

ДЕФОРМОГРАФІЧНИЙ МЕТОД У ДОСЛІДЖЕННЯХ СЕЙСМОТЕКТОНІЧНИХ ПРОЦЕСІВ У ВОГНИЩЕВИХ ЗОНАХ ЗЕМЛЕТРУСІВ ЗАКАРПАТТЯ

У роботі коротко описано історію розвитку, апаратурно-методичне забезпечення та результати деформографічних спостережень в районі Берегівського горбогір'я в Закарпатті, зокрема, на горі Мужіївській (Великій Берегівській). Наведено методику виділення та результати аналізу деформаційної аномалії – провісника відчутного Виноградівського землетрусу 1989 р. Простежено зміни геомеханічного режиму масивів порід гори Мужіївської до, під час і після цього землетрусу. Подано розроблену методику оцінки деформацій у джерелі землетрусу та результати таких оцінок для вказаного землетрусу.

Ключові слова: деформації порід; деформограф; сейсмо тектонічний процес; геомеханічний режим; землетрус; аномалія-провісник.

Вступ

Деформографічні дослідження в Українському Закарпатті, які розпочато тут за ініціативою О.Г. Юркевич, ведуться продовж більш як 25 років у різних пунктах (рис. 1) за активної організаційно-методичної участі провідного в СНД вченого-деформографіста, професора Л.А. Латыніної (ІФЗ РАН, Москва) [Латыніна и др., 1988, 1992, 1993, 1995, 1998; Варга и др., 2002; Вербицкий та ін., 1998; Вербицкий, Назаревич, 2005]. Дослідження ведуться із застосуванням кварцових деформографів (рис. 2).

За час спостережень одержано цінну інформацію про деформаційні процеси у літосфері регіону [Латыніна и др., 1988, 1992, 1993, 1995, 1998; Вербицкий, Назаревич, 2005; Назаревич А.,

Назаревич Л., 1999, 2000, 2001, 2004, 2006, 2009; Назаревич и др., 2007], зокрема в період підготовки відчутних місцевих землетрусів [Назаревич, 2007]. Зокрема за рахунок поглибленого вивчення метеотемпературних впливів на результати деформаційних спостережень і розробки відповідних комп'ютерних методик аналізу даних, ми з одержаних раніше часових рядів виділили та проаналізували деформаційні провісники деяких відчутних місцевих землетрусів [Назаревич, 1997, 2007; Назаревич А., Назаревич Л., 2000, 2004, 2006; Назаревич и др., 2007]. Далі на цій основі були розроблені методики оцінки деформацій у вогнищевих зонах цих землетрусів [Назаревич, 2007; Назаревич и др., 2007] з використанням розроблених раніше методик оцінки геометричних параметрів вогнища [Назаревич А.,

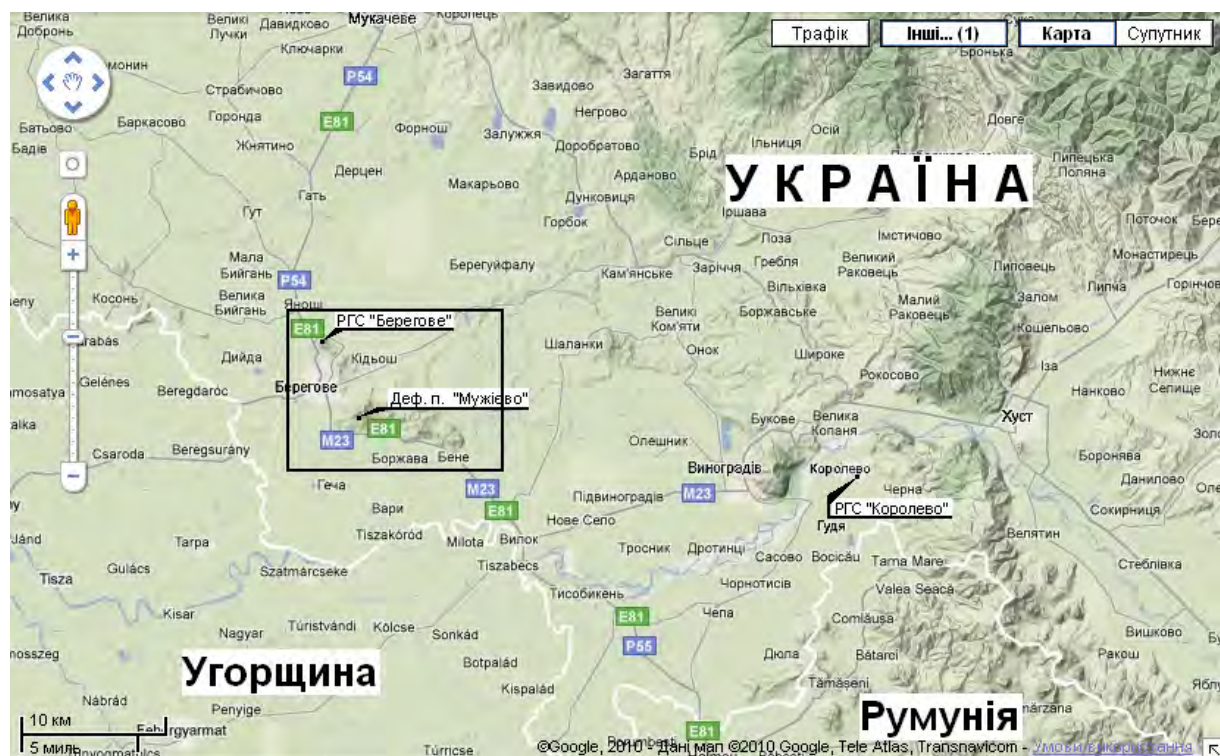


Рис. 1. Розташування пунктів деформографічних спостережень у Закарпатті (на картооснові Google з показаним рельєфом, прямокутником оконтурено зону Берегівського горбогір'я, детальніше показано на рис. 3)

Назаревич Л., 2006, 2009] і методик І.П. Добровольського [Добровольський, 1991] з визначення характеру поширення деформацій від вогнища тектонічного землетрусу. З використанням цих результатів та даних інших авторів ми оцінили можливості деформографічного методу і, зокрема, деформографів на РГС “Берегове” щодо контролю розвитку геомеханічних процесів у вогнищевих зонах місцевих землетрусів Закарпаття і пошуку та виділення провісникових аномалій. Усі перелічені методики і результати коротко викладені у цій роботі.

Методики досліджень деформаційних процесів у земній корі

Деформації у масивах гірських порід є одним з найважливіших наслідків діючих тут локальних та регіональних геодинамічних процесів і одночасно одним з найкращих індикаторів таких процесів. Тому вивченню деформацій як в локальному (на певних об’єктах), так і в регіональному (на відповідних територіях) плані здавна приділяється велика увага. Для таких досліджень використовуються різні методи – геодезичні, деформографічні, нахиломірні [Вербицький, Назаревич, 2005]. Порівнюючи ці методи, слід зауважити, що геодезичні дослідження (наприклад, нівелювання) здебільшого застосовуються для вивчення геодинаміки більших територій, внаслідок порівняно меншої роздільної здатності вони дають змогу досліджувати деформаційні процеси тільки більшої амплітуди (міліметри і більше), не забезпечують (до останнього часу) вимірювань з необхідною точністю горизонтальних складових деформацій та їх неперервного контролю. Зараз із активним впровадженням GPS-методів та високоточних лазерних світловіддалемірів ситуація помітно змінюється, але все ж незаперечною перевагою деформографічних досліджень [Латынина и др., 1988; Вербицький, Назаревич, 2005] є значно більша чутливість до змін деформацій (10^{-8} – 10^{-11} для інварних та кварцових деформографів і 10^{-9} – 10^{-13} для лазерних інтерферометрів) і значно ширший робочий частотний діапазон (від 0 до десятків Герц), що дає можливість детально досліджувати припливні деформації, крипові рухи, власні коливання Землі, інфранизкочастотні сейсмічні хвилі та землетруси [Вербицький, Назаревич, 2005]. Саме завдяки цьому деформографічні дослідження забезпечили отримання дуже важливої інформації про геодинамічні процеси у різних регіонах Землі у минулому, і не тільки не втрачають своєї актуальності, а й забезпечують вивчення нових деформаційних ефектів і є одним з фундаментальних методів під час сучасних досліджень геомеханічного режиму локальних та регіональних тектонічних структур, зокрема і в Карпато-Балканському регіоні [Латынина и др., 1988, 1992, 1993, 1995, 1998; Варга и др., 2002; Вербицький, Назаревич, 2005; Назаревич и др., 2007], до якого належить і Українське Закарпаття.

Будова і принцип дії кварцового деформографа

Принцип дії кварцового деформографа такий [Латынина и др., 1988; Braitenberg, 1999; Назаревич

А., Назаревич Л., 2000]: прилад вимірює стиск або розширення ділянки масиву порід на віддалі, що дорівнює базі приладу – підвишеній горизонтально на спеціальних підвісах кварцовій штанзі (рис. 2), яка є еталоном довжини, бо не змінює своєї довжини з часом чи під дією метеофакторів.

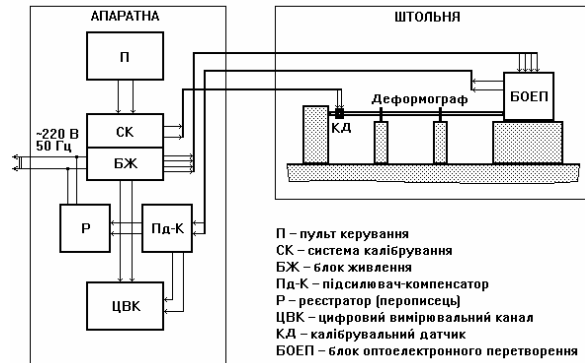


Рис. 2. Схема апаратурного комплексу кварцового деформографа з оптикоелектронним вимірювальним каналом [Назаревич А., Назаревич Л., 2006]

Один з кінців кварцової штанги жорстко закріплюється в породі або в бетонному постаменті, а вимірювально-реєструвальна система того чи іншого типу (наприклад, показаний на рис. 2 оптикоелектронний вимірювальний канал) вимірює зміщення вільного кінця штанги відносно породи (відносно другого постаменту). Оскільки досліджувані зміни деформацій припливного та тектонічного походження є дуже малими (10^{-8} – 10^{-6}) і вивчаються на фоні різних завад (насамперед метеорологічного походження), то для мінімізації впливу метеофакторів (добових та сезонних змін температури і вологості повітря та породи) на результати вимірювань деформографи розміщуються у підземних виробках на глибині десятків метрів від денної поверхні [Латынина и др., 1988]. Для врахування залишкових метеотемпературних впливів забезпечується детальний (на рівні 0,01–0,001 °С) контроль змін температури повітря та порід у місцях розташування деформографів.

Деформографічні дослідження в районі м. Берегового в Закарпатті

Деформографічна станція “Берегове-1” (“Му-жієво”) (географічні координати $\varphi=48,2^{\circ}$, $\lambda=22,7^{\circ}$) знаходилась у розвідувальній штольні № 22 [Латынина и др., 1992, 1993] на південному схилі гори Мужіївської (Великої Берегівської) (рис. 3) у підніжжі її вершинного купола (рис. 4), за 3 км на південний схід від м. Берегове. Тут були встановлені два горизонтальні кварцові деформографи завдовжки 28 м (азимут 37°) і 12 м (азимут 73°), розташовані у відокремленому від решти штольні відсіку завдовжки близько 150 м (рис. 5).

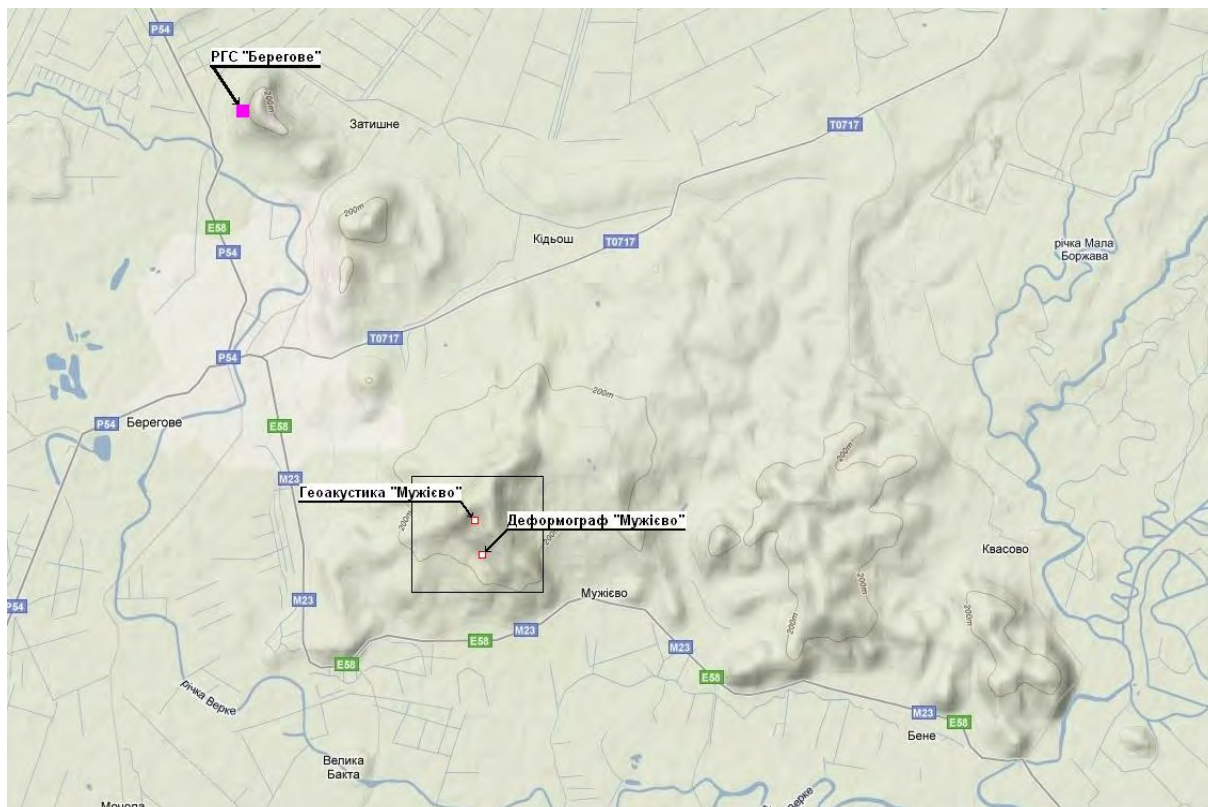


Рис. 3. Розташування пунктів деформографічних та геоакустичних спостережень на Берегівському горбогір'ї (на картооснові Google з показаним рельєфом, прямокутником оконтурено зону вершинного купола та південного схилу гори Мужіївської)

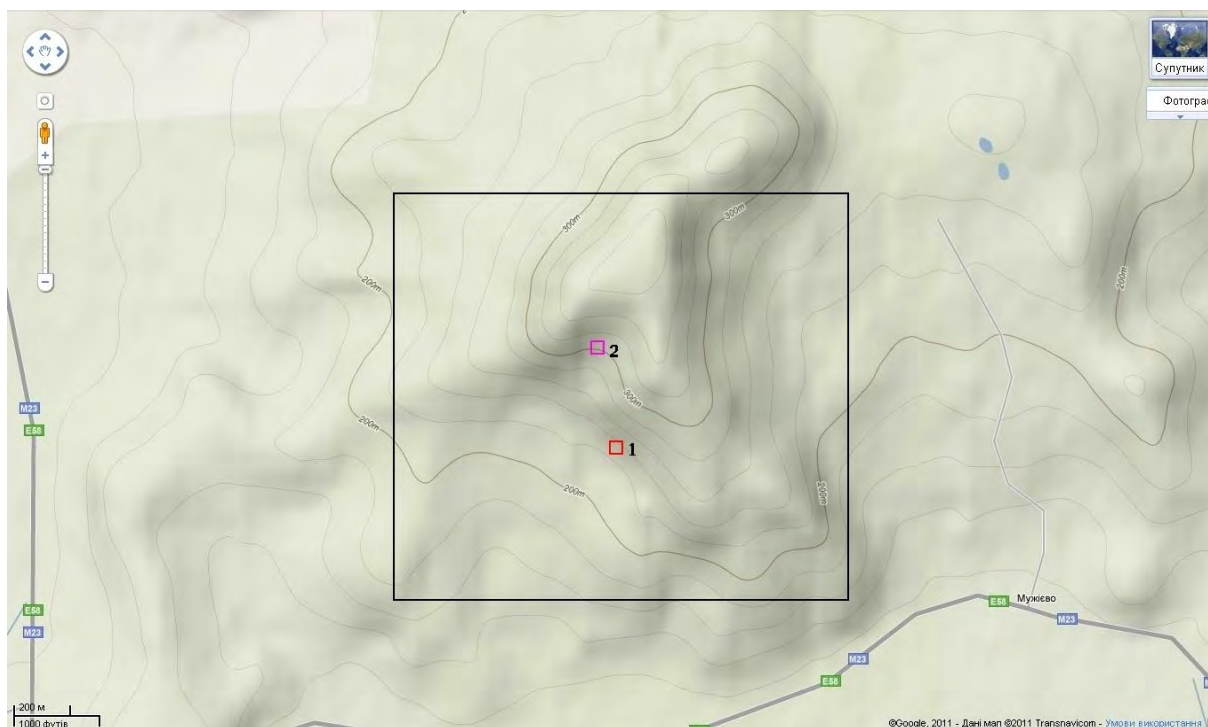


Рис. 4. Розташування пунктів деформографічних (1) та геоакустичних (2) спостережень на горі Мужіївській (на картооснові Google з показаним рельєфом, прямокутником позначено зону вершинного купола та південного схилу гори, детальніше показано на рис. 6)

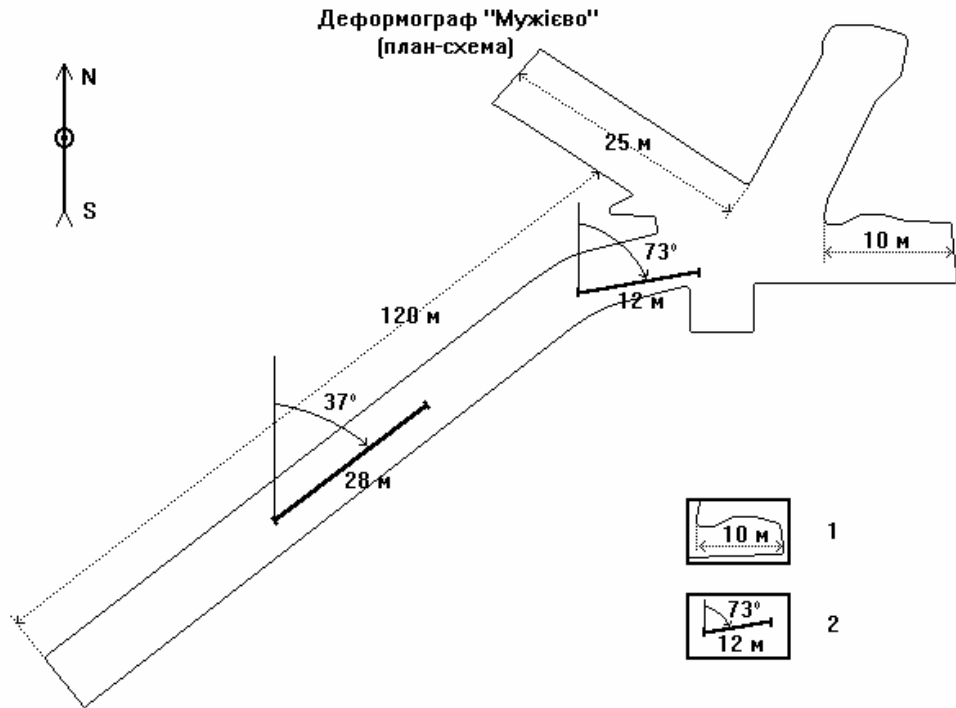


Рис. 5. План-схема деформографічного пункту “Мужієво” (“Берегове-1”)

Від входу в штольню цей відсік відділений трьома перегородками з дверима (на рис. 5 не показані), що утворюють шлюзи, необхідні для мінімізації метеотемпературних впливів на результати вимірювань [Латынина и др., 1988, 1992]. Відстань до денної поверхні в місці встановлення деформографів більше 15 м, що забезпечило спільно з обладнанням шлюзів порівняно добре нівелювання впливу сезонних коливань температури повітря та земної поверхні на результати вимірювань деформацій масиву порід (див. рис. 6). Реєстрація змін деформацій велася безпосередньо в місці встановлення деформографів

за допомогою роликово-дзеркальних фотооптичних систем [Латынина и др., 1988, 1992] на фотопапір. Чутливість до деформацій становила відповідно 4×10^{-9} і 11×10^{-9} на 1 мм запису (у відносних одиницях) [Латынина и др., 1992]. Загальний аналіз результатів проведених тут впродовж 1986–1990 рр. деформографічних спостережень (рис. 6) дав змогу авторам цих робіт Л.О. Латиніній, О.Г. Юркевич та І.М. Байсаровичу зробити висновок [Латынина и др., 1988, 1992, 1993] (рис. 6, а), що у цьому пункті наявний стиск гірських порід з середньою швидкістю (у відносних одиницях) $5,5 \times 10^{-7}$ на рік (азимут 37°) і 30×10^{-7} (азимут 73°).

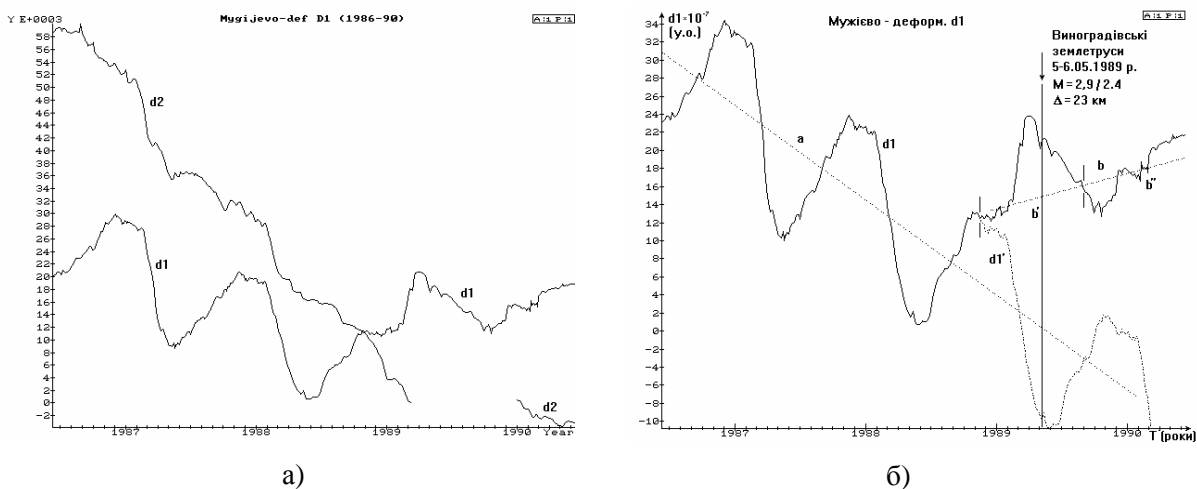


Рис. 6. Зміни деформацій в азимутах 37° (**d1**) і 73° (**d2**) на пункті “Мужієво” за 1986–1990 рр. (а) і результати аналізу часового ряду **d1** (б) (пояснення в тексті)

На жаль, у зв'язку з переводом Берегово-Мужівського золото-поліметалевого родовища, в одній з розвідувальних штолень якого і знаходилась ця деформографічна станція, в режим промислової експлуатації деформографічні дослідження тут були припинені. З цієї ж причини були припинені і геоакустичні дослідження на розташованому неподалік (рис. 3 і 4) геоакустичному пункті "Мужієво".

У подальшому деформографічні дослідження були продовжені на режимній геофізичній станції "Берегове" ("Берегове-2") (географічні координати $\varphi=48,23^{\circ}$, $\lambda=22,65^{\circ}$), яка знаходиться на північно-західному схилі гори Ардово (північна окраїна м. Берегове – присілок Чопівка) (рис. 1, 3). Тут розташовано два горизонтальні кварцові деформографи завдовжки 24 м (азимут 140°) і 6,5 м (азимут 52°) [Латынина и др., 1995, 1998; Вербицкий та ін., 1998]. Чутливість до деформацій (для фотооптичних реєстраторів) становила тут 0,13 мкм на 1 мм запису [Латынина и др., 1995] – відповідно 5×10^{-9} і 2×10^{-8} у відносних одиницях. Дані спостережень [Латынина и др., 1995, 1998; Вербицкий та ін., 1998] свідчать, що у цьому пункті наявний стиск гірських порід із середньою швидкістю 4×10^{-7} на рік в азимуті 140° . Запис деформацій по азимуту 52° у перші роки спостережень виглядав дуже спотвореним різними завадами: метеотемпературними, гідрогеологічними тощо.

Виділення та аналіз деформаційної аномалії – провісника Виноградівських землетрусів 1989 р.

Важливим питанням, на яке ми спробували знайти відповідь у процесі аналізу наявних деформографічних даних, було виявлення та дослідження аномальних деформаційних процесів як можливих індикаторів активізації сейсмічного

процесу в Закарпатті та провісників місцевих закарпатських землетрусів [Назаревич, 2007; Назаревич и др., 2007]. Конкретно малося на увазі проаналізувати хід деформаційних процесів у масиві порід Берегівського горбогір'я в період підготовки Виноградівських землетрусів 5–6 травня 1989 р. з магнітудою $M=2,9/2,4$ (5.05.1989 р. о 23 год 37 хв та 6.05.1989 р. о 3 год 26 хв за місцевим часом або 6.05.1989 р. у 2 год 37 хв та 6 год 26 хв за Гринвічем), оскільки на розташованому поблизу (близько 400 м на північний захід і приблизно на 50 м вище по схилу (рис. 3, 4, 7)) пункті геоакустичних спостережень "Мужієво" (рис. 7) ми зафіксували чітку провісникову аномалію тривалістю в кілька місяців [Назаревич, 1997; Вербицкий, Назаревич, 2005] (рис. 8, а).

Вже під час попереднього аналізу деформографічних даних ми звернули увагу на те, що з початку 1989 р. помітно (рис. 6) змінився характер деформаційних процесів у зоні встановлення довгого деформографа **d1** (азимут 37° , рис. 5). Щодо короткого деформографа **d2** (азимут 73°), то в цей час, на жаль, реєстрація деформацій тут була відсутня, і можемо лише констатувати, що у 1990 р., коли реєстрація відновилася, швидкість деформацій тут помітно зменшилась, порівняно з періодом 1986–1988 рр., з $\approx 23 \times 10^{-7}$ до $\approx 9,6 \times 10^{-7}$ за рік. Детальний аналіз деформацій, зареєстрованих деформографом **d1**, показав таке (рис. 6, 8). За період з 12 червня 1986 р. до 14 листопада 1988 р. (рис. 6, ділянка часового ряду **а**) реєструється характерний хід деформацій, де на фоні показаної пунктиром трендової складової, яка відображає стиск порід величиною $\approx 10,5 \times 10^{-7}$ за рік, чітко проявляються сезонні коливання розмахом близько $\approx 17,5 \times 10^{-7}$ (порядку 50 мкм у абсолютних одиницях), форма та амплітуда яких майже повторюється з року в рік.

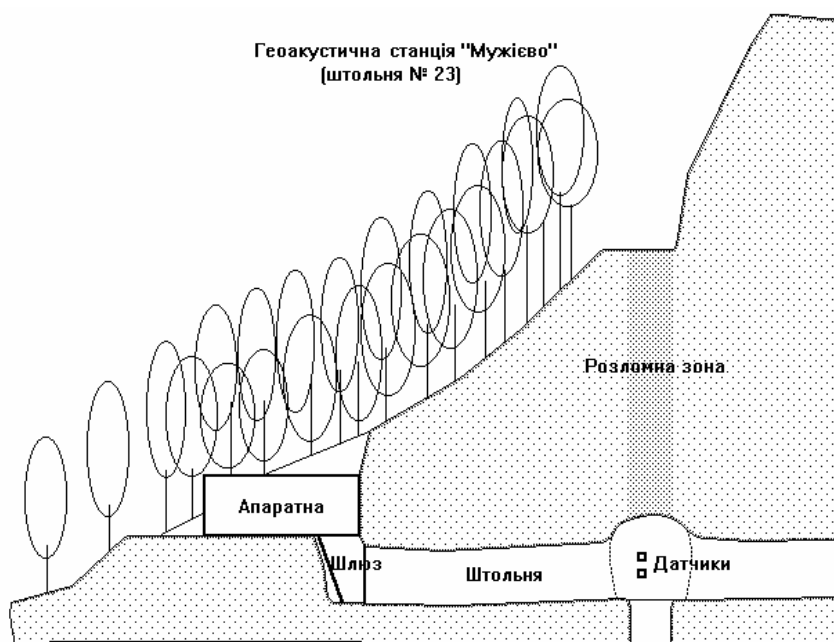


Рис. 7. Геоакустичний пункт "Мужієво" (розріз)

Але вже з другої половини листопада 1988 р. характер деформаційних процесів починає змінюватися, що особливо помітно під час порівняння фактично зареєстрованого ряду $d1$ з уявним рядом $d1'$, який є продовженням з 14 листопада 1988 р. ряду $d1$ у припущенні незмінності характеру деформаційних процесів у масивах порід гори Мужіївської (Великої Берегівської) як щодо тренду, так і щодо сезонної складової. Особливо різкою є розбіжність цих рядів з першої половини лютого. Так, коли за умови незмінності характеру деформаційних процесів у період від початку лю-

того до перших чисел травня мав би відбуватися різкий (величиною до $6,5-8,3 \times 10^{-7}$ за місяць) стиск контрольованої ділянки масиву порід (див. ряд $d1'$ на рис. 4, а), насправді маємо в цей час розширення величиною до 11×10^{-7} (порядку 30 мкм у абсолютних одиницях), які досягають пікових значень в період з другої половини березня до двадцятих чисел квітня з деяким подальшим загальним спадом (величиною близько $1,3 \times 10^{-7}$) у першій половині травня та подальшим дещо більш інтенсивним спадом (величиною близько $7,8 \times 10^{-7}$) аж до другої половини жовтня.

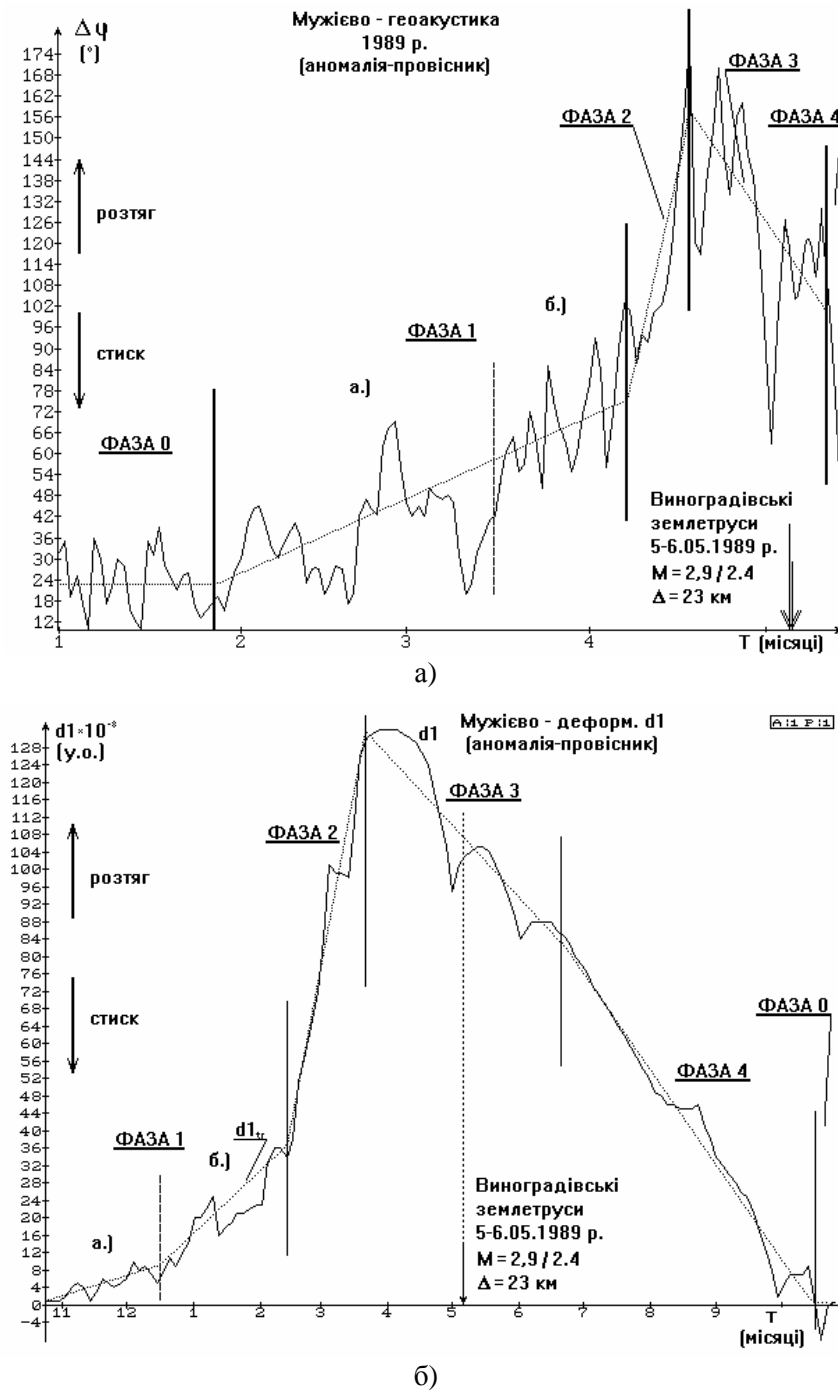


Рис. 8. Геоакустичний (а) [Вербицький, Назаревич, 2005] та деформаційний (б) провісники Виноградівського землетрусу 1989 р. (пунктиром показана трендова складова)

Отже, наведений тут аномальний (по відношенню до періоду 1986–1988 рр., хід деформацій, який ми приймаємо як фоновий процес) хід деформацій за період з кінця листопада 1988 р. до другої половини літа 1989 р. ми вважаємо за деформаційний провісник Виноградівських землетрусів 5–6 травня 1989 р. Цей провісник має традиційний для провісникових аномалій бухтоподібний вигляд. Землетрус відбувається в період початкової частини спаду деформаційної провісникової аномалії, що також є традиційним, тобто часове співвідношення між провісником і землетрусом аналогічне, як і для зареєстрованої нами, детально розглянутої у [Вербицький, Назаревич, 2005; Назаревич, 1997, 2007; Назаревич и др., 2007] геоакустичної аномалії – геоакустичного провісника (рис. 8, а) цього самого землетрусу, зареєстрованого на розташованому за 400 м на північний захід (рис. 3, 4, 7) пункті геоакустичних спостережень “Мужієво”.

Для виділення різницевої складової між рядами $d1$ і $d1'$ ми застосували програмний пакет для обробки часових рядів (автори С.Т. Вербицький та Ю.Т. Вербицький), що дало змогу ще яскравіше виділити деформаційну провісникову аномалію на фоні уявного продовження $d1'$ первинного ряду $d1$ (рис. 6, а). Амплітуда виділеної в такий спосіб цієї аномалії досягає $31,5 \times 10^{-7}$.

Завершуючи короткий аналіз виділеної провісникової аномалії, вкажемо також на те, що з початку 1989 р. принципово змінився характер деформаційних процесів у контрольованій ділянці масиву порід (рис. 6). Так, якщо раніше тут спостерігався стиск порід величиною $\approx 10,5 \times 10^{-7}$ за рік (рис. 6, б, ділянка а), то в подальшому він змінився розширенням (розтягом) величиною $\approx 4,1 \times 10^{-7}$ за рік (рис. 6, б, ділянка б). Звертає на себе увагу також зміна полярності та зменшення амплітуди сезонної складової на ділянці **б** ряду $d1$, але робити тут якісь глибші висновки через порівняно невелику (трохи більше року) тривалість ряду спостережень без залучення додаткової, насамперед метеорологічної, інформації та нових методик аналізу ми вважаємо передчасним.

Зміни геомеханічного режиму масивів порід гори Мужіївської під час підготовки та розрядки Виноградівських землетрусів 1989 р.

За наведеними даними можна досить детально проаналізувати хід змін геомеханічного режиму контрольованих породних масивів гори Мужіївської під час підготовки та розрядки Виноградівських землетрусів 1989 р. (рис. 9). Так, бачимо, що до початку процесу підготовки цих землетрусів – впродовж 1986–1988 рр. спостерігався спокійний геомеханічний режим (рис. 6, б, ділянка а), який можна вважати фоновим, принаймні для цього часового інтервалу. У пункті геоакустичного контролю реєструвалися такі величини швидкості поширення пружних хвиль у гірських породах [Вербицький, Назаревич, 2005], геомеханічна інтерпретація яких [Назаревич, 1997] вказує на наявність в зоні контролю (див. рис. 7) тільки діючого геостатичного тиску (рис. 9, а і відповідна йому ділянка ряду “Фаза 0” на рис. 8, а). У зоні деформографічного контролю реєструються тільки деформації стиску, які можуть бути як глибинного тектонічного походження (враховуючи наявність в зоні Березівського горбогір'я процесів склепінневого підняття [Назаревич, 1997; Назаревич А., Назаревич Л., 2001], що фіксуються як за геологічними [Колодій та ін., 1994; Матковський, 1992; Гончарук та ін., 1994; Скакун та ін., 1992; Григорчук, 1992; Ковалишин, Братусь, 1984; Малеев, 1964; Мерлич, Спитковская, 1974; Чекунов и др., 1969; Хоменко, 1978; Тектоническая..., 1986; Петрашкевич, Лозыняк; 1988; Лозыняк, Місюра, 2010; Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас, 1978; Козырев, Савченко, 1980; Васильев, 1988; Шевчук та ін., 1999] та геоморфологічними [Гофштейн, 1964, Демедюк, 1994] даними (впродовж пізнього неогену, від 7–10 млн. років тому), так і за геодезичними (повторне нівелювання [Сомов, 1974, 1984, 1990; Сомов и др., 1994, Юркевич и др., 1969]) даними, тобто як сучасний процес, так і спричиненими геомеханічними та геотермічними чинниками [Козырев, Савченко, 1980; Васильев, 1988; Шевчук та ін., 1999], зокрема, впливом рельєфу – тиском налягаючого стовпа порід південно-східного відріг вершинного купола гори Мужіївської і боковим розпором, а найшвидше спричинені парціальним впливом обох вказаних процесів.

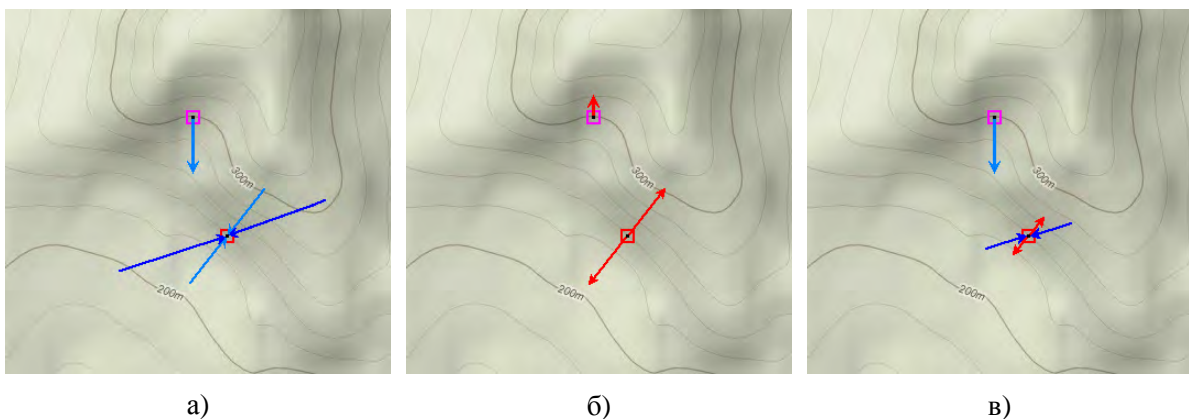


Рис. 9. Геомеханічний режим масивів порід гори Мужіївської до (а), під час (б) і після (в) Виноградівського землетрусу 1989 р.

Під час процесів підготовки Виноградівських землетрусів 1989 р., а саме з кінця 1988 р. – початку 1989 р. геомеханічний режим вказаних породних масивів кардинально змінюється – у пункті геоакустичних спостережень реєструється зменшення швидкості поширення пружних хвиль у гірських породах (рис. 8, а), яке на початковому етапі відповідає зниженню геостатичного тиску – відносному розтягу (**Фаза 1**), очевидно, за рахунок розвантаження контрольованої ділянки масиву порід сейсмотектонічним процесом, а на завершальному етапі підготовки землетрусу цей процес призводить до появи абсолютного розтягу (**Фаза 2** і **Фаза 3**) з величиною вертикальних розтягуючих зусиль порядку 0,2–0,5 кг/см² [Назаревич, 1997] (рис. 9, б). У зоні деформографічного контролю в цей час у азимуті 37⁰ починає розвиватись процес субгоризонтального розтягу з середньою швидкістю 31,5×10⁻⁷ (в перерахунку на рік) за період розвитку аномалії (з 11.1988 до 5.1989 рр. (рис. 6, б, ряд **d1**, ділянка **b'**)), а максимальна швидкість розтягу (за період 3–4.1989 р. (див. рис. 8, б)) досягала 60×10⁻⁷ у перерахунку на рік.

Після землетрусів геомеханічний режим породних масивів гори Мужіївської знову змінюється, але він не повертається до стану, що був перед початком підготовки цих землетрусів. Так, якщо в зоні геоакустичного контролю відновлюється режим геостатичного тиску (рис. 8, а і 9, в), то в зоні деформографічного контролю в азимуті 37⁰ зберігається характерний для періоду деформографічної провісникової аномалії режим розтягу, правда, вже значно меншої величини (порядку 4,1×10⁻⁷ за рік (рис. 6, б і 9, в)). В азимуті 73⁰ у цей час наявний режим стиску, але значно меншої величини (≈9,6×10⁻⁷ за рік), ніж до початку підготовки цих землетрусів (≈23×10⁻⁷ за рік).

Оцінка деформацій у вогнищі Виноградівських землетрусів 1989 р. за деформографічними та сейсмологічними даними

Одними з нових, важливих для досліджень сейсмічності Закарпаття результатів також стали методика та результати оцінки деформацій у вогнищі Виноградівського землетрусу 5–6.05 1989 р. за параметрами провісникової деформаційної аномалії. Для цього ми використали отримані І.П. Добровольським результати математичного моделювання розподілу деформацій в околі збуреної зони – вогнища землетрусу [Добровольський, 1991], а також результати наших власних досліджень величин розривів у вогнищах закарпатських землетрусів [Назаревич А., Назаревич Л., 2006, 2009].

Методика оцінки полягала ось у чому. За встановленою раніше на основі аналізу сейсмічних записів місцевих закарпатських землетрусів [Назаревич А., Назаревич Л., 2006, 2009] і даних інших авторів [Мячкін і др., 1975; Соболев, Пономарев, 2003; Ризниченко, 1985; Ребецький, 2007; Арефьев і др. 1985] кореляційною залежністю між магніту-

дою/класом місцевого землетрусу і довжиною розриву в його джерелі ($L=1,665 \times 10^{0,2K-2}$) визначено довжину розриву для основного з Виноградівських землетрусів 5–6 травня 1989 р. Далі за відомими співвідношеннями між довжиною розриву **L** і розмірами вогнищевої зони **L'** [Соболев, Пономарев, 2003] визначено лінійні розміри збуреної зони (зони вогнища) – її еквівалентний радіус **R₀**. Наступний крок – визначено величини ξ та η (відносні відстані реєстрації деформаційного провісника ($\xi=\Delta/R_0$, $\eta=\Delta/R_0$, де Δ – відстань від пункту реєстрації провісника до епіцентру землетрусу)). Далі, за даними І.П. Добровольського [Добровольський, 1991], визначено коефіцієнт загасання деформацій $K_{\xi(\eta)}$ для цієї відносної відстані ξ (η) і за величиною провісникової аномалії ***d** визначено (так би мовити, “зворотним ходом”) повну величину деформацій ***D** у вогнищевій зоні. На завершальному етапі враховано отримані за різними даними [Мячкін і др., 1975; Соболев, Пономарев, 2003; Ризниченко, 1985; Ребецький, 2007; Арефьев і др. 1985; Старостенко і др., 2005; Назаревич Л., Назаревич А., 2006] співвідношення повної деформації ***D** у вогнищевій зоні та її сейсмодислокаційної складової ***D_s** (коефіцієнт сейсмодислокаційної ефективності) і на їхній основі отримано оцінки зміщення по розриву для цього землетрусу.

Підставивши у зазначені формули фактичні дані по сильнішому з Виноградівських землетрусів 5–6.05.1989 р. (**M**=2,9; **K**=9,1; Δ =23 км, ***d**=11×10⁻⁷≈30,8 мкм), отримаємо:

$$L=1,665 \times 10^{0,2K-2}=1,1 \text{ км};$$

$$L'=3L=3,3 \text{ км};$$

$$R_0=L'/2=1,65 \text{ км};$$

$$\xi=\Delta/R_0 \approx 14, \eta=\Delta/R_0 \approx 14$$

$$K_{\xi(\eta)} \approx 10^{-3} \text{ (див. [Добровольський, 1991])};$$

$$*D=*d/K_{\xi(\eta)}=30,8 \text{ мм};$$

$$*D_s=0,05-0,2 *D=1,54-6,16 \text{ мм (в середньому } *D_s \approx 3,08 \text{ мм).}$$

Визначену величину сейсмодислокаційної складової деформацій (зміщення по розриву) ***D_s**=3,08 мм можна було б зарахувати до сумарного ефекту двох землетрусів – основного з **M**=2,9 і **K**=9,1 (**L**=1,1 км) і афтершока з **M**=2,4 і **K**=8,4, для якого **L**=0,8 км. Але, оскільки ці дві події відбулися фактично в одному і тому ж місці, то можна вважати, що визначене ***D_s**≈3,08 мм належить до основного поштовху, а афтершоком відбулася дорозрядка напружень і деформацій по вже створеному під час основного землетрусу розриву (став вищим сумарний коефіцієнт сейсмодислокаційної ефективності), і різниця магнітуд цих подій відповідає різниці скинутих напружень і зміщень по розриву. Причиною такої різниці, очевидно, є істотно більша еквівалентна міцність порід у зоні майбутнього розриву перед першим землетрусом і істотно менша – після нього (у першому випадку пружну енергію запасала тріщинувата зона, у другому – уже наявний новостворений розрив за рахунок тертя між його бортами).

До цього зазначимо, що отримана оцінка величини зміщення по розриву у вогнищі Виноградівського землетрусу 5-6.05.1989 р. $*D_s \approx 3,08$ мм є середньою для всього розриву. Враховуючи спостережувану у різних сейсмоактивних регіонах Землі велику неоднорідність напружено-деформованого стану, механічних характеристик та зміщень різних ділянок бортів сейсмогенних розривів [Ризниченко, 1985; Ребецький, 2007; Арефьев и др. 1985; Старостенко и др., 2005], можна припустити, що в центральних ділянках розриву в джерелі цього землетрусу взаємні зміщення бортів могли бути у кілька разів більшими. Це ж стосується і особливостей просторового розподілу повної деформації у вогнищевій зоні.

Завершуючи це дослідження, вкажемо, що отримані тут оцінки $*D_s \approx 3,08$ мм добре узгоджуються з аналогічними результатами проведених досліджень по інших закарпатських землетрусах, де використовувались інші методики та інші вихідні дані. Так, за даними визначень вогнищевих параметрів порівняно сильнішого Бергівського землетрусу 1965 р. ($M=3,7$), проведених на основі аналізу його макросейсмічного поля, отримано зміщення в його джерелі (на глибині $H=4,3$ км) $*D_s \approx 4,9$ мм [Назаревич Л., Назаревич А., 2006], а геодезичні дані (результати повторного нівелювання через сейсмогенеруючий Бергівський меридіональний розлом) дали величину взаємних вертикальних зміщень бортів цього розлому (по земній поверхні) величиною 3,5 мм [Юркевич и др., 1969].

Висновки

На основі наведеного аналізу деформографічних даних можна зробити багато важливих методичних висновків стосовно проведення деформографічних спостережень (які тут ми не розглядатимемо) і щодо особливостей деформаційних процесів у масивах порід гори Мужіївської та їхнього зв'язку з деформаціями у вогнищевій зоні дослідженого землетрусу та з сейсмотектонічним процесом у Закарпатті.

Щодо особливостей досліджених деформаційних процесів наші висновки є такими:

1. Деформаційні процеси в контрольованій зоні масиву порід гори Мужіївської за розглянутий період (1986–1990 рр.) характеризуються переважанням стиску порід (рис. 3).
2. Розглянуті деформаційні процеси мають різну інтенсивність у різних, причому дуже близько (порядку 50 м) розташованих ділянках масиву (рис. 5 і 6, зокрема, порівняння рядів **d1** і **d2** на рис. 6, а), причому ці відмінності наявні і у трендовій складовій, і в сезонних варіаціях.
3. Розглянуті деформаційні процеси змінюються в часі як за величиною, так і за характером (стиск змінюється розтягом), причому такі зміни відбуваються у кожній невеликій ділянці масиву по-своєму, досить відмінно від розташованих поряд інших ділянок масиву (див. рис. 5, а також порівняння рядів **d1** і **d2** на рис. 6, а), хоча доволі синхронно у часі.

4. Виявлені зміни деформаційних процесів у масиві порід гори Мужіївської відбулися в період активізації місцевого сейсмотектонічного процесу у Закарпатті, а саме – в період підготовки Виноградівських землетрусів 5–6 травня 1989 р. з магнітудою $M=2,9/2,4$ (землетруси відбулися на відстані 23 км від пункту реєстрації деформацій).
 5. Зміни деформаційних процесів у масиві порід гори Мужіївської, які ми називаємо деформаційним провісником Виноградівських землетрусів 5–6 травня 1989 р., розпочалися за п'ять місяців до майбутніх землетрусів (рис. 6 і 8, б), що близьке до значень, отриманих за результатами аналізу геоакустичного провісника (рис. 8, а) цих же землетрусів ([Назаревич, 1997; Вербицький, Назаревич, 2005]).
 6. Зміни деформацій по деформографу **d1** мали якісний характер (стиск змінився розтягом) і становили за величиною близько 11×10^{-7} (порядку 30 мкм у абсолютних одиницях) відносно поточної трендової складової ряду **d1** і $31,5 \times 10^{-7}$ (див. рис. 6, б і 9) відносно уявного ряду **d1'**, який є продовженням ряду **d1** у припущенні незмінності характеру деформаційних процесів як щодо тренду, так і щодо сезонної складової.
 7. Після землетрусів змінився характер деформаційних процесів у масиві порід гори Мужіївської: по деформографу **d1** середньорічний стиск величиною $\approx 10,5 \times 10^{-7}$ змінився розтягом величиною $\approx 4,1 \times 10^{-7}$, по деформографу **d2** середньорічний стиск з $\approx 23 \times 10^{-7}$ зменшився до $\approx 9,6 \times 10^{-7}$ (рис. 6 і 9). Відзначимо, що зміни деформацій по обох деформографах за абсолютною величиною дуже близькі між собою – $14,6 \times 10^{-7}$ по довгому деформографу **d1**, і $13,4 \times 10^{-7}$ по короткому деформографу **d2**, відхилення між цими значеннями становить $1,2 \times 10^{-7}$, тобто менше ніж 10 %.
 8. Проведена за даними про величину провісникової аномалії та відповідними методиками оцінка величин деформацій у вогнищевій зоні ($*D=30,8$ мм) та зміщень по розриву ($*D_s \approx 3,08$ мм) для цього землетрусу ($M \approx 2,9$) разом з даними досліджень інших місцевих землетрусів [Назаревич Л., Назаревич А., 2006], показує, що ці величини для відчутних закарпатських землетрусів з $M \approx 2,9-3,7$ становлять в середньому порядку кількох сантиметрів і кількох міліметрів відповідно, що підтверджується також іншими незалежними методиками і даними [Назаревич Л., Назаревич А., 2006].
- Відзначимо також, що деформографами на пункті “Мужієво” зафіксовано істотно різні величини сезонних метеотермопружних хвиль (рис. 6, а), але аналіз цих особливостей вимагає окремого розгляду.
- Щодо можливостей деформографічного методу і мережі деформографічних станцій у Закарпатті стосовно виділення деформаційних провісників і контролю процесів у вогнищах місцевих землетрусів можна сказати так:
1. Деформографічний метод дає змогу виявляти деформаційні провісники відчутних (з $M \geq 2,5$,

- $K \geq 8,5$) місцевих землетрусів Закарпаття (враховуючи вплив завад та реальну чутливість існуючої апаратури) на епіцентральных відстанях від 20–30 км і тим самим контролювати деформаційні процеси у їх вогнищевих зонах.
2. Працюючі на РГС “Берегове” і “Королево” деформографи здатні забезпечити виявлення деформаційних провісників відчутних місцевих землетрусів і контроль деформаційних процесів у їх вогнищевих зонах у центральній частині Закарпатського прогину.
 3. Враховуючи, що величина деформаційних аномалій для місцевих землетрусів з $M \geq 2,5$, $K \geq 8,5$ на епіцентральных відстанях 20–30 км оцінюється у 5–10 мкм у абсолютних одиницях, мінімально достатня для їхнього вивчення чутливість і роздільна здатність вимірювально-реєструючих систем кварцових деформографів має бути хоча б на порядок вищою, тобто не гірше 0,2–0,5 мкм. Підвищення метрологічних характеристик вимірювальних систем відносно вказаних мінімально необхідних дасть змогу краще вивчати і редукувати метеотемпературні та метеотермопружні завади (див. нижче), розширити зону надійного контролю сейсмотектонічних процесів у Закарпатті, досліджувати більш тонкі деформаційні ефекти – припливні деформації, власні коливання Землі і її ядра, низькочастотні поверхневі хвилі від сильних світових землетрусів тощо.
 4. Оскільки сезонні метеотемпературні та метеотермопружні варіації в умовах деформографічних спостережень у Закарпатті (порівняно невелика, порядку 8–12 м від денної поверхні глибина розташування деформографів) становлять до 20–50 мкм у абсолютних одиницях, необхідне детальне вивчення, мінімізація і розробка способів редукції впливу вказаних чинників на дані деформографічних спостережень, з тим, щоб знизити їх вплив хоча б на порядок, чи врахувати його з точністю не гірше 10 % (тобто провести редукцію цих впливів до 2–5 мкм у абсолютних одиницях і краще).
- Крім перелічених висновків, які безпосередньо впливають з аналізу викладеного матеріалу, можна зробити ще ряд важливих висновків щодо більш загальних питань геодинаміки літосфери досліджуваного регіону, але це потребує залучення до порівняльного аналізу значно ширшого обсягу різної геолого-геофізичної інформації і виходить за рамки цієї роботи. Тут вкажемо тільки на те, що факти, наведені у висновках 2, 3, 6 та 7, а також результати проведеного у роботах [Назаревич А., Назаревич Л., 2004; Вербицький, Назаревич, 2005, Nazarevych L., Nazarevych A., 2006] та інших аналізу особливостей геодинаміки заходу Закарпаття змушують з великою обережністю проводити узагальнення встановлених у конкретних пунктах спостережень і в конкретні періоди часу особливостей деформаційних процесів у контрольованих масивах порід на більшій

території та довші часові інтервали і вимагають у кожному випадку підтвердження правомірності таких узагальнень фактичними даними чи іншою додатковою геолого-геофізичною, геодезичною, геоморфологічною інформацією.

Підсумовуючи, можна зробити загальний висновок про те, що Берегівське горбогір'я і, особливо, гора Мужіївська (Велика Берегівська) є геодинамічно активною зоною, геомеханічно тісно пов'язаною з землею корою цілого Закарпаття, що власне і дало змогу зареєструвати під час проведених тут деформографічних та геоакустичних (див. [Назаревич, 1997; Назаревич А., Назаревич Л., 2004; Вербицький, Назаревич, 2005] та ін.) досліджень чіткі провісникові аномалії, пов'язані з підготовкою місцевих землетрусів у сусідніх сейсмоактивних зонах Закарпаття. Найновішим підтвердженням сучасної активності цієї зони є і два відчутні землетруси, що відбулися тут у 2006 р. [Пронишин та ін., 2007] та у 2011 р.

У руслі наведених результатів ще раз підкреслимо, що як і для інших методів геодинамічного моніторингу, для деформографічного методу базовим є принцип: дослідження у геодинамічно активних зонах – ключ до ефективного моніторингу та надійного прогнозу.

Серед напрямів подальших досліджень з цієї проблематики першочерговими є такі: вивчення зв'язку досліджених деформаційних аномалій з геомеханічними процесами у вогнищах та вогнищевих зонах, дослідження особливостей прояву провісникових аномалій та їх зв'язку з геомеханікою літосфери Закарпаття, поглиблений порівняльний аналіз характеристик та особливостей поширення провісникових аномалій різної природи у різних сейсмоактивних регіонах світу.

Література

- Арефьев С.С., Грайзер В.М., Заргарян Д.Н., Плетнев К.Г., Рузайкин А.И., Шебалин Н.В., Шилова Е.Н. Разрыв в очаге и афтершоки Кум-Дагского землетрясения 14 марта 1983 года // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений (Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 26). – М.: Наука, 1985. – С. 8–27.
- Варга П., Вербицкий Т.З., Латынина Л.А., Брыных Л., Ментеш Д., Сзадецки-Кардос Д., Еперне П.И., Гусева Т.В., Игнатишин В.В. Горизонтальные деформации земной коры в Карпатском регионе // Наука и технология в России. – 2002. – № 7 (58). – С. 5–8.
- Васильев Е.П. Модель присдвигового куполообразования // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых (Тезисы докладов Первого Всесоюзного совещания). – Л.: ЛГИ, 1988. – Вып. 1. – С. 64–66.
- Вербицкий Т., Игнатишин В., Латинина Л., Юркевич О. Сучасні деформації земної кори Берегівської горстової зони // Геодинаміка. – 1998. – № 1. – С. 118–120.

- Вербицький Т.З., Назаревич А.В. Деформографічні і геоакустичні дослідження у Закарпатті. – В кн.: Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат / під ред. В.І.Старостенка. – К.: Наук. думка, 2005. – С. 113–131.
- Гончарук А.Ф., Степанов В.А., Веремесенко Л.І., Кулібаба В.М., Шемякіна Т.І. Рудоконцентруючі структури й етапи вулканотектонічного розвитку Берегово-Беганської золотоносної зони Закарпаття // Вісн. ЛНУ ім. І. Франка. Сер. геол. – 1994. – Вип. 12. – С. 168–177.
- Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. – К.: Изд-во АН УССР. – 1964. – 183 с.
- Григорчук Г.Ю. Геолого-структурна позиція золотого і поліметалевого зруденіння – критерій глибинного прогнозу руд // Вісник ЛНУ імені Івана Франка. Сер. геол. – 1992. – Вип. 11. – С. 153–159.
- Демедюк М., Заблоцький Ф., Колгунов В., Островський А., Сідоров І., Третяк К. Результати досліджень горизонтальних деформацій земної кори на Карпатському геодинамічному полігоні // Геодинаміка. – 1998. – № 1. – С. 3–13.
- Демедюк М.С. Морфоструктури і морфоскульптури території Карпатського геодинамічного полігону // “Геодинаміка гірських систем Європи”. Міжнародний симпозиум (тези доповідей). – Львів, 1994. – С. 17.
- Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. – М.: ИФЗ РАН, 1991. – 219 с.
- Ковалишин З.И., Братусь М.Д. Флюидный режим гидротермальных процессов Закарпатья. – К.: Наук. думка, 1984. – 86 с.
- Козырев А.А., Савченко С.Н. Оценка влияния рельефа на изменчивость напряженного состояния массива горных пород // Диагностика напряженного состояния и свойств горных пород в массиве. – Новосибирск: ИГД СО АН СССР, 1980. – С. 69–74.
- Колодій О.М., Матковський О.І., Зайцева В.М., Гожик М.Ф., Драчук В.П., Ліськевич Я.Б., Поморцева Т.П. Структура Березівського рудного поля і прогноз нових рудовмісних зон за геоіндикацією аерокосмознімків і комплексом наявних геологічних даних // Вісн. ЛНУ імені Івана Франка. Сер. геол. – 1994. – Вип. 12. – С. 177–185.
- Костюк О., Сагалова Є., Руденська І., Пронишин Р., Кендзера О. Каталог землетрусів Карпатського регіону за 1091–1990 роки // Праці НТШ. – Львів. – 1997. – Т. 1. – С. 121–137.
- Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и геотермическая модель земной коры. – К.: Наук. думка, 1978. – 140 с.
- Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. – К.: Наук. думка, 1971. – 112 с.
- Латынина Л.А., Байсарович И.М., Брымых Л., Варга П., Юркевич О.И. Деформационные измерения в Карпато-Балканском регионе // Физика Земли. – 1993. – № 1 – С. 3–6.
- Латынина Л.А., Варга П., Варга Т., Вербицкий Т.З., Юркевич О.И. Современные движения Паннонского бассейна по экстензометрическим данным и неотектоника региона // ДАН. – 1998. – Т. 360, № 1. – С. 38–43.
- Латынина Л.А., Вербицкий Т.З., Игнатишин В.В. О деформационных процессах в северо-восточной части Карпато-Балканского региона // Физика Земли. – 1995. – № 4. – С. 3–16.
- Латынина Л.А., Жаринов Н.А., Крамер М.В., Савин И.В., Широков И.А. Методические рекомендации по исследованию деформационных предвестников землетрясений. – Москва: ИФЗ АН СССР. – 1988. – 81 с.
- Латынина Л.А., Юркевич О.И., Байсарович И.М. Результаты деформационных измерений в районе Берегово // Геофиз. журн. – 1992. – 14, № 2. – С. 63–67.
- Лозиняк П., Місюра Я. Особливості геологічної будови донеогенового фундаменту Закарпатського прогину // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2010. – № 3–4 (152–153). – С. 73–83.
- Малеев Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. – М.: Наука, 1964. – 251 с.
- Матковський О.І. Родовища та рудопрояви золота Українських Карпат // Вісник ЛНУ ім. І. Франка. Сер. геол. – 1992. – Вип. 11. – С. 96–120.
- Мерлич Б.В., Спитковская С.М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья // Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. – Львов, 1974. – С. 173–180.
- Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. – М.: Наука. – 1975. – № 3. – С. 6–26.
- Назаревич А., Назаревич Л. Оптикоелектронний вимірювальний канал до кварцового деформографа // Геодинаміка. – 1999. – № 1 (2). – С. 116–120.
- Назаревич А.В. Геоакустичні та деформаційні провісники відчутних Виноградівських землетрусів (Закарпаття) // Матеріали VIII Міжнародної наукової конференції “Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища”. Київ, 20–23 вересня, 2007 р. – К., 2007. – С. 22–24.
- Назаревич А.В. Експериментальне дослідження спектрально-часової структури варіацій параметрів пружних хвиль в масивах гірських порід: Автореф. дис... канд. фіз.-мат. наук. – К.: ІГФ, 1997. – 24 с.
- Назаревич А.В., Латынина Л.А., Назаревич Л.Е. Геоакустические и деформационные предвестники землетрясений Украинского Закарпатья // Международная геологическая конференция “Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндо-

- генных и экзогенных процессов”. Казань, 13–16 ноября 2007 г. – Казань, 2007. – Т. 1. – С. 250–254.
- Назаревич А.В., Назаревич Л.Е. Геодинаміка літосфери заходу Закарпаття за комплексом даних // Геодинаміка. – 2004. – 1 (4). – С. 45–53.
- Назаревич А.В., Назаревич Л.Е. Некоторые соотношения между параметрами сейсмических очагов и их использование в изучении сейсмичности Украинского Закарпаття // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения // Материалы XII Международной конференции. Воронеж. 18–23 сентября 2006 года. – Воронеж, 2006. – Т. II. – С. 9–12.
- Назаревич А.В., Назаревич Л.Є. Геодинаміка і особливості сеймотектонічного процесу Березівської горстової зони (Закарпаття) // Геодинаміка. – 2000. – № 1 (3). – С. 131–147.
- Назаревич А.В., Назаревич Л.Є. Геодинаміка і тріщинуватість породних масивів (на прикладі Березівського горбогір'я в Закарпатті) // Науковий вісник НГАУ. – 2001. – № 4. – С. 23–24.
- Назаревич А.В., Назаревич Л.Є. Масштабно-енергетичні кореляційні співвідношення для вогниць землетрусів Закарпаття: деякі наслідки та енергетична верифікація // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2009. – С. 279–298.
- Назаревич Л.Є., Назаревич А.В. Характерні землетруси Березівської сейсмогенної зони: особливості джерела і макросейсмічного поля // Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. “Геологія”. – 2006. – № 38–39. – С. 42–47.
- Петрашкевич М.И., Лозыняк П.Ю. Структурное районирование основания Закарпатского прогиба // Региональная геология УССР и направления поисков нефти и газа. – Львов, 1988. – С. 72–79.
- Пронишин Р., Стасюк А., Вербицкий Ю., Корнієнко Є., Ярема І. Макросейсмічні прояви при Березівських землетрусах 15 і 23 листопада 2006 року // Нові геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища. Матеріали наукової конференції. 9-11 жовтня 2007 р. м. Львів. – Львів: “СПОЛЛОМ”, 2007. – С. 82–83.
- Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. – М.: ИКЦ “Академкнига”, 2007. – 406 с.
- Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. – М.: Наука, 1985. – 406 с.
- Скакун Л.З., Матковський О.І., Гожик М.Ф., Ремешило Б.Г., Шклянка В.М. Золоте зруденіння Березівського рудного поля (геолого-структурна позиція і мінералогічна типізація) // Вісник ЛНУ ім. І. Франка. Сер. геол. – 1992. – Вип. 11. – С. 128–145.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука, 2003. – 270 с.
- Сомов В.И. Геодинамические особенности земной коры Восточной Европы на примере геотраверса V // Развитие сейсмопрогностических исследований на Украине. – К.: Наук. думка, 1984. – С. 57–67.
- Сомов В.И. Современная направленность развития тектонических структур Карпато-Балканского региона // Геофиз. журн. – 1990. – Т. 12, № 6. – С. 39–47.
- Сомов В.И. Современные движения земной коры Карпат и сопредельных стран // Геотектоника. – 1974. – № 6.
- Сомов В.И., Бондарь А.Л., Гулкевич В.Л. Особенности современного тектонического развития горных систем Крыма и Карпато-Динарского региона // “Геодинаміка гірських систем Європи”. Міжнародний симпозіум (тези доповідей). – Львів, 1994. – С. 8.
- Старостенко В.И., Гейко В.С., Кендзера А.В., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Вербицкий С.Т. Катастрофическое землетрясение 26 декабря 2004 г. у берегов Суматры: причины, последствия и уроки // Геофиз. журн. – 2005. – Т. 27, № 6. – С. 940–961.
- Тектоническая карта Украинских Карпат // Под ред. В.В. Глушко и С.С. Круглова. – К., 1986.
- Хоменко В.І. Глибинна будова Закарпатського прогину. – К.: Наук. думка, 1978. – 230 с.
- Чекунов А.В., Ливанова Л.П., Гейко В.С. Глубинное строение и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба // Сов. геология. – 1969. – № 10.
- Шевчук В.В., Кузь І.С., Ліхачов В.В. Особливості інверсійних корових полів напружень різної природи за даними математичного моделювання // Вісник ЛНУ імені Івана Франка. Сер. геол. – 1999. – Вип. 13. – С. 25–30.
- Юркевич О.И., Воловецкий Б.И., Зяблюк Н.С. Повторное нивелирование Береговского землетрясения 24 октября 1965 г. // Сейсмичность Украины. – К.: Наук. думка, 1969. – С. 103–106.
- Braitenberg C. The Friuli (NE-Italy) tild/strain gauges and short term observations // Annali di Geophysica. 1999, August. – Vol. 42, N. 4. – P. 637–664.
- Nazarevych L., Nazarevych A. Seismicity and geomechanics of Ukrainian Carpathians region lithosphere // Proceedings XYIII-th congress of the Carpathian-Balkan geological association. September 3–6, 2006, Belgrade, Serbia. – Belgrade. – 2006. – P. 402–403.

**ДЕФОРМОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД
В ИССЛЕДОВАНИЯХ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗАКАРПАТЬЯ**

А.В. Назаревич

В статье кратко описана история развития, аппаратурно-методическое обеспечение и результаты деформографических наблюдений в районе Береговского холмогорья в Закарпатье, в частности, на горе Мужиевской (Большой Береговской). Приведена методика выделения и результаты анализа деформационной аномалии – предвестника ощутимого Виноградовского землетрясения 1989 г. Прослежены изменения геомеханического режима массивов пород горы Мужиевской до, во время и после данного землетрясения. Представлена разработанная методика оценки деформаций в очаге землетрясения и результаты таких оценок для указанного землетрясения.

Ключевые слова: деформации пород; деформограф; сейсмостектонический процесс; геомеханический режим; землетрясение; аномалия-предвестник.

**EXTENSOMETRIC METHOD ON STUDY OF SEISMOTECTONIC PROCESSES
IN SOURCE AREAS OF TRANSCARPATHIANS EARTHQUAKES**

A.V. Nazarevych

In the paper the history of development and methodical-apparatus supply and results of extensometric observations in the Beregovo hills area in Transcarpathians in particular in Mujievska (Grand Beregivska) mountain is shortly described. The method of separation and results of analysis of deformation anomaly – precursor of perceptible 1989 Vynogradovo earthquake is given. The changes of geomechanical regime of Mujievska mountain rocks massifs till and during and after this earthquake are traced. Created method of estimation of deformations in the earthquake source and results of such estimation for named earthquake is presented.

Key words: rocks deformations; extensometer; seismotectonic process; geomechanical regime; earthquake; anomaly – precursor.