

УДК 550.831

Р. Міненко, магістр
E-mail: maestrozo.1_pavel@mail.ru;П. Міненко, д-р фіз.-мат. наук, проф.
Криворізький національний університет,
пр. Гагаріна, 54, м. Кривий Ріг, 50086 УкраїнаЮ. Мечніков, інженер-геолог
Криворізька геофізична партія
вул. Геологічна, 2, м. Кривий Ріг, 50001 Україна

ПРОБЛЕМА ПОШУКУ ЗМІСТОВНИХ РОЗВ'ЯЗКІВ ОБЕРНЕНИХ ЛІНІЙНИХ ЗАДАЧ МАГНІТОМЕТРІЇ КОМПЛЕКСУВАННЯМ ІНТЕРПРЕТАЦІЙНИХ МОДЕЛЕЙ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук І.М. Корчагіним)

Метою цієї роботи є створення методики розв'язання оберненої задачі магнітометрії в умовах невизначеності просторового розподілу намагніченості гірських порід. Розв'язок оберненої задачі магнітометрії, як правило, є неоднозначним внаслідок неточності обраної моделі, її зміщення відносно реальних мас, ступеня неспівпадіння реального фізичного параметра гірських порід із заданим у початкових умовах. На відміну від гравіметрії, складність розв'язання оберненої задачі магнітометрії обумовлена тим, що магнітні властивості гірських порід настільки неоднорідні, що їх просто не можна надійно визначити ані на зразках з відслонень або свердловин, ані за даними геофізичних досліджень свердловин, тобто мікрорівень для магнітометрії в рудних районах не прийнятний. Єдиний метод, що дозволяє визначити магнітні властивості на макрорівні, – це розв'язання оберненої задачі. Однак, порівнювати результати інтерпретації в матеріальному сенсі тут немає з чим. Можна тільки розв'язувати обернені задачі різними методами. Бажано, щоби ці методи були різними й спиралися на сітково-блокові інтерпретаційні моделі з різною лінійністю. Так, наприклад, при використанні багатопарових моделей геологічного середовища з блоками обмежених розмірів по висоті та напівнескінченими одержуємо абсолютно різні результати розв'язання оберненої задачі. Оскільки прямі методи розв'язання оберненої задачі розвинені ще дуже слабо, то рішення доводиться виконувати набагато краще розробленими й оптимізованими ітераційними методами. На багатопарових теоретичних моделях встановлено, що для напівнескінчених призм обчислювана інтенсивність намагнічування зменшується зі збільшенням глибини до призми, хоча реально у геологічному масиві вона постійна. Для багатопарової моделі з обмеженими по висоті призмами визначається інтенсивність намагнічування тим більшою, чим глибше розташована призма в моделі, хоча, більш точно, це справедливо тільки до певної глибини та навіть до певної висоти призми. Вже такого набору правил цілком достатньо, щоб інтерпретація магнітних аномалій сітковими методами зайшла в глухий кут. Однак, в природі вертикальні тіла можуть мати спадаючу або зростаючу інтенсивність намагнічування з глибиною. А це ще більше ускладнює визначення геологічної ситуації. Тому в статті розроблено методи, які прискорюють або уповільнюють процеси зміни інтенсивності намагнічування з глибиною у розв'язанні оберненої задачі. Розроблена формула ітераційної поправки до фізичного параметра враховує глибину розташування блоку в інтерпретаційній моделі. Вона коригує розподіл нев'язок поля за блоками різної глибини для перерахунку їх у поправку до інтенсивності намагнічування блоку. Застосування декількох інтерпретаційних моделей з різними уточнюючими поправками досягається стійке та змістовне розв'язання оберненої задачі.

Ключові слова: гравіметрія, обернена задача, ітераційний метод, ітераційна поправка, критерій оптимізації, поправка за глибину.

Постановка проблеми в загальному виді та її зв'язок з важливими науковими або практичними задачами. Розв'язання оберненої задачі магнітометрії (ОЗМ), як правило, є неоднозначним внаслідок неточності обраної моделі, її зміщення відносно реальних мас, ступеня неспівпадіння реального фізичного параметра (ФП) гірських порід (ГП) із заданим у початкових умовах (ПУ) [1, 2, 7]. На відміну від гравіметрії, складність розв'язання ОЗМ обумовлена тим, що магнітні властивості (МС) гірських порід настільки неоднорідні, що їх просто не можна надійно визначити ані на зразках з відслонень або свердловин, ані за даними ГС, тобто мікрорівень до магніторозвідки в рудних районах неприйнятний.

Аналіз останніх досягнень і публікацій, у яких закладено вирішення даної проблеми й на які спирається автор. Єдиний метод, що дозволяє визначити магнітні властивості на макрорівні – це розв'язання ОЗМ [3, 4]. Однак, порівнювати результати інтерпретації в матеріальному сенсі тут немає з чим. Можна тільки розв'язувати ОЗМ різними методами. Бажано, щоби ці методи були різними й спиралися на сітково-блокові інтерпретаційні моделі (СБМ) з різною лінійністю. Так, наприклад, при використанні СБМ геологічного середовища з блоками, обмеженими по висоті та напівнескінченими, одержуємо абсолютно різні результати розв'язання ОЗМ. Оскільки прямі методи розв'язання оберненої задачі (ОЗ) розвинені ще дуже слабо, то розв'язання доводиться виконувати набагато краще розробленими й оптимізованими ітераційними методами (ОІМ). Оскільки ці методи в процесі розв'язання ОЗ відфільтровують поодинокі високоінтенсивні похибки поля та вузьколокальні аномалії геологічної природи, то

ці методи мають також іншу назву – фільтраційні ітераційні методи (ФІМ) [2, 3]. На теоретичних моделях цими методами встановлено, що для напівнескінчених призм обчислена інтенсивність намагнічування (ІН) ГП зменшується із глибиною, хоча реально в геологічному масиві вона постійна, а для моделі з обмеженими по висоті призмами ІН тим більша, чим глибше розташована призма в моделі. Здавалося б, такого правила цілком достатньо, щоб інтерпретувати магнітні аномалії сітковими методами. Проте, в природі вертикальні тіла також можуть мати спадаючу або зростаючу ІН з глибиною. Тоді за допомогою викладених прийомів визначити тип геологічної ситуації вже неможливо.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми, яким присвячена стаття. Потрібні методи, які прискорюють або уповільнюють зміни намагніченості з глибиною в розв'язанні ОЗМ. Але й це ще не все. Для блоків з обмеженими по вертикалі розмірами, починаючи з певної глибини, ІН, визначена розв'язанням ОЗМ, також починає спадати, а щільність зростати. Ось чому при використанні багатопарових СБМ з напівнескінченими вертикальними призмами (НВП) [2, 5] у розв'язанні ОЗ структурної гравіметрії отримували ефект "занурення щільності", тобто щільності більш глибоких шарів отримували більшими за їх реальні значення, а менш глибоких – меншими. Тому для підвищення однозначності розв'язання ОЗМ необхідно використовувати різні моделі з різними розмірами блоків і з різним напрямком зростання намагніченості.

Формулювання цілей статті. Метою цієї роботи є створення методики розв'язання ОЗМ в умовах невизначеності просторового розподілу намагніченості в масивах ГП.

Виклад основного матеріалу дослідження з обґрунтуванням отриманих наукових результатів. Якщо намагніченість постійна, тоді при нульових початкових умовах розв'язок виходить таким, що в найвищому шарі ІН мінімальна, а в найнижчому – максимальна [4]. Але починаючи з деякої глибини, зростання ІН блоків у нижніх шарах сповільнюється, а на більших глибинах ІН у розв'язанні ОЗМ стає меншою, ніж ІН блоків на середніх глибинах. Якщо реальна ІН блоків ГП з глибиною інтенсивно падає, то можливі випадки як зростання, так і зниження ІН зі збільшенням глибини розташування блоків моделі. Якщо ж реальна ІН блоків ГП з глибиною інтенсивно росте, то найчастіше у розв'язанні ОЗМ можливі випадки зростання ІН зі збільшенням глибини розташування блоків моделі, а на великих глибинах ІН на вертикальній осі або постійна, або незначно спадає. Така поведінка ІН у розв'язанні ОЗМ оптимізованими ітераційними методами для СБІМ з блоками різного розташування та розмірів визначається тим, що ітераційні методи базуються на обчисленні ітераційних поправок (ІП) до ІН пропорційно нев'язкам магнітного поля в точках, розташованих над блоками моделі. Розглянемо структуру ітераційної поправки $B_{i,n}$ до ІН або щільності $\sigma_{i,n}$ [6] в ітераційній формулі для ітераційного методу простої ітерації [2, 4]:

$$B_{i,n} = \sum_{j=1}^N (a_{i,j} r_{j,n} (\lambda_i \lambda_j)^{-1}), \quad (1)$$

де $a_{i,j}$ – елементи матриці зв'язку між полем Z_j або g_j у точці з номером ($j=1, N$) та ІН або $\sigma_{i,n}$ блоку інтерпретаційної моделі з номером ($i=1, M$); n – номер поточної ітерації; $r_{j,n}$ – нев'язки поля на поточній ітерації;

$$r_{j,n} = (a_{i,j}, J_{i,n}) - Z_j; \quad r_{j,n} = (a_{i,j}, \sigma_{i,n}) - g_j; \quad (2)$$

$$\lambda_j = \left(|a_{i,j}|, 1 \right)_i; \quad \lambda_i = \left(|a_{i,j}|, 1 \right)_j; \quad (3)$$

$$\lambda_j = (a_{i,j}, 1)_i; \quad \lambda_i = (a_{i,j}, 1)_j;$$

де модулі елементів матриць використовуються тільки для розв'язання ОЗМ.

Поправка (1) складається із суми добутків трьох множників. Для кожної точки поля нев'язка поля одна, але під точкою поля знаходяться кілька блоків інтерпретаційної моделі з різними коефіцієнтами $a_{i,j}$, які змінюються зі збільшенням глибини розташування блоку $z_{i..}$. Наприклад, за формулою прямої задачі гравіметрії для кулі радіусом R можна наближено оцінити, що при $z_i < 0.7R$ коефіцієнт $a_{i,j}$ зі зростанням глибини зменшується, а при $z_i > 0.7R$ – збільшується. Для магнітного поля, навпаки, при $z_i < 0.8R$ коефіцієнт $a_{i,j}$ зі зростанням глибини збільшується, а при $z_i > 0.8R$ – зменшується. Залежать від глибини також і параметри λ_j, λ_i . Тоді виходить, що для ітераційних формул (з ітераційним коефіцієнтом τ_{n+1})

$$\sigma_{i,n+1} = \sigma_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n}, \quad (4)$$

$$J_{i,n+1} = J_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n} \quad (5)$$

вертикальне аномальне тіло з постійною щільністю $\sigma_{i,n}$ або намагніченістю $J_{i,n}$, розбите на ряд обмежених по вертикалі блоків потужністю $h_i = z_{i+1} - z_i$, при розв'язанні ОЗ [2] отримувє в різних частинах різні добавки до щільності або намагніченості. Тоді напрошується висновок, що для отримання правильного розв'язання ОЗМ необхідно ввести в ітераційну поправку залежний від глибини множник, вплив якого буде компенсувати вплив глибини, що входить у $a_{i,j}, \lambda_j, \lambda_i$. Легше за все це можна зробити, помноживши елементи матриці на множник

$$p_{i,j} = (z_{i,j} / z_{k,j})^m, \quad (6)$$

де $m < 0$ при зростанні щільності або ІН у розв'язанні ОЗ, $m > 0$ при їх зниженні; k – номер останнього нижнього шару моделі.

Тоді поправка (1) з урахуванням (6) буде мати вигляд:

$$B_{i,n} = \sum_{j=1}^N \left(p_{i,j} a_{i,j} r_{j,n} (\lambda_i \lambda_j)^{-1} \right). \quad (7)$$

Звичайно, така поправка не може повністю компенсувати спотворюючий вплив глибин на добавки до ФП, але, в основному, вона правильно показує напрямок зростання поправки й компенсує вплив глибини для більшості блоків моделі. Більш того, якщо розв'язання виправлено за глибину розташування кожного блоку, то нев'язки значно зменшуються, і вплив глибини на величину поправок на наступних ітераціях значно послаблюється. Розглянемо застосування поправки (7) на прикладі розв'язання ОЗМ для південної частини Петровського залізрудного родовища на заході Великого Кривбасу (рис. 1а), де магнітна аномалія перевищує 35 мкТл. Розв'язанням ОЗМ методом простої ітерації [2] для 6-шарової СБІМ отримуємо в розрізі точно під аномалією (рис. 1б) розподіл ІН, яка з глибиною зростає від шару до шару від 7,5 до 11,5 од. х 0,8 А/м. Тут використано карту вимірної вертикальної компоненти H_z магнітного поля, апроксимовану до мережі 62,5 x 50 м. Блоки моделі мають розміри 145 x 115 x ($H_{i+1} - H_i$) м, де $H_i = 80, 160, 240, 320, 400, 465, 530$ м. Геофізичні профілі тут пронумеровано рядами блоків. На карті (рис. 1а) профілям № 2, 3, 4, 5 відповідають горизонтальні лінії з координатою $Y_i = 5, 7, 9, 11,5$ x 50 м. Глибина до нижньої межі залізрудної структури відома за даними буріння свердловин. Геологічні профілі мають напрямок, приблизно, СЗ 60°, тобто утворюють кут 60° з віссю Y , спрямованою на північ. Тому профілю № 2 відповідають глибини до нижньої межі (шарніра складки) залізистих порід приблизно 280 м, профілю № 3 – 450 м, профілям № 4-5 – 530 м, а профілю № 6 – 700 м. Вміщувочими породами є граніти та мігматити, порівняно низької намагніченості, всередині яких можуть знаходитися локальні тіла з більш високою ІН. Однак результати розв'язання ОЗМ для цих порід також спотворені (рис. 1б), що підтверджується "розгалуженням ІН не тільки вниз, але і в сторони". Для встановлення дійсного розподілу ІН користуємося теоретичною моделлю для СБІМ з тими самими розмірами блоків та відомим розподілом ІН (рис. 1в). У напрямку осі X у всіх шести шарах ряди блоків № 1-4, 9-12, 17-20 мають ІН, що дорівнює нулю, а в блоках рядів № 5-8, 13-16 ІН дорівнює 0,5 од. х 0,8 А/м. Карту магнітного поля від цієї моделі тут не наведено.

Розв'язок ОЗМ (з поправкою (1) при однакових початкових умовах (ПУ) для всіх блоків, що дорівнюють 0,002 од. х 0,8 А/м) наведено у вигляді вертикального розрізу, де ізолінії ІН наведено в тих самих одиницях, що й для аномальних тіл. ІН зростає зі збільшенням глибини від 0,4 до 0,6 од. х 0,8 А/м, хоча теоретичне поле для цієї моделі розраховано при постійній ІН, що дорівнює 0,5 од. х 0,8 А/м. За цими результатами ми не можемо встановити розподіл ІН у аномальних блоках моделі. Але ми можемо виконати розв'язок ОЗМ з поправкою (7) при тих самих ПУ, але при різних значеннях m .

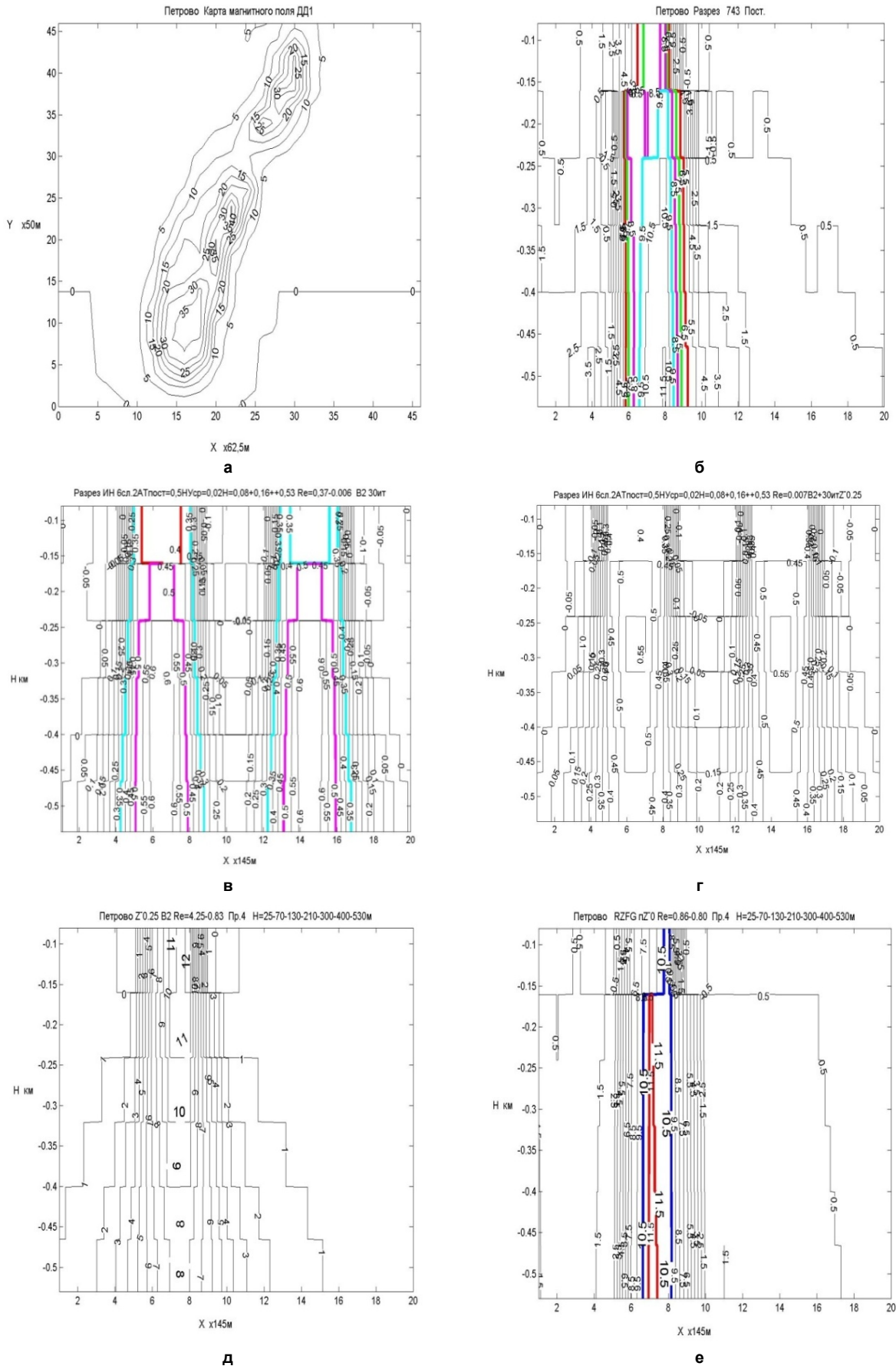


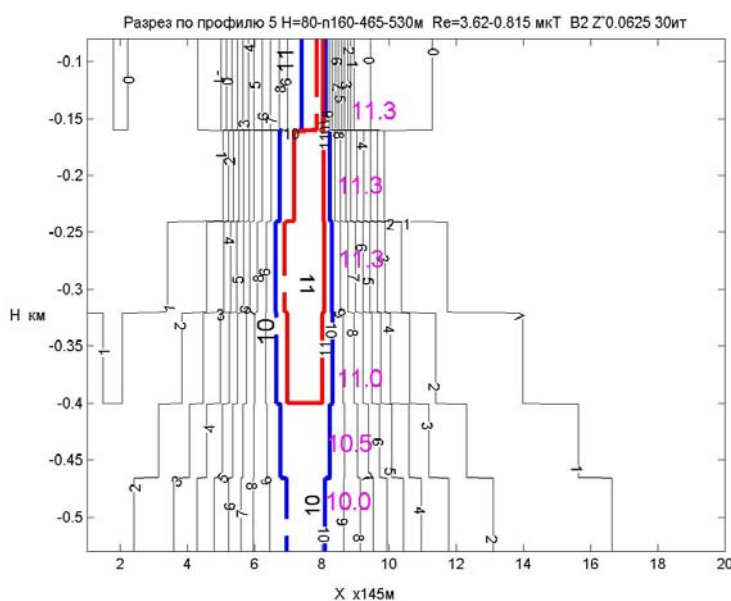
Рис. 1. Результати розв'язків ОЗМ:

а – карта магнітного поля ділянки Петрово (ізолінії – в мТл, відстані – в одиницях масштабу: по осі Х – в од.х62,5 м і Y в од.х50 м); б-е – вертикальні розрізи ІН (тут і далі позначено ізолінії в одиницях – од.х0,8 А/м, глибини Н по вертикальній осі на всіх малюнках наведено в км, відстані по осі Х – в од.х145 м, призначення та зміст малюнків описано в тексті)

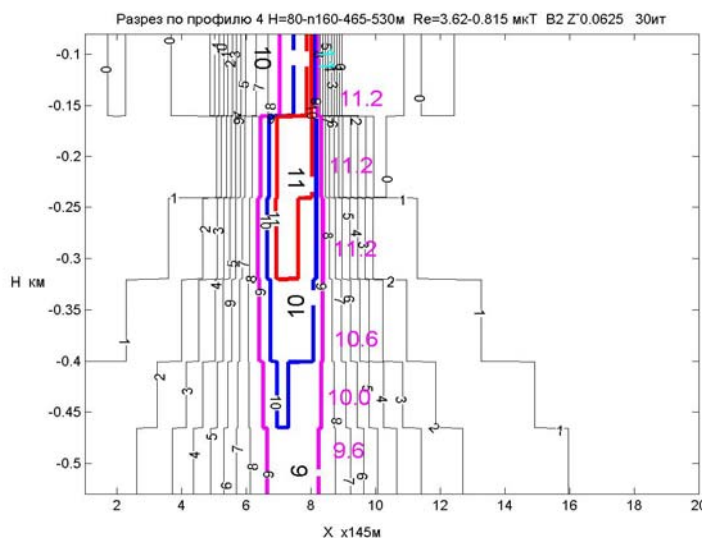
Наприклад, при $m=-0,75$ зі збільшенням глибини в розв'язку ОЗМ ІН падає в тих самих одиницях від 0,6 до 0,4, при $m=-0,5$ зі збільшенням глибини в розв'язку ОЗМ ІН спадає менше – від 0,55 до 0,47 (розрізи не наведено), а при $m=-0,25$ зі збільшенням глибини в розв'язку ОЗМ ІН від першого до третього шару вже зростає з 0,43 до 0,56, а потім спадає в тих самих одиницях до 0,48 (рис. 1г). Але між аномальними тілами в зонах порожніх порід ІН у розв'язку ОЗМ при різних поправках має майже один і той самий розподіл у межах від $-0,1$ до $0,2$ од. $\times 0,8$ А/м. Це означає, що для реального поля та взятої нами за геологічними даними моделі розв'язок ОЗМ має бути виконаний з ітераційної поправкою (7) при $m=-0,25$ (рис. 1д). Однак, цей розв'язок за формою сильно відрізняється від модельного розв'язку ОЗМ для теоретичного поля (рис. 1). Замість невеликих очікуваних відхилень ІН від середнього значення в межах 5-10%, ми отримали падіння ІН у півтора рази

від 12 до 8 од. $\times 0,8$ А/м. Це свідчить про те, що ІН у реальному аномальному тілі при збільшенні глибини розташування блоків зменшується.

Вирівнюванням ІН у ПУ по 2-му шару та застосуванням методу розв'язання ОЗМ з двома уточнюючими ітераційними поправками (УІП) [4] вдалося одержати майже однакові значення ІН у всіх шарах, крім першого (рис. 1е). Розв'язок ОЗМ з постійними ІН в трьох верхніх шарах і незначним падінням ІН у нижніх шарах від 11,0 до 10,0 і від 10,6 до 9,6 од. $\times 0,8$ А/м вдалося отримати при $m=-0,0625$ на двох профілях (рис. 2, а-б). У обох випадках ми отримали майже для всіх глибин у середньому $I_N=11$ од. $\times 0,8$ А/м (рис. 1е, 2а). Після розв'язання ОЗМ методом УІП з вирівнюванням ПУ (10 ітерацій) було виконано розв'язання тим самим методом (30 ітерацій) без вирівнювання ПУ (рис. 3).



а



б

Рис. 2. Результати розв'язків ОЗМ для реального поля ділянки Петрове:

а, б – вертикальні розрізи для профілів 5 і 4 (великими цифрами праворуч вказано максимальні значення ІН у кожному шарі, визначені по рисунках з меншим перетином ізоліній)

Оскільки нев'язки стали значно меншими, метод розв'язання ОЗМ став виконувати свою основну функцію – диференціацію розрізу за магнітними властивостями при дотриманні критерію оптимізації – мінімуму суми квадратів нев'язок поля [2] або суми квадратів поправок до ІН [3, 4]. У двох розрізах (рис. 3, а-б) відбулося розділення однорідного аномального тіла на два, приблизно вертикальні, високоманітні пласти ($I_N=17,5-22,5$ од. $\times 0,8$ А/м), розділені масивом менш магнітних порід ($I_N=7,5-10,0$ од. $\times 0,8$ А/м), що представляє собою синклінальну складку.

Практично, наведені розрізи ІН повторюють геологічні розрізи, побудовані за даними буріння свердловин. Детальний фрагмент розрізу ІН (рис. 3в) підтверджує те, що за магнітними властивостями ми виділяємо східне та західне крила синкліналі, складені високомагнітними залістими кварцитами й розділені менш магніт-

ними з меншим вмістом магнітного заліза пластами та пропластками кварцитів і збагачених залізом сланців. Наведена модель для розв'язання оберненої лінійної задачі (ОЛЗ) обрана тільки для високомагнітних порід, починаючи з глибини 80 м.

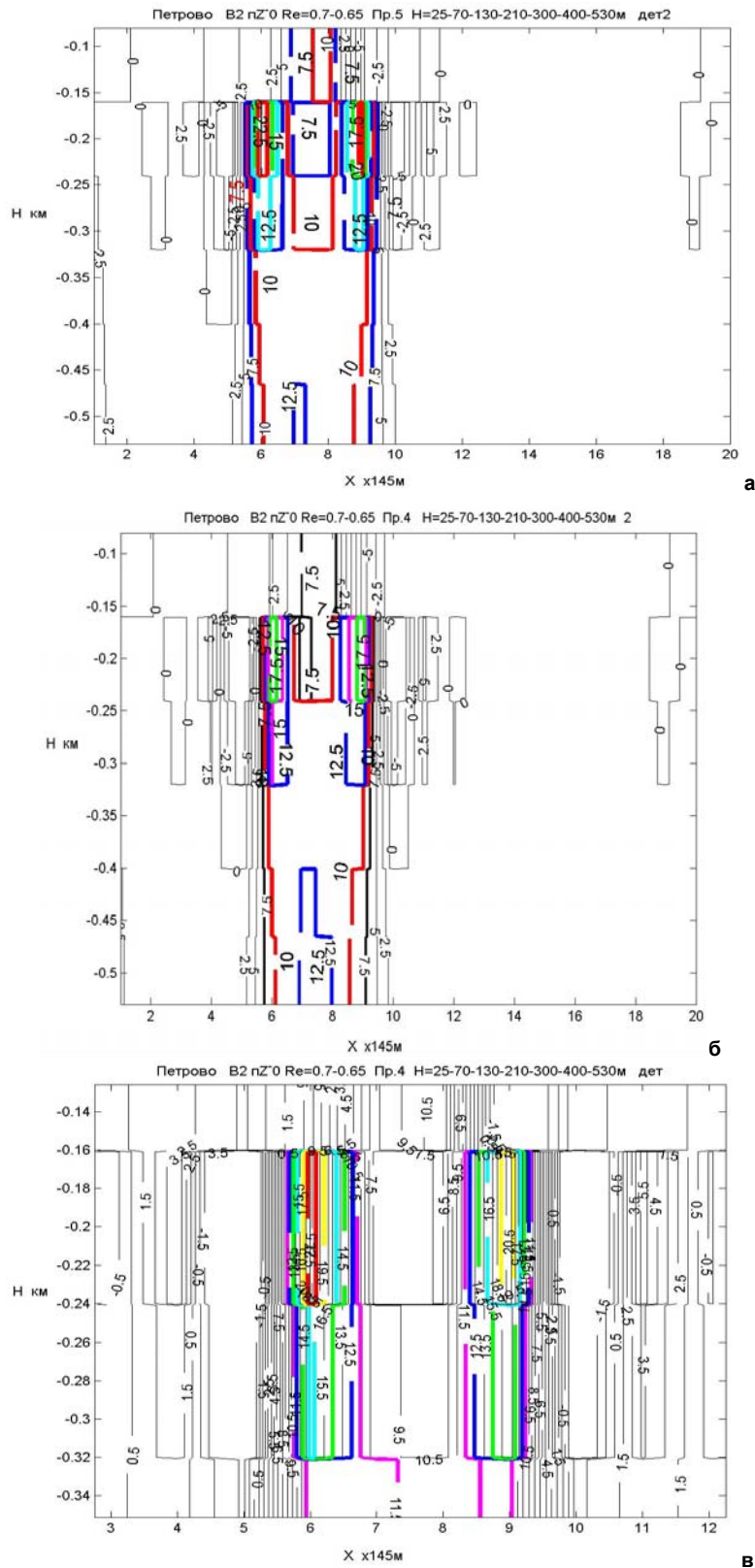


Рис. 3. Результати розв'язків ОЗМ для реального поля методом з УІП без вирівнювання ПУ після попереднього розв'язку ОЗМ з вирівнюванням ПУ за ІН другого шару: а, б – вертикальні розрізи ІН для профілів 5 і 4; в – детальний фрагмент розрізу ІН для профілю 4

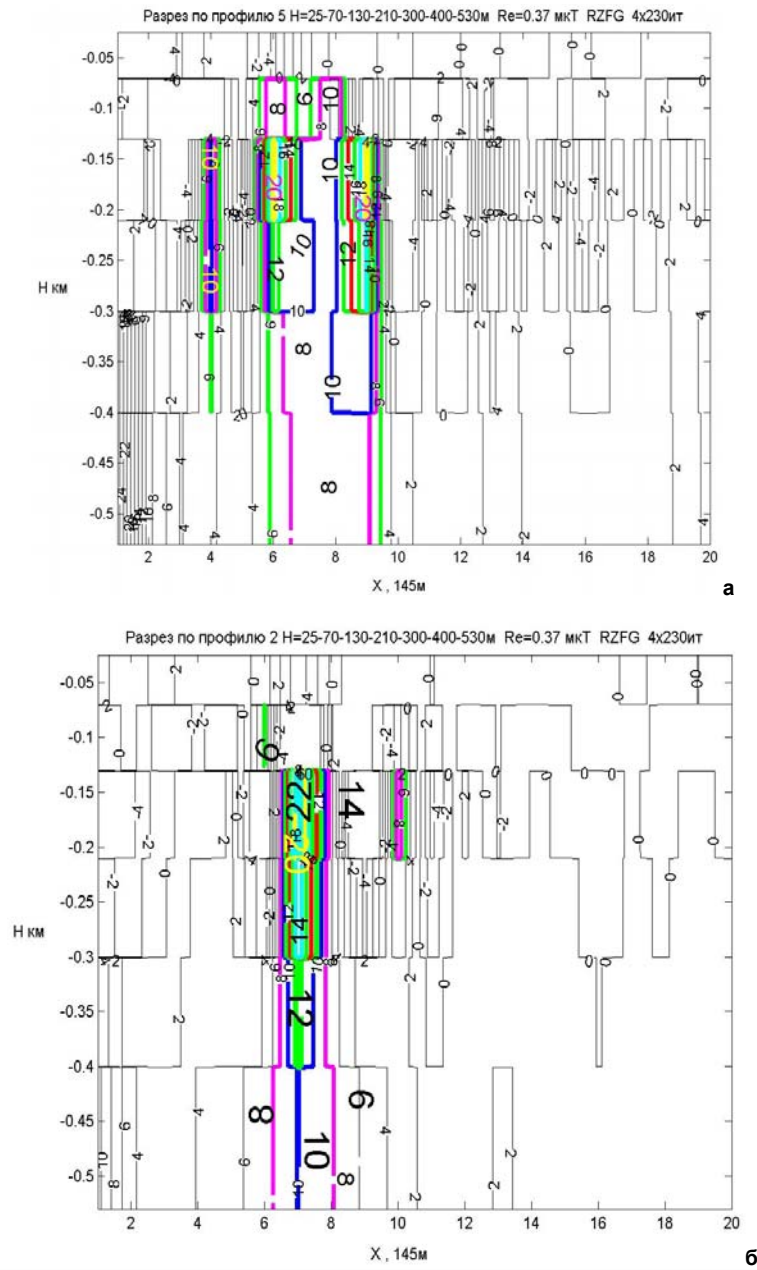


Рис. 4. Результати розв'язків ОЗМ для реального поля методом з УП без вирівнювання ПУ і без попереднього розв'язку ОЗМ з вирівнюванням ПУ:
 а, б – вертикальні розрізи ІН для профілів 5 і 4

У межах глибин 25-70 м знаходиться зона окислених залістистих порід, тобто зона тих самих порід з високим вмістом загального заліза, але з дуже низьким вмістом магнітного заліза. Невеликі пропластки з вмістом магнітного заліза створюють локальні аномалії-похибки, які відфільтровуються ітераційними оптимізованими методами. Тому було також виконано розв'язок ОЛЗ для моделі з урахуванням зони окислення у верхній частині залізородної структури з нульовими початковими умовами [2-4] для неї (рис. 4). У розрізі для профілю 5 ми отримали ту саму синкліналь (рис. 4а), яка в розрізі для профілю 2 (рис. 4б) представлена її південним замиканням з крутопадаючим шарніром і високими магнітними властивості гірських порід.

На деяких відстанях від крил складок (рис. 3-4) виділено ряд пачок порід з підвищеною намагніченістю (5-10 од. x 0,8 A/m), які виявлено також і свердловинами. Що ж стосується зони окислених залістистих порід, то в розв'язку ОЗМ вона виділяється горизонтальним пластом із низькими магнітними властивостями (0-4 од. x 0,8 A/m) там, де

вона включена у СБІМ першим шаром на глибинах 25-70 м (рис. 4, а-б). І точно так само вона не впливає на результат визначення магнітних властивостей другого шару тієї ж моделі та першого шару СБІМ у межах глибин 80-160 м там, де вона не включена в інтерпретаційну модель (рис. 3, а-в). Таким чином, комплексом ряду моделей, отримуючи ускладнені та спотворені розв'язки, можна наблизитися до отримання реально змістовного розподілу намагніченості гірських порід.

Слід зауважити, що даний геологічний приклад відрізняється від класичного наочного тим, що магнітні властивості в нижній частині структури менші, ніж у середній. Тому візьмемо іншу 6-шарову модель із загальною глибиною, в два рази меншою, з глибинами до шарів 25-70-110-150-190-230-280 м, але з тим самим розподілом намагніченості блоків у шарах (рис. 2, в-г). При різних ІП отримаємо такі розподіли ІН в аномальних тілах. Методом простої ітерації (В2) [2, 4] при $m=0$ отримуємо зростання ІН від 0,3 од. у 1-му шарі до 0,75 од. у 6-му шарі (рис. 5а). При $m=-0,75$ маємо спад ІН від 0,6 до 0,4 од.

(рис. 5б). При $m=-0,5$ маємо невелике зростання ІН від 0,45 до 0,50 од. Після вирівнювання ІН у ПУ за ІН 4-го шару в усіх шарах, крім 1-го окисненого шару, [4] отримуємо майже постійну ІН в АТ з 2-го по 6-й шар, крім дрібних окремих деталей (рис. 5г).

Тепер виконаємо ту саму процедуру для реального поля. Методом простої ітерації (В2) [2] при $m=-0,5$, з уточнюючою поправкою за глибину (7), у 4-6-м шарі аномального тіла для профілю 2 отримуємо $ІН=5,9-6,1$ од. (рис. 6а). Цей розв'язок близький до реального, оскільки за даними буріння глибина до нижньої границі структури на профілі 2 дорівнює 280 м, як і глибина, що

вибрана для цієї моделі. Для інших профілів північніше профілю 2 розв'язки ОЛЗ є еквівалентними. Тому наведемо розв'язок ОЛЗ, виконаний методом В2 з використанням УІП [4] при вирівнюванні ПУ за ІН 4-го шару у всіх шарах, крім 1-го окисненого (рис. 6, б-г). Отриманий розподіл ІН у 1, 3 і 4-му шарах відповідає розподілу магнітного поля по площі карти. А по глибині на всіх профілях, як і на розрізі по профілю 2 (рис. 6а), ІН змінюється досить слабо. Враховуючи різний ступінь окиснення, як і очікувалося, ІН у першому шарі (рис. 6б) розподілена дуже нерівномірно, порівняно з розподілом ІН у 1-му та 3-му шарах (рис. 6, в-г).

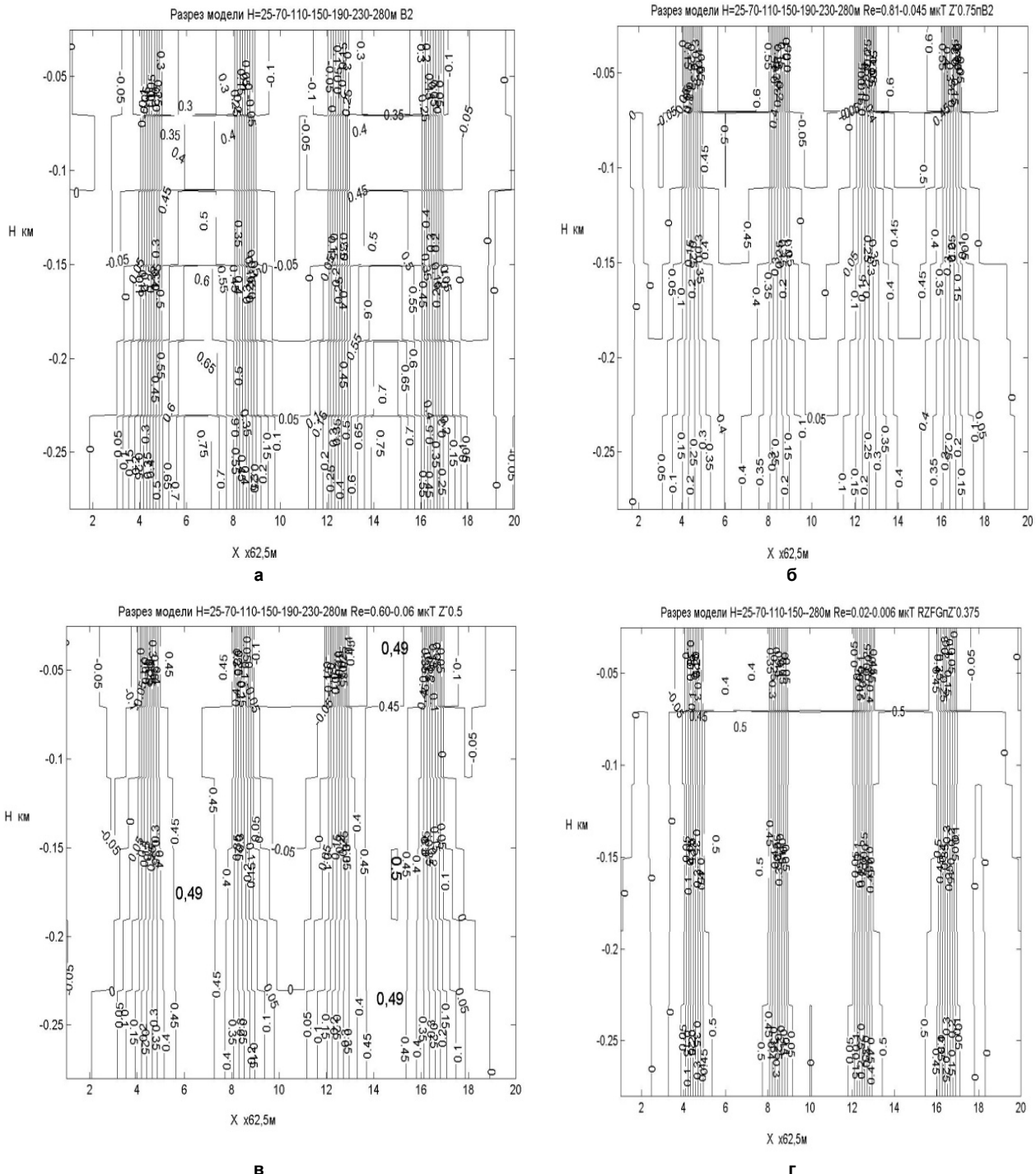


Рис. 5. Результати розв'язків ОЗМ для теоретичного поля по шестишаровій моделі

зі зменшеною загальною потужністю до 280 м і з урахуванням зони окиснення магнітних порід у межах глибин 25-70 м: а – розріз ІН методом простої ітерації з ІП (1); б – розріз ІН за розв'язком ОЗМ методом простої ітерації з корекцією поправки за глибину за формулою (7) при $m=-0.75$, в – при $m=-0.5$; г – розріз ІН за розв'язком ОЗМ методом із УІП при вирівнюванні ПУ за ІН четвертого шару в усіх шарах, крім першого, після розв'язку ОЛЗ методом простої ітерації при $m=-0.375$

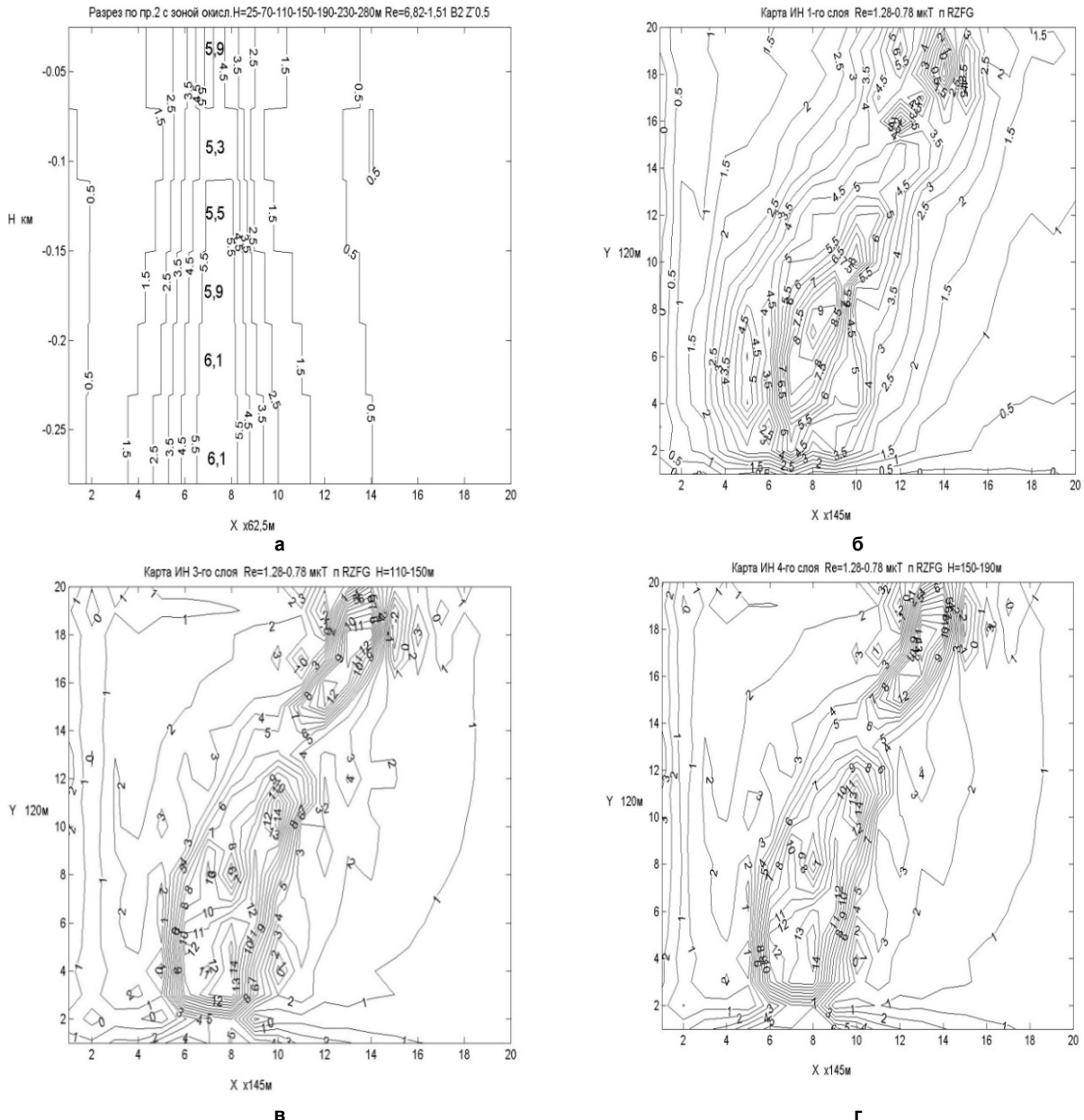


Рис. 6. Результаты разв'язків ОЗМ для реального поля по шестишаровій моделі

зі зменшеною загальною потужністю до 280 м і з урахуванням зони окислення магнітних порід у межах глибин 25-70 м:

а – вертикальний розріз ІН для профілю 2 м=-0,5; б, в, г – карти розподілу ІН у 1-му, 3-му і 4-му горизонтальних шарах у межах глибин 25-70, 110-150 і 150-190 м за розв'язком ОЛЗ із УІП після розв'язку ОЛЗ при $m=-0,5$ із вирівнюванням ПУ за ІН 4-го шару в усіх шарах, крім першого

Висновки і перспективи подальших досліджень у даному напрямку. До відомих раніше методів розв'язання ОЗ із використанням додаткових уточнюючих ітераційних поправок вищого порядку долучено методи з виправленням основної ітераційної поправки за зміну глибини до блоків, що дозволило одержувати більш достовірні результати інтерпретації даних магнітометрії у випадках зростання чи спаду інтенсивності намагнічування гірських порід з глибиною. Але запропоновані алгоритми коригування основної ітераційної поправки за зміну глибини до блоків не дають високої ефективності й забезпечують задовільний розв'язок ОЛЗ тільки багаторазовим використанням декількох методів та методичних прийомів. Запропоновано конкретні методики комплексування різних моделей, ітераційних формул та поправок до них при розв'язку ОЗМ.

Необхідно й надалі розробляти методи з іншими формулами коефіцієнтних функцій для коригування

ітераційних поправок за зміну глибини та для порівняння їхньої ефективності із запропонованими й більш ранніми методами та методиками.

Список використаних джерел

1. Кобрунов А.И., (1989). Теория интерпретации данных гравиметрии для сложнопостроенных сред: учебное пособие. К.: МВССО УССР УМЖ ВО, 100 с.
2. Миненко П.А., (2006). Исследование кристаллического фундамента линейно-нелинейными методами магнитометрии и гравиметрии. Геоинформатика, 4, 41-45.
3. Миненко П.А., (2006). Isledovanie kristalicheskogo fundamenta lineynone-lineynymi metodami magnitometrii i gravimetrii. Geoinformatika, 4, 41-45. (In Russian).
4. Миненко П.А., Миненко Р.В. (2012). Упрощенные алгоритмы решения обратных задач гравиметрии фильтрационными методами. Геоинформатика, 2(42), 27-29.
5. Minenko P.A., Minenko R.V., (2012). Uproshhennyye algoritmy resheniya obratnykh zadach gravimetrii filtratsionnymi metodami. Geoinformatika, 2(42), 27-29. (In Russian).

4. Міненко Р., Міненко П., (2014). Обернені лінійні задачі гравіметрії та магнітометрії з уточнюючими ітераційними поправками вищого порядку. Вісник Київського університету. Геологія, 1(64), 78-82.

Minenko R., Minenko P., (2014). Oberneni liniyni zadachi gravimetrii ta magnitometrii z utochnjujuchimi iteracijnimi popravkami vishhogo porjadku // Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology, 1(64), 78-82. (In Ukrainian).

5. Петровский А.П., (2006). Математические модели и информационные технологии интегральной интерпретации комплекса геолого-геофизических данных: дис. ... доктора физ.-мат. наук: 04.00.22. К., 364 с.

Petrovskij A.P., (2006). Matematicheskie modeli i informacionnye tehnologii integralnoj interpretacii kompleksa geologo-geofizicheskikh dannyh: dis. ... doktora fiz.-mat. nauk: 04.00.22. Kyiv, 364 p. (In Russian).

6. Старостенко В.И., Козленко В.Г., Костюкевич А.С., (1986). Сейсмогравитационный метод: принципы, алгоритмы, результаты. Вісник АН УРСР, 12, 28-42.

Starostenko V.I., Kozlenko V.G., Kostjuevich A.S., (1986). Seismogravitacionnyj metod: principy, algoritmy, rezultaty. Visnik AN URSR, 12, 28-42. (In Russian).

7. Страхов В.Н., (1990). Об устойчивых методах решения линейных задач геофизики. II. Основные алгоритмы. Изв. АН СССР. Физика Земли, 8, 37-64.

Strahov V.N., (1990). Ob ustojchivyh metodah reshenija linejnyh zadach geofiziki. II. Osnovnye algoritmy. Izv. AN SSSR. Fizika Zemli, 8, 37-64. (In Russian).

Надійшла до редколегії 08.06.15

R. Minenko, MSc

E-mail: maestozo.1_pavel@mail.ru;

P. Minenko, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.

Krivorozhsky National University

54, Gagarina Avenue, Krivoy Rog, 50086 Ukraine

Yu. Mechnikov, Engineer-Geologist

Krivoy Rog Geophysical Department

2 Geologichna Str., Krivoy Rog, 50001 Ukraine

THE PROBLEM OF FINDING MEANINGFUL SOLUTIONS TO LINEAR INVERSE PROBLEMS OF MAGNETOMETRY BY INTEGRATION OF INTERPRETIVE MODELS

The aim of this work is the creation of methods for solving the inverse problem of magnetometry in the conditions of uncertainty in the spatial distribution of the magnetization of rocks. As a rule, the solution of the inverse problem of magnetometry is ambiguous because of the inaccuracy of the model chosen, its displacement relative to the real masses, the degree of discrepancy between the real physical parameter of rock with specified initial conditions. Unlike gravity, the complexity of solving the inverse problem of magnetometry due to the fact that the magnetic properties of rocks are so heterogeneous that they simply cannot be reliably determined on samples from outcrops or boreholes nor according to well logging data, i.e. the micro level is not acceptable to the magnetic survey. The only method to determine the magnetic properties at the macro level is the solution of the inverse problem. However, comparing of the interpretation results does not seem possible in a material sense. One can only solve the inverse problem by different methods. It is desirable that these methods were varied and were based on a grid-block interpretation models with different linearity. For example, when using multi-layer models of the geological environment with finite-height and semi-infinite blocks, we get totally different results of solving the inverse problem. Since direct methods for solving the inverse problem are developed very poorly, the decision has to be done by optimized iterative methods which are much better designed. With the help of multi-layer theoretical models it was found that for semi-infinite prisms the definable intensity of magnetization decreases to a prism with increasing of the depth, though in fact, it is constant in a geological massif. For multilayer models with finite-height prisms the deeper is the prism in the model, the greater is the intensity of magnetization, although, more accurately, this is true only to a certain depth and even height of the prism. Such a set of rules might result in deadlock the interpretation of magnetic anomalies by mesh methods. In nature, however, vertical bodies can have falling or increasing intensity of magnetization with depth, which further complicates the definition of the geological situation. This article describes the methods we have developed that speed up or slow down the processes of change of magnetization with depth in the solution of the inverse problem. A formula has been developed concerning iterative corrections to the physical parameter. It takes account of the depth of the block location in the interpretation model and adjusts the distribution of the residuals of the field into blocks of different depths to recalculate them in a correction to the intensity of magnetization of the block. By use of several interpretative models with various clarifying corrections, stable and meaningful solution of the inverse problem can be achieved.

Keywords: gravimetry, inverse problem, iterative method, iterative correction, optimization criterion, the correction for depth.

P. Миненко, магистр

E-mail: maestozo.1_pavel@mail.ru;

П. Миненко, д-р физ.-мат. наук, проф.

Криворожский национальный университет,

пр. Гагарина, 54, г. Кривой Рог, 50086, Украина,

Ю. Мечников, инженер-геолог

Криворожская геофизическая партия,

ул. Геологическая, 2, г. Кривой Рог, 50001, Украина

ПРОБЛЕМА ПОИСКА СОДЕРЖАТЕЛЬНЫХ РЕШЕНИЙ ОБРАТНЫХ ЛИНЕЙНЫХ ЗАДАЧ МАГНИТОМЕТРИИ КОМПЛЕКСИРОВАНИЕМ ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ

Целью настоящей работы является создание методики решения обратной задачи магнитометрии в условиях неопределенности пространственного распределения намагниченности горных пород. Решение обратной задачи магнитометрии, как правило, является неоднозначным из-за неточности выбранной модели, ее смещения относительно реальных масс, степени несоответствия реального физического параметра горных пород с заданным в начальных условиях. В отличие от гравиметрии, сложность решения обратной задачи магнитометрии обусловлена тем, что магнитные свойства горных пород настолько неоднородны, что их просто нельзя надежно определить ни на образцах из обнажений или скважин, ни по данным геофизических исследований скважин, то есть микроуровень в магниторазведке не приемлем. Единственный метод, позволяющий определить магнитные свойства на макроуровне, – это решение обратной задачи. Однако, сравнивать результаты интерпретации в материальном смысле здесь не с чем. Можно только решать обратные задачи различными методами. Желательно, чтобы эти методы были разнообразными и опирались на сеточно-блоковые интерпретационные модели с различной линейностью. Так, например, при использовании многослойных моделей геологической среды с блоками, конечными по высоте и полубесконечными, получаем различные результаты решения обратных задач. Поскольку прямые методы решения обратной задачи развиты еще очень слабо, то решение приходится выполнять намного лучше разработанными оптимизированными итерационными методами. На многослойных теоретических моделях установлено, что для полубесконечных призм определяемая интенсивность намагничивания уменьшается с увеличением глубины до призм, хотя реально в геологическом массиве она постоянна. Для многослойной модели с конечными по высоте призмами определяемая интенсивность намагничивания тем больше, чем глубже расположена призма в модели, хотя, точнее, это справедливо только до определенной глубины и даже высоты призмы. Уже такого набора правил вполне достаточно, чтобы интерпретация магнитных аномалий сеточными методами зашла в тупик. Однако, в природе вертикальные тела могут иметь падающую или возрастающую интенсивность намагничивания с глубиной, что еще больше осложняет определение геологической ситуации. Поэтому в статье разработаны методы, которые ускоряют или замедляют процессы изменения намагниченности с глубиной в решении обратной задачи. Разработана формула итерационной поправки к физическому параметру, которая учитывает глубину расположения блока в интерпретационной модели и корректирует распределение невязок поля по блокам разной глубины для пересчета их в поправку к интенсивности намагничивания блока. Применением нескольких интерпретационных моделей с различными уточняющими поправками достигается устойчивое и содержательное решение обратной задачи.

Ключевые слова: гравиметрия, обратная задача, итерационный метод, итерационная поправка, критерий оптимизации, поправка за глубину.