

смічного моменту, крім M_{xz} рівні нулю. Компоненту M_{yz} можна записати, як [1]:

$$M_{yz} = -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \sin \phi_s - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \phi_s).$$

де $M_0 = \mu \bar{U} S$ - сейсмічний момент.

В приведеному модельному прикладі формули для дальної зони (5) приведені до формул для моделі шар на півпросторі, де фізичні параметри шару і півпростору однакові. Одержані співвідношення порівнювалися із відповідними формулами з [4]. В результаті порівняння були одержані абсолютно однакові вирази для хвильових полів.

Висновки. Аналізуючи співвідношення для хвильового поля на вільній поверхні шаруватого середовища приходимо до висновку, що на відміну від полів, викликаних довільно орієнтованою силою тут присутні доданки, пропорційні r^{-2} , що є переміщеннями у так званій проміжній зоні. Слід також відзначити, що ми одержали строгі аналітичні співвідношення для хвильових полів, що включають всі об'ємні хвилі (однократно і багатократно-відбиті), а також поверхневі хвилі. Одержані співвідношення ми будемо використовувати для аналізу параметрів вогнища землетрусу, що буде показано в наступних роботах. Відомо, що існує ряд факторів, які мають важливе значення для формування хвильового поля. Найбільш суттєві серед них – анізотропія і поглинання. Викладена теорія може бути використана для врахування цих важливих характеристик.

Важливим також є використання розподіленого джерела, тобто, залежності подвійки по розриву, а відповідно і компонент тензора сейсмічного моменту від просторових

координат. Тоді поверхню розриву слід розглядати як суму, наприклад, прямокутників з різними векторами подвійки, тобто кожний такий прямокутник розглядається як окреме точкове джерело, що описується своїм тензором сейсмічного моменту. Тоді побудова хвильового поля для розподіленого джерела зводиться до визначення сумарного переміщення, яке складається із хвильових полів для точкових джерел. Розв'язування таких задач планується в подальших дослідженнях.

1. Аки К., Річардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. – М.: Мир, 1983. – 520 с. 2. Малотков Л.А. Исследование распространения волн в пористых и трещиноватых средах на основе эффективных моделей Био и слоистых сред. – Наука, 2001. – 348 с. 4. Kennet B.L.N. The seismic wavefield // University Press, Cambridge. – 2001 – 370 p. 4. Müller G. The reflectivity method: a tutorial // Geophys. J. – 1985. – №58. – P.153-174. 5. Черев'я В. Расчет синтетических сейсмограмм для одномерных и двумерных сред. Численные методы в сейсмических исследованиях. – Новосибирск, 1983. – С.41-53. 6. Малицкий Д.В. Решение прямой двумерной задачи теории распространения волн на основе рекуррентного подхода // Геофиз. журн. – 1994. – №4. – С.62-64. 7. Малицкий Д.В. Основы принципов решения динамической задачи сейсмологии на основе рекуррентного подхода // Геофиз. журн. – 1988. – №5. – С.96-98. 8. Малицкий Д.В., Пак Р.М. Використання рекуррентного методу для розв'язання задач сейсмології // Геофиз. журн. – 2004. – №6. – С.168-173. 9. Пак Р.М., Малицкий Д.В. Визначення хвильових потенціалів у формі інтегральних перетворень для ефективно-точкової дислокації // Геодинаміка – 2004. – №1(4). – С.68-74. 10. Пак Р.М. Моделирование хвильового поля, збудженого глибинним джерелом у вертикально-неоднорідному середовищі // Геофиз. журн. – 2005. – №5. – С.887-894. 11. Малицкий Д.В., Муйла О.О. Про застосування матричного методу і його модифікацій для дослідження поширення сейсмічних хвиль у шаруватому середовищі. Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2007. – С.124-136.

Надійшла до редколегії 29.11.06

УДК 550.831

П.О. Міненко, канд. геол.-мін. наук, Р.В. Міненко, студ., Ю.П. Мечніков, ст. геолог

ОПТИМІЗАЦІЯ РОЗВ'ЯЗКУ ОБЕРНЕНОЇ ЛІНІЙНО-НЕЛІНІЙНОЇ ЗАДАЧІ МАГНІТОМЕТРІЇ ДЛЯ ДОСЛІДЖЕНЬ СТРУКТУРИ КРИСТАЛІЧНОГО ФУНДАМЕНТУ

На базі розв'язків прямих задач гравіметрії та магнітометрії для кусково-лінійної контактної поверхні розроблені ітеративні методи та алгоритми розв'язків обернених лінійної та нелінійної задач. На практичних прикладах показані можливості обчислення вектора інтенсивності намагніченості гірських порід та глибини до верхньої грані кожного апроксимуючого паралелепіпеда фізичної моделі геологічного середовища.

On the basis of decisions of direct problems magnetic and gravitational measurements for a discretely linear contact surface iterative methods and algorithms of the decision of the return of a linear and nonlinear problem are developed. On practical examples opportunities of definition of magnetic properties rocks with an establishment of depths up to the top sides of approximating parallelepipeds of physical model of the geological environment are shown.

Магнітометрія використовується для картування комплексів магнітних кристалічних гірських порід та, зокрема, при пошукових роботах [1-2].

Розроблені стійкі методи розв'язку оберненої лінійної задачі магнітометрії для побудови карт магнітних властивостей гірських порід на всій площі ділянки геофізичних досліджень [3]. Але для уникнення прояву явища еквівалентності водночас виконується і знаходження глибин до шарів та блоків розв'язком лінійно-нелінійної задачі, для якої існує межа оптимальної кількості ітерацій, а після неї настає розбіжність ітераційного процесу [4].

Метою даної статті є розробка методикою одержання стійкого розв'язку лінійно-нелінійної задачі магнітометрії.

Результати досліджень. Поставлена мета досягається тим, що виконують експериментальні розв'язки оберненої лінійної задачі (m ітерацій) та змінної кількості ітерацій (від $1 < k < m$) лінійно-нелінійної задачі для спостереженого магнітного поля. В кожному варіанті розв'язку обчислюють середню квадратичну похибку розбіжності поля – спостереженого та обчисленого за результатами інтерпретації. Вибирають варіант k з найменшою похибкою (нев'язкою) поля. Потім збільшують величину m і повторюють розв'язки обернених лінійної та лінійно-нелінійної задач. Знаходять кількість

ітерацій лінійно-нелінійної задачі k , при якій невязка поля – найменша. Якщо найменша невязка поля менша, ніж найменша невязка в попередньому циклі, то m знову збільшують. Якщо ж найменша невязка в останньому циклі більша, ніж найменша невязка в попередньому циклі, то m і k попереднього циклу вибирають як оптимальні числа ітерацій для послідовного виконання лінійної та лінійно-нелінійної обернених задач магнітометрії. Як відомо [5,6], обернена лінійна задача гравіметрії з сильно фільтруючим критерієм мінімуму суми квадратів поправок до щільності гірських порід не має обмежень на кількість ітерацій збіжного ітераційного процесу. Не встановлено таких обмежень і для оберненої лінійної задачі магнітометрії [4]. Її розв'язок задає тільки пропорціональний розподіл (тенденцію) нарощування інтенсивності намагніченості гірських порід в кожному блоці, але найбільші їх значення в окремих (i , навіть, в багатьох) блоках не досягаються, бо всі поправки з кожним кроком ітерацій зменшуються до нуля. Вони осереднюються разом з впливом похибок магнітного поля. В той же час обернена лінійно-нелінійна задача автоматично не може вийти на тенденцію розподілу нарощування інтенсивності намагніченості гірських порід в кожному блоці на всій площі зйомки, а тому не

може визначити і глибин до блоків. Комплексування обернених лінійної та лінійно-нелінійної задач при оптимальних кількостях ітерацій m і k забезпечує високу точність кінцевого розв'язку, його стійкість та геологічну змістовність. В деяких випадках процедура за описаною вище методикою може повторюватись декілька разів. Запишемо ітераційні формули для контактної різниці магнітного параметра J та глибин h до границь розмежування шарів на кожній $n+1$ ітерації за їх значеннями, одержаними на попередній n -тій ітерації.

$$J_{i,n+1} = J_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n}; \quad h_{i,n+1} = h_{i,n} - \mu_{n+1} C_{i,n}; \quad (1)$$

де $B_i = \sum_j b_{i,j} r_{i,n} / (\lambda_i \lambda_j)$; $C_i = \sum_j c_{i,j} r_j / (\lambda_i \lambda_j)$; — формули поправок для намагніченості та глибини до границь шарів в наступній ітерації; $\lambda_i = \sum_j |b_{i,j}|$; $\lambda_j = \sum_i |b_{i,j}|$;

$\lambda_{ij} = \sum_j |c_{i,j}|$; $\lambda_{ij} = \sum_j |c_{i,j}|$; $b_{i,j}$, $c_{i,j}$ — формули коефіцієнтів прямих задач для вертикальної проекції магнітного поля Z_a та її похідної вздовж вісі z .

Формули для нев'язок g на суміжних ітераціях мають вигляд

$$r_{i,n} = \sum_j b_{i,j} J_{i,n} - Z_{a,j}; \quad r_{j,n+1} = r_{j,n} + \mu_{n+1} \beta_j - \tau_{n+1} \gamma_j - \mu_{n+1} \tau_{n+1} \beta_{j,j};$$

$$\beta_j = \sum_i c_{i,j} C_{i,n} J_{i,n}; \quad \beta_{j,j} = \sum_i c_{i,j} C_{i,n} B_{i,n}; \quad \gamma_j = \sum_i b_{i,j} B_{i,n};$$

Скористаємося критерієм мінімуму суми квадратів поправок для контактної різниці намагніченості J :

$$F = \sum_j B_{j,n+1}^2 = \sum_j (B_{j,n} + \mu_{n+1} D_{1j} - \tau_{n+1} D_{2j} - \mu_{n+1} \tau_{n+1} D_{3j})^2 = \min; \quad (2)$$

де

$$D_{1j} = \sum_i (b_{i,j} \beta_j + c_{i,j} C_{i,n} r_{i,n}) / (\lambda_i \lambda_j); \quad D_{2j} = \sum_i \gamma_i b_{i,j} / (\lambda_i \lambda_j);$$

$$D_{3j} = \sum_i (b_{i,j} \beta_{i,j} + c_{i,j} C_{i,n} \gamma_j) / (\lambda_i \lambda_j); \quad A_{0,0} = (B_{i,n}, B_{i,n});$$

$$A_{0,1} = (B_{i,n}, D_{1j}); \quad A_{1,1} = (D_{1j}, D_{1j}); \quad A_{0,2} = (B_{i,n}, D_{2j});$$

$$A_{1,2} = (D_{1j}, D_{2j}); \quad A_{0,m} = (B_{i,n}, D_{m,j}); \quad A_{k,m} = (D_{k,j}, D_{m,j});$$

$$S = (J_{i,n}, J_{i,n}); \quad S_1 = (B_{i,n}, J_{i,n}); \quad S_2 = (B_{i,n}, B_{i,n});$$

В результаті одержуємо декілька алгоритмів розв'язку оберненої задачі магнітометрії.

Алгоритм 1) $\tau_{n+1} = 0; \mu_{n+1} = -A_{0,1} / A_{1,1};$ (3)

Алгоритм 2) $\mu_{n+1} = 0; \tau_{n+1} = A_{0,2} / A_{2,2};$ (4)

Алгоритм 3) $\mu_{n+1} = (A_{0,2}(A_{1,2} + A_{0,3}) - A_{0,1}A_{2,2}) / TC;$ (5)

$$\tau_{n+1} = (A_{1,1}A_{0,2} - A_{0,1}(A_{1,2} + A_{0,3})) / TC;$$

$$TC = A_{1,1}A_{2,2} - (A_{1,2} + A_{0,3})^2;$$

Результати експериментальних досліджень. На рис.1,а

приведена карта спостереженого магнітного поля Z (Ново-Володимирівська магнітна аномалія Миколаївської ділянки Західного Кривбасу УКЩ).

Інтерпретація магнітного поля виконана алгоритмами 3 та 5 за описаною вище методикою. Всього визначено середні інтенсивності намагніченості для блоків трьох верхніх структурних шарів змінної потужності (рис. 1, 2) та ще чотирьох нижніх шарів постійної потужності (рис. 4). Кожний шар розділено на 800 блоків (прямокутних паралелепіпедів) з горизонтальними розмірами 204x204 м². Глибина до кожного блоку та його висота визначаються розв'язком оберненої лінійно-нелінійної задачі для трьохшарової моделі, яка включає 2400 блоків та ще 10-20 великих блоків для автоматичного врахування нелінійного фону магнітного поля, спостереженого сіткою 100x100 м². Третій шар простягається на нескінчену глибину. Після розв'язку оберненої

лінійної задачі (m ітерацій) та оберненої лінійно-нелінійної задачі (k ітерацій) із спостереженого поля вилучають вплив блоків першого верхнього шару. Для інтерпретації одержаної різницевої аномалії магнітного поля (рис. 3, а) складають нову трьохшарову фізичну модель геологічного середовища. Для цього в модель включають другий шар, а третій нескінченний шар попередньої моделі ділять на два шари і одержують нову трьохшарову модель. Для нової моделі розв'язують обернену лінійну та лінійно-нелінійну задачі.

На рис. 2 приведена карта інтенсивності намагніченості першого шару змінної потужності. На рис. 1, б приведена карта інтенсивності намагніченості другого шару. На рис. 1, с приведена карта глибин до верхньої поверхні другого шару. На рис. 1, д приведена карта інтенсивності намагніченості третього шару. Із рис. 1, б, д та рис. 2 видно, що в центральній частині магнітної аномалії гірські породи першого верхнього шару більше окислені, ніж породи другого шару. Середня інтенсивність їх намагніченості (40-80 нТл) в 2-2,5 рази менше, ніж у порід другого шару (100-150 нТл). Породи другого верхнього шару більше окислені, ніж породи третього шару, але менше окислені, ніж породи першого шару. Інтенсивність намагніченості порід другого шару (100-150 нТл) в 1,5-2 рази менше, ніж у порід третього шару (170-230 нТл). В свою чергу, породи третього шару мають інтенсивність намагніченості в 1,5 рази меншу (рис. 1, д та рис. 4, а), ніж у порід четвертого шару (250-300 нТл). Таким чином, розв'язком оберненої задачі встановлено наростання інтенсивності намагніченості гірських порід з глибиною, яке зумовлене зменшенням ступеню окислення в них магнітних мінералів Ново-Володимирська магнітна аномалія зумовлена інтрузією молодих гранодіоритів, які проникли знизу в масиви гранітів та мігматитів, що знаходяться під наносами на поверхні кристалічного фундаменту.

Оскільки серед гранітів та мігматитів заходяться залишки немагнітних гнейсів, магнітних амфіболітів та інших основних магнітних порід, то на картах розподілу інтенсивності намагніченості (рис. 1, 2) поряд з блоками дуже магнітних порід (200-300 нТл) знаходяться блоки слабомігнітних та майже немагнітних порід. З іншого боку, на карті розподілу глибин до першого верхнього шару (рис. 3, б) поряд з малими глибинами до 30 м (менші глибини не показані, бо тоді карта не зможе бути прочитаною) є ділянки з глибинами 50-100 м і більше. Ці ділянки в плані співпадають з найбільшими магнітними аномаліями, зумовленими розташованими під ними блоками габро-діоритового складу, і мають над собою кору вивітрювання потужністю до 100 м, в якій можуть бути накопичені мінерали кольорових металів. Поряд з ними блоки з меншою інтенсивністю намагніченості представлені гранодіоритами, які прорвали комплекс більш старих порід і вийшли на поверхню кристалічного фундаменту.

На рис. 3, с спостерігається набагато більша різниця між глибинами до поверхні другого шару в центрі Ново-Володимирської магнітної аномалії. Поряд з ділянками глибиною 30-150 м є ділянки з глибинами 250-400 м, яким в плані відповідають блоки гранітів та мігматитів з низькою інтенсивністю намагніченості (0 - 50 нТл). На рис. 3, д в цих ділянках знаходяться більш магнітні породи (80 - 140 нТл) — гранодіорити або продукти їх асиміляції з гранітами, мігматитами, амфіболітами та габро. За межами Ново-Володимирської магнітної аномалії глибини до другого (150-250 м) та до третього (375 - 700 м) шарів відносяться, відповідно, до продуктів асиміляції та до основного тіла інтрузії гранодіоритів (рис.3, с, д).

На рис. 3, а представлена карта різницевого магнітного поля (150 - 550 нТл), одержана після вилучення із спостереженого поля впливу трьох верхніх магнітних шарів. На рис. 4 представлені результати інтерпретації різницевого магнітного поля.

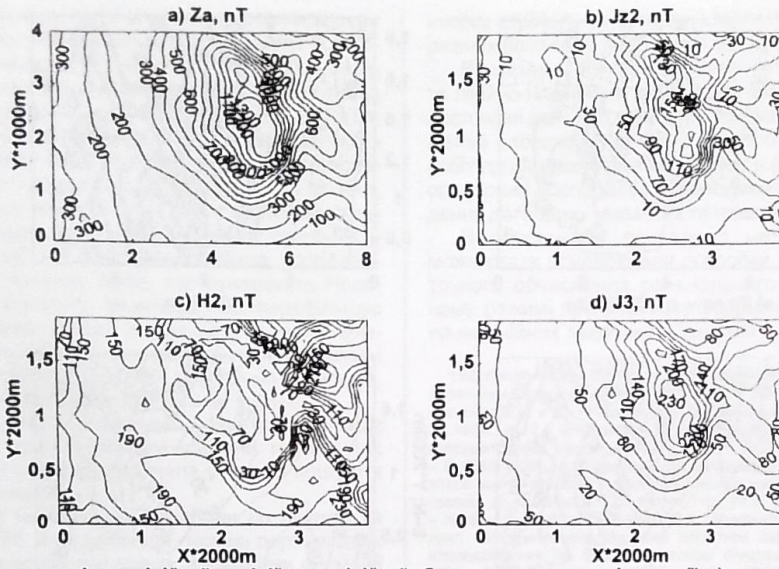


Рис. 1. Результати розв'язку лінійної та лінійно-нелінійної обернених задач магнітометрії: а) карта магнітного поля (ізолінії – в нанотеслах, нТл); б) карта розподілу вектора інтенсивності намагніченості гірських порід другого верхнього шару змінної потужності (ізолінії в нанотеслах, нТл); в) карта розподілу глибин H_2 до верхньої поверхні другого верхнього шару змінної потужності (ізолінії – в м); г) карта розподілу вектора інтенсивності намагніченості гірських порід третього верхнього шару змінної потужності

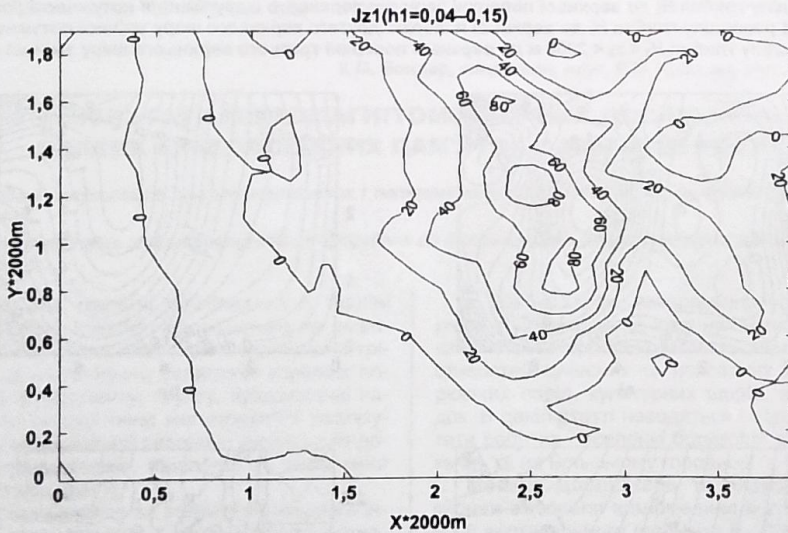


Рис. 2. Карта розподілу інтенсивності намагніченості J_{z1} гірських порід першого верхнього шару змінної потужності (ізолінії – в нанотеслах, нТл)

На рис. 4, а приведена карта розподілу інтенсивності намагніченості четвертого шару на глибинах 2000-3000 м. На рис. 4, б приведена карта розподілу інтенсивності намагніченості п'ятого шару на глибинах 3000-5000 м. На рис. 4, с приведена карта розподілу інтенсивності намагніченості шостого шару на глибинах 5000-8000 м.

При розв'язку оберненої задачі для порід 5-7-го шарів одержано такі результати: породи п'ятого шару в центрі масиву мають інтенсивність намагніченості 200 нТл, що в півтора рази менше, ніж для порід четвертого шару. Середні інтенсивності намагніченості порід шостого (150 нТл) та сьомого (118 нТл) шарів в 1,5 – 2 рази менше, ніж у порід п'ятого шару. Це свідчить про те, що в центрі Ново-Володимирської магнітної аномалії

інтенсивність намагніченості гірських порід падає з глибиною, починаючи з 3000-4000 м.

Зауважимо, що інтенсивність намагніченості на всіх картах є аномальною, хоча і ненабагато відрізняється від істинної. Це видно з рис. 1, б, на якому в зоні слабомігнітних гірських порід є від'ємні значення до 10 нТл, хоча оберненої намагніченості гірські породи тут не мають.

Від'ємні значення інтенсивності намагніченості обумовлені не зовсім точним врахуванням регіонального фону магнітного поля системою великих блоків. Але вже для третього (рис. 1, д) і більш глибоких шарів (рис. 4) значення інтенсивності намагніченості тільки додатні і збільшуються в центрі аномалії з глибиною.

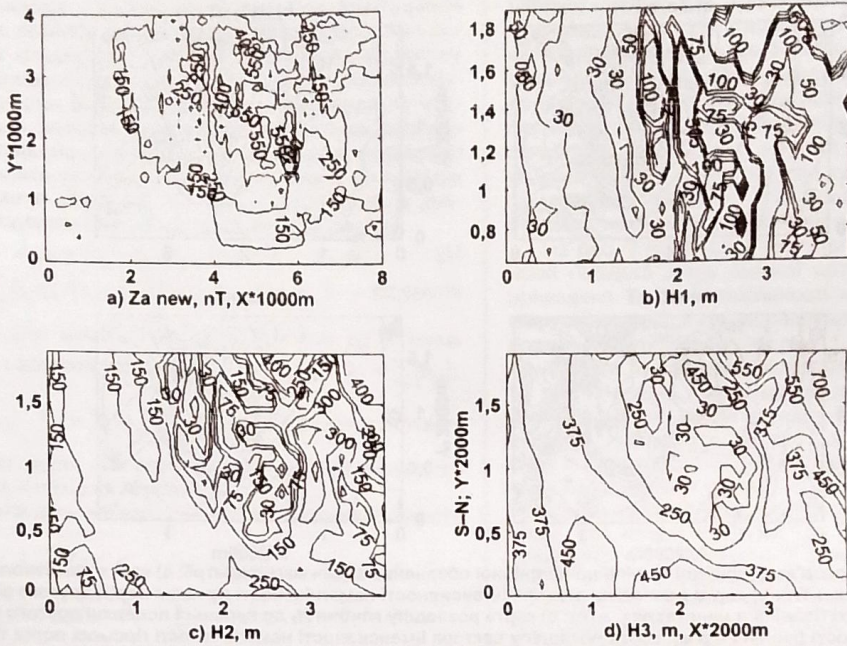


Рис. 3. Результати розв'язку лінійної та лінійно-нелінійної обернених задач магнітометрії: а) різницева карта магнітного поля після вилучення з нього впливу трьох верхніх шарів магнітних гірських порід (ізолінії – в нанотеслах, нТл); б) карта розподілу глибин H_1 до верхньої поверхні першого верхнього шару змінної потужності (ізолінії – в м); в) карта розподілу глибин H_2 до верхньої поверхні другого верхнього шару змінної потужності; д) карта розподілу глибин $H_3 < z_3 < 2000$ м до верхньої поверхні третього верхнього шару змінної потужності

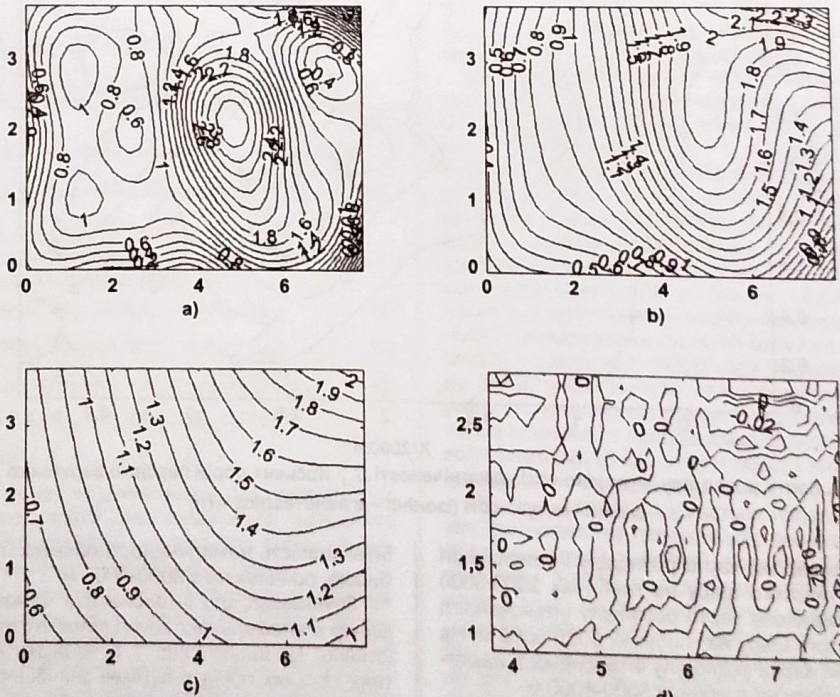


Рис. 4. Результати розв'язку лінійних обернених задач магнітометрії різницевої карти магнітного поля після вилучення з нього впливу трьох верхніх шарів магнітних гірських порід: а) карта розподілу інтенсивності намагніченості J_{24} гірських порід четвертого верхнього шару постійної потужності $2000\text{м} < z_4 < 3000\text{м}$ (ізолінії – в сотнях нТл, горизонтальні відстані – в тисячах м); б) карта розподілу інтенсивності намагніченості J_{25} гірських порід п'ятого верхнього шару постійної потужності $3000\text{м} < z_5 < 5000\text{м}$; в) карта розподілу інтенсивності намагніченості J_{26} гірських порід шостого верхнього шару постійної потужності $5000\text{м} < z_6 < 8000\text{м}$; д) карта залишків магнітного поля після вилучення з нього впливу семи верхніх шарів магнітних гірських порід (ізолінії – в сотнях нТл; середнє значення $J_{27} = 118\text{нТл}$; середня квадратична похибка $t = 1,8\text{нТл}$)

Структура магнітного поля зумовлена розширенням площі магнітних мас з глибиною та збільшенням їх інтенсивності намагніченості до глибини 2000-3000 м. Нижче 3000 м інтенсивність намагніченості гірських порід зменшується в центрі аномалії від 300 нТл до 190 нТл, а на глибинах 5000 – 8000 вона зменшується до 160 – 190 нТл. На глибинах 8000 -10000 м середня інтенсивність намагніченості гірських порід дорівнює 118 нТл, що майже збігається з магнітними властивостями гірських порід, які оточують зону аномалії з усіх сторін. Це свідчить про те, що максимумна глибина розповсюдження магнітних гірських порід, що створюють Ново-Володимирівську магнітну аномалію, не перебільшує 5000 – 6000 м. Таким чином, по магнітному полю комплексом лінійної та лінійно-нелінійної обернених задач можна вивчати глибинну будову геологічних масивів, чого окремо кожним методом зробити не можна.

Разом з тим з рис. 1-3 виходить, що можна також вивчати і будову приповерхневої частини геологічних масивів в кристалічному фундаменті з метою пошуку в них корисних копалин.

На рис. 3, с, д ми одержали глибини до другого та третього шару 30-70 м, а подекуди породи перших двох шарів виходять на денну поверхню. За межами аномалії глибини до магнітних кристалічних порід, в тому числі і до 3-го шару, різко збільшуються до 375-700 м (рис. 3, d). І все це встановлено тільки одним геофізичним методом. На рис. 4, d приведена карта залишків поля з дуже рівномірним їх розподілом та досить малою середньою квадратичною похибкою поля 1,8 нТл, що свідчить про

високу стійкість та фізичну і геологічну змістовність одержаних розв'язків обернених задач магнітометрії.

Висновки. Комплексом розв'язків обернених лінійних та лінійно-нелінійних задач магнітометрії можна одержати достовірні дані про структуру кристалічного фундаменту з метою забезпечення більш точного планування бурових робіт при геологічному картуванні в рудних районах, а при пошукових дослідженнях знаходження ділянок для проведення детальних магнітних та гравітаційних зйомок.

В перспективі приведена методика інтерпретації може стати основою для розробки нових методів більш точного обчислення регіонального фону в автоматичному режимі при розв'язку обернених лінійних та лінійно-нелінійних задач магнітометрії.

1. Математическое обеспечение автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий // Булах Е.Г., Маркова М.Н., Тимошенко В.И. и др.; Редкол.: О.И. Калашникова и др. – К.: Наукова думка, 1984. – 112 с. 2. Страхов В.Н. О решении линейных обратных задач гравиметрии и магнитометрии // ДАН СССР. – 1991. – Т.310. №6. – С. 1348-1352. 3. Мищенко П.А. Применение линейно-нелинейных методов магнитометрии и гравиметрии при исследовании на кристаллическом фундаменте: Сб. научн. тр. НГУ. – Днепропетровск, 2006. – №26. – С. 80-87. 4. Мищенко П.А., Мищенко Р.В. О поисках избирательно экстремальных решений обратной задачи магнитометрии при исследовании на кристаллическом фундаменте // Науковий вісник НГУ. – Днепропетровск. – 2006. – №9. – С. 39-44. 5. Мищенко П.А. Особенности решения обратной линейно-нелинейной задачи гравиметрии // "Геоинформатика". НАНУ, Центр менеджменту та маркетингу в галузі наук про Землю ІГН НАН України. – 2005. – №4. – С. 31-35. 6. Мищенко П.А. Фильтрация интегральных полей в обратной линейной задаче гравиметрии при исследовании на кристаллических цитах // Науковий вісник НГУ. – Днепропетровск, 2006. – №6. – С. 38-43

Надійшла до редколегії 12.02.07

УДК 550.384

К.М. Бондар, канд. геол. наук, Р.В. Хоменко, асп., С.А. Попов, зав. лаб.

РЕЗУЛЬТАТИ МІКРОМАГНІТОМЕТРИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ДЕЯКИХ АРХЕОЛОГІЧНИХ ПАМ'ЯТОК У 2005-2006 РОКАХ

В роботі наведені результати магнітометричних і петромагнітних досліджень на поселенні Малополовецьке-2А та Бельське городищі.

The results of magnetometric and petromagnetic investigations on Malopolovetske-2A archaeological site and Belsk settlement are represented in the paper.

Вступ. Високоточні магнітні дослідження в Україні мають майже 30-літню історію і проводяться на широкому спектрі об'єктів, серед яких зсуви, карст, зони тріщинуватості, місця неглибокого залягання корінних порід кристалічного фундаменту, ґрунту, археологічні пам'ятки. Традиційно високоточна магнітометрія реалізується у вигляді мікромагнітної зйомки – детального дослідження невеликих ділянок, націленої на виявлення неглибоко залягаючих тіл [1].

Магнітний сигнал виникає за рахунок підвищеної індуктивної (J_i) чи залишкової (J_n) намагніченості археологічного тіла у порівнянні з вм'яжучим ґрунтом. Яскравим прикладом служить виникнення термозалишкової намагніченості в похованому ґрунті і кераміці внаслідок обгорання, опалення, коли намагнічуються утворені при високій температурі сильно магнітні оксиди заліза. До росту індуктивної намагніченості культурного шару веде діяльність людини, пов'язана з привнесенням речовин, що має підвищену порівняно з ґрунтом магнітну сприйнятливість (K, χ).

Магнітометричне картування і вивчення магнітних властивостей археологічної речовини стали важливими елементами дослідження археологічних пам'яток різних епох [2-8]. Магнітометричні дослідження для потреб археології на території України вперше були проведені В.П. Дудкіним у 1978 р. [9]. Результати магнітометричного картування трипільських поселень зібрані в роботі І.М. Кошелева [10]. Кургани і городища скіфського часу, вивчені в останні роки, представлені в роботах [2, 4].

В 2005-2006 рр. авторами проводилися магнітометричні дослідження на археологічних пам'ятках, польова капаметрія в процесі розкопок, вивчення магнітних властивостей сучасних та похованих ґрунтів, ґрунтоутворюючих порід, культурних шарів, археологічних знахідок. В даній статті наводяться і обговорюються результати робіт на поселенні бронзової доби Малополовецьке-2А та на Більському городищі.

Методи досліджень та апаратура. Мікромагнітні зйомки включали вимірювання індукції магнітного поля V і її вертикального градієнта V_z . Зйомки виконані квантовим морським магнітометром-градієнтметром КМ-8 (ІЗМІРАН, Росія), встановленим на немагнітну підвіску. Датчики розміщені один над другим на відстані 0,75 м, нижній датчик було закріплено на висоті 0,5 м. Датчики мають роздільну здатність 0,1 нТл. Режим безперервної реєстрації V забезпечує крок між вимірами по профілю в 25 см. Досягнута точність зйомки модуля магнітної індукції V , оцінена по повторним вимірам, складала 0,3 нТл, вертикального градієнта V_z – 0,5 нТл/м. В якості магнітоваріаційної станції використано квантовий магнітометр М-33 (Геологорозведка, Росія). Для обробки первинної магнітометричної інформації застосовані програмні комплекси, що виконують всі необхідні операції (введення поправок за варіації магнітної індукції, фільтрацію "шумів", введення поправок за регіональний фон, видалення аномалій-завад).

Виміряні аномалії V_z не потребують додаткової обробки, градієнт краще відображає "тонку структуру" складних аномалій [4], але вони менш контрастні ніж аномалії V .