

**КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
імені ТАРАСА ШЕВЧЕНКА**

Вижва Андрій Сергійович

УДК 550.834.05

**ІНВАРІАНТНО-ПОЛЯРИЗАЦІЙНИЙ МЕТОД ВИЗНАЧЕННЯ
ПРУЖНИХ ПОСТІЙНИХ ТА СИМЕТРІЇ ГІРСЬКИХ ПОРІД ЗА
ДАНИМИ ВСП**

Спеціальність 04.00.22 – геофізика

**Дисертація
на здобуття наукового ступеня
кандидата фізико-математичних наук**

Київ – 2016

Зміст

ВСТУП.....	4
РОЗДІЛ 1. ОЦІНКА СУЧАСНОГО СТАНУ ВРАХУВАННЯ АКУСТИЧНОЇ ТА ПРУЖНОЇ АНІЗОТРОПІЇ ПРИ ПРОВЕДЕННІ ПОЛЬОВИХ СЕЙСМІЧНИХ ТА СЕЙСМОАКУСТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ.	10
1.1. Сучасний стан дослідження анізотропії пружних хвиль і симетрії геологічного середовища.....	10
1.2. Математичне моделювання сейсмічного хвильового поля геологічного середовища з однонаправленою системою тріщин	13
1.2.1. Алгоритм чисельних розрахунків сейсмічного хвильового поля, яке збурюється точковим джерелом типу «вибух», в нескінченному поперечно- ізотропному тріщинуватому геологічному середовищі.....	14
1.2.2. Результати чисельних розрахунків сейсмічного хвильового поля від точкового джерела типу «вибух» в моделі тріщинуватого граніту	17
1.3. Способи визначення акустопружних характеристик гірських порід для вирішення задач пошуків і розвідки родовищ вуглеводнів.....	19
РОЗДІЛ 2. АНІЗОТРОПІЯ ПРУЖНИХ ХВИЛЬ ГЛИНИСТИХ МІНЕРАЛІВ ...	22
2.1. Вплив шаруватості на анізотропію пружних властивостей глинистих мінералів.....	23
2.2. Кількісна оцінка пружної анізотропії глинистих мінералів	31
2.3. Параметри анізотропії пружних хвиль породоутворюючих глинистих мінералів.....	34
2.4. Висновки до розділу	41
РОЗДІЛ 3. ІНВАРІАНТНО-ПОЛЯРИЗАЦІЙНИЙ СЕЙСМІЧНИЙ МЕТОД ВИЗНАЧЕННЯ ПРУЖНОЇ СИМЕТРІЇ І ПРУЖНИХ СТАЛИХ ТОВЩІ ГІРСЬКИХ ПОРІД.....	43
3.1. Анізотропія швидкостей сейсмічних хвиль у геологічному середовищі...	43
3.2. Метод інверсії азимутальної залежності променевих або фазових швидкостей пружних хвиль різної поляризації в пружні сталі геологічного середовища.....	44

3.3. Експериментальні дані для визначення повного набору компонент тензорної матриці пружних сталих осадових відкладів в триклінному наближенні	49
3.4. Параметри анізотропії об'ємних пружних хвиль в осадових товщах	59
3.5. Поверхні рефракції і хвильові поверхні розповсюдження сейсмічних хвиль в азимутальних анізотропних осадових товщах	68
3.6. Лінійна стискаємість і характеристичні поверхні динамічних модулів пружності осадових відкладів.....	71
3.7. Висновки до розділу	79
РОЗДІЛ 4. ПОВЕРХНЕВИЙ ГОДОГРАФ ВІДБИТОЇ КВАЗІПОЗДОВЖНЬОЇ СЕЙСМІЧНОЇ ХВИЛІ В АНІЗОТРОПНОМУ ШАРУВАТОМУ СЕРЕДОВИЩІ І ОЦІНКА СТУПЕНЯ ЙОГО ВІДХИЛЕННЯ ВІД ГІПЕРБОЛОЇДА	81
4.1 Форма кінематичної поправки при моделюванні геологічного середовища	81
4.2. Задача побудови площинного годографа відбитої квазіпоздовжньої хвилі для горизонтального товстошаруватого анізотропного середовища триклінної симетрії.....	84
4.3. Алгоритм програми розрахунку 3D годографа відбитої хвилі для горизонтально залягаючого товстошаруватого анізотропного середовища....	89
4.4. Негіперболоїдність площинного годографа відбитої квазіпоздовжньої хвилі для азимутально анізотропного горизонтально шаруватого середовища	95
4.5. Висновки до розділу	102
ВИСНОВКИ	103
Бібліографія.....	105

ВСТУП

Актуальність теми. Найбільш перспективними методами щодо виявлення пасток вуглеводнів різної природи, дослідження їх геологічної будови, прогнозу літології і фільтраційно-ємнісних параметрів є сейсмічні і сейсмоакустичні методи. Останні десятиліття відзначаються бурхливим розвитком технологій польових досліджень, зокрема масовим впровадженням 3D сейсмічних зйомок, запровадженням широкоазимутальних та багатохвильових досліджень. Особливо необхідно відзначити прогрес у методах обробки, інтерпретації та візуалізації сейсмічних даних.

В той же час, точне і коректне вирішення прямої і оберненої задачі сейсмоакустики вимагає оцінки впливу на пружні та акустичні характеристики мінерального складу, структури пустотного простору, параметрів пустотних наповнювачів, напружено-деформованого стану. Проведення сейсмічних побудов на основі ізотропних та спрощених поперечно-анізотропних апроксимацій часто приводить до значних похибок при визначенні положення відбиваючих границь та оцінці перспектив окремих об'єктів.

Ультразвукові дослідження на керні осадових гірських порід проведені як вітчизняними, так і закордонними дослідниками (Александров К.С., Продайвода Г.Т.) переконливо показали, що в своїй більшості симетрія матриці пружних постійних є ромбічною або триклінною. В силу цілого ряду об'єктивних чинників, розповсюдження хвиль у низькосиметричному анізотропному середовищі носить дуже складний характер, тому в практиці сейсмічних досліджень для чисельних розрахунків фазових і променевих швидкостей застосовують спрощені лінеаризовані моделі з використанням параметрів анізотропії Томсона і Цванкіна. При цьому залишаються відкритими питання достовірності отриманих даних при відсутності експериментальних визначень повного набору пружних постійних та реальних даних про азимутальну анізотропію сейсмічних хвиль в осадових товщах.

В зв'язку з цим є актуальною розробка сейсмічного методу визначення

матриці пружних постійних та її симетрії за даними польових сейсмічних спостережень, а також оцінки реальних значень параметрів азимутальної анізотропії сейсмічних хвиль. Особливо важливою також є можливість визначення ступеня відхилення ізохрон поверхневого годографа відбитих хвиль від гіперболоїда та оцінка надійності визначення кінематичних поправок за даними апроксимаційних моделей.

Вирішенню цієї та частини інших проблем і присвячена дана робота.

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

Дисертаційну роботу виконано на кафедрі геофізики в НДІ теоретичної та прикладної геофізики Науково-навчального інституту «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Вона нерозривно пов'язана з виконанням планів науково-дослідних робіт університету. Більшість результатів отримано при виконанні держбюджетних та госпдоговірних науково-дослідних тем (державні реєстраційні номери 0168U010311, 0106U00058551) та теми №11БФ049-02 «Розробка теорії та методології побудови динамічних геолого-геофізичних моделей геологічних об'єктів і процесів», у виконанні яких автор брав безпосередню участь.

Метою роботи є розробка ефективного сейсмічного методу визначення пружних постійних та симетрії товщ гірських порід за даними поверхневих і свердловинних досліджень та нових підходів до оцінки ступеню негіперболоїдності годографа відбитих хвиль у випадку низької симетрії середовища.

Основні завдання досліджень:

1. Проаналізувати сучасний стан врахування акустичної та пружної анізотропії при проведенні польових сейсмічних і сейсмоакустичних досліджень.

2. Розробити метод чисельних розрахунків пружних сталих осадових порід в триклінному наближенні за даними спостережень ВСП.

3. Провести розрахунки і побудову стереопроєкцій параметрів пружних

хвиль, поверхонь рефракції, хвильових поверхонь квазіповздовжньої, «швидкої» та «повільної» квазіпоперечних сейсмічних хвиль для осадових товщ гірських порід, оцінити вплив анізотропії геологічного середовища на їх форму.

4. Розробити алгоритм і програму чисельних розрахунків ізохрон поверхневого годографа відбитої квазіповздовжньої сейсмічної хвилі анізотропного шаруватого середовища та оцінити ступінь його відхилення від гіперболоїда.

Об'єктом наукового дослідження є складнобудоване анізотропне низькосиметричне геологічне середовище.

Предмет наукового дослідження – пружні постійні низькосиметричного геологічного середовища (триклінна симетрія і вище), параметри азимутальної анізотропії сейсмічних хвиль та ізохрони поверхневих годографів відбитих хвиль із урахуванням реальної акустичної та пружної анізотропії.

Методи досліджень. В роботі використовувались методи теорії пружності анізотропного середовища, методи цифрової обробки, інтерпретації, математичного моделювання та візуалізації сейсмічних і сейсмоакустичних даних.

Наукова новизна роботи полягає в тому, що:

1. Проведено узагальнення та кількісна оцінка параметрів анізотропії пружних хвиль породотворюючих глинистих мінералів в поперечно-ізотропному наближенні, які добре узгоджуються із результатами експериментальних досліджень.
2. Вперше шляхом інверсії променевих і фазових індикатрис квазіповздовжніх і квазіпоперечних хвиль осадової товщі, які отримано методом ВСП, визначена симетрія та повний набір компонент тензорної матриці пружних сталей осадових порід.
3. Вперше за даними польових сейсмічних спостережень в природному заляганні встановлено параметри азимутальної анізотропії динамічних модулів

пружності осадових товщ різного літологічного складу.

4. Розроблено та апробовано алгоритм і програму чисельних розрахунків ізохрон поверхневого годографа для шаруватого середовища триклінної симетрії.

5. Вперше на реальних пружних сталих для товщі глин встановлено, що симетрія карти ізохрон площинного годографа квазіпоздовжньої хвилі горизонтально шаруватого середовища строго відповідає пружній симетрії глинистого шару.

6. Розроблено метод оцінки кінематичної поправки за негіперболоїдність поверхневого годографа відбитої хвилі.

Практична цінність і впровадження результатів роботи. Використання розроблених методів дозволить значно підвищити точність геологічних побудов за даними польових сейсмічних досліджень.

Результати роботи можна застосовувати при проведенні геологорозвідувальних робіт під час пошуків і розвідки родовищ вуглеводнів та моніторингу небезпечних геологічних процесів.

Проведені дослідження можуть бути використані в навчальних курсах “Обробка даних сейсмозвідки на ЕОМ”, “Моделювання геофізичних полів”, методичних посібниках із обробки та інтерпретації сейсмічних матеріалів.

За результатами досліджень роботи оформлено заявку на винахід [85].

Особистий внесок здобувача. Автором розроблено алгоритми та програмне забезпечення, проведено моделювання, візуалізація та аналіз параметрів пружної анізотропії глинистих мінералів; проведено розрахунки пружних постійних та параметрів акустичної і пружної анізотропії за даними ВСП; розроблено алгоритми та проведено чисельні розрахунки поправок в годографи відбитих хвиль у випадку низької симетрії середовища.

Основні положення та результати, що наведені в дисертаційній роботі, отримано здобувачем особисто та висвітлено в наукових фахових виданнях як в

Україні, так і за кордоном.

Апробація результатів дисертації. Основні положення дисертації та результати досліджень доповідалися на 4 міжнародних конференціях, в тому числі 3 – за кордоном:

- 73rd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC (Vienna, Austria, 23-26 May 2011);
- 74th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC (Copenhagen, Denmark, 4-7 June 2012);
- 75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC, (London, United Kingdom, 10-13 June 2013);
- XII міжнародній конференції «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти» (м. Київ, 12-15 травня 2014).

Публікації. За темою дисертації опубліковано 10 наукових робіт, серед них – 5 статей у наукових журналах та збірниках наукових праць (4 – у фахових виданнях України, 1 – в польському журналі «Oil and Gas»), а також 4 – в матеріалах міжнародних конференцій під егідою EAGE, які входять до науковометричної бази Scopus, 1 заявка на винахід.

Основні результати, які отримано автором, достатньою мірою висвітлені в наукових виданнях. Особистий внесок автора у написаних в співавторстві роботах визначається наступним чином. Постановка задачі, математичне моделювання та результати досліджень, які увійшли до числа основних результатів в дисертаційній роботі, представлено у роботі [62]. У роботі [68] автору належить адаптація математичного апарату, проведення розрахунків і побудов та аналіз отриманих результатів. Автор у роботі [34] виконав розробку окремих алгоритмів, обробку та аналіз отриманих результатів. Постановку задачі та виконання експериментальної частини проведено автором у роботі [70]. У роботі [67] автору належить розробка основних ідей, здійснення випробувань методики на реальних сейсмічних даних, аналіз результатів та формування висновків. У роботах [32, 33, 35, 69] автором особисто

проводились всі обчислення та побудови а також підготовлені і зроблені виступи на конференціях EAGE. В роботі [85] автор виконав всі розрахунки та побудови.

Загальний внесок автора у спільні публікації становить 40%.

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота, загальним обсягом 114 сторінок, складається зі вступу, чотирьох розділів, висновків та списку використаних джерел, що налічує 92 найменування. Основний текст роботи викладено на 105 сторінках; робота містить 33 рисунки та 12 таблиць.

Роботу виконано на кафедрі геофізики Київського національного університету імені Тараса Шевченка під час навчання в аспірантурі.

Автор висловлює велику подяку своєму науковому керівнику, доктору фізико-математичних наук, професору **Продайводі Георгію Трохимовичу** за постійні поради, допомогу та підтримку в написанні дисертації, без діяльної участі якого виконання даної роботи не було б можливим. Автор висловлює щирю подяку доценту кафедри геофізики **Кузьменку Павлу Миколайовичу** за постійну допомогу і підтримку у виконанні роботи, поради та консультації щодо обробки сейсмічних даних.

РОЗДІЛ 1. ОЦІНКА СУЧАСНОГО СТАНУ ВРАХУВАННЯ АКУСТИЧНОЇ ТА ПРУЖНОЇ АНІЗОТРОПІЇ ПРИ ПРОВЕДЕННІ ПОЛЬОВИХ СЕЙСМІЧНИХ ТА СЕЙСМОАКУСТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ.

1.1. Сучасний стан дослідження анізотропії пружних хвиль і симетрії геологічного середовища

Явище анізотропії швидкостей сейсмічних хвиль у геологічному середовищі вже давно привертає увагу дослідників. Зростаючий інтерес до поглибленого вивчення азимутальної сейсмічної анізотропії в нинішній час стимулюється бурхливим розвитком трикомпонентних (3С) азимутальних 3D сейсмічних методів.

Факт існування сейсмічної анізотропії переконливо доведений у працях Ю.В. Ризниченко [83], S. Crampin [8], К.С. Александрова [1], Г.Т. Продайводи [39], Ф.М. Ляховицького [50], С.В. Гольдина [46], L. Thomsen [27], I. Tsvankin [29], Y. Grechka [11] та багатьох інших, що свідчить про наявність у реальному геологічному середовищі упорядкованості різної геологічної і фізичної природи. Достатньо очевидно, що всі без виключення параметри азимутальної сейсмічної анізотропії контролюються типом симетрії упорядкованості структурних елементів геологічного середовища. Це органічно впливає із принципу Неймана-Кюрі [39, 81, 76, 64, 61, 86, 92, 19, 20], згідно з яким симетрія структури упорядкованого геологічного середовища визначає і характер симетрії тензора пружних сталих. В свою чергу, пружна симетрія накладає жорсткі обмеження на усі параметри азимутальної анізотропії сейсмічних хвиль упорядкованого геологічного середовища.

Природа сейсмічної і акустичної анізотропії реальних геологічних товщ має декілька ієрархічних рівнів і залежить від симетрії пружних властивостей породоформуєчих мінералів, текстурних і структурних особливостей гірських порід, структури і характеру насичення пустотного простору, наявності і орієнтації тріщинних зон, напружено-деформованого стану і багатьох інших

факторів. Ультразвукові дослідження повного набору матриці пружних сталей на зразках різних генетичних типів гірських порід інваріантно-поляризаційним методом засвідчують, що у переважної більшості гірських порід, в тому числі й осадових, симетрія матриці пружних сталей виявляється ромбічною або триклінною [39, 71, 76, 64, 61, 1]. Це підтверджується і результатами структурних досліджень зразків гірських порід оптичними рентгенівськими і нейтронними методами [92, 20].

Автором в роботах [32, 33, 34, 35] проведено дослідження впливу на анізотропію пружних характеристик різного виду апроксимацій пружної симетрії глинистих мінералів (від триклінної до поперечно-ізотропної). Встановлено, що значення диференціального коефіцієнта пружної анізотропії змінюються від перших десятків % до 55%. Це може привести до значних похибок при побудові швидкісних моделей геологічного розрізу з використанням даних польових сейсмічних спостережень.

Лісний Г.Д. [49] провів аналіз проблем, що виникають при побудові швидкісних моделей та сейсмічних зображень в анізотропних середовищах. Зокрема, ним вказується на негативні наслідки ігнорування сейсмічної анізотропії та зниження достовірності при побудові швидкісних моделей таких середовищ.

Проблемами дослідження сейсмічних зображень анізотропних середовищ займались Тимошин Ю.В. [88], Alkhalifah T., Tsvankin I. [29], Grechka V. [11], Тяпкин Ю.К. [90], Роганов В.Ю. [84] та інші. Всі вони вказують на необхідність врахування анізотропії для підвищення достовірності геологічних побудов.

В практиці сейсмічних досліджень склалась неоднозначна ситуація, яка обумовлена як об'єктивними, так і суб'єктивними чинниками. Розповсюдження хвиль у низькосиметричному анізотропному середовищі дійсно носить надзвичайно складний характер [91, 17]. В будь-якому напрямку хвильової нормалі анізотропного середовища розповсюджуються три хвилі із взаємно ортогональними векторами поляризації. Вектор пружних зміщень ні однієї із

хвиль не колінеарний вектору хвильової нормалі. Величини фазових і променевих швидкостей не співпадають, а вектори хвильової нормалі, пружних зміщень і променевої швидкості не є компланарними.

З метою подолання цих труднощів в практиці сейсмічних досліджень застосовують спрощені лінеаризовані моделі. При дослідженні осадових товщ сейсмічними методами, як правило, застосовують три типи моделей [11]: поперечно-ізотропну із вертикальною віссю симетрії, поперечно-ізотропну із горизонтальною віссю симетрії та модель ромбічної симетрії з ортогональною системою тріщин.

Для чисельних розрахунків фазових і променевих хвиль застосовують лінеаризовані залежності із використанням параметрів анізотропії Томпсона [27] і Ляховицького-Цванкіна [50, 29]. Але застосування лінеаризованих моделей залишає відкритим питання оцінки ступеня надійності одержаних апостеріорних даних, оскільки невідома в дійсності реальна симетрія і анізотропія упорядкованого геологічного середовища.

Внаслідок домінування такого методологічного підходу склалась парадоксальна ситуація, з одного боку – проведено значні об'єми дослідно-виробничих польових 3D сейсмічних спостережень і одержано важливі експериментальні дані, а з іншого – практично відсутні надійні дані про пружні сталі і реальну азимутальну анізотропію осадових товщ.

Автором в роботі [62] приведені результати математичного моделювання сейсмічного хвильового поля геологічного середовища з однонаправленою системою тріщин. Упорядковані тріщини і каверни спричиняють анізотропію пружних хвиль, яка суттєво впливає на характер розповсюдження хвиль. Переважна більшість родовищ нафти і газу в породах кристалічного фундаменту тяжіє до зон розвитку тріщинних і тріщинно-кавернозних колекторів.

Все це вказує на необхідність розробки надійного сейсмічного методу оцінки та врахування анізотропії пружних характеристик геологічного середовища з

метою підвищення достовірності геологічних побудов та вирішення завдань прогнозування геологічного розрізу, в т. ч. зон підвищеної тріщинуватості.

1.2. Математичне моделювання сейсмічного хвильового поля геологічного середовища з однонаправленою системою тріщин

Переважає більшість родовищ нафти і газу в породах кристалічного фундаменту тяжіє до зон розвитку тріщинних і тріщинно-кавернозних колекторів. В зв'язку з цим надзвичайно важливою задачею є картування таких зон на етапах пошукових і розвідувальних робіт методами сейсмозвідки.

Упорядковані тріщини і каверни спричиняють анізотропію пружних хвиль, яка суттєво впливає на характер розповсюдження хвиль. Розглядається алгоритм і програма чисельних розрахунків сейсмічного хвильового поля для слабкоанізотропного середовища із однонаправленою системою тріщин і каверн (рис. 1.1).

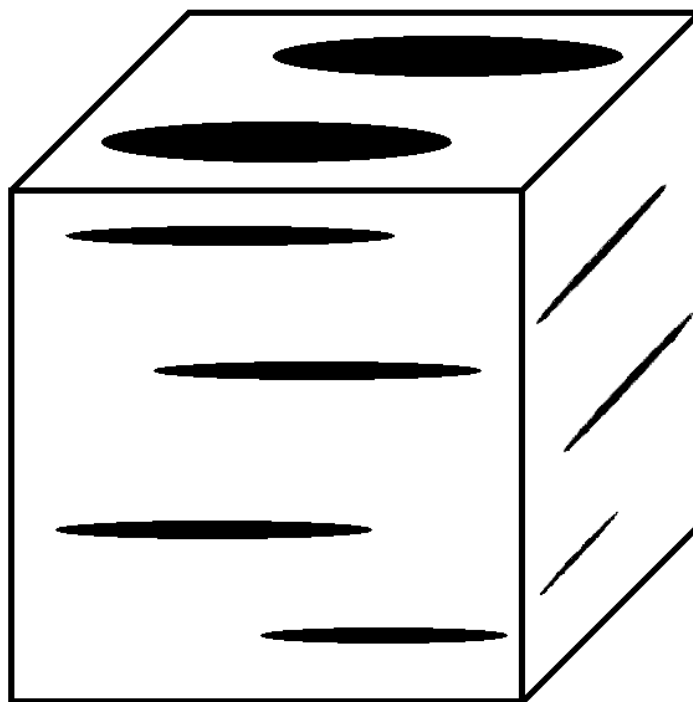


Рис. 1.1. Схематичне зображення анізотропного середовища з однонаправленою системою тріщин.

1.2.1. Алгоритм чисельних розрахунків сейсмічного хвильового поля, яке збудується точковим джерелом типу «вибух», в нескінченному поперечно-ізотропному тріщинуватому геологічному середовищі

Проблемі моделювання сейсмічних хвиль в анізотропному середовищі присвячено багато робіт, але в більшості випадків одержані розв'язки в інтегральній формі не доводяться до алгоритмів чисельних розрахунків [62].

Для побудови алгоритму чисельних розрахунків сейсмічного хвильового поля, яке збудується точковим джерелом типу «вибух» в нескінченному поперечно-ізотропному тріщинуватому геологічному середовищі, використовуються результати розв'язку цієї задачі, які одержані в роботі П.М.Бокова і А.М.Іонова [44].

Для побудови алгоритму чисельних розрахунків радіальної $U_r(t, r, z)$ і вертикальної $U_z(t, r, z)$ компонент вектора пружних зміщень хвилі у часовій області використовувалися наступні співвідношення (в асимптотичному наближенні методу стаціонарної фази) [44]:

$$U_r(t, r, z) = \frac{\Psi_s(t - (\zeta_1(P_{qp})|z| + P_{qp}r))}{\alpha_{\perp} R_{qp}^r} + \frac{\Psi_s(t - (\zeta_2(P_{qs})|z| + P_{qs}r))}{\beta_* R_{qs}^r}; \quad (1.1)$$

$$U_z(t, r, z) = \left[\frac{\Psi_s(t - (\zeta_1(P_{qp})|z| + P_{qp}r))}{\alpha_{\perp} R_{qp}^z} + \frac{\Psi_s(t - (\zeta_2(P_{qs})|z| + P_{qs}r))}{\beta_* R_{qs}^z} \right] \text{sign}(z); \quad (1.2)$$

$$(R_{qp}^r)^{-1} = \frac{\alpha_{\perp}^2}{2\beta_* \sqrt{|z|r}} \frac{P_{qp}^{3/2}}{\zeta_1(P_{qp})} \frac{[1 + (\alpha_{\perp}^2 - \alpha_*^2)P_{qp}^2 + (\alpha_{\perp}^2 - \alpha_*^2 - \beta_*^2)/c_1^2(P_{qp})]}{\sqrt{Q^2(P_{qp}) - 4\Phi(P_{qp})}} \left| \frac{d^2 \zeta_1(P_{qp})}{dp^2} \right|^{-1/2}; \quad (1.3)$$

$$(R_{qs}^r)^{-1} = \frac{\alpha_{\perp}}{2\sqrt{|z|r}} \frac{P_{qs}^{3/2}}{\zeta_2(P_{qs})} \frac{[1 + (\alpha_{\perp}^2 - \alpha_*^2)P_{qs}^2 + (\alpha_*^2 - \alpha_{\perp}^2 - \beta_*^2)/c_2^2(P_{qs})]}{\sqrt{Q^2(P_{qs}) - 4\Phi(P_{qs})}} \left| \frac{d^2 \zeta_2(P_{qs})}{dp^2} \right|^{-1/2}; \quad (1.4)$$

$$(R_{qp}^z)^{-1} = \frac{\alpha_{\perp}^2}{2\beta_* \sqrt{|z|r}} P_{qp}^{1/2} \frac{[1 - (\alpha_{\perp}^2 - \alpha_*^2)P_{qp}^2 - \beta_*^2/c_1^2(P_{qp})]}{\sqrt{Q^2(P_{qp}) - 4\Phi(P_{qp})}} \left| \frac{d^2 \zeta_1(P_{qp})}{dp^2} \right|^{-1/2}; \quad (1.5)$$

$$(R_{qs}^z)^{-1} = \frac{\alpha_{\perp}}{2\sqrt{|z|r}} P_{qs}^{1/2} \frac{[1 - (\alpha_{\parallel}^2 - \alpha_*^2) P_{qs}^2 - \beta_*^2 / c_2^2(P_{qs})]}{\sqrt{Q^2(P_{qs}) - 4\Phi(P_{qs})}} \left| \frac{d^2 \zeta_2(P_{qs})}{dp^2} \right|^{-1/2}; \quad (1.6)$$

де P – горизонтальна компонента вектора повільності хвилі; $c_1(P)$ і $c_2(P)$ – корені біквadratного дисперсійного рівняння:

$$\Phi(P)c^4 - 2\alpha_{\perp}\beta_*Q(P)c^2 + \alpha_{\perp}^2\beta_*^2 = 0; \quad (1.7)$$

$$\Phi(P) = 1 + (\alpha_{\perp}^2 + \alpha_{\parallel}^2)P^2 + [(\alpha_*^2 - \alpha_{\parallel}^2)(\alpha_{\perp}^2 - \beta_*^2) + (\alpha_*^2 - \alpha_{\perp}^2)(\alpha_*^2 - \beta_*^2)]P^4; \quad (1.8)$$

$$\Phi(P) = (\alpha_{\perp}^2 + \beta_*^2 - [(\alpha_{\perp}^2 - \alpha_*^2)(\alpha_*^2 - 2\beta_*^2) + (\alpha_{\parallel}^2 - \alpha_*^2)\alpha_{\perp}^2]P^2)/(2\alpha_{\perp}\beta_*); \quad (1.9)$$

$$\zeta_{1,2}(P) = \sqrt{c_{1,2}^{-2}(P) - P^2} - \text{вертикальна компонента вектора повільності хвилі};$$

$\alpha_{\perp}, \alpha_{\parallel}$ - швидкості поздовжньої хвилі у напрямку осі симетрії і в площині, перпендикулярній до осі симетрії; β_* - швидкість поперечної хвилі вздовж осі симетрії або в площині, перпендикулярній до осі симетрії.

Для розрахунків функції сейсмічного джерела $\Psi(t)$ використовувався імпульс Берлаге (рис. 1.2):

$$\Psi(t) = Ate^{-\beta t} \sin \omega t \quad (1.10)$$

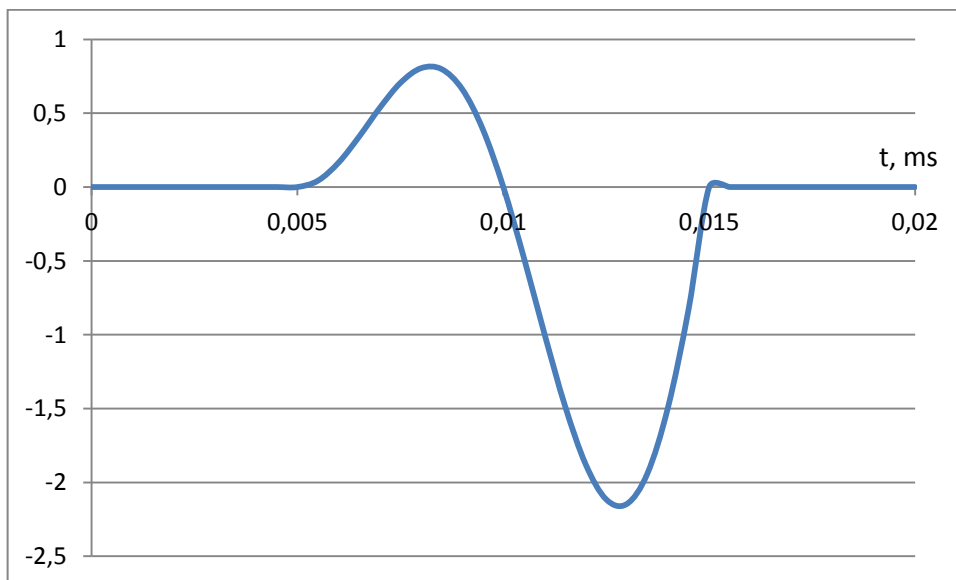


Рис. 1.2. Форма імпульсу Берлаге.

При моделюванні задавалась частота $f = \frac{\omega}{2\pi}$ і величина $R = \Psi(t_2) / \Psi(t_0)$ – відношення другого максимуму при часі $t_2 = 5/(4f)$ до першого максимуму (при часі $t_0 = 1/(4f)$). Параметри β і R взаємозалежні, причому β визначають за формулою:

$$\beta = f \ln(5/R). \quad (1.11)$$

У формулу (10) входить нормуючий множник:

$$A = 4f e^{\beta/4f}, \quad (1.12)$$

величина якого забезпечує одиничну амплітуду першого максимуму імпульсу Берлаге $\Psi(t_0) = 1$.

Для чисельних розрахунків ефективних пружних постійних моделі тріщинуватого геологічного середовища застосовувався метод умовних моментних функцій [66, 65].

Розглядаються моделі тріщинуватого граніту з однонаправленою орієнтацією сфероїдальних тріщин формату $\alpha = 10^{-3}$ вздовж осі z і об'ємною концентрацією $c_1 = 0.0005$.

Модуль об'ємного стискання твердого скелету $K = 51$ ГПа, а модуль зсуву скелету $G = 30$ ГПа та густина скелету $\rho = 2634$ кг/м³.

Результати чисельних розрахунків ефективних пружних постійних C_{mn}^* моделі тріщинуватого граніту (в ГПа):

89.2	29.2	27.1	0	0	0
	89.2	27.1	0	0	0
		78.7	0	0	0
			28.4	0	0
				28.4	0
					30.0

Як видно із співвідношення пружних постійних: $C_{11}^* = C_{22}^*$, $C_{44}^* = C_{55}^*$, $C_{13}^* = C_{23}^*$ та приймаючи до уваги виконання співвідношення Коші

$C_{11}^* - C_{12}^* = 2C_{66}^*$, можна зробити висновок, що матриця має поперечно-ізотропну симетрію. Величина коефіцієнта акустичної анізотропії 3.9%.

Параметри анізотропії Томпсона [27] обчислювалися із співвідношень:

$$\varepsilon = \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}}; \quad \delta = \frac{(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})}; \quad \gamma = \frac{C_{66} - C_{44}}{2C_{44}}. \quad (1.13)$$

Величини швидкісних параметрів вздовж осі симетрії та в перпендикулярному напрямку знаходили із виразів:

$$\alpha_{\perp} = \sqrt{\frac{C_{33}^*}{\rho}}; \quad \alpha_{\parallel} = \sqrt{\frac{C_{11}^*}{\rho}}; \quad \beta_* = \sqrt{\frac{C_{44}^*}{\rho}}. \quad (1.14)$$

1.2.2. Результати чисельних розрахунків сейсмічного хвильового поля від точкового джерела типу «вибух» в моделі тріщинуватого граніту

На рис. 1.3 наведені індикатриси фазових швидкостей квазіпоздовжньої та квазіпоперечних «швидкої» та «повільної» пружних хвиль, які характеризують закономірності їх зміни в різних напрямках. Графік показує, що швидкість квазіпоздовжньої хвилі вздовж осі симетрії в моделі тріщинуватого граніту менша, ніж у перпендикулярному напрямку до цієї осі.

На рис. 1.4 і рис. 1.5 наведені результати чисельних розрахунків вертикальної U_z і горизонтальної U_r компонент вектора пружних зміщень хвиль, які збурюються джерелом типу «вибух» на відстань 1000 м. Кожна траса відповідає різним напрямкам розповсюдження хвилі від вертикального $\Theta=0^\circ$ до горизонтального $\Theta=90^\circ$. Як видно із наведених даних, чисто поздовжні хвилі розповсюджуються лише у вертикальному і горизонтальному напрямках.

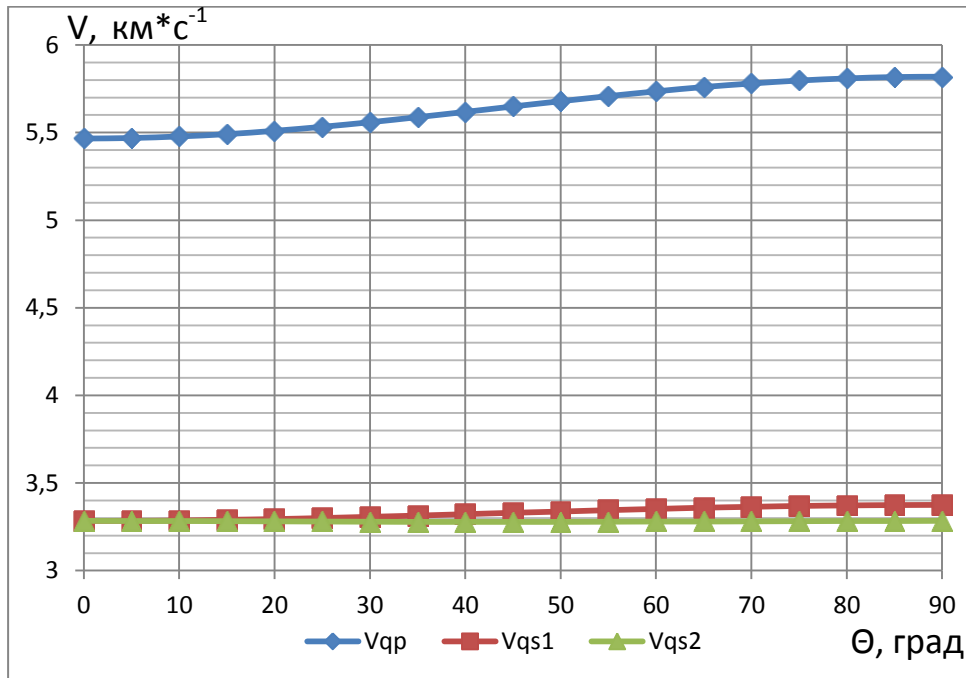


Рис.1.3. Індикатриса квазіпоздовжньої V_{qp} (1) та квазіпоперечної «швидкої» V_{qs1} (2) і «повільної» V_{qs2} (3) пружних хвиль моделі тріщинуватий граніт.

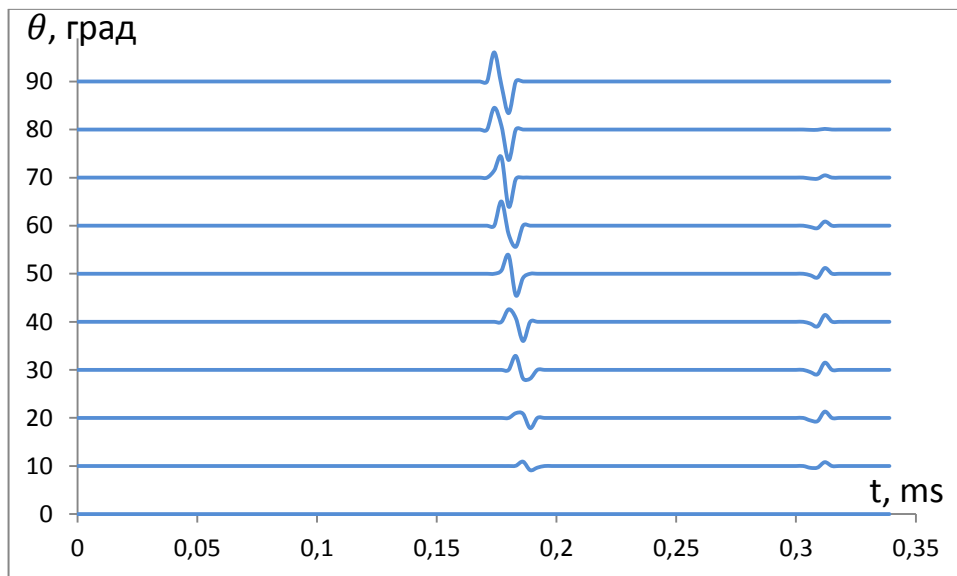


Рис.1.4. Сейсмограми горизонтальної компоненти U_r вектора пружних зміщень для різних напрямків розповсюдження хвилі (0° - 90°) моделі тріщинуватий граніт. Відстань $r = 1000$ м, частота 100 Гц.

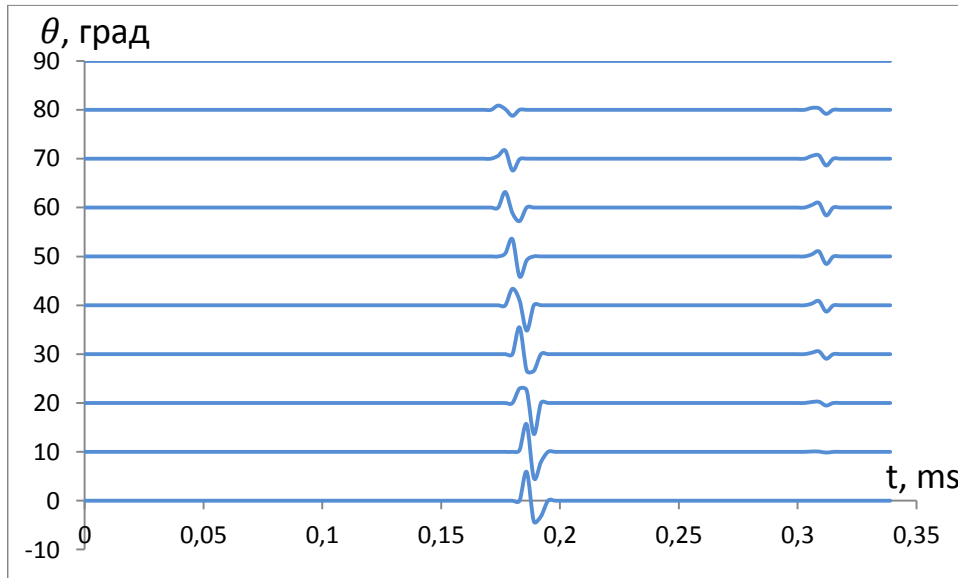


Рис.1.5. Сейсмограми вертикальної компоненти U_z вектора пружних зміщень для різних напрямків розповсюдження хвилі (0° - 90°) моделі тріщинуватий граніт. Відстань $r = 1000$ м, частота 100 Гц.

На рис. 1.4 і рис. 1.5 яскраво видно процес формування квазіпоперечних хвиль.

Для кутів $\Theta=30^\circ$ - 70° характерна найбільша інтенсивність поперечної SV-хвилі, яка однозначно вказує на наявність анізотропії, яка обумовлена орієнтованою вздовж осі z тріщинуватістю.

Одержані синтетичні сейсмограми вертикальної і горизонтальної компоненти сейсмічних хвиль свідчать про можливість застосування методів сейсморозвідки для картування тріщинуватих зон при врахуванні ефектів анізотропії, пов'язаних з наявністю однонаправлених систем тріщин.

1.3. Способи визначення акустопружних характеристик гірських порід для вирішення задач пошуків і розвідки родовищ вуглеводнів

Сучасні підходи до визначення акустичної та пружної анізотропії при проведенні польових сейсмічних та сейсмоакустичних досліджень полягають у розробці поляризаційних багатокомпонентних методів визначення пружних швидкостей, а через них і пружних постійних геологічних товщ.

Дружинін А.Б., Горшкальов С.Б., Тригубов А.В. [47] запропонували метод визначення пружних сталих, який полягає у збуренні та реєстрації на поверхні Землі або у свердловинах хвиль поздовжньої та поперечної поляризації; запису сейсмічного хвильового поля у вигляді сейсмограм; застосуванні поляризаційної цифрової обробки сейсмограм з метою виділення хвиль різної поляризації; визначенні променевих хвиль різної поляризації; побудові індикатриси променевих хвиль; інвертуванні методом нелінійних променевих збурень індикатриси променевих хвиль у пружні сталі; проведенні додаткових трикомпонентних спостережень з метою визначення орієнтації елементів симетрії товщі гірських порід.

Недоліками цього методу є те, що він не забезпечує однозначного визначення симетрії пружних сталих товщі гірських порід та не дозволяє розрізнити ефекти анізотропії від ефектів неоднорідності, що обумовлені недосконалістю будови товщі гірських порід та мінливістю фізичних властивостей її структурних елементів.

Продайвода Г.Т. [77] запропонував метод визначення пружних сталих, який передбачає збурення та реєстрацію хвилі поздовжньої поляризації і двох поперечно поляризованих хвиль, площини поляризації яких взаємно ортогональні, вздовж нееквівалентних напрямків хвильової нормалі (\vec{n}) зразка гірської породи, вздовж кожного напрямку хвильової нормалі визначають компоненти симетричного акустичного тензора другого рангу у робочих взаємно ортогональних системах координат

$$\mu(\vec{n}) = v_1^2 + v_2^2 + v_3^2,$$

де v_1 – фазова швидкість квазіпоздовжньої хвилі, v_2, v_3 – відповідно фазові швидкості «швидкої» та «повільної» квазіпоперечних хвиль; для базису кожної системи координат обчислюють перші інваріанти акустичного тензора, осереднюють їх, знаходять нев'язку і урівноважують фазові швидкості, із урівноважених фазових швидкостей визначають компоненти тензора спочатку у робочій системі координат (РСК), а потім у власній системі координат, базис

якої обирають у якості стандартної акустичної системи координат (САСК); будують лінеаризовану систему рівнянь і визначають пружні сталі і пружну симетрію текстури зразка гірської породи.

Недоліком цього методу є неможливість його застосування для визначення пружної симетрії і пружних сталих товщ гірських порід сейсмічними методами внаслідок того, що в ньому використовують фазові швидкості, а в процесі польових сейсмічних досліджень вимірюють променеві швидкості, які у анізотропному середовищі не співпадають із фазовими.

РОЗДІЛ 2. АНІЗОТРОПІЯ ПРУЖНИХ ХВИЛЬ ГЛИНИСТИХ МІНЕРАЛІВ

Дослідження анізотропії пружних властивостей і анізотропії сейсмічних хвиль глинистих мінералів і глин представляють великий інтерес у зв'язку з пошуками родовищ нафти і газу та оцінкою аномально високих пластових тисків на великих глибинах сейсмічними, сейсмоакустичними методами та методами ГДС.

Вся природна історія нафти пов'язана із глинистими породами [48]. Органічна речовина, яку вміщують глинисті породи, при певних термодинамічних умовах перетворюється на нафту і вуглеводні. Глинисті породи, які розташовані на шляху міграції вуглеводнів, утворюють покришки та екрани, сприяють формуванню родовищ та запобігають їхньому руйнуванню. Найбільш відомі поклади вуглеводнів у глинистих колекторах представлені менілітовою свитою Карпат, баженівською свитою на території Тюменської області (РФ).

Останнє десятиліття відмічене також розробкою і широким впровадженням в США, Китаї, інших країнах технологій видобутку газу і нафти із сланцевих товщ, які при певних умовах (високому вмісту органічної речовини, достатньому тиску і температурі) самі можуть виступати як нафтоматеринськими породами, так і колекторами не потребуючи при цьому наявності додаткових екранів.

Особливості будови глинистих мінералів та їх специфічна поведінка при взаємодії із водою в основному і визначають такі властивості глин, як пластичність, набухання при насиченні водою та усадку при висиханні. Цим і пояснюються аномальна міцність та деформаційні явища глинистих порід – розрідження при динамічній зовнішній дії, різке падіння міцності при зволоженні, витискання глинистої породи під фундаментом при нерівномірному навантаженні.

Аналіз результатів теоретичних і експериментальних досліджень пружних властивостей глинистих мінералів показав, що існуючі теоретичні і методологічні підходи до їх вивчення не в повній мірі задовольняють сучасним вимогам. Незважаючи на інтенсивні дослідження в цій галузі в різних країнах світу, надійних даних про пружні властивості породоутворюючих глинистих мінералів дуже мало [35, 33, 34, 63, 32].

Надійні експериментальні дані про матрицю пружних постійних, відомі лише для мусковіту (в моноклінному наближенні) і каолініту (в триклінному наближенні) [39, 40, 42, 16, 31].

В роботах [60, 57, 59, 56, 58, 13, 14] розглядається метод кількісної оцінки пружних властивостей глинистих мінералів, в основі якого лежать принципи кристалохімічної систематики пружних властивостей глинистих мінералів. Це дає можливість визначати пружні властивості мінералів найближчим до них поперечно-ізотропним пружним середовищем [91], оцінити можливі значення анізотропії пружних властивостей, в першу чергу, швидкостей поширення пружних хвиль, що необхідно враховувати при побудові швидкісних моделей при інтерпретації даних сейсмозв'язки.

2.1. Вплив шаруватості на анізотропію пружних властивостей глинистих мінералів

Основні породоутворюючі мінерали глин відносяться до шаруватих мінералів групи каолініту-серпентину [60, 74, 34], з яких найбільш розповсюдженими є каолініт і галуазит та мінерали ряду серпентин – лізардит і волокнистий мінерал хризотил. Тонкодисперсні слюди глин, які називають іллітами, за структурою і складом аналогічні мусковіту і біотиту.

В зв'язку з відсутністю достатніх за розміром та досконалих за якістю монокристалів глинистих мінералів та складністю їх експериментальних досліджень внаслідок розвитку в шаруватих мінералів досконалої спайності

вздовж напрямку (001), експериментальних досліджень анізотропії пружних властивостей глинистих мінералів дуже мало. Прямі дослідження методом атомної акустичної спектроскопії повного набору компонент матриці пружних постійних в триклінному наближенні каолініту наведені в роботі Sato H., Ono K., Jonston C. та ін. [24] (C_{mn} , в ГПа):

$$\begin{array}{cccccc}
 178 \pm 8.8 & 71.5 \pm 7.1 & 2.0 \pm 5.3 & -0.4 \pm 2.1 & 41.7 \pm 1.4 & -2.3 \pm 2.7 \\
 & 200.9 \pm 12.8 & -2.9 \pm 5.7 & -2.8 \pm 2.7 & 19.8 \pm 0.6 & 1.9 \pm 1.5 \\
 & & 32.1 \pm 2.0 & -0.2 \pm 1.4 & 1.7 \pm 1.8 & 3.4 \pm 2.2 \\
 & & & 11.2 \pm 5.6 & -1.2 \pm 1.2 & 12.9 \pm 2.4 \\
 & & & & 22.2 \pm 1.4 & 0.8 \pm 2.4 \\
 & & & & & 60.1 \pm 3.2.
 \end{array}$$

При цьому точність оцінки пружних постійних каолініту C_{11} і C_{22} більше 8 %, а величини похибок пружних постійних C_{13} і C_{23} удвічі перевищують їх абсолютні величини. Крім того, величина пружної постійної C_{23} виявилася від'ємною ($C_{23} = -2.9$ ГПа), що свідчить про необхідність її подальшого уточнення. Не виключається, що від'ємна величина C_{23} обумовлена неоднозначністю вибору системи координат в мінералах триклінної симетрії [91].

Матриця пружних податливостей каолініту має вигляд [24] (S_{mn} , ГПа⁻¹):

$$\begin{array}{cccccc}
 10.8 & -2.0 & -1.9 & 3.0 & 18.9 & 1.0 \\
 & 5.9 & 0.6 & 1.6 & 1.5 & 0.0 \\
 & & 31.9 & -2.7 & -5.6 & -2.4 \\
 & & & 121.1 & 12.9 & 26.0 \\
 & & & & 82.9 & 2.7 \\
 & & & & & 22.4
 \end{array}$$

На рис.2.1 наведені стереопроєкції ізоліній рівних значень модуля Юнга $E(\vec{l})^{-1} = S_{ijkl}l_i l_j l_k l_l$ каолініту. При цьому його максимальне значення (близько

181 ГПа) і мінімальне (менше 29 ГПа) у напрямках, які не співпадають з кристалографічними осями, відрізняються більш як в 6 разів.

Аномально низька від'ємна величина пружної постійної C_{23} каолініту свідчать про необхідність їх подальшого уточнення. Не виключається, що від'ємна величина C_{23} обумовлена неоднозначністю вибору системи координат в мінералах триклінної симетрії [91].

Відомо набагато більше експериментальних даних про пружні властивості слюд в поперечно-ізотропному наближенні, які аналогічні за складом і структурою гідрослюдам (ілітам) [39, 40, 42].

Досвід експериментальних досліджень слюд показав, що незважаючи на наявність монокристалів значних розмірів, виготовлення зразків із кристалів шаруватих силікатів, внаслідок їх розшарування вздовж спайності, виявилось надзвичайно важкими завданням. У зв'язку з цим вимірювання швидкостей пружних хвиль здійснювалися шляхом механічного стискання зразків за допомогою спеціальних затискувачів [40]. При вимірюваннях вважалось, що слюди мають псевдогексагональну симетрію, хоча в дійсності структура слюди має моноклінну симетрію.

Наявність слабкої анізотропії пружних властивостей в площині (001) кристалів слюди впливає із аналізу розподілу міжатомних зв'язків у слюдяних пакетах ідеальної структурної моделі [56, 18]. Користуючись схематизованою структурою шарів у вигляді умовних гексагонів, при неспівпадінні напрямків послаблених і найбільш міцних зв'язків в тетраедричних і октаедричних шарах кристалів, можна стверджувати, що внаслідок їх розорієнтації дійсно можна спостерігати розорієнтованість більш міцних міжатомних зв'язків, що і спричиняє псевдогексогональну симетризацію та слабку пружну анізотропію в напрямку (001).

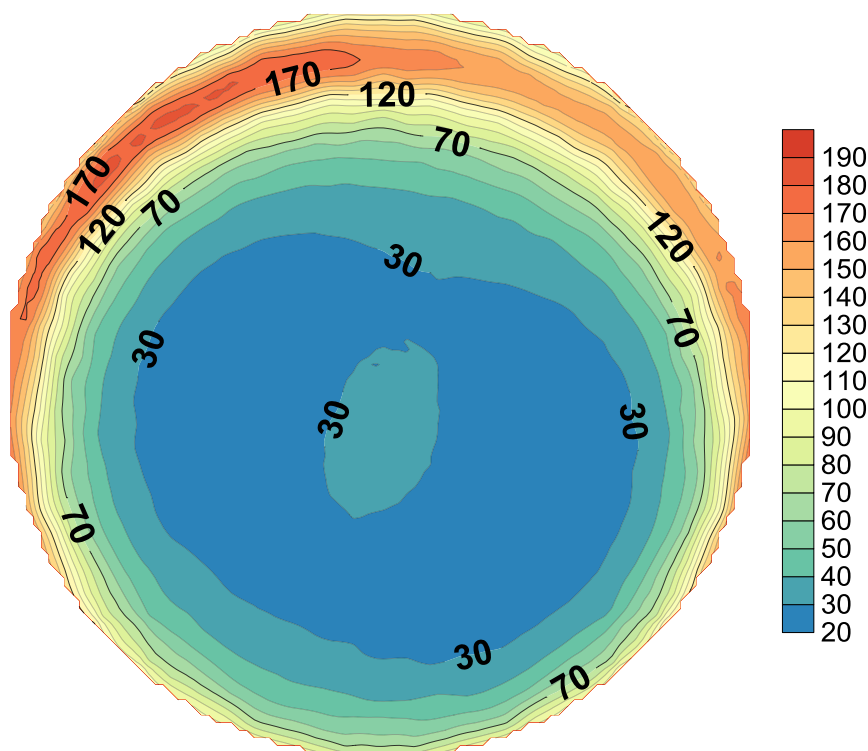


Рис. 2.1. Стереопроєкція ізоліній модуля Юнга каолініту триклінної симетрії (E , ГПа).

Методом Мандельштам-Бріллюєнівського розсіювання (МБР) проведені вимірювання матриці пружних постійних кристалу мусковіту моноклінної симетрії [31]. Співставлення результатів цієї роботи із результатами попередніх робіт [39, 40, 42] в поперечно-ізоотропному наближенні показало, що пружні постійні C_{11} , C_{33} , C_{66} за даними різних дослідників відрізняються на величину до 5%. Дані для C_{12} відрізняються на 15%, а для C_{13} і C_{44} ця різниця складає більше 30 %.

Стереопроєкція ізоліній модуля Юнга мусковіту представлена на рис.2.2. Як видно із рисунка, її симетрія досить близька до поперечно-ізоотропної, так як величина модуля Юнга фактично залежить лише від кута θ . При цьому його максимальне і мінімальне значення відрізняються більш як в 3 рази, що свідчить про значну анізотропію цього параметру.

З метою оцінки похибки поперечно-ізоотропної апроксимації матриці пружних постійних моноклінного кристалу мусковіту використовується коефіцієнт поперечно-ізоотропної анізотропії [39, 91], який характеризує

відхилення пружної анізотропії мусковіту від найближчого до нього поперечно-ізоотропного середовища. Пружні постійні середовища знаходяться із умови, яку вперше запропонував Федоров Ф.И., а практично розраховали Продайвода Г.Т. і Чолач П.Я. [75, 91]:

$$\left[\left(\Lambda_{il} - \Lambda_{il}^{(t)} \right)^2 \right]_c = \min, \quad (2.1)$$

де $\Lambda_{il} = C_{ijkl} n_j n_k / \rho$, $\Lambda_{il}^{(t)} = C_{ijkl}^{(t)} n_j n_k / \rho$; $C_{ijkl}^{(t)}$ – пружні сталі поперечно-ізоотропного середовища, яке є найближчим до моноклінного пружного середовища кристалу мусковіту з матрицею пружних сталих C_{ijkl} і густиною ρ ; c – слід тензора.

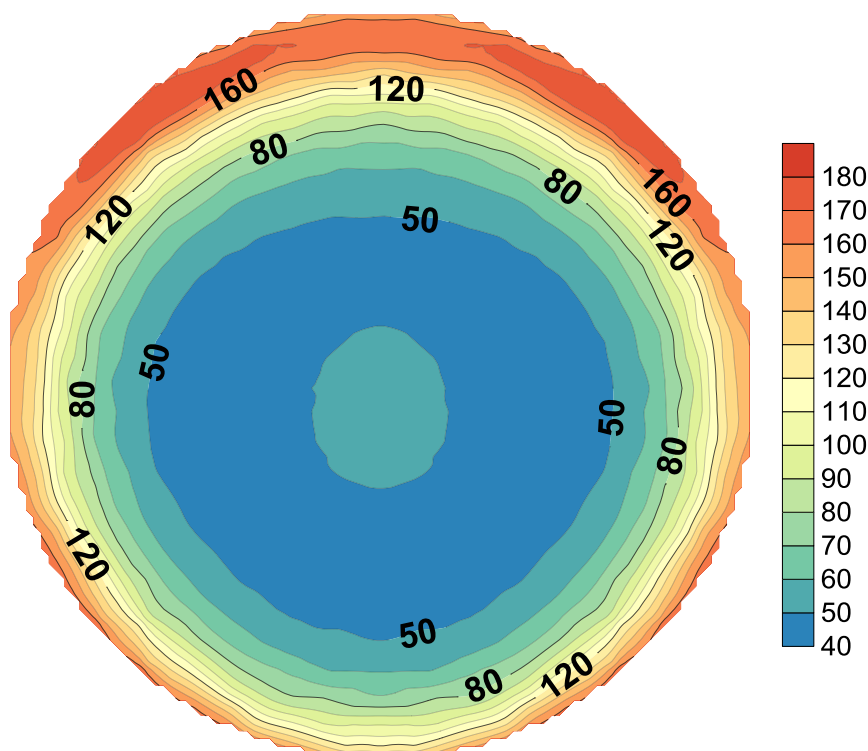


Рис. 2.2. Стереопроєкція ізолій модуля Юнга мусковіту моноклінної симетрії (E , ГПа).

Для порівняння пружних властивостей мусковіту моноклінної і поперечно-ізоотропної симетрії зручніше користуватися величиною диференціального

коефіцієнта відносної середньоквадратичної поперечно-ізо­тропної пружної анізотропії (A_t), який розраховується за формулою [75, 91]:

$$A_t = \left[\frac{(\Lambda^2)_c - (\Lambda^{(t)2})_c}{(\Lambda^2)_c} \right]^{1/2} \cdot 100\%, \quad (2.2)$$

де $(\Lambda^2)_c = \Lambda_{11}^2 + \Lambda_{22}^2 + \Lambda_{33}^2 + 2(\Lambda_{12}^2 + \Lambda_{13}^2 + \Lambda_{23}^2)$;

$$(\Lambda^{(t)2})_c = \Lambda_{11}^{(t)2} + \Lambda_{22}^{(t)2} + \Lambda_{33}^{(t)2} + 2(\Lambda_{12}^{(t)2} + \Lambda_{13}^{(t)2} + \Lambda_{23}^{(t)2}).$$

Для визначення коефіцієнта інтегральної відносної середньоквадратичної поперечно-ізо­тропної пружної анізотропії $A_i^{(t)}$, необхідно здійснити у формулі (2.2) осереднення за усіма ймовірними напрямками хвильової нормалі (операцію осереднення позначимо кутовими дужками $\langle \rangle$):

$$A_i^{(t)} = \left[\frac{\langle \Lambda^2 \rangle_c - \langle \Lambda^{(t)2} \rangle_c}{\langle \Lambda^2 \rangle_c} \right]^{1/2} \cdot 100\%. \quad (2.3)$$

Пружні постійні поперечно-ізо­тропного середовища, яке найближче до пружних властивостей моноклінного кристалу мусковіту, розраховуються із співвідношень [91]:

$$\begin{aligned} C_{11}^{(t)} = g_1 + g_5; \quad C_{33}^{(t)} = g_1 + 2g_2 + g_3 + g_4; \quad C_{44}^{(t)} = C_{55}^{(t)} = g_1 + g_2; \\ C_{66}^{(t)} = g_1 + g_5; \quad C_{13}^{(t)} = g_3 - g_1 - g_2, \end{aligned} \quad (2.4)$$

$$\text{де } g_1 = \frac{1}{112} (213d_1 - 90d_2 - 28d_3 + 77d_4 - 84d_5);$$

$$g_2 = \frac{1}{112} (-225d_1 + 114d_2 + 28d_3 - 105d_4 + 84d_5);$$

$$g_3 = \frac{1}{4} (-5d_1 + 2d_2 + d_3 - 2d_4 + 2d_5);$$

$$g_4 = \frac{1}{16} (55d_1 - 30d_2 - 8d_3 + 35d_4 - 20d_5);$$

$$g_5 = \frac{1}{8} (-15d_1 + 6d_2 + 2d_3 - 5d_4 + 8d_5);$$

$$d_1 = \frac{1}{3} \langle \Lambda \rangle_c; \quad d_2 = \frac{15}{2} \langle n_3^2 \Lambda \rangle_c + \langle \vec{e} \Lambda \vec{e} \rangle; \quad d_3 = 15 \langle \vec{n} \Lambda \vec{n} \rangle.$$

Аналогічним чином можна знайти інтегральний (A_i) та диференціальний (A_d) коефіцієнти пружної анізотропії, які характеризують, наскільки задане анізотропне середовище довільної симетрії відрізняється в середньому або конкретному напрямку від найближчого до нього ізотропного середовища. Для цього необхідно у формулі (2.1) ввести тензор ізотропного середовища:

$$\Lambda_m = a + b \vec{n} \cdot \vec{n}, \quad (2.5)$$

$$\text{де } a = \frac{1}{2} (\langle \Lambda \rangle_c - \langle \vec{n} \Lambda \vec{n} \rangle); \quad b = \frac{1}{2} (3 \langle \vec{n} \Lambda \vec{n} \rangle - \langle \Lambda \rangle_c).$$

Тоді одержимо таке співвідношення для інтегрального коефіцієнта пружної анізотропії :

$$A_i = \left[\frac{\langle \Lambda^2 \rangle_c - \langle \Lambda_m^2 \rangle_c}{\langle \Lambda^2 \rangle_c} \right]^{1/2} \cdot 100\%.$$

Результати чисельних розрахунків пружних постійних мусковіту і каолініту в поперечно-ізотропному наближенні представлені в таблиці 2.1.

Чисельні розрахунки інтегрального коефіцієнта поперечно-ізотропної пружної анізотропії показали, що його величина для кристалу мусковіту моноклінної симетрії складає лише 2,4%. Це свідчить, що в цілому поперечно-ізотропна апроксимація матриці пружних властивостей моноклінної симетрії мусковіту в середньому достатньо близька до експериментальних результатів. Анізотропія мусковіту в обох випадках залишається значною і перевищує 40%, але різниця між інтегральними коефіцієнтами пружної анізотропії за моноклінною і поперечно-ізотропною апроксимацією несуттєва (табл. 2.1). Пружна анізотропія каолініту складає 55.8 % і різниця в коефіцієнтах анізотропії між триклінним та ізотропно-поперечним наближенням значно більша, що пояснюється, крім того, наявністю від'ємної величини C_{23} .

Таблиця 2.1.

Пружні постійні (C_{mn} , ГПа) і податливості (S_{mn} , TPa^{-1}) та інтегральні коефіцієнти пружної анізотропії мусковіту і каолініту за даними експериментальних досліджень і за даними їх поперечно-ізотропної апроксимації

Тип мінералу	Мусковіт	Мусковіт	Мусковіт	Каолініт	Мусковіт (механічна шарувата модель)	
Пружні постійні (в чисельнику) і пружні податливості (в знаменнику)	C_{11}	<u>181.0</u>	<u>185.0</u>	<u>178.0</u>	<u>191.6</u>	<u>179.2</u>
	S_{11}	6.9	5.98	6.04	6.17	6.3
	C_{22}	<u>178.4</u>	<u>185.0</u>	<u>178.0</u>	<u>192.6</u>	<u>179.2</u>
	S_{22}	6.6	5.98	6.04	6.17	6.3
	C_{33}	<u>58.6</u>	<u>58.6</u>	<u>54.9</u>	<u>32.1</u>	<u>58.5</u>
	S_{33}	18.7	8.0	18.9	31.2	18.3
	C_{44}	<u>16.5</u>	<u>18.0</u>	<u>12.2</u>	<u>16.7</u>	<u>6.4</u>
	S_{44}	62.0	55.6	81.9	59.9	156.2
	C_{55}	<u>19.5</u>	<u>18.0</u>	<u>12.2</u>	<u>16.7</u>	<u>6.4</u>
	S_{55}	58,8	5.6	81.9	59.9	156.2
	C_{66}	<u>72.0</u>	<u>66.7</u>	<u>67.2</u>	<u>58.2</u>	<u>63.5</u>
	S_{66}	14.2	.0	14.8	17.2	15.7
	C_{12}	<u>48.8</u>	<u>51.7</u>	<u>42.4</u>	<u>75.2</u>	<u>52.2</u>
	S_{12}	-2.0	-1.5	-1,34	-2.4	-1.6
	C_{13}	<u>25.6</u>	<u>19.3</u>	<u>14.5</u>	<u>-3.3</u>	<u>21.9</u>
	S_{13}	-2.4	-1.47	-1.24	0.4	-1.7
C_{23}	<u>21.2</u>	<u>19.3</u>	<u>14.5</u>	<u>-3.3</u>	<u>21.9</u>	
S_{23}	6.6	-1.47	-1.24	0.4	-1.7	
C_{15}	<u>14.2</u>	-	-	-	-	
S_{15}	6.3	-	-	-	-	
C_{25}	<u>11</u>	-	-	-	-	
S_{25}	<u>5.1</u>	-	-	-	-	
C_{35}	<u>1</u>	-	-	-	-	
S_{35}	-1.9	-	-	-	-	
C_{46}	<u>-3.2</u>	-	-	-	-	
S_{46}	4.5	-	-	-	-	
A, %	41.9	41.8	45.3	51.4 55.8	46.1	
$A_i^{(t)}$, %	2.4	0	0	25.3	0	
Примітка	Експериментальні дані роботи [31]	Поперечно-ізотропна апроксимація	Експериментальні дані роботи [24]	Поперечно-ізотропна апроксимація	Поперечно-ізотропна апроксимація	

Примітка: В знаменнику величина інтегрального коефіцієнта пружної анізотропії каолініту триклінної симетрії.

2.2. Кількісна оцінка пружної анізотропії глинистих мінералів

В основі кристалохімічної систематики пружних постійних мінералів лежить ізоструктурний принцип [39, 41, 42, 43, 57, 56, 58]. Огляд систематик пружних простійних [41, 60, 57, 59, 56, 58, 13, 14, 18, 36] показав, що існує прямий зв'язок між пружними постійними і міжатомними силовими параметрами в ізоструктурних мінералах. Анізотропія пружних постійних залежить від орієнтації основних структурних елементів мінералу і міцності зв'язків між ними. Методи кількісної оцінки пружних постійних глинистих мінералів повинні ґрунтуватися на кореляції пружних постійних з величинами міжатомних зв'язків у відповідних напрямках структури мінералів.

Розробка систематики залежності швидкостей пружних хвиль мінералів і гірських порід від густини була розпочата Ф.Берчем [43, 14]. На основі аналізу залежності швидкостей поздовжніх і поперечних хвиль від щільності в умовах гідростатичного стискання Ф.Берч зробив емпіричне узагальнення, відоме нині як формула Берча [43, 36], згідно якої, при постійній величині середньої атомної ваги \bar{M} , швидкість поздовжньої хвилі V_p є лінійною функцією густини:

$$V_p = a(\bar{M}) + b(\rho), \quad (2.6)$$

де $a(\bar{M})$, b – емпіричні коефіцієнти; ρ – густина. Ф.Берч [43] також звернув увагу на той факт, що для ізоструктурних дані для швидкостей з різними \bar{M} лягають на прями, які перетинають напрямки постійних \bar{M} на діаграмі густина-швидкість.

Андерсен і Найф [41, 2] побудували логарифмічну залежність модулів пружності від середньоатомного об'єму і знайшли їх регресійні співвідношення для окислів і силікатів. К.Катахара [16] зробив спробу використати залежність між $V_{ij} = \sqrt{C_{ij}/\rho}$ від густини для прогнозу пружних постійних глинистих мінералів (каолініту, ілліту, хлориту).

Таблиця 2.2

Прогноз оцінки пружних постійних (C_{mn}) і пружних податливостей (S_{mn}) мінералів шаруватої структури в поперечно-ізотропному наближенні, які одержані шляхом чисельних розрахунків за формулою множинної регресійної залежності між комплексним параметром $\sqrt{C_{mn}/\rho}$ та густиною, і середньоатомною вагою мінералів

Назва мінералу та його кристалохімічна формула	Густина мінералу 10^3 кг/м^3	Середньо-атомна вага	Пружні постійні C_{mn} в ГПа (у чисельнику) і пружні податливості S_{mn} в (ТПа) $^{-1}$ (у знаменнику)						Інтегральний коефіцієнт пружної анізотропії, A_i %	Примітка		
			$\frac{C_{11}}{S_{11}}$	$\frac{C_{33}}{S_{33}}$	$\frac{C_{44}}{S_{44}}$	$\frac{C_{66}}{S_{66}}$	$\frac{C_{12}}{S_{12}}$	$\frac{C_{13}}{S_{13}}$				
Структурний тип 1:1												
Каолініт $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	2.52	15.19	<u>175.5</u>	<u>49.4</u>	<u>12.1</u>	<u>58.4</u>	<u>58.7</u>	<u>18.9</u>	45.3	1		
			6.6	21.6	82.6	17.1	-2.0	-1.7				
			<u>191.6</u>	<u>32.1</u>	<u>16.7</u>	<u>58.2</u>	<u>75.2</u>	<u>-3.3</u>			51.4	2 за даними [16]
			6.2	31.2	59.9	17.2	-2.4	0.4				
<u>171.5</u>	<u>52.6</u>	<u>14.8</u>	<u>66.3</u>	<u>38.9</u>	<u>27.1</u>	42.0	2 за даними [16]					
6.5	21.9	67.6	15.1	-1.0	-2.8							
Галуазит $Al_4(H_2O)_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	2.10	12.49	<u>149.5</u>	<u>23.0</u>	<u>10.9</u>	<u>45.8</u>	<u>57.8</u>	<u>38.4</u>	46.2	1		
Антигоріт $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	2.6	15.40	<u>182.7</u>	<u>63.5</u>	<u>13.3</u>	<u>60.4</u>	<u>61.9</u>	<u>14.7</u>	43.4	1		
Лізардит $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	2.55	15.40	<u>177.2</u>	<u>51.7</u>	<u>12.2</u>	<u>59.3</u>	<u>58.6</u>	<u>18.2</u>	45.1	1		
Дикіт $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	2.62	15.19	<u>186.6</u>	<u>74.9</u>	<u>14.5</u>	<u>60.6</u>	<u>65.5</u>	<u>12.4</u>	41.6	1		
Хризотил $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	2.55	15.40	<u>177.2</u>	<u>51.7</u>	<u>12.2</u>	<u>59.3</u>	<u>58.6</u>	<u>18.2</u>	45.1	1		
Структурний тип 2:1												
Монтморилоніт $Na_x(H_2O)_4$ $\{Al_2[Al_xSi_{4-x}O_{10}](OH)_2\}$	2.55	13.27	<u>195.3</u>	<u>126.7</u>	<u>21.3</u>	<u>56.3</u>	<u>82.6</u>	<u>7.0</u>	27.2	1		
Ілліт $K_x(H_2O)_x$ $\{Al_2[Al_xSi_{3-x}O_{10}](OH)_{2-x}(H_2O)_3\}$	2.79	16.55	<u>194.9</u>	<u>87.4</u>	<u>14.1</u>	<u>66.3</u>	<u>62.4</u>	<u>10.9</u>	41.0	1		
			5.8	11.6	70.9	15.1	-1.8	-0.5				
			<u>179.9</u>	<u>55.0</u>	<u>11.7</u>	<u>70.0</u>	<u>39.9</u>	<u>14.5</u>			45.8	2 за даними [16]
5.9	18.8	85.5	14.3	-1.2	-1.2							
Структурний тип 2:1:1												
Хлорит $Mg_4(MgAl)_2$ $[(SiAl)_2Si_2O_{10}](OH)_8$	2.69	15.44	<u>192.5</u>	<u>90.0</u>	<u>15.4</u>	<u>62.5</u>	<u>67.5</u>	<u>10.4</u>	39.8	1		
			5.9	11.2	64.9	16.0	-2.1	-0.4				
			<u>181.8</u>	<u>106.8</u>	<u>11.4</u>	<u>62.5</u>	<u>56.8</u>	<u>20.3</u>			36.3	2 за даними [16]
6.2	9.7	87.7	16.0	-1.8	-0.8							
Клинохлор	2.711	15.44	177.4	93.7	11.2	55.4	66.2*	–	–	Неповні дані [40]		
Лейхтенбергіт	2.65	15.44	184.3	119.67	11.8	69.2	45.9*	–	–	Неповні дані [40]		
Структурний тип: Слюди												
Мусковіт $K\{Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2\}$	2.893	18.97	<u>188.8</u>	<u>56.6</u>	<u>9.9</u>	<u>71.9</u>	<u>44.9</u>	<u>17.9</u>	46.7	1		
			5.7	18.6	101.0	13.9	-1.2	-1.4				
			<u>185.3</u>	<u>56.8</u>	<u>12.7</u>	<u>68.7</u>	<u>47.9</u>	<u>15.3</u>			45.3	2
5.9	18.3	78.7	14.6	-1.4	-1.2							
Біотит $K\{(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2\}$	3.097	21.11	<u>196.1</u>	<u>61.5</u>	<u>9.1</u>	<u>79.7</u>	<u>36.8</u>	<u>17.0</u>	47.1	1		
			5.4	16.9	109.9	12.5	-0.9	-1.2				
			<u>189.4</u>	<u>54.8</u>	<u>6.0</u>	<u>77.7</u>	<u>33.9</u>	<u>16.9</u>			49.3	2
5.6	19.1	166.7	12.9	-0.9	-1.4							
Флогопіт $K\{Mg_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2\}$	2.868	18.97	<u>186.3</u>	<u>51.6</u>	<u>9.5</u>	<u>71.4</u>	<u>43.6</u>	<u>19.6</u>	47.4	1		
			5.8	20.7	105.3	14.0	-1.2	-1.8				
			<u>183.8</u>	<u>53.0</u>	<u>5.9</u>	<u>74.6</u>	<u>34.6</u>	<u>26.5</u>			47.8	2
6.0	21.5	169.5	13.4	-0.7	-2.6							
Ксантифіліт $Ca\{Mg_2Al[Al_3SiO_{10}](OH)_2\}$	3.100	19.03	<u>210.2</u>	<u>116.1</u>	<u>13.6</u>	<u>76.9</u>	<u>56.3</u>	<u>8.6</u>	39.4	1		
			5.1	8.6	73.5	13.5	-1.4	-0.3				
			231.4	99.7	23.1	80.6	–	–			–	Неповні дані [40]

Примітка: * - пружні постійні C_{12} , розраховані в поперечно-ізотропному наближенні. 1 - За даними множинної регресії, 2 - Поперечно-ізотропна апроксимація за даними інверсії.

Для прогнозу пружних постійних глинистих мінералів знайдена множинна регресійна залежність між комплексним параметром $\sqrt{C_{mn}/\rho}$ і густиною ρ та середньо атомною вагою \bar{M} :

$$\lg(\sqrt{C_{mn}/\rho}) = A \ln\rho + B \ln\bar{M} + C. \quad (2.7)$$

Величина коефіцієнтів множинної регресії для різних пружних постійних C_{mn} та їх довірчі границі наведені в табл. 2.3.

Величина комплексного параметру $\sqrt{C_{mn}/\rho}$ для діагональних компонент матриці пружних постійних в поперечно-ізотропному наближенні C_{11} , C_{33} , C_{44} , C_{66} має прозорий фізичний зміст: це величини фазових швидкостей хвиль поздовжньої або поперечної поляризації вздовж відповідних кристалографічних напрямків глинистих мінералів, які корелюють із міцністю зв'язку між атомами в цих напрямках [39, 40, 42, 57, 58]. Результати кількісної оцінки пружних постійних породоутворюючих глинистих мінералів за формулою (2.7) наведені в табл. 2.2. Одержані результати добре узгоджуються із даними експериментальних досліджень, які також наведені в табл. 2.3.

Таблиця 2.3

Коефіцієнти лінійної регресійної залежності між логарифмом комплексного параметра $\lg(\sqrt{C_{mn}/\rho})$ і логарифмами густини ($\ln \rho$) та середньо атомної ваги \bar{M} мінералів шаруватої структури

Параметр	Коефіцієнти регресійного рівняння $\lg(\sqrt{C_{mn}/\rho}) = A \ln\rho + B \ln\bar{M} + C$			Довірчі границі прогнозних оцінок параметрів
	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>	
$\ln(\sqrt{C_{11}/\rho})$	0.391	-0.326	2.741	±0.0129
$\ln(\sqrt{C_{33}/\rho})$	4.838	-3.013	5.215	±0.034
$\ln(\sqrt{C_{44}/\rho})$	1,829	-1.892	4.241	±0.061
$\ln(\sqrt{C_{66}/\rho})$	1.120	-0.021	0.173	±0.002
$\ln(\sqrt{C_{13}/\rho})$	-5.902	3.223	-2.305	±0.018

Для всіх глинистих мінералів виконуються співвідношення між пружними постійними: $C_{11}=C_{22}>C_{33}$, $C_{66}>C_{44}=C_{55}$, $C_{12}>C_{13}=C_{23}$. Вперше одержані пружні постійні в поперечно-ізотропному наближенні таких важливих мінералів, як галуазит, дикіт, антигоріт, лізардит, хризотил, монтморилоніт, ілліт, хлорит і ксантофілліт. Одержані надійні дані для поперечно-ізотропного наближення пружних постійних каолініту, які добре узгоджуються із прогнозними оцінками даних інших дослідників [13].

Для усіх породоутворюючих мінералів розраховані в поперечно-ізотропному наближенні пружні податливості S_{mn} (в ГПа^{-1}), які дозволяють оцінювати лінійну та об'ємну стискуваність мінералів (табл. 2.2). Величина інтегрального коефіцієнта пружної анізотропії глинистих мінералів коливається від 27.2 % до 50.4 %. Найменша величина коефіцієнта анізотропії 27.2 % характерна для монтморилоніту, обумовлена тим, що у міжшаровому просторі цього мінералу і, відповідно, в ослаблених спайністю напрямках, знаходиться вода. За даними експериментальних досліджень, при водонасиченості пружні постійні зростають, і величина коефіцієнта анізотропії зменшується [39].

2.3. Параметри анізотропії пружних хвиль породоутворюючих глинистих мінералів

Пружна симетрія мінералів контролює просторові зміни всіх без виключення параметрів анізотропії пружних хвиль [39]: індикатрис стереопроєкцій ізоліній квазіпоздовжньої, «швидкої» і «повільної» квазіпоперечних хвиль та диференціального коефіцієнта пружної анізотропії. Це яскраво видно на прикладі каолініту (рис. 2.6) і мусковіту (рис. 2.7).

Стереопроєкція ізоліній фазової квазіпоздовжньої хвилі каолініту в триклінному наближенні (рис. 2.6, б) має локальний мінімум у напрямку кристалографічної осі (001) і майже симетрична відносно координатної площини X_1X_3 . Максимальні величини фазової квазіпоздовжньої хвилі в площині X_1X_2 .

Стереопроєкція ізоліній різниці між «швидкою» і «повільною» фазовими швидкостями квазіпоздовжніх хвиль каолініту триклінної симетрії (рис. 2.6, в) має в околі напрямку (001) біля семи локальних екстремумів, які свідчать, принаймні, про наявність біля 7 акустичних осей, причому жодна з них не співпадає із віссю C каолініту. Найбільша різниця між «швидкою» і «повільною» квазіпоперечними хвилями спостерігається в площині X_1X_2 і сягає величини, більше $2.8 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$. Це свідчить, насамперед, про наявність в кристалі каолініту інтенсивних ефектів розщеплення поперечних хвиль.

Спостерігається три напрямки максимальної величини коефіцієнтів диференціальної пружної анізотропії, величина яких сягає більше 55 % (рис. 2.6, а). Але в околі напрямку (001) є також два напрямки із найменшою величиною коефіцієнта пружної анізотропії – менше 20 %.

Поперечно-ізотропна апроксимація пружної симетрії каолініту приводить до того, що всі без виключення параметри анізотропії мають циліндричну симетрію (рис. 2.6, г-е). Характерні екстремальні напрямки параметрів анізотропії, які спостерігаються в триклінному наближенні, згладжуються. Замість трьох екстремальних напрямків коефіцієнтів диференціальної пружної анізотропії з'являється цілий пояс екстремальних його значень – більше 55 %.

Шаруватий структурний мотив також значною мірою проявляється і на стереопроєкціях параметрів анізотропії мусковіту моноклінної симетрії (рис. 2.7, а-в). В околі кристалографічної осі C мусковіту спостерігається біля шести акустичних осей, а величина різниці між «швидкою» і «повільною» фазовими квазіпоперечними хвилями в площині X_1X_2 сягає більше $2.4 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$, але ця величина менша за значення цього параметру, характерного для каолініту (рис. 2.6 та 2.7).

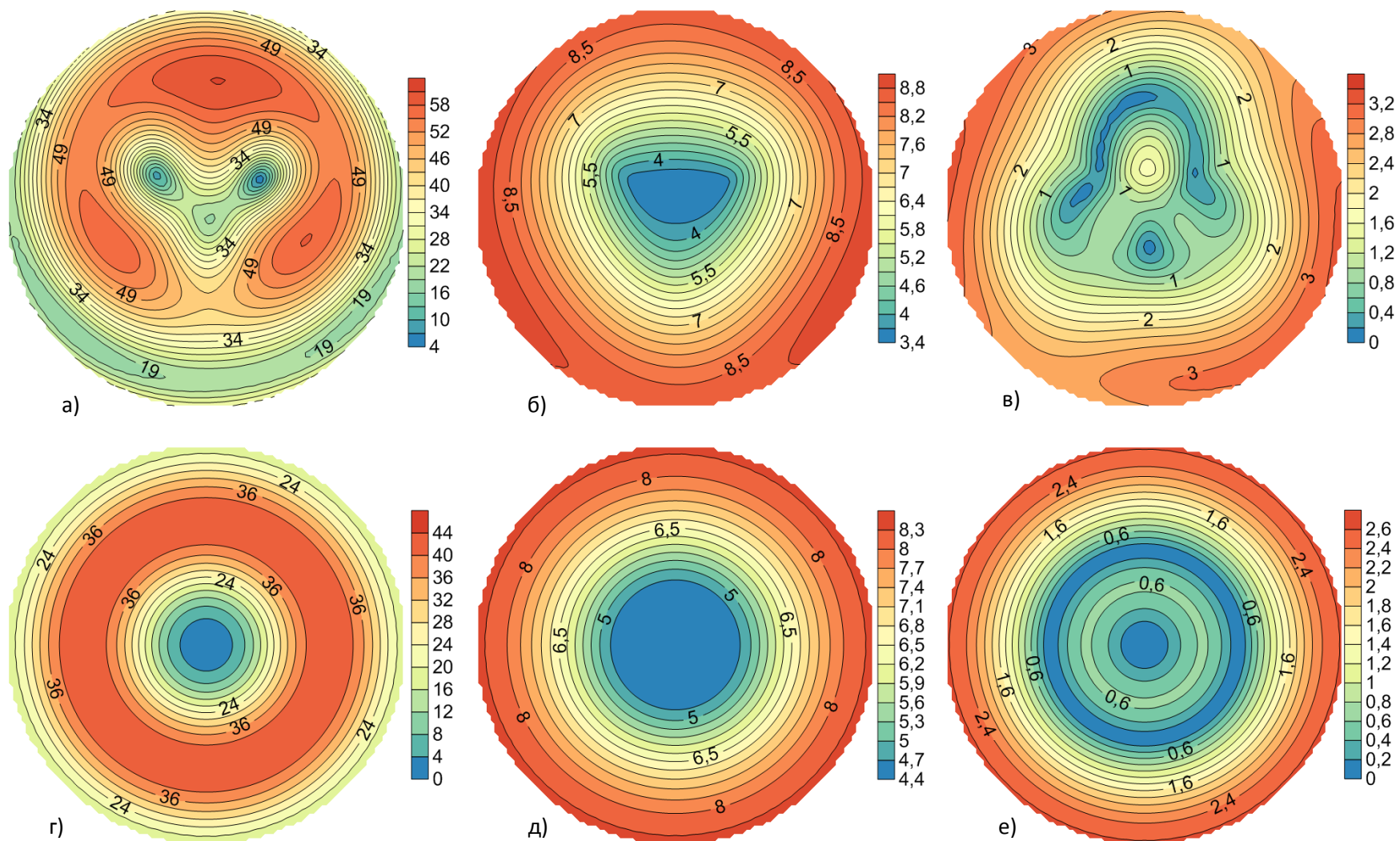


Рис. 2.6. Стереопроєкції ізолій параметрів анізотропії каолініту триклінної симетрії (верхня трійка) та його поперечно-ізоотропного наближення (нижня трійка):

а), г) – диференціального коефіцієнта пружної анізотропії (A_a , %);

б), д) – швидкості розповсюдження квазіпоzdжовжньої хвилі (в $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$);

в), е) – різниці швидкостей розповсюдження «швидкої» і «повільної» квазіпоперечних хвиль (в $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$).

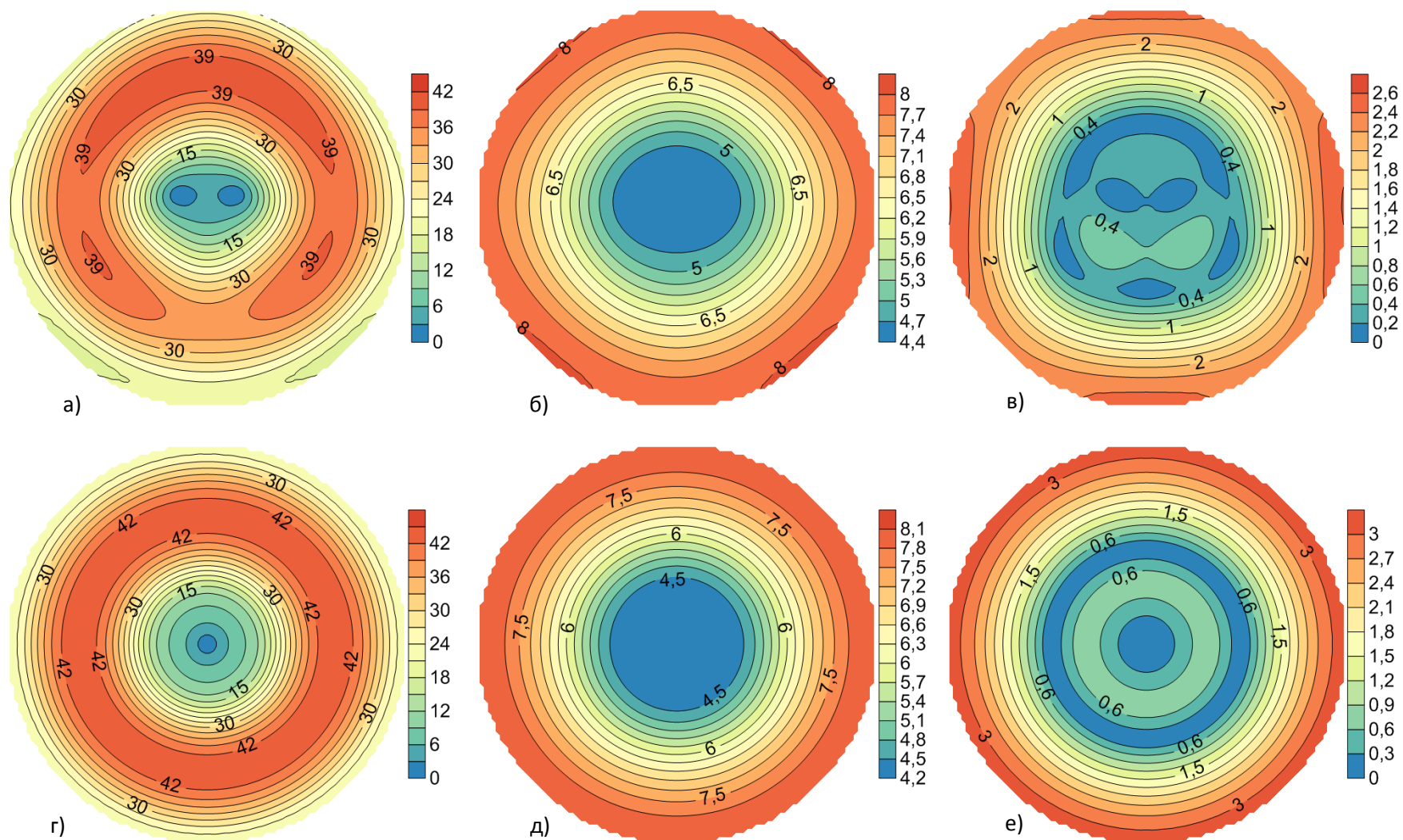


Рис. 2.7. Стереопроєкції ізоліній параметрів анізотропії мусковіту моноклінної симетрії (верхня трійка) та його поперечно-ізоотропного наближення (нижня трійка):

а), г) – диференціального коефіцієнта пружної анізотропії (A_a , %);

б), д) – швидкості розповсюдження квазіпоzdжовжньої хвилі (в км·с⁻¹);

в), е) – різниці швидкостей розповсюдження «швидкої» і «повільної» квазіпоперечних хвиль (в км·с⁻¹).

На рис. 2.8 представлені стереопроєкції параметрів анізотропії для поперечно-ізотропного наближення біотиту і монтморилоніту, як одних із найбільш поширених глинистих мінералів. Для біотиту диференціальний коефіцієнт пружної анізотропії коливається від 0% в центрі акустичної осі, до 45% на поясі кутів 60° - 70° (рис. 2.8, а). Монтморилоніт має дещо менші значення диференціального коефіцієнта пружної анізотропії від 0% в центрі акустичної осі, до 35% на поясі кутів 60° - 80° (рис. 2.8, г). Швидкість розповсюдження квазіпоздовжньої хвилі для біотиту коливається від $4.2 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ в поясі кутів 10° - 30° , і зростає до $8 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ на кутах близьких до 90° (рис. 2.8, б). Для монтморилоніту спостерігається схожа ситуація зростання швидкості квазіпоздовжньої хвилі від $6.2 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ в поясі кутів 20° - 40° до $8.7 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ на кутах близьких до 90° (рис. 2.8, д). Для стереопроєкцій різниці швидкостей розповсюдження «швидкої» і «повільної» квазіпоперечних хвиль картина анізотропії дещо складніша. Нульові значення різниці розташовані в центрі акустичної осі як для біотиту, так і для монтморилоніту. Також для обох мінералів існує пояс нульових значень різниці швидкостей квазіпоперечних хвиль – в межах кутів 30° - 40° для біотиту (рис. 2.8, в) і 60° - 70° для монтморилоніту (рис. 2.8, е). Максимальні значення для різниці квазіпоперечних хвиль приурочені до кутів 90° для обох мінералів ($3.5 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ в біотиті та $1.8 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ в монтморилоніті). Пояс підвищених значень характерний для біотиту в межах кутів 20° - 30° і до $0.8 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ і для монтморилоніту 30° - 40° до $1.7 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$, що свідчить про достатньо складний характер анізотропії їх пружних властивостей.

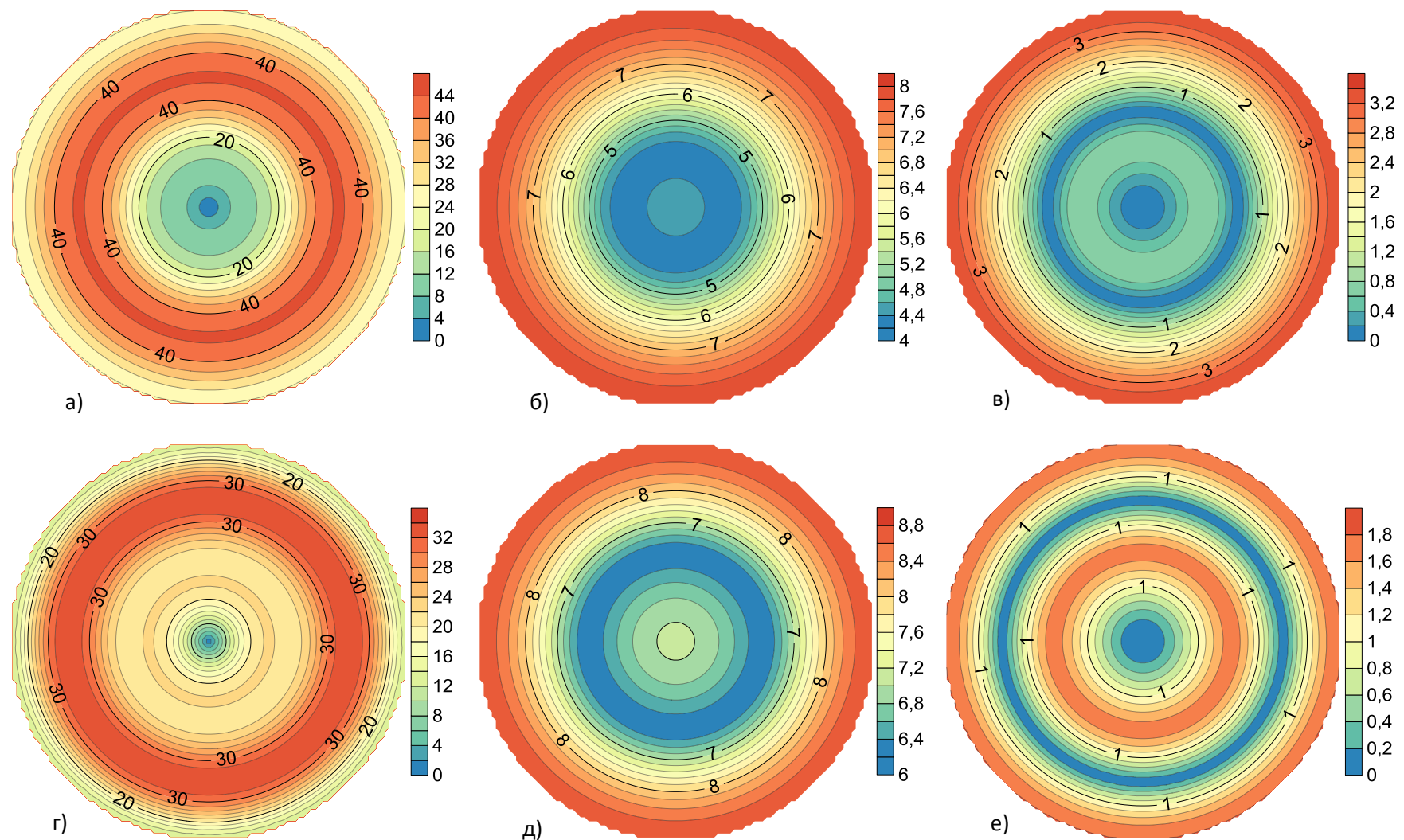


Рис. 2.8. Стереопроєкції ізолій параметрів анізотропії поперечно-ізотропного наближення біотиту (верхня трійка) та монтморилоніту (нижня трійка):

а), г) – диференціального коефіцієнта пружної анізотропії (A_{α} , %);

б), д) – швидкості розповсюдження квазіпоzdжовжньої хвилі (в $\text{км}\cdot\text{с}^{-1}$);

в), е) – різниці швидкостей розповсюдження «швидкої» і «повільної» квазіпоперечних хвиль (в $\text{км}\cdot\text{с}^{-1}$).

Співставлення індикатрис фазових швидкостей за прогнозними і експериментальними даними (рис. 2.9) в поперечно-ізотропному наближенні показало, що аномальні екстремальні значення на індикатрисах за експериментальними даними обумовлені від'ємними величинами C_{13} і C_{23} . Схожу ситуацію спостерігаємо і на рис. 2.10. Прогнозні оцінки дають можливість виправити неточності оцінки C_{13} і C_{23} в роботі [24].

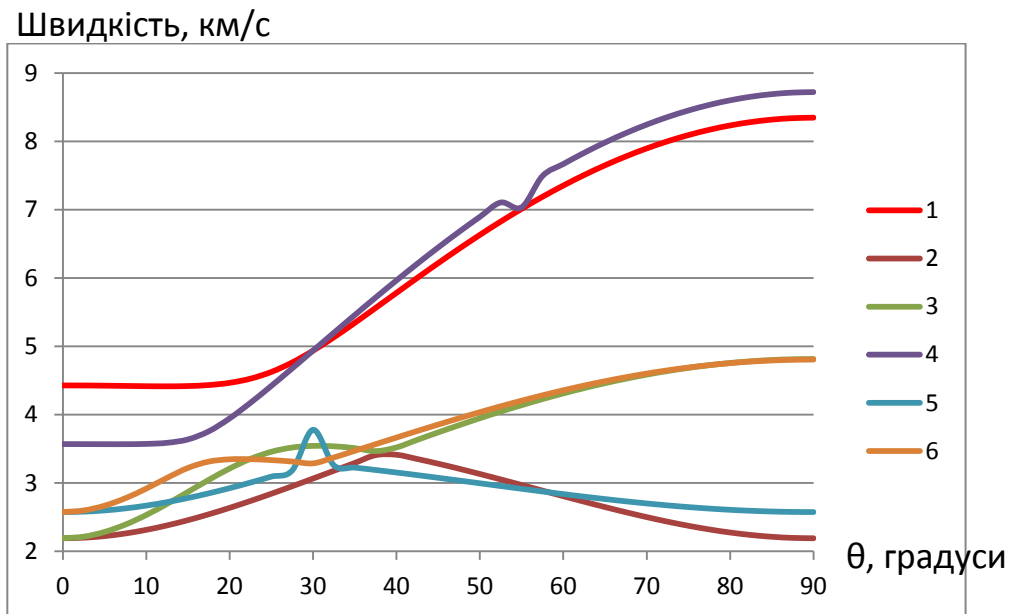


Рис. 2.9. Індикатрис фазових швидкостей квазіпоздовжніх і квазіпоперечних хвиль мінералу каолініту в поперечно-ізотропному наближенні за даними експериментальних досліджень та прогнозних оцінок за регресійною залежністю:

- 1 – квазіпоздовжня хвиля за прогнозними даними;
- 2 – «повільна» квазіпоперечна хвиля за прогнозними даними;
- 3 – «швидка» квазіпоперечна хвиля за прогнозними даними;
- 4 – квазіпоздовжня хвиля за експериментальними даними;
- 5 – «повільна» квазіпоперечна хвиля за експериментальними даними;
- 6 – «швидка» квазіпоперечна хвиля за експериментальними даними.

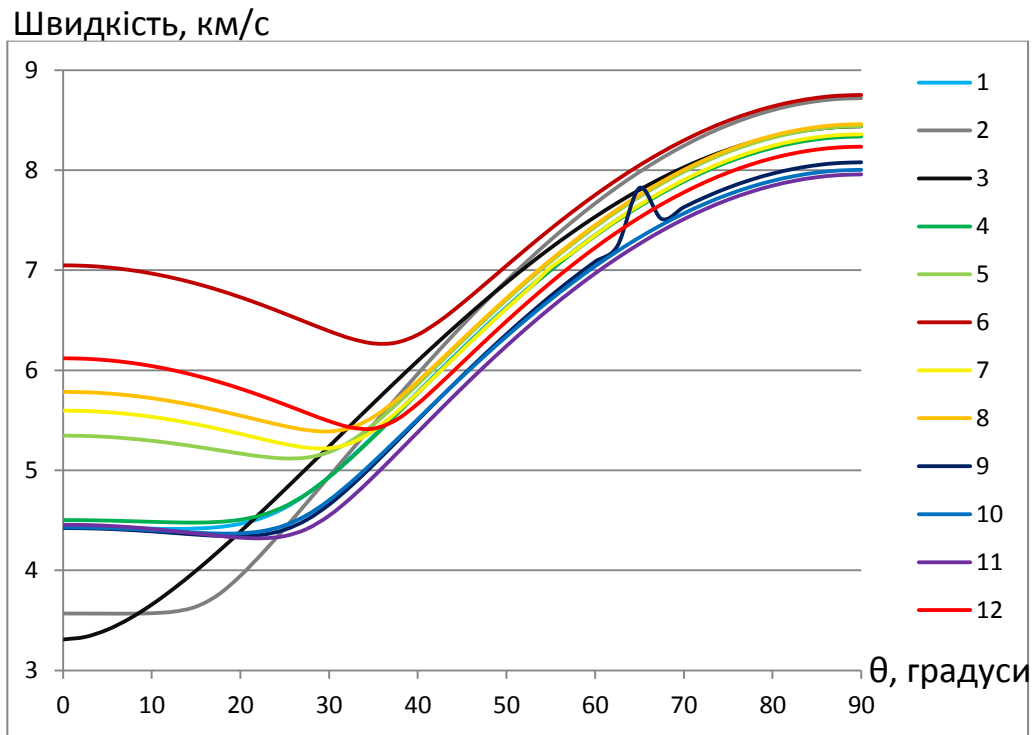


Рис. 2.10 Індикатриси фазових швидкостей квазіпоздовжніх хвиль глинистих мінералів (поперечно-ізоотропне наближення)

- 1 – каолінит за даними множинної регресії;
- 2 – каолінит за експериментальними даними;
- 3 – галуазит за даними множинної регресії;
- 4 – лізардит за даними множинної регресії;
- 5 – дикіт за даними множинної регресії;
- 6 – монтморилоніт за даними множинної регресії;
- 7 – ілліт за даними множинної регресії;
- 8 – хлорит за даними множинної регресії;
- 9 – мусковіт за даними множинної регресії;
- 10 – мусковіт за даними інверсії експериментальних даних;
- 11 – біотит за даними множинної регресії;
- 12 – ксантофілліт за даними множинної регресії.

2.4. Висновки до розділу

Пружна симетрія мінералів контролює просторові зміни всіх без виключення параметрів анізотропії пружних хвиль: індикатрис стереопроекцій ізоліній квазіпоздовжньої, «швидкої» і «повільної» квазіпоперечних хвиль та диференціального коефіцієнта пружної анізотропії.

Автором проведений аналіз параметрів пружної анізотропії основних глинистих мінералів на прикладі каолініту та мусковіту.

Досліджено параметри реальної анізотропії пружних хвиль глинистих мінералів та їх взаємозв'язок із структурними особливостями.

Розроблений метод можна застосовувати для прогнозу пружних постійних інших породоутворюючих мінералів.

РОЗДІЛ 3. ІНВАРІАНТНО-ПОЛЯРИЗАЦІЙНИЙ СЕЙСМІЧНИЙ МЕТОД ВИЗНАЧЕННЯ ПРУЖНОЇ СИМЕТРІЇ І ПРУЖНИХ СТАЛИХ ТОВЩІ ГІРСЬКИХ ПОРІД

3.1. Анізотропія швидкостей сейсмічних хвиль у геологічному середовищі

В цьому розділі зроблена спроба визначити повний набір компонент матриці тензора пружних постійних в наближенні триклінної симетрії та оцінити характер азимутальної анізотропії сейсмічних хвиль за результатами польових сейсмічних досліджень [5, 37]. Пружні сталі визначаються шляхом інверсії індикатрис променевих або фазових швидкостей різної поляризації. Група симетрії осадової товщі визначається за допомогою акустичного тензора і тензора пружних сталих. Як базис стандартної акустичної системи координат обрано праву трійку власних взаємно ортогональних векторів акустичного тензора. Для апроксимації тензора пружних постійних поперечно-ізоотропним наближенням використовується метод Федорова [91], який забезпечує не лише кількісну оцінку компонент матриці пружних постійних, але й дозволяє оцінити ступінь відхилення пружних сталих реального анізотропного середовища від найближчого до нього поперечно-ізоотропного середовища.

Автором в роботі [85] пропонується інваріантно-поляризаційний сейсмічний спосіб визначення (контролю) пружної симетрії і пружних сталих товщі гірських порід. Вирішення поставленої задачі досягається за рахунок застосування розробленого нового алгоритму обробки сейсмічної інформації та полягає в тому, що на денній поверхні (або в свердловині) в заданій робочій системі координат у фіксованих напрямках збуджують і реєструють трикомпонентними сейсмоприймачами хвилі повздовжньої і поперечної поляризації із взаємно ортогональними площинами поляризації (ізонормальні хвилі); сейсмічне хвильове поле записують у вигляді сейсмограм; за спеціальними алгоритмами проводять обробку отриманої інформації, а саме шляхом узгодженого повороту записів хвильових полів на отриманих записах сейсмограм виділяють квазіповздовжню хвилю, «швидку» та «повільну»

квазіпоперечні хвилі (ізонормальні хвилі); вимірюють їх час розповсюдження; будують годографи ізонормальних хвиль; визначають їх променеві швидкості та будують індикатрисы променевих хвиль. В результаті розраховують і будують стереопроекції ізоліній параметрів азимутальної анізотропії хвиль різної поляризації, розраховують пружні податливості і параметри азимутальної анізотропії динамічних модулів пружності, поверхні рефракції і хвильові поверхні; параметри азимутальної анізотропії хвиль різної поляризації і модулів пружності інвертують у функції розподілу орієнтації пор, тріщин і каверн.

3.2. Метод інверсії азимутальної залежності променевих або фазових швидкостей пружних хвиль різної поляризації в пружні сталі геологічного середовища

Для розв'язку поставленої задачі застосовується модифікований інваріантно-поляризаційний метод [68, 69], який забезпечує, шляхом вимірювання променевих або фазових швидкостей пружних хвиль різної поляризації, визначення повного набору компонент матриці пружних сталей у стандартній акустичній системі координат, яка визначається у процесі чисельних розрахунків. Метод детально описаний в роботах [39, 77, 64, 61, 1].

Задача інверсії формулюється наступним чином: необхідно знайти пружні сталі геологічного середовища шляхом інверсії азимутальної залежності променевих або фазових швидкостей пружних хвиль різної поляризації, яка визначена в процесі польових сейсмічних спостережень. Для її вирішення використовується нелінійний метод найменших квадратів. Цільова функція $\Phi(\vec{x})$ має такий вигляд:

$$\Phi(\vec{x}) = \sum_{m=1}^M [V_m^{(e)} - V_m^{(r)}]^2, \quad (3.1)$$

де $V_m^{(e)}, V_m^{(r)}$ – експериментальні та обчислені значення швидкостей різної поляризації ($e, r = 1, 2, 3$; 1 - квазіпоздовжня, 2, 3 - квазіпоперечні – «швидка» і «повільна») в m -му напрямку вимірювань, \vec{x} - вектор шуканих параметрів

розмірності N , який включає 21 компоненту матриці пружних постійних, густину та компоненти вектора хвильової нормалі (у випадку використання променевої швидкості). При визначенні компонент вектора хвильової нормалі \vec{n} для чисельних розрахунків вектора променевої швидкості, враховуючи умови їх ортогональності, накладались обмеження на його компоненти:

$$n_1^2 + n_2^2 + n_3^2 = 1. \quad (3.2)$$

Фазові швидкості і вектори поляризації пружних хвиль знаходять із розв'язку рівняння Гріна-Крістоффеля [91]:

$$(\Gamma_{il} - \rho v^2 \delta_{il}) U_l = 0, \quad (3.3)$$

де $\Gamma_{il} = C_{ijkl} n_j n_k$ – тензор Крістоффеля; v – фазова швидкість; n_j – компоненти вектора хвильової нормалі; C_{ijkl} – тензор пружних постійних; U_l – компоненти вектора пружних зміщень; ρ – густина; δ_{il} – тензор Кронекера.

Якщо заданий напрямок вектора хвильової нормалі, то із умови існування розв'язку рівняння (3.3)

$$|\Gamma_{il} - \rho v^2 \delta_{il}| = 0, \quad (3.4)$$

знаходимо власні значення тензора Крістоффеля Γ_{il} , які з точністю до величини постійної ρ , визначають фазові швидкості квазіповдовжньої (v_1) і двох квазіпоперечних хвиль – «швидкої» v_2 та «повільної» v_3 ($v_1 > v_2 \geq v_3$).

Пружні зміщення ізонормальних хвиль знаходять із рівняння [91]:

$$U_j U_m = \frac{\overline{(\Gamma - \rho v^2)}_{jm}}{(\Gamma - \rho v^2)_c}, \quad (3.5)$$

де $\overline{(\Gamma - \rho v^2)}_{jm}$ – тензор взаємний тензору $(\Gamma - \rho v^2)_{jm}$; c – згортка тензора. Компоненти вектора променевої швидкості $V_i^{(e)}$ обчислювалися за формулою [91]:

$$V_i^{(e)} = \frac{C_{ijkl}(\Gamma - \rho v^2)_{jl} n_k}{v(\Gamma - \rho v^2)_c}. \quad (3.6)$$

Чисельні розрахунки фазових швидкостей хвиль здійснювалися модифікованим методом Якобі [39, 64, 61].

Оскільки апріорі пружна симетрія і просторова орієнтація елементів симетрії упорядкованого геологічного середовища невідома, то для її визначення в інваріантно-поляризаційному методі використовується додатно визначений симетричний акустичний тензор μ_{il} , який є згорткою тензора пружних сталей по парі зовнішніх або внутрішніх індексів [91]:

$$\rho \mu_{il} = C_{ijjl}. \quad (3.7)$$

В довільному напрямку хвильової нормалі він визначається сумою квадратів фазових швидкостей з ортогональними векторами поляризації [91]:

$$\vec{\mu}(\vec{n}) = \mu_{il} n_i n_l = v_1^2 + v_2^2 + v_3^2. \quad (3.8)$$

Як впливає із характеристичного рівняння акустичного тензора [91]:

$$(\mu_{il} - \lambda \delta_{il}) x_l = 0, \quad (3.9)$$

де λ – скаляр; він має три власні значення μ_1, μ_2, μ_3 . Кожному власному значенню відповідає свій власний вектор $\vec{X}', \vec{X}'', \vec{X}'''$. Власні вектори утворюють трійку взаємно ортогональних векторів [91]. Напрямки власних векторів акустичного тензора співпадають із орієнтацією елементів симетрії анізотропного середовища – вони або колінеарні осям симетрії, або ортогональні площинам симетрії [79, 81]. Як зазначається Ф.І. Федоровим [91], що за допомогою акустичного тензора можна єдиним чином здійснити природній вибір осей координат в моноклінних і триклінних кристалах.

Приймаючи до уваги ці особливості, праву трійку власних векторів акустичного тензора використовують як базис стандартної акустичної системи координат [77, 91].

Параметри характеристичної поверхні акустичного тензора [86, 19]:

$$\mu_{il}x_i x_l = 1, \quad (3.10)$$

яка в подальшому іменується акустичним еліпсоїдом, використовують для визначення симетрії акустичного тензора. Якщо найбільше власне значення акустичного тензора позначити μ_g , найменше - μ_p , а проміжне - μ_m (як це прийнято в кристалооптиці), то тоді можна обчислити параметри акустичного еліпсоїда:

$$L_\mu = \frac{\mu_g}{\mu_m} - \text{акустичну «лінійність»};$$

$$S_\mu = \frac{\mu_m}{\mu_p} - \text{акустичну «сланцюватість»}.$$

Побудова акустичної діаграми-графіка залежності L_μ від S_μ надає можливість визначити належність упорядкованого геологічного середовища до наступних класів симетрії:

- а) якщо $L_\mu = 1, S_\mu = 1$ – сферична симетрія (ізотропне середовище);
- б) якщо $L_\mu = 1, S_\mu > 1$ – планальна поперечно-ізотропна симетрія;
- в) якщо $L_\mu > 1, S_\mu = 1$ – аксіальна поперечно-ізотропна симетрія;
- г) якщо $L_\mu > 1, S_\mu > 1$ – ромбічна планальна або аксіальна симетрія.

За параметрами акустичного еліпсоїда розрізнити триклінну, моноклінну та ромбічну симетрію неможливо.

Для подальшої більш детальної класифікації геологічного середовища на групи симетрії використовується симетрія матриці пружних сталих в стандартній акустичній системі координат. Перетворення компонент матриці пружних сталих у робочій системі координат C'_{mnpq} до компонент матриці пружних сталих у стандартній акустичній системі координат C_{ijkl} , яка знаходиться в процесі розв'язку задачі, здійснюються за формулою [91]:

$$C_{ijkl} = a_{im}a_{jn}a_{kp}a_{lq}C'_{mnpq}, \quad (3.11)$$

де a_{im} – направляючі косинуси між власними векторами акустичного тензора і осями робочої системи координат.

Для кількісної оцінки акустичної і пружної анізотропії використовуються інтегральні коефіцієнти відносної середньоквадратичної акустичної (A_μ) і пружної анізотропії [91]:

$$A_\mu = \sqrt{\frac{1/3[(\mu_1 - \mu_2)^2 + (\mu_1 - \mu_3)^2 + (\mu_2 - \mu_3)^2]}{\mu_1^2 + \mu_2^2 + \mu_3^2}} 100\%, \quad (3.12)$$

$$A_c = \sqrt{\frac{\langle \Gamma^2 \rangle_c - \langle \Gamma_m^2 \rangle_c}{\langle \Gamma^2 \rangle_c}} 100\%, \quad (3.13)$$

$$\text{де } \langle \Gamma^2 \rangle_c = \langle \Gamma_{11}^2 \rangle + \langle \Gamma_{22}^2 \rangle + \langle \Gamma_{33}^2 \rangle + 2(\langle \Gamma_{12}^2 \rangle + \langle \Gamma_{13}^2 \rangle + \langle \Gamma_{23}^2 \rangle), \quad (3.14)$$

$$\langle \Gamma_m^2 \rangle_c = \frac{1}{2} [\langle \Gamma_c \rangle^2 + 3\langle \Gamma_{il} n_i n_l \rangle - 2\langle \Gamma_c \rangle \langle \Gamma_{il} n_i n_l \rangle].$$

$\langle \rangle$ - кутові дужки означають операцію осереднення за усіма напрямками хвильової нормалі; μ_1, μ_2, μ_3 – власні значення акустичного тензора.

Якщо операція осереднення до формули (3.13) не застосовується, то тоді для кожного напрямку хвильової нормалі визначають величину диференціального коефіцієнта пружної анізотропії, який характеризує наскільки анізотропне середовище відрізняється в середньому від найближчого до нього ізотропного середовища [91].

Такий підхід до оцінки анізотропії дозволяє визначати, наскільки упорядковане геологічне середовище відрізняється від будь-якого, в тому числі й найближчого до нього поперечно-ізотропного та ізотропного середовища [91].

Інтегральний і диференціальний коефіцієнти поперечної пружної анізотропії визначалися за формулами, які наведені в роботі [91]. Внаслідок їх громіздкості, вони тут не виписуються. За формулами цієї роботи визначаються

і пружні постійні найближчого поперечно-ізотропного середовища до заданого анізотропного середовища.

Для оптимізації розв'язку задачі інверсії застосовується метод Бройдена-Флетчера-Гольдфарба-Шенно (корекція БФГШ), який відноситься до класу квазіньютонівських методів [9]. Перевагою цього методу глобальної оптимізації є можливість апроксимації кривизни нелінійної цільової функції $\Phi(\vec{x})$ без явного обчислення матриці Гессіану $H(\vec{x})$, яка є матрицею її других похідних $\partial^2\Phi(\vec{x})/(\partial x_i\partial x_j)$. Це забезпечує суттєве прискорення збіжності і стійкості створеного ітераційного процесу. Метод детально описаний в роботі [9].

3.3. Експериментальні дані для визначення повного набору компонент тензорної матриці пружних сталих осадових відкладів в триклінному наближенні

Для визначення повного набору компонент тензорної матриці пружних сталих осадових відкладів в триклінному наближенні були використані результати польових спостережень методом ВСП, які проводились в районі Південної Ельби (Прикаспійська западина) [5]. Осадові відклади, які були об'єктом досліджень, відносять до верхів нижньої крейди. Методика експериментальних сейсмічних досліджень полягала в поєднанні спостережень відбитих і заломлених хвиль на поверхні із спостереженням прямих хвиль у свердловинах [5, 15, 30].

Під час польових експериментів проводилися збудження та реєстрація поздовжніх та поперечних хвиль з різною поляризацією. Запис поперечних хвиль здійснювався з використанням направлених джерел за схемою YY і XX, які забезпечували реєстрацію SH і SV хвиль. В деяких випадках застосовувалося одночасне збурення обох типів S-хвиль.

Дослідження анізотропії осадових відкладів здійснювалися на геологічних розрізах з різним літологічним складом порід: слабодиференційованих піщано-

глинистих і глинистих відкладах та гетерогенних карбонатних породах. Результати свердловинних спостережень поздовжніх Р і поперечних SH і SV хвиль наведені на Рис. 3.1 та Рис. 3.2.

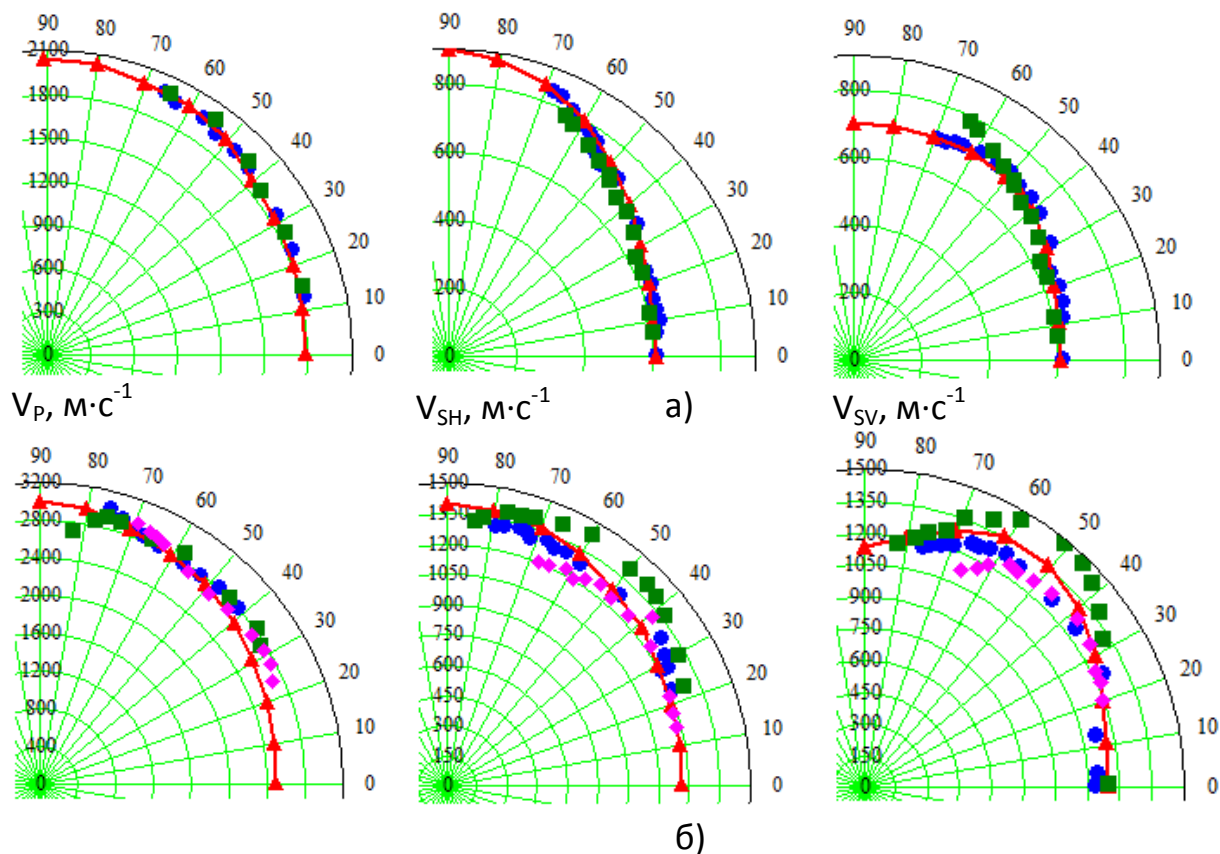


Рис.3.1. Індикатриси променевих швидкостей поздовжніх Р і поперечних SH і SV хвиль за результатами спостережень у свердловинах за даними Бродова та інших [5]:

- а) – глинисті відклади на глибині 180-220 м;
- б) – мергелисто-крейдові відклади на глибинах 120-200 м.

Лініями позначені теоретичні значення швидкостей для еліптичних індикатрис, знаками – експериментальні дані.

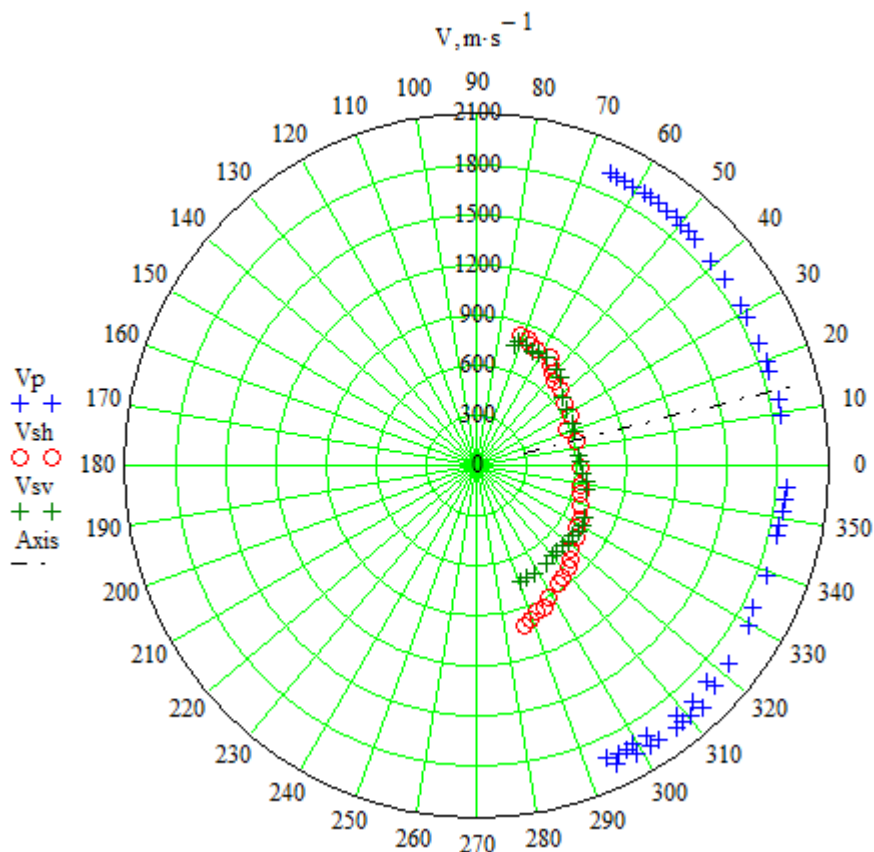


Рис. 3.2. Індикатриси променевих швидкостей поздовжніх P і поперечних SH і SV хвиль за результатами спостережень в свердловинах похилозалагаючих глинистих відкладів за даними [5]. Типи хвиль: 1 – P; 2 – SH; 3 – SV; 4 – вісь анізотропії.

Індикатриси SH і SV хвиль (Рис 3.1, а), на думку авторів роботи [5], за формою дуже близькі до теоретичних кривих для моделі поперечно-ізотропної симетрії. Криві індикатрис різних типів хвиль (Рис. 3.2) відрізняються одна від одної та свідчать про те, що для цієї площини характерна асиметричність кривих індикатрис відносно вертикалі. Для пошуку осі можливої симетрії, в припущеній поперечно-ізотропної симетрії товщі відкладів, автори застосовували аналіз фазового зсуву між SH і SV хвилями. Встановлений мінімум зсуву фаз (як і мінімуми годографів) відповідає куту 15° , що узгоджується із кутом падіння осадової товщі.

Результати чисельних розрахунків пружних сталих осадових відкладів в робочій системі координат, які одержані шляхом інверсії індикатрис різних типів хвиль, наведені в Табл. 3.1.

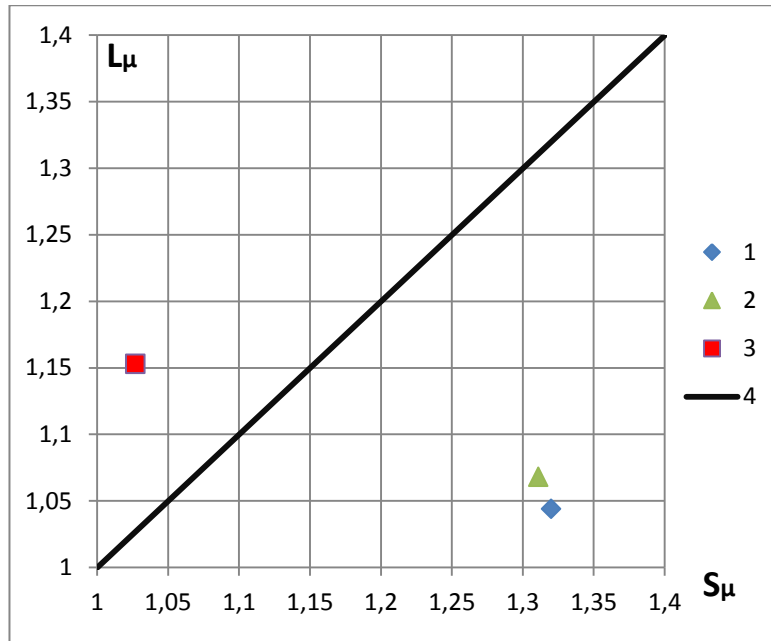


Рис.3.3. Діаграма параметрів акустичних еліпсоїдів піщано-глинистої (1), глинистої (2) і карбонатної (3) товщі за даними спостережень методу ВСП. 4 – границя між планальними і аксіальними типами симетрії.

Для визначення стандартної системи координат і акустичної симетрії відкладів із знайдених величин пружних сталих були розраховані компоненти акустичного тензора в робочій системі координат і знайдено його власні значення і напрямки (Табл. 3.2). За одержаними чисельними результатами побудована діаграма акустичного еліпсоїда (Рис. 3.3). Як видно із наведених даних, піщано-глиниста і глиниста товщі мають найбільшу анізотропію, а симетрія акустичного тензора виявилась планальною ромбічною. Вектор власного значення μ_3 глинистих відкладів утворює кут 7.4° із вертикаллю, а у піщано-глинистої товщі цей кут дещо менший - 3° . Карбонатні відклади мають аксіальну ромбічну симетрію, а власний вектор акустичної компоненти μ_3 колінеарний до вертикалі.

Результати перетворень тензора пружних постійних в робочій системі координат до стандартної акустичної системи координат наведені в Табл. 3.1. Як видно із наведених даних, піщано-глиниста і глиниста товща мають планальну триклінну симетрію, а карбонатні відклади – аксіальну ромбічну. Інтегральні коефіцієнти пружної анізотропії глинистої і піщано-глинистої товщі майже однакові – 22%, карбонатної 13.08%.

Таблиця 3.1

Пружні сталі (C_{mn} , ГПа – в чисельнику) і пружні податливості (S_{mn} , ТПа⁻¹ в знаменнику) осадових відкладів у робочій системі координат (РСК) і стандартній акустичній системі координат (САСК) за результатами інверсії сейсмічних даних.

Матричні індекси, mn	Піщано-глинисті відклади		Глинисті відклади		Карбонатні відклади	
	РСК	САСК	РСК	САСК	РСК	САСК
11	<u>9.15</u> 280.9	<u>9.18</u> 255.2	<u>9.16</u> 238.5	<u>8.82</u> 238.2	<u>17.79</u> 86.7	<u>17.79</u> 86.7
22	<u>10.00</u> 141.1	<u>9.41</u> 233.0	<u>10.04</u> 135.5	<u>9.57</u> 175.4	<u>14.00</u> 95.7	<u>14.00</u> 95.7
33	<u>7.34</u> 438.5	<u>7.14</u> 506.7	<u>7.28</u> 379.4	<u>7.02</u> 398.0	<u>13.85</u> 134.0	<u>13.85</u> 134.0
44	<u>0.62</u> 1837.9	<u>0.87</u> 1609.1	<u>0.71</u> 1507.6	<u>0.94</u> 1330.2	<u>3.47</u> 288.2	<u>3.47</u> 288.2
55	<u>0.98</u> 1058.1	<u>1.02</u> 1004.4	<u>0.86</u> 1181.3	<u>0.88</u> 1171.8	<u>3.41</u> 293.3	<u>3.41</u> 293.3
66	<u>1.67</u> 685.3	<u>1.76</u> 700.1	<u>1.52</u> 672.0	<u>1.81</u> 656.3	<u>2.71</u> 369.0	<u>2.71</u> 369.0
12	<u>1.99</u> 53.9	<u>2.25</u> 53.8	<u>1.90</u> 41.0	<u>2.37</u> 24.0	<u>5.00</u> -2.5	<u>5.00</u> -2.5
13	<u>6.14</u> -269.3	<u>5.92</u> -245.5	<u>5.81</u> -217.4	<u>5.55</u> -197.4	<u>9.30</u> -5.7	<u>9.30</u> -5.7
23	<u>4.01</u> -125.6	<u>4.36</u> -216.5	<u>3.95</u> -109.4	<u>4.28</u> -140.9	<u>7.00</u> -4.7	<u>7.00</u> -4.7
14	<u>0.10</u> 104.4	<u>-0.74</u> 33.4	<u>0.29</u> 98.7	<u>-0.73</u> 43.9	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0
15	<u>0.03</u> 53.2	<u>-0.01</u> -16.4	<u>0.04</u> 28.6	<u>0.09</u> -22.1	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0
16	<u>-0.38</u> 94.0	<u>0.29</u> 48.2	<u>0.15</u> -1.9	<u>0.79</u> -35.8	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0
24	<u>-0.17</u> 88.5	<u>0.82</u> -294.2	<u>-0.02</u> 50.4	<u>0.56</u> -138.2	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0
25	<u>0</u> 27.7	<u>-0.11</u> -5.1	<u>-0.14</u> 37.3	<u>0.05</u> -23.8	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0
26	<u>0</u> 32.7	<u>-0.81</u> 158.8	<u>-0.02</u> 9.1	<u>-0.76</u> 70.8	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0
34	<u>0.21</u> -194.6	<u>-0.47</u> 272.1	<u>0.32</u> -169.0	<u>-0.54</u> 141.4	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0
35	<u>0.16</u> -88.4	<u>-0.06</u> 30.3	<u>0.14</u> -66.6	<u>-0.01</u> 36.5	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0
36	<u>0.06</u> -114.2	<u>0.46</u> -198.0	<u>0.20</u> -17.6	<u>0.43</u> -42.3	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0
45	<u>-0.05</u> 166.1	<u>0.04</u> -36.3	<u>0.02</u> -10.7	<u>0.03</u> -74.9	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0
46	<u>-0.26</u> 329.8	<u>0.02</u> -226.4	<u>0.13</u> -116.1	<u>-0.37</u> 168.6	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0
56	<u>-0.13</u> 123.5	<u>0.19</u> -115.6	<u>-0.05</u> 46.2	<u>0.18</u> -140.8	<u>0</u> 0	<u>0</u> 0
Пружна симетрія	Планальна триклінна		Планальна триклінна		Аксіальна ромбічна	
A, %	21.6	21.6	21.92	21.98	13.08	13.08
Густина, г/см ³	2.300		2.193		1.986	

Примітка: 1 ТПа⁻¹=10⁻¹³дин/см²; A – Інтегральний коефіцієнт пружної анізотропії

Таблиця 3.2

Власні значення акустичного тензора ($\mu_i, 10^6 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$) (в чисельнику) і направляючі косинуси власних напрямків ($e^{(i)}, m^{(i)}, n^{(i)}$) (в знаменнику) осадових відкладів за результатами інверсії сейсмічних даних

Тип осадових відкладів	$\frac{\mu_1}{e^{(1)}, m^{(1)}, n^{(1)}}$	$\frac{\mu_2}{e^{(2)}, m^{(2)}, n^{(2)}}$	$\frac{\mu_3}{e^{(3)}, m^{(3)}, n^{(3)}}$	Коефіцієнт акустичної анізотропії, $A_\mu, \%$	Параметри акустичного еліпсоїда		Симетрія акустичного тензора
					L_μ	S_μ	
Піщано-глинисті відклади	$\frac{3.88}{(0.0502; -0.0120; 0.9987)}$	$\frac{5.35}{(-0.1731; -0.9847; 0.021)}$	$\frac{5.13}{(0.9836; 0.1739; -0.0474)}$	13.4	1.044	1.32	планальна ромбічна
Карбонатні відклади	$\frac{12.04}{(1; 0; 0)}$	$\frac{10.16}{(0; 1; 0)}$	$\frac{10.44}{(0; 0; 1)}$	7.6	1.153	1.027	аксіальна ромбічна
Глинисті відклади	$\frac{5.26}{(-0.9694; 0.2283; -0.0907)}$	$\frac{5.62}{(-0.2203; -0.9713; -0.09)}$	$\frac{4.01}{(-0.1087; -0.0675; 0.9918)}$	13.8	1.068	1.311	планальна ромбічна
Глинисті сланці на глибинах $h=137.16 \text{ м}$	$\frac{6.90}{(1; 0; 0)}$	$\frac{5.72}{(0; 1; 0)}$	$\frac{6}{(0; 0; 1)}$	7.63	1.099	1.098	аксіальна ромбічна
$h=167.64 \text{ м}$	$\frac{8.19}{(1; 0; 0)}$	$\frac{6.57}{(0; -1; 0)}$	$\frac{5.93}{(0; 0; 1)}$	8.19	1.104	1.109	планальна ромбічна
$h=198.12 \text{ м}$	$\frac{8.15}{(1; 0; 0)}$	$\frac{6.93}{(0; -1; 0)}$	$\frac{6.02}{(0; 0; 1)}$	12.32	1.176	1.152	аксіальна ромбічна
$h=228.6 \text{ м}$	$\frac{9.70}{(1; 0; 0)}$	$\frac{8.02}{(0; -1; 0)}$	$\frac{7.34}{(0; 0; 1)}$	11.8	1.210	1.092	аксіальна ромбічна
$h=259.08 \text{ м}$	$\frac{8.24}{(1; 0; 0)}$	$\frac{7.60}{(0; 1; 0)}$	$\frac{7.81}{(0; 0; 1)}$	3.37	1.055	1.027	аксіальна ромбічна
$h=289.56 \text{ м}$	$\frac{7.14}{(1; 0; 0)}$	$\frac{6.51}{(0; 1; 0)}$	$\frac{6.61}{(0; 0; 1)}$	4.05	1.079	1.015	аксіальна ромбічна

Примітка: h – глибина залягання глинистих сланців

Таблиця 3.3

Попережно-ізоотропна апроксимація пружних сталих C_{mn} , в ГПа осадових відкладів

Матричні індекси, mn	Відклади				
	Піщано-глинисті	Глинисті	Карбонатні	Морські (за даними [4])	
				Крейда	Вапняк
11	8.52	8.51	14.96	10.1	24.1
33	7.14	7.02	13.85	9.4	20.9
44	0.95	0.91	3.44	1.8	4.7
66	2.53	2.49	3.65	2.1	6.0
12	3.46	3.52	7.67	5.9	12.1
13	4.92	4.68	7.28	(0.9)	(2.0)
A_{Tl} , %	17.7	17.5	12.7	-	-
A, %	12.7	13.5	3.1	22.7	22.9

Примітка: густина крейди 1.93 г/см^3 ; густина вапняку 2.21 г/см^3 ; A_{Tl} – інтегральний коефіцієнт попереочної пружної анізотропії; A – інтегральний коефіцієнт пружної анізотропії; () – в круглих дужках значення пружних сталих C_{13} , які одержані емпіричним шляхом авторами роботи [4].

Для кількісної оцінки ступеня відхилення знайдених пружних постійних осадових відкладів від найближчого до них попереочно-ізоотропного наближення були розраховані коефіцієнти попереочно-ізоотропної анізотропії і відповідно пружні постійні найближчого до них попереочно-ізоотропного середовища.

Результати, представлені в табл. 3.3 свідчать, що величини коефіцієнтів попереочної пружної анізотропії для глинистих відкладів сягають більше 17%. Це означає, що попереочно-ізоотропне наближення є недопустимо грубим. Для порівняння в табл. 3.3 наведені результати визначення пружних постійних карбонатної товщі за даними сейсмічних спостережень [4]. Оскільки система сейсмічних спостережень не давала можливості автору роботи визначити компоненту пружних постійних C_{13} , то її оцінки автор намагався визначити емпірично [4]. Як видно із наведених даних, оцінки C_{13} карбонатних порід морських відкладів, які одержані емпіричним шляхом, виявились суттєво заниженими.

Таблиця 3.4

Пружні сталі (C_{mn} , в ГПа – в чисельнику), пружні податливості (S_{mn} , ГПа⁻¹ в знаменнику) і густина глинистих сланців на різних глибинах залягання в стандартній акустичній системі координат за результатами інверсії індикатрис фазових швидкостей з даних White та ін. [37].

Матричні індекси, mn	Пружні сталі (C_{mn}), пружні податливості (S_{mn}) глинистих сланців, глибина, м					
	h=137.16 м	h=167.64м	h=198.12м	h=228.6м	h=259.08м	h=289.56м
11	<u>13.32</u> 132.07	<u>13.40</u> 130.88	<u>14.52</u> 114.44	<u>15.31</u> 104.15	<u>13.00</u> 134.43	<u>13.58</u> 125.00
22	<u>11.80</u> 160.00	<u>11.80</u> 160.13	<u>11.80</u> 158.29	<u>11.80</u> 154.24	<u>11.80</u> 155.26	<u>11.80</u> 153.95
33	<u>10.93</u> 170.42	<u>10.86</u> 172.26	<u>10.72</u> 173.77	<u>11.20</u> 159.07	<u>12.43</u> 136.29	<u>12.25</u> 138.68
44	<u>1.80</u> 555.56	<u>1.76</u> 568.18	<u>1.72</u> 58.140	<u>2.34</u> 427.35	<u>2.02</u> 495.05	<u>2.30</u> 434.78
55	<u>1.86</u> 537.63	<u>1.82</u> 549.5	<u>1.90</u> 526.32	<u>2.51</u> 398.41	<u>2.18</u> 438.72	<u>2.09</u> 478.47
66	<u>2.42</u> 413.22	<u>2.45</u> 408.16	<u>3.00</u> 333.33	<u>3.39</u> 294.99	<u>2.37</u> 421.94	<u>2.29</u> 436.68
12	<u>7.47</u> -52.51	<u>7.47</u> -51.71	<u>7.47</u> -44.62	<u>7.47</u> -42.37	<u>7.47</u> -59.27	<u>7.47</u> -54.57
13	<u>7.10</u> -51.68	<u>7.10</u> -51.76	<u>7.10</u> -46.24	<u>7.10</u> -39.17	<u>7.10</u> -42.93	<u>7.10</u> -40.82
23	<u>7.10</u> -69.82	<u>7.10</u> -70.88	<u>7.10</u> -75.29	<u>7.10</u> -70.92	<u>7.10</u> -54.83	<u>7.10</u> -57.60
Густина, г/см ³	2.55	2.44	2.38	2.19	2.13	2.52
A, %	7.9	8.5	12.4	12.0	4.5	5.4
Пружна симетрія	аксіальна ромбічна	планальна ромбічна	аксіальна ромбічна	аксіальна ромбічна	аксіальна ромбічна	аксіальна ромбічна

Примітка: A – інтегральний коефіцієнт пружної анізотропії.

Була зроблена спроба здійснити інверсію фазових квазіпоzdовжніх і квазіпоперечних SV та SH хвиль, які визначені методом ВСП [37] у товщі глинистих сланців П'єре на різних глибинах. Індикатриси фазових швидкостей за даними [37] наведені на Рис. 3.4.

Поперечно-ізотропна апроксимація пружних сталей (C_{mn} , в ГПа) глинистих сланців

Матричні індекси, mn	Пружні сталі (C_{mn} , ГПа), в чисельнику – дані інверсії, в знаменнику – дані White та ін. [37]					
	Глибина залягання h, м					
	137.16 м	167.64 м	198.12 м	228.6 м	259.08 м	289.56 м
11	$\frac{12.72}{13.38}$	$\frac{12.76}{13.25}$	$\frac{13.45}{14.66}$	$\frac{14.02}{15.42}$	$\frac{12.61}{13.12}$	$\frac{12.80}{12.55}$
33	$\frac{10.93}{10.97}$	$\frac{10.86}{10.91}$	$\frac{10.72}{10.57}$	$\frac{11.20}{11.32}$	$\frac{12.43}{12.03}$	$\frac{12.30}{12.22}$
44	$\frac{1.83}{1.84}$	$\frac{1.79}{1.88}$	$\frac{1.81}{1.88}$	$\frac{2.43}{2.32}$	$\frac{2.10}{2.11}$	$\frac{2.20}{2.37}$
66	$\frac{2.26}{2.45}$	$\frac{2.29}{2.42}$	$\frac{2.71}{3.00}$	$\frac{2.92}{3.42}$	$\frac{2.17}{2.39}$	$\frac{2.2}{2.49}$
12	$\frac{8.21}{8.89}$	$\frac{8.19}{8.41}$	$\frac{8.04}{7.50}$	$\frac{8.17}{8.58}$	$\frac{8.28}{8.34}$	$\frac{8.50}{7.57}$
13	$\frac{6.65}{8.03}$	$\frac{6.66}{8.13}$	$\frac{6.67}{8.08}$	$\frac{6.52}{8.08}$	$\frac{6.60}{7.97}$	$\frac{6.50}{7.99}$
A_{TI} , %	2.9	2.7	4.8	6.7	3.3	2.3

Примітка: оскільки в роботі [37] наведені значення приведенного тензора пружних сталей C_{mn}/ρ , то для порівняння з результатами інверсії ці дані були помножені на густину, яка визначалась нами в ході ітераційного процесу.

A_{TI} - інтегральний коефіцієнт поперечної анізотропії.

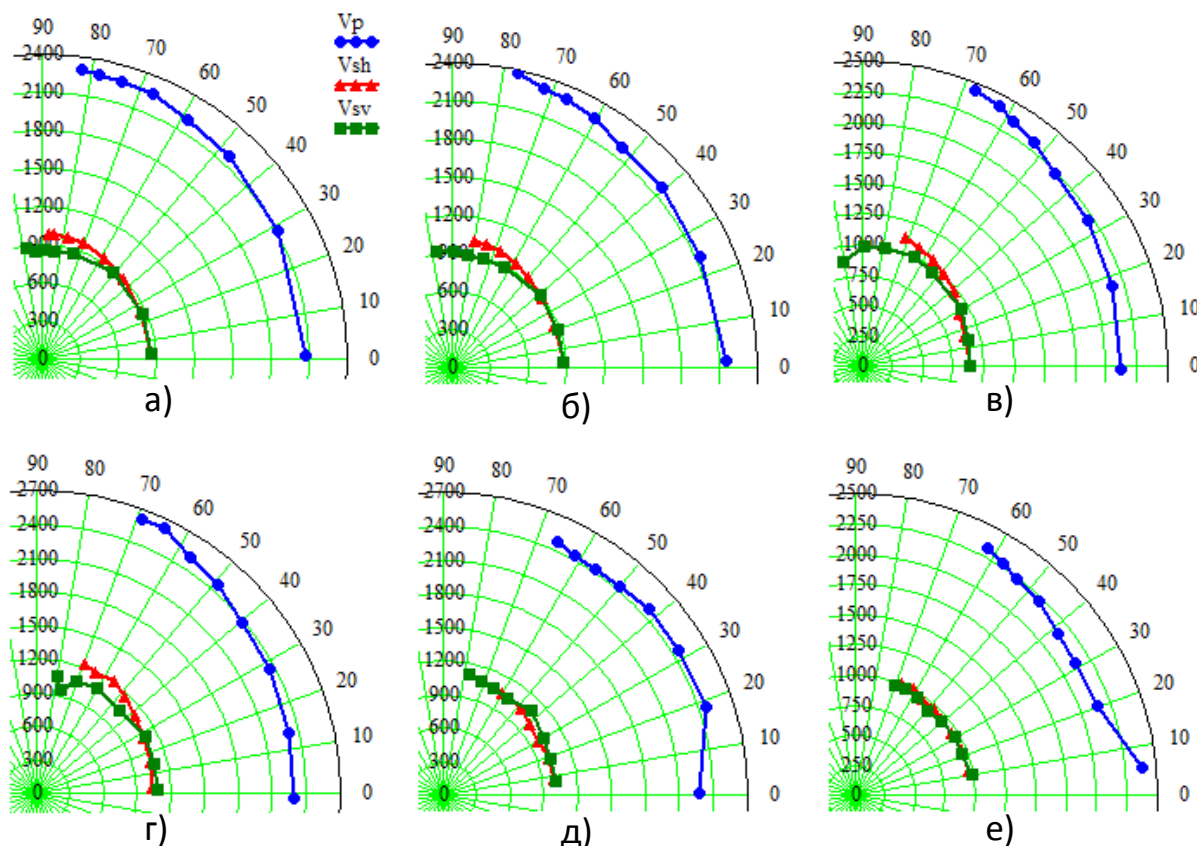


Рис. 3.4. Індикатриси фазових швидкостей квазіпоzdовжніх P, квазіпоперечних SV та SH хвиль за експериментальними даними роботи [37] для сланцю П'єре на глибинах: а) 137 м, б) 168 м, в) 198 м, г) 229 м, д) 259 м, е) 290 м.

Результати інверсії пружних сталих глинистих сланців П'єре інваріантно-поляризаційним методом в триклінному наближенні наведені в Табл. 3.4, акустичні сталі – в Табл. 3.2. Як видно із акустичної діаграми, симетрія пружних сталих аксіальна ромбічна, і лише для глинистих сланців на глибині $h=167.64$ м виявилася планальною ромбічною (Рис. 3.5). Величина інтегрального коефіцієнта пружної анізотропії змінюється від 4.5% до 12.4%. Коефіцієнт поперечної анізотропії, який характеризує ступінь відхилення глинистих сланців від найближчого до них поперечно-ізотропного середовища, коливається від 2.3% до 6.7% (Табл. 3.5). Це однозначно свідчить про те, що поперечно-ізотропне наближення не задовільняє польовим експериментальним даним. Результати співставлення пружних сталих поперечно-ізотропного наближення, які одержані методом Федорова [91] із наближенням, яке одержано авторами в роботі [37], наведені в Табл. 3.4. Привертають особливу увагу значні розбіжності, які спостерігаються при співставленні пружних сталих C_{12} і C_{13} .

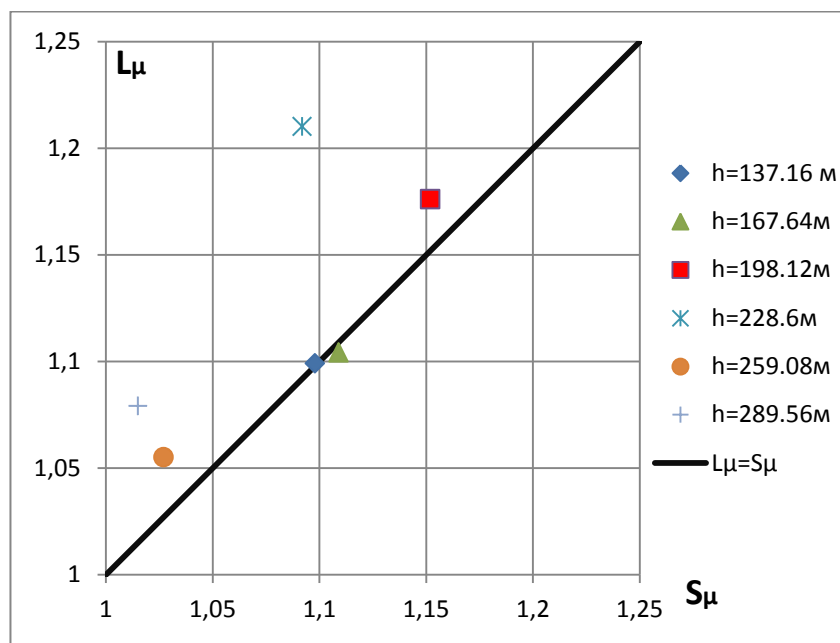


Рис. 3.5. Діаграма параметрів акустичних еліпсоїдів глинистих сланців П'єре за даними інверсії індикатрис фазових швидкостей, які одержані методом ВСП [37].

3.4. Параметри анізотропії об'ємних пружних хвиль в осадових товщах

Визначення повного набору компонент тензорної матриці пружних сталих забезпечує можливість чисельних розрахунків параметрів азимутальної анізотропії об'ємних хвиль в осадових товщах [39, 71, 76, 64, 61]: індикатрис фазових швидкостей, кутів відхилення векторів пружних зміщень від напрямку хвильової нормалі квазіпоздовжніх хвиль та коефіцієнтів диференціальної пружної анізотропії, поверхонь рефракції і хвильових поверхонь. Одержані результати представлені у вигляді стереопроєкцій ізоліній індикатрис фазових швидкостей (квазіпоздовжньої, «швидкої» і «повільної» квазіпоперечних), кутів відхилення векторів пружних зміщень квазіпоздовжніх хвиль від напрямку хвильової нормалі та коефіцієнтів диференціальної пружної анізотропії (Рис. 3.6-3.8).

Як видно із наведених даних, стереопроєкції ізоліній всіх без виключення параметрів азимутальної анізотропії пружних хвиль строго узгоджуються із типом пружної симетрії осадових товщ. При цьому спостерігаються певні особливості в характері просторової поведінки цих параметрів.

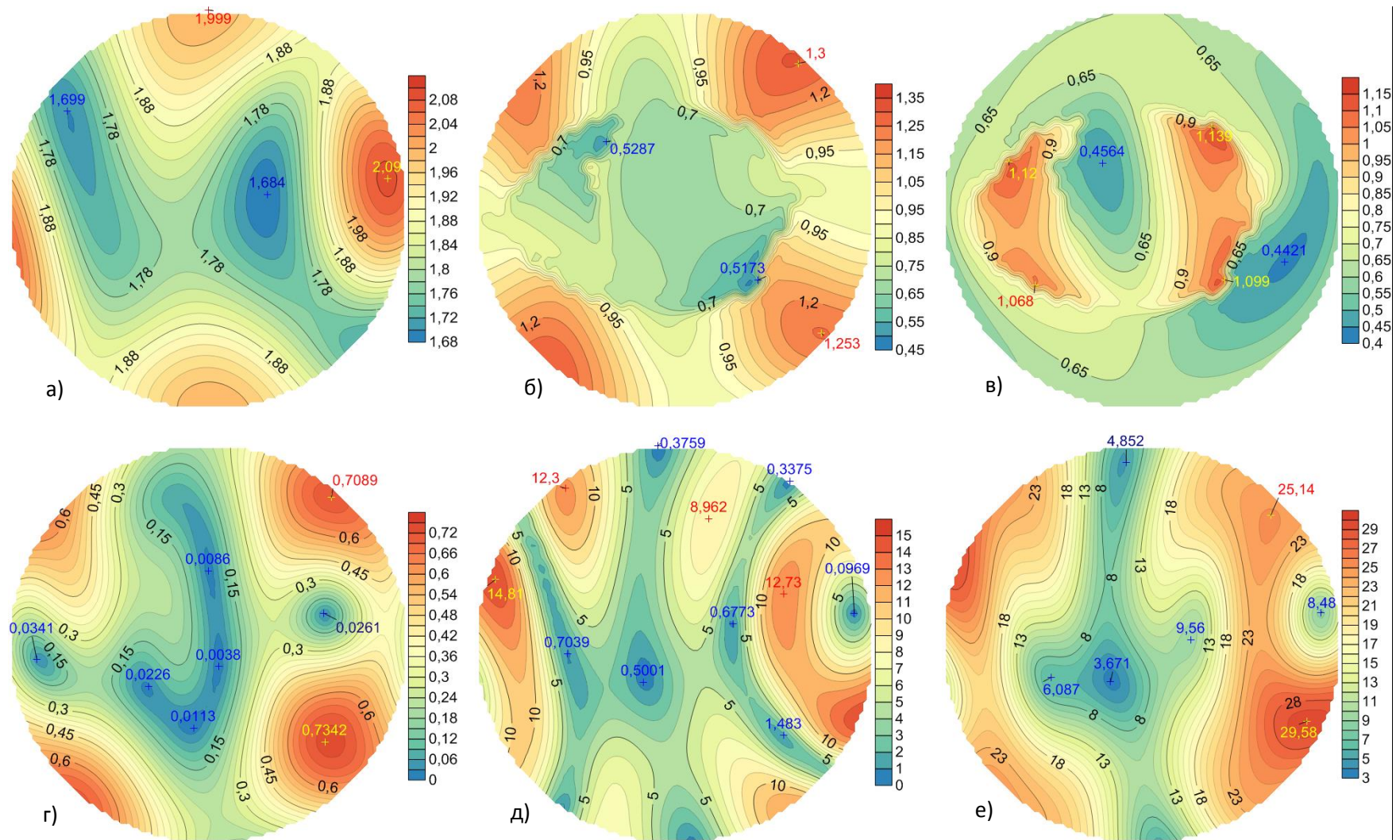


Рис. 3.6. Стереопроєкції розподілу величин для піщано-глинистої товщі: а) індикатриси квазіповздовжньої хвилі, ізолінії в км/с; б) індикатриси «швидкої» квазіпоперечної хвилі, ізолінії в км/с; в) індикатриси «повільної» квазіпоперечної хвилі, ізолінії в км/с; г) ізоліній різниці між величинами фазових швидкостей «швидкої» та «повільної» квазіпоперечними хвилями, ізолінії в км/с; д) кутів відхилення вектора пружних зміщень квазіповздовжньої хвилі від напрямку хвильової нормалі, ізолінії в градусах; е) ізоліній диференціального коефіцієнта пружної анізотропії, ізолінії в %.

Якщо на стереопроєкції екстремальні значення фазових швидкостей квазіпоздовжніх хвиль карбонатної товщі мають, відповідно до ромбічної симетрії, симетрично розташовані 8 екстремумів (Рис. 3.8, а), то екстремальні значення квазіпоздовжніх хвиль в піщано-глинистій (Рис. 3.6, а) і глинистій (Рис. 3.7, а) товщах розподіляються асиметрично та їх число неоднакове. Якщо розташування поздовжніх нормалей (напрямків розповсюдження чисто поздовжніх хвиль) у карбонатній товщі (Рис. 3.8, а) строго відповідає напрямкам просторової орієнтації елементів ромбічної симетрії – вздовж осей другого порядку і перпендикулярно до площин симетрії, то для глинистих товщ триклінної симетрії, їх розташування асиметричне, а величини екстремальних значень не однакові (Рис. 3.6, д; Рис 3.7, б). Максимальна величина кута відхилення вектора пружних зміщень квазіпоздовжньої хвилі від напрямку хвильової нормалі для карбонатної товщі ромбічної симетрії більше 7° , а для низькосиметричних глинистих товщ його величина сягає вже більше 12° (Рис. 3.6, д; 3.7, б; 3.8, д).

Своєрідні особливості спостерігаються в просторовому розподілі максимальних і мінімальних величин диференціального коефіцієнта пружної анізотропії (Рис. 3.6, е; 3.7, г; 3.8, е). В карбонатної товщі найменші значення диференціального коефіцієнта анізотропії тяжіють до напрямків, ортогональних до площини симетрії. В цих напрямках величина коефіцієнта знижується до 1%. Для напрямків, які орієнтовані під азимутальним кутом 30° - 55° і крутих кутах падіння, величина коефіцієнта анізотропії сягає більше 18%. Ще більш контрастно і достатньо асиметрично локалізуються екстремальні напрямки диференціального коефіцієнта анізотропії в глинистих товщах, величина якого становить більше 26%.

На стереопроєкціях ізоліній різниці між «швидкою» та «повільною» фазовими швидкостями квазіпоперечних хвиль (Рис. 3.6, г; 3.7, в; 3.8, г) спостерігаються локалізовані напрямки екстремальних значень. Цілковитим природно, що у карбонатній товщі ромбічної симетрії вони розташовані

симетрично відносно площин симетрії. Найбільша різниця між квазіпоперечними хвилями сягає в карбонатній товщі величини більше 0,36 км/с і свідчить про інтенсивні ефекти розщеплення поперечних хвиль [7]. Ці ефекти яскравіше проявляються у глинистій товщі, де різниця між поперечними хвилями складає більше 0,7 км/с. Один локалізований мінімум різниці між квазіпоперечними хвилями карбонатної товщі знаходиться на перетині площин симетрії. Інші локалізовані мінімуми різниці фазових швидкостей квазіпоперечних хвиль не співпадають із елементами симетрії карбонатної товщі – їх нараховується біля восьми (Рис. 3.8, г).

В товщах піщано-глинистих і глинистих порід триклінної симетрії маємо три акустичні осі, при цьому дві чітко локалізовані, а одна утворює витягнуту область (Рис. 3.7, в).

Слід підкреслити, що одержані закономірності зміни параметрів азимутальної анізотропії осадових товщ добре узгоджуються із результатами лабораторних досліджень зразків осадових порід ультразвуковим імпульсно-фазовим інваріантно-поляризаційним методом, опублікованим у цілому ряді робіт [39, 71].

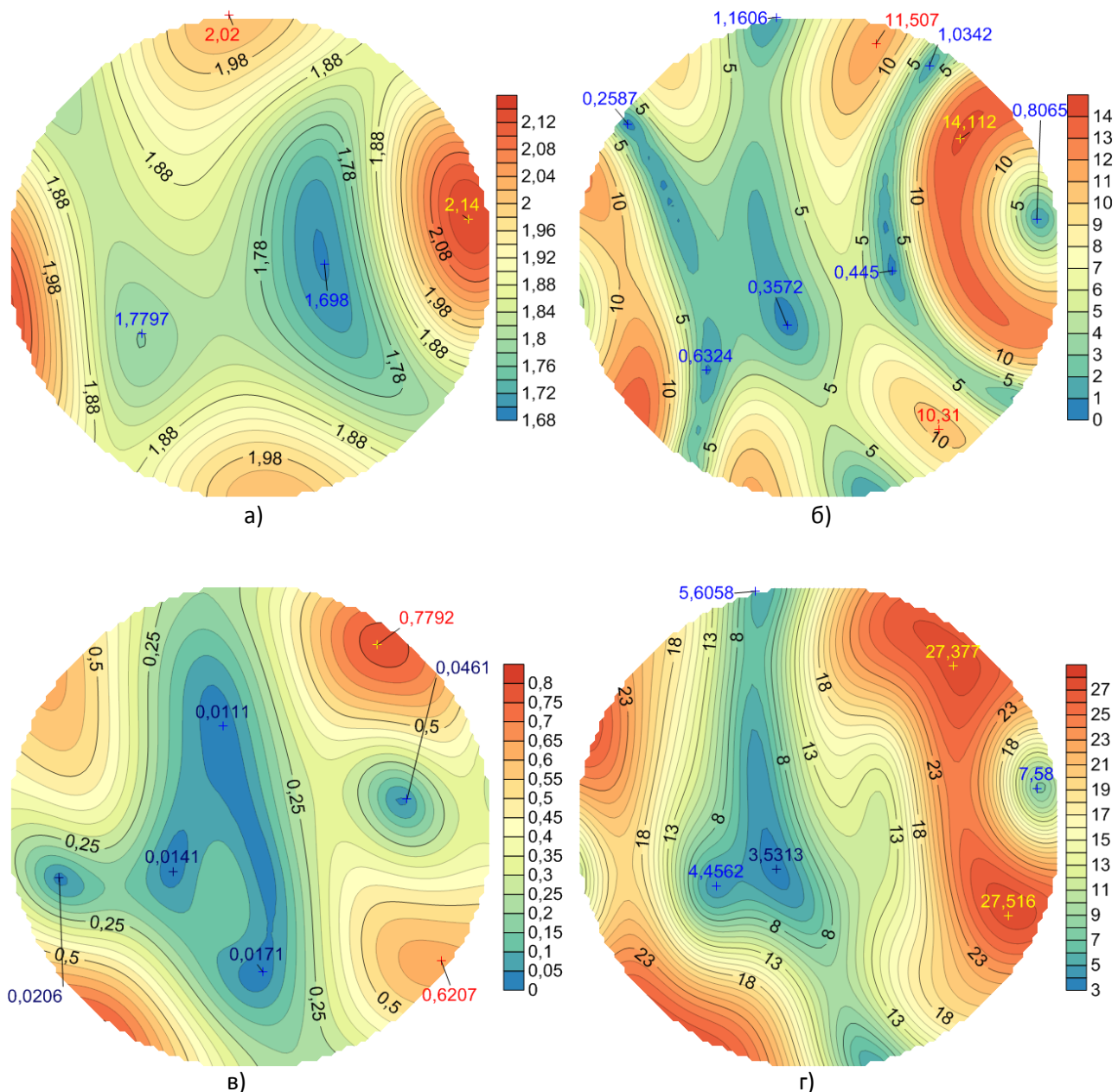


Рис. 3.7. Стереопроєкції розподілу величин для нахиленої глинистої товщі:
 а) індикатиси квазіпоздовжньої хвилі, ізолінії в км/с;
 б) кутів відхилення вектора пружних зміщень квазіпоздовжньої хвилі від хвильової нормалі, ізолінії в градусах;
 в) ізоліній різниці між величинами фазових швидкостей «швидкої» та «повільної» квазіпоперечних хвиль, ізолінії в км/с;
 г) ізоліній диференціального коефіцієнта пружної анізотропії, ізолінії в %.

В околі вертикальних кутів спостерігають лише відносно вузькі області, в яких величина середньоквадратичної похибки менше 1%. Для карбонатної товщі ромбічної симетрії (Рис. 3.9, в) апроксимація азимутальної анізотропії квазіпоздовжньої хвилі поперечно-ізоотропною моделлю спричиняє середні варіації швидкості біля 3,6%. Але для вертикальних кутів падіння від 0° до 20°

величина похибки менше 0.5%. Максимальні відхилення спостерігаються при кутах падіння більше 40°, які при збільшенні кута падіння швидко зростають і сягають величини більше 7.5%.

Зроблено спробу оцінити величину похибки при апроксимації азимутальної анізотропії швидкості квазіпоздовжньої хвилі в осадовій товщі ромбічною або поперечно-ізотропною моделлю. Як видно із Рис. 3.9, а, б, при оцінці азимутальної анізотропії швидкості квазіпоздовжньої хвилі глинистої товщі моделлю поперечно-ізотропної симетрії коефіцієнт варіації швидкості складає 3,45%, а ромбічною 2,56%. Проте, максимальні величини середньоквадратичних похибок сягають більше 8,5% у випадку поперечно-ізотропної моделі і більше 7% для ромбічної моделі.

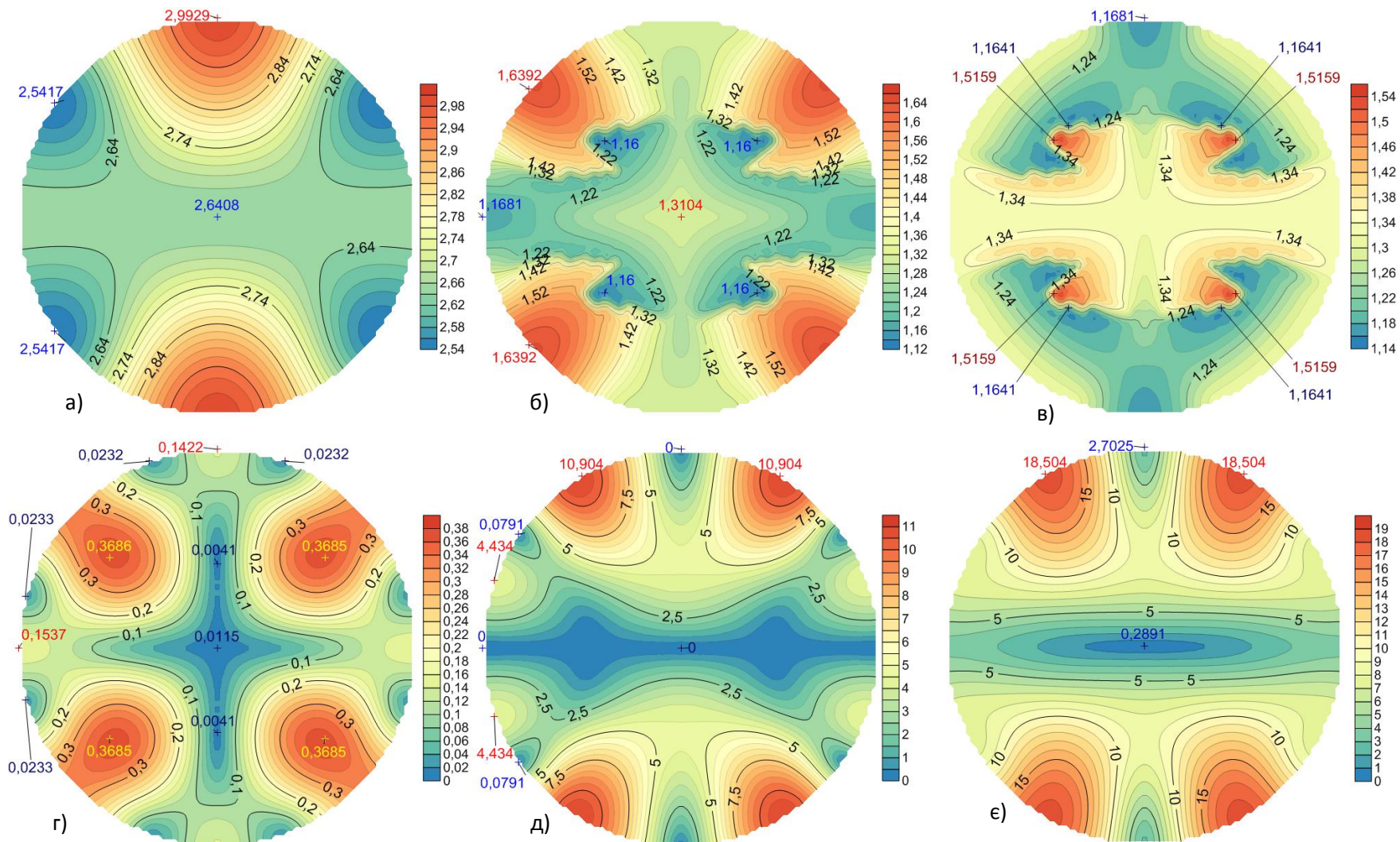


Рис. 3.8. Стереопроєкції розподілу величин для карбонатної товщі: а) індикатриси квазіповздовжньої хвилі, ізолнії в км/с; б) індикатриси «швидкої» квазіпоперечної хвилі, ізолнії в км/с; в) індикатриси «повільної» квазіпоперечної хвилі, ізолнії в км/с; г) ізоліній різниці між величинами фазових швидкостей «швидкої» та «повільної» квазіпоперечних хвиль, ізолнії в км/с; д) кутів відхилення вектора пружних зміщень квазіповздовжньої хвилі від напрямку хвильової нормалі, ізолнії в градусах; е) ізоліній диференціального коефіцієнта пружної анізотропії, ізолнії в %.

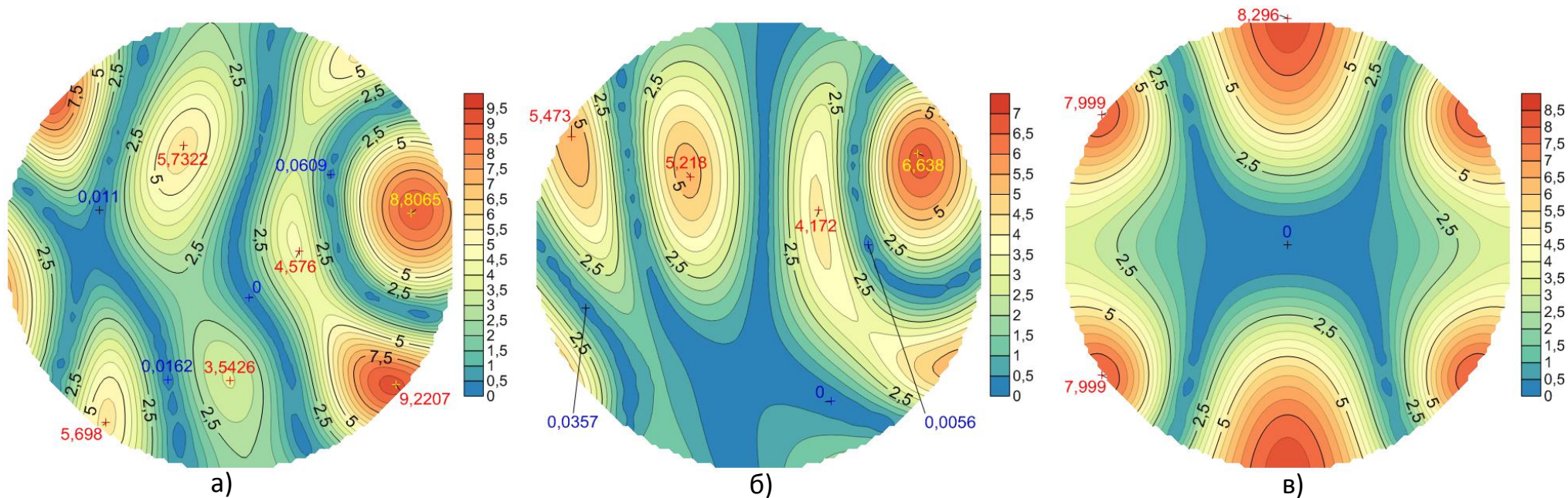


Рис. 3.9. Стереопроєкції відносної середньоквадратичної похибки (ізолінії в %) при оцінці азимутальної анізотропії швидкості квазіпоздовжньої хвилі:

- а) глинистої товщі при її апроксимації поперечно-ізоτροпною моделлю R-27, ($k_{vr}=3,45\%$);
- б) глинистої товщі при її апроксимації ромбічною моделлю R-27, ($k_{vr}=2,56\%$, $M=1,852$);
- в) карбонатної товщі при її апроксимації поперечно-ізоτροпною моделлю R-4, ($V_p=2,695$, $k_{vr}=3,61\%$).

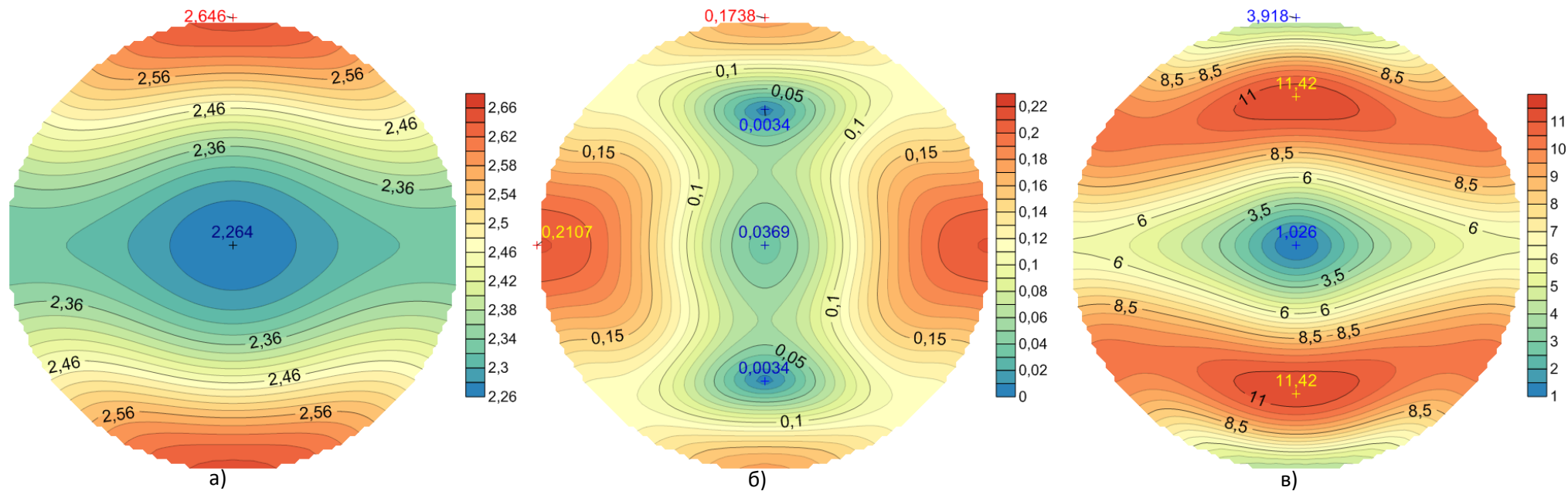


Рис. 3.10. Стереопроєкції розподілу величин для глинистого сланцю П'єре на глибині 228.6м:

а) індикатриси квазіповздовжньої хвилі, ізолінії в км/с;

б) різниці між величинами фазових швидкостей «швидкої» та «повільної» квазіпоперечних хвиль, ізолінії в км/с;

в) диференціального коефіцієнта пружної анізотропії, ізолінії в %.

Стереопроєкції фазових швидкостей сланцюватих глин П'єре мають також ромбічну симетрію (Рис. 3.10, а) і один локалізований мінімум, колінеарний до вертикальної осі, та два менш виражені максимуми. Це вказує на наявність трьох поздовжніх нормалей. Існують три напрямки хвильової нормалі, вздовж яких розповсюджуються хвилі поперечної поляризації з однаковими фазовими швидкостями, що свідчить про наявність трьох акустичних осей, які розташовані у площині симетрії (Рис. 3.10, б). Вздовж двох напрямків хвильової нормалі спостерігаються максимальні величини коефіцієнта диференціальної пружної анізотропії більше 11%. Найменша величина цього коефіцієнта колінеарна до вертикалі – менше 1.5% (Рис 3.10, в).

3.5. Поверхні рефракції і хвильові поверхні розповсюдження сейсмічних хвиль в азимутальних анізотропних осадових товщах

Для аналізу закономірностей розповсюдження сейсмічних хвиль в азимутальних анізотропних осадових товщах важливе значення мають поверхні рефракції і хвильові поверхні. Між цими поверхнями існує тісний закономірний взаємозв'язок. Зокрема, наявність опуклості на поверхні рефракції спричиняє відповідно опуклість на хвильовій поверхні [46, 86, 17]. Для того, щоб зрозуміти, до яких наслідків приводить ввігнутість поверхні рефракції, необхідно прийняти до уваги той факт, що вектор променевої швидкості перпендикулярний до поверхні рефракції [46, 86, 17].

Як видно із наведених даних (Рис. 3.11, 3.12), форма розтинів координатною площиною поверхонь рефракції і проєкцій хвильових поверхонь на координатні площини добре узгоджується із пружною симетрією осадових товщ: планальна триклінна і аксіальна ромбічна.

Наявність ввігнутості на поверхні рефракції «повільної» квазіпоперечної хвилі піщано-глинистої і глинистої товщі спричиняє появу петлі відповідно до наявності увігнутості на поверхні рефракції (Рис. 3.11, а, б, SV). Проте їх

розташування асиметричне, як і розмір площі локалізації проекції на координатну площину.

На координатній проекції хвильової поверхні «повільної» квазіпоперечної хвилі (Рис. 3.12, в, SV) петля практично вироджується, тобто майже не проявляється, що пояснюється опуклістю поверхні повільності (Рис. 3.11, в, SV).

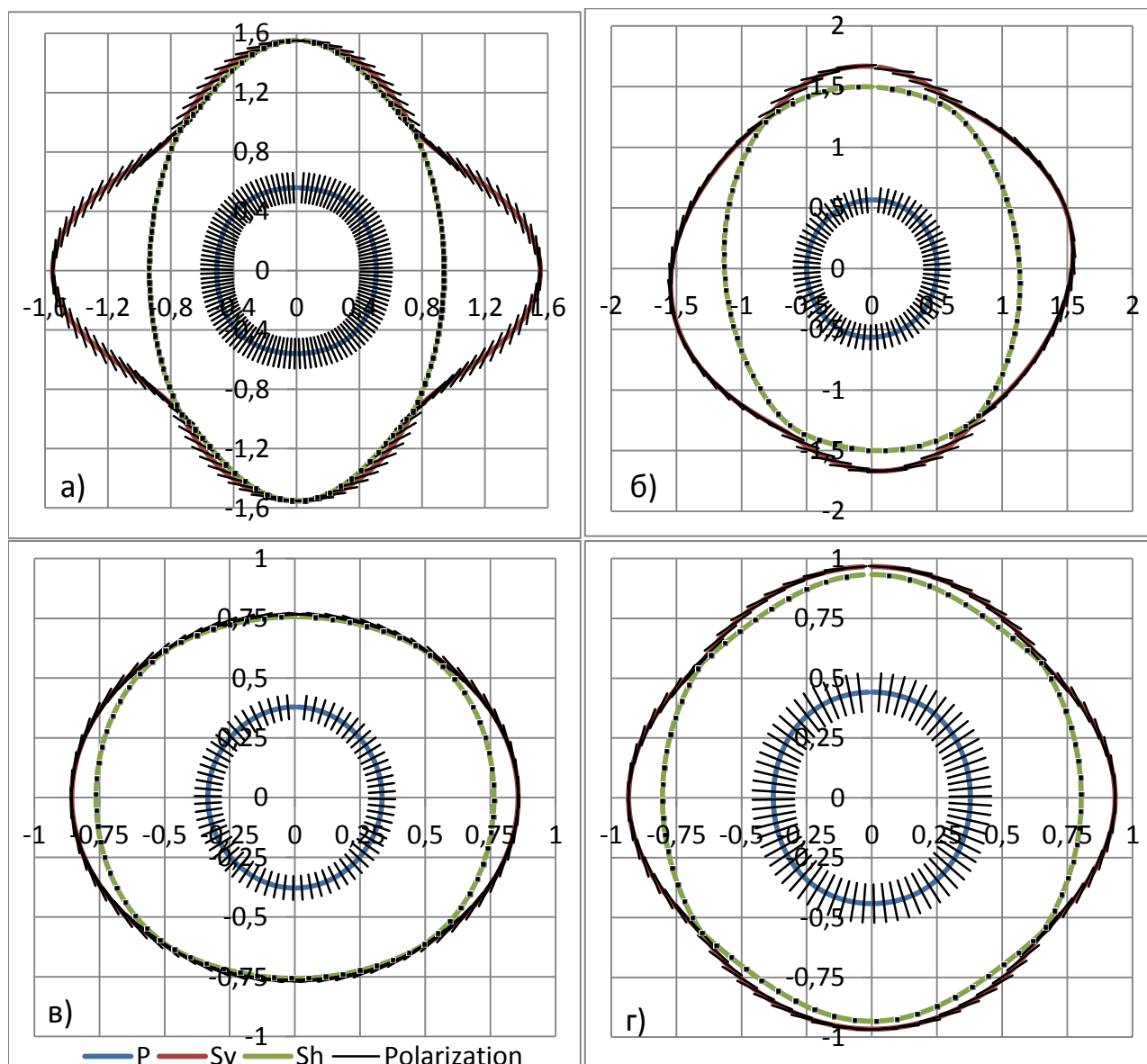


Рис. 3.11. Розтин поверхні повільності P – квазіпоздовжньої хвилі, Sv – «повільної» квазіпоперечної хвилі, Sh – «швидкої» квазіпоперечної хвилі координатною площиною X_1X_3 (Polarization – напрямок поляризації) для:

- а) піщано-глинистої товщі планальної триклінної симетрії;
- б) глинистої товщі планальної триклінної симетрії;
- в) карбонатної товщі аксіальної ромбічної симетрії;
- г) глинистого сланцю П'єре на глибині 228.6м.

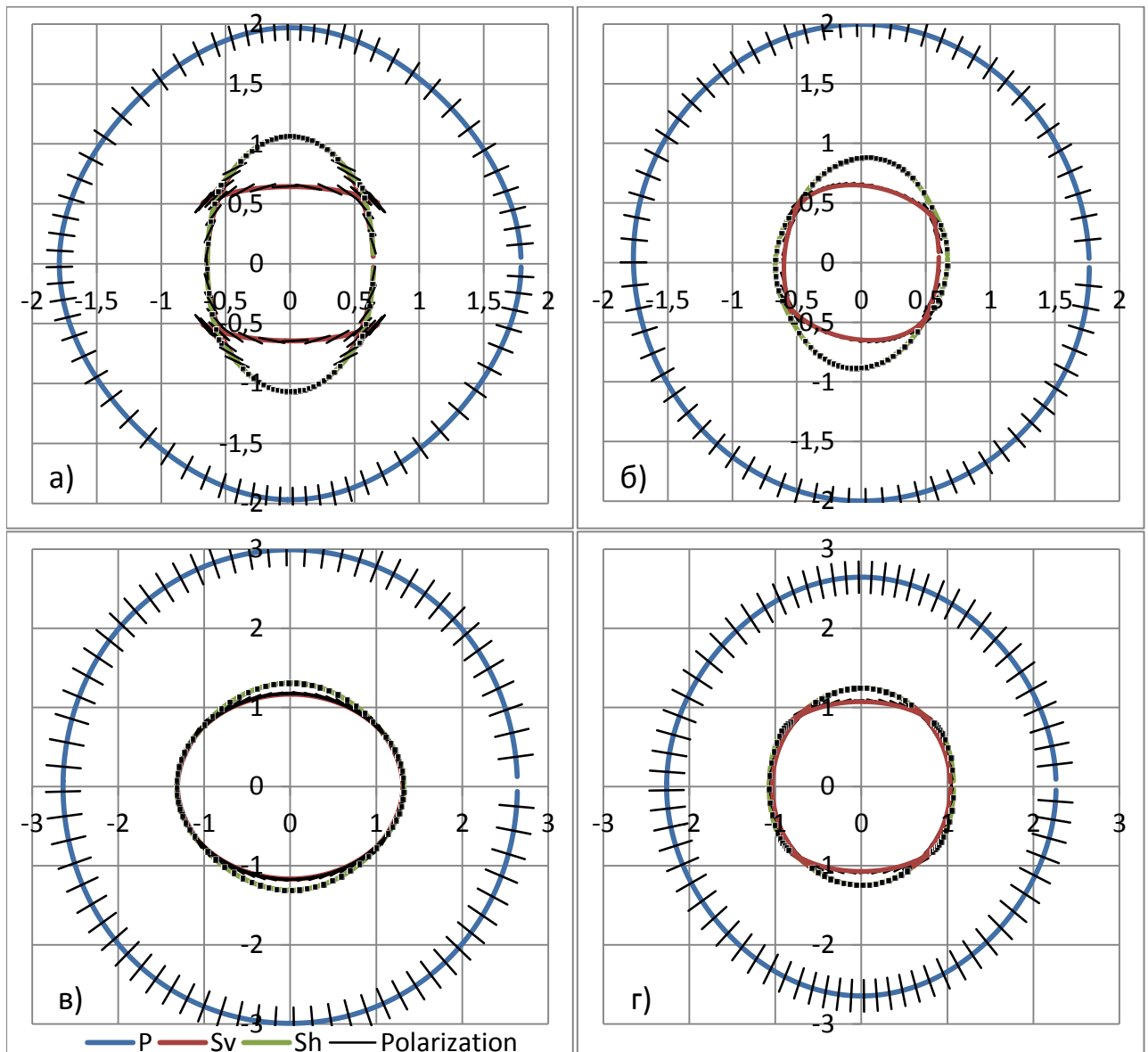


Рис. 3.12. Проекція хвильової поверхні P – квазіпоздовжньої хвилі, S_v – «повільної» квазіпоперечної хвилі, S_h – «швидкої» квазіпоперечної хвилі на координатну площину X_1X_3 (Polarization – напрямок поляризації) для:

- а) піщано-глинистої товщі планальної триклінної симетрії;
- б) глинистої товщі планальної триклінної симетрії;
- в) карбонатної товщі аксіальної ромбічної симетрії;
- г) глинистого сланцю П'єре на глибині 228.6м.

Для глинистого сланцю П'єре характерні ромбічно симетричні розрізи поверхні рефракції усіх типів хвиль координатною площиною (Рис. 3.11, г), але поверхня рефракції «повільної» квазіпоперечної хвилі має ввігнутості з невеликою кривизною (Рис. 3.11, г, S_v). Ці особливості теж спричиняють на хвильовій поверхні цієї хвилі симетрично розташовані петлі на її розтині координатною площиною (Рис. 3.12, г, S_v).

3.6. Лінійна стискаємість і характеристичні поверхні динамічних модулів пружності осадових відкладів

Визначення повного набору матриці тензора пружних податливостей осадових відкладів забезпечує визначення характеру азимутальної анізотропії динамічних пружних модулів.

Для чисельних розрахунків тензора лінійної стисливості (β_{ij}) можна скористатися згорткою тензора пружних податливостей по правій парі індексів [39, 86]:

$$\beta_{ij} = S_{ijkk}. \quad (3.15)$$

Результати чисельних розрахунків β_{ij} в стандартній акустичній системі координат і їх власні значення та власні напрямки наведені в Таблиці 3.6. Як видно із наведених даних, величина коефіцієнта анізотропії тензора лінійної стисливості сягає величини 30.3% для глинистої товщі, а для товщі піщано-глинистих відкладів його величина менша і дорівнює 19.4%. Для товщі карбонатних порід характерний також значний коефіцієнт анізотропії 19.6%.

Результати чисельних розрахунків компонент девіатора тензора лінійної стисливості D_{ij} осадових відкладів наведені в Таблиці 3.7. Відомо [39, 86], що величина об'ємного розширення осадової товщі під дією напруг зсуву (\bar{G}) визначається девіатором тензора лінійної стисливості

$$\frac{\Delta V}{V} = 2\bar{G} D_{ij} p_i q_j, \quad (3.16)$$

де \vec{p}, \vec{q} – пари взаємно перпендикулярних напрямків дії напруг зсуву.

Значні і різнознакові компоненти девіатора тензора лінійної стисливості свідчать про те, що осадові товщі під дією напруг зсуву також зазнають значних змін об'єму (розширюються або стискаються).

Для дослідження азимутальної анізотропії пружних модулів можна скористатись їх характеристичними поверхнями. Характеристичну поверхню модуля Юнга $E(\vec{l})$ можна обчислити за формулою [39, 86]:

$$[E(\vec{l})]^{-1} = S_{ijkl}l_i l_j l_k l_l, \quad (3.17)$$

де \vec{l} – одиничний напрямок визначення модуля Юнга.

Відповідно, для визначення величини коефіцієнта Пуассона $\nu(\vec{l})$ в цьому випадку можна скористатися співвідношенням [39, 86]:

$$\nu(\vec{l}) = \frac{S_{ijkl}l_i l_j (\delta_{kl} - l_k l_l)}{2S_{pqrt}l_p l_q l_r l_t}. \quad (3.18)$$

Якщо напруги зсуву діють вздовж одиничних векторів \vec{p} і \vec{q} до бокових граней тіла, то модуль зсуву $G(\vec{p}, \vec{q})$ визначається за формулою [39, 86]:

$$[G(\vec{p}, \vec{q})]^{-1} = 4S_{ijkl}p_i q_j p_k q_l. \quad (3.19)$$

Таблиця 3.6

Компоненти тензора лінійних коефіцієнтів стисливості (β_{ij} , ТПа⁻¹³) осадових відкладів за результатами чисельних розрахунків

Тип осадових відкладів	Компоненти тензора β_{ij} у САСК						Власні значення (у чисельнику) і власні напрямки (у знаменнику) тензора β_{ij}			Коефіцієнт анізотропії тензора лінійної стисливості, %
	β_{11}	β_{22}	β_{33}	β_{12}	β_{13}	β_{23}	$\frac{\beta_1}{(e^{(1)}, m^{(1)}, n^{(1)})}$	$\frac{\beta_2}{(e^{(2)}, m^{(2)}, n^{(2)})}$	$\frac{\beta_3}{(e^{(3)}, m^{(3)}, n^{(3)})}$	
піщано-глинисті	63.5	70.3	44.7	4.5	4.4	5.65	$\frac{71.49}{(1, 0, 0)}$	$\frac{63.50}{(0, 0.978, 0.206)}$	$\frac{43.51}{(0, -0.206, 0.978)}$	19.4
глинисті	64.8	58.5	59.7	-3.65	-4.7	23.55	$\frac{82.63}{(1, 0, 0)}$	$\frac{64.80}{(0, 0.716, 0.698)}$	$\frac{35.57}{(0, 0.698, -0.716)}$	30.3
карбонатні	78.5	88.5	123.6	0	0	0	$\frac{78.5}{(1, 0, 0)}$	$\frac{85.5}{(0, 1, 0)}$	$\frac{123.6}{(0, 0, 1)}$	19.6

Таблиця 3.7

Компоненти девіатора тензора лінійних коефіцієнтів стисливості (D_{ij} , ТПа⁻¹³) осадових відкладів за результатами чисельних розрахунків

Тип осадових відкладів	Компоненти девіатора			Компоненти шарового тензора $\beta_1^0 = \beta_2^0 = \beta_3^0 = \frac{1}{3}(\beta_1 + \beta_2 + \beta_3)$
	D_1	D_2	D_3	
піщано-глинисті	11.85	3.86	-16.13	59.64
глинисті	21.74	3.91	-25.32	60.89
карбонатні	-17.37	-10.37	27.73	95.87

Результати чисельних розрахунків технічних динамічних модулів пружності товщ осадових порід наведені на стереопроєкціях характеристичних поверхонь модуля Юнга, коефіцієнта Пуассона і модуля зсуву (рис. 3.13-3.15). Як видно із наведених даних, характеристичні поверхні модулів у повній мірі надають вичерпну інформацію про характер азимутальної анізотропії пружних модулів і особливості деформованого стану товщ осадових порід. Симетрія характеристичних поверхонь пружних модулів знаходиться у строгій відповідності із пружною симетрією тензора пружних сталих і визначає відповідно характер азимутальної анізотропії пружних модулів.

На стереопроєкції характеристичної поверхні модуля Юнга піщано-глинистих відкладів (Рис. 3.13, а) спостерігається один яскраво виражений максимум, вздовж якого величина модуля Юнга сягає більше 6.5 ГПа та три менш локалізованих мінімуми, вздовж яких величина модуля Юнга складає менше 2 ГПа. В той же час на стерео проєкції модуля Юнга глинистих відкладів таких екстремумів лише три (Рис. 3.13, б), а величина найбільшого із них перевищує 7 ГПа. Стереопроєкція характеристичної поверхні модуля Юнга карбонатних порід має чотири симетрично орієнтовані вздовж координатних осей максимуми, величина яких більше 11 ГПа (Рис. 3.13, в). Мінімальні значення просторово орієнтовані також симетрично під кутом близько 45° до координатних осей і їх величина менше 7.2 ГПа.

Величина коефіцієнта Пуассона піщано-глинистих відкладів (Рис. 3.14, а) коливається в широких межах від 0.28 до 0.46. На стереопроєкції спостерігається два локалізованих екстремуми: один максимальний – більше 0.46 і один мінімальний – менше 0.28. Майже аналогічний характер азимутальної анізотропії коефіцієнта Пуассона для глинистих відкладів (Рис. 3.14, б). Для карбонатних порід величина коефіцієнта Пуассона змінюється від 0.04 до 0.19 (Рис. 3.14, в). Причому максимальні значення розташовані симетрично і орієнтовані під кутами більше 60° до вертикалі. Мінімальні значення коефіцієнта Пуассона тяжіють до площин симетрії.

Азимутальна анізотропія модуля зсуву піщано-глинистих відкладів характеризується наявністю одного яскраво вираженого максимуму величиною більше 1.7 ГПа (Рис. 3.15, а) та менш локалізованими мінімумами менше 0.5 ГПа. Стереопроєкція модуля зсуву глинистих відкладів має два максимуми різної величини (Рис. 3.15, б) і три мінімуми менше 0.6 ГПа. Максимальні значення модуля зсуву карбонатної товщі розташовані в площинах симетрії (Рис. 3.15, в). Мінімальні тяжіють до напрямків орієнтованих під кутом 45° до координатних площин, але падають під крутими кутами.

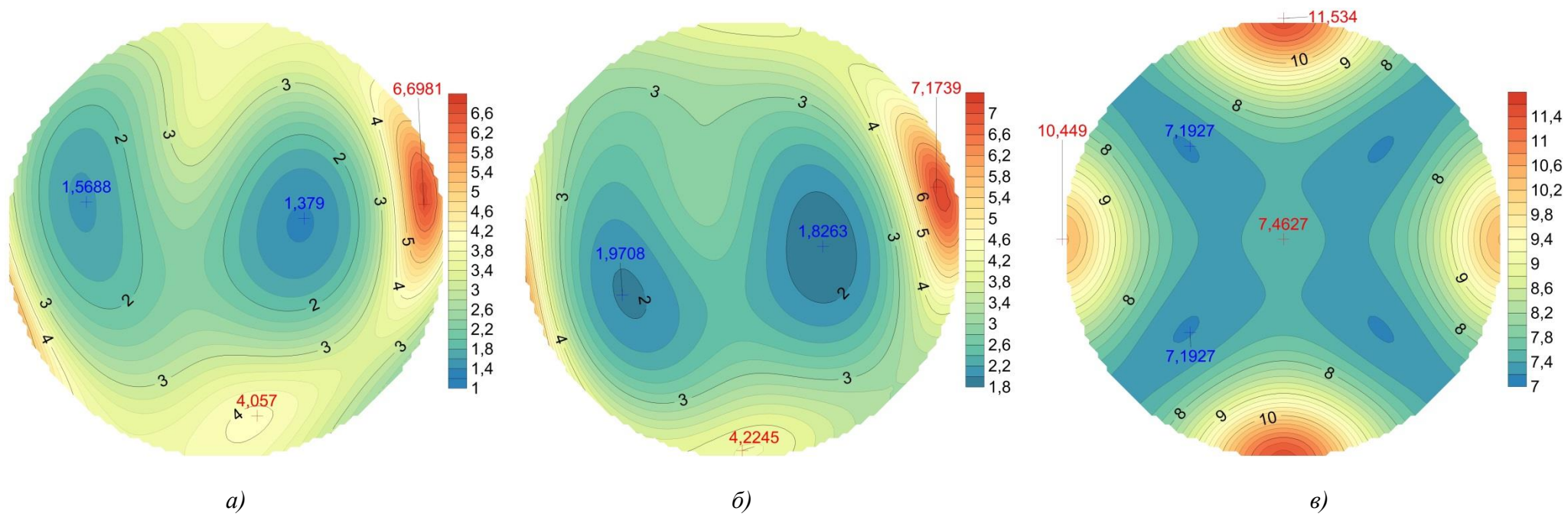


Рис. 3.13. Стереопроєкції характеристичної поверхні модуля Юнга ($E(I)$, ГПа)

- а) піщано-глинистих відкладів;
- б) глинистих відкладів;
- в) карбонатних порід.

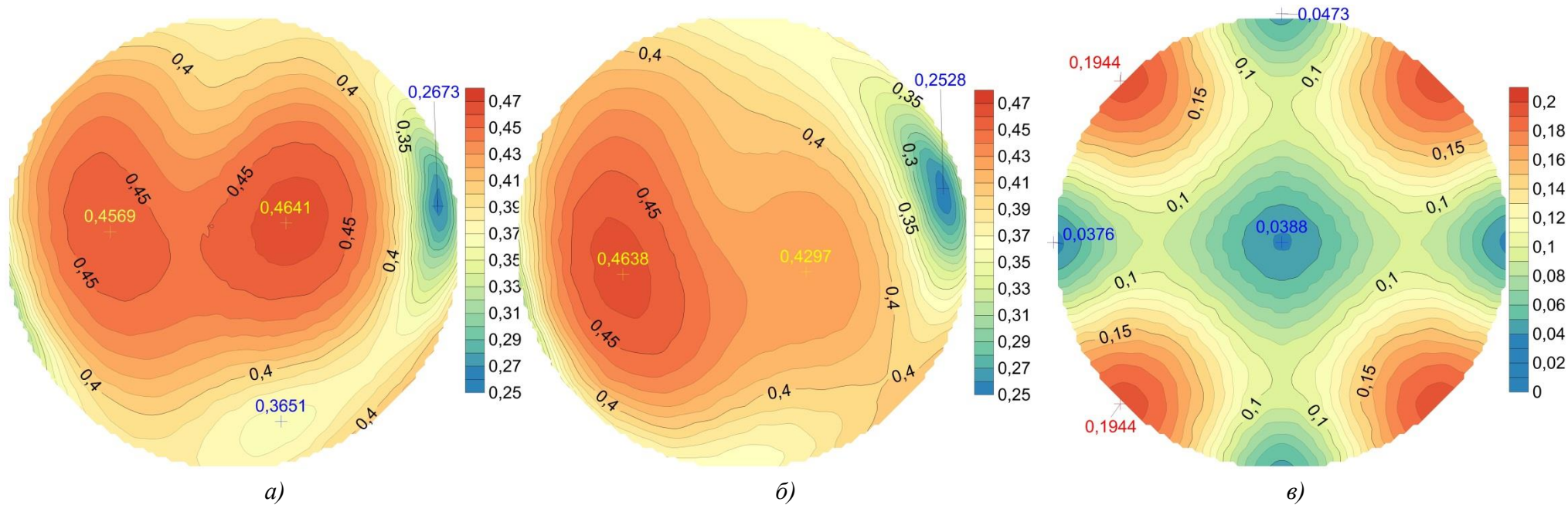


Рис. 3.14. Стереопроєкції характеристичної поверхні коефіцієнта Пуассона $\nu(I)$

- а) піщано-глинистих відкладів;
- б) глинистих відкладів;
- в) карбонатних порід.

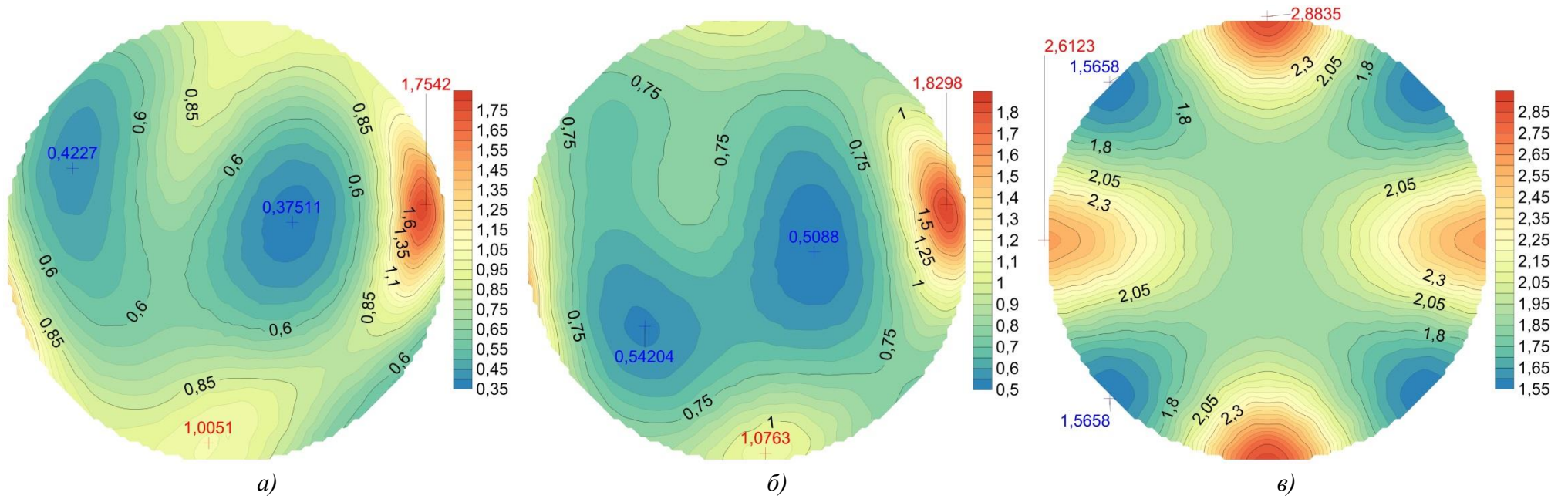


Рис. 3.15. Стереопроєкції характеристичної поверхні модуля зсуву ($G(\vec{p}, \vec{q})$, ГПа)

а) піщано-глинистих відкладів;

б) глинистих відкладів;

в) карбонатних порід.

3.7. Висновки до розділу

Вперше шляхом інверсії променевих і фазових індикатрис квазіпоздовжніх і квазіпоперечних хвиль осадової товщі, які здобуто методом ВСП, визначена симетрія і повний набір компонент тензорної матриці пружних сталих осадових порід. Симетрія тензорної матриці пружних сталих піщано-глинистої і глинистої товщі виявилася планальною триклінною, а карбонатної та глинистого сланцю – аксіальною і планальною ромбічною. Величина інтегрального коефіцієнта пружної анізотропії глинистої товщі сягає майже 22%.

Побудовані стерео проєкції параметрів анізотропії сейсмічних хвиль, які свідчать про те, що просторовий характер азимутальної анізотропії сейсмічних хвиль повністю визначається симетрією матриці тензора пружних сталих. В глинистих і карбонатних товщах та глинистих сланцях на різних глибинах існують особливі напрямки – поздовжньої нормалі і акустичних осей.

Ввігнутість поверхні рефракції «повільної» квазіпоперечної хвилі спричиняє появу петлі на її хвильовій поверхні. Поверхня рефракції «швидкої» квазіпоперечної хвилі опукла, аналогічно до поверхні SH хвилі у поперечно-ізотропному середовищі і хвильова поверхня цієї хвилі теж не має петлі. Різниця між «швидкою» та «повільною» квазіпоперечними хвилями в деяких напрямках досягає величини 0.6 км/с.

Показано, що апроксимація матриці пружних постійних триклінної симетрії більш симетричними моделями, зокрема ромбічної та поперечно-ізотропної симетрії, не лише спотворює характер азимутальної анізотропії сейсмічних хвиль, але й спричиняє значні похибки при оцінюванні азимутальної анізотропії сейсмічних швидкостей. Це може суттєво впливати на достовірність результатів 3D сейсмозв'язки.

Вперше за даними поверхневих та свердловинних сейсмічних спостережень встановлені параметри азимутальної анізотропії технічних

динамічних модулів пружності осадових товщ різного літологічного складу. Виявлені широкі межі коливань коефіцієнта Пуассона в межах однієї товщі та складний характер просторових змін усіх модулів пружності. Одержані числові значення діватора тензора лінійної стисливості свідчать про значні зміни об'єму осадової товщі при дії напруг зсуву.

Запропонований інваріантно-поляризаційний сейсмічний метод визначення симетрії і пружних сталих відкриває нові можливості при дослідженні упорядкованого геологічного середовища методами 3D сейсмозв'язки і буде сприяти суттєвому підвищенню ефективності сейсмозв'язки при пошуках нафти і газу в складних геологічних умовах.

РОЗДІЛ 4. ПОВЕРХНЕВИЙ ГОДОГРАФ ВІДБИТОЇ КВАЗИПОЗДОВЖНЬОЇ СЕЙСМІЧНОЇ ХВИЛІ В АНІЗОТРОПНОМУ ШАРУВАТОМУ СЕРЕДОВИЩІ І ОЦІНКА СТУПЕНЯ ЙОГО ВІДХИЛЕННЯ ВІД ГІПЕРБОЛОЇДА

4.1 Форма кінематичної поправки при моделюванні геологічного середовища

Як показано в розділі 3 та роботі [70], застосування інваріантно-поляризаційного сейсмічного методу для визначення пружних сталих товщ осадових порід вперше забезпечило однозначну оцінку їх пружної симетрії. Виявилось, що пружні сталі товщі глинистих і піщано-глинистих осадових порід мають планальну триклінну симетрію, а їх інтегральні коефіцієнти пружної анізотропії сягають величини майже 22%. Пружна симетрія карбонатної товщі задовольняє аксіальній ромбічній симетрії, а її коефіцієнт пружної анізотропії має величину більше 13%.

Наявність такої значної азимутальної анізотропії сейсмічних швидкостей в товщах осадових порід природного залягання значно ускладнює проведення таких найбільш важливих кроків обробки та інтерпретації сейсмічних даних, як корекція нормального приросту часу (NMO), аналіз швидкостей, міграція, AVO-аналіз [45, 73].

В традиційних системах обробки сейсмічних даних кінематичні поправки для відбиттів монотипних моделей вважаються гіперболічними, якщо довжина розносів не перевищує глибини до відбиваючої границі. Для анізотропних моделей приймається до уваги наявність відхилення від гіперболічної поправки навіть для малих розносів. Недостатнє усвідомлення важливості негіперболічної кінематичної поправки значно погіршує якість обробки сейсмічних даних, які одержані з довгорозносними установками.

Разом з тим, стає очевидним, що довгорозносна кінематична поправка має велике значення при дослідженні параметрів анізотропії сейсмічних

хвиль та при аналізі змін амплітуд в AVO-аналізі. В цілому ряді робіт [12, 26] було розглянуто внесок анізотропії в довгорозносну кінематичну поправку у випадку поперечно-ізотропної симетрії із вертикальною орієнтацією її головної осі.

І. Цванкін та Л. Томсен [28] побудували загальне рівняння негіперболічної кінематичної поправки, яка базується на NMO (нуль-офсетній) швидкості V_{NMO} та біквдратному коефіцієнтові кінематичної поправки A_4 функції $t^2(x^2)$.

Поведінка негіперболічної поправки стає набагато складнішою, а вибір методу оцінки V_{NMO} неоднозначним, якщо середовище має сильну азимутальну сейсмічну анізотропію. Складність їх застосування обумовлена залежністю біквдратної поправки A_4 від азимуту, так як азимутальна залежність V_{NMO} – еліпс [10, 28], що описується трьома параметрами, A_4 визначається п'ятьма величинами, коректна оцінка азимутальної залежності променевої швидкості залишається проблематичною.

У випадку азимутальної анізотропії задача відбиття-заломлення сейсмічних хвиль є суттєво тримірною [45, 54, 70, 91, 67]. Це обумовлено наявністю двох типів хвиль: фазової, напрямок якої співпадає із хвильовою нормаллю до фронту хвилі, та променевої, яка визначає напрямок розповсюдження потоку енергії хвилі. Вектор пружних зміщень фазової швидкості і вектор хвильової нормалі не колінеарні, а вектор променевої швидкості є не колінеарним із векторами хвильової нормалі і пружних зміщень.

Площина падіння хвилі на границі двох анізотропних середовищ, в якій відбувається явище відбиття-заломлення хвиль, визначається нормаллю до фронту хвилі, а не променем падаючої хвилі, а також нормаллю до відбиваючої границі в точці її перетину із променем падаючої хвилі. Так

званий «центровий» промінь, вздовж якого хвиля при відбитті повертається у точку збурення, не ортогональний до відбиваючої границі.

Оскільки у випадку азимутальної сейсмічної анізотропії всі основні принципи обробки та інтерпретації сейсмічних даних для ізотропних моделей порушуються, то введення одномірних негіперболічних поправок по своїй суті є некоректним. Оскільки задача відбиття-заломлення хвиль у середовищі із азимутальною анізотропією є по суті тримірною, площинний годограф відбитої хвилі в ізотропному середовищі є гіперболоїдом обертання [73, 52].

Проблема оцінки нормального приросту часу і впливу азимутальної анізотропії на величину довгорозносної кінематичної поправки є надзвичайно складною. Оскільки використання розвинення в ряд Тейлора $t^2(x^2)$ годографа [10, 12, 26, 28] вимагає апріорі визначення в аналітичній формі азимутальної залежності променевої швидкості, яку одержати для низькосиметричного анізотропного середовища практично неможливо. Лише при наявності в анізотропному середовищі площини симетрії, для її розтину дійсно можна одержати двомірне векторне рівняння променевої швидкості. Його можна розглядати як параметричну форму хвильової поверхні [91].

В роботі [25] для отримання явної аналітичної залежності групової швидкості квазіпоздовжньої хвилі від напрямку запропоновано розвинення в ряд за сферичними функціями. Було розглянуто анізотропне середовище поперечно-ізотропної симетрії. Коефіцієнти цього розвинення засновуються на визначенні швидкості V_{NMO} . Разом з тим, питання оцінки точності променевої швидкості у випадку сильно анізотропного низькосиметричного азимутального середовища цим методом залишається відкритим.

Для подолання існуючих труднощів і неоднозначності при виборі методики співставлення параметрів годографа при визначенні V_{NMO} і нормального приросту часу та при визначенні довгорозносної кінематичної

поправки необхідні певні методичні уточнення і спеціальні дослідження. Формально суть кінематичної поправки можна розглядати як процедуру визначення відхилення часу розповсюдження відбитої хвилі в реальному анізотропному геологічному середовищі від часу розповсюдження цієї ж хвилі в деякому найближчому до цього анізотропного середовища ізотропному середовищі, при умові розповсюдження хвиль по однаковим траекторіям променів. Оскільки форма годографа в найближчому до реального анізотропного геологічного середовища є гіперболоїдом обертання, то логічно і цю кінематичну поправку називати негіперболоїдною. Умови необхідні і достатні для вибору найближчого ізотропного середовища до реального анізотропного середовища за пружними властивостями можна знайти в роботах [39, 80, 91].

У цьому розділі розглядається вплив симетрії шару на форму площинного годографа квазіпоздовжньої хвилі для товстошарової моделі, пружні сталі якої відповідають реальним, що визначені сейсмічними методами в осадових товщах порід у природньому заляганні. Описуються і опробовуються алгоритми і програма чисельних розрахунків площинних годографів відбитих квазіпоздовжніх хвиль шаруватого середовища триклінної симетрії. Розглянуто вплив пружної симетрії на карту ізохрон негіперболоїдної кінематичної поправки.

4.2. Задача побудови площинного годографа відбитої квазіпоздовжньої хвилі для горизонтального товстошаруватого анізотропного середовища триклінної симетрії

Розглядається задача побудови площинного годографа відбитої квазіпоздовжньої хвилі для горизонтального товстошаруватого анізотропного середовища триклінної симетрії [53, 52, 91, 67].

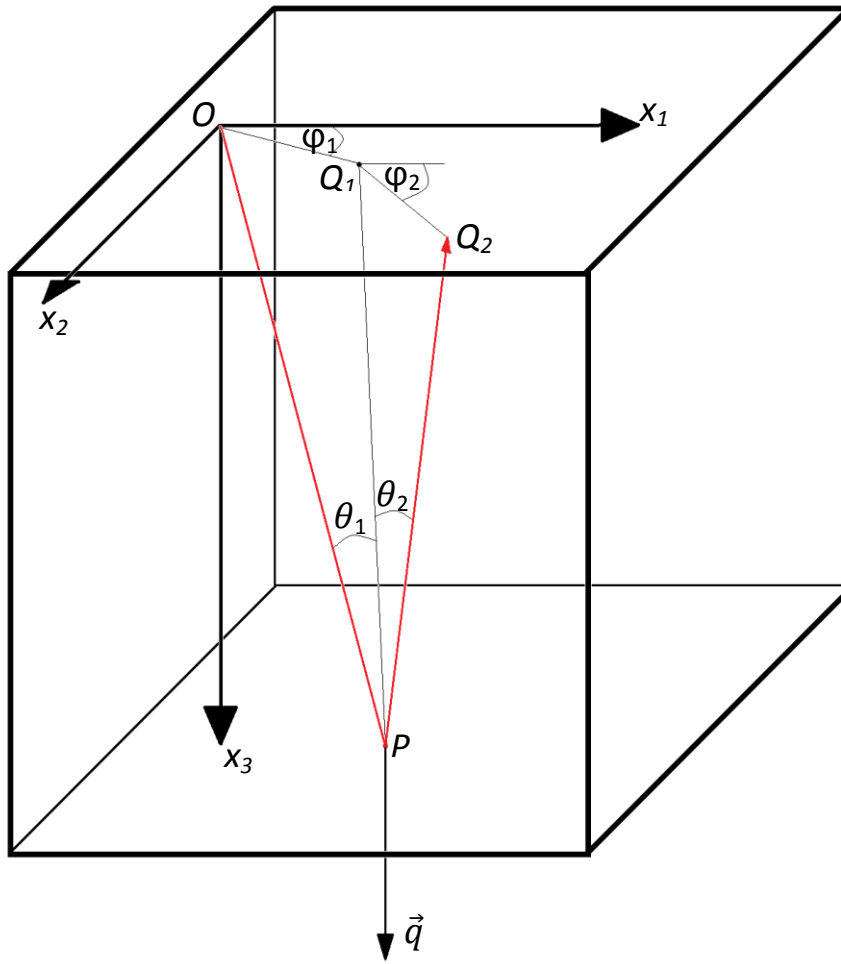


Рис. 4.1. Променева схема розповсюдження для відбитої квазіпоздовжньої сейсмічної хвилі в горизонтальному товстощаруватому анізотропному середовищі.

Нехай C_{ijkl} і ρ відповідно пружні сталі та густина шару, а h його потужність. Будемо вважати, що заданий одиничний вектор нормалі до відбиваючої границі \vec{q} . Вводиться локальна система координат, вісь x_3 компланарна вектору \vec{q} . Початок локальної системи координат (точка O) співпадає із місцем розташування джерела сейсмічних коливань (Рис. 4.1). Для визначення орієнтації осей локальної системи координат x_1 та x_2 спочатку задається хвильова нормаль падаючої хвилі \vec{n}^0 , а потім визначається нормаль \vec{a} до площини падіння хвилі $\vec{a} = [\vec{m} \times \vec{q}]$, вздовж якої орієнтована вісь x_2 . Тоді вісь x_1 , яка лежить у площині відбиваючої границі і колінеарна вектору $\vec{b} = [\vec{q}[\vec{m} \times \vec{q}]]$ [91]. Вектор рефракції падаючої хвилі \vec{m}^0 для заданого напрямку хвильової нормалі \vec{n}^0 в локальній системі координат знаходять користуючись розв'язком рівняння Гріна-Кристоффеля:

$$[A_{il} - \delta_{il}v^2]U_l = 0, \quad (4.1)$$

де $A_{il} = C_{ijkl}/\rho$; U_l – вектор пружних зміщень, v – фазова швидкість.

Для падаючої квазіпоздовжньої хвилі обчислюють фазову швидкість і вектори пружних зміщень. Знаходять вектор променевої швидкості $V_j^{(l)} = A_{ijkl} u_i u_k u_l / v$ і променевий кут падаючої хвилі θ_1 і ϕ_1 , а також вектор рефракції $\vec{m}^0 = \vec{n}^0/v$.

Чисельний розв'язок задачі відбиття-заломлення хвилі ґрунтується на законі Снеліуса для анізотропного середовища, згідно з яким вектори рефракції падаючої, відбитих та заломлених хвиль відрізняються один від одного лише проекціями на нормаль до відбиваючої поверхні, а проекції векторів рефракції на граничну площину \vec{b} повинні бути векторно однаковими між собою [53, 54, 80, 55, 91]. Лише у тому випадку, коли заданий вектор \vec{b} , з'являється можливість визначення напрямків і швидкостей (векторів рефракції) відбитих та заломлених хвиль, при умові коли задані ці параметри для падаючої хвилі.

Задача визначення проекцій векторів рефракції ξ відбитих хвиль на вісь x_3 локальної системи координат зводиться до розв'язку рівняння поверхні рефракції [91]:

$$|\Lambda^m - 1| = |\Lambda^m| - \overline{\Lambda_c^m} + \Lambda_c^m - 1 = 0, \quad (4.2)$$

де $\Lambda^m = \lambda_{ijkl} m_j m_k$.

Спочатку параметризують рівняння (4.2) шляхом підстановки в нього загального виразу вектора рефракції:

$$\vec{m} = \vec{b} + \xi \vec{q}, \quad (4.3)$$

в якому невизначеним залишається лише оператор ξ , а \vec{q} і \vec{b} задані. В результаті одержуємо рівняння поліному 6-го ступеня із дійсними коефіцієнтами [91]:

$$|\Lambda^m - 1| = A_0 \xi^6 + 2A_1 \xi^5 + A_2 \xi^4 + 2A_3 \xi^3 + A_4 \xi^2 + A_5 \xi + A_6 = 0; \quad (4.4)$$

$$\text{де } A_0 = |\Lambda^q|; \quad A_1 = (\bar{\Lambda}^q - B)_c; \quad A_2 = [\bar{\Lambda}^q(\Lambda^b - 1) + 4\bar{B}\Lambda^q]_c;$$

$$A_3 = 4|B| + [(\overline{\Lambda^q + \Lambda^b} - \bar{\Lambda}^q - \bar{\Lambda}^b)B]_c - \Lambda_c^q B_c + (\Lambda^q B)_c;$$

$$A_4 = [(\overline{\Lambda^b - 1})\Lambda^q + 4B(\Lambda^b - 1)]_c; \quad A_5 = [(\overline{\Lambda^b - 1})B]_c; \quad A_6 = |\Lambda^b - 1|. \quad (4.5)$$

Тут компоненти тензора другого рангу позначено B_{il} знаходять за формулою:

$$B_{il} = \frac{1}{2} \lambda_{ijkl} (b_j q_k + q_j b_k); \quad (4.6)$$

А тензорні взаємні матриці визначають із співвідношень:

$$\bar{\Lambda}_{ns}^q = \frac{1}{2} \varepsilon_{ijs} \varepsilon_{lmn} \Lambda_{il}^q \Lambda_{jm}^q; \quad \Lambda_{il}^q = \lambda_{ijkl} q_j q_k;$$

$$\bar{\Lambda}_{ns}^b = \frac{1}{2} \varepsilon_{ijs} \varepsilon_{lmn} \Lambda_{il}^b \Lambda_{jm}^b; \quad \Lambda_{il}^b = \lambda_{ijkl} b_j b_k;$$

$$\bar{B}_{ns} = \frac{1}{2} \varepsilon_{ijs} \varepsilon_{lmn} B_{il} B_{jm}. \quad (4.7)$$

і тензорні матриці взаємні до суми тензорних матриць визначають наступним чином:

$$(\overline{\Lambda^q + \Lambda^b})_{ns} = \frac{1}{2} \varepsilon_{ijs} \varepsilon_{lmn} (\Lambda_{il}^q + \Lambda_{il}^b) (\Lambda_{jm}^q + \Lambda_{jm}^b), \quad (4.8)$$

зокрема слід добутку тензорних матриць визначають за формулою

$$[(\overline{\Lambda^b - 1})B]_c = (\overline{\Lambda^b - 1})_{ij} B_{ji}, \quad (4.9)$$

а для сліду різниці тензорних матриць справедлива рівність

$$(\bar{\Lambda}^q - B)_c = \bar{\Lambda}_c^q - B_c. \quad (4.10)$$

Детермінант тензорної матриці можна представити у такому вигляді:

$$|\Lambda^q| = \frac{1}{6} \varepsilon_{ijk} \varepsilon_{lmn} \Lambda_{il}^q \Lambda_{jm}^q \Lambda_{kn}^q, \quad (4.11)$$

де $\varepsilon_{ijk}, \varepsilon_{lmn}$ – тензори Левічі-Віта, s - слід тензорної матриці.

Рівняння має шість коренів (дійсних або комплексних спряжених), для відбитих хвиль відбирають три від’ємних корені, а для заломлених – три додатні.

Складові вектора рефракції \vec{m} відбитих хвиль повинні задовільняти умові випромінювання:

$$(\vec{m} \cdot \vec{V}^{(l)}) < 0, \quad (4.12)$$

де $\vec{V}^{(l)}$ – вектор променевої швидкості.

Якщо знайдено вектор рефракції відбитої хвилі \vec{m} , то можна обчислити і компоненти вектора хвильової нормалі відбитої хвилі:

$$n_1 = m_1 v, n_2 = m_2 v, n_3 = m_3 v, \quad (4.13)$$

оскільки $|\vec{m}| = \frac{1}{v}$.

Компоненти вектора променевої швидкості обчислюємо за формулою [91]:

$$\vec{V}_i^{(l)} = \frac{c_{ijkl} (\Lambda^{m-1})_{jl} m_k}{(\Lambda^{m-1})_c}, \quad (4.14)$$

а потім після його нормування знаходимо променеві кути θ_2 і ϕ_2 . Час розповсюдження t_1 для падаючого і t_2 для відбитого променів розраховують за формулами:

$$t_1 = \frac{h}{V(\theta_1) \cos \theta_1}, t_2 = \frac{h}{V(\theta_2) \cos \theta_2}, \quad (4.15)$$

де $V(\theta_1)$ і $V(\theta_2)$ – модулі векторів променевої швидкості, відповідно, падаючої і відбитої сейсмічної хвилі.

Розглянемо траєкторію променя, який розповсюджується від джерела (Рис. 4.1, точка O) до точки перетину з відбиваючою поверхнею (точка P), який після відбиття реєструється в точці Q_2 на поверхні сейсмічних спостережень.

Відрізки проєкцій променя на горизонтальну поверхню спостережень $OQ_1=l_1$ і $Q_1Q_2=l_2$ визначаємо за формулами:

$$l_1 = h \operatorname{tg}\theta_1, \quad l_2 = h \operatorname{tg}\theta_2. \quad (4.16)$$

Відповідно, оскільки відомі променеві кути падаючої та відбитої хвилі, знаходимо їх проєкції на осі локальної системи координат:

$$x'_1 = l_1 \cos\varphi_1, \quad x'_2 = l_1 \sin\varphi_1, \quad \bar{x}_1 = l_2 \cos\varphi_2, \quad \bar{x}_2 = l_2 \sin\varphi_2 \quad (4.17)$$

Координати точки Q_2 , в якій буде зареєстровано відбиту сейсмічну хвилю, можна обчислити за формулами:

$$x_1 = x'_1 + \bar{x}_1, \quad x_2 = x'_2 + \bar{x}_2. \quad (4.18)$$

Таким чином, знайдено час і координати точки реєстрації відбитої квазіпоздовжньої хвилі на поверхні спостережень.

4.3. Алгоритм програми розрахунку 3D годографа відбитої хвилі для горизонтально залягаючого товстошаруватого анізотропного середовища

Для забезпечення трудомістких чисельних розрахунків розроблений алгоритм і програма, які дозволяють повністю автоматизувати весь процес розрахунків і графічну візуалізацію одержаних результатів. Блок-схема алгоритму показана на Рис. 4.2. Як видно із наведених даних, вхідні дані для чисельних розрахунків відбитої хвилі включають пружні сталі C_{mn} і густину ρ горизонтально залягаючого товстошаруватого анізотропного середовища

потужністю h . Задають напрямок хвильової нормалі падаючої хвилі \vec{n} і формують базис локальної системи координат. Оскільки пружні сталі задані в стандартній акустичній системі координат, необхідно здійснити їх перетворення до локальної системи координат. Для цього використовують матричну формулу перетворень пружних сталих [39, 82].

$$C^{\chi'\lambda'} = Q_{\mu}^{\chi'} Q_{\nu}^{\lambda'} C^{\mu\nu}, \quad (4.19)$$

де $\chi', \lambda', \mu, \nu$ пробігають значення від 1 до 6. Елементи матриці $Q_{\mu}^{\chi'}$ наведені нижче (4.20):

$Q_{\mu}^{\chi'}$	1	2	3	4	5	6
1'	$C_{1'1}^2$	$C_{1'2}^2$	$C_{1'3}^2$	$2 C_{1'2} C_{1'3}$	$2 C_{1'3} C_{1'1}$	$2 C_{1'1} C_{1'2}$
2'	$C_{2'1}^2$	$C_{2'2}^2$	$C_{2'3}^2$	$2 C_{2'2} C_{2'3}$	$2 C_{2'3} C_{2'1}$	$2 C_{2'1} C_{2'2}$
3'	$C_{3'1}^2$	$C_{3'2}^2$	$C_{3'3}^2$	$2 C_{3'2} C_{3'3}$	$2 C_{3'3} C_{3'1}$	$2 C_{3'1} C_{3'2}$
4'	$C_{2'1} C_{3'1}$	$C_{2'2} C_{3'2}$	$C_{2'3} C_{3'3}$	$C_{2'2} C_{3'3} + C_{2'3} C_{3'2}$	$C_{2'3} C_{3'1} + C_{2'1} C_{3'3}$	$C_{2'1} C_{3'2} + C_{2'2} C_{3'1}$
5'	$C_{3'1} C_{1'1}$	$C_{3'2} C_{1'2}$	$C_{3'3} C_{1'3}$	$C_{3'2} C_{1'3} + C_{3'3} C_{1'2}$	$C_{3'3} C_{1'1} + C_{3'1} C_{1'3}$	$C_{3'1} C_{1'2} + C_{3'2} C_{1'1}$
6'	$C_{1'1} C_{2'1}$	$C_{1'2} C_{2'2}$	$C_{1'3} C_{2'3}$	$C_{1'2} C_{2'3} + C_{1'3} C_{2'2}$	$C_{1'3} C_{2'1} + C_{1'1} C_{2'3}$	$C_{1'1} C_{2'2} + C_{1'2} C_{2'1}$

Матриця ортогональних перетворень $C_{i'k}$:

$$C_{i'k} = \begin{pmatrix} C_{1'1} & C_{1'2} & C_{1'3} \\ C_{2'1} & C_{2'2} & C_{2'3} \\ C_{3'1} & C_{3'2} & C_{3'3} \end{pmatrix} \quad (4.21)$$

зв'яже «стару» систему координат x_i , яка побудована на базисі $\vec{e}_1, \vec{e}_2, \vec{e}_3$ – це власні вектори акустичного тензора (стандартна акустична система координат) і «нову» $x_{i'}$, яка побудована на базисі $\vec{e}_{1'}, \vec{e}_{2'}, \vec{e}_{3'}$ – локальна система координат ($\vec{e}_{1'} \parallel \vec{b}, \vec{e}_{2'} \parallel \vec{a}, \vec{e}_{3'} \parallel \vec{q}$). Її називають також матрицею косинусів, оскільки кожен її елемент дорівнює косинусу кута між відповідними осями координат [82]:

$$C_{i'k} = \vec{e}_{i'} \cdot \vec{e}_k = \cos(\widehat{x_{i'}, x_k}). \quad (4.22)$$

Чисельні розрахунки фазових швидкостей квазіпоздовжніх хвиль і векторів їх поляризації для заданого напрямку хвильової нормалі здійснюють модифікованим методом обертання Якобі [39, 72]. Власні значення і власні вектори тензора Кристофеля $\Lambda_{il}(\vec{n})$ знаходять чисельно методом обертання, який забезпечує абсолютну стійкість і швидко збіжність ітераційного процесу, на який не впливає зокрема виродження матриці тензора Кристофеля. Визначення векторів пружних зміщень і фазової швидкості забезпечує чисельні розрахунки векторів рефракції, променевої швидкості та променевих кутів хвиль в локальній системі координат.

Для розв'язку рівняння рефракції застосовується метод Лагерра [21]. Алгоритм цієї підпрограми ґрунтується на наступних співвідношеннях для поліному 6-го ступеня із дійсними коефіцієнтами:

$$P_6(x) = (x - x_1)(x - x_2) \dots (x - x_6)$$

$$\ln(P_6(x)) = \ln(x - x_1) + \ln(x - x_2) + \dots + \ln(x - x_6)$$

$$\frac{d \ln(P_6(x))}{dx} = \frac{1}{x-x_1} + \frac{1}{x-x_2} + \dots + \frac{1}{x-x_6} = \frac{P'_6}{P_6} = G; \quad (4.23)$$

$$-\frac{d^2 \ln(P_6(x))}{dx^2} = \frac{1}{(x-x_1)^2} + \frac{1}{(x-x_2)^2} + \dots + \frac{1}{(x-x_6)^2} = \left(\frac{P'_6}{P_6}\right)^2 - \frac{P''_6}{P_6} = H$$

Якщо корінь x_1 знаходиться на відстані ζ від поточного наближення, то припускають, що всі інші корені знаходяться на відстані χ :

$$x - x_1 = \zeta; \quad x - x_i = \chi, \quad i = 2, 3, \dots, 6 \quad (4.24)$$

тоді

$$\frac{1}{\zeta} + \frac{n-1}{\chi} = G; \quad \frac{1}{\zeta^2} + \frac{n-1}{\chi^2} = H; \quad n = 6; \quad (4.25)$$

звідки

$$\zeta = \frac{n}{G \pm \sqrt{(n-1)(nH-G^2)}} \quad (4.26)$$

Знак у формулі (4.26) перед коренем вибирають такий, щоб одержати найбільше значення знаменника. Ітераційний процес проходить із забезпеченням наперед заданої точності визначення коренів поліному, тобто, компонент векторів рефракції відбитих і заломлених хвиль. Алгоритм побудований таким чином, що чисельні розрахунки часу розповсюдження відбитої хвилі здійснюють із заданим кроком по заданому азимутальному (0° - 360°) і полярному куту (0° - 70°), і результати виводяться у форматі, який забезпечує побудову поля ізохрон площинного годографа відбитої хвилі в системі графічної візуалізації Surfer.

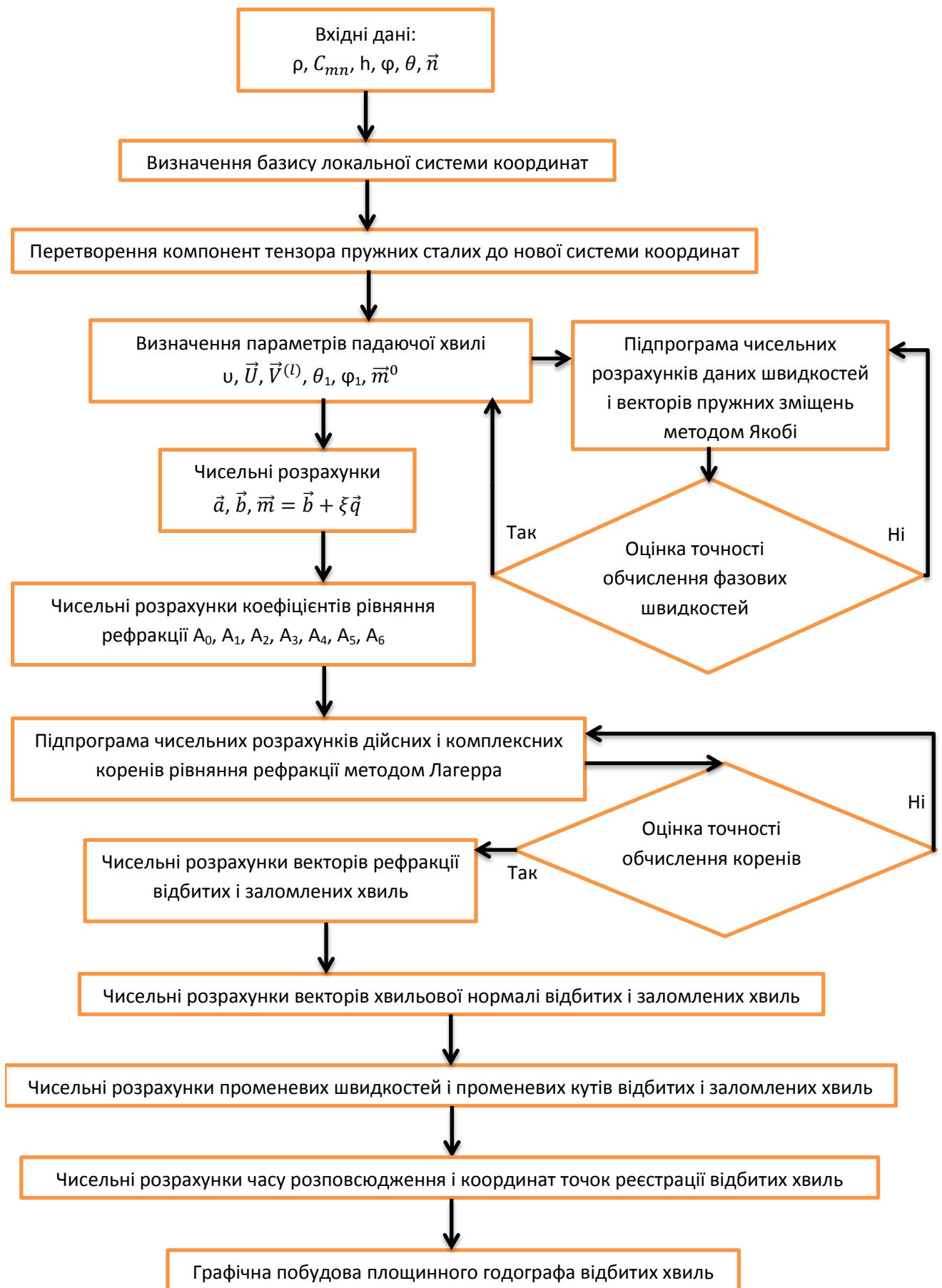


Рис. 4.2. Блок-схема алгоритму програми чисельних розрахунків і графічного відображення площинного годографа відбитих хвиль анізотропного середовища.

Таблиця 4.1.

Експериментальні значення (C_{mn} , ГПа) осадової товщі відкладів в робочій системі координат за даними роботи [70] та їх більш високосиметричні апроксимації: ромбічна, поперечно-ізотропна, ізотропна.

Матричні індекси mn	Літологія						
	Карбонатна товща			Глиниста товща			
11	17.79	14.40	14.53	9.16	9.16	8.52	7.68
22	14.00	14.40	14.53	10.04	10.04	8.52	7.68
33	13.85	13.83	14.53	7.28	7.28	7.28	7.68
44	3.47	3.44	3.54	0.71	0.71	0.79	1.61
55	3.41	3.44	3.54	0.86	0.86	0.79	1.61
66	2.71	3.16	3.54	1.52	1.52	2.70	1.61
12	5.00	8.08	7.44	1.90	1.90	3.32	4.46
13	9.30	7.28	7.44	5.81	5.81	4.70	4.46
23	7.00	7.28	7.44	3.95	3.95	4.70	4.46
14	0	0	0	0.29	0	0	0
15	0	0	0	0.04	0	0	0
16	0	0	0	0.15	0	0	0
24	0	0	0	-0.02	0	0	0
25	0	0	0	-0.14	0	0	0
26	0	0	0	-0.02	0	0	0
34	0	0	0	0.32	0	0	0
35	0	0	0	0.14	0	0	0
36	0	0	0	0.20	0	0	0
45	0	0	0	0.02	0	0	0
46	0	0	0	0.13	0	0	0
56	0	0	0	-0.05	0	0	0
Пружна симетрія	Аксіальна ромбічна	Поперечно-ізотропна	Ізотропна	Планальна триклінна	ромбічна	Поперечно-ізотропна	Ізотропна
Густина, г/см ³	1.986			2.193			
Інтегральний коефіцієнт анізотропії $\frac{A_i}{A_t(A_r)}$	<u>13.08</u>	<u>14.88</u>	<u>0</u>	<u>21.92</u>	<u>21.50</u>	<u>14.29</u>	<u>0</u>
	-	1.77	0	0	4.58	16.83	0

A_i – інтегральний коефіцієнт анізотропії (ступінь відхилення від ізотропії);

$A_i(A_r)$ – інтегральний коефіцієнт анізотропії;

A_t – ступінь відхилення від найближчого поперечно-ізотропного середовища;

A_r – ступінь відхилення від найближчого ромбічного середовища.

4.4. Негіперболоїдність площинного годографа відбитої квазіпоздовжньої хвилі для азимутально анізотропного горизонтально шаруватого середовища

Приймаючи до уваги тримірність поставленої задачі, зроблена спроба оцінити ступінь відхилення площинних годографів відбитої квазіпоздовжньої хвилі від гіперболоїда для азимутально анізотропного горизонтально шаруватого середовища. Оскільки в даному випадку основним чинником, який спричиняє негіперболоїдність годографа є анізотропія, то вибір наближення пружних параметрів ізотропного середовища до заданого анізотропного середовища C_{ijkl} ґрунтується на умові мінімізації функціоналу [39, 80, 91]:

$$F_1 = (C_{ijkl} - C_{ijkl}^0)^2 = \min, \quad (4.27)$$

де C_{ijkl}^0 – пружні сталі найближчого ізотропного середовища до даного анізотропного середовища.

Аналогічна умова в подальшому використовується і при виборі пружних сталих моделей найближчого більш високосиметричного наближення до заданого анізотропного середовища (поперечно-ізотропного, ромбічного) [39, 80, 70, 91]. Із умови мінімуму F_1 знаходимо значення пружних сталих моделі ізотропного (поперечно-ізотропного, ромбічного) середовища, найближчого до заданого анізотропного середовища [91]:

$$C_{ijkl}^0 = c\delta_{ij}\delta_{kl} + a(\delta_{ik}\delta_{jl} + \delta_{il}\delta_{jk}), \quad (4.28)$$

$$\text{де } c = \frac{1}{15}(2C_{iikk} - C_{ijij}); \quad a = \frac{1}{30}(3C_{ijij} - C_{iikk}).$$

Рівняння годографа відбитої поздовжньої хвилі для ізотропного горизонтально шаруватого середовища найближчого до заданого анізотропного середовища має вигляд:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x_1^2}{\bar{v}^2} + \frac{x_2^2}{\bar{v}^2}, \quad (4.29)$$

де $t_0 = \frac{2h}{\bar{v}}$; h – потужність шару; $\bar{v}^2 = \frac{C_{11}^0}{\rho}$ – променева швидкість; C_{11}^0 – пружна стала ізотропного середовища найближчого до заданого анізотропного середовища.

Рівняння площинного годографа є гіперболоїдом обертання.

У відповідності до загальноприйнятої термінології швидкість NMO визначається із співвідношення:

$$V_{NMO} = \bar{v} = \sqrt{\frac{\bar{C}_{11}}{\rho}}, \quad (4.30)$$

де $\bar{C}_{11} = \frac{1}{15} [3(C_{11} + C_{22} + C_{33}) + 2(C_{12} + C_{13} + C_{23}) + 4(C_{44} + C_{55} + C_{66})]$; C_{mn} – пружні сталі заданого реального азимутально анізотропного середовища.

Формально пружні сталі ізотропного середовища, найближчого до заданого анізотропного середовища, представляють собою осереднені пружні сталі в наближенні Фойгта C_{mn} [39]. Отже, нормальна кінематична швидкість V_{NMO} площинного годографа, який має форму гіперболоїда обертання, визначається осередненими пружними сталими в наближенні Фойгта. Такий апроксимаційний підхід застосовується і при використанні моделей слабоанізотропного середовища, в яких зазвичай приймають для $C_{mn} = \bar{C}_{mn} + \Delta C_{mn}$, ($\Delta C_{mn} \ll 1$) [25].

Було розглянуто горизонтальні товстошаруваті анізотропні моделі, пружні сталі яких визначалися сейсмічними методами в їх природньому заляганні і наведені в Табл. 4.1. В цій же таблиці приведені пружні сталі апроксимаційних моделей, найближчих до реальних найбільш високосиметричних апроксимацій (ромбічної, поперечно-ізотропної, ізотропної). Приведені, відповідно, інтегральні коефіцієнти анізотропії [39, 80, 70], які характеризують в середньому їх відхилення від пружної

анізотропії глинистої товщі триклінної симетрії і карбонатної товщі ромбічної симетрії.

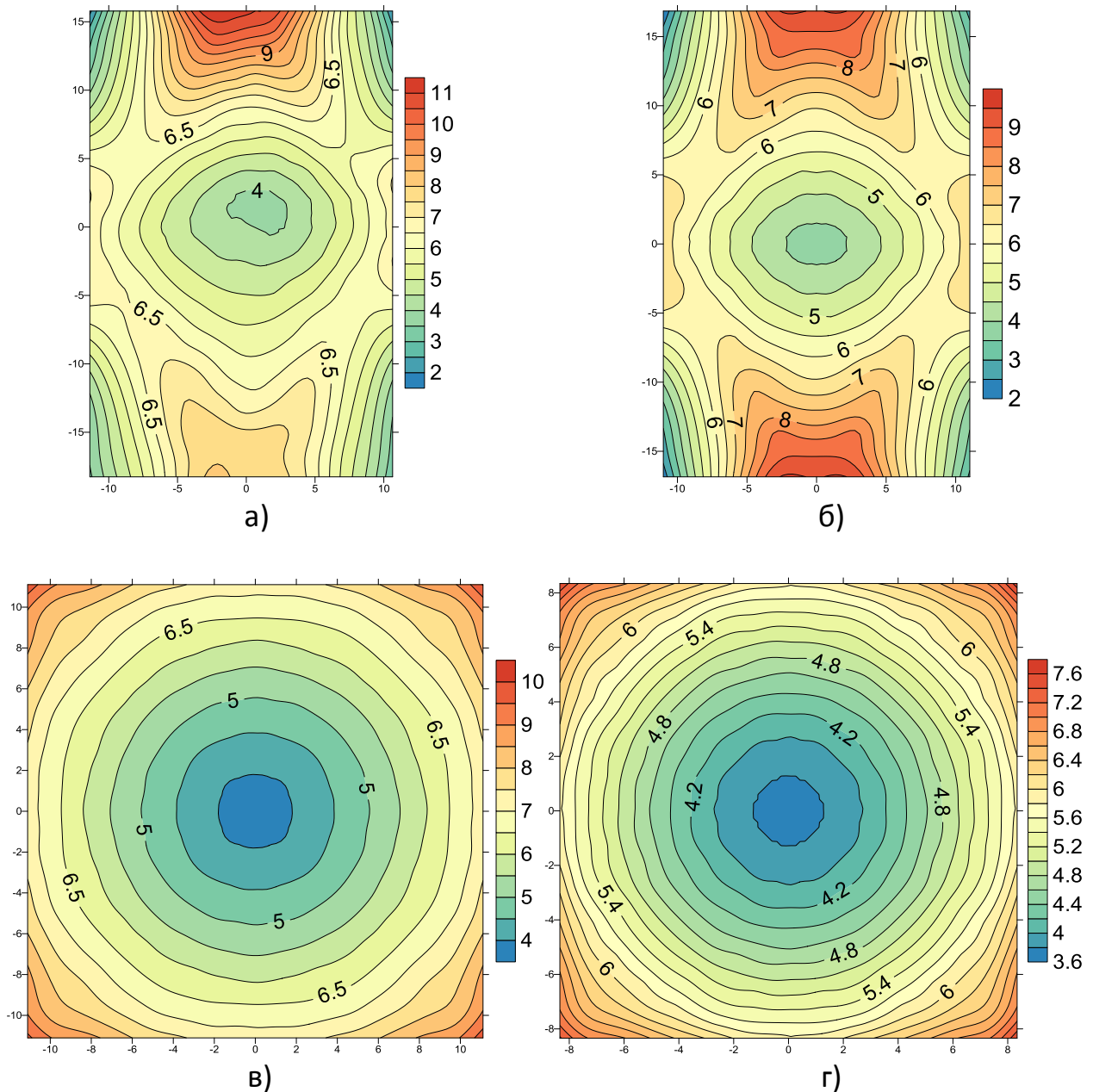


Рис. 4.3. Карти ізохрон поверхневого годовографа квазіповдовжньої хвилі горизонтально залягаючої глинистої товщі для:

- а) триклінної симетрії; та найближчих за пружними властивостями до неї:
- б) ромбічної симетрії; в) поперечно-ізотропної симетрії; г) ізотропної симетрії.

Як видно із наведених результатів чисельних розрахунків (Рис. 4.3, 4.5), симетрія карт ізохрон площинних годовографів для горизонтально шаруватої глинистої товщі строго відповідає симетрії пружних сталей розглянутих моделей. Для моделей триклінної і ромбічної симетрії карти ізохрон площинних годовографів мають азимутальний характер залежності,

розташування екстремальних значень підпорядковане наявним елементам симетрії, зокрема для моделей ромбічної симетрії – площинам симетрії і осям другого порядку.

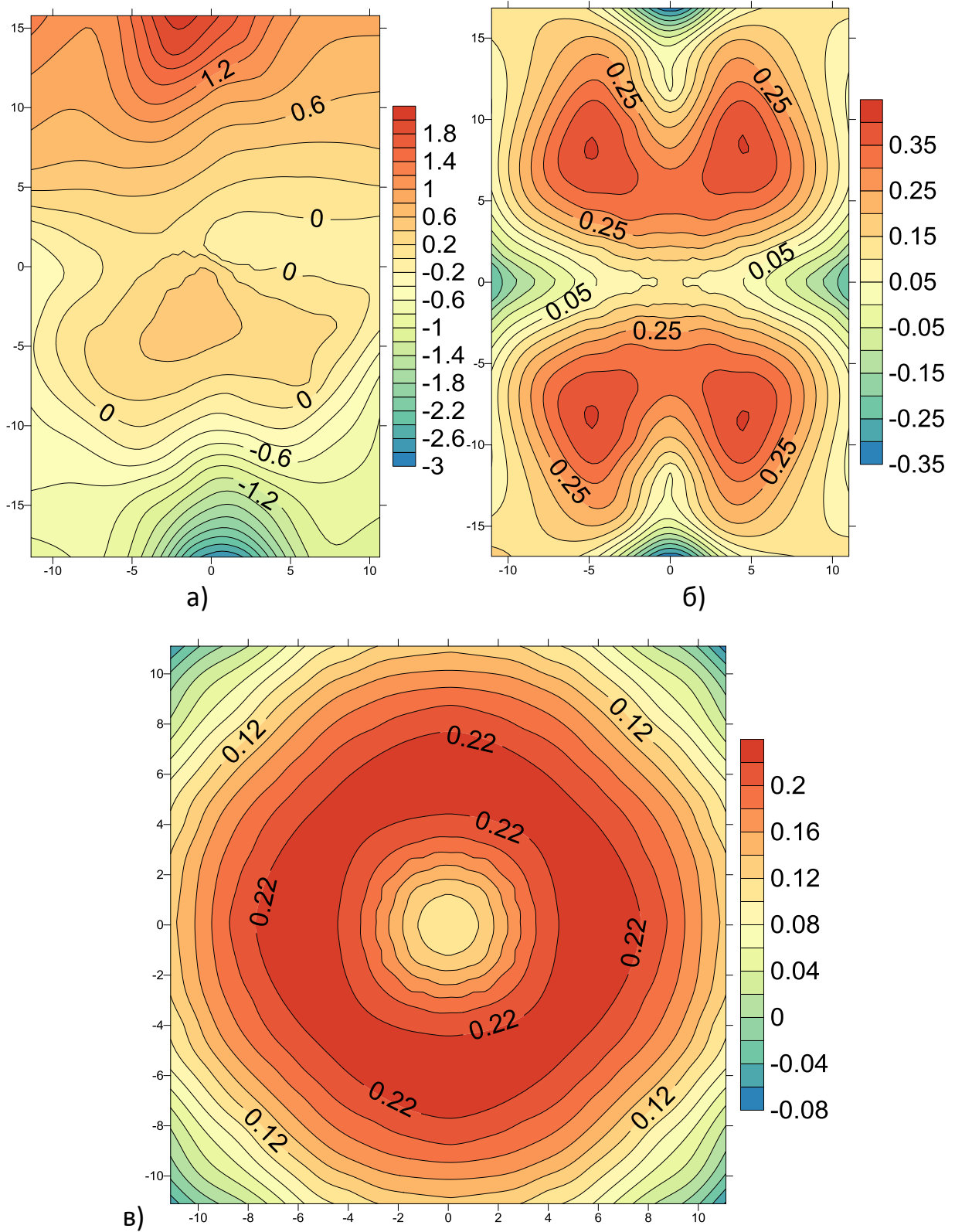


Рис. 4.4. Карты ізохрон негіперболоїдної поправки для горизонтально залягаючої глинистої товщі:

а) триклінної симетрії; б) ромбічної симетрії; в) поперечно-ізотропної симетрії.

Область найменших значень часу розповсюдження хвилі тяжіє, як і очікувалось, до координат місця розташування джерела сейсмічних коливань, але форма ізохрон асиметрична відносно точки O і це є результатом впливу асиметризації, обумовленої триклінною симетрією глинистої товщі (Рис. 4.3, а). Відповідно, екстремальні точки ізохрони, які характеризують максимальні величини часу приходу квазіпоздовжньої хвилі для глинистої товщі триклінної симетрії, також розташовуються різко асиметрично.

Апроксимація пружних сталих триклінної симетрії глинистої товщі найближчою до них ромбічною симетрією призводить до симетризації карти ізохрон, а екстремальні значення ізохрон строго симетрично розташовуються відносно елементів ромбічної симетрії моделі (Рис. 4.3, б). Ще яскравіше це проявляється для поперечно-ізотропної (Рис. 4.3, в) та ізотропної (Рис. 4.3, г) моделей.

Карта ізохрон негіперболоїдних поправок для моделі триклінної симетрії глинистої товщі також має асиметричний азимутальний характер (Рис. 4.4, а). Негіперболоїдні поправки мають як додатній, так і від'ємний знак, а азимутальний характер карт ізохрон виявляється надзвичайно складним. Найменші величини відхилення не тяжіють, як очікувалось, до координат місцерозташування джерела. В той же час для ромбічної моделі очевидна симетризація карти ізохрон гіперболоїдних поправок (Рис. 4.4, б). Причому в площині симетрії, яка перетинає місце розташування джерела коливань, спостерігаються найменші відхилення від гіперболоїда (до 0.1 с). Але в іншій площині симетрії, яка ортогональна до неї, навпаки, відхилення сягають величини більше 0.35 с. Максимальні величини негіперболоїдних поправок локалізовані вздовж чотирьох екстремумів, симетрично розташованих відносно площин симетрії.

Найбільш яскрава симетризація карти ізохрон негіперболоїдної поправки спостерігається для моделі поперечно-ізотропної апроксимації

пружних сталих глинистої товщі триклінної симетрії (Рис. 4.4, в). В околиці джерела спостерігаються величини негіперболоїдних поправок від 0.1 с і вище.

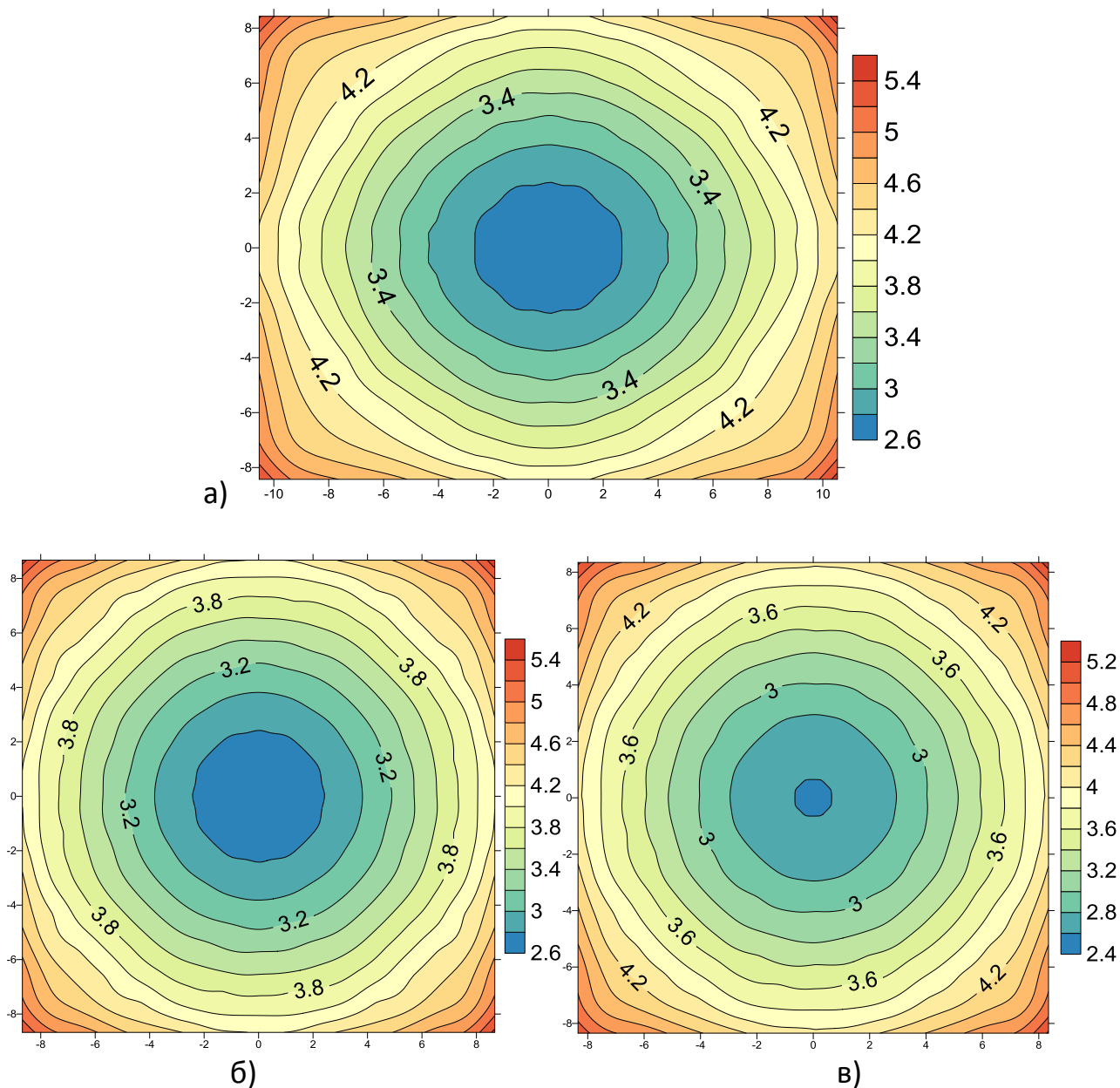


Рис. 4.5. Карти ізохрон поверхневого годографа квазіпоzdовжньої хвилі для горизонтально залягаючої карбонатної товщі:

- а) ромбічної симетрії;
- б) поперечно-ізотропної симетрії (найближчої за пружними властивостями до ромбічної симетрії);
- в) ізотропної симетрії (найближчої за пружними властивостями до ромбічної симетрії).

Вплив аксіальної ромбічної симетрії карбонатної товщі спостерігається на карті ізохрон поверхневого годографа квазіпоzdовжньої хвилі (Рис. 4.5, а). Аксіальний характер азимутальної анізотропії квазіпоzdовжньої хвилі

проявляється у практичній відсутності екстремальних точок на карті ізохрон, крім очевидної, яка відповідає мінімуму в точці місцерозташування джерела.

Симетризація проявляється на карті ізохрон поверхневого годографа квазіпоздовжньої хвилі для моделі поперечно-ізотропної симетрії, найближчої до аксіальної ромбічної симетрії карбонатної товщі (Рис. 4.5, б). Величина негіперболоїдної поправки для карбонатної товщі виявилася значною, близько 1 с. Вона є від'ємною, а це означає, що час розповсюдження квазіпоздовжньої хвилі у реальній карбонатній товщі значно менший, ніж у найближчій до неї ізотропній моделі (Рис. 4.5, а, в). Для карти ізохрон негіперболоїдної поправки характерна азимутальна анізотропія, яка має три екстремальні точки (одна – мінімальна у точці розташування джерела, та дві максимальні, розташовані в площині симетрії). Для другої, ортогональної цій площині симетрії, локалізовані максимальні значення ізохрон відсутні.

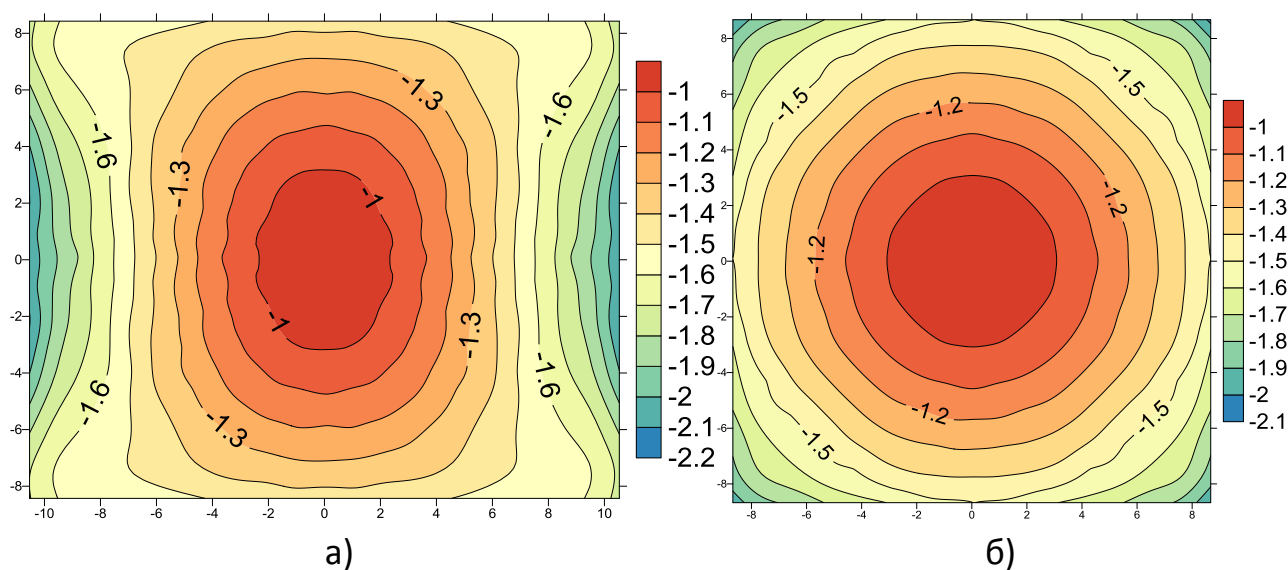


Рис. 4.6. Карті ізохрон негіперболоїдної поправки для горизонтально залягаючої карбонатної товщі

а) ромбічної симетрії; б) поперечно-ізотропної симетрії.

Для моделі поперечно-ізотропної симетрії, найближчої до аксіальної ромбічної карбонатної товщі, величина гіперболоїдної поправки залишається такою ж значною і від'ємною (Рис. 4.6).

4.5. Висновки до розділу

Розроблений і апробований алгоритм і програма чисельних розрахунків поверхневих годографів для шаруватого середовища триклінної симетрії. Алгоритм ґрунтується на розв'язку задачі відбиття-заломлення хвилі на плоскій границі двох анізотропних середовищ. Для визначення відбитого і заломленого променів застосовується закон Снеліуса у вигляді рівності дотичних до границі компонент векторів рефракції (падаючої, відбитої, заломленої хвиль). Для знаходження проекції вектора рефракції відбитої хвилі на нормаль до відбиваючої поверхні використовують рівняння рефракції.

Вперше на реальних пружних сталих для товщі глини встановлено, що симетрія карти ізохрон площинного годографа горизонтально шаруватого середовища строго відповідає пружній симетрії глинистого шару. Це означає, що довгорозносні площинні годографи відбитих квазіпоздовжніх хвиль надають можливість оцінки пружної симетрії товщі, і, відповідно, визначати характер азимутальної анізотропії сейсмічних швидкостей.

Для оцінки негіперболоїдної поправки поверхневого годографа застосовується строго аналітичний підхід, в основу якого покладений функціонал, що визначає ступінь відхилення даного анізотропного середовища від найближчого до нього ізотропного, поперечно-ізотропного та ромбічного. Його вперше запропонував Ф.І. Федоров [91]. Такий підхід забезпечує однозначний вибір швидкості НМО, яка визначається фактично із осереднених пружних сталих в наближенні Фойгта.

Доведено, що карта ізохрон негіперболоїдної поправки також має ту ж саму симетрію, що і пружні сталі. Азимутальний характер негіперболоїдних поправок також визначається пружною симетрією товщі гірських порід.

Розроблений підхід відкриває широкі можливості для дослідження більш складних сейсмічних моделей, в яких негіперболоїдність обумовлюється нахилом і кривизною відбиваючих границь, а також неоднорідністю.

ВИСНОВКИ

1. Вперше одержані кількісні оцінки пружних постійних усіх пороудоутворюючих глинистих мінералів в поперечно-ізотропному наближенні, які добре узгоджуються із результатами експериментальних досліджень цих мінералів. Обґрунтований строго аналітичний метод апроксимації матриці пружних постійних мінералів будь-якої симетрії найближчим до нього поперечно-анізотропним пружним середовищем, який забезпечує кількісну оцінку похибок апроксимації таким наближенням.

2. Розроблений і реалізований алгоритм і програма чисельного моделювання повної хвильової картини сейсмічної хвилі в анізотропному поперечно-ізотропному середовищі для точкового джерела типу «вибух». Проведено математичне моделювання ефективних пружних постійних для моделі тріщинуватого граніту з однонаправленою системою тріщин. Одержані синтетичні сейсмограми вертикальної і горизонтальної компоненти сейсмічних хвиль, які свідчать про можливість застосування методів сейсморозвідки для картування тріщинуватих зон.

3. Вперше шляхом інверсії променевих і фазових індикатрис квазіпоздовжніх і квазіпоперечних хвиль осадової товщі, які здобуто методом ВСП, визначена симетрія і повний набір компонент тензорної матриці пружних сталих осадових порід. Симетрія тензорної матриці пружних сталих піщано-глинистої і глинистої товщі виявилася планальною триклінною, а карбонатної та глинистого сланцю – аксіальною і планальною ромбічною. Величина інтегрального коефіцієнта пружної анізотропії глинистої товщі сягає майже 22%.

4. Вперше за даними польових та свердловинних сейсмічних спостережень встановлені параметри азимутальної анізотропії технічних динамічних модулів пружності осадових товщ різного літологічного складу. Виявлені широкі межі коливань коефіцієнта Пуассона в межах однієї товщі

та складний характер просторових змін усіх модулів пружності. Одержані числові значення девіатора тензора лінійної стисливості свідчать про значні зміни об'єму осадової товщі при дії напруг.

5. Розроблений і апробований алгоритм і програма чисельних розрахунків поверхневих годографів для горизонтально-шаруватого середовища триклінної симетрії.

6. Вперше на реальних пружних сталих для товщі глин встановлено, що симетрія карти ізохрон площинного годографа горизонтально шаруватого середовища строго відповідає пружній симетрії глинистого шару

Бібліографія

1. Alexandrov K.S., Prodayvoda T.G. The study of elastic symmetry and anisotropy of elastic body waves in gneiss // *Geophysical Journal International*. 1994. Vol. 119. pp. 715-728.
2. Anderson O.L., Nafe J.E. The bulk modulus-volume relationship for oxide compounds and related geophysical problems // *Journal of Geophysical Research*. 1965. Vol. 70. pp. 3951-3963.
3. Anderson O.L. Bulk Modulus – Density Systematic // *Journal of Geophysical Research*. 1969. Vol. 74. pp. 3857-3864.
4. Bachman R.T. Elastic anisotropy in marine sedimentary rocks // *Journal of Geophysical Research*. 1983. Vol. 88. №81. pp. 539-545.
5. Brodov L.Y., Evstifeyev V.I., Karus E.V., Kulichikhina T. Some results of the experimental study of seismic anisotropy of sedimentary rocks using different types of waves // *Geophys. J.R. astr. Soc.* 1984. Vol. 76. pp. 191-200.
6. Byun B.S., Corrigan D., Gaiser J.E. Anisotropic velocity analysis for lithology discrimination // *Geophysics*. 1989. Vol. 54. №12. pp. 1564–1574.
7. Crampin S., Chesnokov E.M., Hipkin R.A. Seismic anisotropy – the state of the art // *First Break*. 1984. Vol. 2. №3. pp. 9-18.
8. Crampin S. Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy // *Nature*. 1987. Vol. 328. №6130. pp. 491-496.
9. Gill P.E., Murray W., Wright M.H. *Practical Optimization* // Academic Press. 1981. P. 401.
10. Grechka V., Pech A. Quartic reflection moveout in a weakly anisotropic

- dipping layer // *Geophysics*. 2006. Vol. 71. №1. pp. D1-D13.
11. Grechka V. Applications of seismic anisotropy in the oil and gas industry. EAGE Publication, 2009. 172 pp.
 12. Hake H., Helbig K., Mesdag C.S. Three-term Taylor series for $t_2 - x_2$ curves over layered transversely isotropic ground // *Geophysical Prospecting*. 1984. Vol. 32. pp. 828-850.
 13. Hazen R.M., Finger L.W. Bulk modulus-volume relationship for cation-anion polyhedral // *Journal of Geophysical Research*. 1974. Vol. 84. №12. pp. 6723-6728.
 14. Hazen R.M., Finger L.W. Relationship Between crystal structure and compressibility in oxides and silicates // *Ann. Dept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst.* 1977-1978. 1978. pp. 848-850.
 15. Jolly R.N. Investigation of shear waves // *Geophysics*. 1956. Vol. 21. pp. 905-938.
 16. Katahara K.W. Clay minerals elastic properties // 66th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts. 1996. pp. 1691-1694.
 17. Musgrave M.J.R. *Crystal Acoustics*. San Francisco: CA: Holden – Day, 1970. 288 pp.
 18. Newnham R.E., Yoon H.S. Elastic anisotropy in minerals // *Mineralog. Mag.* 1973. Vol. 39. №301. pp. 78-84.
 19. Nye J.F. *Physical properties of crystals: their representation by tensors and matrices*. Oxford: At the Clarendon Press, 1957. 322 pp.
 20. Paterson M.S., Weiss L.E. Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rock // *The Geological Society of America Bulletin*. 1961. Vol. 72.

№6. pp. 841-882.

21. Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling, W. T.; Flannery, B. P. Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing (3rd ed.) "Section 9.5.3. Laguerre's Method". New York: Cambridge University Press, 2007. 466-469 pp.
22. Prodayvoda G.T., Vyzhva S.A., Vyzhva A.S. Anisotropy Parameters of Rock-forming Clay Minerals Elastic Waves // 75th EAGE Conference & Exhibition. Incorporating SPE EUROPEC 2013: Changing Frontiers. June 2013. pp. 6270-6272.
23. Prodayvoda G.T., Vyzhva S.A., Vyzhva A.S. Quantitative Estimation Method of Clay Minerals Elastic Constants // 74th EAGE Conference & Exhibition. Incorporating SPE EUROPEC 2012: Responsibly Securing Natural Resources. June 2012. pp. 2125-2129.
24. Sato H., Ono K., Jonston C., Yamagishi A. First-principles studies on the elastic constants of a 1:1 layered kaolinite mineral // American Mineralogist. 2005. Vol. 90. pp. 1824-1826.
25. Sayers C.M., Ebrom D.A. Seismic travelttime analysis of azimuthally anisotropic media: theory and experiment // Geophysics. 1997. Vol. 62. №5. pp. 1570-1582.
26. Taner M.T., Koehler F. Velocity spectra-digital computer derivation and applications of velocity functions // Geophysics. 1969. Vol. 34. №6. pp. 859-881.
27. Thomsen L. Weak elastic anisotropy // Geophysics. 1986. Vol. 51. №10. pp. 1954-1966.
28. Tsvankin I., Thomsen L. Nonhyperbolic reflection moveout in anisotropic media 1994. Vol. 59. №8. pp. 1290-1304.

29. Tsvankin I. Anisotropic parameters and P-wave velocity for orthorhombic media // *Geophysics*. 1997. Vol. 62. pp. 1292-1309.
30. Vander Stoep D.M. Velocity anisotropy measurement in wells // *Geophysics*. 1966. Vol. 32. pp. 900-916.
31. Vanghan M. Elasticity of muscovite and its relationship to crystal structure // *Journal of Geophysical Research*. 1986. Vol. 91. №85. pp. 4657-4664.
32. Vyzhva A.S. Elastic Properties of Clay Minerals // 73rd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC. May 2011.
33. Vyzhva S.A., Prodayvoda G.T., Vyzhva A.S. Anisotropy Parameters of Rock-forming Clay Minerals Elastic Waves // 75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC. 2013.
34. Vyzhva S.A., Prodayvoda G.T., Vyzhva A.S. Elastic properties of some clay minerals // *Nafta-Gaz*. 2014. №11. pp. 743-756.
35. Vyzhva S.A., Prodayvoda G.T., Vyzhva A.S. Quantitative estimation method of clay minerals elastic constants // 74rd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC. 2012.
36. Wang H.F. Elastic constant systematics // *Phys. and Chem. Miner.* 1978. Vol. 3. №3. pp. 251-261.
37. White J.E., Martineau-Nicoletis L., Monach C. Measured anisotropy in Pierre shale // *Geophysical Prospecting*. 1983. Vol. 31. pp. 709-725.
38. Александров Б.Л. Аномально высокие пластовые давления в нефтегазоносных бассейнах. Москва: Недра, 1987. 216 с.
39. Александров К.С., Продайвода Г.Т. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород. Новосибирск: Изд. Со РАН, 2000. 354 с.

40. Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов. П. Слоистые минералы 1961. № 12. С. 1799-1804.
41. Андерсон О. Определение и некоторые применения изотропных упругих постоянных поликристаллических систем, полученных из данных для монокристаллов // В кн. Физическая акустика, Т.Ш, ч.Б. Москва: Мир, 1968. 62-121 с.
42. Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. Москва: Наука, 1970. 274 с.
43. Берч Ф. Плотность и состав верхней мантии (первое приближение при предположении оливинового состава) // В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Москва: Мир, 1972. 27-50 с.
44. Боков П.Н., Ионов А.М. Точное и асимптотическое решение для точечного источника в трансверсально-изотропной среде // Акустический журнал. 2001. Т. 47. №3. С. 304-312.
45. Вижва С.А., Продайвода Г.Т., Кузьменко П.М. AVO-аналіз та інверсія сейсмічних даних. Київ: ВПЦ “Київський університет”, 2014. 263 с.
46. Гольдин С.В. Сейсмические волны в анизотропных средах. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2008. 375 с.
47. Дружинин А.Б., Горшкалев С.Б., Тригубов А.В. Оценка параметров анизотропии по скоростям упругих волн методом возмущений // Геология и геофизика, Т. 37, №11, 1996. С. 88-104.
48. Клубова Т.Г. Глинистые коллекторы нефти и газа. Москва: Недра, 1988. 157 с.

49. Лісний Г.Д. Теорія та практика побудови сейсмічних зображень для еліптично-анізотропних середовищ: автореф. дис. д-ра геол. наук : 04.00.22. К.: Київ. нац. ун-т ім. Т. Шевченка, 2013. 43 с.
50. Ляховицкий Ф.М., Сиротенко Д.О. Параметры упругой анизотропии ортотропных геологических сред // Физика Земли. 1994. №9. С. 46-50.
51. Невский М.В. Квазианизотропия скоростей сейсмических волн. Москва: Изд. «Наука», 1974. 180 с.
52. Номоконов В.П., редактор. Сейсморазведка: Справочник геофизика. Т. 1. Москва: Недра, 1990. 336 с.
53. Оболенцева И.Р., Гречка В.Ю. Лучевой метод в анизотропной среде (алгоритмы, программы). Под ред. С.В. Гольдина. Новосибирск. 1989. 225 с.
54. Петрашень Г.И. Распространение волн в анизотропных упругих средах. Ленинград: Наука, 1980. 280 с.
55. Петрашень Г.И., редактор. Распространение объемных волн и методы расчета волновых полей в анизотропных упругих средах. Ленинград: Наука, 1984. 283 с.
56. Поваренных А.С., Продайвода Г.Т. Анизотропия упругих свойств и структурный мотив порообразующих минералов // Конституция и свойства минералов. 1978. №10. С. 88-96.
57. Поваренных А.С., Продайвода Г.Т. Кристаллохимический метод оценки упругих свойств силикатов и их структурных аналогов // Геологический журнал. 1978. Т. 386. № 1. С. 20-30.
58. Поваренных А.С., Продайвода Г.Т. О зависимости скорости упругих волн минералов от кристаллографических факторов // ДАН АН СССР. 1979. Т.

248. №1. С. 216-219.

59. Поваренных А.С., Продайвода Г.Т. О природе корреляционных связей между физическими свойствами главнейших породообразующих минералов // Геологический журнал. 1972. Т. 32. № 6. С. 39-48.
60. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наукова думка, 1966. 548 с.
61. Продайвода Г.Т., Безродний Д.А. Акустичний текстурний аналіз гірських порід. Київ: ВПЦ «Київський ун-т», 2011. 303 с.
62. Продайвода Г.Т., Вижва А.С. Математичне моделювання сейсмічного хвильового поля геологічного середовища з однонаправленою системою тріщин // Вісник Київського університету. 2010. №49. С. 4-6.
63. Продайвода Г.Т., Вижва С.А., Безродна І.М., Продайвода Т.Г. Геофізичні методи оцінки продуктивності колекторів нафти і газу. Київ: Київ. нац. ун-т ім. Т. Шевченка, 2011. 367 с.
64. Продайвода Г.Т., Вижва С.А., Безродний Д.А., Безродна І.М. Акустичний текстурний аналіз метаморфічних порід Криворіжжя. Київ: ВПЦ «Київський ун-т», 2011. 368 с.
65. Продайвода Г.Т., Вижва С.А., Віршило І.В. Математичне моделювання ефективних геофізичних параметрів: навчальний посібник. Київ: ВПЦ «Київський університет», 2012. 287 с.
66. Продайвода Г.Т., Вижва С.А. Математичне моделювання геофізичних параметрів. Київ: ВЦ «Київський університет», 1999. 112 с.
67. Продайвода Г.Т., Кузьменко П.М., Вижва А.С. Моделювання годографу відбитих хвиль для сильно анізотропного геологічного середовища з горизонтальною границею // Вісник Київського університету "Геологія".

2016. 72. С. 35-42.

68. Продайвода Г.Т., Кузьменко П.М., Вижва А.С. Пружна симетрія і параметри азимутальної анізотропії сейсмічних хвиль осадової товщі за даними методу вертикального сейсмічного профілювання // Доповіді Національної академії наук України. 2014. №11. С. 109-115.
69. Продайвода Г.Т., Кузьменко П.М., Вижва А.С. Результати чисельних розрахунків пружних сталих осадових порід в триклінному наближенні за даними сейсмічних спостережень // XIII Міжнародна конференція Геоінформатика – теоретичні і прикладні аспекти. Київ. 2014.
70. Продайвода Г.Т., Кузьменко П.М., Вижва А.С. Чисельні розрахунки пружних сталих осадових порід у триклінному наближенні за даними вертикального сейсмічного профілювання // Геофизический журнал. 2015. Т. 37. №3. С. 102-123.
71. Продайвода Г.Т., Куликов А.А. Исследование упругой симметрии и анизотропии упругих волн в осадочных породах // Изв. РАН. 1998. №4. С. 79-88.
72. Продайвода Г.Т., Нейман В.И., Нахшин Ю.В. Автоматизированная система численного анализа параметров анизотропии объёмных упругих волн // Вестник Киевского университета. 1990. №9. С. 43-54.
73. Продайвода Г.Т., Трипільський О.А., Чулков С.С. Сейсморозвідка. Київ: ВПЦ “Київський університет”, 2008. 315 с.
74. Продайвода Г.Т., Чолач П.Я. Математичне моделювання ефективних пружних постійних стратифікованого середовища з довільною пружною симетрією шарів // Вісник Київського університету. Геологія. 1998. №15. С. 45-56.

75. Продайвода Г.Т., Чолач П.Я. Поперечно-ізоотропна апроксимація пружних постійних анізотропного середовища // Вісник Київського університету. Геологія. 1998. №15. С. 56-61.
76. Продайвода Г.Т. Акустика текстур гірських порід. Київ: ВГЛ «Обрії», 2004. 144 с.
77. Продайвода Г.Т. Инвариантно-поляризационный акустический метод определения упругих постоянных горных пород // Геофизический журнал. 1998. Т. 20. №6. С. 83-95.
79. Продайвода Г.Т. О некоторых практически важных аналогиях между акустическими и оптическими явлениями в кристаллах // Зап. ВМО. 1978. ч. 107, №2. С. 220-227.
80. Продайвода Г.Т. Основи сейсмоакустики. Київ: ВЦ “Київський університет”, 2001. 296 с.
81. Продайвода Г.Т. Принципы симметрии в петрофизике // Геологический журнал. 1978. Т. 38. №14. С. 61-70.
82. Продайвода Г.Т. Теорія і задачі механіки суцільного середовища. Київ: ВЦ “Київський університет”, 1998. 183 с.
83. Ризниченко Ю.В. О сейсмической квазианизотропии // Изв. АН СССР. 1949. №6. С. 518-544.
84. Роганов В.Ю. Моделювання хвильових полів для анізотропних середовищ на основі методу Хаскела-Томсона: автореф. дис. канд. фіз.-мат.наук: 04.00.22. Київ: Інститут геофізики ім.С.І.Субботіна НАН України, 2015. 20 с.
85. Продайвода Г.Т., Кузьменко П.М., Вижва А.С. Сейсмічний спосіб визначення акусто-пружних характеристик гірських порід для задачі

пошуків і розвідки родовищ вуглеводнів, № а 2015 02657, Маг 23, 2015.

86. Сиротин Ю.И., Шаскольская М.П. Основы кристаллофизики. Москва: Наука, 1975. 680 с.
87. Соколов В.Н. Минеральный состав и свойства глинистых пород // Соросовский образовательный журнал. 1996. №3. С. 56-64.
88. Тимошин Ю.В., Лесной Г.Д., Кискина Н.Т. Мнимый источник сейсмических волн в анизотропной среде // Вестник Киевского университета. 1990. №9. С. 37-43.
89. Тригубов А.В., Горшкалев С.Б. Экспериментальное исследование анизотропии осадочных пород с использованием скважинных наблюдений // В кн.: Математические проблемы интерпретации данных сейсморазведки. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. С. 206-217.
90. Тяпкина А.Н., Тяпкин Ю.К., Окрепкий А.И. Адекватная скоростная модель - основа эффективного построения сейсмических изображений при картировании ловушек углеводородов, связанных с соляными куполами // Геофизический журнал, Т. 37, 1, 2015. С. 147-164.
91. Фёдоров Ф.И. Теория упругих волн в кристаллах. Москва: Наука, 1965. 386 с.
92. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия в геологии. Ленинград: Недра, 1975. 144 с.