

СЕЙСМОГРАВІТАЦІЙНИЙ МЕТОД ВИЗНАЧЕННЯ МІНЕРАЛОГІЧНОГО СКЛАДУ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

Запропоновано новий метод геологічної інтерпретації комплексу сейсмічних і гравітаційних даних. Наведено методичку оцінки валового мінералогічного складу за допомогою інверсії даних про швидкості пружних хвиль та аномалії прискорення сили тяжіння. Розглянуто застосування методу на числових моделях.

The new method of geological interpretation of seismic and gravity data is proposed. The technique of composition estimation based on the inversion of velocities and gravity anomaly is presented. The applying of method on numerical models is considered.

Вступ. Вирішення задачі відновлення речовинного складу геологічного середовища за геофізичними даними має принципове значення для розуміння природи геофізичних полів, структурних і речовинних неоднорідностей у земній корі, прогнозу та оцінки перспектив пошуків родовищ корисних копалин. Математично обґрунтоване розв'язання такої задачі стало можливим завдяки розвитку стохастичних методів математичного моделювання ефективних геофізичних параметрів середовища [1].

Попередніми роботами [2] встановлено однозначний зв'язок між мінералогічним складом та параметрами середовища: пружними модулями, густиною, швидкостями поширення пружних хвиль, в умовах заданого термобаричного режиму. Обернена задача вирішується сейсмомінералогічним методом [2; 3] – відновлення вмісту основних породоутворювальних мінералів та пустотного простору за даними розподілу фазових швидкостей об'ємних пружних хвиль і густини. Суттєвим недоліком застосування методики [3] в умовах України була недостатня кількість або відсутність якісного фактичного матеріалу про розподіл швидкостей поперечних хвиль і неоднозначність моделей густини. Останнє зумовлює необхідність використання спостережених гравіметричних даних.

У даній роботі розглядається задача інверсії швидкостей сейсмічних хвиль та аномального гравітаційного поля Δg в кількісний склад основних породоутворювальних мінералів земної кори з урахуванням впливу тріщинно-порового простору. Для розгляду взято двомірну задачу, але не існує принципових перепон для використання її в тривимірному варіанті.

Постановка задачі. У задачах комплексної інтерпретації геофізичної інформації однією з найбільш складних проблем є визначення області спряженості простору, який відображається в даних сейсмогравітаційних спостережень. Зокрема, при комплексній інтерпретації сейсмічних і гравітаційних даних необхідно розв'язати задачу виділення ефектів від одних і тих же неоднорідностей геологічного середовища. У методах сейсмічних досліджень кожна точка запису на сейсмограмі відповідає деякій точці відбиваючої або заломлюючої межі і, відповідно, навіть одна точка запису несе в собі деяку інформацію про параметри об'єкта. Відбиття, яке зареєстроване на сейсмограмі в точці спостереження, відповідає на відбиваючий поверхні не "точці", а деякому об'ємові, розмір якого L дорівнює двом радіусам першої зони Френеля $L = 2\sqrt{\lambda H}$; λ – довжина сейсмічної хвилі, H – глибина залегання точки відбиття. Навпаки, вимірювання гравітаційного поля в одній ізольованій точці взагалі не несуть жодної інформації з погляду її геологічної інтер-

претації. Корисна інформація може бути одержана лише із сукупної множини значень спостережень гравітаційного поля. Теоретично область визначення інтерпретаційного поля має бути нескінченною, а поле – заданим неперервно. У цьому випадку стає принципово можливим виділення із сумарного гравітаційного поля гравітаційного ефекту від об'єкта, що досліджується.

Безумовно, результати комплексної інтерпретації значною мірою залежать від надійності визначення сейсмічного швидкісного розрізу. При дослідженнях земної кори застосовуються комплекс методів: метод відбитих хвиль (МВХ – ЗГТ), метод заломлених хвиль та закритичних відбитих хвиль (ГСЗ), метод об'ємних хвиль і методи сейсмічної томографії.

На сучасному етапі розвитку переважають методи сейсмічної інтерпретації, які ґрунтуються на теорії розсіювання в шаруватому середовищі та інтерпретації детермінованої частини хвильових полів. При подальших дослідженнях нами використовуються швидкісні сейсмічні розрізи за даними ГСЗ. Зрозуміло, що вони одержані в рамках спрощеної шарувато-блокової моделі геологічного середовища. При комплексній інтерпретації сейсмічних і гравітаційних даних важливе значення має вибір швидкісних моделей, максимально наближених до реального геологічного середовища. Такий підхід можливий лише при врахуванні так званого міжхвильового фону, тобто при переході від шаруватих і шарувато-блокових моделей до гетерогенних сейсмічних моделей геологічного середовища. Цей підхід, на жаль, у практиці сейсмічних досліджень не застосовується.

У зв'язку з тим, що кінцевою метою досліджень є визначення мінералогічного складу земної кори, для розв'язку поставленої задачі застосовуються спеціальні апроксимаційні конструкції. Для врахування латеральної і вертикальної мінливості мінералогічного складу в подальшому прийнятий регулярно ґратчастий тип апроксимації реального геологічного середовища, згідно з яким земна кора розбивається на ґратки кубічної форми з постійними фізичними властивостями та мінералогічним складом. Розмір апроксимуючої ґратки не може бути меншим від розміру першої зони Френеля.

В основі розробленого методу лежить модель багатокomпонентного тріщинуватого геологічного середовища, що враховує такі фактори, як мінералогічний склад, термобаричний режим та пустотно-поровий простір. Чисельні розрахунки ефективних швидкостей пружних хвиль та густини здійснюється методом умовних моментних функцій із застосуванням обчислювальної схеми Морі – Танака [1; 2]. Задача вирішується в ізотропному наближенні та включає такі етапи [4].

1. Вибір початкового наближення мінералогічного складу.

2. Чисельні розрахунки модулів стискання K та зсуву G , а також коефіцієнтів лінійного розширення α та густини σ мінералів у заданих термобаричних умовах:

$$\begin{aligned} K &= K_0 + \frac{\partial K_0}{\partial P} P + \frac{\partial K_0}{\partial T} T, \\ G &= G_0 + \frac{\partial G_0}{\partial P} P + \frac{\partial G_0}{\partial T} T, \\ \alpha &= \alpha_0 + \frac{\partial \alpha_0}{\partial P} P + \frac{\partial \alpha_0}{\partial T} T, \\ \sigma &= \sigma_0 \left(1 + \frac{P}{K} - 3\alpha \cdot T \right), \end{aligned} \quad (1)$$

де P , T – тиск і температура відповідно, параметри з індексом 0 виміряні за відсутності тиску та нульової температури. Похідні по тиску та температурі модулів пружності основних груп породоутворювальних мінералів кристалічних порід наведено в табл. 1 [5].

3. Чисельні розрахунки ефективних пружних модулів матричної моделі методом умовних моментних функцій, а також визначення коефіцієнта лінійного розширення та осередненої густини. Повторний цикл розрахунків на цьому етапі, з уведенням компоненти, що відповідає за тріщинно-поровий простір, дозволяє отримати ефективні параметри тріщинуватого геологічного середовища.

4. Чисельні розрахунки фазових швидкостей пружних хвиль (повздовжньої та поперечної поляризації) і густини для кожної апроксимуючої ґратки земної кори.

Таблиця 1. Осереднені пружні модулі та їхні похідні по тиску і температурі основних породоутворювальних мінералів

мінерал	Модулі об'ємного стискання та зсуву та їхні похідні по тиску і температурі						Коефіцієнт лінійного розширення та його похідні по тиску та температурі			густина, кг/м ³
	K , ГПа	dK/dP	dK/dT , ГПа/°C	G , ГПа	dG/dP	dG/dT , ГПа/°C	α , 10 ⁻⁶ °C ⁻¹	$\frac{\partial \alpha}{\partial P} \cdot 10^{-8}$ (ГПа ⁻¹ °C ⁻¹)	$\frac{\partial \alpha}{\partial T} \cdot 10^{-4}$ (°C ⁻²)	
альбіт	57,9	3,91	-0,008	32,3	1,30	-0,0051	11,4	-0,74	0,0065	2552
амфібол	92,4	2,41	-0,0063	50,4	3,70	-0,0111	11,2	-0,56	0,0033	3041
анортит	88,6	4,54	-0,015	41,0	3,90	-0,0056	5,0	-0,57	0,0080	2770
біотит	58,5	5,43	-0,003	24,1	3,82	-0,0016	9,59	-0,56	0,0048	2905
кліно-піроксен	112,9	4,00	-0,003	67,1	2,00	-0,019	9,7	-0,70	0,0080	3280
гранат	176,2	5,53	-0,0196	98,4	1,98	-0,0152	8,98	-0,70	0,0025	4116
олівін	131,2	5,38	-0,0138	76,5	1,76	-0,0235	9,65	-1,416	0,0350	3170
орто-піроксен	107,5	9,61	-0,037	72,6	2,18	-0,0166	15,7	-3,023	0,0024	3584
КПШ	59,8	4,22	-0,0075	30,1	2,30	-0,0045	8,22	-0,49	0,0054	2546
кварц	39,5	4,30	-0,003	48,8	-0,45	-0,008	8,6	-0,80	0,0070	2646

Метод інверсії. Задача інверсії вирішується нелінійним методом найменших квадратів з використанням процедур глобальної оптимізації [6]. Цільова функція являє собою суми квадратів відхилень експериментальних і розрахованих даних у вузлах спостереження, що відповідають центрам ваги тіла:

$$fs = \sum [V^{(Cnoc)}(\xi, \eta, \zeta) - V^{(Pozp)}(\xi, \eta, \zeta)]^2, \quad (2)$$

$$fg = \sum [\Delta g_a^{(Cnoc)}(x, y, h) - \Delta g_a^{(Pozp)}(x, y, h)]^2, \quad (3)$$

де $V^{(Cnoc)}(\xi, \eta, \zeta)$, $V^{(Pozp)}(\xi, \eta, \zeta)$ – відповідно спостережені та розраховані фазові швидкості повздовжніх і поперечних хвиль, $\Delta g_a^{(Cnoc)}(x, y, h)$, $\Delta g_a^{(Pozp)}(x, y, h)$ – спостережені і розраховані аномальні гравітаційні ефекти від об'єкта дослідження на заданій поверхні, ξ, η, ζ – координати центрів тіл.

Враховуючи різномасштабність значень цих величин, різні системи спостереження, а також те, що осереднена густина середовища розраховується в процесі розрахунку ефективних швидкостей, методика оптимізації на кожному ітераційному кроці має дві процедури. Перша процедура інверсії оптимізує в кожній макроточці мінералогічний склад, враховуючи спостережені швидкості пружних хвиль і поточне значення густини $\sigma(\xi, \eta, \zeta)$. Розрахована ж на першому кроці осереднена густина оптимі-

зується на другому етапі при вирішенні задачі МНК (3) і передається для наступної ітерації в задачу (2). Ітераційна процедура оптимізації завершується по досягненні невязками (2) та (3) заданої величини.

Тестування. Перевірка методу здійснювалась на тестових моделях:

1. Модель одиночного ізометричного тіла, що різко відрізняється за властивостями від навколишнього середовища ("ОС", субстрат). Геометричні характеристики моделі: об'єм аномалієутворювального тіла ("АТ") 1 км³, глибина геометричного центра 1,05 км, система точок спостереження розташована на нульовому рівні симетрично центру через 1 км, загальна довжина профілю 18 км. Нормальна густина розрізу на нульовій поверхні – 2700 кг/м³, з глибиною зростає згідно з регресійною залежністю $\sigma_0 = 2700 + 0,05H$ (кг/м³).

Для моделювання обрано семикомпонентну систему, мінералогічний склад якої наведено в табл. 2. Контрастність моделі підкреслюється відсутністю олівіну та клінопіроксену в субстраті "ОС" і кварцу, біотиту та калієвого польового шпату (КПШ) в "АТ".

Для розрахунку аномального гравітаційного ефекту використані відомі формули [7] для кулі та кубу. Чисельні результати вирішення прямої задачі гравіметрії для кубу наведено на рис. 1. Різниця значень двох кривих на окремих точках не перевищує 5 %, інтегральний ефект від кубу на обмеженому профілі більший, ніж від кулі відповідного об'єму, але не виходить за межі 3 %.

Проведена інверсія даних у двох варіантах (з використанням і без швидкості поперечної хвилі) дала задовільний результат (табл. 2). Як початкове наближення було використано склад "ОС" (неконтрастне наближення, дуже далеке від істинного). В обох варіантах інверсії спостерігається занижена оцінка вмісту клінопіроксену за рахунок еквівалентного перерозподілу концентрації олівіну та амфіболу або біотиту. У той же час відновлення вмісту анортиту від стартових 18 % до 53–55 можна вважати успішним. Також позитивним є практичне виключення вмісту кварцу та КПШ, всупереч високим значенням (30–32%) в моделі початкового наближення.

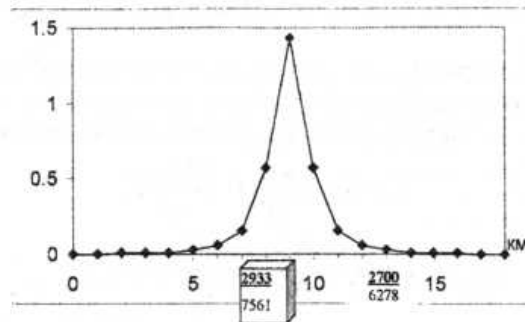


Рис. 1. Аномалія Δg (мГал), розрахована для моделі 1. Параметри середовища: густина (зверху, кг/м^3), швидкість поздовжньої хвилі (знизу, км/с)

Таблиця 2. Мінералогічний склад (%) і фізичні властивості моделі 1 та результати інверсії сейсмогравітаційним методом

Мінерали	"ОС"		"АТ"	
	Модель	Модель	результати інверсії	
			$V_p+V_s+\Delta g_a$	$V_p+\Delta g_a$
анортит	18	60	55	53
амфібол	5	5	2	17
клінопіроксен	-	10	3	0,5
олівін	-	25	35	29,5
кварц	32	-	0	0
біотит	15	-	4	0
КПШ	30	-	1	0
густина σ , кг/м^3	2700	2933	2933	2933
V_p , м/с	6278	7561	7561	7561
V_s , м/с	3697	4162	4162	4162

2. Блокова модель. Модель ускладнена за рахунок введення більшої кількості тіл (9), розташованих, як показано на рис. 2. За нормальну густина було прийнято значення 2780 кг/м^3 . Аномальне гравітаційне поле показано на рис. 2.

Компонентний склад моделі обмежувався п'ятьма мінералами: кварц, КПШ, анортит, біотит, амфібол.

При фіксованому розмірі тіл інверсія аномалії сили тяжіння відновлює значення густини з точністю до першого знаку. Інверсія за допомогою сейсмогравітаційного методу здійснювалась в таких варіантах:

- інверсія п'ятикомпонентної моделі за кривою Δg_a та швидкістю поздовжньої хвилі V_p (варіант 3, див. табл. 3);
- інверсія семикомпонентної моделі (додаються олівін і клінопіроксен) за кривою Δg_a та швидкістю поздовжньої хвилі V_p (варіант 2);
- інверсія семикомпонентної моделі за кривою Δg_a та швидкостями поздовжньої хвилі V_p та поперечної хвилі V_s (варіант 4);

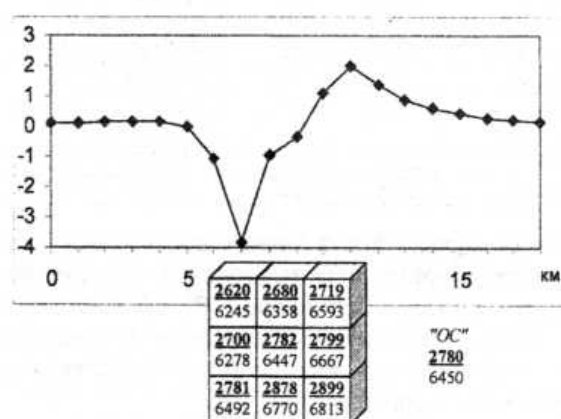


Рис. 2. Аномалія Δg (мГал), розрахована для моделі 2. Параметри середовища: густина (зверху, кг/м^3), швидкість поздовжньої хвилі (знизу, км/с)

Таблиця 3. Мінералогічний склад (%) і фізичні властивості для моделі 2 та результати інверсії

$X \setminus H$, км	711				713				715				911				913			
P , ГПа \ T , $^{\circ}\text{C}$	0,026 \ 20				0,078 \ 39,5				0,130 \ 71				0,026 \ 20				0,078 \ 39,5			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
анортит	5	8	8	5	1	2	2	1	3	3	3	3	2	2	2	2	3	3	3	3
		5	5		8	4	5	8	2	5	7	2	5	5	8	5	5	5	5	5
амфібол	0	0	0	0	5	0	0	5	1	9	1	1	2	2	0	2	1	1	1	1
									5		2	5					1	1	1	1
кліно піроксен	-	0	-	0	-	0	-	0	-	2	-	0	-	0	-	0	-	0	-	0
олівін	-	0	-	0	-	0	-	0	-	0	-	0	-	0	-	0	-	0	-	0
кварц	6	4	4	6	3	3	3	3	3	2	2	3	4	3	3	4	2	2	2	2
	3	5	6	3	2	7	7	2	3	9	9	3	0	7	8	0	9	9	9	9
біотит	0	2	2	0	1	1	1	1	1	1	1	1	8	9	9	8	2	2	2	2
		5	5		5	6	6	5	5	7	7	5					0	0	0	0
КПШ	3	4	4	3	3	2	2	3	5	7	5	5	2	2	2	2	5	5	5	5
	2	4	3	2	0	3	2	0					5	7	5	5				
σ , кг/м^3	2620				2700				2781				2680				2782			
V_p , м/с	6245				6278				6492				6360				6447			
V_s , м/с	3973				3700				3830				3820				3750			

Закінчення таблиці

Закінчення таблиці																		
X \ H, км	9 \ 5				11 \ 1				11 \ 3				11 \ 5				початкове наближення	на-
P, ГПа \ T, °C	0,130 \ 71				0,026 \ 20				0,078 \ 39,5				0,130 \ 71					
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4		
анортит	41	28	36	41	45	37	43	45	45	37	43	45	37	26	35	37	35	
амфібол	33	8,5	36	33	5	0	6	5	17	8	18	17	40	8	41	40	11	
кліно піроксен	-	9,5	-	0	-	7	-	0	-	1	-	0	-	12	-	0	0	
олівін	-	11	-	0	-	0	-	0	-	7,5	-	0	-	13	-	0	0	
кварц	6	23	9	6	30	33	33	30	27	28	26	27	3	21	4,5	3	29	
біотит	20	18	17	20	5	2	4	5	11	13	11	11	20	18	19	20	20	
КПШ	0	1	0	0	15	21	15	15	0	5,5	1	0	0	2	0,5	0	5	
σ, кг/м ³	2878				2719				2799				2899					
V _p , м/с	6770				6593				6667				6813					
V _s , м/с	3732				3863				3875				3735					

Результати та обговорення. Як видно з табл. 3, повне відтворення мінералогічного складу можливе лише за наявності двох швидкостей пружних хвиль (варіант 4). При цьому не відбувається перерозподілу вмісту, навіть за наявності "зайвих" компонентів. Варіант 2 показує, що за наявності близьких за фізичними властивостями компонент, можуть бути знайдені еквівалентні розв'язки та відбуватися часткове "заміщення" мінералів. У той же час більшість знайдених розв'язків знаходиться в межах 5–10 % від модельного, що можна вважати оцінкою точності методу. Така оцінка не відрізняється від точності досліджень прямими петрографічними методами, але характеризує набагато більший об'єм середовища. Також слід застерегти від прямої геологічної інтерпретації отриманих результатів, оскільки вони характеризують комплекси гірських порід різного складу. Роздільна здатність методу фактично визначається частотами сейсмічних хвиль.

Як показують попередні розрахунки, проведені сейсмогравітаційним методом у межах української частини геотранверсу Eurobridge-97, суттєво впливають на результати такі фактори, як вибір нормальної густини розрізу, редукція аномалії сили тяжіння, вибір апроксимуючого тіла при врахуванні мас поза межами профілю, розподіли тиску та температури з глибиною. Ці регіональні геологічні та петрофізичні особливості закла-

даються в модель середовища, невірна оцінка їх призводить до спотворення результатів інверсії.

Висновки. Використання принципово нового підходу до геологічної інтерпретації геофізичних даних дозволяє отримати оцінку речовинного складу середовища без використання прямих методів. Найбільш сприятливою ситуацією для використання сейсмогравітаційного методу є наявність незалежно визначених швидкостей повздовжніх і поперечних хвиль. Отриманий розподіл валового вмісту основних породоутворювальних мінералів може бути використаний для геологічного аналізу регіональних особливостей блоків земної кори або комплексів гірських порід.

1. Хорошун Л.П., Маслов Б.П., Шукла Е.Н., Назаренко Л.В. Статистическая механика и эффективные свойства материалов. —К., 1993.
2. Продайвода Г.Т., Маслов Б.П., Продайвода Т.Г. Сейсмоминералогическая модель континентальной верхней мантии Земли // Физика Земли. — 2003. — № 1. — С. 11–13.
3. Віршило І.В. Методика кількісної оцінки мінералогічного складу континентальної земної кори // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. — 2004. — Вип. 29. — С. 44–46.
4. Продайвода Г.Т., Віршило І.В. Розробка програмного комплексу інтерпретації даних сейсмоакустики // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. — 2002. — Вип. 23–24. — С. 7–9.
5. Александров К.С., Продайвода Г.Т. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород. — Новосибирск, 2000.
6. Банди Б. Методы оптимизации. —М., 1988.

Надійшла до редколегії 20.12.04