

ного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

1. Беліченко О.П. // Петрогенезис гнейсових комплексів обрамлення Корсунь-Новомиргородського та Новоукраїнського масивів: Автореф. дис... канд. геол.-мін. наук. - К., 1997. 2. Грінченко О.В., Кочетов Р.В. // Липнязька граніто-гнейсова структура як вторинна монокліналь // Сучасні проблеми геологічної науки: Зб. наук. праць ІГН НАН України. - 2003. 3. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М. та ін. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита: Пояснювальна записка. - К., 2004 4. Іванов Б.Н., Лисенко В.В., Маківчук О.Ф. та ін. Екзоконтактові метасоматити літєвих гранітних пегматитів Шполянсько-Ташликського рідкісно-метального рудного району // Мінеральні ресурси України. - 2000. - № 4. 5. Ляхов Ю.В., Павлух Н.Н., Пізнюр А.В., Попівняк І.В. Термобарогеохимия золота (прогнозирование, поиски и оценка оруденения). - Львов, 1995. 6. Попівняк І.В., Ніколенко А.Є., Пізнюр А.В. та ін. // Фізико-хімічні умови та послідовність формування руд Східно-Юрйського родовища (за даними вивчення включень у мінералах) // Мінерал. зб. - 1995. - № 48, Вип. 1 7. Труцько Ф.В. и др. Геологическая карта масштаба 1:50000 листа М-36-135 А, Б: Объяснительная записка). - К., 1974. 8. Шевчук В.В., Павлов Г.Г. Взаємозв'язок деформаційних та кристалізаційних процесів під час метаморфізму // Тектоника, металогения, минеральные ресурсы: Сб. науч. раб. ИГОС НАН И МЧС Украины. - К., 2005. - Вип. 11, Т. I и II. - С. 89-99 9. Шевчук В.В., Павлов Г.Г. Проблеми генетичної типізації сланцюватості // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. - 2004. - Вип. 28. 10. Шевчук В.В., Павлов Г.Г. Динамічні

умови формування порфіробластичної сланцюватості // Актуальні проблеми геології України: Матер. наук. конф. проф.-викл. складу до 60-річчя геол. ф-ту, 1-2 квіт. 2004 р. - К., 2004. 11. Шевчук В.В., Кочетов Р.В., Ярещенко С.П., Марченко Д.Ф. Особливості та можливі причини орієнтації порфіробластів польових шпатів в гранітоїдах Липнязької структури // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. - 2005. - Вип. 33. - 2005. 12. Щербак Н.П., Єсипчук К.Є., Берзенин Б.Э. и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. - К., 1985. 13. Яценко Г.М., Жухарев А.П., Паранько И.С. О формациях Ташлыкского зеленокаменного пояса // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. - К., 1979. 14. Allegre C.J., Minster J.F. Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes // Earth and Planetary Science Letters. - 1978. - V. 38. 15. Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1968. - V. 32. 16. Greenland L.P. An equation for trace element distribution during magmatic crystallization // Am. Miner. - 1970. - V. 55. 17. Hertogen J., Gibbels R. Calculations of trace element fractionation during partial melting // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1976. - V. 40. 18. McCulloch, Malcolm T. Bennett, Victoria C. Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: Geochemical constraints // Geochemica et Cosmochimica Acta. - 1994 - V. 58. N. 21. 19. Neumann H., Mead J., Vitaliano C.J. Trace element variation during fractional crystallisation as calculated from the distribution law // GCA. - 1954. - V. 6. 20. Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1970. - V. 34.

Надійшла до редколегії 18.09.09

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.834

С. Вижва, д-р геол. наук,
Г. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук,
І. Віршило, канд. геол. наук

МЕТОДОЛОГІЧНІ І ТЕОРЕТИЧНІ ПРИНЦИПИ СЕЙСМОГРАВІТАЦІЙНОЇ ТОМОГРАФІЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. О.М. Карпенком)

В статті розглядаються нові підходи до розв'язку спільної оберненої задачі сейсмометрії (сейсмічної інверсії) та гравіметрії. Демонструється теорія розрахунку поля розсіяних сейсмічних хвиль для багатокомпонентного тріщинуватого геологічного середовища. Показано методологію побудови сейсмогравітаційного томографічного функціоналу для блоково-неоднорідної моделі середовища. Запропоновано використання методу для розв'язку задач геології нафти і газу у регіонах розвитку колекторів в кристалічних породах.

New approach to complex seismic and gravity inverse problem solution is considered. Theory of scattering seismic waves field computing is demonstrated for multicomponent fractured geological media case. Methodology of seismo-gravity tomography functional definition is shown for block-structured model. The method proposed for resolving of oil&gas geology problems in regions with crystal-line rocks collectors.

Газова криза яскраво засвідчила, що енергетична безпека держави залежить, насамперед, від забезпечення економіки власними енергоресурсами. За прогнозними оцінками потенційні запаси вуглеводнів у надрах України складають понад 70 трлн м³. Разом з тим видобуток нафти і газу перевищує щорічний приріст їх запасів. Основними методами при пошуках нафти і газу є сейсморозвідка, геофізичні методи дослідження свердловин і пошуково-розвідувальне буріння. Все зростаюча вартість пошуково-розвідувальних робіт при швидкозростаючій вартості буріння вимагає радикального підвищення ефективності сейсморозвідувальних досліджень.

Одним із напрямків вирішення цієї проблеми, який є стрижнем пошукової парадигми провідних компаній світу, є поєднання 3-D сейсморозвідки і петрофізики в єдину технологію обробки/інтерпретації, які орієнтовані на єдиний об'єкт досліджень: породо-колектор і флюїд.

Але такий підхід добре зарекомендував себе при виявленні покладів вуглеводнів у традиційних колекторах, які на території України вивчені уже досить детально. Забезпечення необхідного приросту запасів нафти і газу вимагає переходу до розвідки складнопобудованих блокових структур і тектонічно-екранованих покладів.

Зокрема, абсолютна більшість відкритих покладів нафти і газу в породах кристалічного фундаменту тя-

жіє до зон розвитку тріщинуватих і тріщинно-кавернозних колекторів. У зв'язку з цим виключно важливою задачею є картування таких зон на етапах пошукових і розвідувальних робіт геофізичними методами. При вивченні внутрішньої будови кристалічних масивів в процесі їх розвідки на нафту і газ основний інтерес являють як зони розломів, так і об'ємні тріщинувато-кавернозні зони – колекторські резервуари, що потенційно вміщують основні накопичення вуглеводнів. Зокрема, за оцінками спеціалістів, саме в таких геологічних умовах в надрах України можна очікувати знаходження великих родовищ вуглеводнів типу "Білий тигр" (В'єтнам).

В даній роботі розглядаються нові методологічні і теоретичні підходи до вирішення цієї проблеми із урахуванням геологічних умов України і стану геофізичних досліджень. Високий рівень геофізичної вивченості території України і несприятливі інноваційно-інвестиційні умови діяльності нафтової і газової промисловості вимагають розробки нових підходів, насамперед до комплексної інтерпретації вже існуючої геофізичної інформації.

Накопичений досвід інтерпретації геофізичних даних свідчить про те, що вичерпною характеристикою розрізняльовальної можливості будь-якого геофізичного комплексу є структура і потужність множини допустимих

розв'язків зворотної задачі. Це означає, що повнота вилучення інформації і достовірність отриманих результатів здатні забезпечувати лише ті алгоритми, які, з одного боку, не лише максимально відкриті для використання різнобічних апіорних обмежень, а із другого боку – направлені на аналіз всієї множини альтернативних варіантів розв'язку оберненої задачі.

Що стосується концепції єдиного (оптимального) розв'язку оберненої геофізичної задачі, то головним її недоліком, на наш погляд, є відсутність строго монотонної залежності його від об'єму вхідних даних. В задачах комплексної інтерпретації це призводить до парадоксальної ситуації, коли фактична точність розв'язку оберненої задачі за сукупністю усіх геофізичних даних виявляється нижчою, ніж для розв'язків, які одержані шляхом інтерпретації кожного геофізичного методу окремо.

В основі нової інтерпретаційної технології комплексної геофізичної інформації лежить модель багатокомпонентного флюїдо-насиченого тріщинно-порово-кавернозного геологічного середовища із внутрішньопоровим тиском, яка знаходиться в умовах напруженого стану і під дією високих температур [5]. Вона розглядається не лише як носій матеріальної речовини (мінеральної, гірськопородної, геотекстурної та інше), а також геодинамічних процесів і геофізичних полів (внутрішніх і зовнішніх). Природним атрибутом такої моделі є динамічний напружено-деформований та термопружний стан. Динамічна взаємодія ієрархізованих структурних неоднорідностей різного масштабу контролюється рядом механізмів: закриттям, ростом і виникненням мікро- та макротріщин, зміною об'єму пустотного простору, фільтрацією флюїдів і газу, механізмом деформації і градієнтом температур.

При існуючих тектонічних напругах в земній корі подвійки вздовж пружно-крихких тріщин, розломів і тріщинуватих шарів різних масштабів неминує спричиняють дилатансійні ефекти, тобто призводять до збільшення порового простору.

Це, в свою чергу, знижує поровий тиск і створює горизонтальні градієнти, які співрозмірні із силою тяжіння флюїду. Флюїди можуть мігрувати на значні відстані по горизонталі. На кінцях тріщин на субатомних відстанях виникають такі великі напруги, які на багато порядків можуть перевищувати градієнти середніх напруг в земній корі.

Для визначення ефективних лінійних і нелінійних статичних та динамічних термопружних властивостей багатокомпонентної моделі геологічного середовища застосовується метод умовних моментних функцій та розрахункова схема Морі-Танака [3, 5, 6]. Визначення напружено-деформованого стану компонент багатокомпонентної моделі забезпечує динамічну діагностику стану структурних елементів при зміні напруженого стану, температури, флюїдного режиму і порового тиску.

Для побудови інтерпретаційної технології геофізичної інформації застосовуються принципи геофізичної томографії [5, 7]. Використовується побудова геофізичних томографічних функціоналів, які визначають вплив усіх структурних елементів геологічного середовища на зареєстроване у фіксованій точці геофізичне поле. Ін-

формаційна змістовність геофізичної томографії визначається перекриттям носіїв томографічних функціоналів. Тобто, інформація про один і той же структурний елемент, що займає певний макроскопічний об'єм, має місце у всій послідовності вимірювань. Вимірювання зв'язані як із зміною розташування групи джерел, так і зі зміною розташування приймачів і відліків динамічних геофізичних полів.

Отже, геофізичні томографічні функціонали, які мають зміст функцій впливу різних просторових областей геологічного середовища на зареєстроване геофізичне поле (при вибраній системі спостережень), дозволяють оцінювати – якою мірою зареєстроване геофізичне поле з варіаціями локальних тензорних полів, що описують ефективні властивості геологічного середовища і залежать від його геодинамічного режиму.

Найбільш інтенсивного розвитку нині досягла сейсмічна томографія, але її практичне застосування нашоветься на труднощі, які обумовлені відсутністю добре контрольованих умов експерименту. Зокрема, в сейсморозвідці практичні міркування відносно вартості польового експерименту в більшості випадків не дозволяють одержати повний набір даних. Незважаючи на ці труднощі, за допомогою сейсмічної томографії нині одержують важливі результати як в сейсморозвідці, так і глобальній сейсмології.

Беручи до уваги вищезгадане, принципи сейсмічної томографії нами застосовуються до інтерпретації даних гравіметрії. Гравіметричні дослідження в цьому відношенні мають суттєві переваги, так як гравіметричними зйомками покриті значні території і накопичений певний досвід комплексної інтерпретації сейсмічних та гравіметричних даних, так званий метод "сейсмогравітаційного моделювання". Він ґрунтується на емпіричній кореляційній залежності між швидкістю і густиною, яка розглядається як деякий технологічний засіб інтерпретації і може змінюватися в процесі інтерпретації. В зонах інтенсивного дислокаційного розуцільнення, в яких формуються різномасштабні зони тріщинуватості і проникності, кореляційна залежність швидкість – густина взагалі відсутня.

Проте, дефіцит густини, який виникає внаслідок інтенсивного дислокаційного розуцільнення і формування різномасштабних змін тріщинуватості, оцінюється достатнім для створення гравітаційних аномалій порядку десятків і навіть сотень мГал.

Теорія методу. Згідно із принципами геофізичної томографії область геологічного простору, яка є об'єктом досліджень, розбивають на елементарні кубічні комірки, розміри яких не перевищують першої зони Френеля. Теоретично латеральна розрізнявальна можливість сейсморозвідки визначається величиною $a = \left(\frac{1}{8} \div \frac{1}{4} \right) \lambda$ (λ – довжина сейсмічної хвилі). Орієнтація елементарної кубічної комірки в географічній системі координат наведена на рис. 1.

Аномальний гравітаційний ефект від елементарних кубічних ґраток обчислюють за формулою [4]:

$$\Delta g(x, y, 0) = \gamma \Delta \rho \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 S \left[h_k \arctg \frac{a_i b_j}{h_k R_{ijk}} - a_i \ln(R_{ijk} + b_j) - b_j \ln(R_{ijk} + a_j) \right], \quad (1)$$

де γ – гравітаційна стала; $\Delta \rho$ – надлишкова густина; $R_{ijk} = \left(\alpha_i^2 + \beta_j^2 + \eta_k^2 \right)^{1/2}$; $S = (-1)^{i+j+k}$ ($i = 1, 2; j = 1, 2; k = 1, 2$);

$\alpha_i = a_i - x$; $\beta_j = b_j - y$; $\eta_k = h_k - z$.

Аномальне гравітаційне поле Δg^T , що зареєстроване в точці спостережень, є сумарним, так як воно

створюється усіма гравітаційними об'єктами, а не лише об'ємом, що досліджується, тобто

$$\Delta g^T(x, y, 0) = \Delta g_o(x, y, 0) + \Delta g_\phi(x, y, 0) + \Delta \tilde{g}(x, y, 0), \quad (2)$$

де Δg_o – аномальний ефект, який породжується кубічними комірками об'єкту досліджень в цій точці; Δg_ϕ – аномальне гравітаційне поле, яке створюється масами, що знаходяться за межами об'єкту досліджень; $\Delta \tilde{g}$ – гравітаційне поле випадкових завад (похибки вимірювань сили тяжіння, похибки апроксимації густини реа-

льного геологічного середовища однорідною елементарною кубічною коміркою).

В сейсмічному полі елементарні кубічні комірки розглядаються як локальні розсіювачі енергії падаючої сейсмічної хвилі.

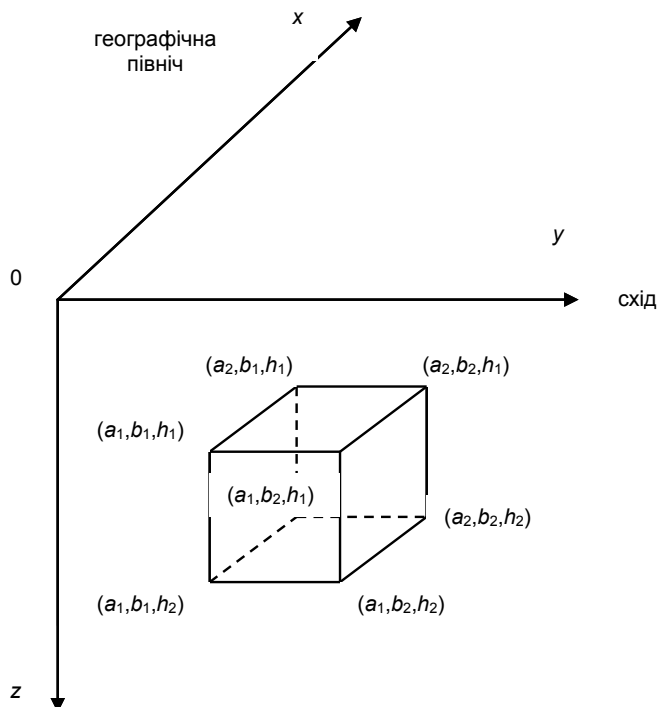


Рис. 1. Просторова орієнтація елементарної комірки в географічній системі координат

Рівняння динамічної рівноваги для такого локального об'єму можна представити у такому вигляді [9]:

$$\rho \ddot{U} - \nabla \cdot \vec{S} = \vec{f}, \quad (3)$$

де $\vec{f}$ – одиничний вектор джерела сили; $\vec{S} = \vec{T} - M$, $T = CE$.

Якщо густина і пружні постійні локальної кубічної комірки відрізняються від аналогічних параметрів оточуючих її комірок, то їх можна представити

$$\begin{aligned} \rho &= \rho_0 + \delta\rho, \\ C &= C_0 + \delta C. \end{aligned} \quad (5)$$

В свою чергу поля векторів пружних переміщень можна представити аналогічним чином:

$$\vec{U}(\vec{x}, t) = \vec{U}^0(\vec{x}, t) + \delta\vec{U}(\vec{x}, t), \quad (6)$$

де індекс "нуль" приписують полю пружних переміщень, яке характеризує квазіоднорідне середовище, в якому відсутні локальні неоднорідності, а воно характеризується густиною ρ_0 і пружністю C_0 .

Підстановка (5) і (6) у рівняння (3) при нехтуванні членами другого порядку малості дає:

$$\rho_0 \ddot{U}^0 + \rho^0 \delta \ddot{U} + \delta \rho \ddot{U}^0 - \nabla \cdot (C^0 E^0 + \delta C E^0 + C^0 \delta E - M) = \vec{f}. \quad (7)$$

Легко переконатися, що рівняння (7) являє собою суму двох рівнянь, одним із яких є рівняння (3), яке описує рух для вихідного поля пружних переміщень $\vec{U}^0$, що розповсюджується в середовищі із "фоновими" властивостями.

Тут S – поле фізичних напруг; T – тензор напруг; E – тензор деформацій; M – тензор щільності тензора моментів вторинних джерел; C – тензор пружних постійних.

За допомогою тензорної функції Гріна G розв'язок рівняння (3) можна представити в інтегральній формі:

$$\vec{U}(\vec{x}, t) = \int dV(\vec{x}') \int dt G(\vec{x}, t; \vec{x}', t') f(\vec{x}', t') + \int dV(\vec{x}') \int dt' M(\vec{x}, t') \nabla \tilde{G}(\vec{x}, t; \vec{x}', t'). \quad (4)$$

Друге рівняння можна одержати шляхом віднімання рівняння (3) від рівняння (7):

$$\rho^0 \delta \ddot{U} - \nabla \cdot (C \delta E + \delta C E^0) = -\delta \rho \ddot{U}^0. \quad (8)$$

Рівняння (8) являє собою рівняння руху, що описує розповсюдження поля розсіяних хвиль $\delta \vec{U}$, де вторинні точкові джерела є збурення, які обумовлені локальними неоднорідностями щільності в кубічній комірці, а вторинні джерела типу тензорів моментів або подвійної сили обумовлені локальними неоднорідностями пружних постійних в кубічній комірці.

Компоненти тензора моментів, які обумовлені збуренням пружних постійних, визначаються із співвідношень:

$$\delta M = \delta C E^0. \quad (9)$$

Як видно із формули (9), вторинні джерела типу тензорів моментів визначаються виключно пружними зміщеннями падаючої хвилі $\vec{U}^0$.

Зокрема, вторинні джерела, обумовлені пружними постійними локальних кубічних комірок, можна систематизувати у вигляді наборів систем подвійних сил:

$\delta C_{11}, \delta C_{22}, \delta C_{33}$ – окремі диполі;

$\delta C_{12}, \delta C_{13}, \delta C_{23}$ – два диполі;

$\delta C_{44}, \delta C_{55}, \delta C_{66}$ – подвійна пара диполів;

$\delta C_{14}, \delta C_{15}, \delta C_{16}, \delta C_{24}, \delta C_{25}, \delta C_{26}, \delta C_{34}, \delta C_{35}, \delta C_{36}$ – подвійна пара і диполь;

$\delta C_{45}, \delta C_{46}, \delta C_{56}$ – дві подвійні пари диполів.

Беручи до уваги, що об'єм кубічної комірки δV за розмірами менший за довжину сейсмічної хвилі, амплітуду і фазу поля падаючої хвилі $\bar{U}^0(\bar{x}, t)$ можна вважати постійною в заданий момент часу.

В результаті інтегрування рівняння (8) знаходимо пружні зміщення розсіяної хвилі елементарною кубічною коміркою:

$$\delta \bar{U}(\bar{x}, t) = \delta V \int dt' \left(\delta C(\bar{x}', t') E^0(\bar{x}', t') \right) \nabla \bar{G}^0(\bar{x}, t; \bar{x}', t'). \quad (10)$$

За допомогою рівняння (10) знаходимо діаграми напруженості випромінювання розсіяних хвиль для усіх пружних постійних елементарної кубічної комірки. Методика реєстрації масиву параметрів розсіяної компоненти детально описана в роботі [1]. Принциповою особливістю розробленого методу є те, що твердий скелет багатокомпонентної моделі елементарної кубічної комірки являє собою випадково орієнтовані зерна породотворюючих мінералів, які визначаються за даними апріорної геологічної інформації, або певний петрографічний тип гірської породи (літотип). Твердий скелет прорізається сфероїдальними пустотами – порами, тріщинами і кавернами, які можуть бути заповнені газом, водою або нафтою. Ефективні термopружні постійні та ефективний тиск флюїду, що заповнює пустоти багатокомпонентної моделі, визначають методом умовних моментних функцій із використанням розрахункової схеми Морі-Танака [3]:

$$\begin{aligned} C^* &= \sum_{r=1}^{N+1} c_r C^{(r)} A_r; \\ \beta^* &= \sum_{r=1}^{N+1} c_r \left(\beta_r - C^{(r)} \alpha_{Ar} \right); \\ P^* &= \sum_{r=1}^{N+1} c_r \left(\zeta_r - C^{(r)} P_{Ar} \right); \end{aligned} \quad (11)$$

де A_r, α_{Ar}, P_{Ar} – алгебраїчні компоненти матриць, які знаходять шляхом визначення напружено-деформованого стану r -го включень; c_r – об'ємна концентрація включень; $C^{(r)}$ – тензор пружних постійних r -включення; β_r – термopружні напруги r -включення; ζ_r – поровий тиск флюїду r -включення.

$$\begin{aligned} C_{klj} &= \frac{\Delta \Omega_j}{\left| (r_f - r_j) e \right|} \sum_{k'} \alpha_{k-k'} \left\{ p_{lj} T_1^p \frac{1}{V_2^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} q_l(t_k' - \tau_1^p - \tau_2^p) + s_{lj} T_1^s \frac{1}{V_2^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} q_l(t_k' - \tau_1^p - \tau_2^s) + \right. \\ &\quad \left. + n_{ij} T_2^p T_1^p q_l(t_k' - \tau_1^p - \tau_2^p) - n_{ej} T_2^s T_1^p q_l(t_k' - \tau_1^p - \tau_2^s) \right\}. \end{aligned} \quad (16)$$

В матричній векторній формі рівняння (14) має такий вигляд:

$$U = Cw + E, \quad (17)$$

де вектори U, E мають розмірність $3KL$, а матриця C – $[3KL \times M]$.

Для розв'язку поставленої задачі можна скористатися і рівнянням [2]:

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z} \right)^2 = \frac{1}{v^2(x, y, z)}. \quad (18)$$

Годограф можна представити у вигляді функції $T(x, y)$, яка задана в деякій області D на поверхні

Для чисельних розрахунків поля пружних переміщень в будь-якій точці середовища для довільної форми штучного сейсмічного джерела, яке розташоване на поверхні землі, можна використати алгоритм відновлення полів швидкостей в тримірному середовищі за функціоналами від полів пружних хвиль [7].

Для побудови обчислювальної схеми використовується метод скінченних елементів, в якому шуканий розв'язок представляється у вигляді розвинення за скінченним набором базисних функцій:

$$\omega(\bar{x}) = \sum_{j=1}^M \omega_j \phi_j(\bar{x}). \quad (12)$$

На основі апріорної інформації про розміри і місце розташування елементарної кубічної комірки обмежуємося областю досліджень Ω . Ця область розбита на елементарні кубічні комірки Ω_j . В якості базисних функцій виберемо найбільш прості – характеристичні функції Ω_j ,

$$\phi_j(\bar{x}) = \begin{cases} 1, & \text{якщо } \bar{x} \text{ належить } \Omega_j; \\ 0, & \text{якщо } \bar{x} \text{ не належить } \Omega_j, \end{cases} \quad (13)$$

що відповідає дискретно-постійному вигляду функції $\omega(\bar{x})$.

Залежність між параметрами ω_j і редуційованою сейсмічною трасою $\bar{u}$ у дискретні часові моменти часу $t_k = k \Delta t$ ($k = 1, 2, \dots, K$) (Δt – крок дискретності за часом) від пари джерело-приймач $\{r_{in}, r_j\}$ ($l = 1, 2, \dots, L$) можна представити у такому вигляді:

$$U_{kl} = \sum_{j=1}^M C_{klj} \omega_j + \varepsilon_{kl}, \quad (14)$$

де $U_{kl}, \varepsilon_{kl}, C_{klj}$ мають три просторові компоненти:

$$\begin{aligned} U_{kl} &= \hat{U}_{kl} - \sum_{k'} \alpha_{k-k'} U_{0k'l}, \\ U_{0k'l} &= \frac{1}{4\pi} \left[\frac{1}{r_{0l} V_{p0}} \frac{\partial}{\partial t} q(t_k - \tau_{0l}) + \frac{1}{r_{0l}^2} q(t_k - \tau_{0l}) \right] e_{0l}; \\ r_{0l} &= |r_{0l}|, r_{0l} = (r_j - r_{in}) e; \quad \tau_{0l} = \frac{r_{0l}}{V_{p0}}; \quad e_{0l} = \frac{r_{0l}}{r_{0l}} \end{aligned} \quad (15)$$

Тут квадратурні коефіцієнти $\alpha_{k-k'}$ відповідають згортці за часом апаратної функції α і поля U_0 . Елементи матриці C_{klj} визначаються за формулою:

$$t(x, y, z) = T(x, y). \quad (19)$$

Визначення часового поля в даній просторовій області D відповідає розв'язку рівняння (18) при крайових умовах (19).

Задачу відновлення часового поля можна розв'язати методом скінченних різниць. Алгоритм чисельного розв'язку задачі запропонований В.М. Пилипенко [2].

Глобальна оптимізація поставленої задачі здійснюється шляхом мінімізації цільової функції [6]

$$\Phi(\bar{x}) = \sum_{r=1}^N \left[\left(\Delta g_r^{cn} - \Delta g_r^p \right)^2 + \left(\bar{u}_r^{cn} - u_r^p \right)^2 \right],$$

де Δg_r^{cn} – аномальне поле, зареєстроване в r -точці спостережень; Δg_r^p – аномальне гравітаційне поле, розраховане при прийнятому наближенні кількісного мінералогічного складу і структурі пустотного простору та типу флюїду із врахуванням порового тиску, літостатичного тиску і температури; $\bar{u}_r^{cn}$ – пружні зміщення хвильового поля, зареєстровані в точці спостережень (або час приходу хвилі в точку спостережень); $\bar{u}_r^p$ – пружні зміщення хвильового поля, розраховані при прийнятих наближених параметрах моделі.

Таким чином, описана постановка задачі комплексної інтерпретації результатів сейсмогравіметричних досліджень із застосуванням принципів сейсмічної томографії значно розширює можливості цих методів при пошуках нафти і газу в кристалічному фундаменті і може надати значну допомогу при виборі напрямку розвідувальних робіт.

УДК 550.831+550.838

ГРАВІМАГНІТНА ТОМОГРАФІЯ: СТАНОВЛЕННЯ І ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.М. Курганським)

Розроблено новий гравімагнітний томографічний метод геологічної інтерпретації. Технологія ґрунтується на відновленні структурно-речовинного складу геологічного середовища і його густинних і магнітних властивостей. Метод забезпечує врахування апріорної геологічної інформації та побудову тривимірної геологічної моделі. Розробка забезпечує можливість врахування ефектів неоднорідної намагніченості елементів геологічної структури.

A new gravity and magnetic tomography method of geological interpretation is developed. Technology is founded on renewal of structural-material composition of geological media and its density and magnetization properties. A method provides the most complete consideration of a priori geological information and construction of three-dimensional geological model. Development provides the consideration of heterogeneous magnetization effects of geological structure elements.

Вступ. Бурхливий розвиток інформаційних технологій і суперкомп'ютерної техніки відкриває принципово нові можливості і підходи до комплексної інтерпретації геофізичної інформації.

Як відомо [1, 3], традиційні методи розв'язку нелінійних задач граві- і магнітометрії, які ґрунтуються на класичному апараті мінімізації і направлені на побудову поточкових оцінок шуканих параметрів моделей джерел геофізичних полів, мають принаймні два принципові недоліки. Один із них полягає в тому, що прийняті в умовно-екстремальних задачах форми представлення обмежень на параметри, що оптимізуються, не спроможні охопити всю різноманітність можливих форм апріорних припущень щодо особливостей будови геологічного середовища. Другий недолік безпосередньо пов'язаний із концепцією "оптимальний розв'язок" оберненої задачі і проявляється у відсутності монотонної залежності достовірності цього розв'язку від обсягу вхідних даних. Це спричиняє в задачах комплексування геофізичних методів парадоксальну ситуацію, коли точність розв'язання задачі за сукупністю усіх геофізичних вимірювань виявляється нижчою, ніж у кожного з розв'язків окремо, які побудовані в рамках парціальної моделі спостереженого поля.

Підхід, який ґрунтується на ідеї представлення результатів математичної інтерпретації як набору геологічно змістовних інваріантів на множині допустимих розв'язків оберненої задачі, називається гарантованим [1]. В геофізиці гарантований підхід розвивався переважно в рамках її окремих методів [2, 3]. В роботі [1, 4] зроблено спробу створити новий напрям, який базується на синтезі ідеї

1. Левянт В.Б., Тропов Ю.А., Шустер В.Л. Использование рассеянной компоненты сейсмического поля для дифференциации кристаллического фундамента на коллекторские и монолитные зоны // Геофизика. - 2003. - № 3. - С. 17-26. 2. Пилипенко В.Н. Численный метод полей времен для построения сейсмических границ // Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии. - М., 1979. - С. 124-181. 3. Продайвода Г.Т. Математичне моделювання ефективних термолужних властивостей багатокомпонентного тріщинуватого геологічного середовища насиченого флюїдом з внутрішнім тиском // Геофіз. журн. - 2007. - № 3. - С. 122-130. 4. Продайвода Г.Т., Гришук П.І. Гравіметричний метод геокартування структурно-речовинних комплексів Українського щита // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. - 2007. - Вип. 41. - С. 7-10. 5. Продайвода Г.Т., Вижва С.А. Проблеми геофізики природних і техногенних катастроф // Наук. записки Київськ. ун-ту. - 2004. - Т. III. - С. 162-169. 6. Продайвода Г.Т., Маслов Б.П., Продайвода Т.Г. Сейсмомінералогічна модель континентальної верхньої мантиї Землі // Фізика Землі. - 2003. - № 2. - С. 3-14. 7. Рыжков Г.А., Троян В.Н. Восстановление поля скорости в трехмерной среде по функционалам от полей упругих волн // Фізика Землі. - 1986. - № 7. - С. 49-56. 8. Gibson R.L., Ben-Menahem A. Elastic wave scattering by Anisotropic obstacles: Application of Fractured volumes // J. Geophys. Res. - 1991. - V. 96. - № B12. - P. 905-924.

Надійшла до редколегії 25.05.09

С. Вижва, д-р геол. наук,
Г. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук,
П. Гришук, канд. геол. наук

гарантованого підходу і концепції монтажних алгоритмів. Цей напрям орієнтований на максимальне врахування інформації. Разом з тим такий підхід, який іменується гарантованим і ґрунтується на ідеї представлення результатів математичної інтерпретації як набору фізично-змістовних інваріантів на множині допустимих розв'язків оберненої задачі, не гарантує геологічну змістовність інтерпретації, так як фактично ігнорується "зв'язок" середовище-фізичні властивості-геофізичні поля. Основна увага зосереджується на "тонких" особливостях геометрії джерел геофізичного поля [1, 2, 3, 4].

У фундаментальній роботі [5] проаналізовано різні підходи та особливості гравітаційної томографії, серед яких виокремлено два основні: фільтраційний та апроксимаційний. Зроблено спробу застосувати теорію обробки геообразень до задач томографії. Серед перспективних підходів пропонується застосування методів гравітаційної томографії з розв'язком обернених задач гравіметрії.

В запропонованій роботі розглядається апроксимаційний підхід томографії при поєднанні розв'язання обернених задач гравіметрії та магнітометрії.

Теорія методу. Відома формула Пуассона, яка встановлює зв'язок між гравітаційним і магнітним потенціалами, навіть формально не береться до уваги при порівнянні гравітаційних і магнітних аномалій. Оскільки вона справедлива лише для тіла, у якого густина і дипольний момент є сталими величинами. Насправді ця умова в реальному геологічному середовищі практично ніколи не виконується. Формально для локальної однорідно-намагніченої структурної неоднорідності залежність між гравітаційним