.1 Інверсія геофізичних даних на основі моделі	24
2.2. Параметризація моделі	28
2.3. Часи пробігів сейсмічних променів з точки зору лінійної алгебри	32
2.4. Пряма задача гравірозвідки з точки зору лінійної алгебри	39
2.5. Променева сейсмічна томографія на основі одночасної ітеративної реконструкції	45
2.6. Вирішення оберненої задачі гравірозвідки за допомогою методу SIRT	50

2.7. Комплексна інверсія даних сейсмо- та гравірознавчих за допомогою методу SIRT	54
ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 2	57
РОЗДІЛ 3 АЛГОРИТМІЧНЕ ТА ПРОГРАМНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ....	59
3.1. Алгоритм комплексної томографічної інверсії геофізичних даних із використанням даних петрофізичних досліджень.....	59
3.2. Трасування променів	63
3.3. Умови виходу з ітеративного процесу	67
3.4. Локальна система координат.....	69
3.5. Вхідні та вихідні дані	72
ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 3	80
РОЗДІЛ 4 ПЕРЕВІРКА РОБОТИ МЕТОДУ НА СИНТЕТИЧНИХ ТА РЕАЛЬНИХ ДАНИХ.....	82
4.1. Томографічна інверсія даних поверхневої сейсмознавчих	82
4.2. Томографічна інверсія даних міжсвердловинних прозвучувань.	88
4.3. Використання SIRT для інверсії даних гравірознавчих на синтетичних моделях.....	99
4.4. Інверсія комплексу даних сейсмо- та гравірознавчих.....	104
ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 4.....	114
ВИСНОВКИ.....	115
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	117

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, СКОРОЧЕНЬ

ВСП	Вертикальне сейсмічне профілювання
ГДС	Геофізичні дослідження свердловин
СГТ	Спільна глибинна точка
ART	Algebraic Reconstruction Tomography
d	Довжина відрізка траєкторії променя
f	Геометричний фактор
g	Гравітаційний вплив на точку спостереження
m	Значення модельної функції
N	Кількість комірок дискретної моделі
s	Повільність в секундах на метр
SIRT	Simultaneous Iterative Reconstruction Technique
t	Час пробігу сейсмічного променя
x, y, z	Просторові прямокутні координати
γ	Гравітаційна постійна
σ	Густина
v	Функція швидкості від просторових прямокутних координат

В даній роботі використовуються такі правила математичної нотації:

1. Вектори позначені маленькими напівжирними літерами.
2. Матриці позначені великими напівжирними літерами.
3. Просторові координати точки обрамлені курсивними дужками.
4. Підрядкові курсивні літери позначають індекс матриці або вектора.
5. Надрядкові символи в курсивних дужках позначають належність вектора, матриці чи іншого елемента до певного набору даних (наприклад: ^(m) - спостережні, ^(g) - гравітаційні).

ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РОБОТИ

Дисертаційна робота присвячена розробці комплексної інверсії даних сейсмо- та гравірозвідки методом одночасної ітеративної реконструкції.

Актуальність теми дисертації. Наукова спільнота активно розвиває напрямки геофізичної томографії та комплексної інверсії, про що свідчить велика кількість відповідних публікацій в передових геофізичних періодичних виданнях світу. Геофізична томографія також широко використовується сучасними нафтогазовими, сервісними та інженерними компаніями для вирішення широкого кола задач. Алгоритми та принципи роботи програмного забезпечення для томографічної (переважно сейсмічної томографії) та комплексної інверсії геофізичних даних, що розробляються провідними світовими геофізичними компаніями через комерційну таємницю не публікуються. Висока ціна послуг передових зарубіжних компаній не дозволяє широко використовувати найсучасніші технології геофізичної томографії на теренах України.

У Київському університеті* ще з початку 80-х років минулого століття під керівництвом проф. Тімошина Ю.В. була створена перша в колишньому СРСР школа сейсмічної голографії (томографії). З того часу дослідники кафедри геофізики працюють над створенням конкурентоспроможних методів томографічної інверсії комплексу геофізичних даних для вирішення цілого класу завдань нафтогазової геології, інженерної геофізики, Фізики Землі, моніторингу небезпечних геологічних процесів.

Комплексна томографічна інверсія даних сейсмо- та гравірозвідки становить значний інтерес для аналізу складнобудованих розривів при

* Нині Київський національний університет імені Тараса Шевченка

пошуках та розвідці родовищ нафти і газу, пов'язаних із соляними тілами. Вдала імплементація цього методу в практику вітчизняних геолого-геофізичних робіт дозволить підвищити ефективність геофізичних досліджень та позитивно вплине на нарощування енергетичного потенціалу України та виконання «Стратегії розвитку мінерально-сировинного комплексу України до 2030 року».

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.

Робота виконана в рамках бюджетної теми № 11БФ049-02 «Розробка теорії та методології побудови динамічних геолого-геофізичних моделей геологічних об'єктів і процесів», а саме – підрозділу «Розробка теоретичних основ геофізичної томографії складнопобудованих геологічних середовищ» на кафедрі геофізики. Дана тема фінансувалась фондом фундаментальних і прикладних досліджень Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Мета та задачі дослідження. Мета дисертаційного дослідження полягає у розробці методу інверсії комплексу даних сейсмозвідки та гравірозвідки за допомогою геофізичної томографії із залученням всієї наявної геологічної інформації та результатів інтерпретації даних попередніх геофізичних та петрофізичних досліджень в якості апріорної інформації.

Для досягнення поставленої мети дисертаційної роботи необхідно вирішити наступні наукові задачі:

1. Виконати аналіз сучасного стану геофізичної томографії та комплексної інверсії геофізичних даних з метою отримання фізичних параметрів середовища та оцінити їх переваги та недоліки, а також сучасні напрямки розвитку.
2. Розробити новий методологічний підхід до комплексної інверсії геофізичних даних із залученням моделювання петрофізичних властивостей.

3. Вдосконалити існуючі методи сейсмічної променевої томографії для можливості обробки великих масивів сейсмічних даних.
4. Розробити метод інверсії гравітаційних даних на основі методу одночасної ітеративної реконструкції (SIRT).
5. Розробити метод комплексної томографічної інверсії даних сейсмо- та гравірозвідки на основі методу одночасної ітеративної реконструкції (SIRT).
6. Провести перевірку розроблених методів та алгоритмів на спеціально створених синтетичних тестах та на даних реальних геофізичних спостережень.

Об'єктом дослідження є складнопобудоване геологічне середовище, яке описується через густину та пружні параметри окремих комірок.

Предметом дослідження є комплексна інверсія даних сейсмозвідки та гравірозвідки в ефективні геофізичні та геологічні параметри середовища на основі методу одночасної ітеративної реконструкції.

Методи дослідження. Для розробки та перевірки методів використані розрахунково-аналітичний метод та математичне моделювання. Для петрофізичних моделювань використані статистичний (регресійний, кореляційний) аналіз.

Наукова новизна отриманих результатів. Основні результати проведених досліджень мають таку наукову та прикладну новизну:

1. Розроблено новий методологічний підхід комплексної інверсії геофізичних даних із залученням моделювання петрофізичних властивостей.
2. Вдосконалено метод сейсмічної променевої томографії для можливості обробки великих масивів сейсмічних даних.
3. Вперше розроблено метод інверсії гравітаційних даних на основі методу одночасної ітеративної реконструкції (SIRT).

4. Вперше введено блочну систему лінійних алгебраїчних рівнянь для комплексу гравітаційних та сейсмічних даних, яка дозволяє виконувати комплексну томографічну інверсію з використанням повільності поздовжніх хвиль як шуканого параметру.
5. Вперше розроблено метод комплексної томографічної інверсії даних сейсмо- та гравірозвідки на основі методу одночасної ітеративної реконструкції (SIRT).

Практичне значення одержаних результатів. Серед основних можливих напрямків застосування результатів наукового дослідження можна виділити наступні:

1. Алгоритм спільної інверсії сейсмічних та гравітаційних даних може бути використаний при обробці та інтерпретації даних геофізичних методів при пошуках та розвідці родовищ вуглеводнів в складних геологічних умовах, зокрема при наявності штоків і діапирових структур.
2. Розроблене автором програмне забезпечення може бути використане для інверсії даних міжсвердловинних сейсмічних (акустичних) прозвучувань при інженерних дослідженнях.
3. Деякі відомі методи адаптовано для збільшення швидкості обчислень та зменшення вимог до ресурсів обчислювальної техніки.
4. Кожна із складових розробленого алгоритму втілена автором в окремі програмні модулі на мові програмування C++ та може бути використана незалежно для вирішення інших дослідницьких та прикладних задач, таких як трасування сейсмічних променів крізь швидкісну модель, обчислення гравітаційного ефекту заданого розподілу мас та вирішення систем лінійних алгебраїчних рівнянь в сенсі найменших квадратів нев'язки.
5. Проведена перевірка на даних міжсвердловинних прозвучувань на підприємстві КПВД «Енергопроект», що підтвердило його високу

ефективність.

Особистий внесок здобувача. Основні наукові результати за темою дисертаційних досліджень були отримані автором особисто та опубліковані в наукових фахових вітчизняних та зарубіжних виданнях.

У роботах, виконаних у співавторстві, автору належать наступні внески:

У роботі [1] у співавторстві із проф. Вижвою С.А. автору належить написання всіх основних частин статті, створення ілюстрацій, розробка алгоритму та втілення його у вигляді програмного коду, створення тестових моделей та виконання інверсії на синтетичних прикладах.

У роботі [3] у співавторстві із Матвійчуком Б.В. та проф. Вижвою С.А. автору належить написання вступної частини, розділу «Використання томографії в сейморозвідці» та вклад в написання розділу «перспективи подальших досліджень»

У роботі [8] у співавторстві із Віршило І.В. та Матвійчуком Б.В. автору належить написання розділів «velocity tomography», «ray tracing», «tomography algorithm description», частин розділів «model definition» та «testing models», а також блок-схема, яка узагальнює ідею літологічної інверсії комплексу геофізичних методів за допомогою томографії та моделювання петрофізичних параметрів.

Апробація результатів дисертації. Основні наукові результати, відображені в роботі, доповідалися на таких Міжнародних наукових конференціях та симпозіумах:

- 1) 14th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2014 (Bulgary, 2014);
- 2) Міжнародна наукова конференція «Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології» (Київ, 2014);
- 3) XIV міжнародна конференція «Геоінформатика: теоретичні та

прикладні аспекти» (Київ, 2015).

У цілому робота обговорювалася на науковому семінарі Інституту Геології Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Публікації. За матеріалами дисертації опубліковано 8 наукових робіт, серед яких 4 статті у наукових фахових виданнях, що входять до переліку МОН за спеціальністю дисертації та одна – в закордонному науковому періодичному виданні, а також 3 публікації у матеріалах міжнародних конференцій.

Структура і обсяг дисертації. Дисертаційна робота складається зі вступу, чотирьох розділів основної частини, висновків та переліку використаних літературних джерел, що налічує 73 назви. Загальний обсяг дисертації складає 122 сторінки; робота містить 1 таблицю та 46 рисунків.

Автор висловлює щире подяку науковому керівнику, доктору геологічних наук, професору Вижві С.А. за суттєву допомогу на всіх етапах виконання роботи; доценту Віршило І.В. за продуктивні наукові дискусії та консультації; кандидату геологічних наук Дейнеко С.І. за люб'язно надані польові записи. Окрему подяку висловлюю професору Мартіну Букхольту за мотивацію та мудрі поради стосовно методології наукових досліджень. Також висловлюю щире подяку моїй дружині за терплячість, розуміння та підтримку протягом чотирьох років роботи над цим дослідженням.

РОЗДІЛ 1
СУЧАСНИЙ СТАН ТА ПЕРСПЕКТИВИ ВПРОВАДЖЕННЯ
ГЕОФІЗИЧНОЇ ТОМОГРАФІЇ ДЛЯ ВИРІШЕННЯ
ЗАДАЧ НАФТОГАЗОВОЇ ГЕОЛОГІЇ
(ЛІТЕРАТУРНИЙ ОГЛЯД)

У даному дисертаційному дослідженні автор використовує метод томографії для інверсії комплексу даних гравірозувідки та сейсморозувідки із залученням даних петрофізичних досліджень. Розкладаючи поставлену задачу на більш прості складові можна виділити наступні напрямки геофізичних досліджень, на які спирається автор: сейсмічна томографія, пряма задача сейсморозувідки (трасування променів крізь неоднорідне пружне середовище), інверсія даних гравірозувідки, інверсія комплексу геофізичних даних, петрофізичні дослідження, математичне моделювання ефективних пружних параметрів тощо.

Огляд історії розвитку та методологічних проблем кожного із означених напрямків є недоцільним та не відповідає цілям дослідження. Тому основна увага літературного огляду буде приділена геофізичній томографії. Наприкінці розділу будуть висвітлені питання комплексування геофізичних даних для оцінки літологічної характеристики середовища.

У тексті інших розділів дисертації автор посилається на публікації з напрямків, що не увійшли до літературного огляду, але результати яких використані в дисертаційному дослідженні.

1.1. Основні положення геофізичної томографії

Геофізична томографія базується на фундаментальних математичних положеннях. У її основі лежить теорема Радона, яка встановлює зв'язок між функцією (параметрами середовища) та її проєкціями (інтегралами

параметрів) [31, 50]. Серед піонерських робіт у галузі геофізичної томографії можна виділити роботи [7, 14, 15, 18, 62]. Принципи, закладені в цих роботах, залишаються незмінними і сьогодні.

Багато методів сейсмічної томографії мають тісні зв'язки з більш звичними методами сейсмічної візуалізації, такими як інверсія часу проходження (*traveltime inversion*), міграція Кірхгофа, і інверсія Борна [51]. Наприклад, сейсмічна променева томографія, що використовується для визначення пружних швидкостей, є формою інверсії пробігу, а сейсмічна дифракційна томографія тісно пов'язана з інверсією Борна і сейсмічною міграцією. Таким чином, сейсмічна томографія це, фактично, ще один різновид відтворення будови геологічного середовища, який геофізики вже використовують протягом багатьох років.

Сейсмічна томографія застосовується для широкого кола задач в нафтовій промисловості на різних стадіях розвитку родовищ починаючи з розвідки до розробки та видобутку. Тематичні дослідження показують, що сейсмічна томографія може доповнювати звичайні сейсмічні методи і забезпечує унікальну, раніше недоступну інформацію про геологічну будову [49]. Томографія, застосована до сейсмічних даних, дає можливість створювати моделі сейсмічних швидкостей для вирішення задач сейсмозвідки [47]. Ці швидкісні моделі можуть, в свою чергу, бути використані як додаткова інформація для геостатистичної інтерполяції даних каротажу між свердловинами.

1.2. Геофізична томографія при міжсвердловинних дослідженнях

Швидкий розвиток томографії, особливо у сфері міжсвердловинних досліджень, пов'язаний з можливістю отримання інформації високого ступеню достовірності на недосяжних для класичних методів відстанях [53]. Дана теза проілюстрована на рисунку 1. Приведено модель

геологічного середовища, яка чудово ілюструє переваги міжсвердловинної томографії при дослідженні пласта-колектора.

Спираючись на дані ГДС відносно невеликої глибинності (рисунок 1b) можна провести лише лінійно-подібну інтерпретацію, адже геометрія пласта прослідковується лише на невеликій відстані від стовбуру свердловини (рисунок 1c). На рисунку 1d зображено конфігурацію системи джерело-приймач для проведення томографії між свердловинами А та В. У залежності від відстаней між свердловинами, кількості датчиків та відстаней між ними можна отримувати моделі різної роздільної здатності, а отже вирішувати задачі різних масштабів. При порівнянні інтерпретації томографії (рисунок. 1e) та інтерпретації ГДС (рисунок 1c) можна легко показати, що відсутність інформації на більшій частині простору не дозволяє робити достовірні висновки про будову геологічного середовища спираючись на дані ГДС. Наявність розлому між свердловинами А та В може призвести до неприйнятних наслідків, особливо при розробці пласта-колектора методами інтенсифікації видобутку.

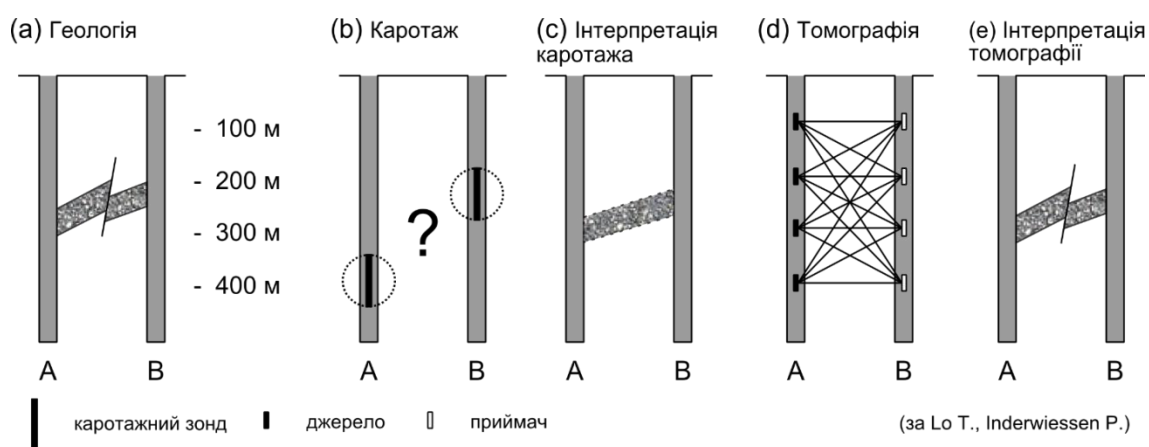


Рис. 1.1. Переваги використання томографії перед ГДС. (a) Реальна модель геологічного середовища; (b) Можливості стандартних методів ГДС; (c) Інтерпретація методів ГДС з використанням лінійної інтерполяції; (d) Схема проведення міжсвердловинної геофізичної томографії; (e) Результат геофізичної томографії [51].

Історично вперше [19] метод томографії був застосований до даних міжсвердловинних досліджень. У цьому випадку відносно невеликі масштаби, достовірні дані ГДС та можливість повного покриття досліджуваного об'єкта променями під різними кутами дозволяли отримувати однозначний результат [22]. В роботі [33] розглянуто як можливі конфігурації свердловин, так і використання томографії для оцінки різних параметрів. Результатом стала запропонована одночасна інверсія двох і більше параметрів (*joint inversion*) [48, 70].

Використання сейсмічної томографії для міжсвердловинних досліджень дозволяє на порядок покращити уявлення про просторове положення досліджуваного пласта, а також виявити наявні розломи, зони високої тріщинуватості тощо. Ця інформація особливо цінна для пластів колекторів, яким необхідне застосування інтенсифікації видобутку (бітумінозні пісковики, карбонати із низькою пористістю, сланцеві товщі та ін.). Результатом міжсвердловинної сейсмічної томографії є отримання зображення структури геологічного простору між свердловинами, яке неможливо отримати класичними методами каротажу, адже методи ГДС мають досить обмежену глибинність, а тому міжсвердловинний простір може бути лише результатом інтерполяції [51].

В даному підрозділі було описано використання томографії для інверсії даних сейсморозвідки при міжсвердловинних дослідженнях. Проте, томографію можна застосовувати також і для даних міжсвердловинної електророзвідки [23]. Для покращення якості інверсії можна використовувати дані прозвучувань на декількох частотах [29]. Існують підходи трансформації електромагнітних полів таким чином, щоб напряду використовувати метод сейсмічної томографії для інверсії електромагнітних полів [43]. В інженерній геології томографія успішно застосовується для інверсії даних георадару [16].

Успішне застосування томографії для інверсії даних електророзвідки дає підставу стверджувати, що можна виконувати комплексну томографічну інверсію даних сейсморозвідки та електророзвідки, але це питання виходить за рамки дисертаційного дослідження.

1.3. Використання томографії в сейсморозвідці

Томографічну інверсію можна застосовувати не лише для даних міжсвердловинного прозвучування, але і даних поверхневої сейсморозвідки. Для цього розроблені спеціальні методи, що не передбачають повного покриття моделі променями широким діапазоном азимутів спостережень [28]. Розрізняють багато різних модифікацій цього методу, які можна звести до двох великих груп: променевої [58] та дифракційної томографії [67, 65]. Як вхідні дані для цих двох груп методів використовуються часи пробігів хвиль та повне хвильове поле відповідно.

За допомогою сейсмічної томографії вирішується велика кількість задач, суть яких найчастіше зводиться до визначення швидкісної моделі. Серед великої різноманітності методів сейсмічної томографії найкраще зарекомендував себе метод томографії на основі трасування сейсмічних променів та зменшення нев'язки між спостереженими часами та часами пробігів хвиль. Трасування променів є компромісом між якістю результатів, вартістю досліджень та затраченим часом [47, 48]. У фундаментальній роботі [18] наводиться опис алгоритму відновлення швидкісної моделі середовища, швидкісні параметри якого змінюються як по вертикалі, так і по латералі. Даний підхід дав набагато кращі результати в порівнянні з існуючими на той час алгоритмами, які припускали, що варіації швидкості можливі лише по глибині [60]. Пізніше в роботах [62] модель була розширена таким чином, щоб враховувати не лише латеральні варіації швидкості, але й анізотропію.

У подальшому сейсмічна томографія розвивалась в таких напрямках [66]: перехід від маленьких моделей до великих, від вузького діапазону азимутів до широкого, від ізотропних моделей до анізотропних. Також багато уваги було приділено питанню трасування променів [17, 26, 42, 63] та збільшенню стійкості розв'язку задачі у випадку недостатнього покриття моделі сейсмічними променями [57, 17, 69, 73, 72]. Інший напрямок розвитку сейсмічної томографії полягає у зменшенні часу обчислень [13, 30] та створенні моделі із меншою кількістю параметрів, що знижує ціну застосування томографії (менш потужні обчислювальні системи та менший час оренди серверів). Проте всі ці дослідження ніяк не змінюють суті задачі - визначення розподілу швидкостей. Лише потім на більш пізніх етапах обробки відбувається інверсія швидкостей у такі геофізичні параметри, як густина та пружні постійні, а також такі характеристики, як пористість та проникність [50], або навіть літологічний склад та інші геофізичні параметри [2, 3, 6, 52].

Важливим аспектом лишається те, що існують різні підходи до включення геологічних структур у модель. У деяких томографія оновлює тільки швидкісну модель, не змінюючи геометрію пластів, але деякі дослідники [58] в алгоритм томографії закладають одночасно і геометрію відбиваючих горизонтів. Таким чином нев'язка пробігу часу може зменшуватись не лише за рахунок швидкостей, але і за рахунок зміни товщини пластів.

Широко розвивається напрям томографії, започаткований [27], в якому розглядається інтегрування каротажних даних, даних ВСП та сейсморозвідки для отримання оптимальної структурної моделі з глибиною. Використання поверхневої сейсморозвідки забезпечує покриття на великій площі, а ВСП та/або каротажні дані забезпечують граничні умови, які необхідні для вирішення проблеми багатозначності даних сейсморозвідки. ВСП дослідження на різних розносах використовуються

для обчислення швидкостей поперечно ізотропного середовища. Використовуючи томографічну інверсію каротажу, ВСП та сейсміки отримується геологічна модель (глибинна), яка добре узгоджується з акустичним каротажом та даними сейсмозвідки після стандартної 3-D обробки сейсмічних даних.

Як відомо, сейсмічні дослідження показують геологічні об'єкти в подвійному часі пробігу сейсмічної хвилі, що не має жодного сенсу для геологів. Відтак, постає важливе питання правильного відображення сейсмічних відбиттів в глибинному геологічному просторі. Ця задача надзвичайно складна, оскільки для того, щоб правильно знайти місцеположення сейсмічних відбиттів в просторі треба вирішувати хвильове рівняння та прослідковувати шлях сейсмічної енергії від джерела до приймачів, враховуючи рефракцію, дифракцію, поглинання енергії тощо. Така задача дуже просто вирішується за допомогою томографії, оскільки сама суть томографії передбачає відновлення розповсюдження сейсмічної енергії в просторі. Існує велика кількість робіт [34, 41, 68] в яких томографія використовується для вирішення задачі правильного відображення положень відбиваючих горизонтів в просторі.

Швидкісна модель, яка була отримана в результаті інверсії за допомогою сейсмічної томографії, може бути напряму використана для здійснення перетворення час-глибина. Така опція, наприклад, доступна у вигляді стандартної функції в сучасному програмному комплексі Petrel фірми Schlumberzhe.

З іншого боку швидкісна модель, отримана за допомогою томографії може бути використана як вхідні дані для глибинної міграції [50]. Такий підхід користується великою популярністю, оскільки дозволяє створити замкнений цикл оновлення структурної моделі: на основі томографії трасується відбиття та оновлюється швидкісна модель. Отримані швидкості дозволяють знайти уточнене положення відбиваючих

поверхонь, що, в свою чергу, дозволяє краще змоделювати шлях розповсюдження сейсмічних відбиттів. Деякі дослідники [62] замість ітеративного процесу, створюють розрахункові схеми, які одночасно обчислюють положення відбиваючих горизонтів та швидкість в межах шарів.

Іншим важливим аспектом обробки даних сейсмозв'язки є знаходження статичної поправки або уточнення існуючої поправки при наявності даних просторового розміщення сейсмічних профілів достатньої якості. Ця задача також успішно вирішується за допомогою томографії. У роботі [25] для обчислення статичної поправки використовується тривимірна модель, через яку проходять прямі, відбиті та заломлені промені. Одночасне використання всіх можливих видів променів дозволяє дуже впевнено побудувати приповерхневу модель середовища.

Томографія дозволяє інвертувати не лише часи пробігів хвиль, але і їх амплітуди. Тобто даний метод спроможний розраховувати коефіцієнти поглинання середовища [62]. Оскільки із коефіцієнтами поглинання тісно пов'язана втрата частот із глибиною (що зменшує роздільну здатність сейсмозв'язки), то введення поправок за поглинання (Q-компенсація) стає окремим важливим завданням. У роботі [24] показано один із можливих варіантів вирішення цієї задачі.

Як видно із наведених публікацій, все частіше томографія застосовується як основний метод для аналізу швидкостей як в міжсвердловинних дослідженнях, так і для даних наземної сейсмозв'язки. Зрештою, стало можливим використання великої кількості параметрів для застосування в задачах томографії, що гарантує широке поширення геофізичної томографії у майбутньому.

Слід зазначити, що існують публікації, які пропонують комплексування гравірозв'язки та сейсмічної томографії [38, 44, 55, 56, 71]. Проте дослідники частіше розглядають задачу комплексної інверсії не як

одну систему рівнянь, а як сукупність окремих моделей (при цьому може припускатись зв'язок між геофізичними параметрами) та мінімізують функціонал нев'язки цих моделей відносно певної норми. Інверсія при цьому може виконуватись як одночасно, так і послідовно.

1.4. Літологічна томографія. Проблеми та перспективи розвитку.

Основна ідея літологічної томографії полягає в тому, щоб маючи дані непрямих та прямих спостережень в певних ділянках простору, перенести параметри, що виміряні прямими методами (або оцінені непрямими методами із високим ступенем достовірності), на ті області, де наявні дані лише непрямих методів [52]. Це можливо лише у випадку, коли буде встановлено зв'язок між тими параметрами, які ми можемо виміряти та тими, що ми хочемо отримати в результаті наших досліджень. Так чи інакше це можливо, оскільки в арсеналі дослідника є закони природи, які визначають ці зв'язки. Окрім цього велика кількість параметрів в геофізиці має кореляційні зв'язки, та може бути пов'язана статистичними законами із необхідною точністю.

Значну роль в літологічній інверсії геофізичних даних відіграє математичне моделювання ефективних пружних параметрів геологічного середовища з врахуванням мінералогічного складу, структурно-текстурних особливостей, пористості та тріщинуватості, функції розподілу напружено-деформованого стану, нелінійних ефектів, анізотропії в триклинному наближенні [1, 3]. Лише врахувавши всі вищезазначені фактори можна визначити зв'язки між геофізичними параметрами та літологічним складом. На основі цих зв'язків можна виконувати оцінку літологічної характеристики розрізу за спостереженими геофізичними полями.

Для прикладу наведемо роботу [37], в якій на основі лабораторних досліджень виявлено зв'язки між швидкостями повздовжньої та поперечної

хвиль для пісковиків в залежності від їх пористості та глинистості. На рисунку 1.2 видно, що існує кореляційна залежність між швидкістю повздовжньої хвилі та пористістю пісковиків.

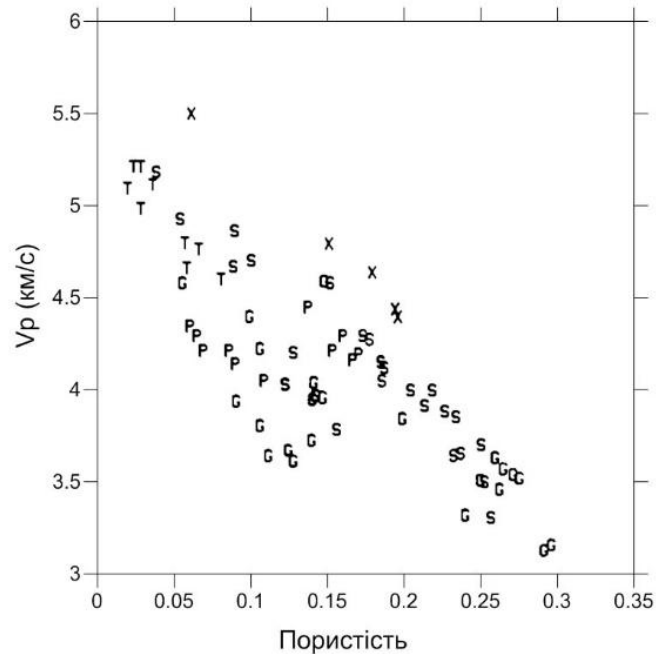


Рис. 1.2. Графік відношення швидкості поздовжньої хвилі до пористості для 75 зразків пісковиків, відібраних з кар'єрів та свердловин за [37].

Пористість варіюється в межах 2-30%, глинистість - 0-50%.

Пояснення до рисунку: *T* - пісковики ущільнені газонасні, з низькою пористістю; *G* - пісковики із кернів свердловин в Мексиканській затоці, деякі зразки з низькою міцністю; *P* - пісковики високої міцності із керну; *S* - Пісковики високої міцності із кар'єрів, з них 5 зразків чистого пісковиків (*X*) з глинистістю менше 1%.

Таким чином, після отримання розподілу швидкостей в межах моделі за допомогою сейсмічної томографії можливо отримати і розподіл пористості в межах шарів пісковиків, для яких діє кореляційна залежність між швидкістю та пористістю. Якщо як вхідні параметри використовуються густина та швидкість пружних хвиль, отримані в

результаті спільної інверсії даних — то доцільніше використовувати статистичний зв'язок між акустичним (пружним) імпедансом та пористістю [21]. На рисунку 1.3 показана тісна кореляція між цими параметрами.

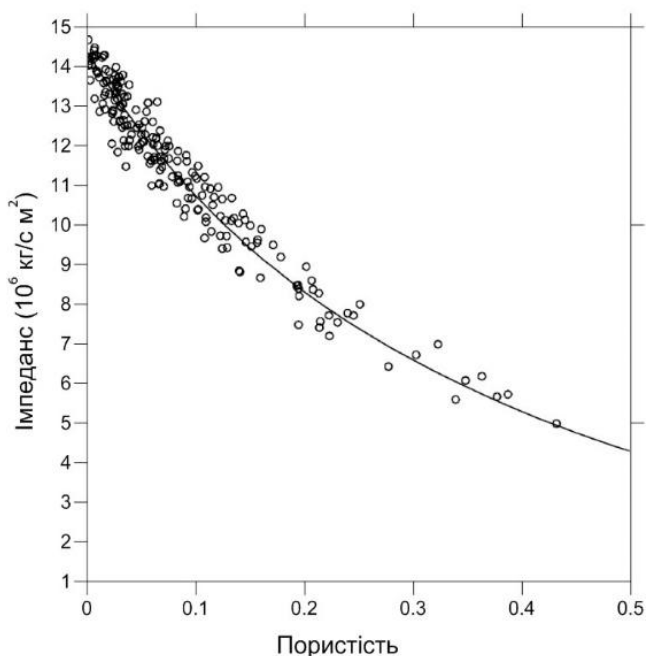


Рис. 1.3. Графік відношення акустичного імпедансу до пористості. Крива є результатом петрофізичного перетворення Віллі [21].

Тобто, використання сейсмічної томографії для оцінки пористості в міжсвердловинному просторі не лише теоретично можливе, але є більш обґрунтованим, ніж застосування інтерполяції свердловинних даних. У схожий спосіб можуть бути оцінені і інші літологічні властивості, такі як глинистість, тріщинуватість тощо.

У випадку неможливості побудови функціональних зв'язків між літологічними та геофізичними параметрами середовища можна використовувати методи статистичного моделювання (метод Монте-Карло тощо).

Складність задачі літологічної томографії полягає в різноманітності характеристик гірських порід. Розв'язок задачі літологічної томографії, на

сьогоднішній день, можливий лише з використанням порід з вузьким діапазоном значень геофізичних параметрів, а отже необхідно досконало вивчити породи, що представлені на геологічному розрізі досліджуваної ділянки. При виконанні даних умов розв'язок наближається до єдиної літологічної моделі геологічного середовища.

ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 1

У даному розділі виконано аналіз сучасного стану геофізичної томографії та комплексної інверсії геофізичних даних з метою отримання геофізичних параметрів або літологічної характеристики середовища. Висвітлено основні переваги та недоліки існуючих методів. Досліджено сучасні тенденції та напрямки розвитку геофізичної томографії.

Аналіз історії розвитку та сучасного стану геофізичної томографії показав, що геофізична томографія може використовуватись для вирішення широкого кола геофізичних задач. Проте більшість робіт із геофізичної томографії присвячені лише її застосуванню до даних сейсмометрії.

Комплексна інверсія даних гравіметрії та сейсмометрії є достатньо популярним напрямком розвитку сучасної геофізики, проте використання томографічних методів для комплексної інверсії цих даних зустрічається достатньо нечасто. Це підтверджує актуальність вибраного автором напрямку дисертаційного дослідження, оскільки, з однієї сторони, напрямком комплексної інверсії геофізичних даних є актуальним впродовж багатьох десятиліть, з іншої сторони – застосування саме томографічної інверсії комплексу даних розвивається активно прямо зараз.

За результатами досліджень цього розділу опублікована стаття [9].

РОЗДІЛ 2

ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ КОМПЛЕКСНОЇ ІНВЕРСІЇ ДАНИХ СЕЙСМО- ТА ГРАВІРОЗВІДКИ НА ОСНОВІ МЕТОДУ ОДНОЧАСНОЇ ІТЕРАТИВНОЇ РЕКОНСТРУКЦІЇ

У даному розділі послідовно подаються всі основні теоретичні положення, необхідні для того, щоб пояснити суть методу комплексної інверсії даних сейсмозв'язки та гравірозв'язки на основі одночасної ітеративної реконструкції (SIRT) на теоретичному рівні. Це дозволить зрозуміти основний задум дисертаційного дослідження, не вдаючись в подробиці способу виконання обчислень, представлення та збереження даних та інших аспектів, що дозволять втілити метод у вигляді кінцевого набору інструкцій*. Алгоритм, побудований на основі запропонованого в дисертаційному дослідженні методу, а також деякі деталі його практичної реалізації у вигляді програмного забезпечення буде подано в наступному розділі.

Для логічності та послідовності викладу матеріалу в перших двох підрозділах буде розкрито принципи інверсії геофізичних даних на основі моделі та побудови дискретних моделей для комплексної інверсії; у третьому та четвертому підрозділах буде показано, яким чином обернена задача комплексної інверсії сейсмічних та гравіметричних даних може бути представлена у вигляді системи лінійних рівнянь та описано метод одночасної ітеративної реконструкції, за допомогою якого ця система лінійних алгебраїчних рівнянь може бути розв'язана. Решта підрозділів присвячена власне інверсії геофізичних даних за допомогою геофізичної томографії та інверсії комплексу сейсмометричних та гравіметричних

* Автор вважає, що описання методу, на відміну від алгоритму, не передбачає описання точних інструкцій для вирішення задачі в результаті виконання скінченної кількості кроків.

даних на основі методу одночасної ітеративної реконструкції з урахуванням даних петрофізичних досліджень.

2.1 Інверсія геофізичних даних на основі моделі

У геофізиці розрізняють два види задач: пряму та обернену. Пряма задача полягає в знаходженні розподілу значень геофізичних полів для відомого розподілу геофізичних параметрів (моделі). Для вирішення прямої задачі знання моделі (розподілу геофізичних параметрів) – є необхідним та одним із вирішальних факторів відповідності змодельованих геофізичних полів дійсності. З точки зору математичної фізики пряма задача є стійкою та однозначною.

Обернена задача полягає у віднаходженні моделі за відомим розподілом геофізичних полів. З точки зору математичної фізики обернені задачі є некоректно поставленими за Адамаром, тобто їх розв'язок є нестійким та неоднозначним. Неоднозначність розв'язку оберненої задачі призводить до того, що результат розв'язку оберненої задачі для ідентичного набору даних різними методами може значно відрізнитись. При цьому результат розв'язку оберненої задачі може не відповідати дійсності. Нестійкість розв'язку призводить до того, що невелика кількість шуму в даних може докорінно змінити результат інверсії.

З точки зору потоку даних пряма задача полягає в русі від відомого розподілу геофізичних даних до шуканого розподілу значень геофізичних полів. Оскільки пряма задача найчастіше вирішується за допомогою методів математичного або фізичного моделювання, її часто називають моделюванням (*forward modeling*). Обернена задача ж полягає в русі від відомого розподілу значень геофізичних полів до шуканого розподілу геофізичних параметрів моделі, який може і не відповідати дійсному. Через те, що рух даних відбувається в протилежному до моделювання напрямку,

обернену задачу геофізики в західній літературі часто називають інверсією (*inversion*). Процес вирішення прямої та оберненої задачі схематично зображено на рисунку 2.1 [60].



*Рис. 2.1. Принципова різниця між вирішенням
прямої та оберненої задачі за [60].*

Існує окрема група методів інверсії, які базуються на ітеративних методах вирішення систем рівнянь та використовують моделювання в процесі інверсії. Ця група методів називається інверсією на основі моделі (*model based inversion*). Процес інверсії на основі моделі передбачає циклічне повторювання двох кроків:

1. Вирішення прямої задачі на основі деякої моделі наближення;
2. Оновлення моделі наближення таким чином, щоб зменшити нев'язку між спостереженими та змодельованими даними в певній метриці.*

Методи інверсії геофізичних даних, що відповідають схемі на рисунку 2.1б мають недолік, який полягає у тому, що результат вирішення оберненої задачі залежить лише від алгоритму інверсії, а тому при

* При цьому на допустимі значення геофізичних параметрів моделі можуть накладатись деякі обмеження.

використанні цих методів на результуючу модель можна впливати лише опосередковано, задаючи обмеження на можливі значення параметрів моделі*. На відміну від прямих методів інверсії, при використанні ітеративних методів вирішення оберненої задачі інтерпретатор може впливати на результат не лише за допомогою обмежень, але і задаючи модель першого наближення. Причому, чим більше геологічного сенсу вкладено в модель першого наближення, тим якіснішого результату інверсії можна досягти.

У даному дисертаційному дослідженні використовується ітеративна інверсія геофізичних даних на основі моделі. Для інверсії сейсмічних даних використовується метод одночасної ітеративної реконструкції, що є різновидом променевої сейсмічної томографії та описаний в роботі [51]. Для інверсії гравіметричних даних, а також комплексу сейсмометричних та гравіметричних даних використовується метод одночасної ітеративної реконструкції, який був перероблений автором таким чином, щоб адаптувати його для вирішення поставлених в меті дисертаційних досліджень задач.

Загальна блок-схема виконання інверсії на основі моделі наведена на рисунку 2.2 [51]. Дана схема може бути отримана з рисунку 2.1.а, удосконаленого додаванням блоку перевірки нев'язки між спостереженими та обчисленими геофізичними полями, а також блоку оновлення моделі, який змінює поточне наближення моделі таким чином, щоб після наступної ітерації обчислення геофізичних полів величина нев'язки між спостереженими та обчисленими геофізичними даними зменшилась.

Обчислення геофізичного відгуку поточної моделі та оновлення моделі відбувається ітеративним способом до тих пір, поки не буде досягнуто певного критерію виходу із ітеративного циклу на етапі

* Не всі алгоритми інверсії та інверсії на основі моделі дозволяють накладати обмеження на можливі значення параметрів моделі.

перевірки нев'язки між спостереженими та обчисленими геофізичними полями. Якщо заданого критерію точності досягнуто - поточна модель вважається правильним рішенням задачі та виводиться як результат. Детально критерії завершення ітеративного циклу будуть розглянуті в наступному розділі.

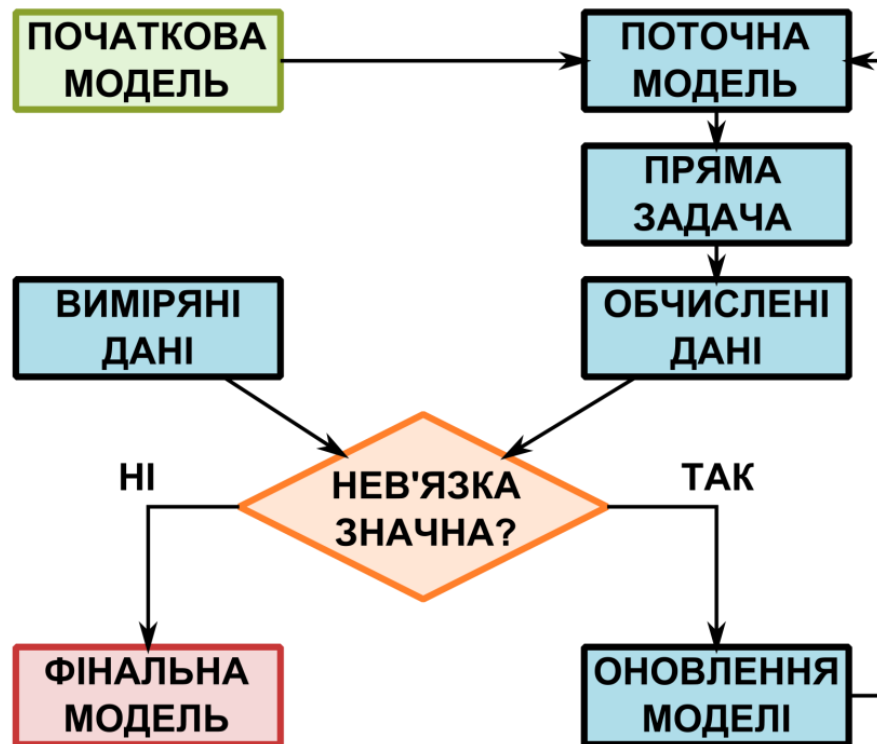


Рис. 2.2. Блок-схема алгоритму вирішення оберненої задачі на основі моделювання.

Кожен блок, зображений на рисунку 2.2 являє собою цілу низку операцій та є самостійною задачею. Причому, як буде показано нижче, кожна із цих задач в свою чергу складається із деякої кількості підзадач, різних по складності та затратам ресурсів*. У наступних підрозділах будуть показані деякі із можливих варіантів вирішення задач моделювання

* Ресурсами вважатимемо кількість операцій, які має виконати процесор, та об'єм пам'яті, які в свою чергу визначають вартість та час виконання задачі.

сейсмічних та гравітаційних даних, а також будуть описані засади методу одночасної ітеративної реконструкції, яка використовується для оновлення моделі. Але спершу необхідно розглянути принципи побудови дискретної моделі з одним або багатьма параметрами.

2.2. Параметризація моделі

В енциклопедичному словнику прикладної геофізики Р. Шериффа одним із визначень моделі є таке: Абстракція (*concept*), на основі якої можна вивести дані для порівняння із спостереженнями. Виходячи із такого визначення модель має містити всі необхідні дані для вирішення прямої задачі. У даній роботі для опису моделі автор використовує лише дискретні функції, які будуються способом, описаним нижче.

На даний момент часу алгоритм може працювати з двовимірними та тривимірними моделями. Двовимірні моделі доцільно створювати при інверсії даних міжсвердловинних прозвучувань та окремих профілів поверхневої сейсморозвідки методом 2-D. Тривимірні моделі передбачені для роботи з даними сейсморозвідки методом 3-D, декількома профілями сейсморозвідки методом 2-D, які перетинаються. У разі наявності декількох свердловин в межах площі досліджень, які не співпадають із профілями сейсморозвідки, також доцільно використовувати тривимірні моделі.

Елементарними комірками для двовимірних моделей є прямокутники, які утворені в результаті перетину системи взаємоперпендикулярних прямих. Для тривимірних моделей елементарними комірками є прямокутні паралелепіпеди, утворені за рахунок перетину трьох систем взаємно-перпендикулярних площин. Відстань між вищезгаданими прямими та площинами може бути сталою в кожному напрямку (для кожного набору паралельних між собою прямих

або площин), утворюючи таким чином стереотипні комірки, а може бути не регулярна та задаватись окремо для кожної пари прямих або площин. У останньому випадку підпростір ділиться на комірки різного розміру, утворюючи таким чином так звану “шотландську сітку” (*Tartan grid*)*. Основною перевагою вищезгаданої сітки є можливість збільшувати кількість комірок в зоні інтересу (шляхом зменшення відстані між сичними площинами) без суттєвого збільшення кількості комірок моделі. Окрім цього дані на граничних частинах зйомки часто не мають достатньої якості для досягнення високої роздільної здатності, а тому робити комірки такого самого розміру, як і в центрі моделі не доцільно, оскільки час обчислень зростає без суттєвого покращення якості отриманої моделі. Нерегулярна сітка стає корисною і в цьому випадку.

Комірки можуть бути згруповані у рядки, стовпчики та секції. Рядки та стовпчики можна тлумачити відповідно як рядки та стовпчики прямокутної матриці. Секції являють собою вертикальні площини, направлені вхрест напрямку стовпчиків. Таким чином кожна секція може бути представлена у вигляді матриці, що складається із рядків та стовпчиків.

У випадку двовимірної задачі розглядається одна секція. На рисунку 2.3 зображений приклад секції із нерегулярною сіткою та спосіб завдання параметрів, необхідних для її описання. У випадку тривимірної задачі необхідно додати ще один індекс, який показуватиме номер матриці, якій відповідає ij -й елемент. Проте, як буде показано в наступному розділі, для ідентифікації номера комірки замість трьох індексів краще використовувати один.

Після того як підпростір розбитий на прямокутні комірки, кожній комірці задається значення модельної функції M . У загальному випадку

* Компанія Шлюмберже в своєму програмному продукті Petrel передбачила можливість використання такої сітки при підготовці гідродинамічних моделей, що свідчить про актуальність такого підходу при побудові моделей.

набір параметрів комірки має бути як мінімум наступним: швидкість/повільність, густина, температура, тиск, клас породи, концентрація мінералів, структура порового простору тощо. Не всі параметри використовуються безпосередньо в процесі інверсії, проте, як буде показано нижче, вони можуть бути використані на етапі побудови функціональних зв'язків між повільністю та густиною.

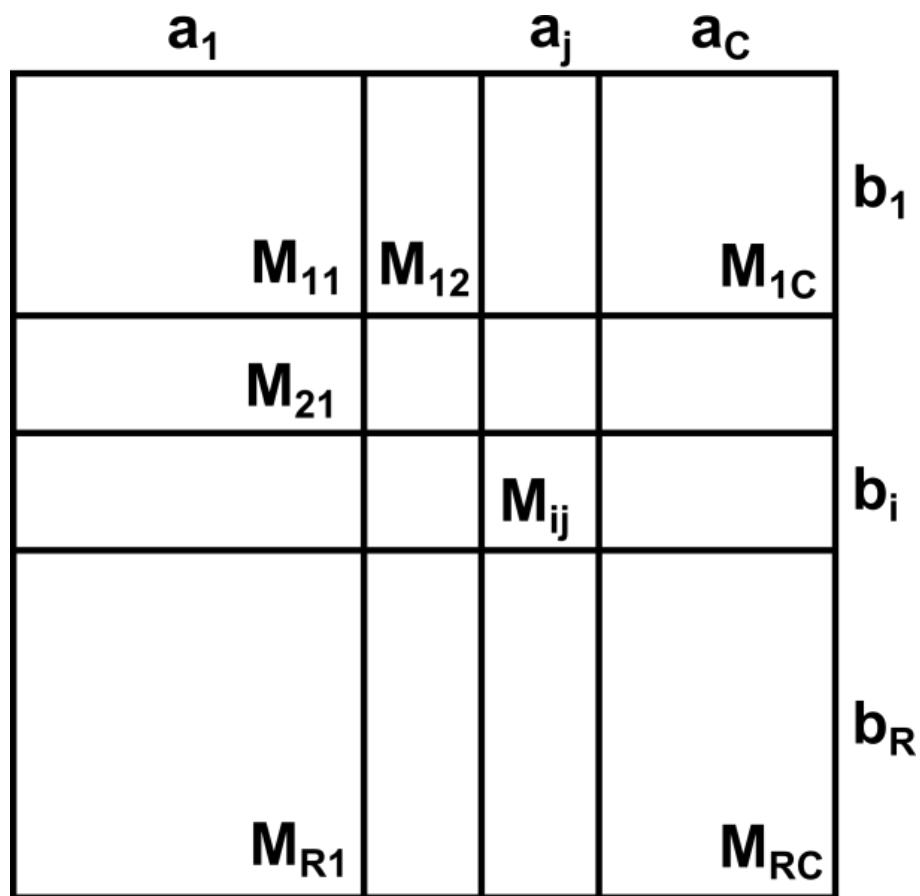


Рис. 2.3. Поділ двомірної моделі на C стовпчиків та R рядків за допомогою нерегулярної сітки. M_{ij} - набір значень геофізичних параметрів моделі в i -му рядку та j -му стовпчик, a_j та b_i - ширина j -го стовпчика та висота i -го рядка відповідно.

Деякі параметри можуть бути обчислені або оцінені на основі інших. Наприклад, величина літостатичного тиску в комірці може бути оцінена як

тиск, який створюють всі комірки, що залягають вище в межах заданого стовпчика моделі.

Значення параметрів в межах комірки можна вважати постійним, або таким, що змінюється за певним законом (в залежності від потреб досліджень). Для задач нафтогазової геології доцільно використовувати сталі значення, оскільки розміри комірки достатньо малі, щоб будь-яку фізичну величину в середині цих комірок вважати постійною та мати при цьому достатню точність моделі. При вирішенні задач глибинної будови Землі, внаслідок невисокої роздільної здатності, розміри комірок дуже значні, а тому цілком доцільно задавати градієнтну зміну значень фізичних параметрів в межах комірки (як мінімум з глибиною).

Ще одним важливим зауваженням є те, що для поверхневої сейсмозв'язки окрім геометрії комірок та наборів параметрів їх значень також необхідно додатково описати геометрію відбиваючих горизонтів. Це пов'язано із тим, що на етапі вирішення прямої задачі сейсмозв'язки для знаходження часів пробігів сейсмічних променів від джерела до приймача необхідно буде враховувати положення горизонту, від якого відбився цей промінь, по відношенню до швидкісної моделі. У самому простому випадку кожен горизонт можна описати як дискретну функцію від просторових координат.

На рисунку 2.4 зображено співвідношення комірок двовимірної моделі, відбиваючих горизонтів та траєкторії променя. Велика кількість алгоритмів вирішення задачі обчислення часів пробігів сейсмічних променів передбачає, що частина траєкторії променя в межах комірки апроксимується відрізком прямої. Таке припущення дуже вигідне для практичної реалізації методів моделювання та залишається справедливим допоки значення швидкості/повільності в межах комірки залишається постійним, оскільки в такому випадку траєкторія променя не має фізичних підстав для викривлення.

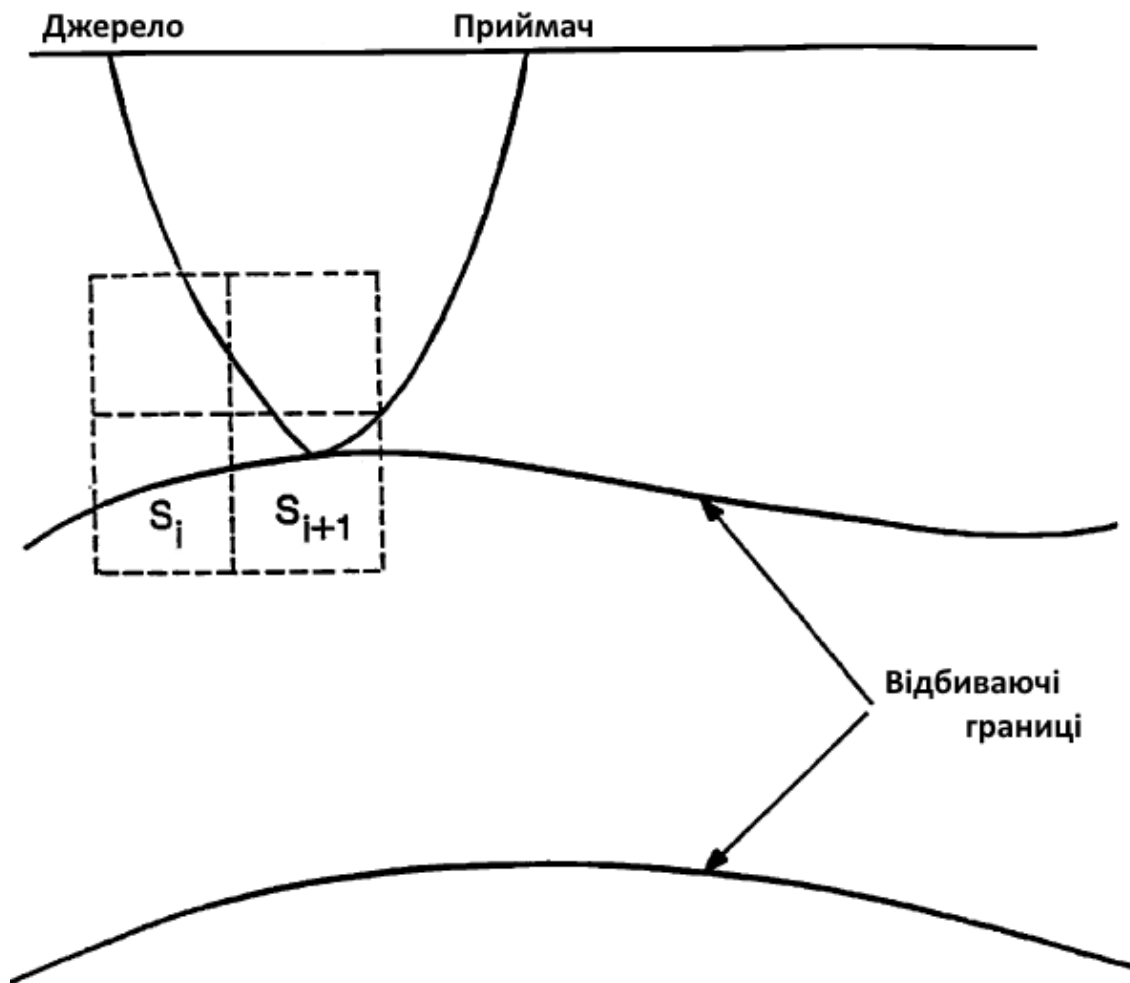


Рис. 2.4. Співвідношення між комірками дискретної моделі та відбиваючими горизонтами для поверхневої сейсмозвідки за [20]

2.3. Часи пробігів сейсмічних променів з точки зору лінійної алгебри

У випадку променевої сейсмічної томографії функцією, що підлягає відновленню, є розподіл швидкостей в межах досліджуваної частини простору, а проєкціями зазначеної функції – часи пробігів сейсмічних променів вздовж певної траєкторії. Дійсно, якщо взяти інтеграл оберненої до функції швидкості $v(x, y, z)$ величини від просторових прямокутних

координат x, y, z вздовж траєкторії сейсмічного променя, то отримаємо час пробігу t цього променя вздовж траєкторії:

$$t = \int_{\text{траєкторія}} \frac{1}{v(x, y, z)} dl, \quad (2.1)$$

де t – час пробігу сейсмічного променя,
 $v(x, y, z)$ – функція швидкості від просторових прямокутних координат,

x, y, z – просторові прямокутні координати,

dl – диференціал вздовж траєкторії променя.

Для того, щоб мати змогу виразити формулу для часу проходження сейсмічних хвиль у вигляді лінійної комбінації елементів перейдемо від швидкості, яка знаходиться у знаменнику до оберненої до швидкості величини – повільності. Функцію повільності $s(x, y, z)$ виразимо через функцію швидкості $v(x, y, z)$:

$$s(x, y, z) = \frac{1}{v(x, y, z)},$$

де $s(x, y, z)$ – функція повільності від просторових прямокутних координат,

$v(x, y, z)$ – функція швидкості від просторових прямокутних координат,

x, y, z – просторові прямокутні координати,

Таким чином підставляючи співвідношення для повільності у формулу (2.1) отримаємо рівняння для часів пробігу сейсмічного променя:

$$t = \int_{\text{траєкторія}} s(x, y, z) dl,$$

де t – час пробігу сейсмічного променя,

$s(x, y, z)$ – функція повільності від просторових прямокутних координат,

x, y, z – просторові прямокутні координати,

dl - диференціал вздовж траєкторії променя.

Оскільки швидкісна модель (розподіл повільностей) при моделювання та інверсії задається не у вигляді аналітичної функції координат, а у вигляді дискретних значень функції в межах прямокутних комірок, то цілком доречно буде перейти від інтегрування до підсумовування. Для цього розподіл повільностей виразимо у вигляді вектора-стовпчика розміром N :

$$\mathbf{s} = \begin{bmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \vdots \\ s_i \\ \vdots \\ s_N \end{bmatrix},$$

де \mathbf{s} – вектор-стовпчик значень повільності в комірках дискретної моделі,

s_i – значення повільності в i -й комірці дискретної моделі,

$i = 1..N^*$,

N – кількість комірок дискретної моделі.

* Тут і далі індекс i застосовується для номера комірки, а N для кількості комірок

Замість диференціалу dl вздовж траєкторії променя також запишемо вектор-рядок розміром N , який містить довжини відрізків частини траєкторії променя в межах кожної комірки:

$$\mathbf{d} = [d_1 \quad d_2 \quad \dots \quad d_i \quad \dots \quad d_N],$$

де \mathbf{d} – вектор довжин відрізків* траєкторії променя в межах комірок дискретної моделі,

d_i – значення довжини відрізка траєкторії променя, що перетинає i -ту комірку дискретної моделі,

$$i = 1..N,$$

N – кількість комірок дискретної моделі.

Отже перейшовши від неперервної функції повільності до дискретних значень повільності та довжин променів в кожній комірці запишемо рівняння для часу пробігу сейсмічного променя у вигляді суми:

$$t = \sum_{i=1}^N d_i s_i, \quad (2.2)$$

де t – час пробігу сейсмічного променя,

d_i – значення довжини відрізка траєкторії променя в i -й комірці,

s_i – значення повільності в i -й комірці,

N – кількість комірок дискретної моделі.

Елементи d_i довжин відрізка траєкторії променя визначаються для

* При апроксимації траєкторії променя прямими лініями частина траєкторії, що перетинає комірку є відрізком прямої. При трасуванні променів за допомогою теорії мереж, траєкторія променя являє собою набір з'єднаних між собою відрізків, кінці яких лежать на границях комірок. Саме тому автор вживатиме термін «відрізок». У більш широкому сенсі слід говорити про «частину траєкторії», оскільки викривлення траєкторії променя в межах комірки може відбуватись, наприклад, в наслідок градієнтного зростання швидкості з глибиною.

кожної комірки моделі як довжина відрізка траєкторії променя, що перетинає комірку (рисунок 2.5). Частина траєкторії променя, що проходить в межах комірки вважається відрізком прямої для широкого кола методів трасування променів.

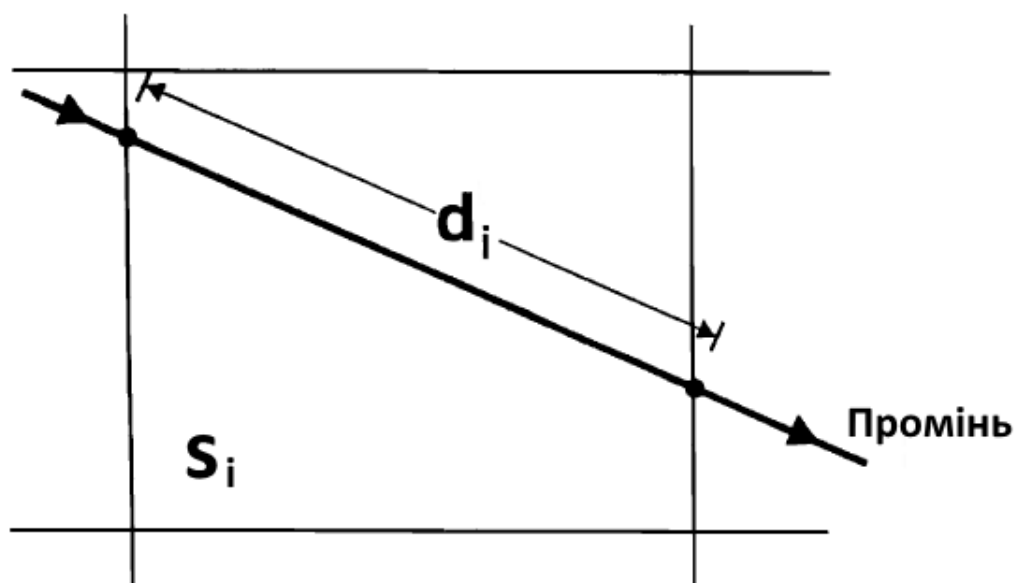


Рис. 2.5. Довжина відрізка траєкторії променя, що перетинає i -у комірку за [61].

Таке припущення цілком справедливе для сталих значень повільності всередині комірки, оскільки за законом Снеліуса сейсмічний промінь відхиляється від прямої траєкторії лише при наявності зміни швидкості. Слід зазначити, що не всі комірки моделі перетинаються кожним променем, а тому більшість елементів d_i рівні нулю. Якщо промінь відбивається в межах комірки, то величина d_i буде визначатись сумою довжин відрізків падаючої та заломленої частини променя. Пізніше буде показано, що сумарного часу пробігу в комірці цілком достатньо для цілей томографічної реконструкції моделі.

Якщо опустити індекси, то співвідношення (2.2) можна записати у вигляді:

$$t = \mathbf{d} \cdot \mathbf{s}, \quad (2.3)$$

де t – час пробігу сейсмічного променя,

\mathbf{d} – вектор довжин відрізків траєкторії променя в межах комірок дискретної моделі,

\mathbf{s} – вектор значень повільностей в комірках

Тобто з точки зору лінійної алгебри час пробігу сейсмічного променя в дискретній моделі є множенням вектора-рядка довжин відрізків на вектор-стовпчик значень повільностей моделі.

Якщо замість одного променя маємо деяку кількість $Q^{(s)}$ променів, то сукупність часів пробігів сейсмічних променів можна записати у вигляді вектора-стовпчика:

$$\mathbf{t} = \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ \vdots \\ t_j \\ \vdots \\ t_{Q^{(s)}} \end{bmatrix},$$

де \mathbf{t} – вектор часів пробігів сейсмічних променів,

t_j – час пробігу j -го променя крізь дискретну модель,

$j = 1..Q^{(s)}$,

$Q^{(s)}$ – кількість сейсмічних променів, що проходять крізь модель.

Сукупність векторів \mathbf{d} виразимо через матрицю \mathbf{D} , розміром $Q^{(s)} \times N$, що містить довжини відрізків для кожного j -го сейсмічного променя для кожної i -ї комірки:

$$D = \begin{bmatrix} D_{11} & D_{12} & \dots & D_{1i} & \dots & D_{1N} \\ D_{21} & D_{22} & \dots & D_{2i} & \dots & D_{2N} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \dots & \vdots \\ D_{j1} & D_{j2} & \dots & D_{ji} & \dots & D_{jN} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \dots & \vdots \\ D_{Q^{(s)}1} & D_{Q^{(s)}2} & \dots & D_{Q^{(s)}i} & \dots & D_{Q^{(s)}N} \end{bmatrix},$$

де D – матриця довжин відрізків траєкторій кожного променя у відповідних комірках моделі,

D_{ji} – довжина відрізка траєкторії j -го променя в i -й комірці,

$i = 1..N$,

N – кількість комірок дискретної моделі,

$j = 1..Q^{(s)}$,

$Q^{(s)}$ – кількість сейсмічних променів, що проходять крізь модель.

Отже рівняння для часів пробігів сейсмічних променів в матричній формі запишемо у вигляді множення матриці довжин відрізків траєкторій кожного променя для кожної комірки на вектор-стовпчик значень повільностей в кожній комірці моделі:

$$t = D \cdot s,$$

де t – вектор-стовпчик часів пробігів сейсмічних променів,

D - матриця довжин відрізків траєкторій кожного променя у відповідних комірках моделі,

s – вектор-стовпчик значень повільностей в комірках.

Виходячи із записаного вище рівняння - для отримання часів пробігу променів ми повинні знати розподіл не лише швидкостей (задається моделлю), але і траєкторію сейсмічних променів. Відповідно до основ геометричної сейсміки шлях розповсюдження сейсмічних променів визначається швидкістю проходження сейсмічної енергії в середовищі.

Відтак, отримання матриці D з частковими шляхами пробігу постає у вигляді серйозної самостійної задачі. Причому, кожне оновлення швидкісної моделі вимагатиме повторного виконання процедури трасування променів, оскільки геометрія променів буде змінюватись.

Детально питання розрахунку матриці D довжин відрізків траєкторії сейсмічних променів буде розглянуто в наступному розділі.

2.4. Пряма задача гравірозвідки з точки зору лінійної алгебри

Більшість аналітичних виразів для гравітаційного ефекту тіл простої геометричної форми із постійною густиною в межах тіла можна розділити на дві складові: густину σ та деякий геометричний фактор f , що залежить від розмірів тіла та його положення відносно точки, в якій розраховується гравітаційний ефект від даного тіла. Покажемо це на прикладі аналітичного виразу гравітаційного поля прямокутного паралелепіпеда, грані якого співпадають з напрямками осей прямокутних координат [35]:

$$g^{(prism)} = \gamma\sigma \sum_{k=1}^2 \sum_{l=1}^2 \sum_{m=1}^2 \left[\mu_{klm} \left[\Delta x_k \ln(\Delta_l + r_{klm}) + \Delta y_l \ln(\Delta_k + r_{klm}) - \Delta z_m \tan^{-1} \left(\frac{\Delta x_k \Delta y_l}{\Delta z_m r_{klm}} \right) \right] \right],$$

де $g^{(prism)}$ – гравітаційний вплив прямокутного паралелепіпеда,

γ – гравітаційна постійна,

σ – густина,

$$\mu_{klm} = (-1)^k (-1)^l (-1)^m,$$

$$\Delta x_k = x_k - x_o, \Delta y_l = y_l - y_o, \Delta z_m = z_m - z_o,$$

(x_k, y_l, z_m) – координата вершини прямокутного паралелепіпеда з індексом k, l, m в прямокутній системі координат,

(x_o, y_o, z_o) – координата точки спостереження в прямокутній системі

координат,

$$r_{klm} = \sqrt{\Delta x_k^2 + \Delta y_l^2 + \Delta z_m^2} - \text{відстань між точкою спостереження}$$

та відповідною вершиною призми.

Якщо з цього виразу забрати густину σ , то можна записати геометричний фактор f , який залежить від гравітаційної постійної та відстаней між точкою спостереження та вершинами прямокутної призми:

$$f = \gamma \sum_{k=1}^2 \sum_{l=1}^2 \sum_{m=1}^2 \left[\mu_{klm} \left[\Delta x_k \ln(\Delta_l + r_{klm}) + \Delta y_l \ln(\Delta_k + r_{klm}) - \Delta z_m \tan^{-1} \left(\frac{\Delta x_k \Delta y_l}{\Delta z_m r_{klm}} \right) \right] \right],$$

де f – геометричний фактор впливу комірки на точку спостереження,

γ – гравітаційна постійна,

$$\mu_{klm} = (-1)^k (-1)^l (-1)^m,$$

$$\Delta x_k = x_k - x_o, \Delta y_l = y_l - y_o, \Delta z_m = z_m - z_o,$$

(x_k, y_l, z_m) – координата вершини прямокутного паралелепіпеда з індексом k, l, m в прямокутній системі координат,

(x_o, y_o, z_o) – координата точки спостереження в прямокутній системі координат,

$$r_{klm} = \sqrt{\Delta x_k^2 + \Delta y_l^2 + \Delta z_m^2} - \text{відстань між точкою спостереження}$$

та відповідною вершиною призми.

Тоді співвідношення гравітаційного впливу прямокутної призми може бути переписано як:

$$g^{(prism)} = f \sigma,$$

де $g^{(prism)}$ – гравітаційний вплив прямокутного паралелепіпеда,
 f – геометричний фактор впливу комірки на точку спостереження,
 σ – значення густини в межах прямокутного паралелепіпеда.

До гравітаційного поля можна застосувати принцип суперпозиції, який полягає у тому, що спостережене гравітаційне поле в заданій точці є сумою гравітаційних впливів всіх існуючих мас на цю точку. Іншими словами, якщо ми маємо декілька геологічних тіл з аномальними густинами по відношенню до вміщуючих порід, то гравітаційний вплив цих тіл можна представити як комбінацію гравітаційних впливів кожного окремого тіла.

Ця властивість гравітаційного поля є дуже корисною для вирішення прямої задачі гравірозвідки, оскільки геологічне середовище з тілами довільної форми з деякою похибкою можна представити у вигляді набору тіл простої геометричної форми, а гравітаційний вплив в деякій точці спостереження записати в наступному вигляді:

$$g = \sum_{i=1}^N f_i \sigma_i, \quad (2.4)$$

де g – сумарний гравітаційний вплив набору тіл,

f_i – геометричний фактор i -го тіла,

σ_i – густина i -го тіла,

$i = 1..N^*$,

N – кількість комірок дискретної моделі або кількість тіл.

* В силу принципу суперпозиції в якості i та N можуть бути як індекс тіла та кількість тіл, так і індекс комірки моделі та кількість комірок моделі.

У випадку дискретної моделі набагато простіше оперувати векторами значень густини та геометричних факторів. Для цього введемо поняття вектора-рядка f геометричних факторів та вектора-стовпчика σ густин комірок. Вектор геометричних факторів також матиме розмір N , запишемо його у наступному вигляді:

$$f = [f_1 \ f_2 \ \dots \ f_i \ \dots \ f_N],$$

де f – вектор-рядок значень геометричних факторів комірок моделі,

f_i – значення геометричного фактору в i -й комірці,

$i = 1..N$,

N – кількість комірок дискретної моделі.

Аналогічно до вектору повільностей густину в дискретній моделі позначимо через вектор-стовпчик σ розміром N запишемо як:

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_1 \\ \sigma_2 \\ \vdots \\ \sigma_i \\ \vdots \\ \sigma_N \end{bmatrix},$$

де σ – вектор-стовпчик значень густини в комірках,

σ_i – значення густини в i -й комірці,

$i = 1..N$,

N – кількість комірок дискретної моделі.

З точки зору лінійної алгебри співвідношення (2.4) для значення гравітаційного ефекту в певній точці простору є добутком вектора-рядка геометричних факторів на вектор-стовпчик густин:

$$g = f \cdot \sigma,$$

де g – гравітаційний ефект в точці спостереження,

f – вектор-рядок значень геометричних факторів комірок моделі,

σ – вектор-стовпчик значень густини в комірках.

Якщо ж необхідно розрахувати гравітаційний ефект для деякої кількості $Q^{(g)}$ точок простору, то замість одного значення сили тяжіння в точці можна ввести вектор-стовпчик g значень сил тяжіння та матрицю F геометричних факторів для кожної точки спостереження та кожної комірки. Вектор g матиме розмір $Q^{(g)}$, запишемо його як:

$$g = \begin{bmatrix} g_1 \\ g_2 \\ \vdots \\ g_j \\ \vdots \\ g_{Q^{(g)}} \end{bmatrix},$$

де g – вектор-стовпчик гравітаційних ефектів в точках спостереження,

g_j – гравітаційний ефект в j -й точці спостереження,

$j = 1..Q^{(g)}$,

$Q^{(g)}$ – кількість точок спостереження гравітаційного поля.

Матриця геометричних факторів F для кожної i -ї комірки та j -ї точки спостереження матиме розмір $Q^{(g)} \times N$ та матиме наступний вигляд:

$$\mathbf{F} = \begin{bmatrix} F_{11} & F_{12} & \dots & F_{1i} & \dots & F_{1N} \\ F_{21} & F_{22} & \dots & F_{2i} & \dots & F_{2N} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \dots & \vdots \\ F_{j1} & F_{j2} & \dots & F_{ji} & \dots & F_{jN} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \dots & \vdots \\ F_{Q_G1} & F_{Q_G2} & \dots & F_{Q_Gi} & \dots & F_{Q_GN} \end{bmatrix},$$

де \mathbf{F} – матриця геометричних факторів для кожної комірки для кожної точки спостереження,

F_{ji} – геометричний фактор для j -ї точки спостереження в i -й комірці,
 $i = 1..N$,

N – кількість комірок дискретної моделі,

$j = 1..Q^{(g)}$,

$Q^{(g)}$ – кількість точок спостереження гравітаційного поля.

Тоді пряму задачу гравірозвідки для дискретної моделі, що складається з прямокутних комірок можна показати у вигляді векторного добутку матриці \mathbf{F} на вектор $\boldsymbol{\sigma}$. У матричній нотації рішення прямої задачі гравірозвідки можна представити у вигляді:

$$\mathbf{g} = \mathbf{F} \cdot \boldsymbol{\sigma} \quad (2.5)$$

де \mathbf{g} – вектор-стовпчик спостережень гравітаційного поля,

\mathbf{F} - матриця геометричних факторів для кожної точки спостереження у кожній комірці моделі,

$\boldsymbol{\sigma}$ – вектор-стовпчик значень густини в комірках.

2.5. Променева сейсмічна томографія на основі одночасної ітеративної реконструкції

Блок-схема виконання задачі ітеративної інверсії на основі моделі подано в першому підрозділі даного розділу. Зараз сфокусуємо увагу на методі оновлення моделі для зменшення нев'язки між спостереженими та змодельованими даними. Нехай в ході геофізичних досліджень було виміряно деяку кількість $Q^{(s)}$ часів пробігів сейсмічних променів, які записані у вигляді вектора-стовпчика $t^{(m)}$:

$$t^{(m)} = \begin{bmatrix} t^{(m)}_1 \\ t^{(m)}_2 \\ \vdots \\ t^{(m)}_j \\ \vdots \\ t^{(m)}_{Q^{(s)}} \end{bmatrix},$$

де $t^{(m)}$ – вектор вимірних часів пробігів сейсмічних променів,

$t^{(m)}_j$ – вимірний час пробігу j -го променя крізь модель,

$j = 1..Q^{(s)}$,

$Q^{(s)}$ – кількість сейсмічних променів.

Припустимо, що існує деяке уявлення про розподіл повільностей в межах досліджуваного півпростору, записане у вигляді вектора s . Тоді для відомої геометрії спостережень можна розрахувати траєкторії та часи проходження хвиль в межах цього півпростору. Часи проходження хвиль крізь модель запишемо у вигляді вектору $t^{(c)}$.

$$t^{(c)} = \begin{bmatrix} t^{(c)}_1 \\ t^{(c)}_2 \\ \vdots \\ t^{(c)}_j \\ \vdots \\ t^{(c)}_{Q^{(s)}} \end{bmatrix},$$

де $t^{(c)}$ – вектор обчислених часів пробігів сейсмічних променів,

$t^{(c)}_j$ – обчислений час пробігу j -го променя крізь модель,

$j = 1..Q^{(s)}$,

$Q^{(s)}$ – кількість сейсмічних променів.

Найімовірніше виконане моделювання покаже деяку розбіжність між спостереженими (отриманими під час сейсмічних досліджень) та розрахованими (отриманими під час вирішення прямої задачі) часами проходження хвиль. Позначимо різницю між спостереженими та розрахованими часами пробігів сейсмічних променів через Δt :

$$\Delta t = t^{(m)} - t^{(c)},$$

де Δt – вектор різниць між вимірними та обчисленими часами пробігів сейсмічних променів,

$t^{(m)}$ – вектор вимірних часів пробігу сейсмічних променів,

$t^{(c)}$ – вектор обчислених часів пробігу сейсмічних променів.

Ця розбіжність пояснюється двома факторами: 1) недосконалість параметризації моделі; 2) невірне уявлення про швидкісну модель. До недосконалості параметризації моделі можна віднести неврахування анізотропії, неправильно вибраний розмір комірок, похибки, пов'язані із точністю зняття відліків та похибки, пов'язані із недосконалістю роботи алгоритму трасування променів. З цим родом помилок можна боротись правильно вибираючи параметри моделі та алгоритми, проте саме поняття

“модель” означає апроксимацію реального середовища шляхом описання найголовніших його рис та передбачає нехтування деякими параметрами, що завжди породжує певні похибки. Зазвичай модель будується як компроміс між точністю та часом обчислень, причому перевага надається другому фактору.

Метою інверсії на основі моделі є зміна моделі першого наближення таким чином, щоб максимально зменшити розбіжність між спостереженими та розрахованими даними шляхом зміни моделі. У сейсмічній променевої томографії широко використовуються методи ART та SIRT, які базуються на методі Качмажа (*Kaczmarz*), названого на честь польського математика.

Методи ART та SIRT передбачають ітеративне знаходження вектора поправок Δs до значень повільностей моделі:

$$\Delta s = \begin{bmatrix} \Delta s_1 \\ \Delta s_2 \\ \vdots \\ \Delta s_i \\ \vdots \\ \Delta s_N \end{bmatrix},$$

де Δs – вектор-стовпчик поправок до значень повільностей в комірках,

Δs_i – поправка до значення повільності в i -й комірці,

$i = 1..N$,

N – кількість комірок дискретної моделі.

Після знаходження поправок нове значення моделі, яке буде використане в наступній ітерації обчислюється як:

$$s^{(v)} = s + \Delta s,$$

Де $s^{(v)}$ – нове значення вектора повільностей,
 s – попереднє значення вектора повільностей,
 Δs – вектор поправок до вектора повільностей.

Різниця між ART та SIRT полягає в способі обчислення елементів Δs_i вектора Δs . Для лаконічності опустимо виведення формул та запишемо відразу фінальні співвідношення. Детально про методи ART та SIRT можна прочитати [51], а про метод Качмажа, на основі якого вони базуються – в роботі [40].

Метод ART на пряму використовує метод Качмажа та значення поправок $\Delta^j s_i$ для i -ї комірки моделі обчислюється за формулою:

$$\Delta^j s_i = \Delta t_j \cdot \frac{D_{ji}}{\sum_{k=1}^N D_{jk}^2},$$

де $\Delta^j s_i$ – поправка повільності в i -й комірці для j -го променя,
 D_{ji} – довжина пробігу j -го сейсмічного променя в межах i -ї комірки,
 Δt_j – різниця між спостереженим та обчисленим часами пробігу j -го променя;
 N – кількість комірок в моделі.

Для кращого розуміння цієї формули її можна подати у вигляді наступних дій: нев'язка між спостереженим та розрахованим часом пробігу сейсмічної хвилі ділиться на сумарну довжину пробігу променя у всіх клітинках - отримується величина нев'язки часу на одиницю довжини шляху сейсмічного променя. Далі ця нормована величина множиться на частку шляху в межах комірки від повного шляху променя. У результаті отримується величина повільності, яку необхідно додати до поточного значення повільності в межах комірки щоб мінімізувати нев'язку, шляхом

розповсюдження нев'язки пропорційно довжинам пробігу променів в межах комірок.

Дана формула є основою методу алгебраїчної реконструктивної томографії та застосовується окремо для кожного променя, що проходить крізь модель. Недоліком цього методу є те, що після обчислення поправки до швидкісної моделі на основі нев'язки кожного j -го променя, модель необхідно оновити, а відтак - процедуру трасування променів треба виконувати повторно. Тобто, для виконання однієї ітерації для кожного із $Q^{(s)}$ променів необхідно виконати спочатку трасування променя, а потім оновлення моделі. Такий підхід безперечно дає гарну збіжність, проте забирає надмірно велику кількість часу на операції з пам'яттю комп'ютера. У зв'язку із цим була запропонована одночасна ітеративна реконструктивна томографія. Метод використовує таку саму формулу, але замість того, щоб оновлювати швидкісну модель після трасування кожного променя спочатку обчислюються величини поправок від кожного променя, а потім модель оновлюється шляхом додавання до значення кожної комірки середньозваженої величини поправки для цієї комірки:

$$\Delta s_i = \frac{1}{Q_i^{(s)}} \cdot \sum_{j=1}^{Q_i^{(s)}} \Delta^j s_i, \quad (2.6)$$

де Δs_i – поправка повільності в i -й комірці,

$\Delta^j s_i$ – поправка повільності в i -й комірці для j -го променя,

$Q_i^{(s)}$ – кількість сейсмічних променів, що перетинають i -у комірку,

Таким чином досягається те, що модель оновлюється в $Q^{(s)}$ разів рідше, ніж у випадку алгебраїчної реконструктивної томографії.

2.6. Вирішення оберненої задачі гравірозвідки за допомогою методу SIRT

Раніше було показано, що пряма задача гравірозвідки є системою лінійних алгебраїчних рівнянь. Вирішуючи цю систему ми вирішуємо задачу інверсії даних гравірозвідки, тобто знаходимо розподіл густини за відомим значенням гравітаційного поля.

Поділивши частину простору, що досліджується, на елементарні комірки (прямокутні паралелепіпеди), ми маємо змогу не робити жодного припущення про форму аномалієтворчих тіл, та, оскільки розміри прямокутних паралелепіпедів та їх положення відносно точок із спостереженим гравітаційним полем задаються як параметри моделі, — можна розрахувати матрицю геометричних коефіцієнтів F та вирішувати задачу інверсії даних гравірозвідки, вирішуючи систему лінійних алгебраїчних рівнянь.

Необхідно зазначити, що при цьому робиться припущення, що спостережене гравітаційне поле викликане аномальними масами лише в межах досліджуваної області.

Оскільки геофізичні спостереження містять випадкові похибки та кількість рівнянь при вирішенні оберненої задачі найчастіше не співпадає з кількістю невідомих, для вирішення оберненої задачі намагаються знайти таке рішення, яке задовольнятиме всі спостереження в сенсі найменшої суми квадратів нев'язок між спостереженим та розрахованим полями. Для підвищення стабільності розв'язку використовують різні види регуляризації [59]. Існують підходи [39], які не розглядають обернену задачу гравірозвідки як систему лінійних рівнянь (наприклад, перетворень Фур'є). Проте автор маючи на меті поєднати обернену задачу гравірозвідки та променевої томографії розглядає обернену задачу гравірозвідки саме з позицій лінійної алгебри.

Серед недоліків більшості методів вирішення системи лінійних алгебраїчних рівнянь методом найменших квадратів можна виділити наступні: для обчислень необхідна велика кількість обчислень та значний об'єм комп'ютерної пам'яті, неможливість вирішення задачі при сильно розріджених матрицях, неможливість задавати перше наближення тощо.

Для вирішення задачі інверсії даних гравіметрії автор пропонує використовувати метод SIRT, що знайшов широке застосування в обчислювальній комп'ютерній томографії та сейсмічній томографії. Перевага даного методу полягає в тому, що він дозволяє виконувати операції над рядками незалежно один від одного, що дає можливість, по-перше, вирішувати системи рівнянь дуже великих розмірів (адже в кожен момент часу в оперативній пам'яті комп'ютера необхідно зберігати лише один рядок матриці) та, по-друге, незалежність операцій над рядками дозволяє виконувати обчислення не послідовно, а паралельно, що значно збільшує швидкість обчислень.

Також адаптація методу SIRT для інверсії гравітаційних даних є важливою через те, що це дозволить вирішувати задачу інверсії комплексу даних сейсмозвідки та гравірозвідки.

Нагадаємо, що у випадку сейсмічної променевої томографії оновлення швидкісної моделі відбувається на основі методу SIRT (який опосередковано використовує метод Качмажа) та обчислюється за формулою (2.6).

Але, з іншої сторони, незважаючи на цю різницю, обидві прямі задачі є системами лінійних алгебраїчних рівнянь. І тому, незважаючи на фізично різний зміст задач інверсії часів пробігів сейсмічних хвиль та гравітаційного поля, автор схиляється до думки, що схожість формулювання прямих задач сейсмозвідки та гравірозвідки, як це показано вище, дозволяє застосувати формулу (2.6) до вирішення системи лінійних алгебраїчних рівнянь (2.5), змінивши при цьому вектор часів

пробігів сейсмічних хвиль на вектор значень аномального гравітаційного поля, вектор повільностей на вектор густин та матрицю довжин пробігів хвиль на матрицю геометричних факторів:

$$\Delta^j \sigma_i = \Delta g_j \cdot \frac{F_{ji}}{\sum_{k=1}^N F_{jk}^2},$$

де $\Delta^j \sigma_i$ – поправка густини в i -й комірці для j -ї точки спостереження,
 F_{ji} – геометричний фактор для j -ї точки спостереження в i -й комірці,
 Δg_j – різниця між спостереженим та обчисленим гравітаційним впливом на j -у точку спостереження,

N – кількість комірок в моделі.

На відміну від сейсморозвідки, де більшість елементів матриці довжин відрізків частин траєкторій відрізків променів рівна нулю, на сумарне гравітаційне поле впливають всі комірки моделі. Оскільки жоден елемент матриці геометричних факторів не рівний нулю, формулу для SIRT необхідно змінити наступним способом:

$$\Delta \sigma_i = \frac{1}{Q^{(g)}} \cdot \sum_{j=1}^{Q^{(g)}} \Delta^j \sigma_i,$$

де $\Delta \sigma_i$ – поправка густини в i -й комірці,

$\Delta^j \sigma_i$ – поправка густини в i -й комірці для j -ї точки спостереження,

$Q^{(g)}$ – кількість спостережень гравітаційного поля,

N – кількість комірок в моделі.

Уже зазначалось, що формулу методу SIRT можна розуміти як розподілення нев'язки між спостереженим та обчисленим значенням проєкції між окремими складовими пропорційно внеску кожної комірки

моделі, через яку проходить проекція. Але у гравірозвідці всі комірки моделі вносять свій вклад у розраховане гравітаційне поле. Це призводить до того, що нев'язка в одній точці спостереження буде розподілятися по всім коміркам, спадаючи до значень, якими можна знехтувати при значній відстані від точки, у якій розраховується поле. Іншими словами, сама природа гравітаційного поля робить метод SIRT менш ефективним, ніж у випадку інверсії часів пробігів сейсмічних хвиль. З іншої сторони, геометричні фактори не залежать від розподілу густини, що є безперечною перевагою з точки зору стійкості до моделі першого наближення.

Інший важливий наслідок цієї властивості гравітаційного поля, який описаний в серії класичних робіт з інверсії гравітаційного та магнітного полів [45], полягає в тому, що при інверсії всі аномальні маси (або магнітні маси) мають тенденцію скупчуватись у верхній частині розрізу. Для вирішення цієї проблеми було запропоновано ввести емпіричний ваговий коефіцієнт, який штучно змушує розподіляти маси по глибині. Таким чином було досягнуто цілком прийнятних результатів інверсії.

Таким чином, матрицю геометричних коефіцієнтів для розрахунку прямої задачі ми модифікуємо, помноживши кожен елемент матриці на функцію:

$$\alpha(z) = (z - z_0)^{-\frac{\beta}{2}},$$

де $\alpha(z)$ – вагова функція від глибини,

z – глибина залягання центру комірки,

β – емпіричний коефіцієнт у показнику степеневі функції,

z_0 – емпіричний коефіцієнт.

Параметрами β та z_0 підбираються емпірично окремо для кожної моделі виходячи із досвіду дослідників [46]. У результаті експериментів із

ваговою функцією автор прийшов до висновку, що більш практичним для цілей цього дослідження є наступне співвідношення:

$$\alpha(z) = \left(\frac{z}{z_0}\right)^{\beta},$$

де $\alpha(z)$ – вагова функція від глибини,

z – глибина залягання центру комірки,

β – емпіричний коефіцієнт у показнику степеневі функції,

z_0 – емпіричний коефіцієнт.

Перевага полягає в тому, що параметр z_0 можна просто задати як глибину залягання середини комірок, верхньої кромки моделі, та варіювати лише одним параметром β для досягнення більш правильного розподілу аномальних мас із глибиною.

2.7. Комплексна інверсія даних сейсмо- та гравірозвідки за допомогою методу SIRT

Запропонований автором метод базується на тому факті, що інверсія часів пробігів і значень сил тяжіння може бути представлена через систему лінійних алгебраїчних рівнянь. Лінійна апроксимація рівнянь часів пробігів сейсмічних променів і аномалій сили тяжіння цілком допустима і широко використовується в багатьох геофізичних методах.

При вирішенні оберненої задачі часів пробігів сейсмічних хвиль або величин сили тяжіння з точки зору лінійної алгебри в обох випадках вирішується система лінійних алгебраїчних рівнянь, тобто оцінюються значення векторів параметрів на основі вектора спостережених даних і деякої матриці коефіцієнтів.

При цьому, якщо завдання інверсії як сейсмічних, так і гравітаційних даних вирішується для однієї і тієї ж моделі, то ширина матриць коефіцієнтів і розмір векторів з параметрами моделі буде один і той же. Це дає можливість, підмінивши вектори повільності і густини на деякий вектор m , елементи якого виражені функцією від типу спостережених даних, об'єднати сейсмічні і гравітаційні дані в одну систему рівнянь, що складається з двох блоків:

$$\begin{bmatrix} t \\ g \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D \\ F \end{bmatrix} \cdot m,$$

де t – вектор-стовпчик часів пробігів сейсмічних променів,

g – вектор-стовпчик гравітаційних ефектів в точках спостереження,

D – матриця довжин відрізків траєкторій кожного променя у відповідних комірках моделі,

F – матриця геометричних факторів для кожної комірки для кожної точки спостереження,

$$m = \begin{cases} s, & \text{для сейсмозвідувальних даних} \\ \sigma(s), & \text{для гравіметричних даних} \end{cases}$$

s – вектор-стовпчик значень повільності в комірках дискретної моделі,

$\sigma(s)$ – вектор-стовпчик значень густини в комірках дискретної моделі, оцінених на основі значень повільності.

Коли ми застосовуємо формулу одночасної ітеративної реконструкції до систем лінійних рівнянь, то отримуємо поправки. Тобто для отримання нового наближення ці поправки вводяться в поточне наближення. У випадку блочної системи, поправки, що обчислені методом одночасної ітеративної реконструкції від різних типів геофізичних даних, матимуть різні розмірності. Тому, щоб знайти модель $m^{(v)}$ на кожній новій

ітерації автор пропонує обчислювати відразу значення модельної функції, а потім знаходити середнє значення від моделей, отриманих на основі застосування формули одночасної ітеративної реконструкції до кожного спостереження:

$$m^{(v)}_i = \frac{1}{Q_i} \sum_{j=1}^{Q_i} (m_i + \Delta^j m_i),$$

Де $m^{(v)}_i$ – нове значення модельної функції в i -й комірці,

m_i – поточне значення модельної функції в i -й комірці,

$\Delta^j m_i$ – значення поправки до модельної функції (повільність для сейсмічних даних та оцінка повільності на основі густини для гравіметричних даних) для i -ї комірки отримана з j -го геофізичного спостереження.

Q_i – кількість геофізичних спостережень із ненульовим значенням поправки для i -ї комірки

$$i = 1..N,$$

N – кількість комірок дискретної моделі

Тобто, для реалізації методу необхідно встановити дві функції: для оцінки густини на основі повільності, і для оцінки повільності на основі густини.

При знаходженні середнього значення модельної функції вага гравітаційних або сейсмічних даних в кожній комірці буде визначатися співвідношенням кількості променів, що проходять через комірку, до кількості точок спостереження сили тяжіння.

Для того, щоб змінити вагу спостережених даних можна знаходити значення моделі на кожній ітерації спочатку для кожного блока окремо, а

потім вираховувати середньозважене від результатів обчислень кожного блоку:

$$\mathbf{m}^{(v)} = a \cdot \mathbf{m}^{(v)(s)} + (1 - a) \cdot \mathbf{m}^{(v)(g)},$$

де $\mathbf{m}^{(v)}$ – нове значення вектора параметрів моделі,

$\mathbf{m}^{(v)(s)}$ – нове значення вектора параметрів моделі, отримане із знаходження поправок для сейсмічних даних,

$\mathbf{m}^{(v)(g)}$ – нове значення вектора параметрів моделі, отримане із знаходження поправок для гравітаційних даних,

a – деякий параметр, значення якого лежать в межах $[0, 1]$.

Параметр a змінюється від нуля до одиниці, визначаючи таким чином пропорцію впливу тих чи інших даних в залежності від їх якості, інформативності та інших факторів.

ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 2

У даному розділі пропонуються новий метод інверсії гравітаційних даних на основі методу одночасної ітеративної реконструкції, а також новий метод комплексної томографічної інверсії даних сейсмо- та гравірозвідки на основі методу комплексної томографічної інверсії із застосуванням петрофізичних даних.

Для вирішення основного завдання дисертаційного дослідження автором було вперше введено блочну систему лінійних алгебраїчних рівнянь для вирішення задачі інверсії комплексу гравітаційних та сейсмічних даних з використанням акустичного імпедансу (адмітансу) або швидкості (повільності) поздовжніх хвиль в якості шуканого параметру за допомогою спеціальної функції m у правій частині рівняння.

Запропонований метод спільної інверсії сейсмічних та гравітаційних даних може бути використаний при обробці та інтерпретації даних геофізичних методів при пошуках та розвідці родовищ вуглеводнів.

За результатами теоретичних досліджень, викладених у цьому розділі, автором було підготовано та опубліковано наступні статті у наукових фахових виданнях України: [8, 11, 12].

РОЗДІЛ 3

АЛГОРИТМІЧНЕ ТА ПРОГРАМНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ

3.1. Алгоритм комплексної томографічної інверсії геофізичних даних із використанням даних петрофізичних досліджень

На початку досліджень автор в ході дискусій разом із колегами прийшли до наступної схеми виконання інверсії комплексу сейсмічних та гравітаційних даних на основі моделювання петрофізичних властивостей [64] (рисунок 3.1). Дана схема є інверсією на основі моделі та передбачає ітеративне оновлення моделі першого наближення таким чином, щоб забезпечити найменшу нев'язку спостережених та змодельованих геофізичних даних. Відповідно до задуму процес інверсії ділиться на три етапи: збір геофізичних даних та всієї можливої апріорної інформації (геологічні звіти, результати буріння тощо), побудова моделі першого наближення та підготовка геофізичних даних до інверсії (зняття відліків часів пробігів сейсмічних хвиль, вирахування регіонального гравітаційного фону тощо) та власне інверсії. У роботі [64] пропонується виконувати інверсію оновлюючи значення не геофізичних параметрів, а літологічного складу. Таким чином, забезпечується геологічна «правдивість» інверсії, оскільки можливі значення геофізичних параметрів контролюються допустимою концентрацією мінералів, структурою породи та термобаричними умовами. По суті рисунок 3.1 пропонує схему інверсії геофізичних даних безпосередньо в літологічну характеристику розрізу.

Згідно [64] склад породи визначається не лише концентрацією мінералів, але і поровим простором, заповненим певним флюїдом. У загальному випадку для інверсії пропонується використовувати метод найменших квадратів із глобальною оптимізацією методом кубічної інтерполяції [64].

На рисунку. 3.2 представлена схема реалізації літологічної інверсії комплексу геофізичних даних із врахуванням даних петрофізичних властивостей. При побудові цієї схеми була використана модель виконання томографічної інверсії [51] та схема комплексної (*joint*) інверсії сейсмометричних та гравіметричних даних [48].

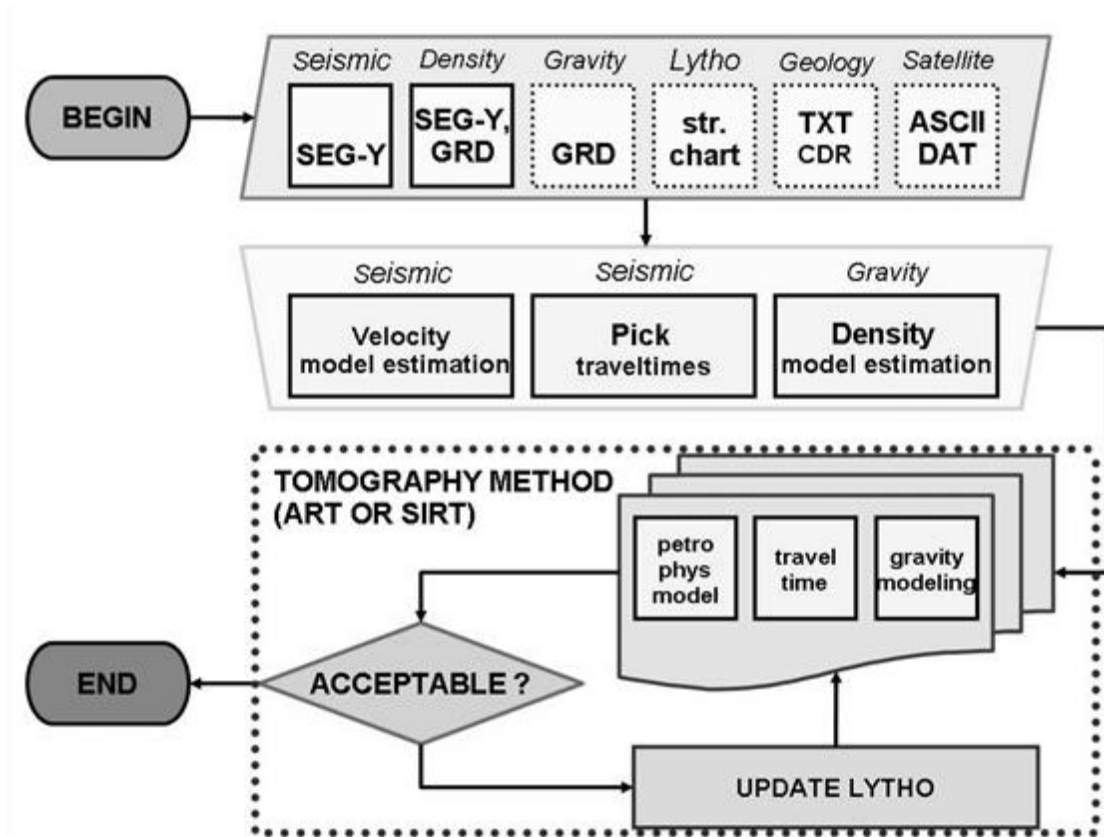


Рис. 3.1. Схема виконання літологічної інверсії сейсмічних та гравітаційних даних на основі моделювання петрофізичних властивостей за [64].

У даній схемі під спостереженими геофізичними полями маються на увазі попередньо оброблені та відповідним чином підготовані дані. Для сейсмічної променевої томографії такими даними будуть часи пробігу сейсмічних променів (прямих, відбитих чи заломлених). У випадку гравіметричного методу під спостереженим полем будемо розуміти

аномальне поле, тобто таке, з якого видалені регіональні поля та прибраний вплив рельєфу та інших факторів. Замість поля сили тяжіння можуть бути використані його трансформаційні перетворення або градієнти (виміряні чи обчислені). Метою петрофізичного моделювання є оцінка можливих значень геофізичних параметрів для заданого діапазону концентрації мінералів, та структури порід в певних термобаричних умовах. Для виконання петрофізичного моделювання автор пропонує використовувати методи, описані в [5], або дещо спрощену схему обчислень [36]. Замість традиційного використання даних буріння та геофізичних досліджень свердловин для побудови кореляційних зв'язків між літологією та геофізичними параметрами пропонується використовувати ці дані для перевірки коректності літологічної моделі, яка використовується при петрофізичному моделюванні. Іншим важливим аспектом петрофізичного моделювання є встановлення функціонального зв'язку між окремими геофізичними параметрами. Цей зв'язок є основою отримання коректних поправок до параметрів моделі з метою зменшення нев'язки між спостереженими та змодельованими даними таким чином, щоб значення геофізичних параметрів не суперечили один одному на етапі літологічної інверсії.

Основна відмінність від схеми, зображеної на рисунку. 3.1. полягає в тому, що розрахунок петрофізичних властивостей та взаємозв'язків між значеннями петрофізичних параметрів винесено за межі ітеративного циклу оновлення моделі, так само як і літологічну інверсію, яка тепер виконується один раз наприкінці інверсії. Дана схема є значним відходом від основної ідеї роботи [64], що полягає саме у виконання інверсії геофізичних даних шляхом оновлення літологічного складу. Таким чином мав забезпечуватись геологічний сенс інверсії (геофізичні параметри ніколи не набудуть значень, які є не можливими для порід заданого складу та структури в заданих термобаричних умовах).

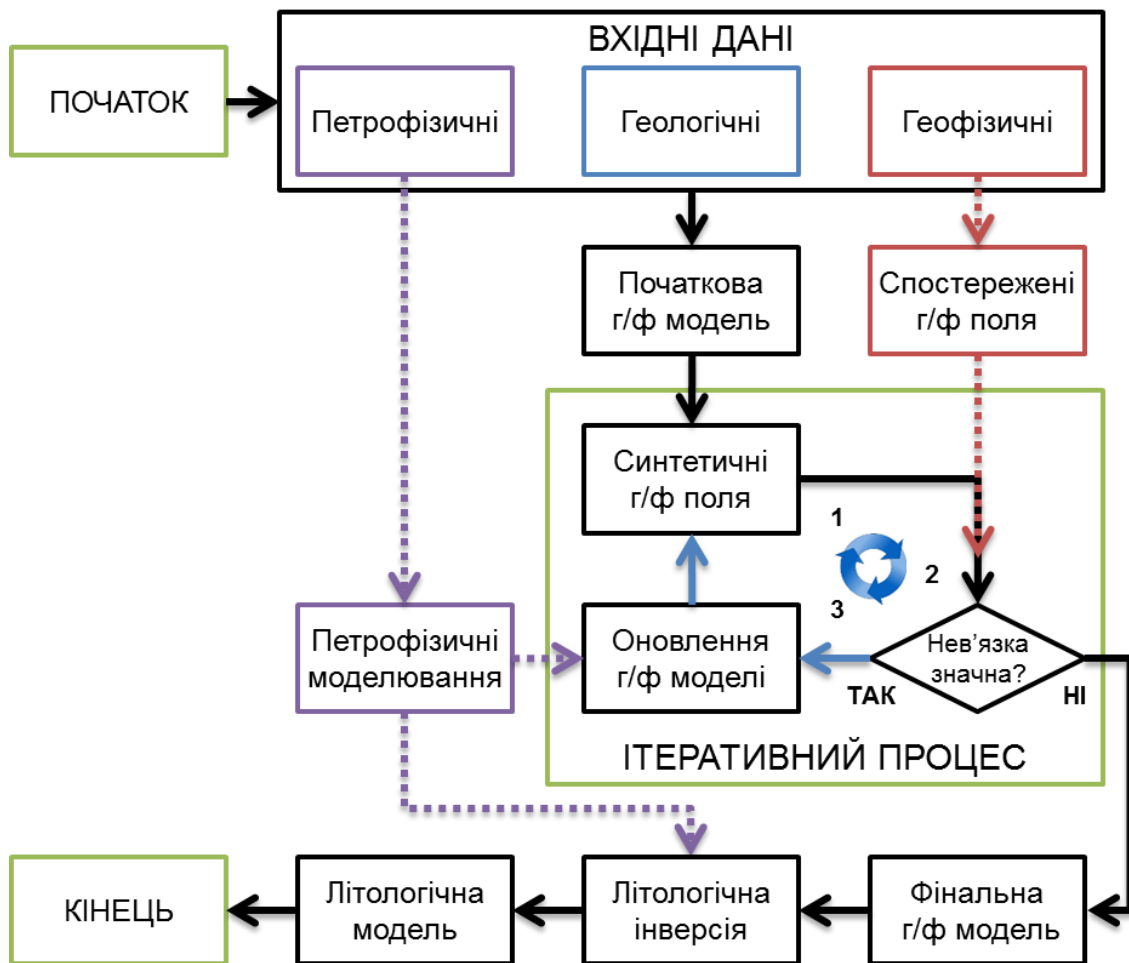


Рис. 3.2. Схема літологічної інверсії комплексу геофізичних даних на основі петрофізичного моделювання. Суцільними лініями показано основну послідовність виконання інверсії; пунктирними лініями показано спосіб використання окремих категорій вхідних даних на різних етапах інверсії.

Також в роботі [64] стверджується, що виконання інверсії на основі літологічного складу також має на меті унеможливити ймовірність того, що отримані геофізичні параметри можуть відповідати різному літологічному складу, у випадку, якщо геофізичні поля інвертувались незалежно та без врахування петрофізичних даних. Автор цілком погоджується з даними положеннями, але працюючи над втіленням цього теоретичного задуму в життя прийшов до висновку, що виконання

моделювання значень ефективних геофізичних параметрів та виконання літологічної оптимізації на кожній ітерації для кожної комірки моделі робить такий підхід занадто трудомістким з точки зору обчислювальної складності та обчислювальних потужностей, необхідних для вирішення задачі інверсії у прийнятний проміжок часу.

Схема на рисунку 3.2 забезпечує обидва зазначені фактори – геологічний сенс та непротириччя геофізичних параметрів за рахунок петрофізичного моделювання, результати якого виступають у ролі обмежень можливих значень геофізичних параметрів та їх непротириччя під час ітеративного оновлення геофізичних параметрів, а також основою для інверсії геофізичних параметрів у літологічний склад на заключному етапі інверсії. Таким чином досягається суттєве зменшення кількості обчислень із збереженням ролі петрофізичного моделювання в процесі інверсії.

3.2. Трасування променів

Для трасування сейсмічних променів крізь уявне геологічне середовище було обрано алгоритм на основі мереж. Подібні алгоритми зараз використовуються для пошуку найкоротшої відстані та прокладання маршрутів між двома географічними пунктами в різноманітних навігаційних та картографічних сервісах, оскільки вони зарекомендували себе як найбільш стійкі та ефективні при роботі із великими масивами даних.

Для здійснення можливості пошуку найкоротшого шляху на основі мереж необхідно дещо модифікувати вищеописану модель середовища. Алгоритм передбачає наявність мережі вузлових точок, що з'єднані арками. Дана мережа не містить геологічної або геофізичної інформації, але потрібна для реалізації алгоритму, оскільки уявні промені будуть рухатись

від однієї вузлової точки до іншої. Кожній арці задається час пробігу сейсмічної хвилі між вузлами. Під час роботи програми вирішується комбінаторна задача, що спрямована на пошук найменшого часу проходження хвилі від вузла, найближчого до пункту збудження до всіх інших вузлів мережі, утворюючи при цьому так зване дерево найкоротших відстаней (*shortest path tree*).

Незважаючи на те, що теоретично не існує жодних обмежень на розташування вузлових точок (тобто воно може бути як регулярним, так і нерегулярним та мати абсолютно довільне розташування по відношенню до границь прямокутних комірок із значеннями повільності) автори статті вирішили встановити наступні правила розміщення вузлових точок:

а. Вузлові точки можуть знаходитись лише на границях між прямокутними комірками;

б. Арки знаходяться лише всередині комірок та не можуть перетинати їх границь.

Це дає наступні переваги: по-перше, побудова моделі стає більш логічною та не виникає можливих конфліктів при використанні нерегулярної сітки (густина розташування вузлів автоматично змінюється із зміною розміру комірок в різних частинах моделі), по-друге — дані правила значно спрощують ту частину коду, що відповідає розрахунку часу пробігу сейсмічної енергії між двома вузлами, що призводить до зменшення необхідної кількості обчислень та виграші в часі.

З метою розташування арок під різними кутами та через рівний проміжок кутів нахилу автори вирішили зробити наступне: всередині кожної грані, що розділяє дві комірки поміщаються чотири вузлових точки таким чином, щоб вони утворили вершини прямокутника, довжина сторін якого в два рази менша від довжин сторін прямокутника, що описує грань. Така конфігурація комірок дозволяє забезпечити до 48-ми варіантів

подальшого поширення сейсмічного променя з кожного вузла, що в середньому складає тілесний кут приблизно в 15 градусів.

На рисунку 3.3 наведений приклад мережі, для наочності побудованої на двомірній площині (в такій конфігурації кожен вузол має до 12 з'єднань за допомогою арок). З рисунку видно, що покриття арками достатньо щільне, проте сейсмічний промінь все одно апроксимується ламаною лінією, яка в дійсності відрізняється від справжньої траєкторії променя.

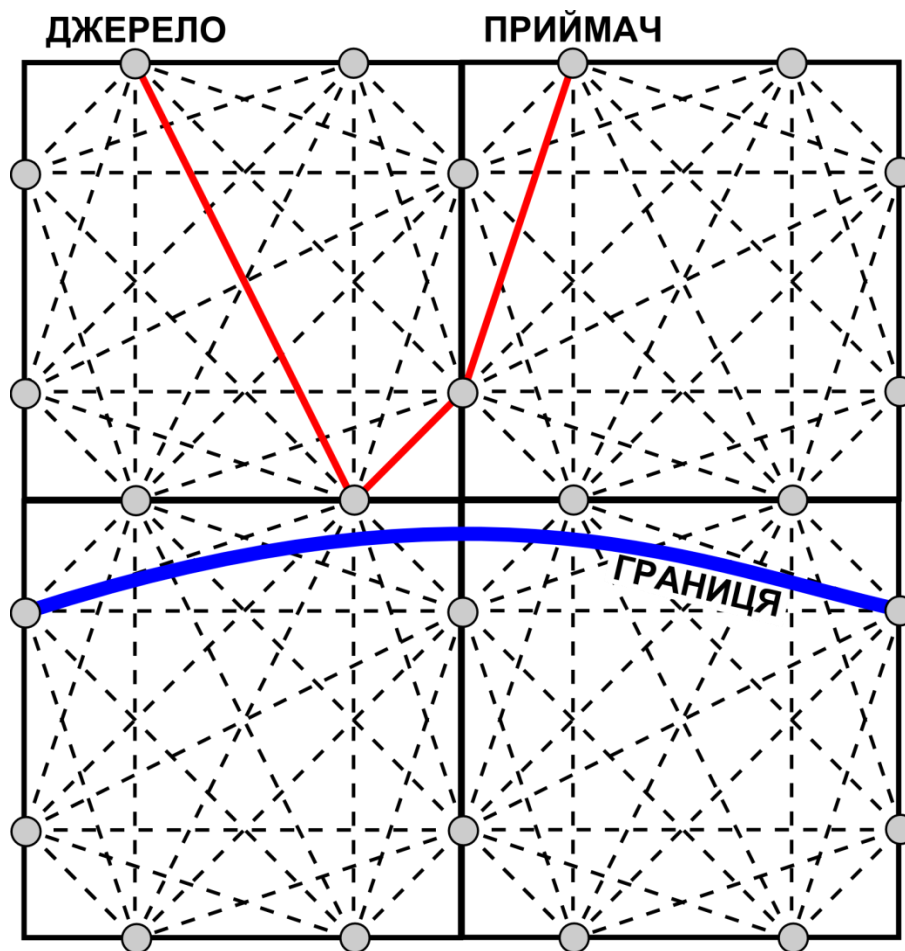


Рис. 3.3. Принцип створення сітки для трасування сейсмічних променів. Точками позначено вузли, пунктиром - арки, тонкою суцільною лінією - траєкторію променя, що відбився від акустичної границі, позначеної жирною суцільною лінією.

Таке не зовсім точне представлення дає наступні переваги. Алгоритм обчислення в цьому випадку припускає довільну конфігурацію джерел та приймачів, а також не залежить від геометрії відбиваючих горизонтів та розломів.

Алгоритм знаходження дерева найкоротших відстаней в найпростішому випадку зображено на рисунку 3.4. Його можна описати у вигляді наступної послідовності дій [54]:

I. Нехай дерево T із коренем у вузлі r містить K вузлів, з'єднаних між собою A арками, довжиною l . Кожен вузол u містить посилання на попередній вузол p (ланцюжок послідовних посилань на попередній вузол завжди закінчується на корені дерева), а також інформацію щодо часу t , затраченого на проходження від кореня дерева до даного вузла. Після створення T вузли ініціалізуються наступними значеннями: $p_r = d_r = 0$, а всі вузли $v \in N - \{r\}$ отримують $p_v = r$, $t_v = +\infty$. Також створюється список $Q = \{r\}$, в який будуть додаватись вузли-кандидати для оптимізації за описаним нижче принципом та $fs(u)$ - список, що містить всі вузли, які з'єднанні арками з вузлом u .

II. Дерево будується з арок $(u, v) \in A$, які задовольняють нерівність $t_u + l_{uv} - t_v < 0$ (цікаво, що така нерівність є рівнянням Белмана і тому довгий час задачу побудови дерева найкоротших відстаней адресували до вирішення задачі оптимізації шляхом розв'язку рівнянь Белмана). Побудова дерева відбувається шляхом ітеративного повторення наступного циклу кроків:

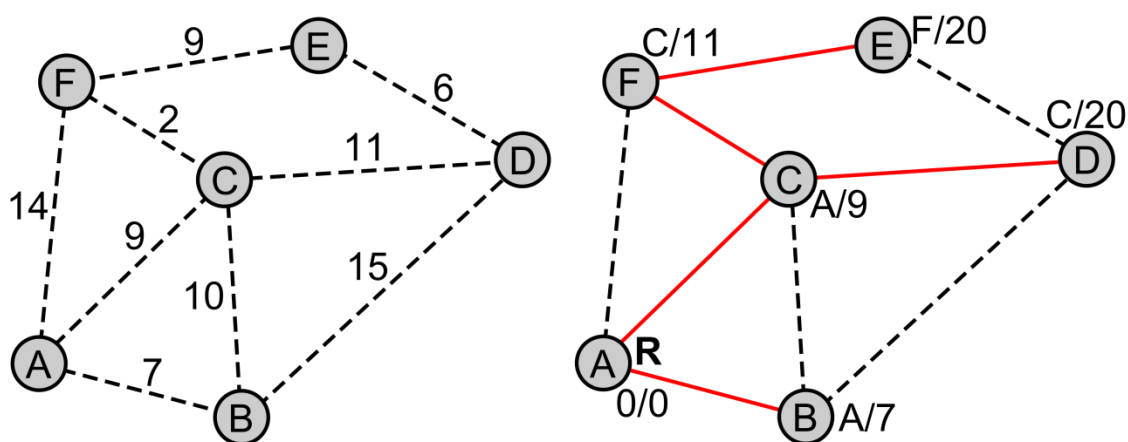
а) Вибрати вузол $u \in Q$; $Q = Q - \{u\}$;

б) для кожної $(u, v) \in fs(u)$ такої, що $t_u + l_{uv} < t_v$ задати $p_v = u$, $d_v = d_u + l_{uv}$, та оновити список $Q = Q \cup \{v\}$;

III. Повторювати крок II два допоки це означає, що оптимальні умови досягнуті, оскільки всі арки відповідають цим вимогам. На виході маємо

дерево, що показує шлях та час, потрібний на подолання відстані від кореня дерева до всіх вузлів в його межах.

Вперше задача знаходження дерева найкоротших відстаней була вирішена Дікстрою. Проте його алгоритм є дуже неефективним та має складність пропорційну четвертій степені до кількості комірок, в той час як існують алгоритми складністю, пропорційною логарифму кількості вузлів, або майже лінійною залежністю для розріджених мереж [54].



*Рис. 3.4. Приклад побудови дерева найкоротших відстаней. Ліворуч зображені вузлові точки, що утворюють нерегулярну сітку. Праворуч - дерево найкоротших відстаней. Пояснення до рисунка: латинськими літерами в середині круга позначено номер вузла; пунктирними лініями - арки (цифрові значення поруч із аркою показують час подорожі вздовж арки); суцільними лініями - гілки дерева найкоротших відстаней; поряд із вузлами на правій частині рисунку через дріб записано номер попереднього вузла та відстань до кореня R дерева.**

3.3. Умови виходу з ітеративного процесу

У попередньому розділі зазначались можливі варіанти виходу із

* Даний рисунок є результатом перетворення складної анімації, розміщеної на сайті вільної енциклопедії Wikipedia.org на два статичні рисунки таким чином, щоб передати суть анімації на папері.

ітеративного процесу оновлення моделі під час етапу ітеративної інверсії комплексу геофізичних даних. Давайте розглянемо різницю між наступними трьома підходами на простому модельному прикладі:

- 1) Різниця між спостереженими та змодельованими спостереженнями менше заданої величини;
- 2) Абсолютне значення поправки до моделі на певній ітерації менше заданої величини;
- 3) Алгоритм виконав наперед задану кількість ітерацій.

Перший підхід є найбільш традиційним в практиці геофізичних досліджень. Оскільки нев'язка між спостереженими та змодельованими даними може бути як додатною, так і від'ємною величиною, часто величину нев'язки підносять до квадрату. Автор віддає перевагу абсолютній величині нев'язки, оскільки квадрати нев'язки важче порівнювати між собою. Наприклад, маємо дві пари нев'язок із різницею в 2 мс: 2-4 та 10-12: різниця квадратів буде становити 12 та 44. Проте можна використовувати також і нормовані величини, наприклад величина нев'язки між спостереженим та змодельованим параметром розділена на величину спостереженого параметра. У такому випадку величина нев'язки порівнюється із самим досліджуваним параметром та може бути виражена у відсотках, які легко сприймаються більшістю людей.

Другий підхід краще використовувати як додатковий у парі із першим. Справа в тому, що досягти бажаної величини співпадіння змодельованого та спостереженого полів не завжди є можливим. Тому в нагоді стає другий підхід, який обриває процес інверсії, якщо модель вже не оновлюється суттєво, але нев'язка так і не досягнута.

Третій підхід дає можливість досліднику вивчати яким чином змінюється модель в залежності від кількості ітерацій. В даній роботі надається перевага саме цьому підходу.

3.4. Локальна система координат

Зупинимось детальніше на деталях реалізації геометрії моделі в розробленому програмному середовищі. Для зручності будемо користуватись локальною прямокутною системою координат. При проектуванні напрямків осей координат було взято до уваги той факт, що на даний момент в Україні виконуються сейморозвідувальні роботи методом 3-D лише з геометрією спостережень типу хрест (лінії збудження перпендикулярні до ліній сейсмоприймачів). Вісь X направлена вздовж лінії профілю у двовимірному варіанті або вздовж ліній пунктів прийому сейсмічного сигналу в напрямку зростання номерів пікетів (IN-LINE) у тривимірному варіанті; Вісь Z завжди спрямована до центру землі. Початок відліку даної осі співпадає з рівнем приведення сейсмічних записів (або з будь-якою іншою горизонтальною площиною, якщо цього потребує геометрія спостережень). Вісь Y застосовується тільки у тривимірному варіанті та розміщується вздовж ліній збудження в напрямку зростання пікетів (CROSS-LINE).

Для повного описання геометричних параметрів моделі окрім напрямку осей слід задати кількість комірок вздовж цих осей та їх розмір. У випадку двовимірної моделі комірки можна записати як елементи прямокутної матриці. Осі Z відповідатимуть рядки матриці, а осі X - її стовпчики. Тому кількість комірок в напрямку осі Z позначимо як *ROWS*, а кількість комірок в напрямку осі X - *COLUMNS*. При переході до тривимірної моделі можна припустити, що модель є набором прямокутних матриць, зіставлених одна до одної. У такому випадку кожна матриця буде являти собою розріз моделі в площині XoZ , відтак кількість таких зрізів в напрямку осі Z називатиметься *SECTIONS*. У програмі описані вище параметри зручно задавати у вигляді числових констант через

макропідстановки:

```
#define ROWS NR
#define COLUMNS NC
#define SECTIONS NS
```

Де NR , NC , NS - натуральні числа.

Матриця в мові програмування C зазвичай представляється як масив масивів елементів. Для тривимірної моделі це буде масив масивів масивів елементів. Така багаторівневість сповільнює роботу програми, тому використовується одномірний масив, елементи якого розташовані в певній послідовності. У даному випадку спочатку змінюються індекси стовпчика матриці, потім її рядка, і нарешті, у випадку наявності, індексу матриці (розрізу). Нижче представлені функції для отримання порядкового номера ID елемента в одномірному масиві за індексами стовпця i , рядка j та матриці k записані через макропідстановки:

```
#define ID2-D(i, j) (COLUMNS*(j) + (i))
#define ID3-D(i, j, k) (COLUMNS*(ROWS*(k)+(j)) + (i))
```

Розмір одномірного масиву рівний загальній кількості комірок в моделі та є результатом добутку кількості комірок в кожному напрямку. Нижче наведені макропідстановки для обчислення кількості комірок моделі для двовимірного та тривимірного випадків:

```
#define CELLS2-D ((ROWS)*(COLUMNS))
#define CELLS3-D ((ROWS)*(COLUMNS)*(SECTIONS))
```

Для того, щоб описати розміри комірок у випадку “шотландської

сітки” необхідно створити стільки масивів, скільки вимірів у моделі. Кожен масив відповідатиме за розміри комірок вздовж однієї осі координат. На рисунку 2.3 наведено приклад моделі із нерегулярною сіткою та описання її геометрії за допомогою двох масивів - а та b.

Оскільки основним застосуванням нерегулярної сітки є збільшення кількості комірок в межах певного блоку, що становить інтерес та їх зменшення на крайових частинах моделі - то розміри комірок зручніше задавати не для кожної комірки, а по блоках. Тому у вхідному файлі “*Tartan.txt*” геометрія моделі описана наступним чином (останній рядок зчитується тільки для випадку тривимірної моделі):

$$\begin{aligned}
 &NB^X NC^X_1 CS^X_1 NC^X_2 CS^X_2 \dots NC^X_{NB^X} CS^X_{NB^X} \\
 &NB^Z NC^Z_1 CS^Z_1 NC^Z_2 CS^Z_2 \dots NC^Z_{NB^Z} CS^Z_{NB^Z} \\
 &NB^Y NC^Y_1 CS^Y_1 NC^Y_2 CS^Y_2 \dots NC^Y_{NB^Y} CS^Y_{NB^Y}
 \end{aligned}$$

де NB^k - кількість блоків вздовж осі k ;

NC^k_i - кількість комірок в i -му блоці вздовж осі k ;

CS^k_i - розмір комірок в i -му блоці вздовж осі k ;

$i = 1, 2, \dots, NB^k$;

$k = X, Z, (Y)$.

Наприклад, рядок “3 3 50 4 25 3 30” означає, що модель вздовж цієї осі поділена на три блоки. Перший блок із трьох комірок по 50 метрів завширшки; другий із чотирьох комірок по 25 метрів завширшки; третій блок із трьох комірок по 30 метрів завширшки.

Для всіх прикладів, наведених у даній дисертаційній роботі використовується регулярна сітка. Основною причиною цьому є необхідність у додаткових затратах часу на створення нерегулярної сітки. Проте автор вважає, що нерегулярна сітка має великий потенціал до

використання та може бути використана для поліпшення результатів інверсії при неоднорідній густині спостережень.

3.5. Вхідні та вихідні дані

У даному підрозділі буде зазначено структуру вхідних та вихідних файлів для виконання комплексної інверсії даних поверхневої сейсмозвідки та гравірозвідки у двовимірному варіанті із регулярним розбиттям досліджуваного простору на комірки. Розроблене автором програмне забезпечення має деякі відмінності для вхідних файлів для наступних режимів інверсії: двовимірна комплексна інверсія сейсмічних та гравітаційних даних; двовимірна інверсія сейсмічних даних із нерегулярною сіткою, тривимірна інверсія сейсмічних даних із регулярною сіткою; тривимірна інверсія гравіметричних даних із регулярною сіткою та інверсія даних міжсвердловинного прозвучування з регулярною сіткою. Оскільки ціллю дисертаційного дослідження є розробка методу інверсії комплексу даних, опис вхідних даних для інших режимів будуть опущені, хоча різниця в цих файлах буде коротко окреслена в якості порівняння.

Для виконання інверсії комплексу гравіметричних та сейсмометричних даних необхідно ввести як мінімум такі дані: спостережені часи пробігів сейсмічних променів, спостережені значення аномалій гравітаційного поля, розподіл повільностей моделі першого наближення.

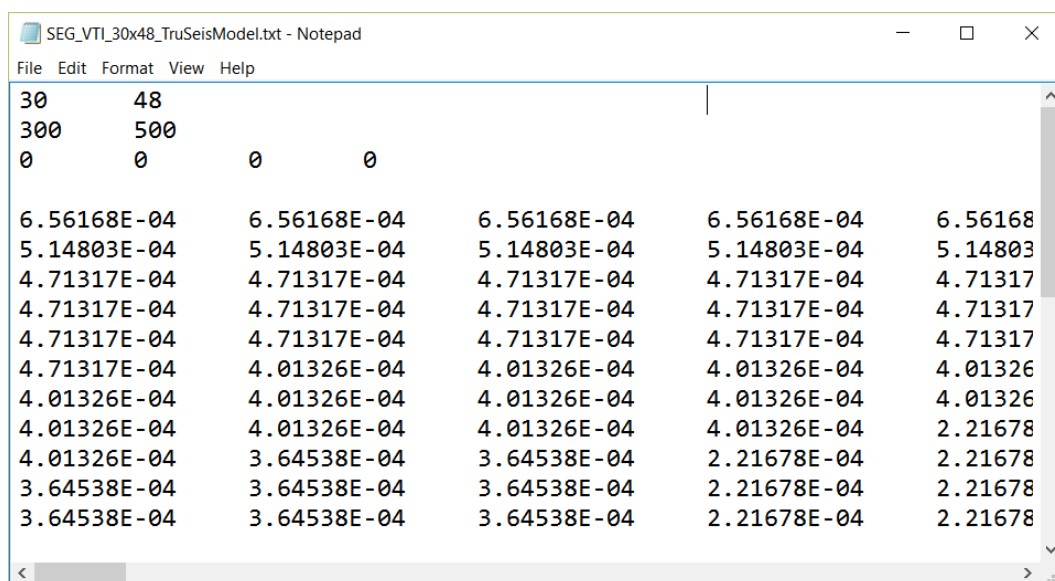
Якщо спостережені дані будуть обчислені на основі синтетичних моделей, то геометрія спостережень вводиться за допомогою вхідних даних, але значення спостережених даних замінюються нулями. Окрім цього додатково завантажуються два файли із істинними розподілами повільності та густини, на основі яких і будуть обчислені синтетичні спостережені дані.

Базовим класом для всіх видів двовимірних моделей *section*, а для тривимірних моделей – *volume*. У найпростішому випадку клас *section* описується наступними параметрами: кількість рядків, кількість стовпчиків, висота та ширина комірки, просторова координата початку профілю, азимут профілю. Для класу *volume* додається кількість секцій та глибина комірки.

Для того, щоб задати коміркам моделі значення параметру достатньо перелічити в текстовому файлі значення параметрів в такому порядку: кожна секція (двовимірна модель складається із однієї секції), кожен рядок, кожен стовпчик. Таким чином індекси стовпчиків змінюються найчастіше, потім індекси рядків, а найповільніше (якщо модель тривимірна) змінюються індекси секцій.

Файл моделі складається із параметрів базового класу та переліку значень параметрів комірок. Однакова структура файлу моделі використовується для описання розподілу повільностей та густин, причому як істинних значень, так і моделей наближення.

На рисунку 3.5 наведено приклад задання двовимірної моделі для задання розподілу повільностей.



```

SEG_VTI_30x48_TruSeisModel.txt - Notepad
File Edit Format View Help
30      48
300     500
0       0       0       0

6.56168E-04  6.56168E-04  6.56168E-04  6.56168E-04  6.56168
5.14803E-04  5.14803E-04  5.14803E-04  5.14803E-04  5.14803
4.71317E-04  4.71317E-04  4.71317E-04  4.71317E-04  4.71317
4.71317E-04  4.71317E-04  4.71317E-04  4.71317E-04  4.71317
4.71317E-04  4.71317E-04  4.71317E-04  4.71317E-04  4.71317
4.71317E-04  4.01326E-04  4.01326E-04  4.01326E-04  4.01326
4.01326E-04  4.01326E-04  4.01326E-04  4.01326E-04  4.01326
4.01326E-04  4.01326E-04  4.01326E-04  4.01326E-04  2.21678
4.01326E-04  3.64538E-04  3.64538E-04  3.64538E-04  2.21678
3.64538E-04  3.64538E-04  3.64538E-04  2.21678E-04  2.21678
3.64538E-04  3.64538E-04  3.64538E-04  2.21678E-04  2.21678

```

Рис. 3.5. Приклад файлу моделі першого наближення.

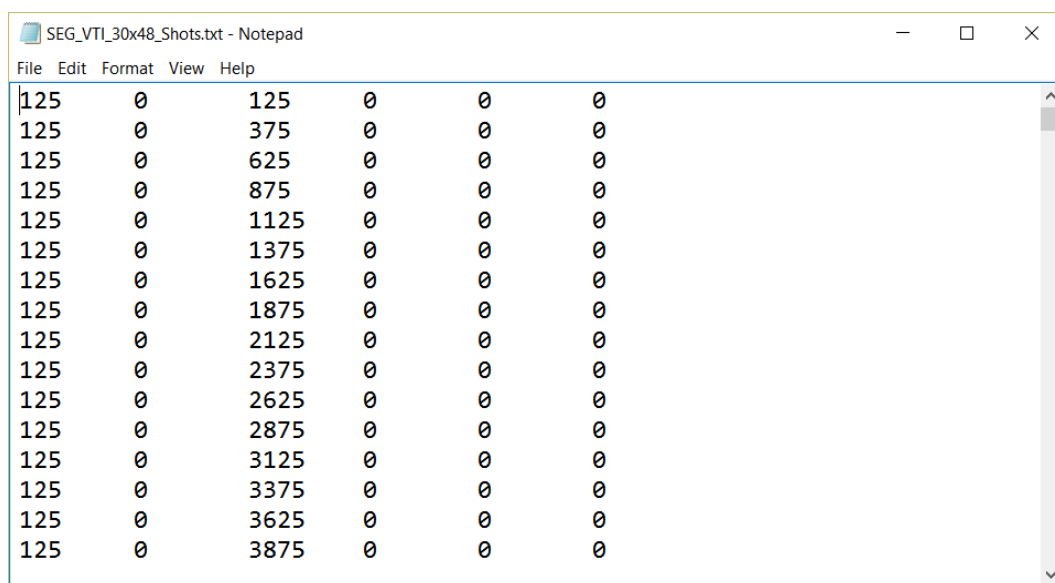
Слід зауважити, що параметри моделі можуть бути перелічені як у вигляді прямокутних таблиць, так і у вигляді стовпчика даних. Єдина вимога – значення параметрів моделі відсортовані в порядку, описаному вище. Це дозволяє копіювати дані із текстових файлів, створених більшістю комп'ютерних геологічних програм.

Також слід відзначити, що значення параметрів моделі можуть бути виражені як у вигляді дійсних чисел через точку, так і в так званому «науковому» представленні.

Файл із геометрією сейсмічних спостережень для двовимірною випадку описаний таблицею із наступними заголовками:

- 1) горизонтальна відстань від початку профілю до джерела;
- 2) вертикальна відстань від початку профілю до джерела;
- 3) горизонтальна відстань від початку профілю до приймача;
- 4) вертикальна відстань від початку профілю до приймача;
- 5) час пробігу сейсмічного променя;
- 6) ідентифікатор відбиваючого горизонту (ціле число).

На рисунку 3.6 зображено приклад файлу геометрії спостережень для двовимірної моделі.



File	Edit	Format	View	Help					
125	0	125	0	0	0				
125	0	375	0	0	0				
125	0	625	0	0	0				
125	0	875	0	0	0				
125	0	1125	0	0	0				
125	0	1375	0	0	0				
125	0	1625	0	0	0				
125	0	1875	0	0	0				
125	0	2125	0	0	0				
125	0	2375	0	0	0				
125	0	2625	0	0	0				
125	0	2875	0	0	0				
125	0	3125	0	0	0				
125	0	3375	0	0	0				
125	0	3625	0	0	0				
125	0	3875	0	0	0				

Рис. 3.6. Приклад файлу геометрії сейсмічних спостережень.

У даному випадку висотні положення пунктів збудження та пунктів прийому знаходяться на рівні верхньої кромки моделі, а зняті відліки часів пробігів рівні нулю, оскільки файл буде використаний для розрахунку синтетичних сейсмічних даних.

Така кількість нульових значень збільшує розмір файлу та в багатьох випадках потребує додаткових зусиль при підготовці моделі. Проте, автор вважає що це є платою за можливість уніформного введення даних.

Слід зазначити, що в розробленому автором програмному забезпеченні для даних міжсвердловинного прозвучування не використовується ідентифікатор відбиваючих горизонтів, оскільки використовуються лише прохідні промені. Проте існують методи використання заломлених хвиль та відбитих хвиль для даних міжсвердловинних прозвучувань. Тому з точки зору можливості розширення функціоналу та знову таки уніформності введення колонка з ідентифікатором відбиваючого горизонту повинна бути і в файлах геометрії міжсвердловинних досліджень.

Файл із геометрією гравіметричних спостережень має найпростішу із можливих структуру, однакову для двовимірного та тривимірного випадків:

- 1) Горизонтальна відстань від точки прив'язки моделі до точки спостереження вздовж осі профіля;
- 2) Горизонтальна відстань від точки прив'язки моделі до точки спостереження вхрест осі профіля;
- 3) Вертикальна відстань від точки прив'язки моделі до точки спостереження;
- 4) Значення аномалії сили тяжіння.

На рисунку 3.7 наведено приклад такого файлу для профільних даних. Незважаючи на те, що вісь вертикальна вісь моделі направлена до центру землі, вертикальна відстань від точки прив'язки моделі до точки

спостереження відраховується в протилежному напрямку. Це зроблено внаслідок того, що найчастіше висоту точки спостереження гравіметричних пунктів виражають в значеннях висоти над рівнем моря.

File	Edit	Format	View	Help
50	0	1	0	
150	0	1	0	
250	0	1	0	
350	0	1	0	
450	0	1	0	
550	0	1	0	
650	0	1	0	
750	0	1	0	
850	0	1	0	
950	0	1	0	
1050	0	1	0	
1150	0	1	0	
1250	0	1	0	
1350	0	1	0	
1450	0	1	0	
1550	0	1	0	

Рис. 3.7. Приклад файлу із геометрією гравіметричних спостережень.

Файл із відбиваючими горизонтами створюється для моделі із наперед відомою кількістю комірок та в загальному випадку для двовимірного випадку має наступну структуру:

$$\begin{aligned}
 &NC^1 CX^1_1 CZ^1_1 CX^1_2 CZ^1_2 \dots CX^1_i CZ^1_i \dots CX^1_{NC^1} CZ^1_{NC^1} \\
 &NC^2 CX^2_1 CZ^2_1 CX^2_2 CZ^2_2 \dots CX^2_i CZ^2_i \dots CX^2_{NC^2} CZ^2_{NC^2} \\
 &\dots \\
 &NC^k CX^k_1 CZ^k_1 CX^k_2 CZ^k_2 \dots CX^k_i CZ^k_i \dots CX^k_{NC^k} CZ^k_{NC^k} \\
 &\dots \\
 &NC^{NI} CX^{NI}_1 CZ^{NI}_1 CX^{NI}_2 CZ^{NI}_2 \dots CX^{NI}_i CZ^{NI}_i \dots CX^{NI}_{NC^{NI}} CZ^{NI}_{NC^{NI}}
 \end{aligned}$$

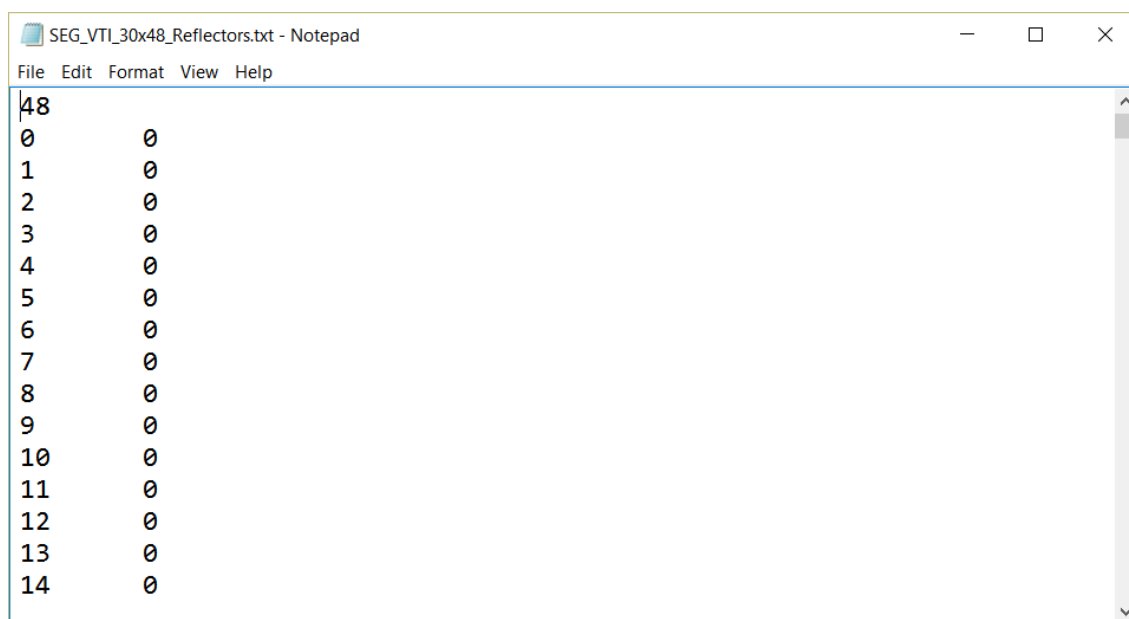
Де NC^k – кількість комірок, які займає k -й відбиваючий горизонт
 CX^k_i – номер стовпчика, що перетинає i -й елемент k -го горизонту

CZ_i^k – номер рядка, що перетинає i -й елемент k -го горизонту

NI – кількість відбиваючих горизонтів.

Важливо зауважити, що відбиваючі горизонти асоціюються із нижньою кромкою комірок, через які проходять його окремі елементи. Автор признає таким рішенням не найкращим, але дозволяє не розташовувати вузли для трасування променів всередині комірок. У протилежному випадку кількість вузлів, через які трасується модель, зросте в рази та ефективність трасування променів через модель значно знизиться.

На рисунку 3.8. зображено приклад файлу із описанням відбиваючих горизонтів для двовимірної моделі.



```

48
0      0
1      0
2      0
3      0
4      0
5      0
6      0
7      0
8      0
9      0
10     0
11     0
12     0
13     0
14     0

```

Рис. 3.8. Приклад структури файлу відбиваючих горизонтів для двовимірної моделі.

Важливо зазначити, що дані можна записувати як в рядки (як показано в поясненні вище), так і стовпчиком (як показано на рисунку). Другий варіант дозволяє простіше візуалізувати відбиваючі горизонти для контролю якості.

На рисунку 3.9 наведено приклад візуалізації відбиваючих

горизонтів в програмі MS Excel. Кожен горизонт позначений окремим кольором. Варто звернути увагу на те, що деякі горизонти на цьому рисунку не є неперервними, а складаються із декількох частин. Така можливість описання горизонтів зроблена для значного скорочення часу обчислення часів пробігів сейсмічних променів (для кожного відбиваючого горизонту розраховується окреме дерево найкоротших відстаней).

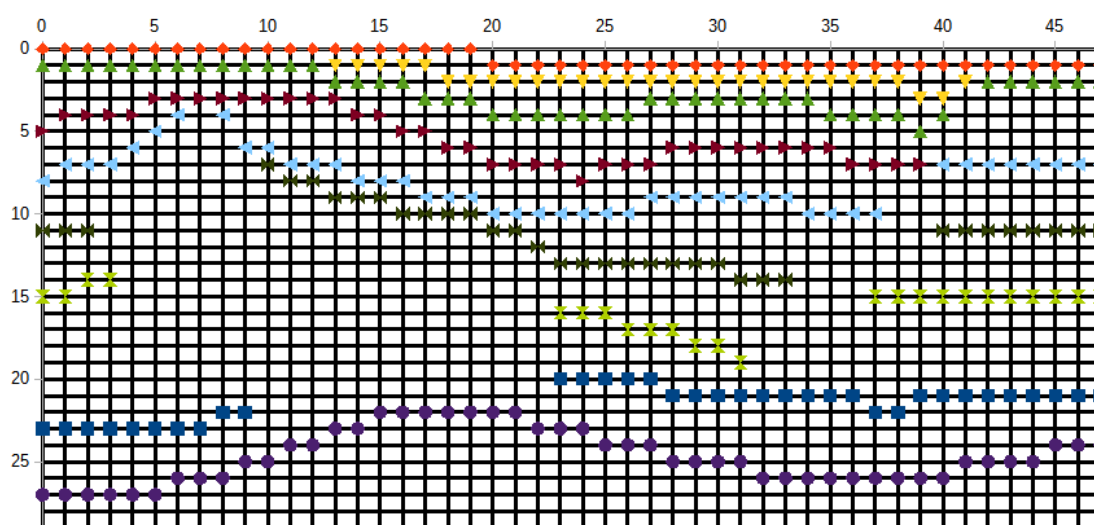


Рис. 3.9. Візуалізація файлу відбиваючих горизонтів для контролю якості.

Програма автоматично розпізнає розриви суцільності горизонту та обробляє це відповідним способом. Також немає жодних обмежень на горизонти від перекинутих складчастих структур чи насувів, де для одного латерального положення може бути декілька значень глибини.

Деякі параметри інверсії не описані у вхідних файлах, а вводяться у режимі командного рядка безпосередньо під час виконання програми. Це зроблено для того, щоб не редагувати вхідні файли для того, щоб спробувати різні параметри інверсії.

На рисунку 3.10 наведено приклад командного інтерфейсу із запитом для введення параметрів інверсії під час виконання програми. Основними вихідними даними є розподіл певного параметру (повільності

або густини) в просторі.

```

C:\Users\kosti\_THESIS\05_SourceCode\trueGeophysicsProject\Release\trueGeophysicsProject.exe
SEG_VTI_30x48_Shots.txt: 3629 traveltimes were loaded
SEG_VTI_30x48_Reflectors.txt: 12 interfaces were loaded
SEG_VTI_30x48_Gravstations.txt: 240 gravity stations were loaded
set seismic to gravity proportion: 0.5
set gravity decay multiplier: 1.75
set No of iterations: 100
processing: | 1%
  
```

Рис. 3.10. Командний інтерфейс розробленої автором програми.

Формат вихідного файлу повністю відповідає стандартному файлу точкових значень таких програмних продуктів як Petrel та ArcGIS. Файл є таблицею із наступними полями:

- 1) Прямокутна координата, що відповідає осі направлений на Північ;
- 2) Прямокутна координата, що відповідає осі направлений на Схід;
- 3) Висота над рівнем моря;
- 4) Значення параметра (повільність або густина).

Координати відповідають стандартним прямокутним координатам, що використовують в геоінформаційних системах та картографії. Важливо пам'ятати, що ці координати переводяться із внутрішньої системи на основі афінних перетворень, використовуючи просторові координати точки прив'язки моделі та кута повороту моделі (азимуту профілю).

На рисунку 3.11 наведено приклад відображення результуючого файлу для двовимірної моделі у програмі MS Excel.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
1	Northing	Easting	Depth	CellValue					
2	250	0	-150	1529.89					
3	750	0	-150	1512.08					
4	1250	0	-150	1525.08					
5	1750	0	-150	1511.69					
6	2250	0	-150	1525.29					
7	2750	0	-150	1513.52					
8	3250	0	-150	1522.22					
9	3750	0	-150	1518.75					
10	4250	0	-150	1522.99					

Рис. 3.11. Приклад структури результуючого файлу для двовимірної моделі.

Ще одним важливим фактором є те, що координати точок у вихідному файлі відповідають положенню центрів комірок, до яких вони відносяться, а значення повільностей автоматично перераховуються у швидкість для більшої зручності аналізу.

ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 3

У даному розділі вперше розроблено новий методологічний підхід комплексної інверсії геофізичних даних для оцінки літологічної характеристики розрізу на основі томографії.

Для реалізації розроблених автором методів та підходу до інверсії даних гравіметрії та інверсії комплексу даних гравіметрії та сейсмометрії за допомогою одночасної ітеративної реконструкції було написане спеціальне програмне забезпечення. Також автором удосконалено алгоритм сейсмічної променевої томографії з метою можливості виконувати обробку великих масивів сейсмічних даних для двох- та

тривимірних задач на комп'ютерних системах із незначною потужністю.

Кожна із складових розробленого програмного забезпечення втілена автором у вигляді окремих незалежних функцій на мові програмування C++ та окрім томографічної інверсії сейсмічних і гравітаційних даних (або їх комплексу) може також бути використана для вирішення інших дослідницьких та прикладних задач, таких як: трасування сейсмічних променів крізь швидкісну модель; обчислення гравітаційного ефекту заданого розподілу мас; вирішення систем лінійних алгебраїчних рівнянь в сенсі найменших квадратів.

Матеріали досліджень з даного розділу були використані при написанні двох публікацій: [10, 12].

РОЗДІЛ 4

ПЕРЕВІРКА РОБОТИ МЕТОДУ НА СИНТЕТИЧНИХ ТА РЕАЛЬНИХ ДАНИХ

Для того щоб впевнитись у правильності роботи розроблених методів томографії було проведено ряд тестів на синтетичних та реальних даних. Перевага синтетичних даних полягає в тому, що лише знаючи параметри моделі, які створили спостережене геофізичне поле, можна оцінити наскільки результат інверсії відповідає дійсності. Інверсія реальних даних може бути використана для порівняння декількох методів інверсії. Порівнюватись можуть як подібність результатів інверсії цих методів, так і швидкість їх роботи, надійність результатів при недостатній кількості вхідних даних або невисокій точності спостережень тощо.

У даному підрозділі буде розглянуто інверсію сейсмічних та гравітаційних даних за допомогою методу одночасної ітеративної реконструктивної томографії (SIRT).

4.1. Томографічна інверсія даних поверхневої сейсморозвідки

Алгоритм одночасної ітеративної реконструктивної томографії успішно застосовується світовою геофізичною спільнотою для інверсії сейсмічних даних впродовж декількох десятиліть, проте автору довелося розробляти програмне забезпечення для сейсмічної томографії з нуля через потребу в подальшій модифікації методу для реалізації спільної інверсії сейсмічних та гравітаційних даних.

Для перевірки роботи програмного коду для сейсмічної томографії часів пробігів хвиль на основі одночасної ітеративної реконструктивної томографії, що передбачає оновлення швидкісної моделі на основі нев'язки часів пробігів променів та протяжності їх траєкторії в межах окремо взятих

комірок моделі, було побудовано просту двовимірну модель із відбиваючими горизонтами, які залягають горизонтально (рисунок 4.1).

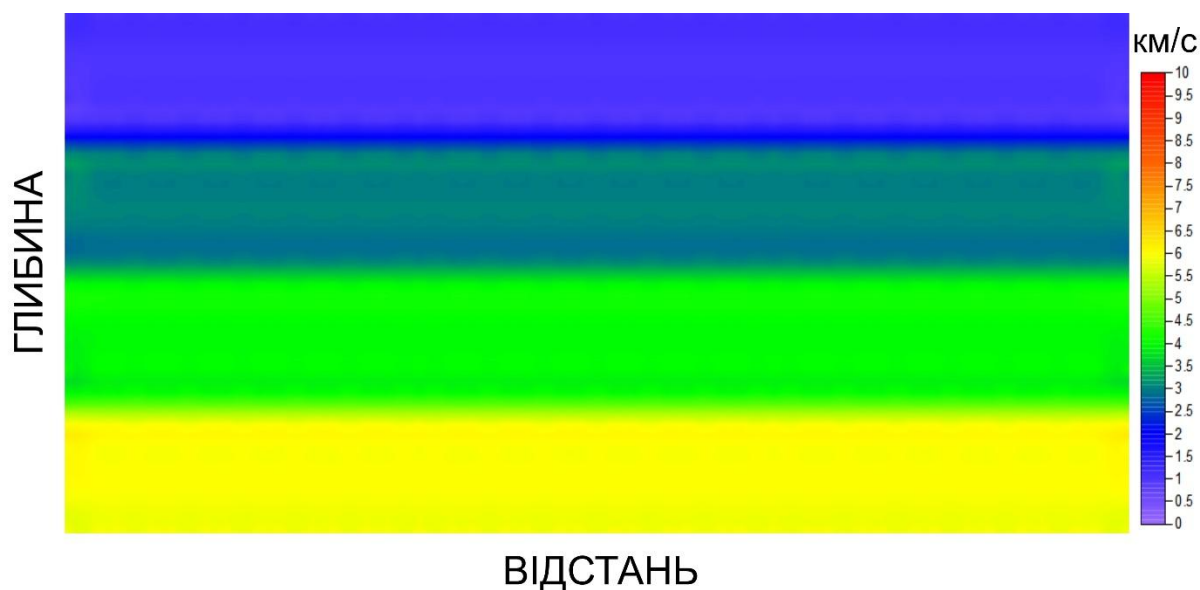


Рис. 4.1. Синтетична модель, на основі якої розраховані спостережені часи пробігів сейсмічних променів.

У якості вхідних даних взято часи пробігів хвиль, отримані при вирішенні моделюванні сейсморозвідувальних робіт фланговою установкою при відомому розподілу швидкостей вздовж профілю. Двовірна ізотропна модель має 2000 квадратних комірок із постійними значеннями швидкостей та перетинається 592-ма сейсмічними променями, що відбиваються від чотирьох горизонтів. У якості першого наближення обрано двошарову модель. На рисунку видно, що в правій частині профілю швидкості відновились не повністю. Це є пов'язано із тим, що в даній частині профілю проходить недостатня кількість сейсмічних променів (результат навмисно неправильно обраної геометрії модельної зйомки), що наглядно демонструє залежність результату відновлення функції швидкості від якості перетину моделі проєкціями.

Швидкість розповсюдження пружних хвиль дискретно зростає в

напрямку збільшення глибини від двох до шести кілометрів за секунду. Для отримання синтетичних даних була змодельована однофлангова правостороння система спостережень, що дозволила отримати понад дві тисячі променів, які проходять через модель під різними кутами.

В якості моделі першого наближення було обрано також горизонтально-шарувате середовище (рисунок 4.2). Але на відміну від шуканої моделі воно складається з двох шарів із швидкістю розповсюдження пружних хвиль два та чотири кілометри за секунду. Слід зазначити, що в даному експерименті глибини залягання всіх відбиваючих горизонтів вважаються такими, що відомі априорі.

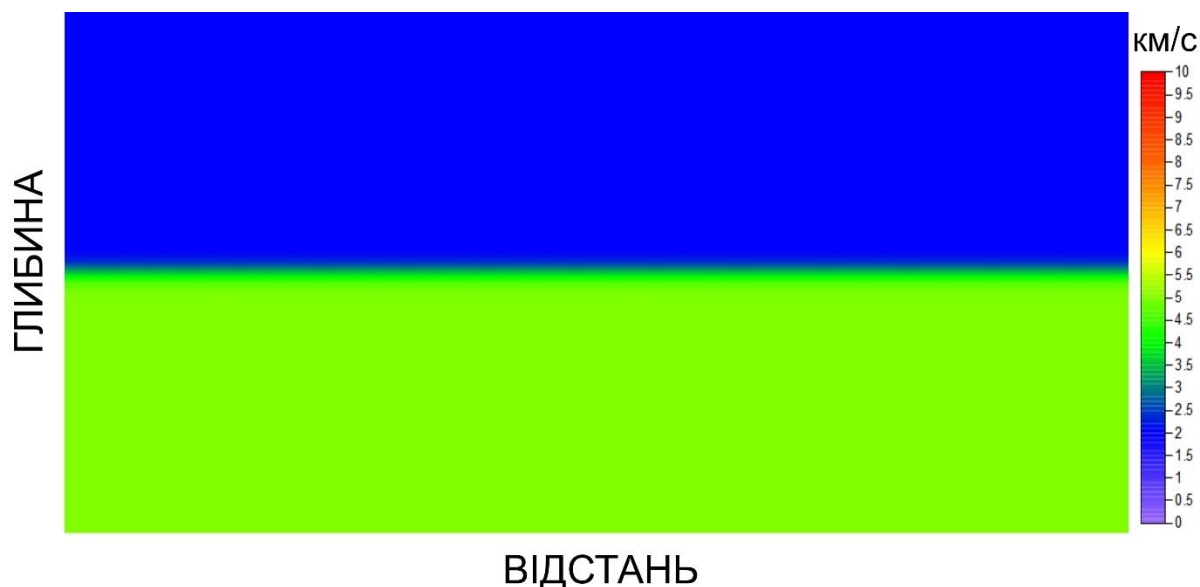


Рис. 4.2. Модель першого наближення

Через сталу швидкість пружних хвиль в межах кожного пласту та горизонтальне залягання пластів траєкторія променів припускалась у вигляді прямих ліній. Така апроксимація дозволяє розрахувати траєкторію променів один раз та значно виграти в часі обчислень через пропуск етапу трасування променів на кожній ітерації, як це відбувається при швидкостях, що змінюються по латералі та круто нахилених відбиваючих

границях. Апроксимація прямими лініями допустима при незначних розносах установки та при субгоризонтальному заляганні відбиваючих границь.

У даному тесті окрім тестування працездатності програмного забезпечення проводиться також і порівняння результатів роботи алгоритмів ART та SIRT. На рисунку 4.3. зображено поточне значення швидкісної моделі після однієї ітерації методу алгебраїчної реконструктивної томографії. Як видно з рисунку, навіть після першої ітерації швидкісна модель набула рис шуканої моделі, проте значення швидкостей все ще співпадають.

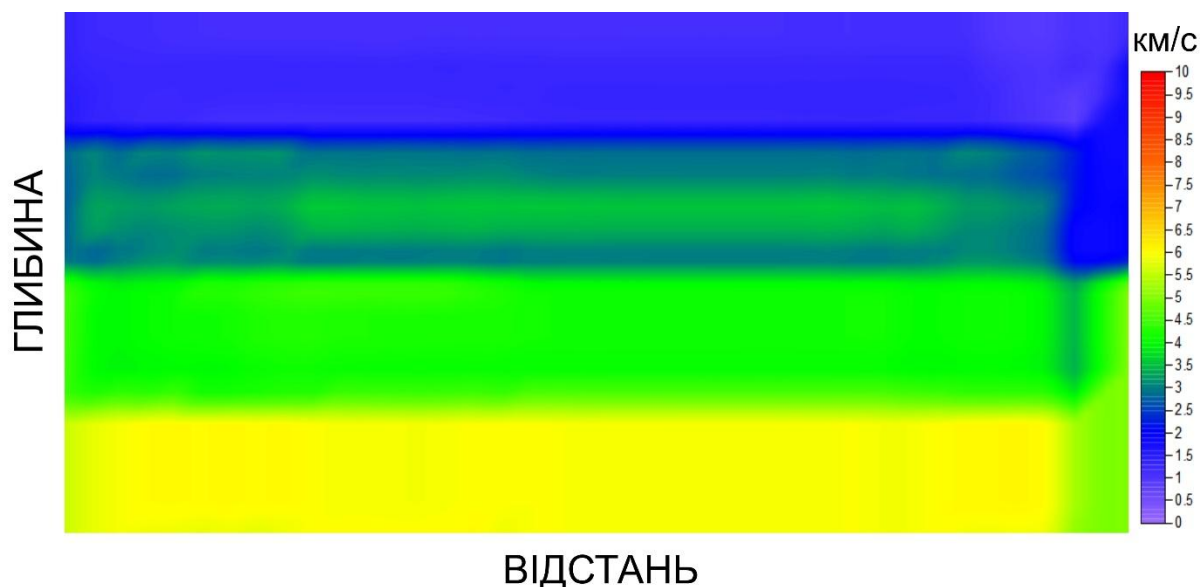


Рис. 4.3. Швидкісна модель після однієї ітерації методу ART.

На рисунку 4.4. подано результат інверсії тих самих часів пробігу починаючи з того самого наближення за допомогою методу одночасної ітеративної реконструкції. На відміну, від ART, де модель оновлюється після обчислення поправок від кожного сейсмічного променя, модель в SIRT оновлюється лише раз на ітерацію. Тому збіжності вирішення задачі дещо гірша.

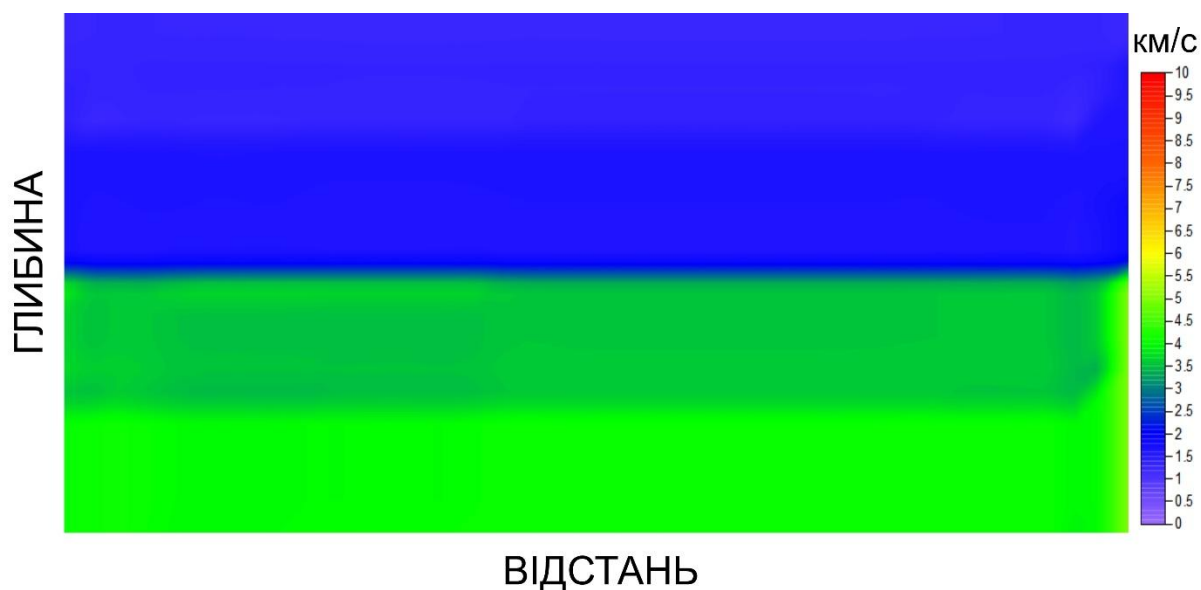


Рис. 4.4. Швидкісна модель після однієї ітерації методу SIRT.

На рисунку 4.5. наведена швидкісна модель, отримана після ста ітерацій методу ART. Модель практично відповідає заданій синтетичній моделі, на основі якої були розраховані часи пробігів сейсмічних променів.

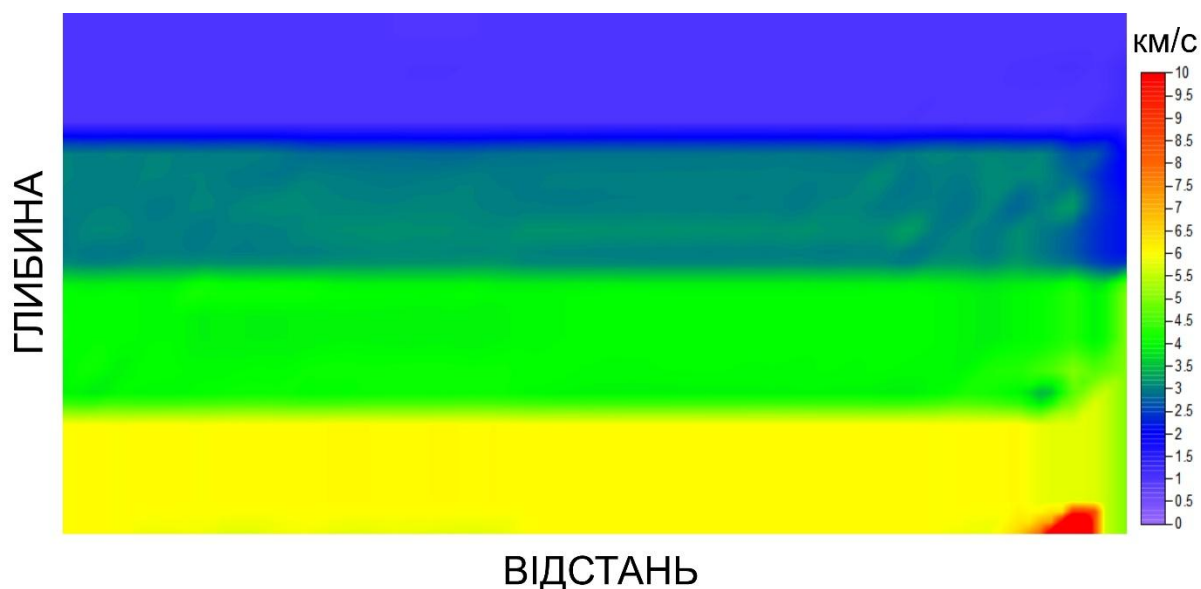


Рис. 4.5. Швидкісна модель після ста ітерацій методу ART.

На рисунку 4.6. зображена швидкісна модель, отримана після ста ітерацій методу SIRT. Розподіл швидкостей відновлено правильно для більшої частини моделі. Також спостерігається дещо більше згладжування значень параметрів моделі по латералі в порівнянні з ART.

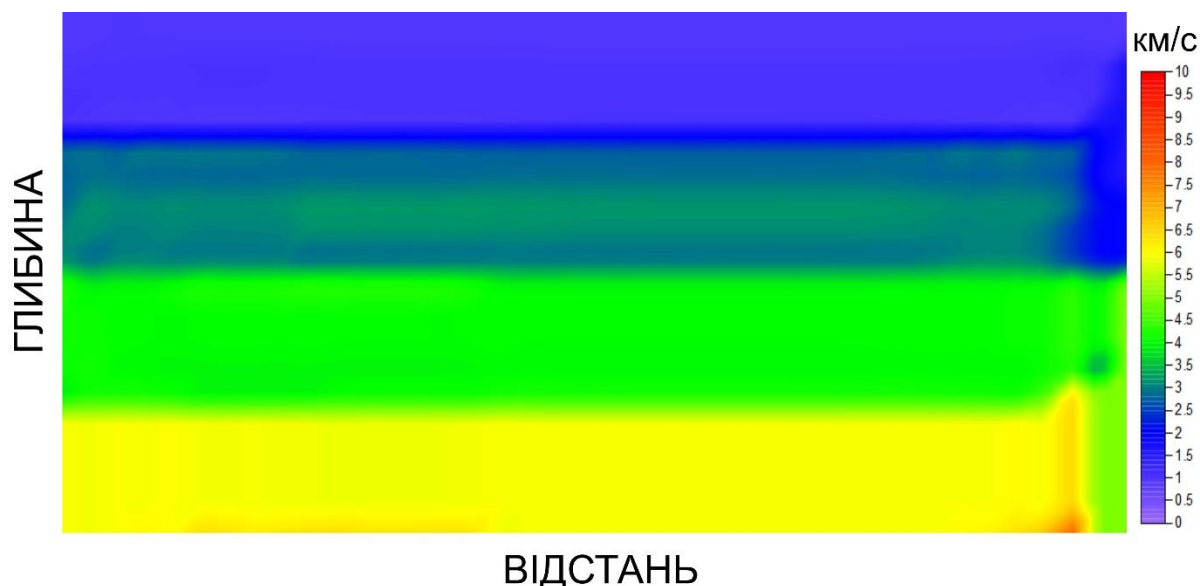


Рис. 4.6. Швидкісна модель після ста ітерацій методу SIRT.

Обидва методи не відтворили крайню праву частину моделі. Цю частину моделі не можливо відтворити коректно через погану геометрію спостережень: кількість променів яка тут проходить менша за кількість комірок та задача стає недовизначеною, а томографія передбачає вирішення перевизначеної задачі.

Аналіз даного прикладу дозволяє виділити два важливих висновка з цього експерименту. По-перше, алгоритм одночасної ітеративної реконструктивної томографії запрограмований правильно, оскільки швидкісну модель вдалося повністю відтворити в місцях, де достатня кількість сейсмічних променів під різними кутами перетинає комірки моделі. По-друге, геометрія спостережень є дуже важливим фактором успішності виконання томографічної інверсії.

4.2. Томографічна інверсія даних міжсвердловинних прозвучувань.

У попередньому пункті було показано приклад роботи сейсмічної томографії часів пробігів хвиль для даних поверхневої сейсмозвідки. Одним із висновків попереднього експерименту була важливість правильної геометрії спостережень. Міжсвердловинні дослідження дозволяють отримувати ширший діапазон зміни кутів променів. Ще однією відмінністю від поверхневої сейсмозвідки є те, що при міжсвердловинних дослідженнях найчастіше використовуються не відбиті, а прохідні хвилі. Це дає можливість не робити жодних припущень про конфігурацію та положення границь пластів.

У рамках угоди про співпрацю між Київським національним університетом імені Тараса Шевченка та Публічним акціонерним товариством «Київський науково-дослідний і проектно-конструкторський інститут "Енергопроект"» (Далі – Енергопроект) було отримано дані міжсвердловинних прозвучувань по Рівненській АЕС, а також набір даних, який поставляється разом з програмним забезпеченням GeoTomCG для цілей освоєння принципів роботи з цим програмним забезпеченням. Спочатку розглянемо другий набір даних.

Дві вертикальні свердловини глибиною 25 метрів знаходяться на відстані 19 метрів. У одну із свердловин було опущено косу із 24 сейсмоприймачів розташованих через один метр. У іншу свердловину було опущено джерело сейсмічних коливань яке переміщалося від забою до гирла свердловини з кроком один метр. Таким чином вдалося зареєструвати понад 600 перших вступів сейсмічних променів, які проходять під різними кутами.

На рисунку 4.7 зображено результат томографічної інверсії програми

GeoTomCG, дане зображення взято із звіту, який додається до набору даних для навчання без жодних змін.

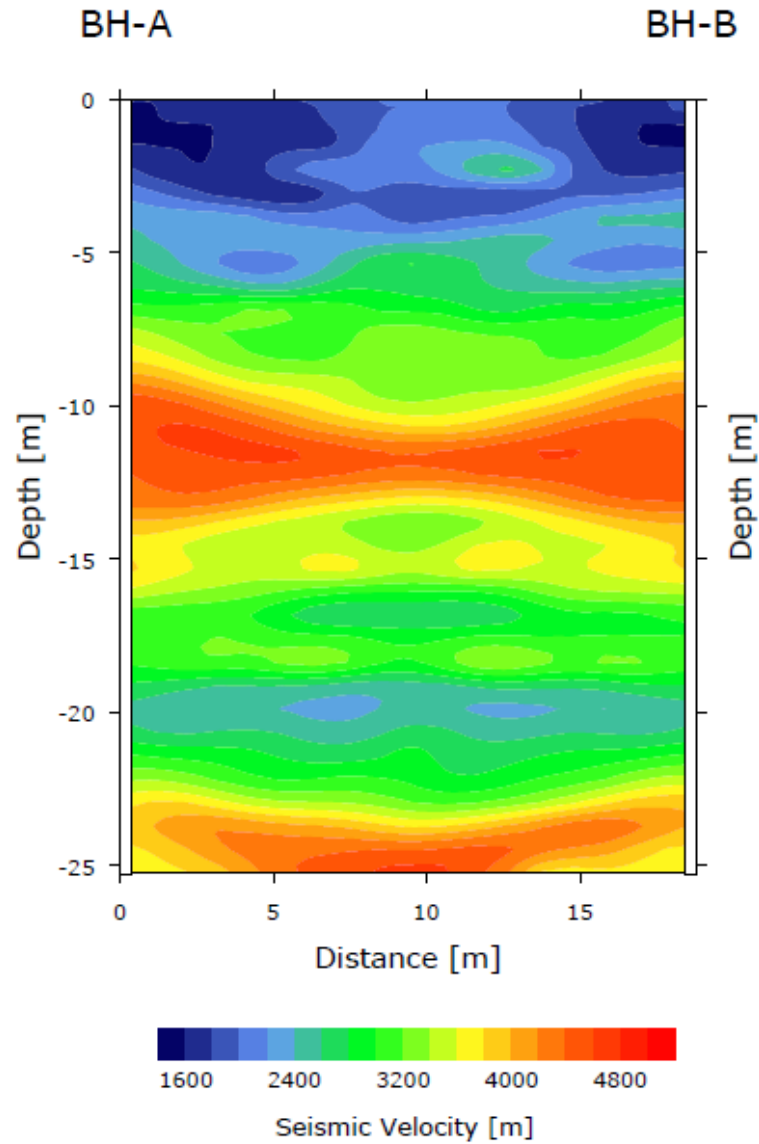


Рис. 4.7. Швидкісна модель, отримана в результаті інверсії програмою GeoTomCG.

На рисунку 4.8. наведено результат роботи програмного забезпечення з сейсмічної томографії, розробленого автором в Київському національному університеті Тараса Шевченка для цілей дисертаційного дослідження. Принцип роботи даного програмного забезпечення детально

викладений в другому розділі, а алгоритмічна частина – в третьому. Для візуалізації даних був використаний програмний продукт PETREL, а кольорова гамма підібрана таким чином, щоб максимально відповідати кольоровій гаммі на рисунку 4.7.

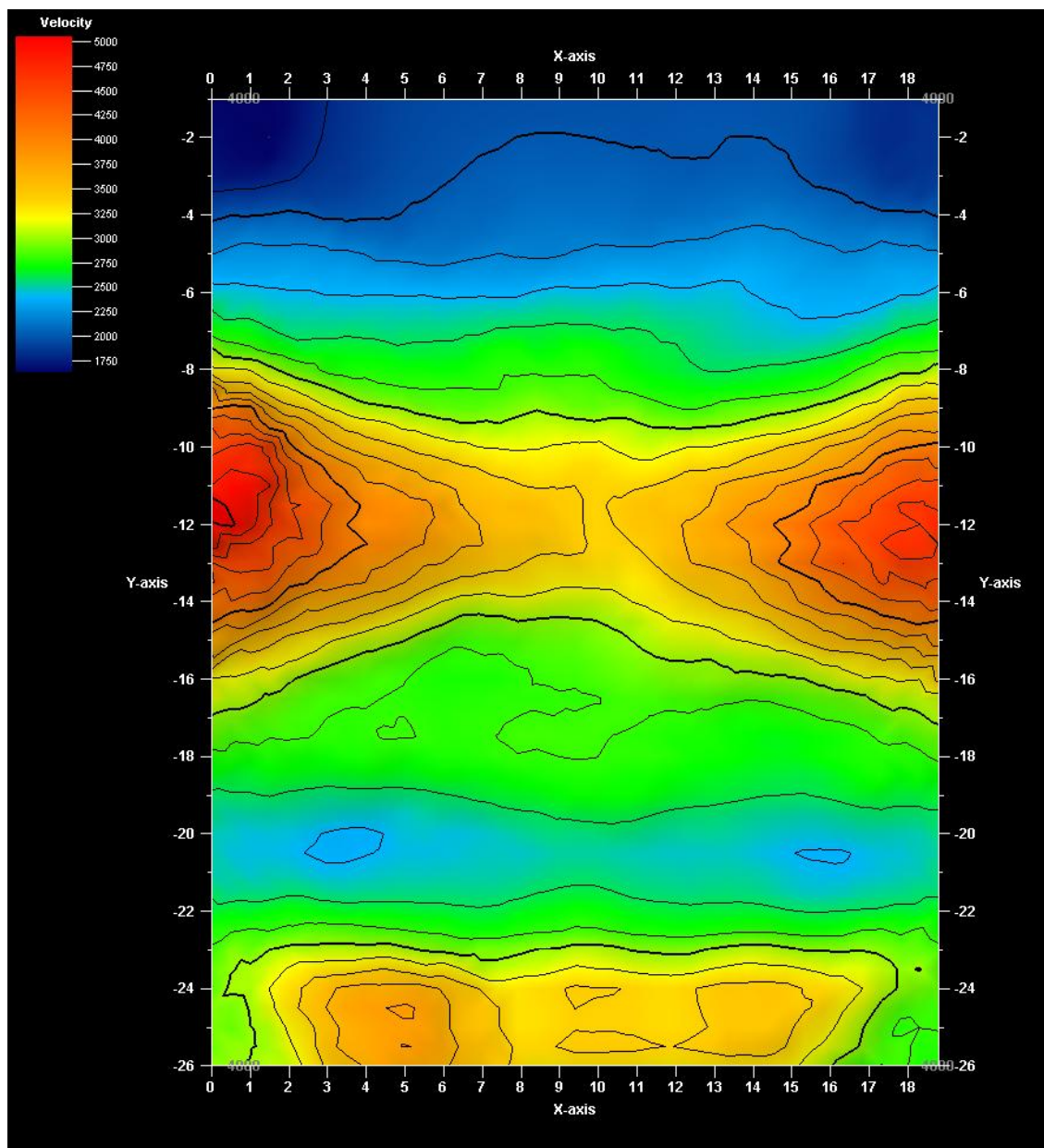


Рис. 4.8. Швидкісна модель, отримана в результаті інверсії програмою, розробленою автором для виконання цілей дисертаційного дослідження

Порівняння результатів інверсії однакового набору даних різним програмним забезпеченням дозволяє стверджувати, що результати інверсії достатньо подібні. Різницю в зображення можна пояснити дещо різними розмірами комірок та різними алгоритмами інтерполяції. Автор схиляється до думки, що результат інверсії краще подавати у вигляді значень комірок, як це показано на рисунку 4.9.

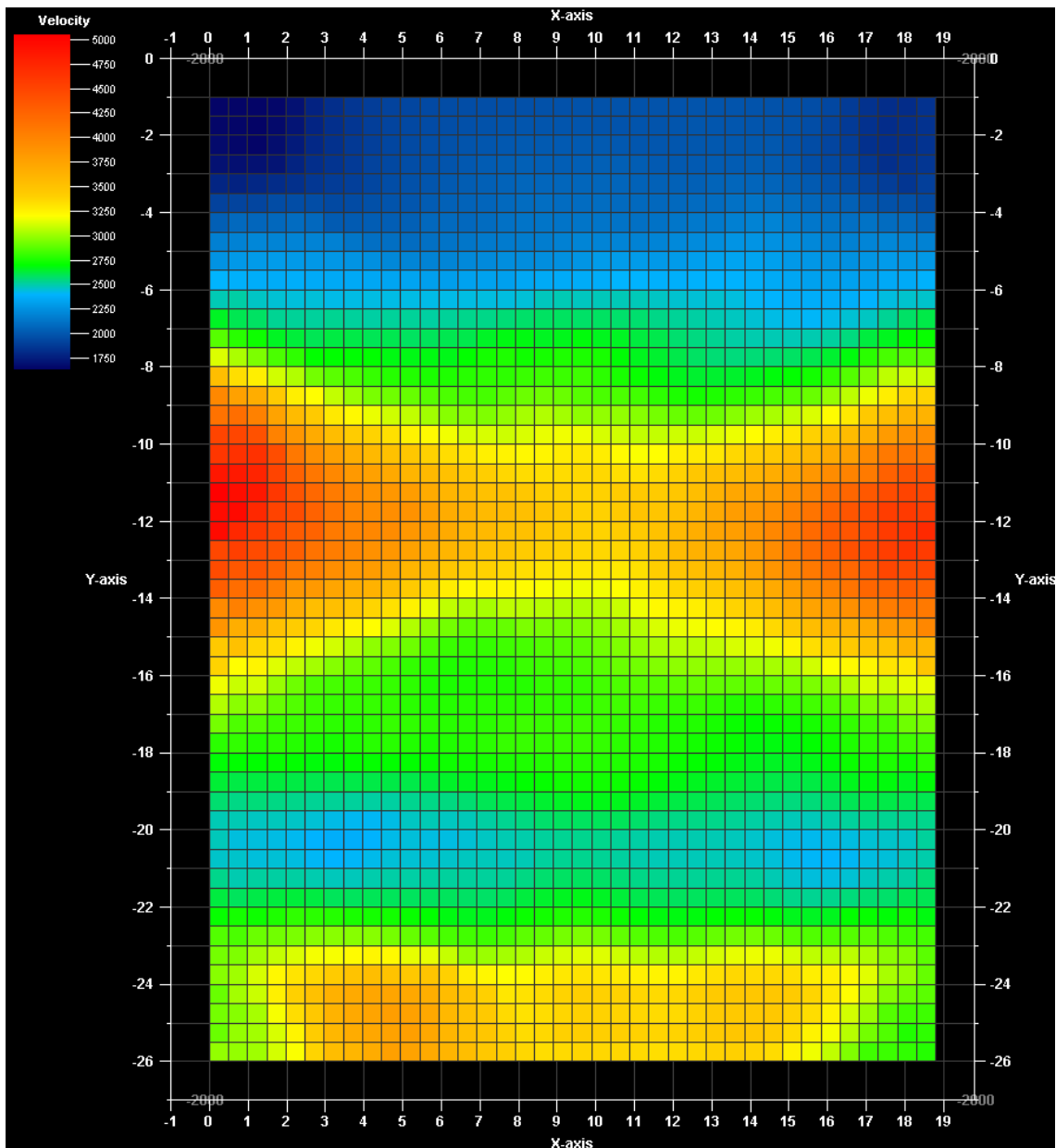


Рис. 4.9. Швидкісна модель, отримана в результаті інверсії програмою, розробленою автором відображена у вигляді значень комірок

Інтерполяція параметрів моделі, заданих дискретно, на думку автора, призводить до відразу декількох причин спотворень даних. По-перше, самі алгоритми інтерполяції передбачають деяке згладжування. Наприклад, при інтерполяції крігінгом спочатку обчислюється деякий тренд, який задається лінійно, або функцією вищих ступенів. Також окрім згладжування сама наявність ізоліній візуально програмує до іншого візуального сприйняття. Для прикладу візьмемо ізолінію на рисунку 4.8 на глибині 17 метрів. Меандруючий вигин ізолінії звертає увагу, але в дійсності не несе корисної інформації.

По-друге, коли модель задається дискретно, вважається що весь об'єм комірки має деяке осереднене значення. У процесі інтерполяції припускається, що значення модельної функції описане значеннями точок, що знаходяться в середині комірки, а решта простору підлягає інтерполяції. При незначній кількості комірок, а також при великих їх розмірах, після інтерполяції модель спотворюється. А відбувається це внаслідок того самого припущення, що значення параметру відомо лише в заданих точках (а не об'ємах) і значення між цими точками змінюються плавно, а не дискретно.

У цілому, експеримент із порівняння роботи алгоритмів інверсії дозволяє судити про правильність роботи розробленого автором програмного забезпечення із сейсмічної томографії та його конкурентоспроможність. Відмітимо, що автору не відомо про існування комерційного програмного забезпечення із міжсвердловинної томографії, розробленого на теренах України.

Тепер перейдемо до експерименту з міжсвердловинними даними по Рівненській АЕС. На відміну від тренувального набору геометрія спостережень далека від ідеалу, а на записах присутня велика кількість шумів, що пов'язано із тим, що дослідження проводились в межах

великого працюючого промислового об'єкту. Для запису використовувалась коса із дванадцятьма сейсмоприймачами, розташованими через один метр. Різна глибина свердловин, в яких проводились дослідження обумовила різні діапазони глибин для розташування джерел сейсмічних коливань та сейсмоприймачів та не повне покриття досліджуваного простору сейсмічними променями.

На рисунку 4.10 зображено сейсмограму для однієї точки збудження. Глибина сейсмоприймачів збільшується з ліва на право. Припускаючи мінімум-фазове джерело перший вступ прямої прохідної хвилі має відмічатись як перше відхилення від нульових значень амплітуд на сейсмічних записах. Червоними стрілочками на рисунку 4.10 зображення перших вступів. Через низьку частоту дискретизації на деяких трасах перший вступ виділити дуже складно (або неможливо). Відтак, автор вдався до нестандартного підходу.

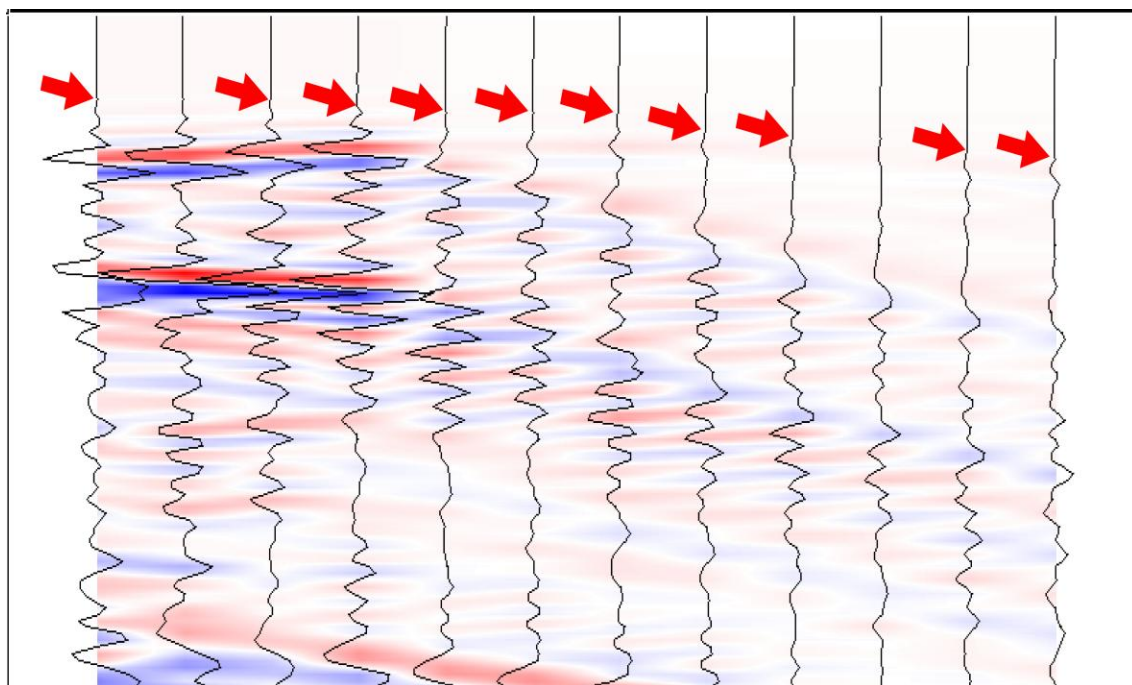


Рис. 4.10. Приклад зняття часів пробігів сейсмічних променів. Пояснення в тексті.

Для отримання перших вступів було використано програму SegY-Detective, яка призначена в основному для перегляду та редагування текстових та бінарних заголовків SegY файлів. Окрім цього дана програма дозволяє продивлятися значення семплів сейсмічних трас у табличному вигляді. Через недостатню частоту дискретизації, час пробігу променів (перших вступів) не знімались з екрану, а обчислювались як добуток номеру семплу, на якому почалось відхилення від нуля, на частоту дискретизації.

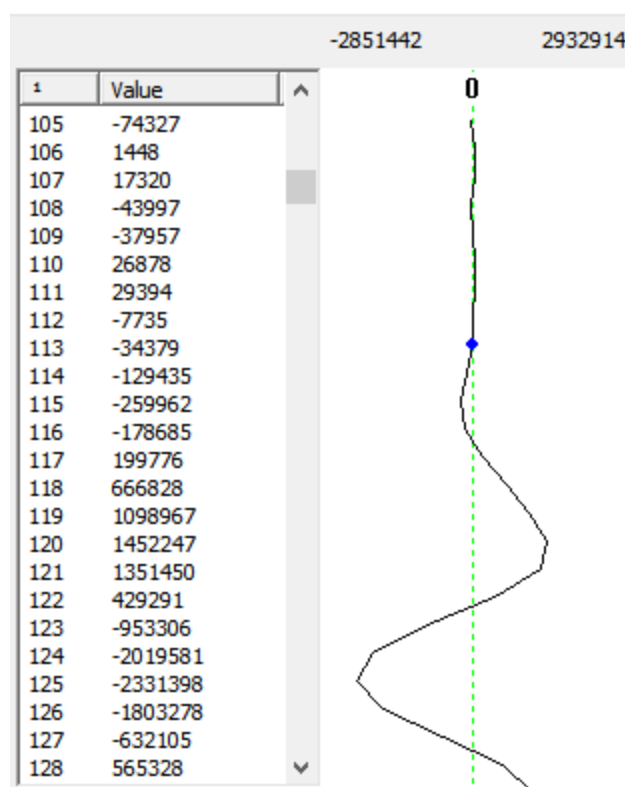


Рис. 4.11. Приклад зняття часів пробігів сейсмічних променів за номером семплу. Пояснення в тексті.

Даний підхід потребував значних затрат часу та ручної роботи, але дозволив уникнути помилок, пов'язаних із інтерполяцією даних, виміряних через великі проміжки часу. Також працюючи з табличними даними набагато легше уникнути пропуску першого відхилення із

незначними амплітудами, що часто не видне при візуалізації. Всього в такий спосіб було визначено 340 перших вступів.

У якості моделі першого наближення було взято швидкісну функцію, отриману в результаті поліноміальної апроксимації швидкостей, отриманих на декількох глибинних рівнях. На рисунку 4.12 зображено графік залежності середнього значення швидкості на заданому глибинному інтервалі від глибини. У цілому могла бути використана лінійна інтерполяція, але в такому випадку значення швидкості зростали б занадто швидко. Тому щоб не мати завищених значень швидкості на глибині 34 м використали саме параболу.

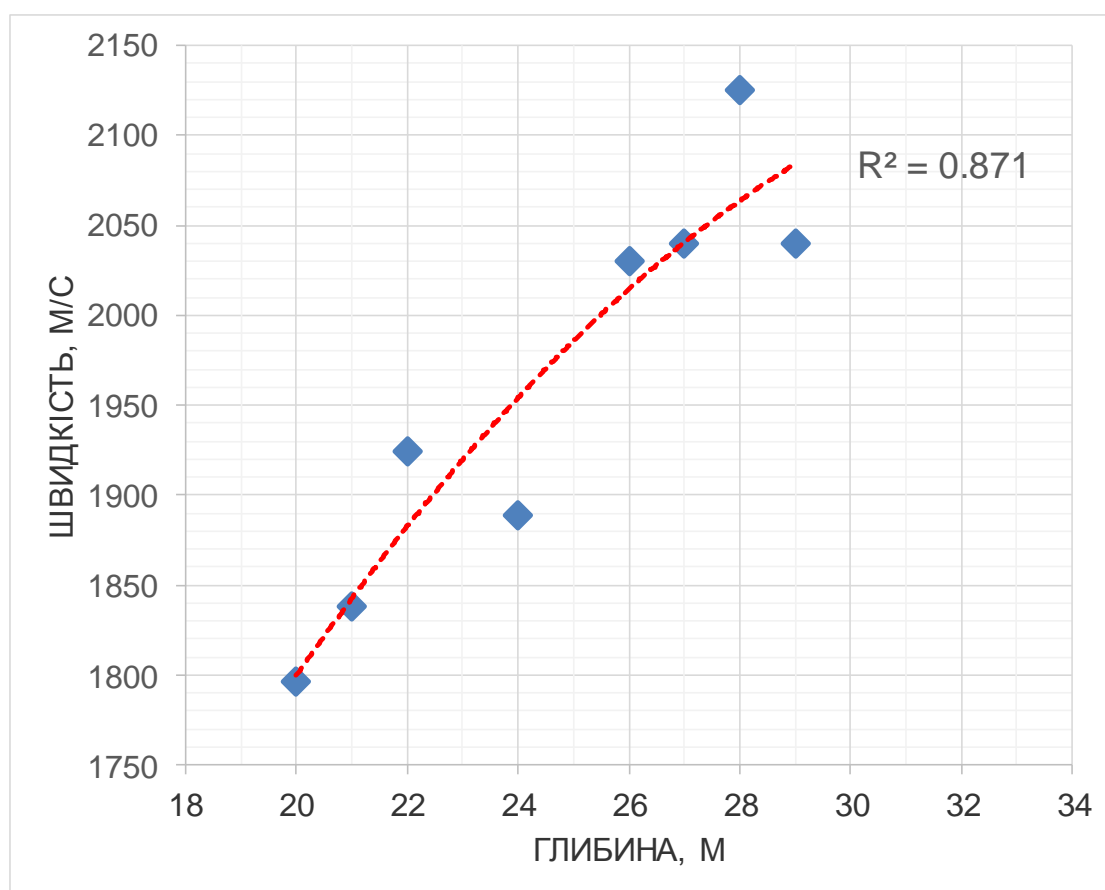


Рис. 4.12. Визначення поліноміальної функції апроксимації швидкості із глибиною. Точками показані значення середнього значення швидкості на заданому глибинному рівні; лінією - поліном другого ступеня, що найкраще апроксимує дані в сенсі найменших квадратів.

Поліноміальна функція другого порядку, яка зображена рисунку 4.12 записується наступним чином:

$$Vp(z) = -1.4 z^2 + 100 z + 358,$$

Де $Vp(z)$ – швидкість повздожньої хвилі як функція глибини в м/с,
 z – глибина в метрах.

Значення середньої швидкості на певному на певній глибині були отримані за допомогою наступних обчислень: відстань між свердловинами ділиться на час пробігу між джерелом та приймачем, що знаходяться на одній глибині. Таке наближення цілком виправлене, оскільки показує зміну середніх швидкостей з глибиною. У таблиці 4.1 приведені значення часів пробігів для певних глибин та розраховані на основі їх середні швидкості на цій глибині.

Таблиця 4.1.

Обчислення середніх значень швидкості на заданій глибині

Глибина джерела, м	Глибина приймача, м	Час пробігу, с	Відстань між свердловинами, м	Швидкість, м/с
20	20	9.464	17	1796.23
21	21	9.250	17	1837.84
24	24	9.000	17	1888.89
22	22	8.833	17	1924.53
26	26	8.375	17	2029.85
29	29	8.333	17	2040
27	27	8.333	17	2040
28	28	8.000	17	2125

На рисунку 4.13 зображено покриття сейсмічними променями моделі у припущенні, що прохідні промені розповсюджуються по прямій траєкторії. Під час самої інверсії промені трасувались через швидкісну модель на основі закону Снеліуса, проте для наочного контролю якості покриття моделі сейсмічними променями апроксимації прямими цілком достатньо.

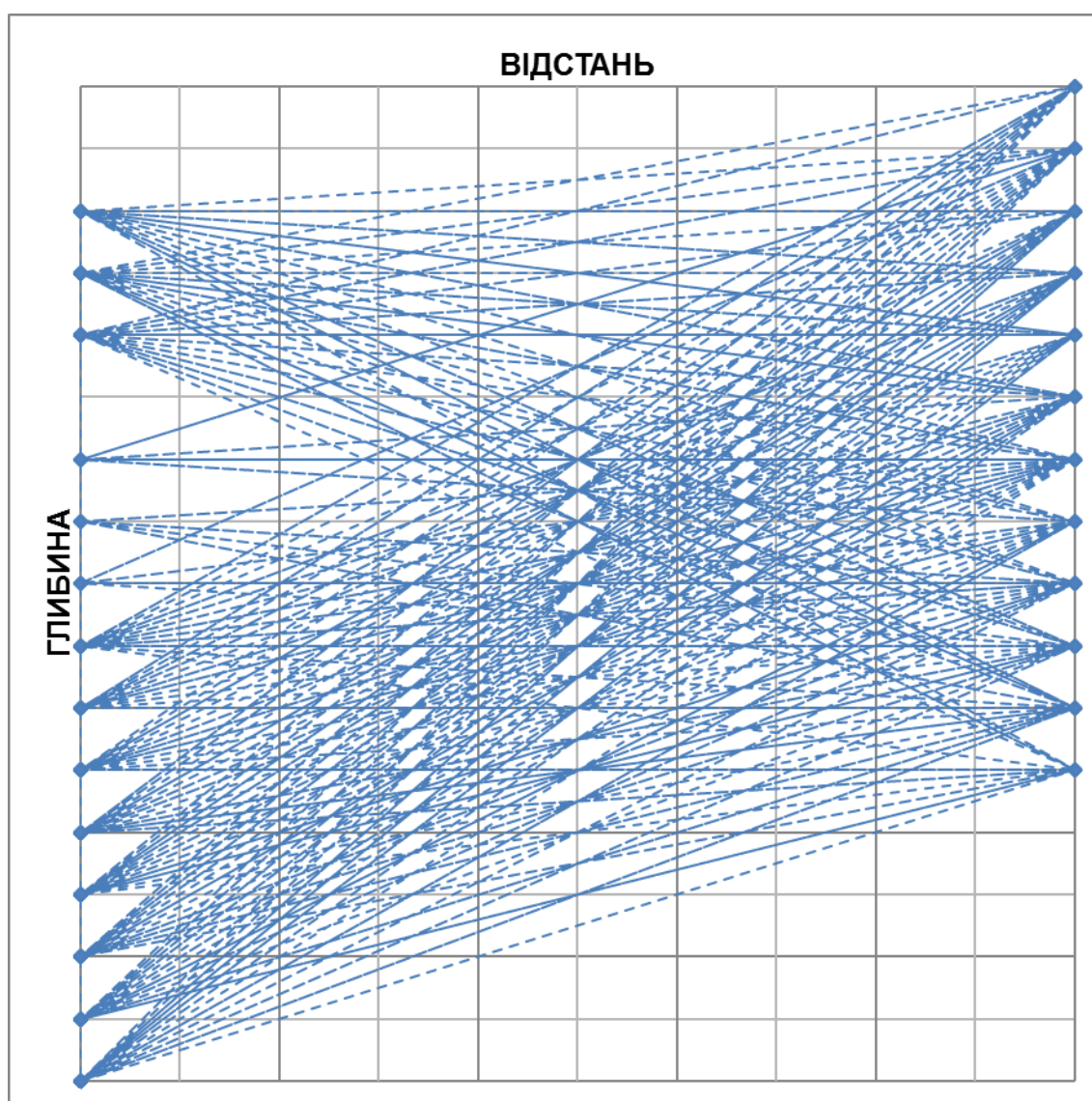


Рис. 4.13. Схема покриття моделі сейсмічними променями. Пунктирними лініями позначені траєкторії сейсмічних променів. Суцільними лініями (прямокутна сітка) позначено границі комірок моделі.

На даній схемі видно, що нижня права частина моделі взагалі не покрита сейсмічними променями. Також через значну кількість шуму техногенного походження на трасах не вдалося зняти велику кількість відліків для четвертої, п'ятої та шостої точок збудження, що відображається на лівій середній частині рисунку як різке зменшення кількості променів, що проходять крізь комірки.

На рисунку 4.14 подано результат томографічної інверсії даних свердловин, що знаходяться у самому центрі майданчика.

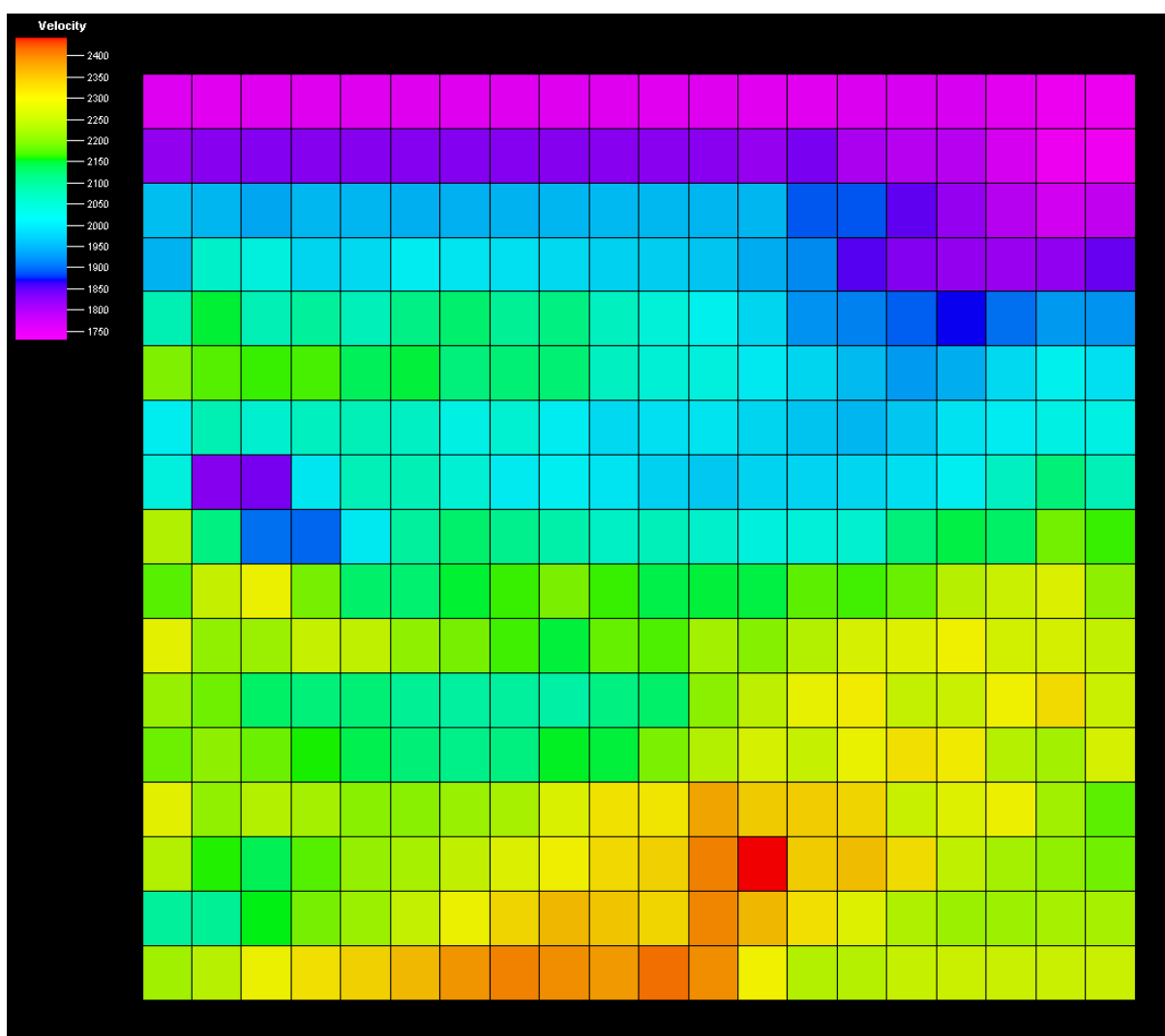


Рис. 4.14. Геометрія міжсвердловинних прозвучувань та результат томографічної інверсії перших вступів по двом свердловинам в межах центральної частини майданчику Рівненської АЕС

У частині досліджуваного розрізу, де покриття сейсмічними променями достатнє, можна чітко простежити шаруватість. Окрім зміни швидкостей у вертикальному напрямку відбувається і латеральна зміна швидкостей. Саме це і дає можливість судити про наявність порожнин/включень, виклинювання або зміни фацій.

Також з рисунку чітко видно, що області, суміжні із комірками, де відсутнє покриття сейсмічними променями, характеризуються аномаліями швидкостей. Це крайові ефекти, які проявляються внаслідок специфіки роботи алгоритму. Наявність цих ефектів ставить ще одне завдання для досліджень: багаторівнева система комірок різних розмірів, що дозволить забезпечити достатнє покриття сейсмічними променями для всіх комірок за допомогою роздільної здатності, яка змінюється адаптуючись до даних.

Підсумовуючи наведені вище приклади застосування програмного забезпечення для томографічної інверсії можна заключити, що алгоритм працює надійно та правильно. Результати роботи інверсії залежать в першу чергу від геометрії спостережень та в меншій мірі від кількості шумів.

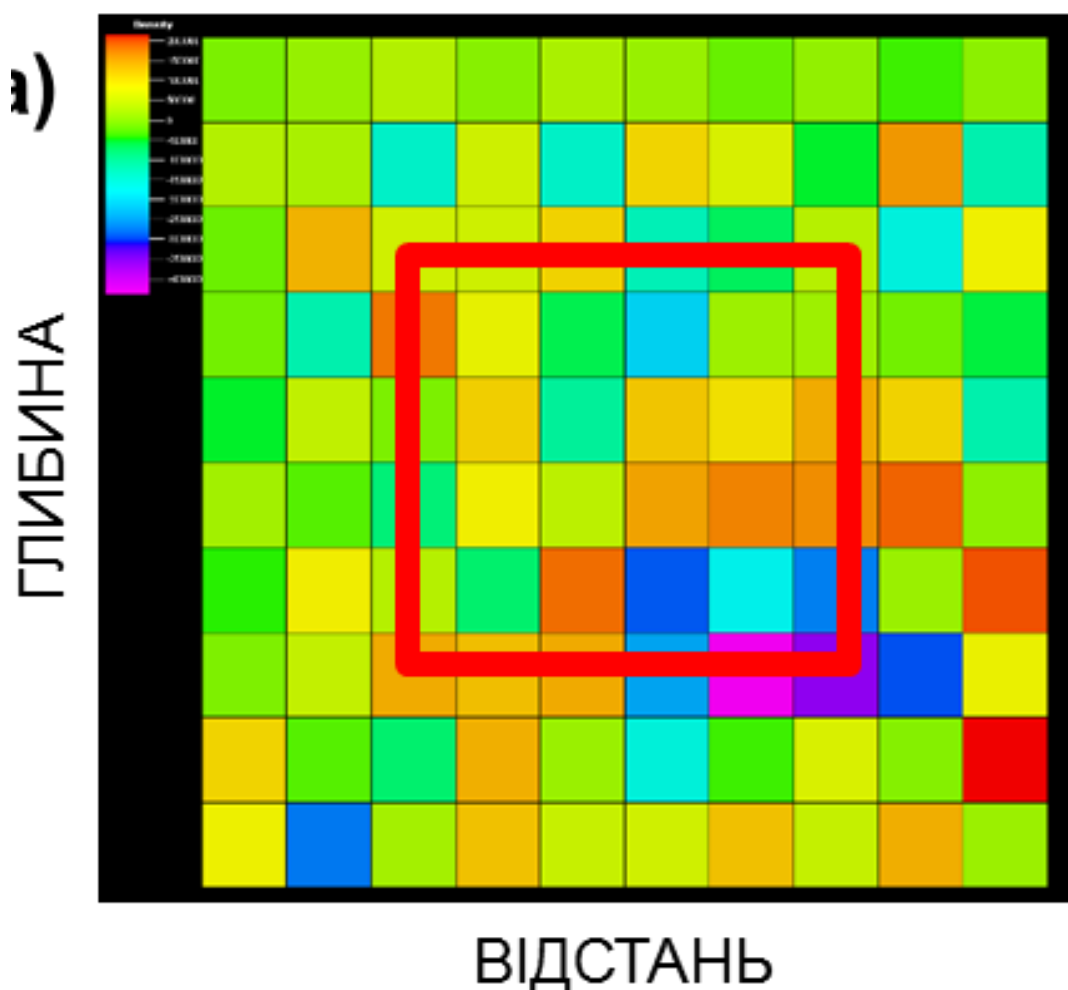
4.3. Використання SIRT для інверсії даних гравірозвідки на синтетичних моделях.

У якості модельного прикладу обрано класичну задачу, описану в монографії [4] - прямокутний паралелепіпед, грані якого не співпадають із гранями комірок, на які поділяється досліджувана частина простору. У якості вхідних даних використовується гравітаційний ефект однорідного за аномальною густиною прямокутного паралелепіпеда, без додавання регіонального фону (чиста аномалія) та без додавання випадкових завад (ідеальні спостереження).

Для порівняння роботи алгоритму було обрано інші алгоритми

вирішення систем лінійних алгебраїчних рівнянь таких як: звичайний метод найменших квадратів, метод найменших квадратів з авторегуляризацією Тихонова та Пікарда-Джонсона. Усі ці алгоритми втілені у вигляді програмного коду Рондалом Джонсом та описані у його роботі [59].

На рисунку 4.15 наведено результати інверсії за допомогою звичайного методу найменших квадратів. Результат інверсії незадовільний, оскільки значення комірок мають знакоперемінний характер та цілком не відповідають моделі.



*Рис. 4.15. Результати інверсії задачі гравірозвідки для прямокутної призми звичайним методом найменших квадратів**

* Тут і на інших трьох рисунках цього підрозділу Прямокутником по середині моделі зображено місце положення прямокутного паралелепіпеда однорідної густини, гравітаційний ефект якого було використано в якості вхідних даних.

Метод найменших квадратів з авторегуляризацією за Р. Джонсоном (рисунок 4.16) дав набагато кращі результати, де контур прямокутника простежується, але по краях моделі присутні артефакти.

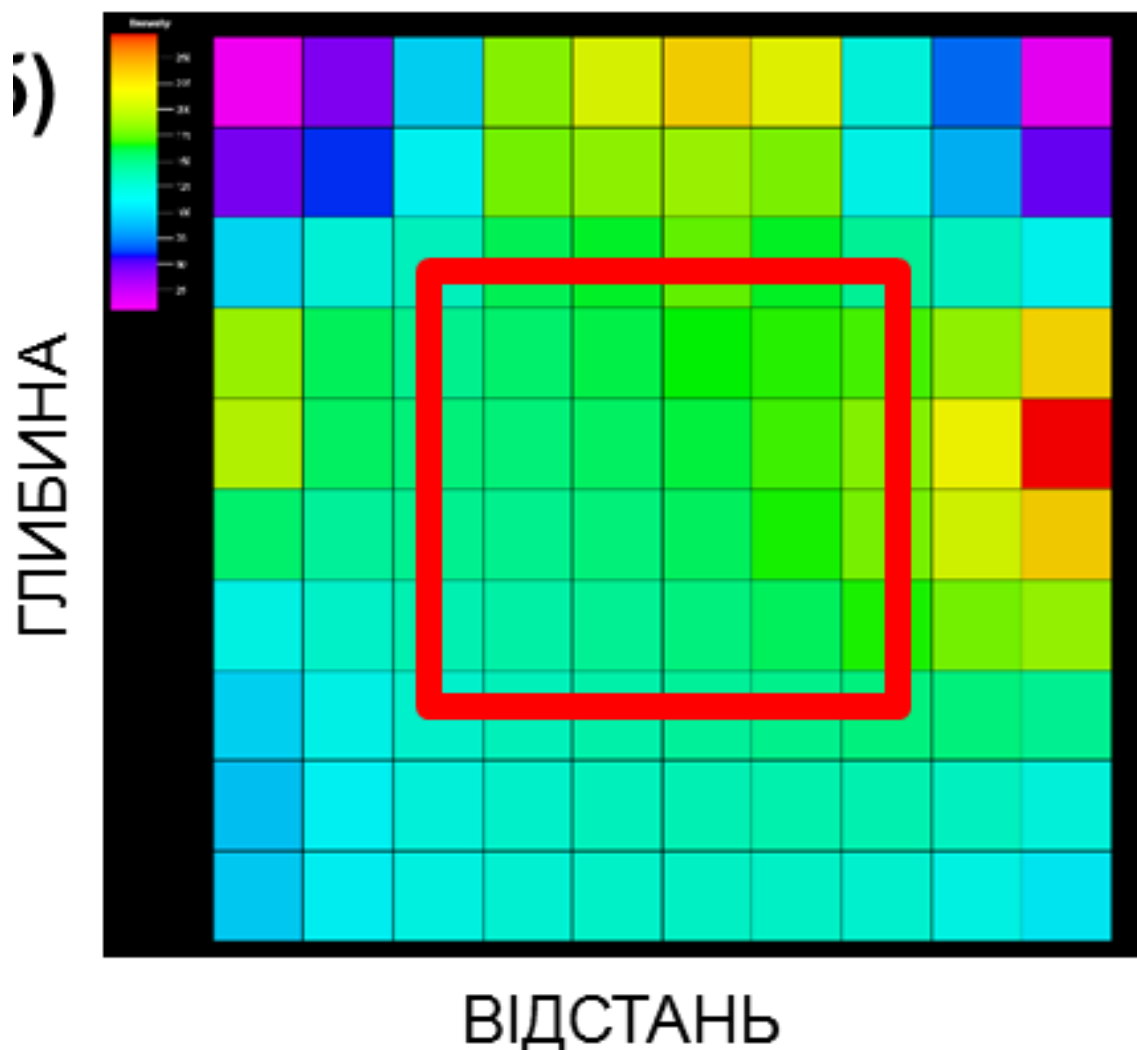


Рис. 4.16. Результати інверсії задачі гравірозвідки для прямокутної призми методом найменших квадратів з авторегуляризацією за Р. Джонсоном.

Метод SIRT без компенсації геометричних факторів за глибину комірки (рисунок 4.17) показав схожі результати до метода найменших квадратів з авторегуляризацією. Проте контур аномалієтворчого тіла

прослідковується гірше, ніж у попередньому випадку.

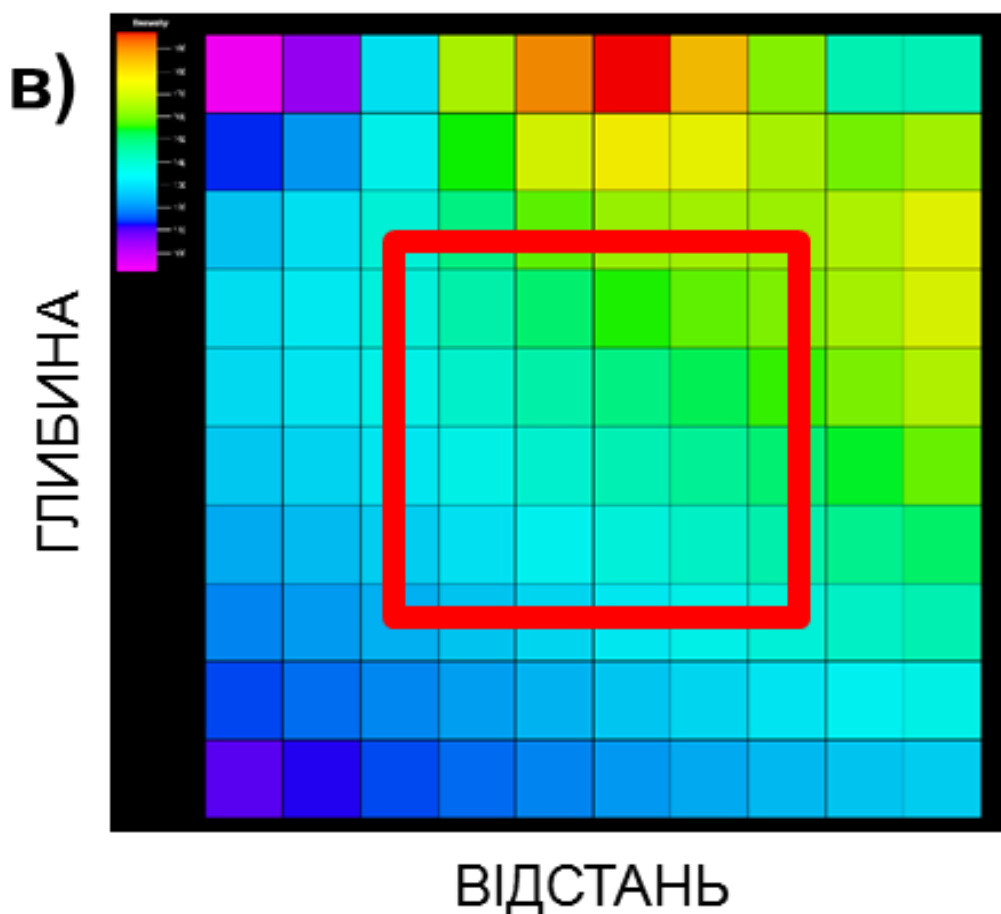


Рис. 4.17. Результати інверсії задачі гравірозвідки для прямокутної призми методом SIRT без компенсації геометричних факторів за глибину.

Метод SIRT з компенсацією геометричних факторів за глибину комірки (рисунок 4.18) показав найкращі результати з точки зору візуального виділення контуру аномалієтворчого тіла, проте густини у приповерхневій частині моделі не відповідають дійсності. Слід зазначити, що це може бути пов'язано із тим, що в якості першого наближення для всіх тестів задавалась модель з однаковою (нульовою чи довільно вибраною від'ємною) аномальною густиною. Кращі результати можуть бути досягнуті при коректнішому першому наближенні та залученні

апріорної інформації в якості обмеження (у даних прикладах не накладається жодних обмежень на можливі значення параметрів комірки).

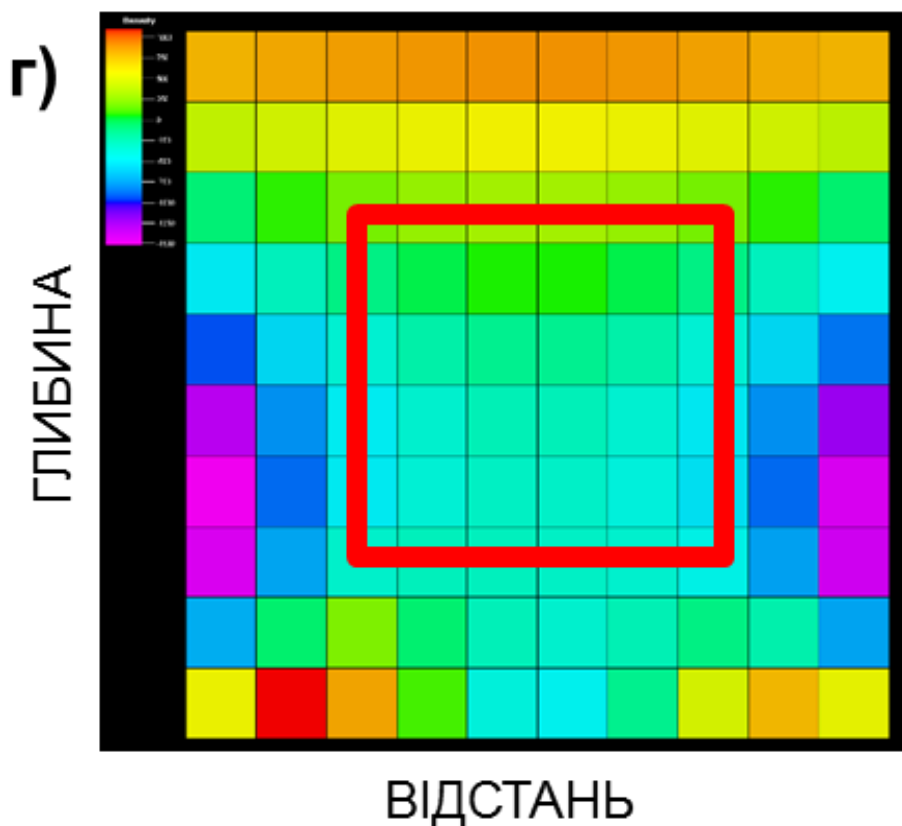


Рис. 4.18. Результати інверсії задачі гравірозвідки для прямокутної призми методом SIRT з компенсацією геометричних факторів за глибину.

З модельного прикладу видно, що метод SIRT цілком застосовний до інверсії гравітаційних даних. Результат інверсії залежить від вибраних вагових коефіцієнтів, першого наближення та параметрів обмеження моделі, але ці фактори не є визначальними. Також вирішальну роль грає розмір комірок: їх кількість має забезпечувати перевизначеність системи лінійних алгебраїчних рівнянь для можливості застосування методу SIRT.

Основна перевага запропонованого методу, на думку автора, полягає не у самостійній інверсії гравіметричних даних, але у принциповій

можливості об'єднання гравіметричних та сейсмометричних даних у одну систему лінійних алгебраїчних рівнянь та вирішенні задачі інверсії комплексу геофізичних даних одним методом геофізичної томографії.

4.4. Інверсія комплексу даних сейсмо- та гравірозвідки

Для перевірки правильності роботи запропонованого автором методу інверсії комплексу даних сейсмо- та гравірозвідки була використана синтетична модель, що створена компанією HESS та вільно розповсюджується спільнотою SEG. Модель зображена на рисунку 4.19.

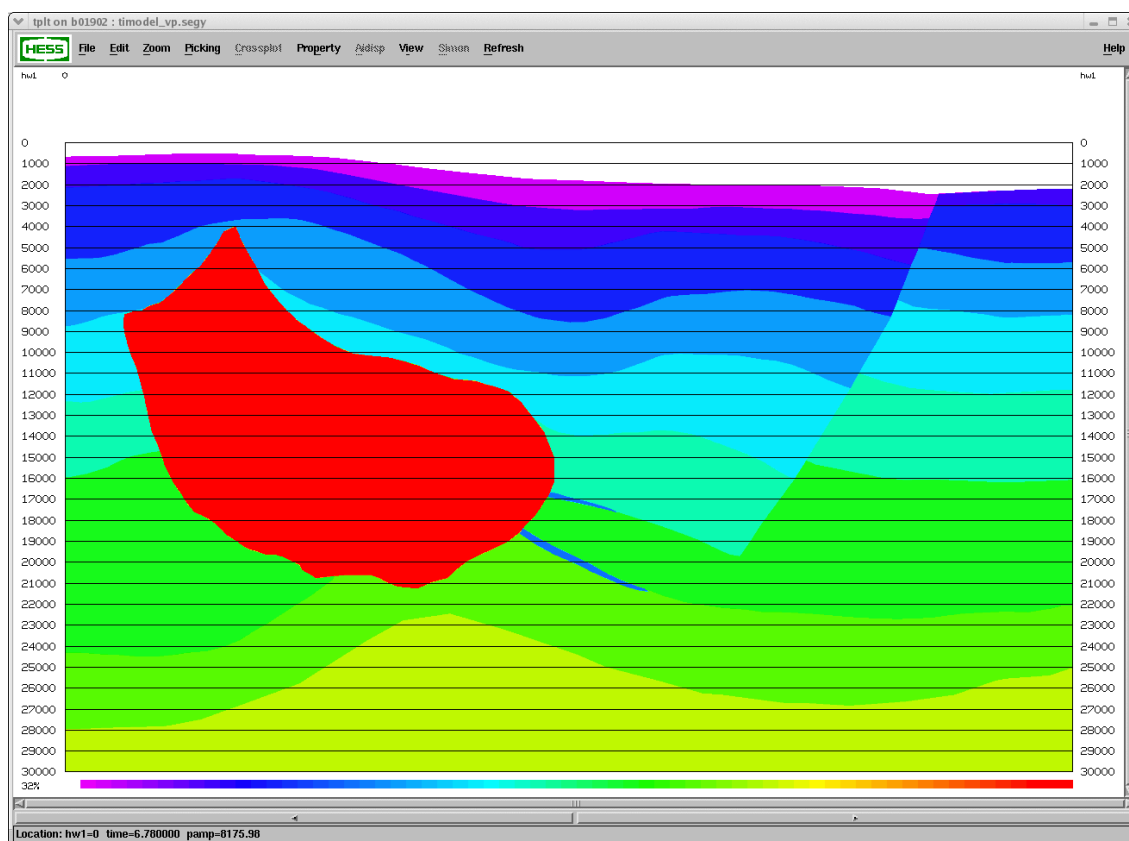


Рис. 4.19. Синтетична швидкісна модель, яка взята за основу тесту із комплексної інверсії даних сейсмо- та гравірозвідки.

Ця модель являє собою шарувате середовище, ускладнене присутністю соляного тіла та розлому із значною амплітудою зміщення.

Обидві структури здатні створити гравітаційні аномалії. Також обидві структури створюють області низької когерентності сигналу сум трас СГТ на сейсмічних даних. На рисунку 4.20 наведений приклад сейсмічних трас із нульовим виносом, розрахованих для цієї моделі кінцево-різницевим методом.

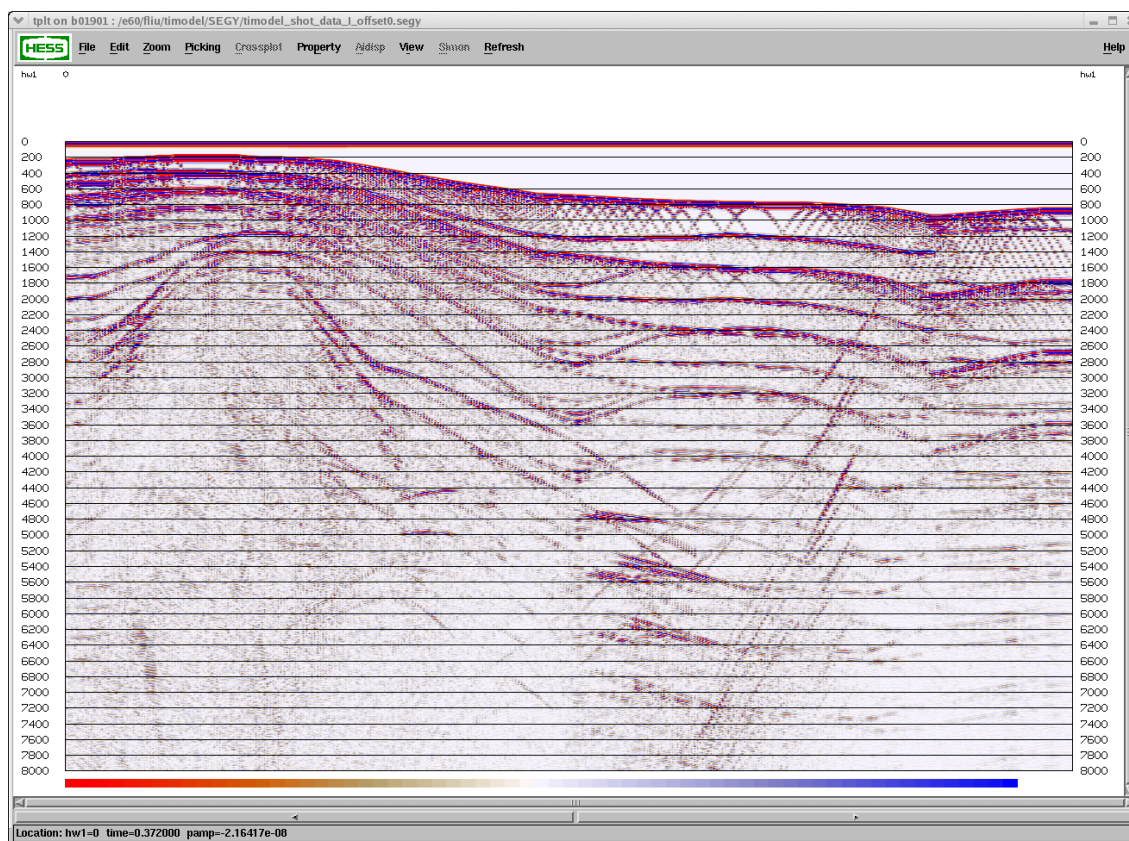


Рис. 4.20. Сейсмічні траси з нульовим виносом, розраховані кінцево-різницевим методом на основі синтетичної швидкісної моделі.

На рисунку поверхня розлому практично не простежується. Також відбиваючі горизонти нижче соляного тіла не простежуються. Слід зауважити, що це лише траси з нульовим виносом. При обчисленні суми трас СГТ картина буде ще гіршою, оскільки соляне тіло та розлом призведуть до сильного зміщення положень відбиваючих елементів від їх дійсного положення.

Для цілей перевірки роботи запропонованого у другому розділі методу, модель була зменшена з порядку мільйонів комірок до порядку тисяч комірок, що дозволило значно зменшити часи розрахунків при тестуванні різних параметрів інверсії, зберігши при цьому всі основні риси моделі. Модель, що після масштабування була використана для розрахунків синтетичних часів пробігів та аномалій сил тяжіння, зображена на рисунку 4.21.

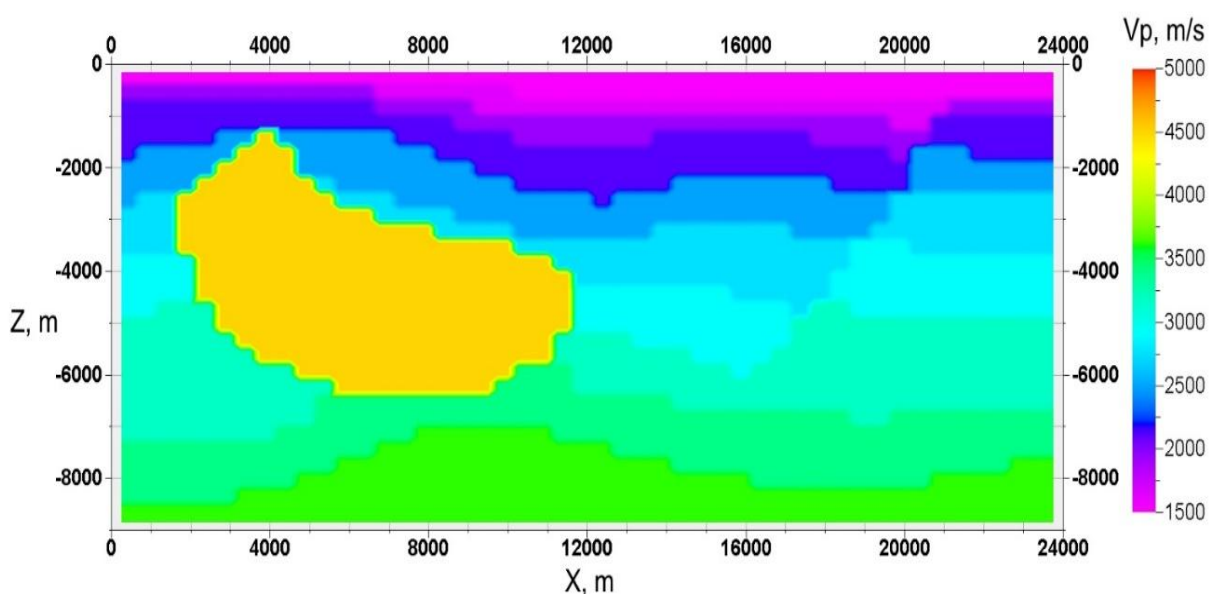


Рис. 4.21. Синтетична швидкісна модель, яка використана безпосередньо для тестування методу комплексної інверсії. Модель створена на основі даних компанії HESS, що вільно розповсюджуються спільнотою SEG.

Сейсмічні дані, які були розраховані на основі моделі на рисунку 4.21 являють собою часи пробігів сейсмічних променів, відбитих від заданих горизонтів. Для правдоподібності синтетичних даних в якості вхідних сейсмічних даних для інверсії використовувались часи пробігів лише тих сейсмічних променів, які відбилися від відбиваючих границь вище соляного тіла та не в безпосередній близькості із розломом та границями соляного тіла. Оскільки нижче чотирьох кілометрів не

виявилось жодного відбиваючого горизонту, до вхідних даних були додані часи пробігів для ще одного сейсмічного горизонту на глибині вісім кілометрів, що було б неможливим на ранніх етапах інверсії (до знаходження форми соляного тіла) для реальних даних. Доказом цього є рисунок 4.20, на якому не видно жодного глибинного відбиваючого горизонту. Проте на більш пізніх етапах інверсії та глибинної міграції до підсумовування ці глибинні горизонти можливо було б виявити.

У випадку реальних геофізичних даних було б необхідно зняти із сейсмограм часи проходження сейсмічних хвиль для кожної пари джерело-приймач. На рисунку 4.22 показано приклад сейсмічних трас для одного пункту збудження.

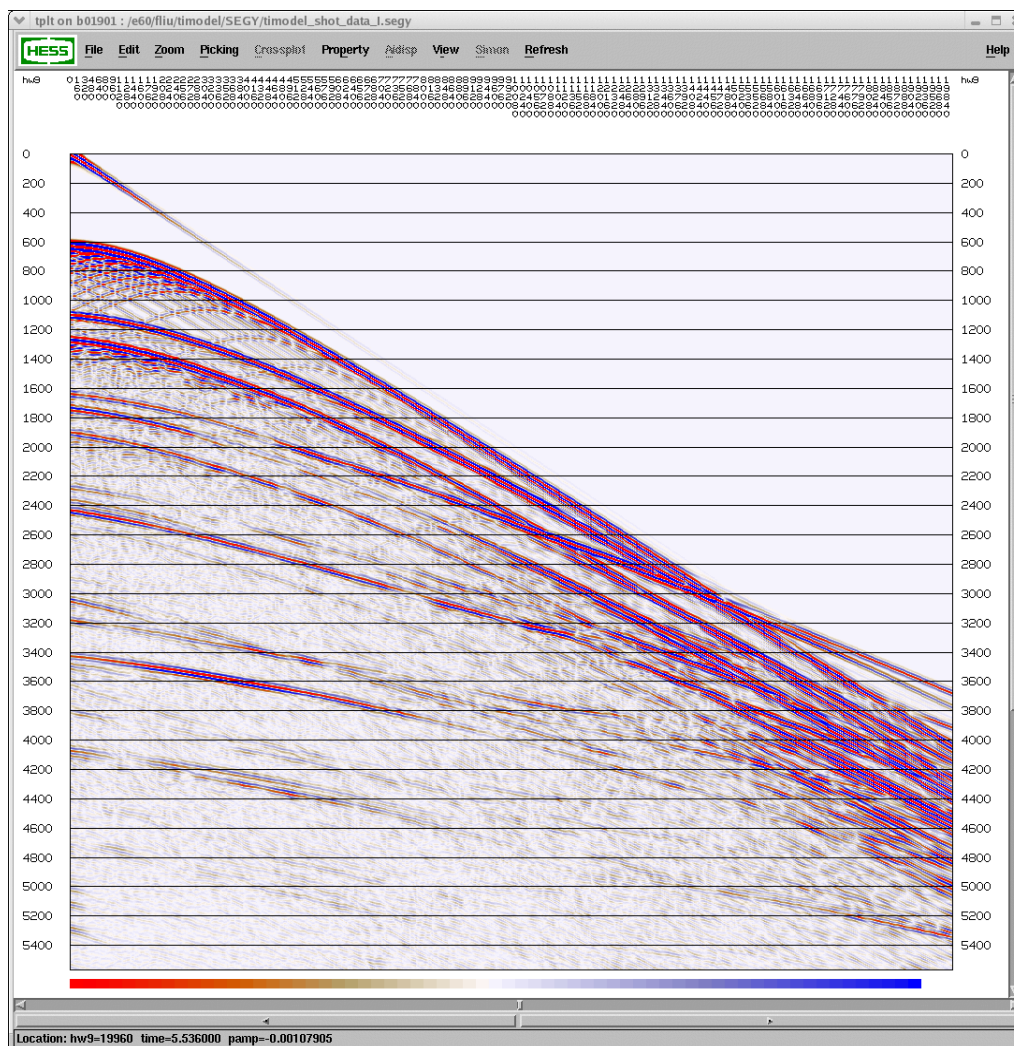


Рис. 4.22. Синтетичні сейсмічні траси для одного пункту збудження.

Часи пробігів сейсмічних хвиль від джерела через відбиваючий горизонт можуть бути виміряні безпосередньо з годографів – кожен відбиваючий горизонт утворює параболу на годографі.

Замість послідовного аналізу годографів кожного пункту збудження можна знімати часи пробігів хвиль із даних, згрупованих по однаковому розносу (легше простежуються відбиваючі горизонти).

Для підготовки реальних гравітаційних даних для інверсії необхідно попередньо вирахувати із аномалій сил тяжіння вплив всіх мас, що знаходяться за межами комірок моделі. Ця задача є непростюю та якість її виконання залежить від розуміння суміжних із досліджуваною ділянкою територій.

Також варто зазначити, що для синтетичного тесту глибина відбиваючих горизонтів вважається відомою. У випадку реальних даних це не так, та глибина відбиваючих горизонтів оцінюється шляхом перетворення з домену часу в домен глибини на основі поточної швидкісної моделі, а потім уточнюються шляхом глибинної міграції до підсумовування через певну кількість ітерацій процесу томографічної інверсії.

Одним із визначальних факторів в процесі створення синтетичних даних для масштабованої моделі було також зменшення кількості каналів для модельованої системи спостереження пропорційно зменшенню кількості комірок моделі. Часи пробігів сейсмічних променів були розраховані для правої однофлангової установки з розносом шість кілометрів та відстанню між сейсмоприймачами 150 м. Така відстань між сейсмоприймачами є дуже великою у порівнянні із сучасними практиками сейсмозвідувальних досліджень, проте пропорція між кількістю комірок та кількістю записів витримана.

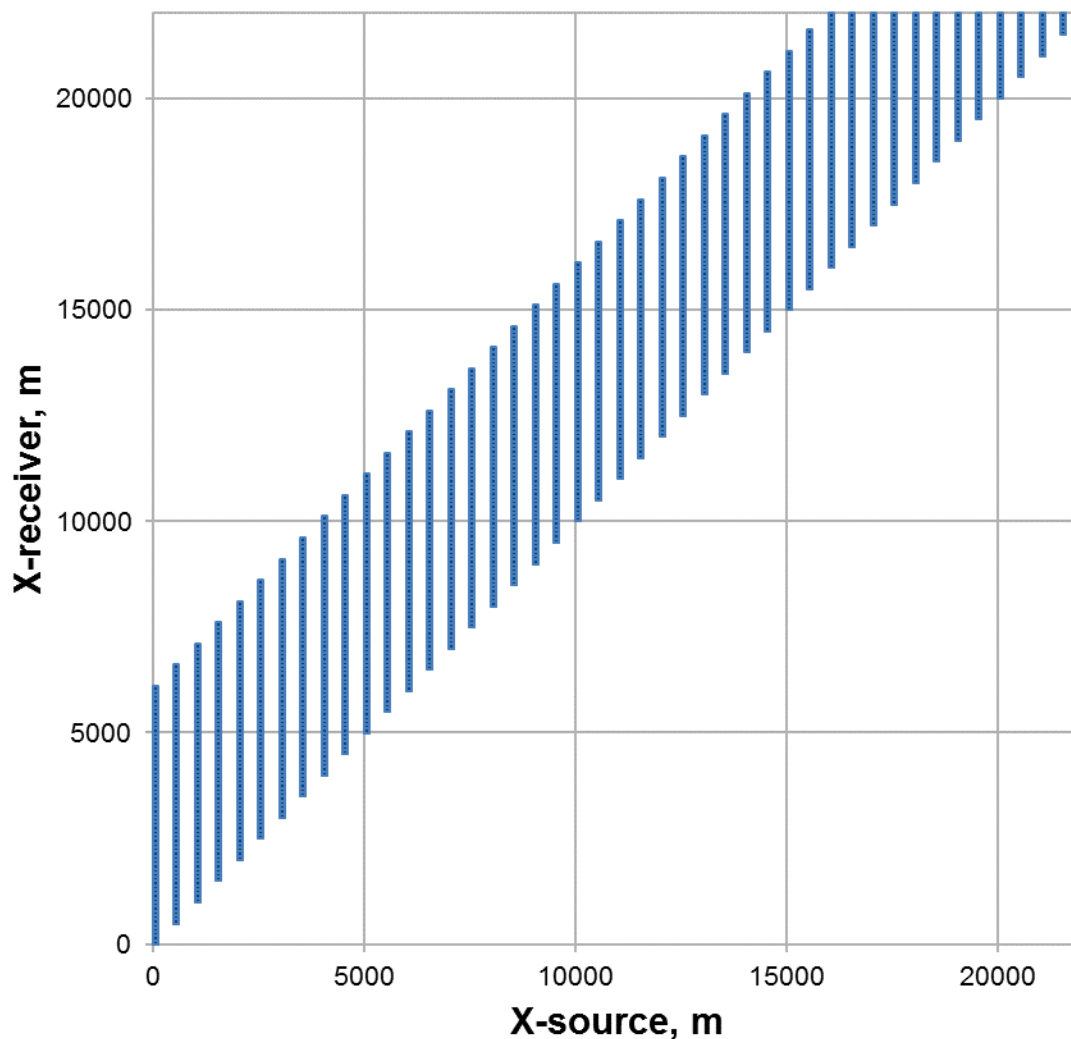


Рис. 4.23. Геометрія спостережень для синтетичної моделі.

При відстані між пунктами збудження в один кілометр (ця величина також є результатом масштабування моделі) та восьми відбиваючих горизонтах в загальній кількості часи пробігів були розраховані для 3600 сейсмічних променів, що з математичної точки зору дозволяє отримати перевизначену систему, що важливо для можливості успішного застосування геофізичної томографії.

Гравітаційний ефект моделі був розрахований для 240-а гравіметричних пунктів, розташованих на відстані 100 м один від одного. Такої кількості вхідних даних явно недостатньо для того, щоб самостійно

вирішити задачу інверсії гравіметричних даних. Проте, як буде показано нижче, включення навіть такої незначної кількості гравіметричних даних до комплексу із даними сейсмозвідки дозволяє суттєво покращити результати інверсії.

Для отримання моделі першого наближення була використана лінійна функція від глибини (рисунок 4.24). Така апроксимація часто використовується на практиці в разі молодих осадових порід.

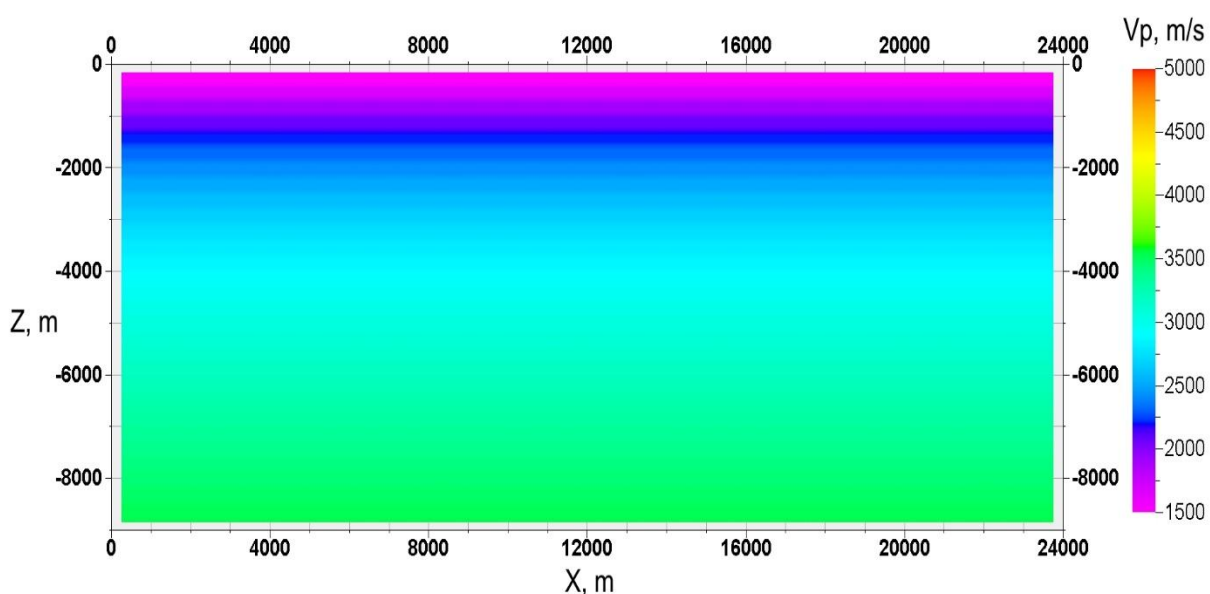


Рис.4.24. Модель першого наближення із монотонним зростанням швидкості із глибиною

Для даної моделі це не є найкращим вибором для першого наближення, оскільки грамотніше було б врахувати розлом і соляне тіло. Однак, зупинившись саме на лінійному наближенні, автор також має на меті протестувати залежність стійкості інверсії від моделі першого наближення.

На рисунку 4.25 представлений результат інверсії часів пробігів сейсмічних променів за допомогою променевої сейсмічної томографії. Як метод інверсії використаний метод одночасної ітеративної

реконструктивної томографії (SIRT). Результат інверсії показав, що в цілому верхня частина розрізу відновлена правильно. Унаслідок того, що був доданий один горизонт нижче соляного тіла, на моделі видно «смуги» з високими швидкостями, однак всередині самого соляного тіла значення швидкості залишилися незмінними.

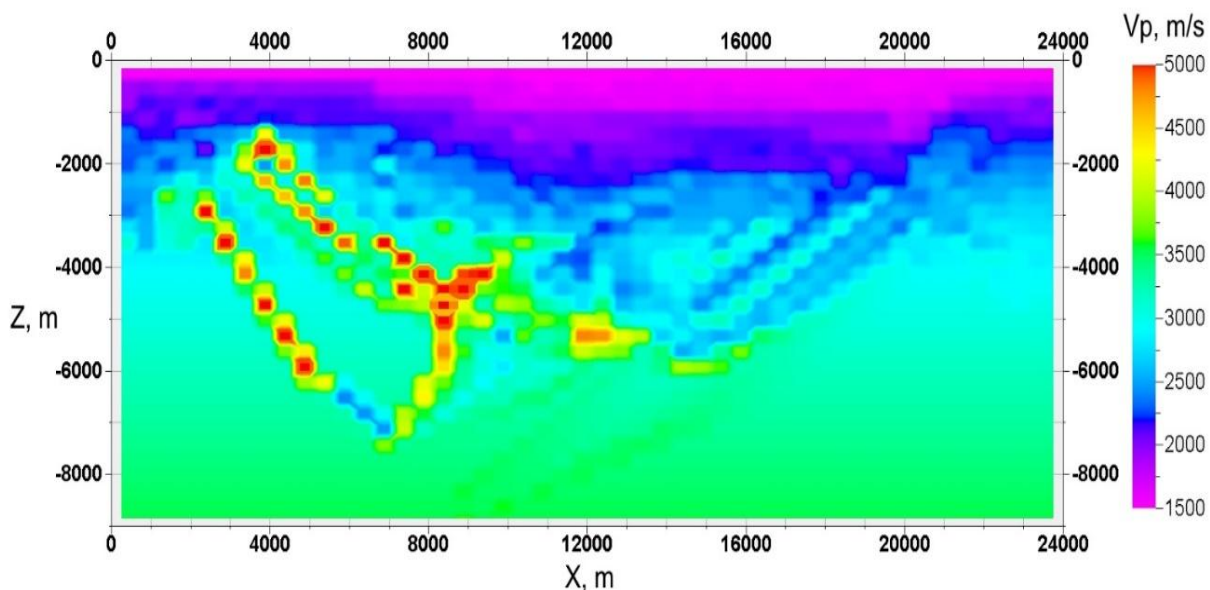


Рис. 4.25. Результат інверсії сейсмічних даних. Швидкісна модель після ста ітерацій променевої томографії.

Ще одне важливе спостереження щодо томографічної інверсії часів пробігів - система спостережень забезпечила багаторазове перекриття комірок моделі сейсмічними променями. На жаль, на практиці ми часто стикаємося з подібною ситуацією, коли система спостережень далека від ідеалу. Саме тому і виникає потреба у використанні комплексу геофізичних даних.

Для поліпшення якості інверсії при наявності того ж і самого набору даних можна було б вдаватися до наступної стратегії: почати з великих за розміром комірок і поступово переходити до комірок меншого розміру після певної кількості ітерацій, що дозволить уникнути комірок, значення

параметрів яких жодного разу не змінювалися в зв'язку з тим, що через них не проходять сейсмічні промені.

Згідно з розробленою автором теорії методу інверсії комплексу даних сейсмозв'язки та гравірозв'язки спочатку необхідно побудувати функціональну залежність між параметрами повільності (обернена величина до швидкості) і густини. На рисунку 4.26 наведено графік значень густини σ як функції повільності s . За винятком двох порід (а також води, не показаної на цьому графіку) співвідношення між повільністю і щільністю можна описати у вигляді статистичної функції.

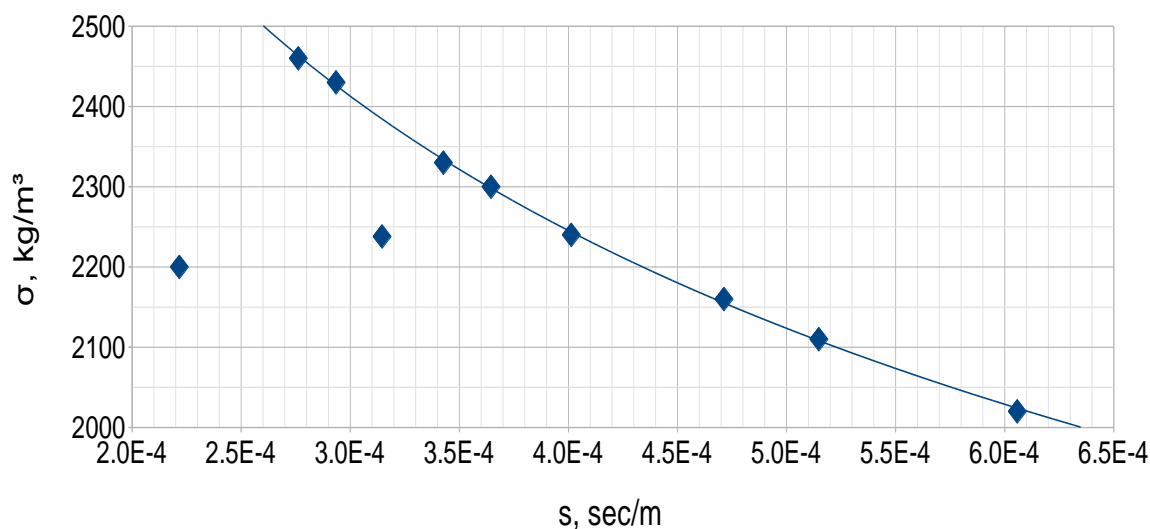


Рис. 4.26. Залежність густини від швидкості для десяти літотипів, представлених у розрізі синтетичної моделі (на основі даних компанії HESS, які вільно розповсюджуються спілкою SEG).

Коефіцієнти цієї степеневі функції за величиною співпадають з коефіцієнтами рівняння Гарднера [32]. Для того, щоб врахувати дві породи, які випадають з тренду, в функцію вставлені виключення, встановлюючи значення густини солі при певних діапазонах повільностей.

Для реалізації комплексної інверсії на основі тих же даних була також побудована обернена функція швидкості від густини.

На рисунку 4.27 наведено результат інверсії комплексу даних сейсмозв'язки та гравірозв'язки за допомогою методу SIRT згідно підходу, запропонованого у даному дисертаційному дослідженні. Перше, що варто відзначити - соляне тіло дуже чітко проглядається на швидкісній моделі.

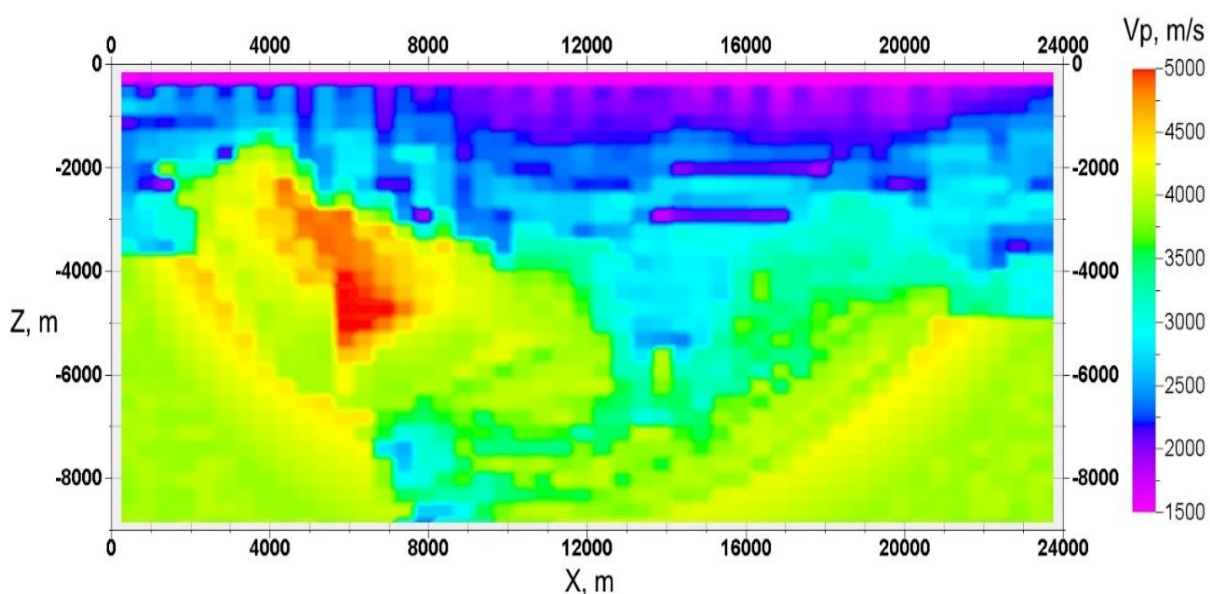


Рис. 4.27. Результат інверсії комплексу даних сейсмометрії та гравіметрії. Швидкісна модель після ста ітерацій методом SIRT.

Швидкість в межах соляного тіла відновлена правильно як мінімум для третини цього тіла. Інша частина має значення швидкостей, значно вище ніж у осадових порід, що і дозволяє виділити контур соляного тіла візуально. Розлом також проглядається, особливо у верхній його частині, при цьому він поступово розмивається з глибиною. Це пов'язано з недостатньою кількістю променів, що проходять через нижню частину розлому (всі крім одного горизонту нижче солі були виключені з вхідних даних для інверсії).

Також слід відзначити появу декількох артефактів у вигляді горизонтальних смуг з низьким значенням швидкості. Найімовірніше, це пов'язано з функцією, яка переводить швидкість в густину і навпаки, та має декілька винятків для врахування солі і води, які випадають з регресійної кривої. Незважаючи на це тест показує, що додавання навіть незначної кількості рівнянь з гравітаційними даними в систему рівнянь з сейсмічними дозволяє значно поліпшити результат інверсії при наявності соляних покладів.

ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 4

Результати перевірки нового методу інверсії комплексу даних сейсмо- та гравіметрії на основі одночасної ітеративної реконструкції показали його ефективність для моделей, ускладнених соляними тілами, які створюють області низької когерентності трас СГТ. Також розроблене автором програмне забезпечення показало його ефективність для інверсії даних сейсмічних досліджень для вирішення інженерних задач та було перевірено на даних міжсвердловинних прозвучувань на підприємстві КПВД Енергопроект.

Матеріали цієї частини дослідження увійшли в першу чергу до звіту з бюджетної теми № 11БФ049-02 «Розробка теорії та методології побудови динамічних геолого-геофізичних моделей геологічних об'єктів і процесів», а саме підрозділу «Розробка теоретичних основ геофізичної томографії складнопобудованих геологічних середовищ». Окрім цього результати досліджень, отримані в цьому розділі, увійшли до чотирьох публікацій за напрямком дисертаційних досліджень та були продемонстровані на трьох наукових конференціях.

ВИСНОВКИ

Автором було досягнуто мети досліджень та виконано всі основні наукові задачі, поставлені перед даним дисертаційним дослідженням. Основні наукові результати дисертаційного дослідження наступні:

1. Розроблено новий методологічний підхід до комплексної інверсії геофізичних даних із залученням моделювання петрофізичних властивостей. Даний підхід робить можливим поєднання часів пробігів та/або амплітуд сейсмічних променів та значень аномалій гравітаційного поля в одну систему рівнянь за рахунок моделювання взаємозв'язків між густиною та пружними параметрами середовища.
2. Вдосконалено метод сейсмічної променевої томографії для можливості обробки великих масивів сейсмічних даних. Вдосконалення стосуються збільшення ефективності роботи із машинною пам'яттю та можливості вирішувати задачу трасування променів та знаходження поправок в багато-поточному або паралельному режимах.
3. Вперше розроблено метод інверсії гравітаційних даних на основі методу одночасної ітеративної реконструкції (SIRT). Перевагою розробленого методу є можливість вирішувати обернену задачу гравірозвідки використовуючи теоретичні положення та алгоритми сейсмічної томографії, а також поєднувати сейсмічну та гравітаційну томографію в один комплекс.
4. Вперше введено блочну систему лінійних алгебраїчних рівнянь для комплексу гравітаційних та сейсмічних даних, яка дозволяє виконувати комплексну томографічну інверсію з використанням повільності поздовжніх хвиль як шуканого параметру.
5. Вперше розроблено метод комплексної томографічної інверсії даних

сейсмо- та гравірозвідки на основі методу одночасної ітеративної реконструкції (SIRT). Даний метод дозволяє суттєво покращити результати томографічної інверсії даних сейморозвідки при наявності зон низької когерентності сигналу СГТ викликаних присутністю розломів із великою амплітудою та соляних тіл.

6. Результати досліджень були апробовані на реальних даних наданих підприємством КІВД «Енергопроект» та на синтетичних даних створених компанією HESS для тестування методів міграції сейсмічних даних та вільно розповсюджуваних спілкою SEG. Результати апробації показали готовність запропонованих в дисертації методів до вирішення практичних задач розвідувальної геофізики.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Вижва С. Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів / С. Вижва. - Київ: Обрії, 2004. - 234 с.
2. Вижва С. Гравімагнітна томографія: становлення і перспективи розвитку / С. Вижва, Г. Продайвода, П. Грищук // Вісник Київського національного університету "Геологія". - 2010. - №48. - С. 33-35.
3. Вижва С. Методологічні і теоретичні принципи сейсмогравітаційної томографії / С. Вижва, Г. Продайвода, І. Віршило // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. - 2010. - № 48. - С. 29 - 33.
4. Корбунов А. Теория интерпретации данных гравиметрии для сложнопостроенных сред / А. Корбунов - К: УМК ВО, 1989. - 102 с.
5. Продайвода Г. Математичне моделювання геофізичних параметрів. Навчальний посібник / Г. Продайвода, С. Вижва - К.: ВЦ "Київський університет", 1999. - 112 с.
6. Продайвода Г. Сейсмогравітаційний метод визначення мінерального складу геологічного середовища / Г. Продайвода, І. Віршило, О. Козіонова, Т. Продайвода // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. - 2005. - № 34-35. - С. 58-61.
7. Тимошин Ю. Импульсная сейсмическая голография / Ю. Тимошин. - Москва: Недра, 1978. - 285 с.
8. Тройнич К. Комплексная инверсия данных сейсморазведки и гравиразведки методом SIRT / К. Тройнич // Весник Карагандиского университета. - 2016. - №2 (63). С. 50-54.
9. Тройнич К. Геофізична томографія: сучасний стан та перспективи

- впровадження для розв'язання задач нафтогазової геології / К. Тройніч, Б. Матвійчук, С. Вижва // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. - 2014. - Вип. 4. - С. 59-63.
10. Тройніч К. Ефективний алгоритм сейсмічної променевої томографії при обробці великих масивів сейсмічних даних / К. Тройніч, С. Вижва // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. - 2014. - Вип. 3. - С. 77-82.
11. Тройніч К. Застосування методу SIRT для інверсії даних гравіметрії / К. Тройніч // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. - 2015. - Вип. 3. - С. 55-58.
12. Тройніч К. Комплексна інверсія геофізичних даних із залученням моделювання петрофізичних властивостей / К. Тройніч // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. - 2015. - Вип. 4. - С. 67-71.
13. Aifei B. Optimization for fast ray tracing in block structure models / B. Aifei, Y. Wenhui // CPS/SEG International Geophysical Conference & Exposition. - 2009. - С. 4-7.
14. Aki K. Quantitative Seismology. Theory and Methods, Vol. II / K. Aki, P. Richards. - San Francisco: W.H. Freeman, 1980. - 373 с.
15. Anderson D. Seismic tomography / D. Anderson, A. Dziewonski // Scientific American. - 1984. - № 10. - С. 60-68.
16. Becht A. Inversion strategy in crosshole radar tomography using information of data subsets / A. Becht, J. Tronicke, E. Appel // Geophysics. - 2004. - 1. - С. 222-230.
17. Benxi K. Fat ray first arrival seismic tomography and its application / K. Benxi, Z. Jianzhong, C. Baofu, Z. Bo // SEG Technical Program Expanded Abstracts, 2007. - С. 2822-2826.
18. Bishop T. Tomographic determination of velocity and depth in laterally

- varying media / T. Bishop, K. Bube, R. Cutler, R. Langan, P. Love, R. Shuey, D. Spindler, H. Wyld // *Geophysics*. - 1985. - № 6 - C. 903-923.
19. Bois P. Well-to well seismic measurements / P. Bois, M. LaPorte, M. LaVergne // *Geophysics*. - 1972. - №3. - C. 471-480.
20. Bording R. Principles of travelttime tomography / R. Bording, L. Lines, J. Scales, S. Treitel. // SEG continious education notes, Geophysical inversions and applications. - 1986.
21. Bosch M. The optimization approach to lithological tomography: Combining seismic data and petrophysics for porosity prediction / M. Bosch // *Geophysics*. - 2004. - №5. - C. 1272-1282.
22. Bregman N. Crosshole seismic tomography / N. Bregman, R. Bailey // *Geophysics*. - 1989. - №2. - C. 200-215.
23. Cao J. Conductivity tomography at two frequencies / J. Cao, Z. He, J. Zhu, P. Fullagar // *Geophysics*. - 2003. - №2. - C. 516-522.
24. Cavalca M. Ray-based Tomography for Q Estimation and Q Compensation in Complex Media / M. Cavalca, I. Moore, L. Zhang, S. Ng, R. Fletcher // EAGE Conference, Vienna. - 2011. - E044
25. Chang X. 3-D tomographic static correction / X. Chang, Y. Liu, H. Wang, F. Li, J. Chen // *Geophysics*. - 2002. - №4. - C. 1275-1285.
26. Cheng N. Minimum travelttime calculation in 3-D graph theory / N. Cheng, L. House // *Geophysics*. - 1996. - №6. - C. 1895-1898.
27. Chiu S. Tomographic determination of three-dimentional seismic velocity structure using well logs, vertical seismic profiles, and surface seismic data / S. Chiu, R. Stewart // *Geophysics*. - 1987. - № 8. - C. 1085-1098.
28. Cutler R. Seismic Tomography: Formulation and Methodology / R. Cutler, T. Bishop, H. Wyld, R. Shuey, R. Kroeger, R. Jones, M. Rathbun // *Geophysics*. - 1983. - №1. - C. 19-20.
29. Daily W. Cross-borehole resistivity tomography / W. Daily, E. Owen //

- Geophysics. - 1991. - №8. - C. 1228-1235.
30. Dougherty D. Optimal 3-d geophysical tomography, 249-256 / D. Dougherty // Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. - 1998. - C. 249-256.
31. Durrani T. The Radon transform and its properties / T. Durrani // Geophysics. - 1984. - №8. - C. 1180-1187.
32. Gardner G. Formation velocity and density-the diagnostic basics for stratigraphic traps / G. Gardner, L. Gardner, D. Gregory // Geophysics. - 1974. - №.6 - C. 770-780.
33. Gheshlaghi F. Data Pre-Processing in Cross-Hole Geotomography / F. Gheshlaghi, J. Santamarina // Journal of Environmental and Engineering Geophysics. - 1998. - №.1 - C. 41-47.
34. Guillaume P. Multi-layer tomography and its application for improved depth imaging / P. Guillaume, S. Hollingworth, X. Zhang, A. Prescott, R. Jupp, G. Lambare, O. Pape // SEG Technical Program Expanded Abstracts. - 2012. - C. 1-5.
35. Ha'az I. Relations between the potential of the attraction of the mass contained in a finite rectangular prism and its first and second derivatives / I. Ha'az // Intezet Geofiz. Kozlemenyek. - 1953. - № 7. - C. 57-66.
36. Hacker B. Subduction Factory 3: An Excel worksheet and macro for calculating the densities, seismic wave speeds, and H₂O contents of minerals and rocks at pressure and temperature. / B. Hacker, G. Abers // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. - 2004. - № 1. - C. 1-7.
37. Han D. Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones / D. Han, A. Nur, D. Morgan // Geophysics. - 1986. - №11. - C. 2093-2107.
38. Heincke, Jegen, Moorkamp - 2010 - Adaptive coupling strategy for simultaneous joint inversions that use petrophysical information as con
39. Historical development of the gravity method in exploration /

- M. Nabighian, M. Ander, V. Grauch та ін. // *Geophysics*. - 2005. - № 6. - C. 63ND-89ND.
40. Kaczmarz S. Approximate solution of systems of linear equations / S. Kaczmarz // *International Journal of Control*. - 1993. - № 6. - C. 1269-1271.
41. Lambare G. Non-linear tomography for time imaging / G. Lambare, N. Deladerriere, Y. Traonmilin, J. Toure, J. Le-moigne, C. France // *SEG Technical Program Expanded Abstracts*. - 2009. - №. - C. 3984-3988.
42. Langan R. Tracing of rays through heterogeneous media: An accurate and efficient procedure / R. Langan, I. Lerche, R. Cutler // *Geophysics*. - 1985. - №9. - C. 1456-1465.
43. Lee T. Electromagnetic travelttime tomography using an approximate wavefield transform / T. Lee, J. Suh, H. Kim, Y. Song, K. Lee // *Geophysics*. - 2002. - №1. - C. 68-76.
44. Lelièvre P. Joint inversion of seismic traveltimes and gravity data on unstructured grids with application to mineral exploration / P. Lelièvre, C. Farquharson, C. Hurich // *Geophysics*. - 2012. - №1. - K1-K15.
45. Li Y. 3-D inversion of gravity data / Y. Li, D. Oldenburg // *Geophysics*. - 1996. - № 1, C. 109-119.
46. Li Y. 3-D inversion of magnetic data / Y. Li, D. Oldenburg // *Geophysics*. - 1996. - № 7. - C. 394-408.
47. Lines L. Applications of tomography to borehole and reflection seismology / L. Lines // *The Leading Edge*. - 1991. - №10. - C. 11-17.
48. Lines L. Cooperative inversion of geophysical data / L. Lines, A. Schultz, S. Treitel // *Geophysics*. - 1998. - № 1. - C. 8-20.
49. Lines L. Integrated reservoir characterization: Beyond tomography / L. Lines, H. Tan, S. Treitel, J. Beck, R. Chambers, J. Eager, M. Van Schaak // *Geophysics*. - 1995. - №2. - C. 354-364.
50. Lines L. Poor Man's Anisotropic Travelttime Tomography / L. Lines //

- SEG Technical Program Expanded Abstracts. - 1991. - C. 83-86.
- 51.Lo T. Fundamentals of Seismic Tomography. / T. Lo, P. Inderwiessen - SEG, Geophysical Monograph Series, 1994. - 187 c.
- 52.Lortzer G. An integrated approach to lithologic inversion-Part I: Theory / G. Lortzer, A. Berkhout // Geophysics. - 1992. - №2. - 233-244.
- 53.McMechan G. Seismic tomography in boreholes / G. McMechan // Geophysical Journal International. - 1983. - №.2 - C. 601-612.
- 54.Moser T. Shortest path calculation of seismic rays / T. Moser // GEOPHYSICS. - 1991. - №1. - C. 59-57.
- 55.Panzner M. 3D gravity inversion constrained by stereotomography / M. Panzner, J. Ebbing, M. Jordan // SEG Technical Program Expanded Abstracts. - 2011. - №. - C. 866-871.
- 56.Parsons T. A simple algorithm for sequentially incorporating gravity observations in seismic traveltime tomography / T. Parsons, R. Blakely, T. Brocher // International Geology Review. - 2001. - №12. - C. 1073-1086.
- 57.Pei D. Three-dimensional traveltime tomography via LSQR with regularization / D. Pei // SEG Technical Program Expanded Abstracts. - 2009. - №. - C. 4004-4008.
- 58.Phillips W. Traveltime tomography: A comparison of popular methods / W. Phillips, M. Fehler // Geophysics. - 1991. - №10. - C. 1639-1649.
- 59.Rondall J. Automatically regularized nonnegative solutions for ill conditioned linear systems / J. Rondall // Inverse Problems in Engineering Seminar. - 2006. - C. 1-13.
- 60.Russell B. Introduction to Seismic Inversion Methods / B. Russell. Society of Exploration Geophysicist. - 1988. - 178 c.
- 61.Stewart R. Exploration seismic tomography: Fundamentals / R. Stewart, S. Domenico. - Society of Exploration Geophysicists. - 1991. - 201 c.
- 62.Stewart R. Tomographic Imaging of a Heavy Oil Reservoir Using Well

- Logs VSP and 3-D Seismic / R. Stewart, S. Chiu // SEG Annual Meeting. - 1986. - C. 5-7.
63. Vidale J. Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions / J. Vidale // Geophysics. - 1990. - №5. - C. 521-526.
64. Virshylo I. From traveltimes to composition: a new inversion algorithm for seismic and gravity data / I. Virshylo, K. Troinich, B. Matviichuk // 14th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM. - 2014. - c. 451-458.
65. Witten A. Seismic Reflection Diffraction Tomography / A. Witten // Journal of Environmental and Engineering Geophysics. - 1996. - №5. - C. 205-213.
66. Woodward M. A decade of tomography / M. Woodward, D. Nichols, O. Zdraveva ra ih. // Geophysics. - 2008. - №5. - C. VE5-VE11.
67. Woodward M. Wave-equation tomography / M. Woodward // Geophysics. - 1992. - №57. - C. 15-26.
68. Wu R. Diffraction tomography and multisource holography applied to seismic imaging / R. Wu, M. Toksoz // Geophysics. - 1987. - №1. - C. 11-25.
69. Zhang J. Fat ray tomography with optimal relaxation factor / J. Zhang, U. Xiamen, B. Zhao, H. Zhou // SEG International Exposition and Annual Meeting. - 2009. - C. 4044-4048.
70. Zhou C. Multiparameter joint tomography for TTI model building / C. Zhou, J. Jiao, S. Lin, J. Sherwood, S. Brandsberg-Dahl // Geophysics. - 2011. - №5. - C. WB183-WB190.
71. Zhou D. 3D Joint Inversion of Seismic Traveltime and Gravity Data: A Case Study / D. Zhou, D. O'Connell, W. Wang, J. Zhang // SEG Annual Meeting. - 2014. - 5 c.
72. Zhou H. Multiscale deformable-layer tomography / H. Zhou // Geophysics. - 2006. - №3. - C. R11-R19.

73. Zhou H. Multiscale traveltime tomography / H. Zhou // Geophysics. - 2003. - №5. - C. 1639-1649.