

Рис. 5. Характерна крива залежності  $\chi(t)$  для золоторудних зразків Майського родовища (суцільна лінія – нагрів, пунктирна – охолодження)

**Висновки.** Більш високі значення параметрів магнітної жорсткості і фактору Q в рудних зонах виникають внаслідок утворення магнітожорстких мінералів: моноклінного піротину, магеміту, гематиту. Такі риси притаманні зонам з різкою зміною окисно-відновлювального потенціалу, суттєвим перетворенням порід. В умовах докембрійського фундаменту це найбільш вірогідні ділянки зруденіння. Критерієм для знаходження металевих корисних копалин може бути найбільш градієнтне магнітне поле і збільшені значення параметрів магнітної жорсткості та фактору Q.

1. Бакланова В.В., Кушное Н.В., Бакланов Н.И. К переклассификации рудоносности Верховецкой синклинали по геофизическим данным // Геофиз. сб. - 1974. Вып. 57. 2. Бобров О.Б., Леоново О.А., Краченко Г.Л. та ін. Сурьмяне родовище золота // Основні типи природних комплексів і рудних родовищ Українського щита. - К., 2002. 3. Бродская С.Ю., Гендлер Т.С. О природе изменений пирротина  $\lambda$ -типа в области g-перехода // Физика Земли. - 1979. - №12. 4. Бродская С.Ю., Кузьмичева Е.В., Кузнецова Т.Л., Варламов В.А. Магнитные свойства пирротинных и условия формирования Холдинского месторождения // Физика Земли. - 1976. - №6. 5. Бродская С.Ю., Саркисан Г.А. Магнитные свойства ферромагнитных минералов и их роль при изучении физико-химических условий формирования золоторудных зон // Физика Земли. - 1984. - №1. 6. Печерский Д.М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР // Магнитные свойства изверженных пород // За ред. Д.М. Печерского. - Магадан, 1964. 7. Романовский Н.П. Магнитная восприимчивость и некоторые металлогенные особенности гранитоидов Востока СССР // Сов. Геология. - 1976. - №12. 8. Романовский Н.П. Магнитная восприимчивость рудных гранитоидов Приамурья // Геол. руд. месторожд. - 1977. - №5. 9. Суходора А.В., Голос С.А., Спирядков С., Юшин О.О., Решетняк М.М. Магнитні властивості порід як критерій їх рудоносності (на прикладі Азовського родовища УщД // Вісн. Київ. ун-ту. Сер. Геологія, 2005. - №34-35. 10. Шилько Л.Г. Геологическая природа отрицательных кольцевых аномалий Омсучанского типа // Колыма. - 1979. - №10.

УДК 550.344.094.6 : 528.687.4 : 004.932.26

Надійшла до редакції 7.03.08.

М. Лазаренко, канд. техн. наук, О. Герасименко, мол. наук співроб.

## Модельовання сейсмічної анізотропії акваторії Чорного моря за допомогою мереж штучних нейронів

Мережі штучних нейронів використовуються для створення моделей часу приходу фаз сейсмічних хвиль, збуджених землетрусами середземноморського басейну, до сейсмацій "Сквіра", "Одеса" та "Полтава". Триміри локальні географи чорноморського регіону презентуються у вигляді нев'язок з глобальними для окреслення можливих зон сейсмічної анізотропії. Розглядаються помилки моделювання та залежність часу приходу фаз хвиль від магнітуду.

The neural net approach is employed for modeling the initiated in Mediterranean region for "Skvira", "Odesa", and "Poltava" stations seismic waves time arrival. 3-D travel-time for Black Sea area is presented in the form of residuals to distinguish the zones of possible seismic anisotropy. The modeling errors and source magnitude travel-time dependence is discussed.

Аналіз записів сейсмічних подій, проведених в різних регіонах на різних епіцентральных відстанях, не залишає сумніву в існуванні відмінностей в фізичних властивостях геологічного середовища по різних напрямках, що, правда, є і окумувані результатом, що опирається на наші знання про різноманітні геологічні структури, через котрі пролягає шлях сейсмічних хвиль.

Оцінки, одержані в результаті лабораторних та натурних експериментів, дозволяють, в свою чергу, пов'язати швидкості (часи пробігу) пружних хвиль не тільки з вертикальною структурованістю Землі, але і з латеральними геологічними утвореннями, тому побудова вікініжних картин розподілу певних фізичних, одержаних з допомогою сейсмологічних досліджень, характеристик зможе допомогти зрозуміти взаємодію основних елементів архітектури середовища. З цією метою ми використовуємо розподіл нев'язок часів пробігу змодельованих сейсмічних хвиль з такими, що визначаються з допомогою глобального географу [1, 2] і використовують в якості реперного. Величини цих нев'язок оцінюються для різних глибин пілоцентрів та значень магнітуд і відтворюються у вигляді двомірних проєкцій на земну поверхню досліджуваної території, причому, позитивні значення відносяться до випередження, а від'ємне - запізнюванню часу приходу в точку реєстрації змодельованої хвилі відносно реперної.

**Постановка задачі.** Для регіону Чорного моря та прилеглих територій будуються моделі часу приходу до сейсмічних станцій "Одеса", "Сквіра" і "Полтава" Р- та S-фаз сейсмічних хвиль, що генеруються карпатськими, кавказькими та середземноморськими джерелами землетрусів. Ці моделі створюються на базі багатозарових, простопоточних, повноз'язаних, керованих мереж штучних нейронів, де в ролі вчителя (цільового значення) виступають часи вступу фаз сейсмічних хвиль, а навчання мереж виконується методом зворотної передачі помилки [3]. Навчені на вибірках даних, що характеризуються такими параметрами як глибина пілоцентру землетрусу, магнітуда, епіцентральна відстань та зворотний азимут, одержаних на матеріалі реєстрації порядку 250 подій (середня кількість для ко-

жної з трьох сейсмостанцій), мережі здатні моделювати часи вступу фаз сейсмічних хвиль, збуджених в довільній точці з довільними (в межах діапазону навчальної вибірки) глибиною джерела та магнітудою.

Перевірки здатності нейронно-мережевої моделі в постановці, що розглядається, адекватно відтворювати поведінку у просторі функції часу вступу фаз сейсмічних хвиль перешкоджає відсутність еталонних ситуацій, що могли б бути використаними для екзамени результату, що відтворюються моделлю в оперативному режимі. Один із опосередкованих типів екзамени, що використовувався нами, полягає у навчанні мережі в так званому режимі "без одного". Для цього для конкретної задачі (ситуації) методом проб та помилок визначалася найкраща архітектура мережі, оптимізувалася кількість ітерацій в одному циклі навчання, стартові величини та темп убавання коефіцієнтів швидкості навчання та інерції [4].

Для кількості циклів, рівній  $|B|$  - потужності навчальної вибірки, проводилось навчання мережі з вибіркою  $B-1$ , причому, член вибірки, що не приймав участі в даному циклі навчання, пропонувався навченій мережі для визначення величини цільового значення. Кількість помилок у визначенні цільового значення, віднесена до величини потужності навчальної вибірки  $|B|$ , характеризує роздільну здатність моделі. Так, для  $|B|$  рівного ф1, ф2, ф3 для трьох сейсмостанцій одержані помилки п1, п2, п3, що дозволяє оцінити достовірність відображення у  $(n^*100)/\phi$  відповідно [5]. В нашому дослідженні при ф1=277 для с/с «Сквира» було отримано 9 помилок, при ф2 = 230 для с/с «Одеса» отримано 8 помилок, при ф3= 245 для с/с «Полтава» -10 помилок. Оцінка відображення розподіляється наступним чином: с/с «Сквира»-3.25 %, с/с «Одеса» -3.48 %, с/с «Полтава» - 4.08 %.

Зрозуміло, що нейронно-мережева модель найефективніше функціонує в режимі інтерполяції, тобто, має найкращу узагальнюючу здатність, коли у об'єкті, запропонованих моделі до розпізнавання або класифікації, значення параметрів не виходять за межі діапазонів, що містилися в навчальній вибірці. В нашій ситуації природної нерівномірності покриття модельованої території джерелами і пунктами спостереження та великими пролусками в ряду магнітуд не виключена робота моделі в режимі хоча б "часткової" екстраполяції, коли значення деяких складових виходять за межі згаданого діапазону. В такому випадку найкращі результати одержуються , коли нейронна мережа містить більше одного схованого шару і функція активації вихідного шару – лінійна [6]. Ми враховували ці міркування при пошуках оптимальної архітектури нейронної мережі, котрею виявилася архітектура NN:5:10:15:1.

Використовувалася ще одна можливість проведення опосередкованого екзамени навченій нейронній мережі, застосовуючи для цього широко вживані планетарні осереднені часів пробігу сейсмічних хвиль з таблиць Джеффріса-Буллена. Задаючи таблиці глобальних годографів в якості навчальної вибірки з вилученими певними глибинами джерела, створювалися нейронно-мережеві моделі, і з допомогою останніх генерувалися годографи для значення цих вилучених з навчальною множиною глибин. Порівнюючи модельовані годографи з табличними оригіналами, можна оцінити здатність моделі до узагальнення в розв'язанні цього типу задач згідно з нев'язкою

$$\Delta(L)_{k-m_i} = t_{DJK}(L)_{k-m_i} - t_{NN}(L) \quad (1)$$

де  $L$  – епіцентрально відстань,  $h$  – глибина гіпоцентру,  $t_{DJK}$  – годограф Джеффріса-Буллена,  $t_{NN}$  – годограф, згенерований нейронною мережею при вилученні з навчальної вибірки прикладів з глибиною  $i$ . Нами використовувалися вилучення:  $i = 0$  км, 33 км, 50 км, 100 км.

Послідовне вилучення часів приходу  $P$ - та  $S$ -хвиль для глибин 0 км, 33 км, 50 км з таблиць Джеффріса-Буллена, що використовувалися в якості навчальної множини, дає можливість оцінити помилки у визначенні часів приходу сейсмічних хвиль на різних епіцентрально відстанях для модельованих землетрусів різних глибин. Для нейронної мережі з архітектурою NN:2:12:7:1, різниці часів приходу з еталонними знаходяться в інтервалі  $0 \pm 0.6$  с, крім тих, що визначаються в ближній (до 50 км від епіцентру) зоні, де помилки досягають 2-х секунд.

Слід зазначити, що нейронно-мережеве моделювання таблиць глобальних годографів [Д-Б, К] крім перевіркової функції має ще і утилітарне застосування для генерації годографів для джерел довільної глибини не використовуючи незручну лінійну інтерполяцію дискретних табличних значень глибин.

Створена нейронно-мережева модель дозволяє побудувати в регіоні, що досліджується, з координатами  $\phi = 50-38^\circ$ ,  $\lambda = 25-42^\circ$ , тримірні годографи  $P$ - та  $S$ -фаз сейсмічних хвиль на базі землетрусів Румунії, Криму, Кавказу та Середземномор'я і порівняти змодельовані годографи з глобальними для отримання регіонального розподілу нев'язок вступу  $P$ - та  $S$ -хвиль.

На рис. 1 зображено розподіл нев'язок  $P$ -хвиль для 3-х сейсмостанцій для землетрусів різних глибин з магнітудою 5. Обраний регіон має розмірність 1250 км на 1500 км для с/с «Сквира» і «Полтава» і 1250 км на 1200 км для с/с «Одеса». Для спрощення графічного зображення, ми вибрали крок вздовж осей в 50 км і отримали матриці нев'язок часу приходу  $P$ - та  $S$ -хвиль розміром 27 x 31 вузлів для с/с «Сквира» і «Полтава» та 25 x 27 для с/с «Одеса».

Поведінку нев'язок в площині регіону ми досліджували в двох варіантах: 1) залежність від глибини джерела при фіксованих магнітудах та 2) залежність від магнітуди при фіксованих глибинах.

Регіональні тенденції, які відображені на рис. 1, свідчать, що нев'язка часу приходу  $P$ -хвиль зменшується з ростом глибини джерела. Для с/с «Полтава» при глибині гіпоцентру приблизно 30-40 км нев'язка дорівнює 0, тобто, час приходу  $P$ -хвилі співпадає з таким, що прогнозується глобальним годографом. Для менших глибин час приходу  $P$ -хвилі випереджає дані глобального годографа до 2.5 с, крім зони фантомного джерела в районі сейсмічної станції, де нев'язки реєструються з випередженням табличних значень до 3 с.

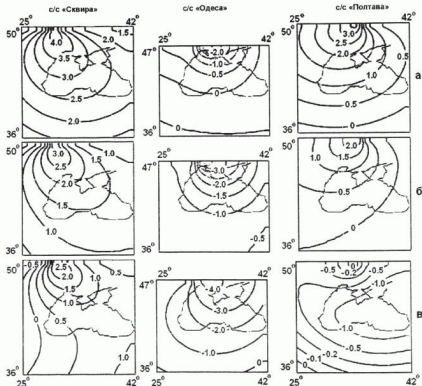


Рис. 1. Різниця часу приходу Р-хвиль, що моделюються нейронними мережами для с/с «Сквира», «Одеса», «Полтава» для землетрусів Середземномор'я з магнітудою 8, і глобального годографа Джефріса-Буллена. Моделюються глибини джерела: (а) 10 км, (б) 30 км, (в) 70 км згідно з (1)

На рис.2 наведено приклад розподілу нев'язок S-хвиль для тих же глибин джерела, що і на попередньому рисунку. Порівнюючи ці дані, можна стверджувати, що поверхня нев'язок має більш складну форму, маючи пологий схил в східному напрямку і різко диференційований - в західному. Однорідний для Р-хвиль по знаках на різних станціях регіон набуває настільки різних змін, що можна відокремити область, де нев'язка дорівнює нулеві, орієнтовану в північно-західному напрямку. Об'єм цього повідомлення не дозволяє проаналізувати розподіл нев'язок для S-хвиль більш детально.

Одним із аргументів функції часу реєстрації сейсмічної хвилі до пункту спостереження є магнітуда землетрусу. З практики сейсмологічних спостережень відомо, що помилка у визначенні часу вступу залежить і від магнітуди землетрусу. Зв'язано це з складними деформаційними процесами, які відбуваються в зоні джерела, а також з амплітудою високочастотних складових спектру сигналу. Як показує практика, помилки у визначенні часу першого вступу можуть бути причиною великих нев'язок часу приходу Р- і S-хвиль особливо при відсутності регіонального годографу.

По даним с/с «Сквира» тенденція більш ранньої (відносно глобальних значень) реєстрації сейсмічних хвиль зберігається: від 3.3 с для джерел на глибині 10 км до нульового значення для глибин, що перевищують 70 км. Нев'язки часу приходу Р-хвиль до с/с «Одеса» мають протилежний знак, тобто, приходять з запізненням (відносно часу, прогнозованого глобальним годографом), яке збільшується з ростом глибини джерела і досягає 3 с для Чорноморської западини при глибині останнього 70 км. Нульове значення нев'язок для Р-хвиль на с/с «Одеса» характерне для джерел до глибини 10 км.

Щоб дослідити залежність варіацій нев'язок від геологічних особливостей регіону, ми побудували двовірне представлення розподілу нев'язок часу приходу Р-хвиль по широті і довготі, що наведені на рис. 3а і рис. 3б.

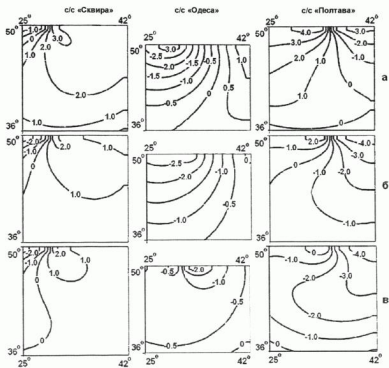


Рис. 2. Різниця часу приходу S-хвиль, що моделюється нейронними мережами для с/с «Сквира», «Одеса», «Полтава» для землетрусів Середземномор'я з магнітудою 5, і глобального годографу Джеффріса-Буллена. Моделюються глибини джерела: (а) 10 км, (б) 30 км, (в) 70 км згідно з (1)

Генеральною особливістю наданих нижче варіацій різниці приходу P-хвиль є їх «пакетний» характер. Час приходу сейсмічних хвиль, що моделюється на с/с «Сквира» для глибин джерела 10, 30, 50 км, менший відповідних значень годографу Джеффріса-Буллена і лежить в діапазоні 0 - 3.3 с. На с/с «Полтава» такий же характер розподілу нев'язок зберігається, але «зсовується» по часу до значень 0.0 - 1.8 с, крім глибини джерела 50 км, де час приходу хвилі стає більшим еталонного і нев'язки лежать в інтервалі -0.7 - 0.0 с. До с/с «Одеса» позадвожні хвилі приходять пізніше прогнозованих глобальним годографом до 3.6 с, виключаючи годографи для землетрусів на глибині 10 км, де час приходу P-хвиль залізніється до 0.2 с.

На рис. 3а показано вибірку варіації різниці часу приходу P-хвиль з різних глибин для профілю вздовж географічних широт  $\varphi = 40^\circ$  і  $\varphi = 45.5^\circ$ . В наведеному прикладі чітко відслідковується залежність значень нев'язок від глибини і епіцентральної відстані, а саме – зменшення з глибиною й зростання при наближенні до сейсмічної станції. При порівнянні значень нев'язок для с/с «Сквира» і «Полтава» в широтному напрямку відокремлюється горизонт на глибині 30 км, де різниця нев'язок майже однакова. При зменшенні глибини джерела різниця зростає на с/с «Полтава» до 1.3 с, в той час, як в с/с «Сквира» вона складає 0.7 с. При глибині джерела 50 км, навпаки, різниця часів, модельованих мережею і глобальними годографами менша на с/с «Полтава». Значення нев'язок, отриманих на с/с «Одеса» на відстані ~ 600-700 км для досліджуваного діапазону широт мають найбільші варіації для глибини джерела 50 км, де вони досягають 2 с.

Для варіації, що наведено на рис. 3б, характерним є значний розкид значень нев'язок сейсмічних хвиль в 100-км зоні від сейсмічних станцій. Вибрані для демонстрації профілі, що перетинають регіон дослідження в довготному напрямку в західній частині чорноморської западини ( $\lambda = 31^\circ$ ) і східній її частині ( $\lambda = 39^\circ$ ), відповідно профілі «західний» та «східний», дають можливість спостерігати характер поведінки різниці часу приходу P-хвиль, як видно, наприклад, на с/с «Полтава» для глибин джерела 10 км і 30 км (відповідно 1 с і 0.7 с), і поступова деградація її до -0.2 с. З ростом глибини джерела на станціях «Сквира» і «Полтава» спостерігається зменшення нев'язок, при цьому «західна» частина має більш значення, ніж «східна».

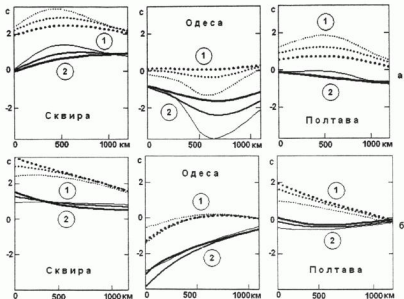


Рис.3. Різниця модельованого часу приходу сейсмічних Р-хвиль до с/с «Сквира», «Одеса» та «Полтава» для землетрусу в Середземномор'я з магнітудою 5 по (а) - широті та (б) - довготі, з годографом Джефріса-Буллена для глибини джерела 10 км (1) та 50 км (2). Для рис. 3а значення широти складає 40°, 43.5°, 46° (тонка пунктирна лінія). Для рис. 3б значення довготи складає 31°, 35°, 39° (тонка лінія)

На с/с «Сквира», наприклад, значення нев'язок для «західного» профілю для глибини 10 км зменшуються з 3.4 до 1.6 с, відповідно, «східного», з 2.4 с до 1.7 с; для глибини 30 км з 2.2 с до 0.9 с (з -1.5 с до 1.0 с); для глибини 50 км - з 1.5 с до 0.7 с (- з 0.9 с до 1.0 с). Для с/с «Одеса» різниця значень часів приходу Р-хвиль між вибраними довготами незначна і складає 0.2 с-0.1 с, крім 100-км зони при глибинах джерела 10 км, де вона сягає 0.7 с. На глибині 50 км нев'язка постійно утримується у вказаному інтервалі. Значення нев'язок в районі «західного» профілю для глибини 10 км змінюється відповідно з -0.5 с до -0.95 с, в районі «східного» - з -0.8 с до -0.95 с. Для глибини 30 км на заході - з -2.4 с до -1.3 с і на сході - з -2.0 с до -1.2 с, для глибини 50 км, відповідно, з -3.2 с до -0.7 с та з -3.1 с до -0.5 с.

Одним із аргументів функції часу реєстрації сейсмічної хвилі до пункту спостереження є магнітуда землетрусу. З практики сейсмологічних спостережень відомо, що помилка у визначенні часу вступу залежить і від магнітуди землетрусу. Зв'язано це з складними деформаційними процесами, які відбуваються в зоні джерела, а також з амплітудою високочастотних складових спектру сигналу. Як показує практика, помилки у визначенні часу першого вступу можуть бути причиною великих нев'язок часу приходу Р- і S-хвиль особливо при відсутності регіонального годографа.

На базі зареєстрованих сейсмічних подій досліджувалась залежність різниці часу приходу Р-хвиль на сейсмостанцію і глобального годографа, шляхом побудови нев'язок часів приходу сейсмічних хвиль для подій з магнітудами 3 -7 та глибинами від 0 до 100 км. На рис 4 для прикладу показано поведінку нев'язки модельованих і глобальних годографів для землетрусів на глибині 30 км при різних значеннях магнітуд.

Найбільш природно пов'язувати залежність позірного часу приходу сейсмічної хвилі до точки спостереження від магнітуди землетрусу з крутизою переднього фронту сигналу, що обумовлюється високочастотними складовими: чим вища їх частота і амплітуда, тим раніше сигнал може бути виділений на фоні завад.

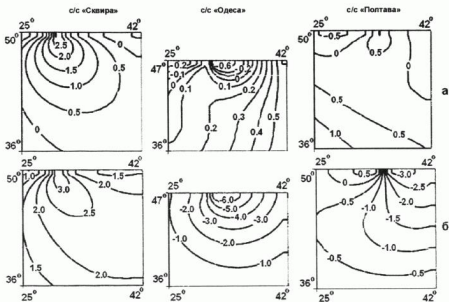


Рис. 4. Вплив величини магнітуду на різницю часу приходу Р-хвиль, що моделюються нейронною мережою для с/с «Сквира», «Одеса», «Полтава», і такого, що визначається згідно з годографом Джеффріса-Буллена, для землетрусів з магнітудою 4 і 6 (Рис. 4а і 4 б) при глибині джерела 30 км

Пояснення феномену впливу величини магнітуду на нев'язку модельованих і глобальних годографів не лежить на поверхні і можна лише припустити вплив механізму джерела, особливості тракту розповсюдження пружних хвиль або ж обмеженість навчальної множини і неврахування при конструюванні глобальних годографів такого параметру землетрусів, як магнітуда [7,8]. Проте, стає зрозумілою необхідність використання локального годографа для обробки записів с/с «Одеса», і в разі доведення природності начал цього феномену, він заслуговує подальшого дослідження.

1. Jeffreys H. and Bullen, K.E., Seismological Tables, British Association for the Advancement of Science, London, 1940 2. Seismological Tables. (Edited by B. L. N. Kennet) // Research School of Earth Sciences Australian National University, Canberra 1991. 3. Leach R.R., J. F. U. Dovia, E. S. Vergilio. Yield estimation using bangpass-filtered seismograms: Preliminary results Using Neural Networks with  $m_p(P_s)$ , Short-time, Long-time, and Coda energy Measurements. // Bull. Sism. Soc. Amer. - Vol. 87. - N 2, 1993. 4. Лазаренко М.А., Корольов В.О. Метод нейронних мереж у задачах сейсмичного районування. // Геоінформатика, -2004, №4. 5. Chen C, H Chen, Universal Approximation to Nonlinear Operators by Neural Networks with Arbitrary Activation Function and its Application to Dynamical Systems, Neural Networks, 6, - 1995. 6. Лазаренко М.А., Горасименко О.А. Використання нейронних мереж для побудови годографів сейсмічних хвиль. // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. - Вип. 30. - 2004 7. Буллен К.Е. Введення в теоретичну сейсмологію. Москва, 1966. 8. Kanamori H., Lokationg Earthquakes with Amplitude: Application to Real-Time Seismology. // Bull. Seism. Soc. Am., Vol 83, N1, -1993.

Надійшла до редакції 11.02.08.

УДК 525.62 : 551.24

А. Назаревич, канд. фіз.-мат. наук

## ДЕФОРМАЦІЙНІ ПРОВІСНИКИ ВІДЧУТНИХ ВИНОГРАДІВСЬКИХ ЗЕМЛЕТРУСІВ ЗАКАРПАТТЯ:

### АНАЛІЗ ДЕФОРМАЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ ТА ОЦІНКА ВЕЛИЧИН ДЕФОРМАЦІЙ У ВОГНИЩІ

Наведено аналіз даних деформаційних спостережень, проведених у 1986-1990 рр. на пункті "Мужівєво" у Закарпатті і описано характеристики виділеної аномалії – деформаційного провісника Виноградівських землетрусів 1989 р. За амплітудами виділеної аномалії та відповідними методиками оцінено величини деформацій у вогнищевій зоні та зміцень по розриву.

The analysis of data of extensometric (strainmetric) observations, carried out in 1986-1990 on the "Muzhjevo" point in Transcarpathians, is presented and characteristics of selected anomaly – deformation precursor of Vynogradivsk earthquakes of 1989 are described. After amplitudes of selected anomaly and proper methods the value of deformations in a source area and displacements on the break are estimated.

Вступ. Деформографічні дослідження в Українському Закарпатті проводяться вже на протязі більше 20 років [1-10]. Вони були розпочаті за ініціативою О.Г. Юркевич та при активній участі відомого вченого-деформографіста,