

УДК 550.838

П.І. Грищук, канд. геол. наук,
К.О. Гура, д-р геол.-мінералог. наук,
В.Г. Нурмухамедов, гол. інж.

ВИДІЛЕННЯ СЛАБОІНТЕНСИВНИХ МАГНІТНИХ АНОМАЛІЙ ТА ЇХ ІНТЕРПРЕТАЦІЯ

Розглянуто питання виділення слабоінтенсивних магнітних аномалій за допомогою методу осереднення. Проаналізовано застосування для виділення аномалій різних радіусів ковзного вікна. Визначено оптимальний радіус осереднення. Виконано порівняння інтерпретації магнітних аномалій при визначенні їх фонові складової за допомогою сплайну та методу осереднення.

In the article the separation of low-intensity magnetic anomalies with method of averaging is executed. The selection of anomalies is analyzed for different radiuses of sliding window. The optimum radius of averaging is certain. Comparison of interpretation of the magnetic anomalies is executed at determination of their background constituent through spline and method of averaging.

Вступ. Сучасні задачі магнітних спостережень вимагають підвищення точності зйомок і виявлення слабомагнітних аномалій. Такі аномалії можуть бути пов'язані із глибинними джерелами або нерудними родовищами корисних копалин, зокрема родовищами нафти і газу.

У практиці геологічного тлумачення результатів магніторозвідувальних робіт широко використовуються поділ і перетворення магнітних аномалій [1]. Необхідність таких операцій зумовлена тим, що аномальне поле, що спостерігається, відбиває ефекти багатьох геологічних причин. Найважливішими з них є потужність, склад і структурні особливості осадових утворень, рельєф поверхні і петрографічна неоднорідність кристалічного фундаменту, зокрема, наявність інтрузивних тіл кислого й основного складу, глибинна будова земної кори [2].

Розв'язок різних пошуково-розвідувальних задач, пов'язаних з виявленням і вивченням родовищ корисних копалин, полегшується, якщо є можливість хоча б приблизно виділити із спостереженого поля складові з різною геологічною природою.

Через принцип накладення (суперпозиції), що справедливий для потенційних фізичних полів Землі, ефек-

ти, зумовлені різними геологічними факторами, алгебраїчно складаються. Це означає, наприклад, що магнітна аномалія від складної геологічної структури має таку форму й інтенсивність, яку одержимо в результаті додавання аномалій, зумовлених кожним окремим елементом цієї структури [3].

Методи виділення слабомагнітних аномалій. У практиці геологічної інтерпретації результатів магнітометричних зйомок є безліч розроблених на теперішній час способів поділу полів, найбільш широке застосування отримали для цих задач сплайн-функції та методи осереднення.

Сплайн-функції дозволяють з'єднувати спостережені дані з коефіцієнтом згладжування, що дає можливість застосовувати ці функції для різних задач: усунення завад, інтерполяція даних і виділення полів (рис. 1). Бібліотеки підпрограм по сплайн-функціях та оптимізації за допомогою методу найменших квадратів виконані на кафедрі геофізики доктором фіз.-мат. наук, проф. Г.Т.Продайвотою.

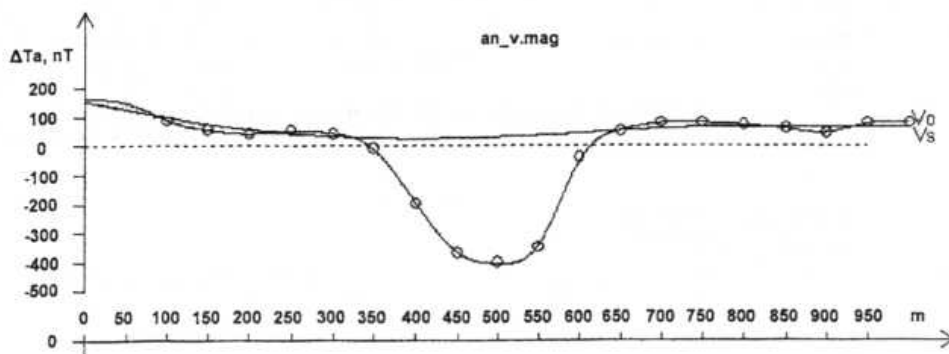


Рис. 1. Спостережена аномалія (20 точок у кружечках) та сплайн-функції
(V_s – спостережене поле та V_o – регіональна складова)

У межах Волино-Подолії, як свідчить досвід пошукових робіт на алмази, трубки вибуху відрізняються слабоінтенсивними магнітними аномаліями інтенсивністю від кількох одиниць до перших десятків нанотесл. У багатьох випадках ці аномалії розташовані у високоградієнтних магнітних полях від намагнічених об'єктів кристалічного фундаменту і, як правило, не видимі у спостережених полях. Традиційно подібні слабоінтенсивні аномалії виділяються різними методами трансформації. Оскільки трансформовані аномалії спотворені, на жаль, не виявляється можливим використання теорії та технології інтерпретації геомагнітних ΔT -аномалій, які розроблені на кафедрі геофізики Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Але, якщо зробити спотворення теоретичних аномалій, з яких складається банк даних магнітних моделей, то з'яв-

ляється можливість їх порівняння із спостереженим полем. Таким чином, якщо розробити технологію виділення та трансформації слабоінтенсивних аномалій, можна використовувати готовий банк даних і метод інтерпретації, створений на кафедрі геофізики.

Найбільш складна задача з виявлення аномалій спостерігається при магнітних спостереженнях для археологічних досліджень. За даними ізраїльських учених [4], амплітуда магнітних аномалій від римських поселень знаходиться в межах від 7 до 15 нТл. Звичайно такі аномалії є слабоінтенсивними. Тому можна скористатися способами виділення магнітних полів для археологічних досліджень, які добре розроблені. Серед авторів цього напрямку слід відзначити В.П.Дудкіна та І.М.Кошелева, які створили ме-

тодику інтерпретації результатів магнітометричної зйомки для археологічних пам'яток [5].

Після цих попередніх зауважень розглянемо процедуру виключення регіонального поля методом осереднення. Найпростіший метод вирішення задачі базується на використанні властивостей арифметичного середнього [6]. Усереднення спостереженого поля проводиться методом ковзного середнього за формулою

$$\Delta T_o(i) = \frac{1}{n} \sum_{k=-c}^c \Delta T(i), \quad (1)$$

де n – кількість точок спостережень поля, c – кількість послідовних точок на профілі, для яких відстань між початковою та кінцевою дорівнює радіусу осереднення.

При підсумуванні значень трансформованого поля знакозмінні завади і локальні аномалії частково або повністю компенсуються, і результат розрахунку характеризує, в основному, регіональну складову магнітного поля. Локальні аномалії (ΔT_a) розраховуються як різниця спостереженого (ΔT) та і осередненого (регіонального) (ΔT_o) поля:

$$\Delta T_a(i) = \Delta T(i) - \Delta T_o(i). \quad (2)$$

Результат обчислень відноситься до центральної точки розрахункового вікна завширшки два радіуси осереднення. Ширина розрахункового вікна вибирається сумірною з розмірами пошукових локальних аномалій (рис. 2). Для впевненого виділення аномалій достатньо обмежитися розрахунковим радіусом, який більший за ширину аномалії. Якщо взяти різницю між спостереженим полем та осередненим, то отримаємо аномалію з підкресленими екстремумами.

Як видно з рис. 2, а регіональна складова не повністю виділяє локальну аномалію. Для виділення аномалій, пов'язаних з геологічними об'єктами, достатньо оптимальним є радіус вікна осереднення $R = 200$ м (рис. 2, б). На рис. 3 наводиться аномалія ΔT та її осереднення з радіусом 200 м у стислому масштабі, а наступна ілюстрація (рис. 4) – це виділена локальна аномалія – ΔT_a .

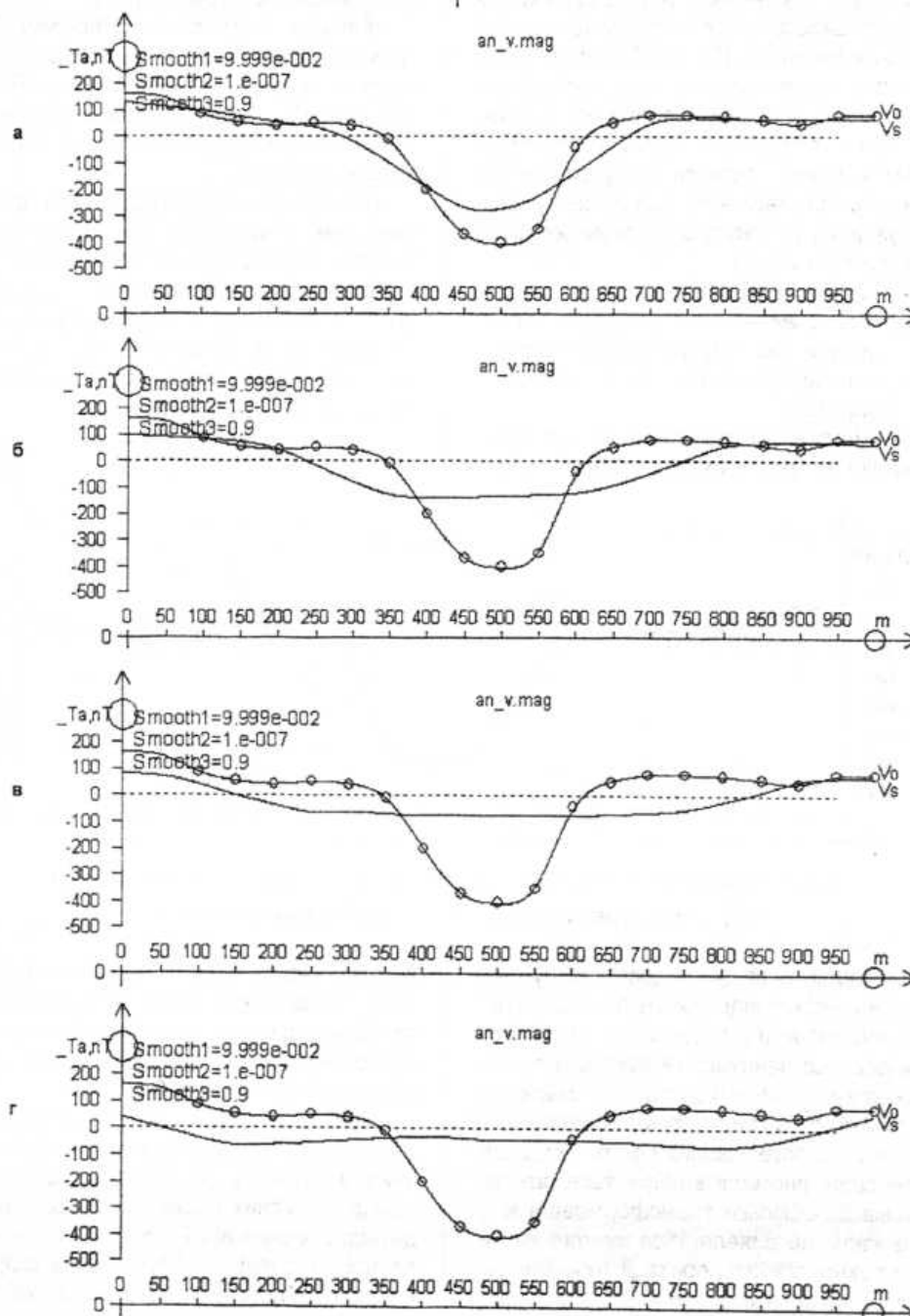


Рис. 2. Спостережене поле та його осереднене радіусами: а–100, б–200, в–300 та г–400 м

Для оцінки нового підходу пошуку магнітного джерела початкового наближення використовувався наступний підхід. Задамо магнітне джерело з вертикальними боковими гранями та кутом намагнічування. Накладемо на нього різні типи фонові складові і виконаємо інтерпретацію за допомогою методики К.О.Гури [7].

Для магнітної моделі з параметрами $\alpha = 90^\circ$, $h = 80$ м, $H = 120$ м, $2a = 2b = 60$ м, $\beta = 90^\circ$, $J = 0,1$ А/м було розраховане поле ΔT . Це перше досліджуване поле (рис. 5).

Побудуємо синтетичний фон різних типів – лінійний, криволінійний та їх поєднання.

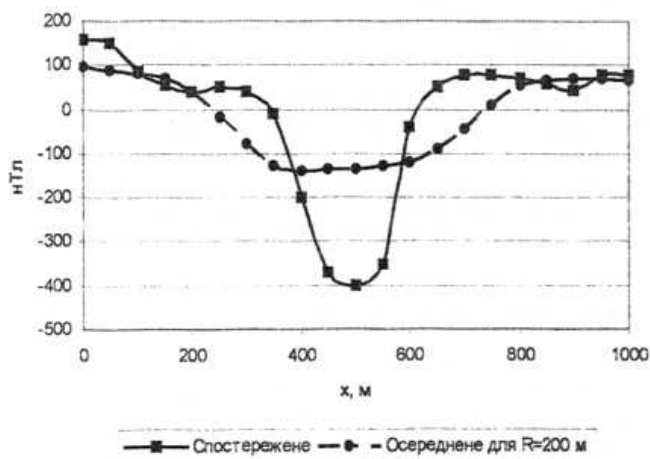


Рис. 3. Спостережене магнітне поле ΔT та його осереднення

Наступним кроком було накладення фоновому полю лінійного характеру під кутом до горизонтальної осі профілю (рис. 6) на аномальний графік. Отримане поле з лінійним фоном є другим, що досліджувалося, тобто виконувалася його інтерпретація. Для перевірки методики осереднення для задач інтерпретації було отримано симетричну криволінійну криву, яка була накладена на вихідне аномальне поле (рис. 7). Магнітна анома-

лія з нелінійним симетричним фоном – це третя досліджувана аномалія. У багатьох випадках спостережених полів ми маємо справу з несиметричними відносно горизонтальної осі полями, тому було вирішено на трансформовану лінійним фоном аномалію накласти криву нелінійного фону (рис. 8). Як поля, які слід було проінтерпретувати, було чотири розглянутих аномалії: у чистому вигляді, з лінійним фоном, криволінійним та їх поєднанням. Інтерпретація теоретичних полів здійснювалася за методикою К.О.Гури з використанням сплайн-функцій та способом, запропонованим В.Г.Нурмухамедовим для радіусів осереднення 100, 200, 300 та 400 м. Суть підходу: якщо взяти різницю між спостереженим полем та осередненим, то отримаємо аномалію з підкресленими екстремумами. Такі поля слід порівнювати з трансформованими подібним чином. Були виконані дослідження для аномалій з різною фоновією компонентою.

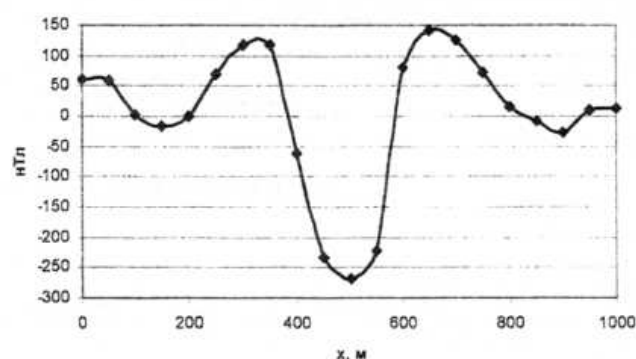


Рис. 4. Аномальне поле (ΔT_a)

Порівняння отриманих результатів зробимо для кутів нахилу моделі та намагнічування, геометрії моделей, куди входить їх розмір по латералі ($2b$), глибина до покрівлі (h) та підшови (H), а також фізичний параметр – намагніченість магнітного джерела (J). Ці параметри представлені на теоретичній моделі (рис. 5).

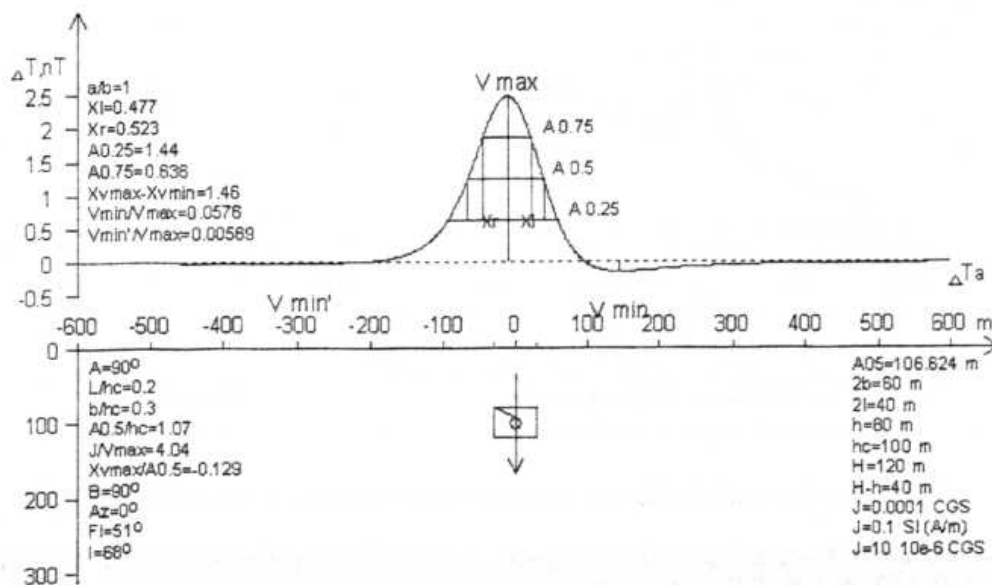


Рис. 5. Теоретичне поле ΔT_a від магнітного джерела

Аналіз результатів привів до таких висновків. За визначенням кутів найменше відхилення для виділеної

аномалії з радіусом осереднення 300 м (найгірше для $R = 100$ м), геометрія моделей краще була визначена зно-

ву для $R = 300$ м (гірше – у випадку визначення фону по сплайн-функції), а намагніченість точніше визначається для аномалії з радіусом осереднення 400 м (найбільші відхилення тут спостерігається для радіусу 300 м).

Як показує досвід, осереднення є формальним алгоритмом виділення аномалій. При лінійному фоні отримуються досить достовірні результати для моде-

льних джерел. Єдиний параметр, що впливає на розділення полів, є радіус вікна осереднення. Для його визначення побудуємо залежність між максимальним значенням виділеної аномалії ($\Delta T_{\max}$) та значенням радіусу осереднення для аномалії, наведеної на рис. 9.

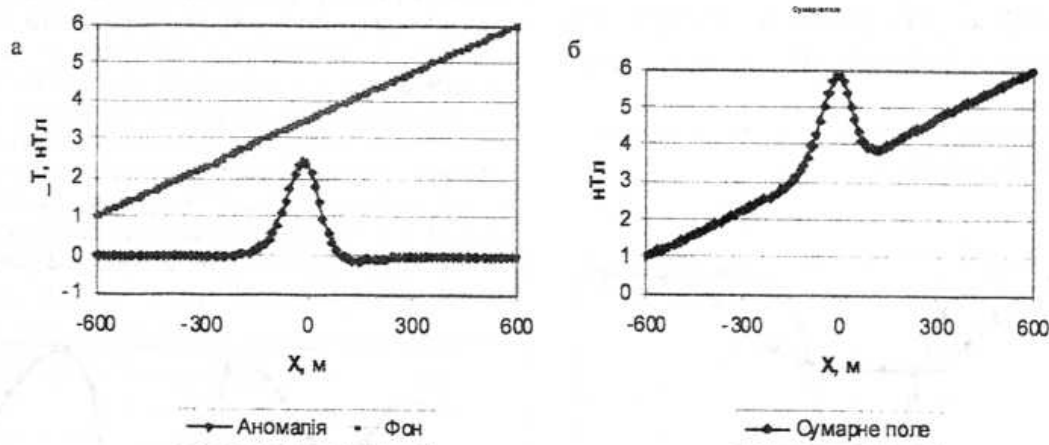


Рис. 6. Магнітні поля: аномальне, фонове (лінійне) (а) та їх сума (б)

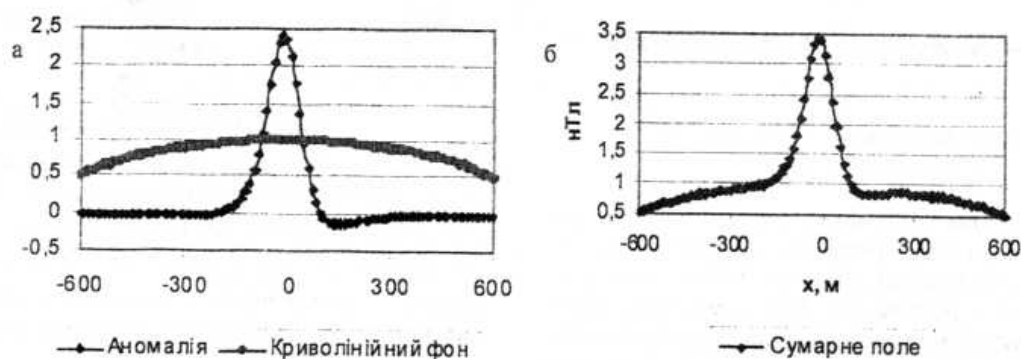


Рис. 7. Магнітні поля: аномальне, фонове (криволінійне симетричне) (а) та їх поєднання (б)

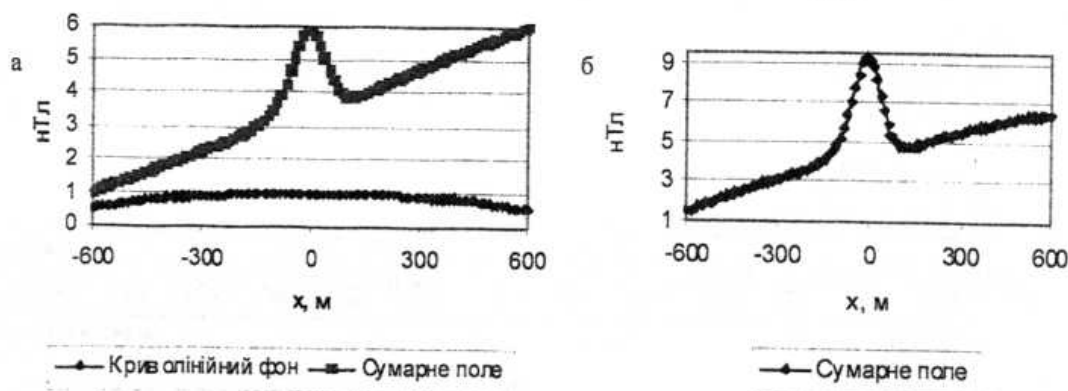


Рис. 8. Магнітні поля: аномальне, фонове (криволінійне асиметричне) (а) та їх сума (б)

Визначення параметрів моделі для різних радіусів осереднення (100, 200, 300 та 400 м) для приведеної аномалії свідчить на користь радіусу 300 м. Саме на цій дистанції відбувся впевнений перехід на зменшення градієнта поля. Розробимо алгоритм для визначення радіусу ковзного вікна. Для його розрахунку не мо-

жна брати значення ширини амплітуди аномалії, оскільки її залежність від радіусу осереднення має не гладкий характер (рис. 3). Радіус вікна осереднення визначається умовою $(\Delta T_i / \Delta T_{\max}) / (\Delta X_i / \Delta X_{\max}) = 1$. У результаті для наведеної аномалії маємо радіус осереднення 310 м (рис. 4).

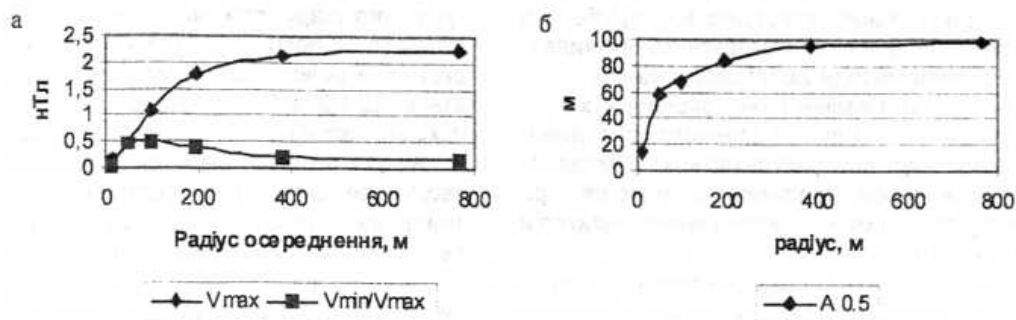


Рис. 9. Характер амплітуди (а) та ширини аномалії (б) від радіусу вікна осереднення

Апробація розробки на експериментальних матеріалах. Для повноти картини визначення модельного джерела, крім ізометричного у вертикальному розрізі об'єкта слід задати штокоподібний та пластоподібний варіанти збурюючого тіла.

У всіх випадках виконувалася інтерпретація аномалії, побудована з використанням сплайн-функцій та методики осереднення. Виконаємо інтерпретацію за допомогою банку даних, який не трансформовано. Результат наведено на рис. 9. Загальне середнє відхилення становить 111 %. Штокоподібні об'єкти один – із складних випадків для розв'язку оберненої задачі, тому інтерпретація для аномалії у чистому вигляді дала такі результати. Проведемо пошук моделі з трансформованого банку. Визначення радіусу привело до значення 397 м. Результат інтерпретації для трансформованої аномалії наведено на рис. 11. Середня сумарна похибка становить 74 %. Цей результат вищий за попередній, що свідчить на користь нової методики інтерпретації.

На практиці майже нема аномалій не ускладнених фоном, тому виконаємо накладення на аномальне поле ефекту від пластового тіла. Результат інтерпретації за традиційною методикою маємо дуже добрий – 34 %, за винятком напрямку падіння джерела (протилежний на відміну від заданої моделі). Інтерпретація за допомогою осереднення дає сумарне відхилення 47 %.

Середня точність визначення модельного джерела становить 50 %. Дослідження триватимуть для більшої статистики і розвитку підходів щодо покращення виділення фонові складові для інтерпретації порівняльним методом

Висновки. Таким чином, перетворення потенціальних полів способами осереднення, за яких результат осереднення відноситься до центра осереднювального майданчика, тобто без врахування градієнтів і кривизни вихідного поля, є операцією штучної деформації потенційного поля. Осереднені поля не є так званими регіональними складовими потенційних полів, тому що ніякі аномальні ефекти в них не виключаються, а присутні в деформованому вигляді. 2. Виділення аномалій на фоні осередненого поля дозволяє отримувати більш контрастні магнітні поля. 3. Застосування осереднення для інтерпретації спостережених магнітних полів у випадку порівняльного методу дає кращі результати на відміну від використання сплайн-функцій при проведенні фонові складові. 4. Виділення аномалій за допомогою осереднення має більш формальний характер і залежить від радіусу вікна. 5. Визначення радіусу осереднення для профілю спостережень дає оптимальний результат для задачі виділення слабоінтенсивних потенційних полів. 6. Методика інтерпретації по трансформованому банку дає середню похибку 50 %.

1. Баранов В. Потенциальные поля и их трансформации в прикладной геофизике / Пер. с англ. – М., 1980.
2. Тафеев Г.П., Соколов К.П. Геологическая интерпретация магнитных аномалий. – Л., 1981. – С. 135–179.
3. Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий // Недра. – Л., 1965. – С. 115–215.
4. Eppelbaum L.V., Ben-Avraham Z., Itkis S.E. Ancient roman remains in Israel provide a challenge for physical-archaeological modelling techniques. First Break. – 2003. – Vol. 21. – P. 51–61.
5. Дудкин В.П., Кошелев И.Н. Методы комплексной интерпретации результатов магнитометрической съемки археологических памятников // Восточноевропейский археологический журнал. – 2002. – № 3(16).
6. Данилов М.С. О сущности разделения потенциальных полей методами осреднения // Вопр. рудной геофизики в Казахстане – Л., 1976. С. 49–66.
7. Гура К.О., Гришук П.І. Інтерпретація магнітних аномалій в автоматизованому режимі. Навчальний посібник. – 2000.

Надійшла до редколегії 23.12.04