

за рахунок неполадок апаратури чи відключення електроенергії на протязі доби, не враховувалися.

На основі одержаних результатів можна зробити висновок, що деформографічні дослідження є важливими для вивчення напружено-деформованого стану гірських масивів.

Крім цього, зв'язок деформацій і сейсмічних подій, зареєстрованих на РГС дозволить вийти на прогностичні параметри землетрусів, що є однією з найважливіших задач сейсмології. Отримані за час спостережень дані про деформаційні процеси в земній корі досліджуваних районів в комплексі з іншими даними дозволять зробити важливі висновки про зв'язок цих деформацій з тектонікою, геодинамікою і сейсмічним режимом даної території, а також про особливості геомеханічного режиму літосфери цілого регіону.

1. Алешин В.А., Горшков А.С., Дубров М.Н., Иванов И.П., Скепко А.Г. Лазерный интерферометр для деформографических наблюдений в зоне Сурхобского тектонического разлома, Известия АН СССР, Физика Земли,

1986, №3, С.80-87. 2. Алешин В.А., Дубров М.Н., Яковлев А.П. Геофизический лазерный деформограф штольневго типа, Физика Земли, 1993, №4, С.62-68. 3. Максимчук В.Ю. та інші. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат, Київ, Наукова думка, 2005, С.254. 4. Кравець С.В., Малицький Д.В. Лазерний реєстратор для деформографічних досліджень, Науковий вісник Ів.-Франківського НТУ нафти і газу, 2005, №1(10), С.37-41. 5. Bobroff N. Recent Advances in Displacement Measuring Interferometry, Measurement Science and Technology, 1993, Vol 4, Iss 9, P. 907-926. 6. Araya A., Kawabe K., Sato T., Mio N., Tsubono K. Highly Sensitive Wide-Band Seismometer Using a Laser Interferometer, Review of Scientific Instruments, 1993, Vol 64, Iss 5, P. 1337-1341. 7. Дубров М.Н., Латынина Л.А., Матвеев Р.Ф., Пономарев А.В. Наблюдение сверхдлиннопериодных деформационных колебаний земной поверхности, связанных с малыми вариациями атмосферного давления, Физика Земли, 1998, №12, С.22-30. 8. Alyoshin V.A., Mahmoud S.M., Loskutov V. Laser strainmeter at Helwan Geodynamical Observatory for high resolution measurements of Earth's crustal deformation, The Ninth International Symposium on Recent Crustal Movements CRCM'98, November 14-19, 1998, Cairo, Egypt, Abstracts, Cairo, NRIAG, A1, 1998. 9. Дубров М.Н., Матвеев Р.Ф. Разработка и исследование многокомпонентных геофизических лазерных интерферометров-деформографов. Радиотехника и электроника, 1998, Т.43, №9, С.1147-1152.

Надійшла до редколегії 29.11.06

УДК 550.831

П.О. Міненко, канд. геол.-мін. наук

### ЗАСТОСУВАННЯ МЕТОДІВ РОЗВ'ЯЗКУ ОБЕРНЕНОЇ ЛІНІЙНОЇ ЗАДАЧІ ГРАВІМЕТРІЇ З ФІЛЬТРАЦІЄЮ ВИСОКОІНТЕНСИВНИХ ПОХИБОК ПОЛЯ АНАЛОГАМИ ФІЛЬТРІВ ВІНЕРА Й КАЛМАНА

У результаті інтерпретації гравітаційної карти поле сили тяжіння трансформовано в аномальну (надлишкову) щільність гірських порід двош- та трьохшарової моделі верхньої частини геологічного розрізу земної кори.

As a result of interpretation of a gravitational card the field of a gravity is transformed to abnormal density of rocks two- and three-layer model of the top part of a geological cut of an earth's crust.

Для пошуків рудних покладів у кристалічних породах УКЩ використовується гравіметрія, в тому числі і методи розв'язку оберненої лінійної задачі гравіметрії (ОЛЗГ) [1].

При виконанні розв'язку ОЛЗГ використовують апроксимацію нижнього півпростору геометричними тілами простої форми [1-3]. Наприклад, його розділяють на горизонтальні шари постійної або змінної потужності, а усередині кожного шару виділяють блоки, як правило, паралелепіпеди або тригранні призми й піраміди [4]. Однак, залежно від рівня похибок поля, в оптимізованих ітераційних процесах [5] досить часто, замість фізично змістовних величин, розв'язок ОЛЗГ представляє собою еквівалентний, беззмістовний розподіл аномальної щільності кожного з блоків, що у межах точності відповідає спостереженому полю сили тяжіння. Застосовуючи принцип обов'язкового покриття проєкції всіх блоків точками спостереження поля [4-7], одержують коректну модель оберненої лінійної задачі, розв'язок якої для одного шару блоків є фізично змістовним. Але для двох і більше шарів (із блоками в кожному) у розв'язку ОЛЗГ проявляється еквівалентність аномальної щільності, що призводить до геологічної беззмістовності отриманого розв'язку [6].

Постановка задачі. Для підвищення точності й геологічної змістовності розв'язку ОЛЗГ при довільних початкових умовах необхідно розробити метод її розв'язку, який використовує диференціацію блоків гірських порід за їх об'ємом  $v(i) = v_i$ ; ( $i = 1, M$ ) та дозволяє застосувати схему чередування декількох ітераційних процесів умовної й безумовної оптимізації з умовно-екстремальним критерієм по мінімуму суми квадратів аномальних мас усіх блоків, аналогів фільтрів Вінера-Калмана й методу спряжених градієнтів із критерієм мінімуму суми квадратів поправок до щільності [8-10].

Результати досліджень. Оскільки, з одного боку, ітераційний метод із критерієм мінімуму суми квадратів поправок до щільності фільтрує інтенсивні похибки разом з корисними локальними інтенсивними аномалі-

ями сили тяжіння, то для деяких блоків не може бути досягнуто розв'язок задачі, близький до істиного. З іншого боку, самостійно аналог фільтрів Вінера й Калмана й метод спряжених градієнтів не можуть вийти на розв'язок ОЛЗГ без наближеного розподілу, що його обгинає. Тому нижче приводяться ефективні ітераційні методи одержання обгинаючого розв'язку ОЛЗГ (умовна й безумовна оптимізація) і його корегування.

Запишемо декілька найбільш ефективних критеріїв і алгоритмів з одним ітераційним параметром  $\tau_c$  для всіх невідомих значень аномальної щільності блоків  $x_i$  (або по одному параметру  $\tau_i$  для кожного блоку):

$$x_{i,n+1} = x_{i,n} - \tau_{n+1} \cdot B_{i,n};$$

$$x_{i,n+1} = x_{i,n} - \tau_{i,n+1} \cdot B_{i,n};$$

$$\lambda_i = \sum_j a_{ij}; \lambda_j = \sum_i a_{ij};$$

$$R_{j,n} = r_{j,n+1} + g_j; r_{j,n} = (a_{ij} \cdot x_{i,n}) - g_j;$$

$$r_{j,n+1} = r_{j,n} - (a_{ij} \cdot B_{i,n} \cdot \tau_{i,n+1});$$

$$B_{i,n} = (a_{ij} / \lambda_i / \lambda_j, r_{j,n}); M_n =$$

$$= \sum_i (\sum_j (a_{ij} (x_{i,n} - \tau_{i,n+1} \cdot B_{i,n}) - g_j))^2 = \delta^2;$$

$$Z_j = (a_{ij} \cdot B_{i,n}); Z_{ij} = (a_{ij} / \lambda_i, Z_j / \lambda_j);$$

1)  $F_1 = (x_{i,n+1}^2 + v_i^2) \xrightarrow{\tau_{n+1}} \min;$

$$\tau_{n+1,1} = (v_i^2 \cdot x_{i,n} \cdot B_{i,n}) / (v_i^2 \cdot B_{i,n}^2);$$

2)  $F_2 = \sum_j (B_{i,n+1})^2 v_i^2 \xrightarrow{\tau_{n+2}} \min;$

$$\tau_{n+1,2} = (v_i^2 \cdot B_{i,n} \cdot Z_{ij}) / (v_i^2 \cdot Z_{ij}^2);$$

3)  $F_3 = \sum_j r_{j,n+1}^2 \xrightarrow{\tau_{n+3}} \min;$

$$\tau_{n+1,3} = (r_{j,n+1} \cdot Z_j) / (Z_j \cdot Z_j);$$

- 4)  $F_4 = \sum_i (B_{i,n+1})^2 \xrightarrow{\tau_{n+1,4}} \min;$
- 5)  $F_5 = \sum_i (v^2 x_{i,n+1} B_{i,n+1})^2 \xrightarrow{\tau_{n+1,5}} \min;$
- 6)  $F_6 = \sum_j (r_{j,n+1} R_{j,n+1})^2 \xrightarrow{\tau_{n+1,6}} \min;$
- 7)  $F_7 = \sum_{i,j} (B_{i,n+1} v_i r_{j,n+1})^2 \xrightarrow{\tau_{n+1,7}} \min;$

Використовуючи кожний із цих семи методів безумовної оптимізації, можна самостійно вирішувати ОЛЗГ для одношарової моделі. При більшій кількості шарів у моделі та при високій інтенсивності й нерегулярності розподілу похибок поля на площі карти варто використовувати умовні алгоритми.

Метод обчислення ітераційних параметрів  $\tau_{n+1,i,\xi} (i = 1, M)$  викладено в [5].

Ітераційні параметри  $\tau_{n+1,k} (k_1 = 5; 6; 7)$  знаходять із одержаних у результаті оптимізації за критеріями  $F_5, F_6, F_7$  кубічних рівнянь типу

$$\sum_k (-\tau_{n+1,k})^k A_{k,k} = 0;$$

Коефіцієнти  $A_{k,k} (k = 0, 1, 2, 3; k_1 = 5, 6, 7)$  для кожного  $k, k_1$  мають вигляд (індекси  $i, j, n$  при змінних  $r, v, x, B, R, Z, Z_1$  для зручності запису опустимо):

$$\begin{aligned} A_{0,5} &= (v^4 x, B^3)_i + (v^4 x^2, BZ_1)_j; \\ A_{0,6} &= (rRZ, (r+R))_j; \\ A_{0,7} &= (v^2 B, Z_1)(r, r)_j + (v^2, B^2)_i (r, Z)_j; \\ A_{1,5} &= \sum_i v^4 ((B^2 + xZ_1)^2 + 2xZ_1 B^2)_i; \\ A_{1,7} &= (2v^2, BZ_1)(r, Z)_j + \sum_{i,j} v^2 (r_j Z_{1i} + B, Z)_j; \\ A_{1,6} &= (Z^2, ((r+R)^2 + 2rR))_j; \\ A_{2,6} &= 3(Z^3, (r+R))_j; \\ A_{2,5} &= ((v^4 Z_1, B^3) + (v^4 Z_1^2, xB))_i; \\ A_{2,7} &= 3((v^2 Z_1, B)(Z, Z)_j + (v^2, Z_1^2)(r, Z)_j); \\ A_{3,5} &= 2(v^4 Z_1^2, B^2)_i; \quad A_{3,6} = 2(Z_1^2, Z_1^2)_j; \\ A_{3,7} &= 2 \sum_{i,j} Z_1^2 Z_2^2; \end{aligned}$$

Використовуючи формули норм критеріїв  $F_m (m = 1, \dots, 7)$ , складемо різні комбінації методів умовної оптимізації, наприклад:

- 8)  $F_8 = F_m + \xi M_{n+1} \xrightarrow{\tau} \min;$
- 9)  $F_9 = F_m + \xi_1 (R_{j,n+1} r_{j,n+1}) \xrightarrow{\tau} \min;$

Наприклад, при  $m = 1$  для  $F_8$  одержимо:

$$\begin{aligned} \tau &= \left( \sum_i v^2 (i) x_{i,n} B_{i,n} + \xi \sum_{i,j} r_{j,n} \sum_i a_{i,j} B_{i,n} / \lambda_{k_1} \right) \\ &\quad / ((v_i^2, B_{i,n}^2) + \xi ((a_{i,j} B_{i,n})^2, 1 / \lambda_{k_1}^2)); \\ \xi &= - \sum_i v^2 (i) x_{i,n} / \sum_j (r_{j,n} / \lambda_{k_1}); \quad x_{i,n+1} = x_{i,n} - \tau B_{i,n}; \end{aligned}$$

Для одержання стійкого розв'язку ОЛЗГ необхідно використати метод фільтрації інтенсивних похибок на основі критеріїв, що є аналогами фільтрів Вінера й Калмана [11]:

- 10)  $\sigma_{k_1, n+1} = (\sigma_{k_1, n}, w_{k_1, k_1}) + w_{N+1, k_1}; \quad F_{k_1} = \|B_{k_1, n+1}\| = \min(w_k);$   
 $B_{k_1, n+1} = (a_{k_1, j}, r_{k_1, n+1} / \lambda_{k_1} / \lambda_{k_1})_j;$

$$\begin{aligned} r_{k_1, n+1, j} &= (a_{k_1, j}, \sigma_{k_1, n+1, j}) - g_{j, k_1}; \quad \lambda_{k_1, j} = \sum_j a_{k_1, j}; \quad \lambda_{k_1, j} = \sum_j a_{k_1, j}; \\ k_1 &= 1, N!; \quad \{(U_{i, k_1}, T_{k_1, j})_i = 0; k = 1, N!; \sum_j U_{i, k_1} = 0\}; \end{aligned}$$

$$U_{i, k_1} = (w_{k_1, i}, T_{k_1, j})_i + w_{N+1, k_1} - T_{g, k_1, j};$$

$$T_{g, k_1, j} = (a_{k_1, j}, g_{j, k_1} / \lambda_{k_1, j} / \lambda_{k_1, j})_j;$$

$$T_{k_1, j} = (a_{k_1, j}, R_{j, n, k_1} / \lambda_{k_1, j} / \lambda_{k_1, j})_j;$$

$$R_{j, n, k_1} = (a_{k_1, j}, \sigma_{k_1, n, j})_j; \quad k, k_1 = 1, N!$$

$$11) \quad \{2A_{11} w_{N+2, k_1}^2 - 3A_{10} w_{N+2, k_1} + A_{09} = 0,$$

$$a_{k_1, n+1, j} = a_{k_1, n, j} w_{N+2, k_1}\};$$

$$A_{11} = (T_{1, k_1, j}, T_{1, k_1, j})_j; \quad A_{10} = (T_{1, k_1, j}, T_{g, k_1, j})_j; \quad A_{09} = (T_{g, k_1, j}, T_{g, k_1, j})_j;$$

Для методу 10 одночасно використовують одну й ту ж карту поля сили тяжіння двічі. Перший раз як основну карту беруть неосереднену, а в якості допоміжної – осереднену. Другий раз як основну карту беруть осереднену, а в якості допоміжної – неосереднену. У результаті розв'язку ОЛЗГ одержують дві карти розподілу аномальної щільності одного і того ж геологічного масиву. Оцінюючи ступінь збіжності цих карт, роблять висновок про стійкість розв'язку ОЛЗГ або переходять до застосування іншого методу розв'язку.

Аналогічно може бути використаний поділ карти неосередненого поля на дві карти шляхом відбору точок поля сили тяжіння через одну точку на всіх профілях. У цьому випадку для 1-ї і 2-ї карт набори коефіцієнтів  $a_{k_1, j} (k_1 = 1, 2)$  матриці прямої задачі гравіметрії будуть різними, що й відображено у формулах алгоритму методу 10. Крім того, на цьому етапі треба підключити другий вектор початкових умов для щільності, наприклад, той, що містить апріорну геологічну інформацію.

Крім того, одночасно з методом 10 виконують корегування зазначених коефіцієнтів матриці методом 11 після виконання однієї або декількох ітерацій методом 10. Метод 11 уточнює аномальну щільність кожного паралелепіпеда при зміні потужності шару в латеральному напрямку, а це забезпечує наступне більш точне рішення нелінійної задачі для визначення глибин до верхніх і нижніх граней блоків.

На рис. 1, а представлена карта спостереженого, а потім осередненого гравітаційного поля на Миколаївській дільниці Західного Кривбасу Українського кристалічного щита. В алгоритм інтерпретації введена система вертикальних уступів для автоматичного зняття регіонального фону.

На рис. 1, б, с приведені карти аномальної щільності, які отримані в результаті розв'язку ОЛЗГ ітераційним методом безумовної оптимізації  $F_8 (m=1)$  без застосування апріорної інформації при нульових початкових значеннях аномальної щільності, а потім методом 10. Потужність двох верхніх шарів вибиралася довільно й дорівнює 495 і 1000 м. У межах карти ці шари розділені на 20x20 блоків з горизонтальними розмірами 1000x1000 м<sup>2</sup>.

На рис. 1, б наведені остаточні результати розв'язку ОЛЗГ по основному неосередненому й допоміжному осередненому полю сили тяжіння для 400 блоків верхнього шару потужністю 495 м. Карта аномальної щільності побудована по 400 значенням середньої щільності кожного блоку. Точно така ж карта аномальної щільності того ж шару, побудована за результатами розв'язку ОЛЗГ методом 10 по основному осередненому й допоміжному неосередненому полю сили тяжіння (рис. 1, с). Як видно з рис. 1, б і рис. 1, с, отриманий розподіл аномальної щільності в першому шарі практично не залежить від похибок виміру поля, що свідчить про високі фільтраційні властивості використаного методу інтерпретації.

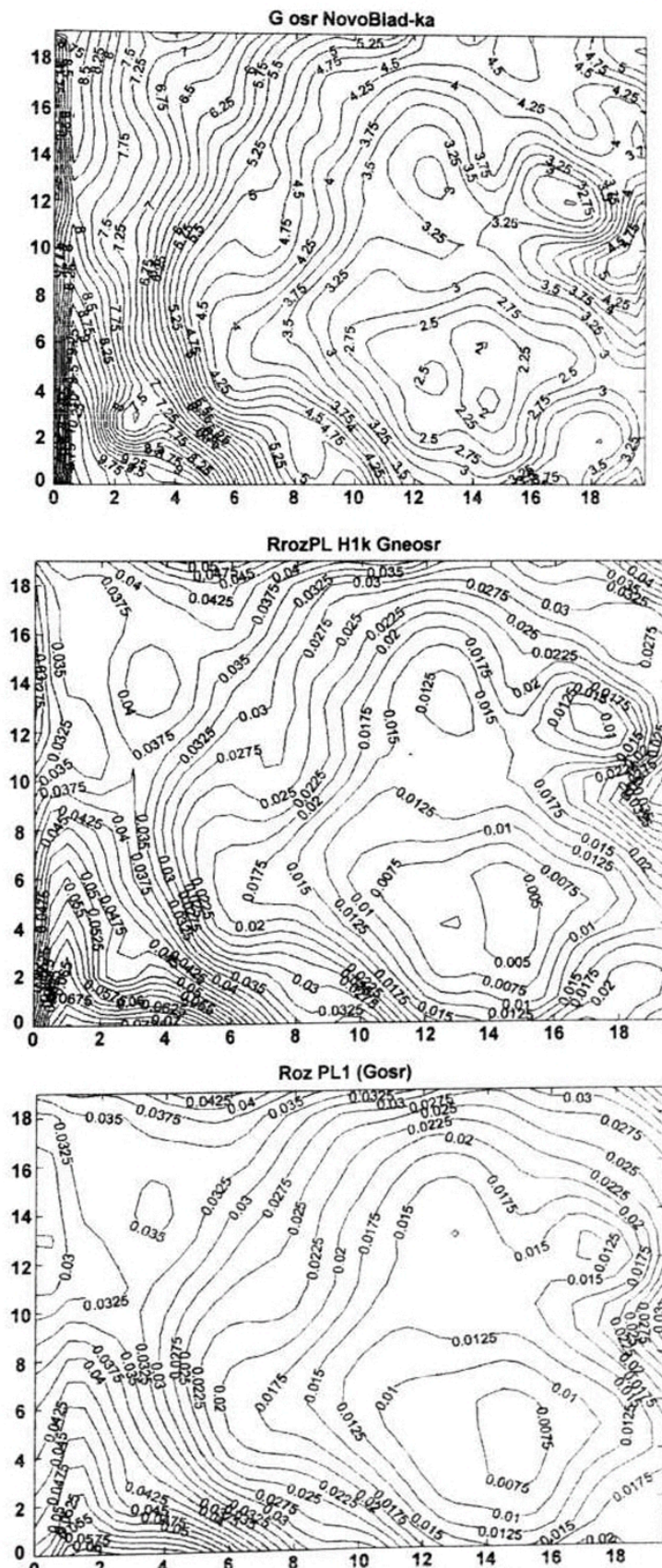


Рис. 1. Результати розв'язку ОЛЗГ із застосуванням гібридного аналога фільтрів Вінера й Калмана: а) карта поля сили тяжіння; ізолінії позначені в 10 мкн/кг; горизонтальні розміри – в тис. м; б) карта середньої аномальної щільності гірських порід першого верхнього шару, обчислена по основному неосередненому полю при допоміжному осередненому полю; ізолінії – в 1000 кг/м<sup>3</sup>; в) теж по основному осередненому полю при допоміжному неосередненому полю

У цілому на представлених картах аномальної щільності найбільш реально відбивається геологічна будова приповерхневого шару граніто-мігматито-гнейсового комплексу УКЦ.

**Висновок.** При інтерпретації гравітаційного поля треба користуватися комплексом фільтраційних методів розв'язку оберненої лінійної задачі на основі оптимізуємого критерія за мінімумом суми квадратів поправок до щільності для формул простої ітерації та гібридного аналога фільтрів Вінера і Калмана. Це забезпечує стійкі та геологічно змістовні розв'язки ОЛЗГ з метою виконання більш точної геологічної ідентифікації результатів гравіметрії і правильного обґрунтування проектів наступних геофізичних та геологічних досліджень.

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. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. – К.: Наукова думка, 1978. – 218 с. 3. Старостенко В.И., Козленко В.Г., Костюкевич А.С. Сейсмогравитационный

метод: принципы, алгоритмы, результаты // Вісник АН УРСР – 1986 – №12. – С. 28-42. 4. Миненко П.А. Разделение массива по плотности обратным линейным преобразованием поля силы тяжести // Сб. научн. тр./ НИГРИ "Разработка руд черных металлов" – Кр. Рог, 1989 – С.146-148. 5. Миненко П.А. Оптимизационные линейные алгоритмы обработки геологической и геофизической информации при поисках рудных залежей // Сб. научн. тр. /НИГРИ "Проблемы разработки руд черных металлов". – Кр. Рог, 1991. – С. 107-111. 6. Миненко П.А. Общие теоретические аспекты построения моделей для решения обратной линейной задачи гравиметрии // Сб. научн. тр. / Всеукр. Асоц. Геоинформатики "Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики". – К., 2005. – С. 241-245. 7. Миненко 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. 8. Самарский А.А., Гулин А.В. Численные методы. – М.: Наука, 1989. – 430 с. 9. Миненко П.А., Миненко Р.В. Исследование структуры гранито-мигматито-гнейсовых комплексов Украинского щита нелинейными методами гравиметрии // "Научный вестник НГУ". – 2005. – №9. – С. 66-68. 10. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач – М.: Наука, 1979 – 183 с. 11. Сергиенко А.Б. Алгоритмы аддитивной фильтрации: особенности реализации в MATLAB/Expnenta Pro (математика в приложениях). – М. – №1 (1)/2003. – С. 18-28.

Надійшла до редколегії 08.02.07

УДК 550.344.094.6 : 528.087.4 : 004.032.26

М.А. Лазаренко, канд. техн. наук, Н.М. Остапчук, пров. інж.

## УЗАГАЛЬНЕНІ ГОДОГРАФИ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ СЕРЕДЗЕМНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ

*Пропонується нейронно-мережна часова модель середземноморського регіону розповсюдження сейсмічних хвиль, зареєстрованих на сейсмічних станціях "Одеса" та "Сквира". По годографах східного, західного та південного напрямків вивчаються різниці часу приходу P та S хвиль відносно глобальних оцінок як індикатор диференційованості будови регіону.*

*The neural net temporal model of Mediterranean area is developed for P and S waves arrivals recorded on "Odesa" and "Skvira" seismic stations. For eastern, western, and southern directions from the stations the differences with global arrivals are evaluated to witness the variety of regional structure.*

**Вступ.** Найбільш вживаною у сейсмології репрезентацією спостережених подій є годограф, котрий узагальнює час приходу до точки спостереження різних фаз сейсмічних хвиль, співвідносячи його з відстанню до джерела. Крім того, годограф є одним з найбільш уживаних інструментів, що використовується сейсмологічною службою. Тут широкого розповсюдження набули глобальні годографи Г.Джефферіса-К.Буллена, В.Кеннета, А.Дзевонського[1,2], котрі на базі дуже великої кількості реєстрацій сейсмічних подій пропонують користувачу залежність часу вступу від відстані практично вичерпного списку фаз хвиль для досить широкого діапазону глибин гіпоцентру.

Але досить часто наявність локальних неоднорідностей на шляху розповсюдження сейсмічних хвиль та зчленування в одному регіоні контрастних за геологічною будовою блоків приводить до великих нев'язок між реальним часом реєстрації вступу фаз сейсмічних хвиль та таким, що прогнозується глобальними годографами.

До таких складнопобудованих середовищ і відноситься регіон нашої уваги. Тут на невеликій (у глобальному масштабі) відстані сходяться зони колізії плит, системи активних глибинних розломів, структури киме-рійського і альпійського складчастого комплексу, океанічна кора, молоді Скифська та Мізійська та прадавня Східноєвропейська платформи, створюючи складну архітектуру свого роду пограниччя між консолідованими та структурами, що активно розвиваються.

Таким чином, сейсмічні хвилі, збуджені в джерелах Карпат, Середземномор'я, Ірану, реєструються українськими сейсмостанціями з часами вступу фаз хвиль, що досить часто значно відрізняються від прогнозованих стандартними глобальними годографами. Звідси постає необхідність побудови локальних годографів, що найближче задовольняють місцевим умовам.

**Постановка задачі.** Виходячи з формального визначення годографа як геометричного місця кінців век-

торів, проведених з однієї точки [3], немає підстав обмежуватись у сейсмічному годографі двохкомпонентним (відстань, час) вектором, а збільшити розмірність останнього, включивши до нього компоненти-параметри, що можуть розглядатись як такі, що входять до складу аргументів функції часу приходу сейсмічної хвилі до пункту спостереження. Такими додатковими параметрами є глибина джерела, магнітуда землетрусу та азимут приходу хвилі до сейсмостанції.

В такому поданні ситуація, що відображає розповсюдження сейсмічних хвиль і їх реєстрацію, може розглядатись як деяка сукупність прикладів поведінки цих хвиль в області їх розповсюдження, кожний з котрих визначається по зареєстрованих на сейсмічній станції землетрусах, де останні характеризуються вектором параметрів

$$X_{n,i} = (x_{n,1}, x_{n,2}, \dots, x_{n,4}, t_n), \quad (1)$$

при  $x_1 = h$  (глибина гіпоцентру),  $x_2 = M$  (магнітуда),

$x_3 = r$  (відстань),  $x_4 = b_{az}$  (зворотний азимут),  $t_n$  –

цільове значення, що рівне часу приходу до точки спостереження певної фази хвилі, збудженої p-тим землетрусом.

Таким чином формується множина для навчання мережі штучних нейронів, котра (після навчання) сформує модель часу реєстрації фаз сейсмічної хвилі тією сейсмічною станцією та того регіону, що були охоплені навчаючою вибіркою. Ця модель в оперативному режимі розіграшу певного сценарію дозволяє побудувати час реєстрації сейсмічної хвилі на *c/c*, збудженої в довільній точці модельованого регіону, з параметрами джерела, що лежать в межах інтервалів існування складових векторів навчаючої вибірки.

Нами застосовувалась багатозарова, повнозв'язана, прямопоточна, керована мережа штучних нейронів [4], у котрій гіперболічний тангенс в якості активуючої функції використовувався тільки у схованих шарах, а навчання відбувалось методом зворотної передачі похибки [5]. Архітектура мережі підбиралась методом