

КОМПЛЕКСНИМ ДОСЛІДЖЕННЯМ НА КАРПАТСЬКОМУ ГЕОДИНАМІЧНОМУ ПОЛІГОНІ 40 РОКІВ

У 1960 році в межах Міжнародної асоціації геодезії була створена комісія з сучасних рухів земної кори, президентом якої був член-кореспондент АН СРСР Ю.Д.Буланже, з ініціативи якого почалася організація довготривалих комплексних спостережень на геодинамічних полігонах в різних тектонічних регіонах світу і на території колишнього СРСР. Багаторічні систематичні спостереження на полігонах комплексом геодезичних, геофізичних, геолого-геоморфологічних методів мали за мету встановлення загальних закономірностей сучасних рухів земної кори, дослідження їх зв'язків з глибинною будовою, сейсмічністю, варіаціями геофізичних полів для пізнання причин та механізмів сучасних геодинамічних процесів і рішення глобальних проблем тектоногенезу.

У 1965 році було розпочато комплексні дослідження на Карпатському геодинамічному полігоні, які неперервно продовжуються вже 40

років. Усі ці роки на полігоні виконували роботи спеціалісти різних науково-дослідних і виробничих організацій: Інститут геофізики НАНУ, КВ Інституту геофізики НАНУ, Національний Університет „Львівська Політехніка”, Інститут географії НАНУ, Інститут Фізики Землі РАН, Інститут сейсмології ТуркАн, ДУГК України, Держкомгеологія та інш. Основним результатом цих багаторічних комплексних досліджень і присвячена дана стаття.

Карпатський геодинамічний полігон розташований в північно-західній частині Українських Карпат на кордоні із Словачією, Угорщиною, Румунією (рис.1) і охоплює територію, де контрастно і різко диференційовано проявилися новітні тектонічні рухи, а сучасна тектонічна активність обумовлена сейсмічністю, аномальним тепловим полем, наявністю регіональної зони аномальної електропровідності.

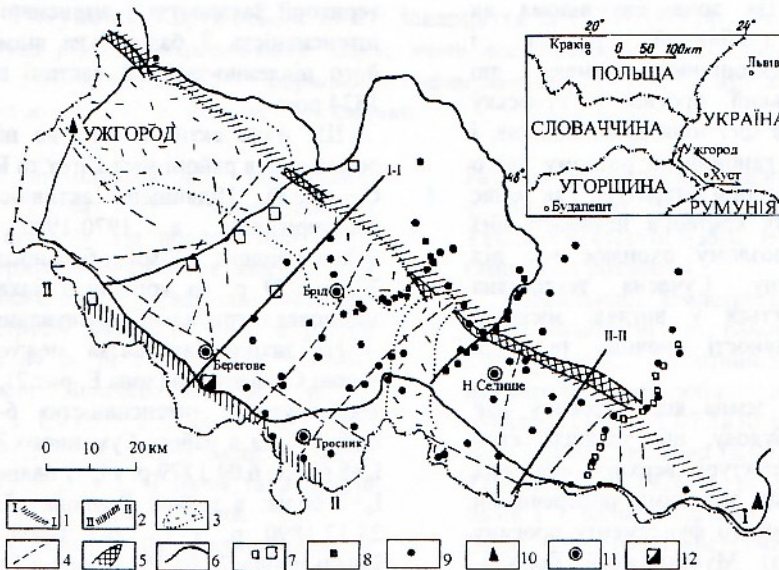


Рисунок 1. Карпатський геодинамічний полігон:

1 - Закарпатський глибинний розлом, 2 - Припанонський глибинний розлом, 3 - Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, 4 - розломи донеогенового фундаменту Закарпатського прогину, 5 - Пенінська зона, 6 - лінії повторного нівелювання, 7 - вікові універсальні репери, 8 - репери для комплексних (геомагнітних і геодезичних) спостережень, 9 - пункти вікового ходу, 10 - сейсмічні станції, 11 - режимні геофізичні станції, 12 - шtolья.

Особливості глибинної будови, неотектоніки і сейсмічності

Карпатський полігон включає головні тектонічні одиниці південно-західного схилу Карпат та Закарпатського внутрішнього прогину. В нього входить найактивніша неотектонічна зона флішових Карпат (Полонинська), де в неогені і антропогені вертикальні коливальні рухи досягли максимального значення [2]. Більш на південь знаходиться надзвичайно своєрідна за структурою зона Скель, що збігається із Закарпатським (Пісінським) глибинним розломом – найважливішою сеймотектонічною лінією: тут розташовані епіцентри найбільш частих і сильних землетрусів. Сучасна активність розлому є успадкованою, тому що тут набув широкого розвитку неогеновий вулканізм (Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо), починаючи від сармату і до левантину, причому магматичні утворення мають різний склад – від кислих до основних порід. Відомі також прояви ультраосновного магматизму, що підтверджує глибинний характер розлому.

На території полігону, в його західній частині, розташована плейстоценова Чопська западина, що являє собою зону максимального найновішого прогинання земної кори. На крайньому півдні розташована Брегівська зона міоценових розломів і вулканізму, що має горстову будову. Ця зона ще відома як Припаннонський глибинний розлом і виділяється як тектонічний елемент, що розділяє Закарпатський прогин і Угорську западину [3]. Будова цієї зони дуже складна, і тому наявність тут глибинного розлому часто дискутується в геологічній літературі. Так немає і чітких геодезичних критеріїв наявності цієї зони. Активність розлому охоплює час від крейди до неогену. Сучасна тектонічна активність проявляється у вигляді місцевої сейсмічності і наявності значних теплових аномалій.

За даними ГСЗ земна кора прогину має шарувато-блокову будову, що знайшло своє відображення у структурі верхніх осадових комплексів. Найбільш значними поперечними розломами донеогенового фундаменту прогину є (з заходу на схід): Мукачівський, Боржавський, Виноградівський, Тересвенський. Фундамент прогину також розбитий на блоки субмеридіональними розломами, що мають вирішальну роль у вулканіко-тектонічних процесах. Найбільш чітко серед них виділяється Оашський розлом, який розташований в межах меридіонального відрізка Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма.

Територія Закарпаття відноситься до однієї з найактивніших у сейсмічному відношенні зон Карпатського регіону України. Його сейсміч-

ність характеризується проявом землетрусів, вогнища яких розташовані в Східних Карпатах на території України, а також у прилеглих територіях сусідніх країн - Польщі, Словаччини, Угорщини та Румунії. Крім цього Закарпаття зазнає впливу катастрофічних глибокофокусних землетрусів з району Вранча в Румунії, які відчуються тут з інтенсивністю до 4-х балів за шкалою MSK-64.

За історичними та сучасними інструментальними даними за 1961-2004 роки в Закарпатті відомий цілий ряд сильних землетрусів, які описані у роботах не тільки українських, але й зарубіжних сейсмологів. Максимальний макросейсмічний ефект від закарпатських місцевих землетрусів за останні 200 років не перевищував 7-8 балів [4-6]. На рисунку 2 представлено найсильніші землетруси Закарпаття та сусідніх держав, межі сейсмоактивних зон А, В, С і Е, а також типи послідовностей землетрусів [7].

Землетруси з району Турулунгу (північна Румунія) відчувалися в Закарпатті з максимальною інтенсивністю 6-7 балів: Халмеу, 1893 р., $I_0=7$ балів; Лівада, 1901 р., $I_0=6$ балів; Халмеу, 1999 р., $I_0=6$ балів. На віддалі 70-80 км від кордону з Україною розташовані вогнища землетрусів в районі Пішкольт-Саніслеу (північно-західна Румунія) 1829 р. з $I_0=7$ балів та 1834 р. з $I_0=8$ балів, які відчувалися по всій території Закарпаття з інтенсивністю 6 балів, а інтенсивність 7 балів була відмічена лише в його південно-західній частині від землетрусу 1834 року.

Ще одна активна зона на півночі Румунії розміщена в районі міст Сігет та Бая-Маре (зона С, рис.2). Підвищена активність цієї зони спостерігалася в 1970-1980 роках. Від найсильнішого 7-ми бального землетрусу 30.03.1979 р. на кордоні з Закарпаттям були зафіксовані трибальні струшування.

На заході Закарпаття межує з активною зоною Словаччини (зона Е, рис.2), де мали місце землетруси з інтенсивністю 6-8 балів, які відбувалися в районі Гуменного 23.12.1778 р. з $I_0=8$ балів, 6.04.1779 р. з $I_0=7$ балів, 5.06.1941 р. з $I_0=7$ балів; в районі Вранова 17.08.1885 р. та 28.12.1890 р. з $I_0=6-7$ балів та в районі Гіральтовців 26.05.1914 року з $I_0=7$ балів [4-5]. За останні 45 років у цій зоні рідко реєструвалися слабкі поштовхи. Лише у травні 2003 року тут зафіксовано достатньо сильний землетрус з магнітудою $M=2.9$ та $I_0=5-6$ балів, який супроводжувався великою кількістю повторних поштовхів різної сили. На території Ужгородського та Перечинського районів Закарпатської області він відчувався з інтенсивністю до 3-4 балів. Перелічені вище сильні землетруси з району Гуменного розміщені в зоні Закарпатського глибинного

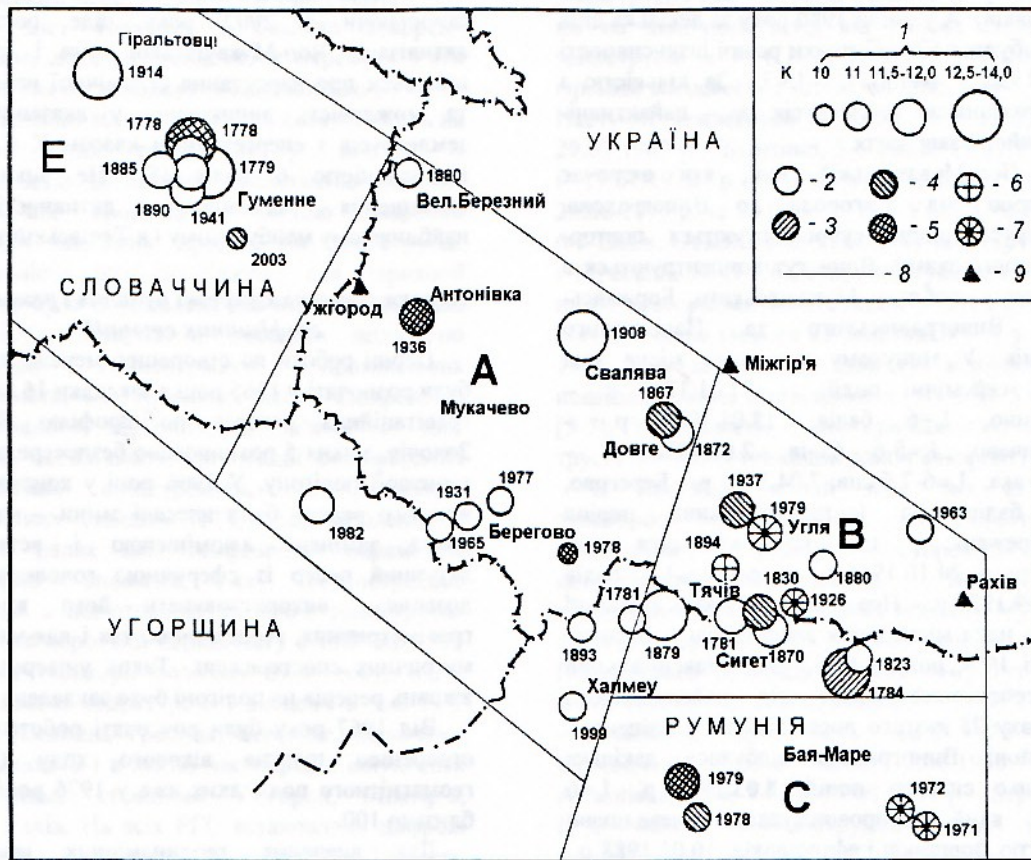


Рисунок.2. Карта сейсмічності Закарпаття за 1778-2003 рр. з $K \geq 10$:

1 – землетруси різного енергетичного класу; типи послідовностей: 2 – одиночні події, 3 – з форшоками, 4 – з афтершоками, 5 – з форшоками і афтершоками, 6 – рої, 7 – мультиплетні; 8 – границі сейсмоактивних зон А, В, С, Е; 9 – сейсмічні станції.

розлому, який знаходиться на зчленуванні Складчастих Карпат і Закарпатського внутрішнього прогину. На продовженні цього розлому на території Закарпаття вздовж лінії Гуменне-Сваліява-Сигет розташовані вогнища сильних землетрусів минулих років: в районі Сигету 23.01.1784 р. та 5.01.1823 р. з $I_0=6-7$ балів, в районі Довгого 3.09.1867 р. та 26.12.1872 р. з $I_0=5-6$ і 7 балів; в районі Вільхівців 17.01.1880 р. з $I_0=6$ балів; в районі Сваліяви 5.01.1908 р. з $I_0=7$ балів та в районі Драгово 14.09.1937 р. з $I_0=6-7$ балів.

Карпатська сейсмологічна мережа кожен рік в Закарпатті реєструє в середньому по 5-20 землетрусів з енергетичним класом $K=6-10$, гіпоцентри яких розміщені, в основному, в межах верхніх шарів земної кори на глибинах 2-10 км. За час інструментальних спостережень тут зафіксовано понад 600 подій, в тому числі понад 300 землетрусів безпосередньо на території Закарпатської області. Гіпоцентри вогнищ знаходяться переважно на глибинах від 2 до 10 км. Максимальна інтенсивність землетрусів тут сягає 7 балів, що відповідає енергетичному класу $K=12-13$ за шкалою

Раутіан. Землетруси концентруються переважно у двох зонах: Чоп-Мукачівській (зона А) і Тячево-Сигетській (зона В) [7], які розділені Оашським розломом.

Найсильніші землетруси Тячево-Сигетської зони розміщені в районі Тересвинського, Гуцульського, Солотвинського та системи дрібних розломів поблизу наступних населених пунктів: Тячево 1.07.1830 р. та 21.12.1870 р. з $I_0=6-7$ балів; Вишково 18.05.1879 р. з $I_0=6$ балів; Тересви 28.06.1926 р. та 10.08.1926 р. з $I_0=6$ балів і 7 балів; Буштино 7.10.1894 р. з $I_0=6-7$ балів. За даними інструментальних спостережень в даній зоні мали місце також сильні землетруси. Так у березні-квітні 1963 року в 20 км на північний захід від Рахова сталося 6 землетрусів з $K=6.1 \div 11.0$, які відчувалися в гірській місцевості з інтенсивністю біля 5 балів. Наступні землетруси в даній зоні відбулися: 29.07.1967 р. – Буштино, 5-6 балів; 13.07.1978 р. і 17.07.1978 р. – Буштино, 5-6 і 5 балів; 23.08.1979 р. та 22.09.1979 р. – Угляр, $I_0=6$ балів і 6-7 балів. Останні два Углярські землетруси як і Тересвинські (1926) супроводжувалися відчутними повторними поштовхами з

інтенсивністю біля 3-4 балів (всього 25 поштовхів). А у липні 1980 року за декілька днів тут відбулося 62 поштовхи різної інтенсивності (від 2 до 5 балів) [5-7]. За кількістю і повторюваністю землетрусів це – найактивніший район Закарпаття.

В Чоп-Мукачівській зоні, яка включає територію від Ужгорода до Виноградова, землетруси рідше супроводжуються повторними поштовхами. Вони тут концентруються в основному, поблизу Мукачівського, Боржавського, Виноградівського та Панонського розломів. У минулому тут мали місце такі сильні сейсмічні події: 31.01.1797 р. – Ракошино, $I_0=6$ балів; 18.01.1924 р. – Страбичево, $I_0=5-6$ балів; 2.08.1936 р. – Антонівка, $I_0=6-7$ балів; 7.04.1931 р. – Берегово, $I_0=6$ балів. За інструментальний період спостережень у цій зоні відбулися такі землетруси: 24.10.1965 р. – Берегово, $I_0=7$ балів та 25.09.1977 р. – Нове Село, 6-7 балів. В районі Іршави мала місце серія землетрусів у лютому-березні 1974 року з $K=6.7\div 9.2$. Максимальний макросейсмічний ефект від найсильнішого поштовху 25 лютого досяг 5 балів в епіцентрі. В районі Виноградова відбулося декілька достатньо сильних подій: 8.03.1978 р., $I_0=6$ балів, який супроводжувався невеликою кількістю форшоків і афтершоків; 10.01.1988 р., 4.12.1988 р., 5.05.1989 р. – $I_0=5$ балів. У 10 км від кордону з Україною на території Угорщини 1.07.1982 р. відбувся сильний землетрус з інтенсивністю в епіцентрі 6-7 балів, який в декількох селах прикордонної смуги Закарпаття відчувався з силою до 6 балів. Привертає до себе увагу серія слабких землетрусів в районі Чопа у червні-липні 1999 року з $K=5.0\div 8.5$, а також в районі Ужгорода, яка відбулася з 10 по 14 вересня 2002 року з енергетичним класом K в межах $3.5\div 7.5$. Крім того цікавими є два землетруси, які відбулися 25.03 та 7.07.2005 року в зоні Мукачівського розлому біля с.Куштановиця Мукачівського району з магнітудою $M\approx 2.5$ та $K\approx 8.9$. Ці землетруси були поодинокими подіями і відчувалися лише в селі Куштановиця з інтенсивністю 4-5 балів, в с.Верхній Коропець з $I=3$ бали та в с.Кучава з $I=3$ бали.

Як показано у роботі [7], в сейсмічності Закарпаття чітко виділяються періоди активізації, що замінюються майже повним затишшям для усього регіону, причому в період активізації окремі зони регіону "працюють" не одночасно. Протягом останніх 25 років в Закарпатті спостерігається загальне пониження сейсмічної активності. Особливо це стосується зон В і С, а також північно-західної частини зони А, де на території від Ужгорода до Сваляви протягом останніх 40 років спостерігається сейсмічне затишшя. Виходячи з вище наведе-

ного можна припустити, що в даний період, починаючи з 2002 року, йде поступова активізація Чоп-Мукачівської зони і зробити висновок про наростання сейсмічної небезпеки та можливість виникнення у вказаній зоні землетрусів з енергетичним класом $K = 11$ та інтенсивністю 6 балів [8]. Не виключено підвищення сейсмічної активності в найближчому майбутньому і в Тячівській зоні.

Характеристика мережі пунктів і режимних геофізичних станцій

Перші роботи по створенню мережі пунктів були розпочаті у 1965 році з закладки 16 вікових гравітаційних реперів по профілю Батеве-Золочів, з яких 5 розташовано безпосередньо на території полігону. У 1966 році у конструкцію вікового реперу були внесені зміни – чавунна плита замінена алюмінієвою і вставлено латунний репер із сферичною головкою, що дозволяло використовувати його як для гравіметричних, геодезичних, так і для магнітометричних спостережень. Таких універсальних вікових реперів на полігоні було закладено 19.

Від 1967 року були розпочаті роботи щодо створенню пунктів вікового ходу (ПВХ) геомагнітного поля, яких вже у 1976 році було близько 100.

Для вивчення геодинамічних процесів безпосередньо в зоні Закарпатського глибинного розлому вхрест його простягання були закладені у 1977 – 1980 роках три геодинамічні профілі для багаторічних геодезичних та геофізичних спостережень: Іршава – Кушниця, Хуст – Нижній Бистрий, Тересва – Усть Чорна.

Для вивчення деформацій земної кори прямими методами в кінці 70-х років на території полігону, в зоні Припанонського глибинного розлому була обладнана штольня (Берегове-1), де з 1986 року виконувались режимні деформаційні спостереження з допомогою 2-х горизонтальних кварцевих деформографів. У цій же штольні у 1982 році встановлена автоматизована система реєстрації геоакустичних параметрів для контролю за змінами напружено-деформованого стану земної кори. Пізніше в 1990 р. деформаційні спостереження були розпочаті в тій же зоні на станції Берегове-2, а в 1999 р. на пункті Королево в зоні Оашського розлому.

В 1968-1970 рр. зусиллями геодезистів Львівського Політехнічного Інституту було створено унікальний за точністю еталонний полігон на основі просторової мережі, яка охоплює 30-ти кілометрову ділянку північно-західної частини Закарпатського глибинного розлому і має площу біля 1000 км². В 1974 р. з метою вивчення деформаційних параметрів безпосередньо в зоні Закарпатського розлому

Українським аерогеодезичним підприємством в районі міст Перечин і Свалява створено незалежну локальну геодезичну мережу з п'яти пунктів, яка охоплювала площу близько 30 км².

В середині 80-х років задачі спостережень на полігоні були розширені у зв'язку із необхідністю детального дослідження сейсмотектонічних процесів з метою розробки методики вивчення провісників землетрусів. Актуальність цих досліджень для території полігону була обумовлена значною сейсмічною активністю Закарпаття, високою щільністю заселення, концентрацією промислових підприємств, магістральних нафтогазопроводів міжнародного значення. В зв'язку із цим виникла необхідність організації безперервних цілодобових спостережень на режимних геофізичних станціях (РГС) для виділення в часових рядах змін геофізичних параметрів локальних аномалій, які безпосередньо пов'язані з підготовкою місцевих землетрусів. За досить короткий період часу з 1985 по 1995 роки на території полігону було побудовано, облаштовано апаратурою і введено в дію РГС Брід, Н.Селище, Тросник, Берегове, Мукачево, які працюють і в даний час поряд з існуючими сейсмічними станціями Ужгород, Міжгір'я, Косів, Рахів. На всіх РГС встановлено цифрові сейсмічні станції, а на станціях Тросник, Н.Селище, Мукачево напівавтоматичні метеостанції та мікробарометри. Геомагнітні режимні спостереження виконуються на РГС Тросник, Н.Селище, Брід, Берегове.

Карпатська сейсмологічна мережа кожен рік в Закарпатті реєструє в середньому по 5-20 землетрусів з енергетичним класом $K=6-10$, гіпоцентри яких розміщені, головним чином, в межах верхніх шарів земної кори на глибинах 2-10 км. За час інструментальних спостережень тут зафіксовано понад 600 подій, в тому числі понад 300 землетрусів безпосередньо на території Закарпатської області. Гіпоцентри вогнищ знаходяться переважно на глибинах від 2 до 10 км. Максимальна інтенсивність землетрусів тут сягає 7 балів, що відповідає енергетичному класу $K=12-13$ за шкалою Раутіан. Землетруси концентруються, в основному, у двох зонах: Чоп-Мукачівській (зона А) і Тячево-Сигетській (зона В) [7], які розділені Оашським розломом.

Найсильніші землетруси Тячево-Сигетської зони розміщені в районі Тересвинського, Гуцульського, Солотвинського та системи дрібних розломів поблизу наступних населених пунктів: Тячево 1.07.1830 р. та 21.12.1870 р. з $I_0=6-7$ балів; Вишково 18.05.1879 р. з $I_0=6$ балів; Тересви 28.06.1926 р. та 10.08.1926 р. з $I_0=6$ балів і 7 балів; Буштино 7.10.1894 р. з $I_0=6-7$ балів. За даними інструментальних спостережень у даній зоні мали місце також сильні

землетруси. Так у березні-квітні 1963 року в 20 км на північний захід від Рахова сталося 6 землетрусів з $K=6.1 \div 11.0$, які відчувалися в гірській місцевості з інтенсивністю біля 5 балів. Наступні землетруси в даній зоні відбулися: 29.07.1967 р. – Буштино, 5-6 балів; 13.07.1978 р. і 17.07.1978 р. – Буштино, 5-6 і 5 балів; 23.08.1979 р. та 22.09.1979 р. – Угля, $I_0=6$ балів і 6-7 балів. Останні два Углянські землетруси, як і Тересвинські (1926), супроводжувалися відчутними повторними поштовхами з інтенсивністю біля 3-4 балів (всього 25 поштовхів). А у липні 1980 року за декілька днів тут відбулося 62 поштовхи різної інтенсивності (від 2 до 5 балів) [5-7]. За кількістю і повторюваністю землетрусів це – найактивніший район Закарпаття.

В Чоп-Мукачівській зоні, яка включає територію від Ужгорода до Виноградова землетруси рідше супроводжуються повторними поштовхами. Вони тут концентруються в основному поблизу Мукачівського, Боржавського, Виноградівського та Панонського розломів. У минулому тут мали місце такі сильні сейсмічні події: 31.01.1797 р. – Ракошино, $I_0=6$ балів; 18.01.1924 р. – Страбичево, $I_0=5-6$ балів; 2.08.1936 р. – Антонівка, $I_0=6-7$ балів; 7.04.1931 р. – Берегове, $I_0=6$ балів. За інструментальний період спостережень у цій зоні відбулися такі землетруси: 24.10.1965 р. – Берегове, $I_0=7$ балів та 25.09.1977 р. – Нове Село, 6-7 балів. В районі Іршави мала місце серія землетрусів у лютому-березні 1974 року з $K=6.7 \div 9.2$. Максимальний макросейсмічний ефект від найсильнішого поштовху 25 лютого досяг 5 балів в епіцентрі. В районі Виноградова відбулося декілька достатньо сильних подій: 8.03.1978 р., $I_0=6$ балів, який супроводжувався невеликою кількістю форшоків і афтершоків; 10.01.1988 р., 4.12.1988 р., 5.05.1989 р. – $I_0=5$ балів. В 10 км від кордону з Україною на території Угорщини 1.07.1982 р. відбувся сильний землетрус з інтенсивністю в епіцентрі 6-7 балів, який в декількох селах прикордонної смуги Закарпаття відчувався з силою до 6 балів. Привертає до себе увагу серія слабких землетрусів в районі Чопа у червні-липні 1999 року з $K=5.0 \div 8.5$, а також в районі Ужгорода, яка відбулася з 10 по 14 вересня 2002 року з енергетичним класом K в межах $3.5 \div 7.5$. Крім того цікавими є два землетруси, які відбулися 25.03 та 7.07.2005 року в зоні Мукачівського розлому біля с.Куштановиця Мукачівського району з магнітудою $M \approx 2.5$ та $K \approx 8.9$. Ці землетруси були поодинокими подіями і відчувалися лише в селі Куштановиця з інтенсивністю 4-5 балів, в с.Верхній Коропець з $I=3$ бали та в с.Кучава з $I=3$ бали.

Як показано у роботі [7], в сейсмічності Закарпаття чітко виділяються періоди

активізації, що замінюються майже повним затишшям для усього регіону, причому в період активізації окремі зони регіону "працюють" не одночасно. Протягом останніх 25 років в Закарпатті спостерігається загальне пониження сейсмічної активності. Особливо це стосується зон В і С, а також північно-західної частини зони А, де на території від Ужгорода до Сваляви протягом останніх 40 років спостерігається сейсмічне затишшя. Виходячи з вище наведеного можна припустити, що в даний період, починаючи з 2002 року, йде поступова активізація Чоп-Мукачівської зони і зробити висновок про наростання сейсмічної небезпеки та можливість виникнення у вказаній зоні землетрусів з енергетичним класом $K = 11$ та інтенсивністю 6 балів [8]. Не виключено підвищення сейсмічної активності в найближчому майбутньому і в Тячівській зоні.

Геодезичні дослідження

Дослідження сучасних просторових рухів території Українських Карпат можна поділити на три етапи:

1). Вивчення вертикальних рухів земної поверхні за допомогою прокладання повторних високоточних нівелювань, які охоплюють період з 1873 р. по наш час.

2). Вивчення горизонтальних рухів земної поверхні за допомогою повторних світловіддалемірних вимірів, які тривають з 1968 р. (виміри на Карпатському і Теребля-Ріському геодинамічних полігонах).

3). Вивчення просторових рухів земної поверхні методами GPS розпочалося на початку дев'яностих років XX сторіччя у рамках компанії GEODUK, GERGOP 1, GERGOP 2, та за результатами спостережень перманентних станцій Львів (LVIV), Ужгород (UZHL) (рис.3).

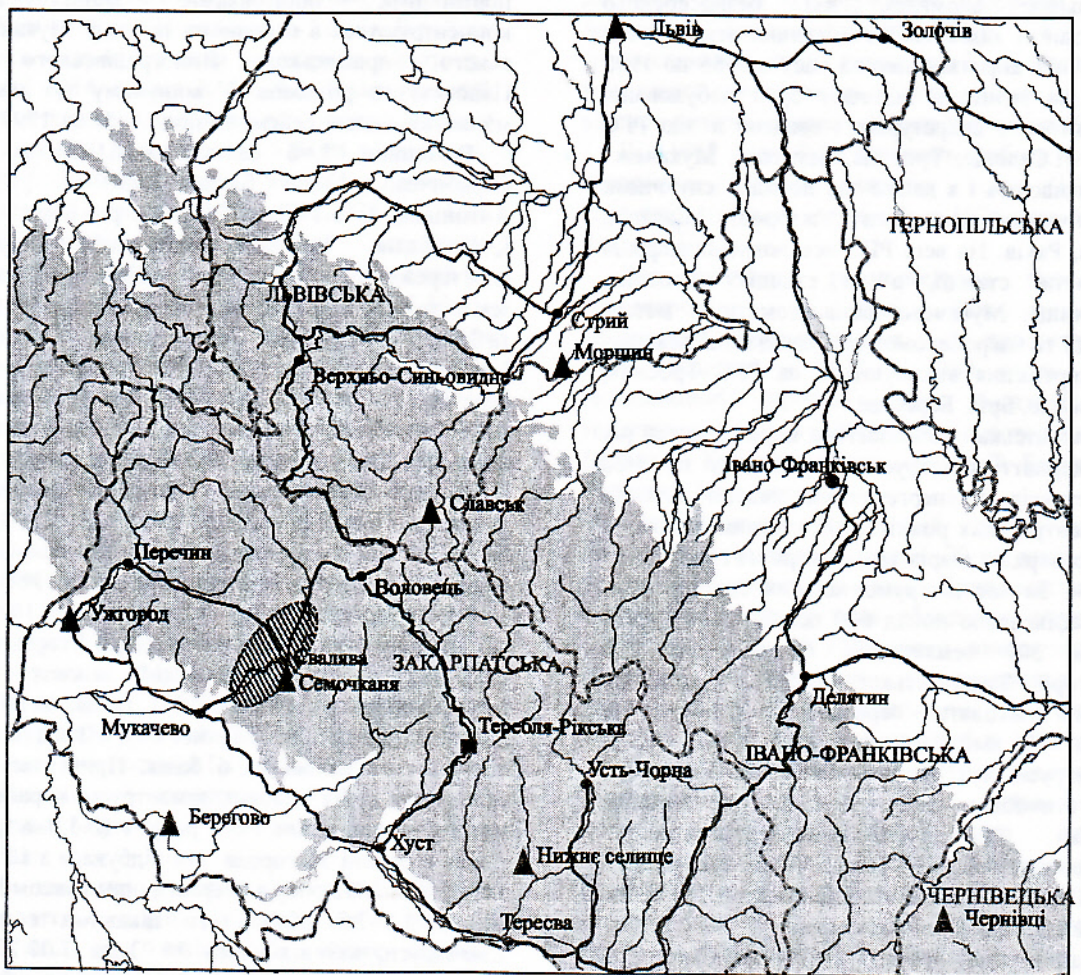


Рисунок 3. Картохема геодезичної основи території Українських Карпат

- ▲ - пункти GEODUC'93,95
- ~ - високоточне нівелювання
- - Теребля-Ріський техногенний геодинамічний полігон
- ▨ - Карпатський геодинамічний полігон

Дослідження вертикальних рухів земної поверхні Карпатського регіону

Результати перших досліджень вертикальних рухів земної поверхні на території Східної Європи були представлені у 1958 р. на "Карті сучасних вертикальних рухів західної половини Європейської частини СРСР" у масштабі 1:2500000 [9]. Для її складання використовувались дані високоточних геодезичних нівелювань, рівнемірних спостережень і геолого-геоморфологічних зйомок. У 1964 році Білінською Л. М., Мещеряковим Ю. А. та Мацковою В. А. шляхом обчислень за значення швидкостей рухів земної поверхні була складена карта градієнтів швидкостей західної частини Європейської частини СРСР [10, 11]. З 1971 р. розпочата міжнародна співпраця з розробки карти сучасних вертикальних рухів земної кори Східної Європи. Під час складання цієї карти масштабу 1:10000000 були використані дані повторних нівелювань Східної Німеччини, Угорщини, Польщі, Чехії і Словаччини та країн СРСР. У 1973 р. видано удосконалений варіант цієї карти в масштабі 1:2500000, [12]. А в 1985, 1986 рр. Геодезичними установами Східної Європи розроблено нові варіанти цих карт [13, 14].

У 1975 році була опублікована карта градієнтів швидкостей сучасних вертикальних рухів Європейської частини СРСР [15] складена Гофштейном І. Д.

У 1982 – 1984 рр. спеціалістами ГУГК була розроблена карта вертикальних рухів території СРСР [16].

Велике значення приділялося складанню карт земної поверхні сейсμοактивних регіонів (зокрема Карпатського регіону). Так у 1975 р. видані три варіанти карти сучасних рухів земної кори західної частини УРСР, складені В.І.Сомовим за результатами повторних нівелювань різних періодів (перший варіант – за період (1882-1891) – (1924-1937) рр.; другий – за (1924-1937) – (1949, 1961-1972) рр.; третій – за (1882-1891) – (1941, 1961-1972) рр. [17, 18].

А у 1980 р. завдяки співпраці вчених академій наук Болгарії, Угорщини, Німеччини, Польщі, Румунії, країн СРСР, Югославії та Чехословаччини у відповідності з Програмою Комісії у рамках комплексної програми „Планетарні геофізичні дослідження” (КАПГ) у Будапешті завершена робота з складання карти сучасних вертикальних рухів земної кори Карпато-Балканського регіону у масштабі 1:1000000 [19, 20, 21, 22, 23].

Геодезичним підприємством України розроблено карту градієнтів рухів земної поверхні Карпатського регіону. Ця карта складена в єдиному екземплярі, і вона не була опублікована [24, 25].

При порівнянні цих карт, які виконані у різні періоди і охоплюють спільні території, помітні суттєві розбіжності. Виникнення цих розбіжностей може бути пояснено тим, що для побудови цих карт використовувались різні вихідні дані, які відрізнялись кількісними та якісними характеристиками. Карти, побудовані за результатами рівнемірних спостережень, дають точну картину просторових рухів земної поверхні вздовж берегових ліній морів та океанів, але не дають повної картини цих рухів у глибині материків. На відміну від попередніх, карти, побудовані за результатами повторних високоточних нівелювань, охоплюють значні території, але втрачають у точності за рахунок сумісного врівноваження даних нівелювання, яке прив'язане до різних висотних систем та вихідних пунктів і виконане за різними методиками і в різні періоди часу.

Крім цього, сама методика складання карт динаміки земної поверхні за результатами повторних геодезичних вимірів постійно удосконалювалась. Для підвищення точності і достовірності у представленні динаміки земної поверхні останнім часом звертаються також до складання карт градієнтів швидкостей вертикальних рухів земної поверхні, які не залежать від закономірностей накопичення похибок у нівелірних мережах і вибору вихідних пунктів і достовірно відображають деформаційне поле.

Дослідження горизонтальних рухів та деформацій земної поверхні на Карпатському геодинамічному полігоні

Для дослідження горизонтальних рухів земної поверхні на території Карпатського регіону у 1968-1970 р. була розмічена просторова мережа, яка охоплює 30-ти кілометрову ділянку північно-західної частини розлому і площу близько 1000 км² території складчастих Карпат і Закарпатського прогину. Лінії вимірювались світловіддалеміром „Геодіметр”, а точність їх вимірювання сягала $5 \cdot 10^{-7}$. Таким чином у гірських умовах було створено унікальний за точністю еталонний полігон, який має атрибути геодинамічного, прогностичного полігона. Ця мережа отримала умовну назву еталонної мережі.

В 1974 р. з метою диференціації деформаційних параметрів безпосередньо в зоні Закарпатського глибинного розлому Українським аерогеодезичним підприємством навколо м. Свалява було створено незалежну геодезичну мережу з п'яти пунктів, які охоплювали площу близько 30 км²; мережу умовно назвали локальною. В 1974-75 рр. в локальній мережі було проведено два цикли спостережень світловіддалеміром “Кварц”. Однак малий

період часу між циклами вимірювань не дозволив достовірно оцінити інтенсивність геодинамічних процесів у цьому районі. Постало питання про повторне проведення вимірювань у цих мережах, яке б дозволило отримати достовірну інформацію про геодинамічні зміни в регіоні.

В 1994 р. співробітниками галузевої геодезичної лабораторії “Львівської політехніки” було виконано повторний цикл світловіддалемірних вимірювань довжин ліній локальної геодезичної мережі.

Повторні вимірювання довжин ліній на геополігоні виконувались прецизійним лазерним світловіддалеміром СП-2 “Топаз”. GPS-вимірювання проведені в рамках 1-ої міжнародної кампанії “Геодинаміка Українських Карпат” (ГЕОДУК -93). Кампанія була організована Головною астрономічною обсерваторією АН України (керівник - академік Я.С.Яцків), Головним управлінням геодезії, картографії та кадастру при КМ України, галузевою лабораторією геодинаміки ДУ “Львівська політехніка” та Львівським відділенням інституту геофізики АН України. Вказані вимірювання проводились з допомогою п'яти GPS-приймачів типу “TRIMBLE-4000 SSE”.

За результатами визначення компонент деформацій побудовано картосхеми деформаційних параметрів для території полігону.

Практично всі головні осі розтягу розташовані в напрямі SW (південний-захід) - NE (північний-схід). Головні осі стиску орієнтовані відповідно в перпендикулярному напрямку. Практично вся територія полігону зсувається в північному та північно-східному напрямках. Однак, за результатами спостережень локальної мережі помітна часткова диференціація території на північно-східний (NE) та південно-західний (SW) блоки, які умовно рухаються в протилежні боки: (NE) - в північно-східному, а (SW) - в південно-західному напрямках. Умовна лінія розділу цих блоків збігається з розташуванням Закарпатського глибинного розлому.

Підсумовуючи аналіз деформаційних полів, можна впевнено стверджувати, що результати, отримані з вимірювань еталонної та локальної мереж, в загальному мають однаковий територіальний розподіл. Це свідчить про узгодженість тенденцій розвитку деформаційних параметрів полігону, отриманих різними методами на різних мережах, які наразі не мають геодезичного зв'язку, але територіально сумісні. Швидкості накопичення деформаційних параметрів, отриманих за результатами вимірювань локальної мережі, в 2-3 рази більші, ніж за результатами вимірювань

еталонної мережі, що може свідчити про зростання інтенсивності цих проявів безпосередньо в зоні Закарпатського глибинного розлому. Відповідно деформаційні поля, отримані для еталонної мережі, є більш усередненими, ніж деформаційні поля, отримані для локальної мережі, оскільки площа, охоплена еталонною мережею, є в ~30 разів більшою за площу локальної мережі, зосередженої безпосередньо в зоні розлому. Крім цього, деякі особливості розподілу деформаційних параметрів, отриманих для локальної мережі, теж можуть свідчити про вплив на них глибинних навантажень, які виникають у зоні стику двох тектонічних блоків.

Геодинамічні дослідження на Теребля-Рікському техногенному полігоні

Теребля-Рікська ГЕС введена в дію у 1956 р. у Карпатах у Хустському районі Закарпатської області.

Вибір місцезонашування ГЕС був обумовлений особливими геоморфологічними умовами, які склались між річками Теребля і Ріка. Це єдине у Карпатах з геоморфологічної точки зору місце, де перепад висот русел двох рік складає понад 200 м, а відстань між ними приблизно 3 км (рис.4).

Русло Тереблі перекрите бетонною греблею висотою 40 м. Вода з наповненого водосховища по дериваційному тунелю, прокладеному у гірському масиві, надходить у напірний трубопровід і на турбогенератори. Спрацьована вода скидається у Ріку.

Сприятливі геоморфологічні умови території ГЕС обумовлені у минулому активністю Рікського тектонічного розлому. За результатами геолого-геоморфологічних досліджень трасування Рікського тектонічного розлому співпадає з віссю водороздільного хребта Тереблі і Ріки [26]. Підтвердженням сучасної активності тектонічного розлому є часткове руйнування дериваційного тунелю на осі водороздільного хребта, виявлене при його обстеженні у 1998 р.

Сучасна тектонічна активність району, а також деякі особливості конструкції основних споруд ГЕС, особливо напірного трубопроводу, вимагали постійного геодезичного контролю за можливими деформаціями.

Геодезичні спостереження за зміненнями анкерних опор напірного трубопроводу проводяться з 1958 р. до теперішнього часу. Останнім часом вони виконуються у комплексі з геолого-геоморфологічними дослідженнями [27].

За складеною методикою опрацювання геодезичних вимірів визначено параметри компонент деформацій напірного трубопроводу (рис.5).

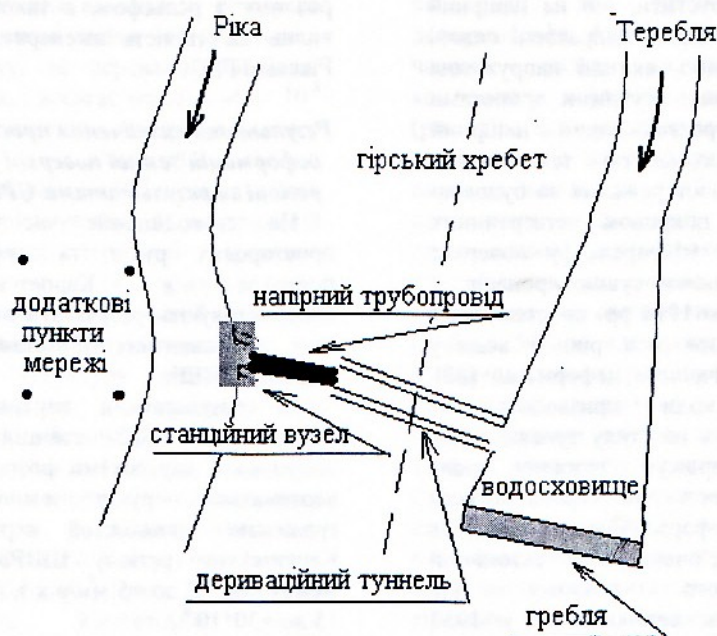


Рисунок 4. Схема розташування основних споруд Тербля-Рікської ГЕС.

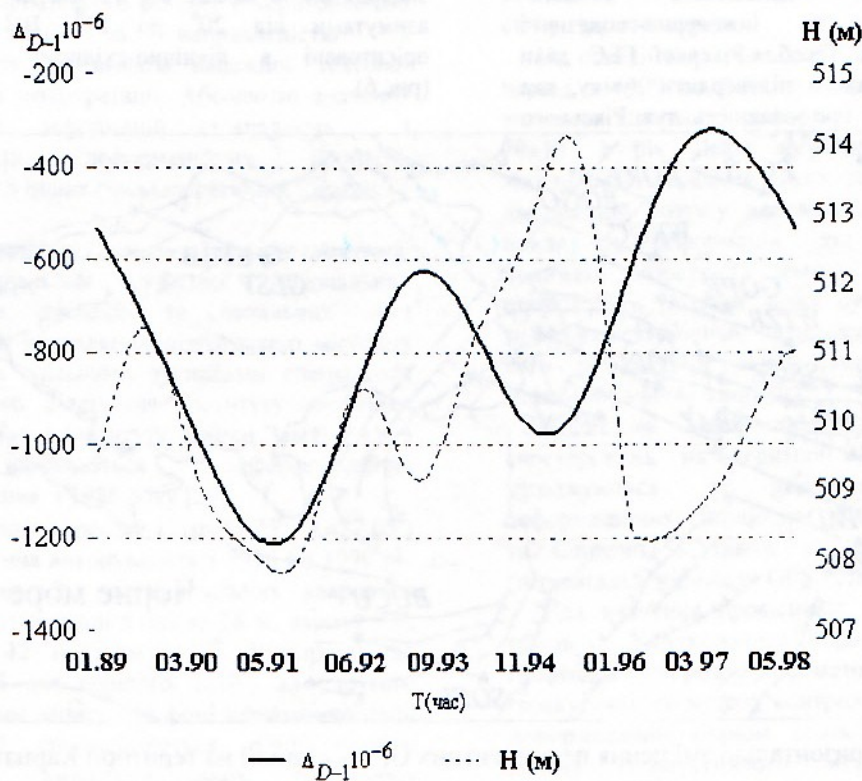


Рисунок 5. Одночасна зміна рівня води у Терблянському водосховищі і накопичення деформацій на стикі напірного трубопроводу і дериваційного тунелю.

Аналізуючи результати геодезичних вимірів і спираючись на геоморфологічну і тектонофізичну інтерпретацію виявлених деформацій і змішень, можна припустити, що на напірний трубопровід постійно діють направлені сили навантаження. Очевидно, вказані напруження можуть бути викликані зсувними процесами схилу, на якому розташований напірний трубопровід, або активністю тектонічного розлому. Регулярні спостереження за будовою флішових утворень, покривом четвертинних відкладів і формами мікрорельєфу поверхні схилу виключають чинники зсувних процесів.

За період з 1992 по 1998 рр. простежується обернений взаємозв'язок між рівнем води у водосховищі і накопиченням деформацій [28]. Зростання рівня води призводить до послаблення напружень на стику тунелів. Це в певній мірі підтверджує важливу роль гідродинамічних навантажень Терелянського водосховища у деформаційних процесах прилеглих територій і, очевидно, у тектонічній активності Рікського розлому. Це підтверджується також виникненням у 1957 місцевого землетрусу силою 3-4 бали з епіцентром у селищі Нижній Бистрий (територія станційного вузла), що співпало з часом заповнення Терелянського водосховища. Таким чином, комплексні геолого-геоморфологічні та інженерно-геодезичні роботи у районі Тереля-Рікської ГЕС дали можливість не тільки підтвердити думку, яка існувала раніше, про наявність тут Рікського

розлому, але і уточнити його положення на місцевості, визначили кількісні параметри його сучасної активності, показали зв'язок цього розлому з рельєфом, а також оцінюють його вплив на стійкість інженерних споруд Тереля-Рікської ГЕС.

Результати визначення просторових рухів та деформацій земної поверхні у Карпатському регіоні за результатами GPS-спостережень

На сьогоднішній час для визначення просторових рухів та деформацій земної поверхні у Карпатському регіоні використовують результати вимірів, виконаних на постійних GPS-станціях Європейської мережі EUREF.

За результатами вертикальних змішень постійних GPS- станцій мережі EUREF побудовано картосхеми розподілу швидкостей вертикальних рухів земної поверхні та градієнтів швидкостей вертикальних рухів Карпатського регіону. ШВРЗП знаходяться у межах (від -2 до +5 мм/рік), а ГШВРЗП. (від -15 до +30*10⁻⁸).

Максимальна середня квадратична похибка визначення змішень пунктів для 2000 р. в широтному напрямку складала 5,3 мм, в довготному - 1,7 мм. Довжини векторів знаходяться в межах від 11 мм до 46 мм, з азимутами від 20° до 81°. Всі вектори орієнтовані в північно-східному напрямку (рис.6).

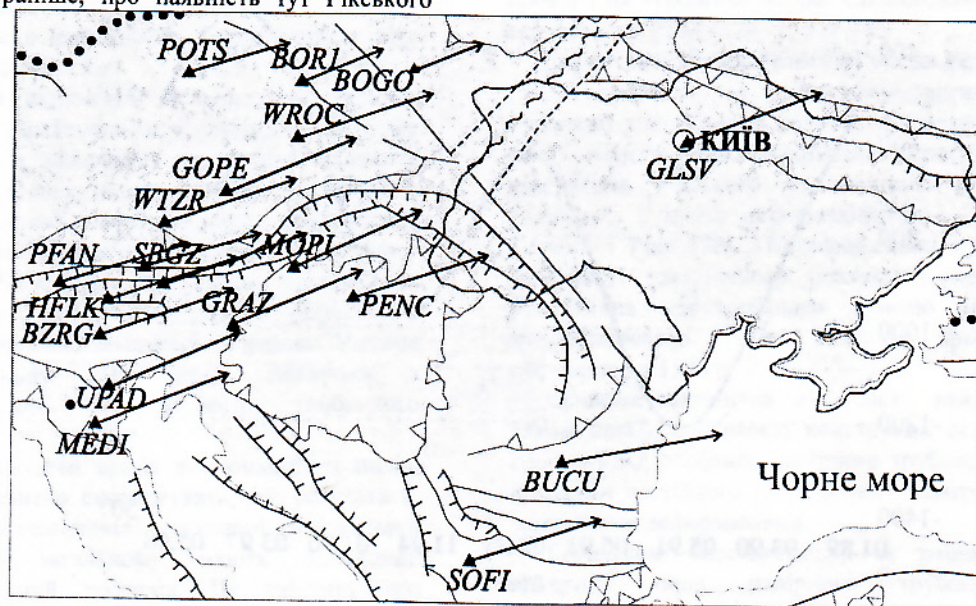


Рисунок 6. Горизонтальні зміщення постійних GPS – станцій на території Карпатського регіону за результатами спостережень 2000 року.
→ - горизонтальне зміщення 1 см/рік

Швидкість відносного зсуву земної поверхні зростає в західному напрямку і досягає до $7 \cdot 10^{-8}$ 1/рік, переважають вектори із пн. та пн.-зх. орієнтуванням. Значення відносного стиску та розтягу земної поверхні також збільшується у західному напрямку, де переважає північно-південний напрямок, і досягає значень $-4,4 \cdot 10^{-8}$ 1/рік, мінімальні значення стиску та розтягу спостерігаються у північній частині досліджуваної території - $1 \cdot 10^{-9}$ 1/рік та мають пн.зх. — пд.сх. орієнтування. В центральній частині досліджуваної території переважає розтяг, із пн.зх. — пд.сх. орієнтуванням. Розподіл дилатації на досліджуваній території характеризується додатними значеннями, які мають радіальну структуру розподілу, їх максимальні значення зосереджені в центральній частині Панонського басейну і досягають $2 \cdot 10^{-8}$ 1/рік. Розподіл додатних значень дилатації у північно-східному напрямку до Карпатської дуги, в північно-західному напрямку до Альпійського поясу і до Динарів послаблюється до $3-6 \cdot 10^{-9}$ 1/рік. У крайньо-західній частині Карпатської дуги спостерігається стиск території з максимальним значенням $-1 \cdot 10^{-8}$ 1/рік.

Узагальнюючи проведені дослідження, слід зауважити, що просторові деформації земної поверхні Карпатського регіону є територіально диференційовані за направленістю та інтенсивністю, що вимагає належної тектоно-геофізичної інтерпретації. Абсолютні значення швидкостей деформацій співпадають з інтенсивністю деформаційних процесів, визначених в інших гірських регіонах Європи.

Деформографічні і геоакустичні дослідження

Для вивчення сучасних регіональних тектонічних процесів та локальних змін деформацій, зумовлених підготовкою місцевих землетрусів спільними зусиллями спеціалістів Карпатського відділення Інституту геофізики НАН України і Інституту фізики Землі РАН з 1986 виконуються деформографічні спостереження з 1986 року [29].

На станції Берегове-1 ($\mu=48.23^0$, $\lambda=22.65^0$) спостереження виконувались з 1986 по 1990 рік з допомогою 2-х горизонтальних кварцевих екстензометрів: один з базою 28 м, азимут 73^0 , другий – 12 м, азимут 37^0 . Чутливість до деформацій для першого 4×10^9 , для другого 11×10^9 на мм запису. На фоні монотонних змін деформацій спостерігаються річні сезонні коливання, амплітуди яких по обох деформографах близькі до 10×10^{-7} . Повільні зміни деформацій протягом всього періоду фіксують інтенсивний стиск порід зі швидкістю 30×10^{-7} рік у субширотному напрямку.

На станції Берегове-2 ($\mu=48.22^0$, $\lambda=22.70^0$) в 1990 р. встановлено два горизонтальні кварцеві

деформографи, один із яких має довжину 24 м, азимут 140^0 , другий – 6,5 м (азимут 52^0). Чутливість до деформацій 5×10^9 і 2×10^8 відповідно до довгого і короткого деформографа. Аналіз трендової компоненти в часових рядах значень горизонтальної компоненти деформацій земної кори показав (рис.7а), що у напрямку північний-захід-північний-схід до 1995 року відбувався стиск порід зі швидкістю 4×10^{-7} на рік, який далі припинився. Ці дані узгоджуються із результатами довгострокових безперервних спостережень за зміною в часі температур гірських порід у свердловині на РГС Тросник на глибині 500 м електротермометром опору з мідним датчиком (рис.7б) [30]. Спостереження проводились протягом 9 років (1989-1998 рр) і були припинені із технічних причин. З 1989 по 1996 р. температура поступово зменшувалась. Сумарне зниження температури за 6 років становило майже $0,21^0\text{C}$. З 1997 р. почалось поступове підвищення температури. Трендові криві зміни горизонтальних деформацій масиву гірських порід і температур у свердловині мають один і той же вид, але їх екстремальні точки зміщені майже на 1 рік. Найбільш імовірно, що зафіксоване явище пов'язане із порушенням гідрогеологічного режиму у зв'язку зі зміною напружено-деформованого стану гірських порід.

На станції Королево ($\mu=23.14^0$, $\lambda=48.16^0$) за період з 1999 по 2001 р. зафіксовано значні значення швидкості деформацій розтягу – до 70×10^{-7} в рік. Деякі аргументи на користь можливості існування таких значних величин деформацій розтягу дає аналіз запису земно-приливних деформацій, які вказують на понижену жорсткість земної кори в районі станції [31]. Останнє може бути пов'язано зі значною тектонічною активністю зони Оашського розлому, в околі якого розташована деформографічна станція.

Приведені результати деформаційних спостережень на території полігона добре узгоджуються з результатами мережі деформаційних станцій на території Угорщини та Словенії, а також за даними кутових, світловіддалемірних та GPS - спостережень [31].

Для вивчення провісників місцевих землетрусів у Карпатському відділенні Інституту геофізики були розроблені методика і апаратура геоакустичного методу контролю за напружено-деформованим станом земної кори [32]. В основу геоакустичного методу покладена взаємодія пружної хвилі, що штучно випромінюється із мікротріщинуватим гірським масивом порід, для якого характерна нелінійна пружність. Зміни в часі напружено-деформованого стану гірських порід приводять до змін параметрів пружної хвилі, яка реєструється

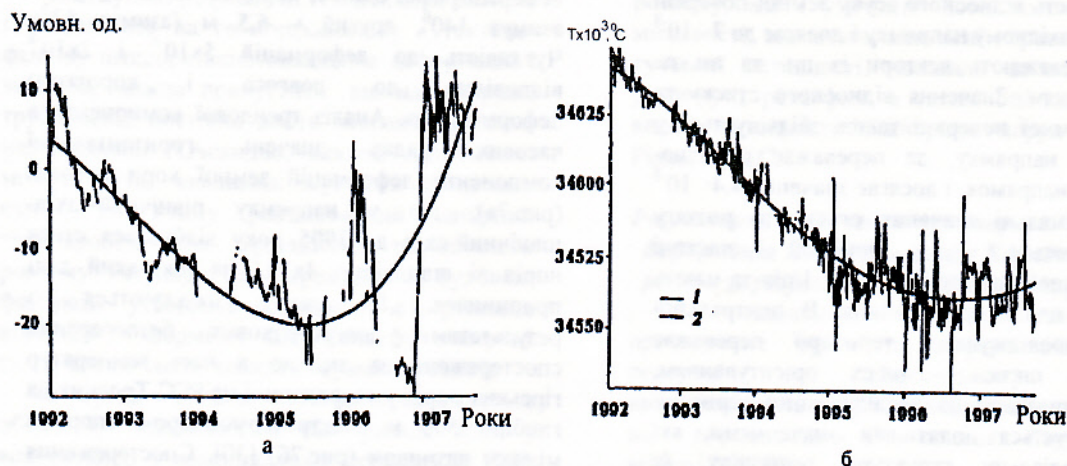


Рисунок 7. Зміна в часі горизонтальної деформації масиву гірських порід у штольні режимної станції “Берегово”

(а) і температур в свердловині на режимній станції “Тросник”
(б) 1 — результати спостережень; 2 — трендова крива.

вимірювальною апаратурою. Вимірювальний комплекс був встановлений в 1982 р. в штольні на станції Берегово-1 на глибині 28 м від поверхні в межах нейтрального температурного шару, що значно зменшує вплив неоднорідностей поля термопружних деформацій на результати спостережень.

Часові ряди геоакустичних параметрів складаються з полігармонічної і неперіодичної компоненти. Перша пов'язана з припливоутворювальною силою, а друга має тектонічне походження, тобто характеризує зміни напружень у масиві в зв'язку з сеймотектонічними процесами. Оскільки геоакустичний метод забезпечує реєстрацію часових варіацій геоакустичних параметрів, що

обумовлені припливними деформаціями земної кори, порядок величин яких 10^{-8} - 10^{-9} , слід зробити висновок про те, що чутливість методу оцінюється величинами того ж порядку. Аномалії неперіодичної компоненти в часових рядах геоакустичних параметрів добре корелюють у часі з сейсмічними подіями на Закарпатті. Причому в цей аномальний період спостерігаються також аномальні зміни в геоакустичних параметрах гармонічної компоненти. Як приклад, на рис. 8 представлено фрагмент графіку змін у часі неперіодичної компоненти зсуву фаз ($\Delta\varphi$) і амплітуди 2-ої гармоніки (A_2) за період з 1 вересня по 10 жовтня 1983 р.

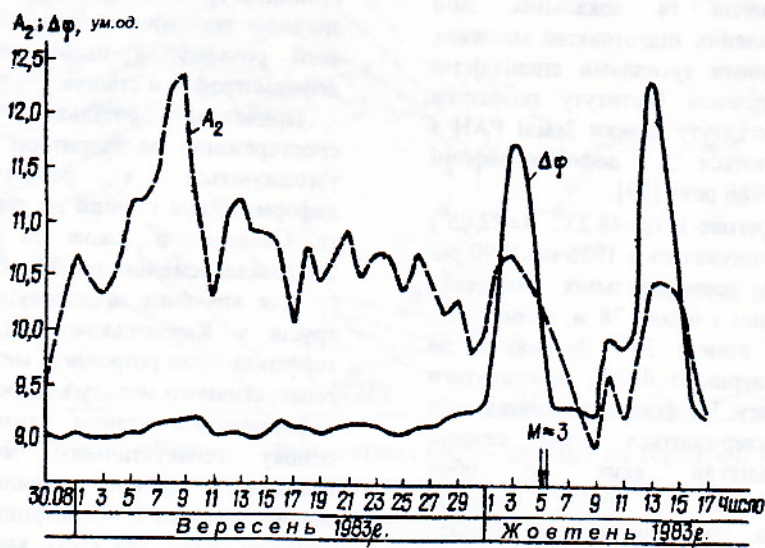


Рисунок 8. Графік змін у часі зсуву фази ($\Delta\varphi$) та амплітуди другої гармоніки (A_2). Стрілками показано землетруси з $M=3$ у районі Виноградове

У цей період 4 і 5 жовтня в 35 км від станції в районі м.Виноградів відбулись 2 землетруси з магнітудою 3 [33]. Як видно з рисунку, за чотири доби до землетрусів почалися аномально високі зміни зсуву фаз, які продовжувалися майже 5 діб. Аномалія в геоакустичних параметрах, яка спостерігалася 11-17 жовтня, можливо, пов'язана з релаксаційними процесами в земній корі після землетрусів.

Геомагнітні дослідження

Найбільш довготривалими в часі (з 1967 р.) є геомагнітні спостереження на полігоні, завданням яких було вивчення локальних часових змін геомагнітного поля та їхніх зв'язків з особливостями структури і сучасної геодинаміки земної кори, а також із сейсмічним режимом Закарпатської сейсмоактивної зони.

На першому етапі робіт (1968-1975 рр.) була створена мережа з 37 ПВХ, розташованих в основних геоструктурних зонах. За результатами спостережень були виявлені аномалії вікового ходу, які були зафіксовані в межах основних сейсмоактивних розломів. У цей же період було детально вивчено особливості просторово-часової структури геомагнітних варіацій, що дозволило вилучати з

результатів спостережень зміни геомагнітного поля зовнішнього (іоносферного походження) і вдосконалити цим методикою довготривалого геомагнітного моніторингу [34].

На другому етапі (1976-1983 рр.) мережа пунктів була значно розширена (більше 100 пунктів), збільшена площа досліджень і частота опитування (до 2 разів на рік). Крім площинних спостережень виконувались спостереження на трьох геодинамічних профілях одночасно з нівелюванням I-го класу, які дозволяли вивчати просторово-часові особливості сучасних вертикальних рухів земної кори разом із локальними змінами геомагнітного поля.

Основним результатом досліджень цього етапу було вивчення детальної просторової структури часових змін аномалій геомагнітного поля – тектономагнітних аномалій, встановлення їх зв'язків з особливостями глибинної будови і речовинними неоднорідностями. На основі результатів цих спостережень була складена серія карт сезонних і річних змін магнітного поля [34, 35], які довели, що величини аномальних змін – аномалій ΔT проявляють тенденцію до збереження місцезросташування. Ця тенденція яскраво демонструється на рис.9,

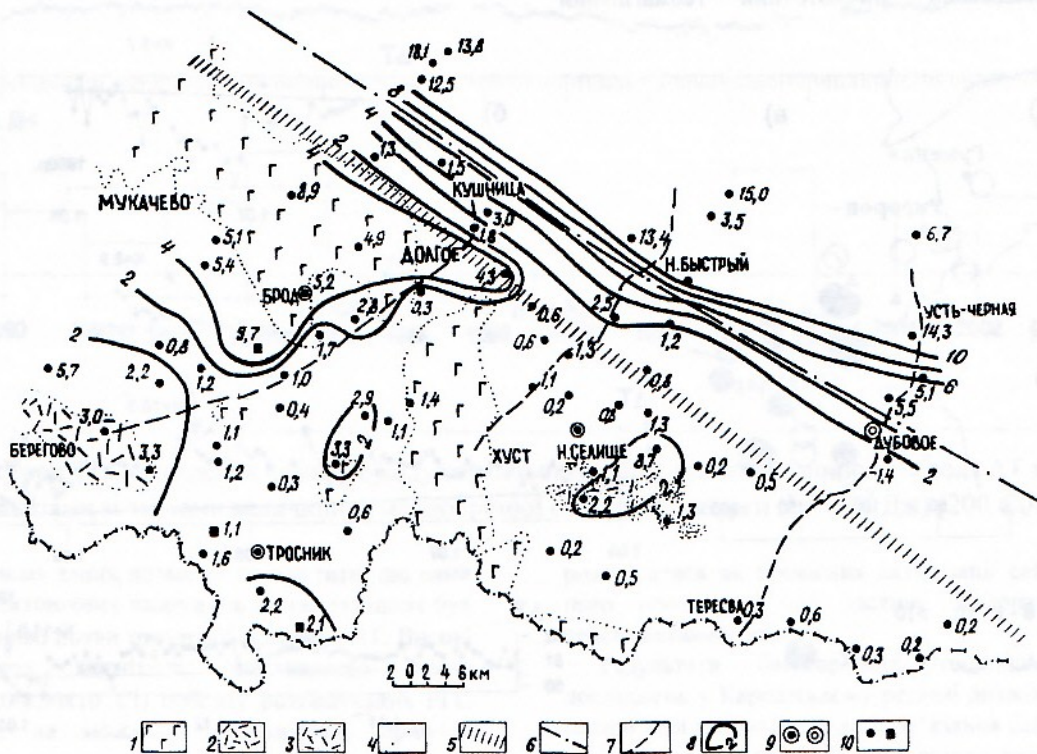


Рисунок 9. Схема просторового розподілу σ^2 на території Карпатського геодинамічного полігона

1 – вулканогенні утворення гутинської свити; 2 – вулканогенні породи кислого складу і їх туфи Березівської зони; 3 – горизонти нанківських туфів; 4 – межі розповсюдження вулканогенних утворень; 5 – Закарпатський глибинний розлом; 6 – вісь Карпатської аномалії електропровідності; 7 – геодинамічні профілі; 8 – ізолінії σ^2 (нТл); 9 – геомагнітні станції; 10 – пункти вікового ходу (цифрами зазначені значення σ^2 на пункті).

де показано розподіл дисперсії (δ^2) аномальних геомагнітних змін поля за весь період (1976-1983 рр) спостережень. У цьому випадку параметр δ^2 використовувався як показник аномальності пункту спостереження.

Отже, характер просторового розподілу дисперсії дав змогу виділяти аномальні зони, які були певними індикаторами змін напружено-деформованого стану земної кори.

Відмічена зональність у динаміці магнітного поля яскраво проявляється також на результатах профільних спостережень, які показали, що на різних ділянках полігона часові зміни геомагнітного поля на пунктах відрізняються. Звідси виникає можливість розподілу території полігона на окремі блоки з ідентичним характером динаміки поля ΔT . Очевидно, особливості блокової структури земної кори знаходять своє відображення через тектонофізичні процеси в характері часових змін геомагнітного поля.

Третій етап досліджень, починаючи з 1983 р. і до цього часу, пов'язаний із вивченням часових змін геомагнітного поля сейсмо-тектонічного походження для розробки методики пошуку провісників місцевих землетрусів [36]. З початку цього етапу був запроваджений високоточний геомагнітний

моніторинг на чотирьох режимних станціях, які розміщені в межах виділених раніше індикаторних зон: РГС Брід, РГС Н.Селище, РГС Тросник, РГС Берегово, відстань між якими становить 30-40 км. Середньоквадратична похибка визначення середньодобового значення ΔT між парами РГС коливається від $\pm 0,5$ до $\pm 0,9$ нТл.

За період геомагнітного моніторингу в часових рядах різницевого поля ΔT між парами РГС виділяються локальні аномальні ефекти, які в часі корелюють з місцевою сейсмічністю з $K \geq 8$. Найбільш типові з них приведені на рис. 10 і мають характерні риси, які притаманні аномаліям провісникового типу і відомі за результатами сейсмопрогностичних робіт і в інших регіонах [35]. Аномалії мають бухтоподібну форму, тривалість від 30-35 днів до 2-3 місяців, інтенсивність від 2,5 до 4 нТл. Більшість виділених аномалій провісникового типу мали місце перед землетрусами, що відбулись в околі Припанонського розлому (район Виноградovo) і на півночі Румунії (район Бая-Маре). Це можна пояснити як невеликими відстанями (15-80 км) від РГС до епіцентру землетрусів, так і індикаторними особливостями зони Припанонського розлому.

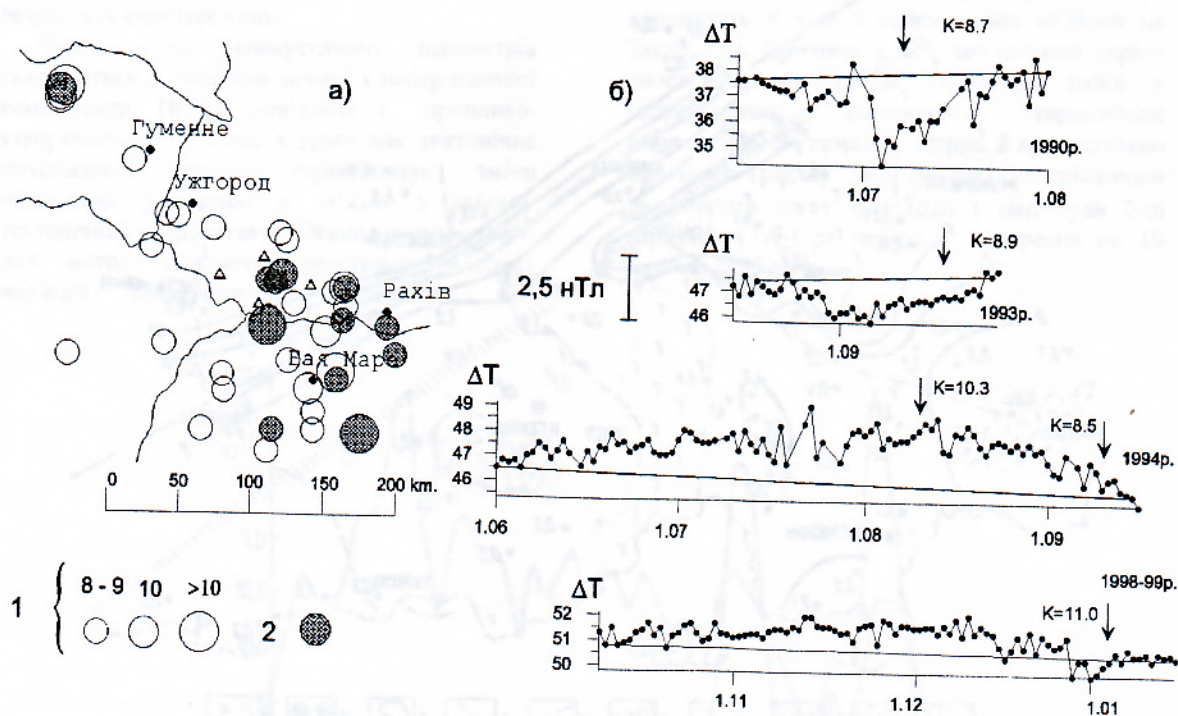


Рисунок 10. Приклади аномальних змін геомагнітного поля, пов'язаних із місцевими землетрусами.

а) сейсмічність Закарпаття і прилеглих районів за 1990-1999 рр., 1 – енергетичний клас, 2 – землетруси, провісники від яких були зареєстровані, 3 – режимні станції;
б) аномалії ΔT – провісники землетрусів. Рисками позначені моменти землетрусів, цифрами – значення K

Наявність достатньо довгого ряду високоточних спостережень на режимних станціях дозволило поряд з локальними ефектами досліджувати довгоперіодні часові зміни поля. На рис. 11 приведені часові ряди середньодадних значень ΔT між парами станцій, починаючи з 1990 року. З кінця 1996 року до початку 1999 на графіках ΔT виділяється плавний квазілінійний ріст поля, що за два роки склав майже 7 нТл в різниці $\Delta T_{НС-ТР}$ і 5 нТл в різниці $\Delta T_{БР-ТР}$. Спільний аналіз графіків свідчить про те, що найбільші зміни поля за зазначений період відбулись на РГС

Н.Селище, менші на РГС Брід. Ріст поля в першій декаді грудня 1998 р. змінився поступовим зменшенням $\Delta T_{НС-ТР}$ приблизно на 2 нТл. На стадії відновлення поля 4 січня 1999 р. в 20 км від РГС Н.Селище відбувся землетрус з $K=10,5$, $M=3,5$. Саме в період 1997-1998 рр., коли був зафіксований квазілінійний тренд, спостерігався період сейсмічного затишшя, після якого відбувся згаданий вище землетрус. Виділена при цьому величина сейсмічної енергії більш ніж на порядок перевищує сумарну сейсмічну енергію в період затишшя, річні значення якої наведені на рис.11.

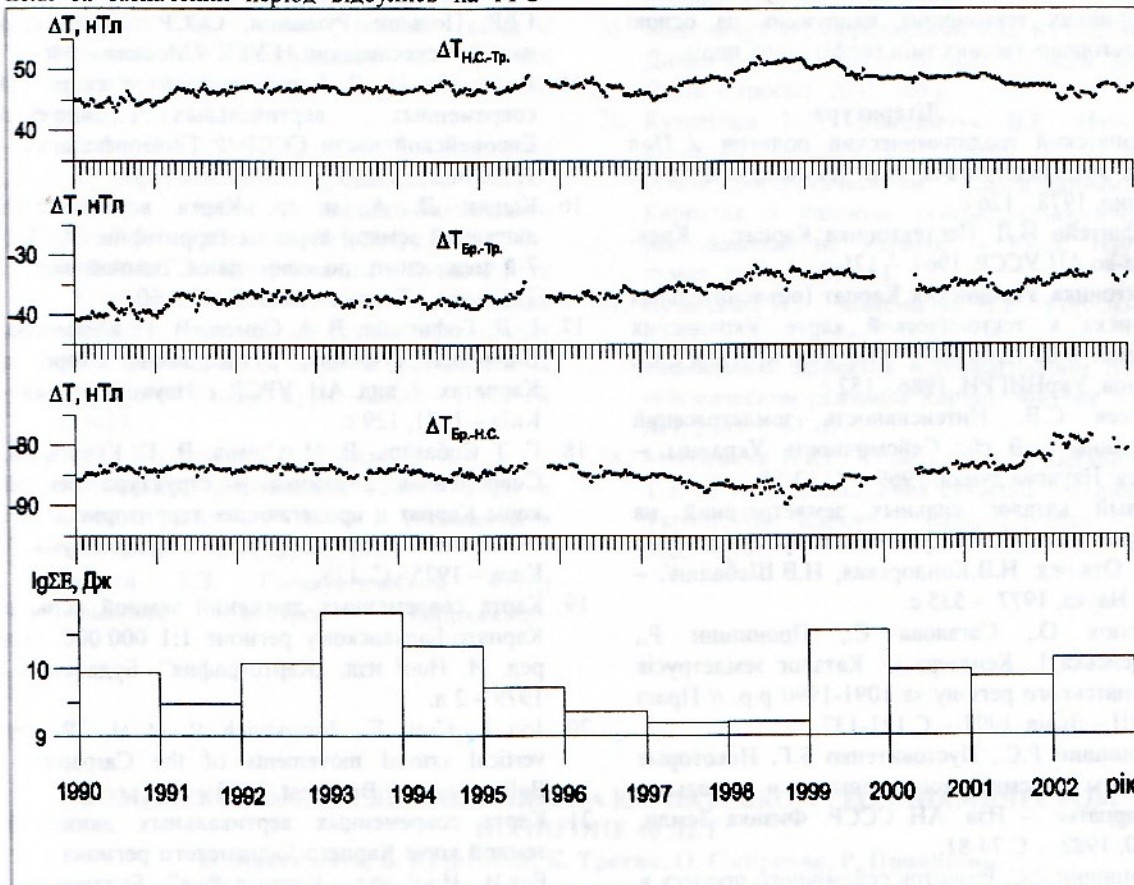


Рисунок 11. Зіставлення часового ходу середньодадних значень різницевого поля ΔT між станціями зі змінами величини сумарної річної сейсмічної енергії ($\Sigma E \times 10^9$ Дж) [200, 201].

Аналіз даних дозволив припустити, що саме ріст тектонічних напружень за час затишшя був причиною появи трендової складової ΔT . Високі значення магнітних властивостей порід ($k=(1,0-1,9) \times 10^{-2} \text{Ci}$) поблизу розташування РГС вказує на можливу п'єзомагнітну природу явища, що спостерігається. Виконані розрахунки [37] довели, що тренд міг бути обумовлений змінами намагніченості високо-магнітних вулканогенних порід на 0,004-0,005 А/м при зміні тектонічних напружень на 50-100 бар. Таким чином трендові зміни поля ΔT відображають процес накопичення пружної енергії в місці, де готувався землетрус, і можуть

розглядатися як провісник активізації сейсмічного процесу в цій частині Закарпатської сейсмоактивної зони.

Результати багаторічних геодинамічних досліджень у Карпатському регіоні дозволили в певній мірі наблизитись до розв'язання багатьох питань сучасної геодинаміки і оцінки довго- та середньотривалої сейсмічної небезпеки і викладені в монографії [38].

Продовження робіт у Карпатському регіоні, враховуючи результати попередніх досліджень, слід сконцентрувати на наступних напрямках:

сейсмічний моніторинг Закарпатської сейсмогенної зони; моніторинг сучасних

вертикальних і горизонтальних рухів земної поверхні на основі геодезичних та GPS-спостережень; геофізичний моніторинг за змінами параметрів геологічного середовища, виявлення на цій основі провісників землетрусів та розвиток методик їх прогнозування; розвиток мережі стаціонарних комплексних прогностичних геофізичних станцій у Закарпатській сейсмоактивній зоні; розробка нових методів та технічних рішень з оцінки напружено-деформованого стану земної кори; вивчення впливу зовнішніх факторів на процеси в земній корі; розробка методів дослідження динаміки розривних тектонічних напружень на основі просторово-часових змін геофізичних полів.

Література

1. Карпатский геодинамический полигон. / Под ред. Я.С.Подстригача, А.В.Чекунова.- М.: Сов. радио, 1978.- 126 с.
2. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. – Киев: Изд-во АН УССР, 1964. – 176 с.
3. Тектоника Украинских Карпат (объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат м-ба 1:200 000). / Отв. Ред. Круглов С.С., Львов, УкрНИГРИ, 1986.- 152 с.
4. Евсеев С.В. Интенсивность землетрясений Украины // В сб.: Сейсмичность Украины. – Киев: Наукова думка, 1969. – С.32-55.
5. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв.ред. Н.В.Кондорская, Н.В.Шебалин/. – М.: Наука, 1977. – 535 с.
6. Костюк О., Сагалова Є., Пронишин Р., Руденська І., Кендзера О. Каталог землетрусів Карпатського регіону за 1091-1990 р.р. // Праці НТШ – Львів, 1997. – С.121-137.
7. Пронишин Р.С., Пустовитенко Б.Г. Некоторые аспекты сейсмического климата и погоды в Закарпатье. – Изв. АН СССР. Физика Земли, №10, 1982. – С.74-81.
8. Пронишин Р.С. Развитие сейсмичного процесу в Закарпатті за 1961-2000 роки. //Тези доповідей II Міжнародної конференції “Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища”, Київ, 8-10 жовтня 2001 року. – Київ: Вид-во Київського університету, 2001. – С. 20-21.
9. Современные движения Земной коры на территории западной половины Европейской части СССР / изд. “Геодезиздат” – 1958, 228 с.
10. Былинская Л. М., Мещеряков Ю. А. О связи градиентов скоростей вертикальных тектонических движений земной поверхности с сейсмичностью на примере западной половины Европейской части СССР // Докл. АН СССР – 1964. № 3, т. 154.
11. Мацкова В. А. Карта градиентов скоростей современных вертикальных движений земной коры Европейской части СССР и исследования периодичности движений // В кн.: Современные вертикальные движения земной коры / вид-во АН ЕРСР. Тарту - 1973, № 5.
12. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы // Под ред. Мещерякова Ю. А. – 1:250 000 / ГУГК - Москва –1973, 1 л.
13. Карта современных вертикальных движений земной коры в Карпато-Балканском регионе // Гл. ред. И. Йоо / “Картография” - Будапешт-1985, 1 л.
14. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (европейская часть), Чехословакии / ГУГК – Москва -1986.
15. Гофштейн И. Д. Карта градиентов скоростей современных вертикальных движений Европейской части СССР // Геоморфология – 1975. № 2.
16. Кашин Л. А. и др. Карта вертикальных движений земной коры на территории СССР // 7-й меж. симп. по совр. движ. земной коры”. Тез. докл. / Таллин - 1986. С. 59 – 60.
17. І. Д. Гофштейн, В. І. Сомов, В. Г. Кузнецова. Вивчення сучасних рухів земної кори в Карпатах // вид АН УРСР / Наукова думка - Київ – 1971, 129 с.
18. Г. Т Собакаръ, В. И. Сомов, В. Г. Кузнецова. Современная динамика и структура земной коры Карпат и прилегающих территорий // АН УССР инст. Геофизики / изд. “Наукова думка”. Киев – 1975 - С. 128.
19. Карта современных движений земной коры в Карпато-Балканскому региону 1:1 000 000. под ред. И. Йоо/ изд. „Картография”. Будапешт – 1979 – 2 л.
20. Joo I., Csati E., Jovanovich P. et al. “Recent vertical crustal movements of the Carpatho – Balkan region”/ Budapest, 1979 – 13p.
21. Карта современных вертикальных движений земной коры Карпато-Балканского региона под. Ред.И. Йоо/ изд. „Картография”. Будапешт – 1985 – 2 л.
22. В.И. Сомов „Современная направленность развития тектонических структур Карпато-Балканского региона (по данным инструментальных исследований)” // Геофизический журнал, 1990 -12, № 6 - С. 39-47.
23. Сомов В.І., Джунь Й.В., Рахімова І.Ш., Скриль В.А., Євсеева Е.М. „Статистичні методи в сучасній геодинаміці Карпато-Динарського регіону”/ АН України Ін-т. геофізики ім. С.І. Суботіна// вид. „Наукова думка” – Київ, 1992 – 252 с.
24. Tretyak K., Smirnova O. Velocity maps of modern vertical deformations of the Earth surface of the Ukraine mountain system. // Report on Geodesy - Warszawa – 1998. №3. P.147-150.
25. Третяк К. Р. Карта сучасних градієнтів швидкостей вертикальних деформацій земної

- поверхні Кримського півострова // Збірник "Геодинаміка" / Вид. НУ "Львівська політехніка". – 1999. 134 с., №1(2). С. 22-30.
26. Демедюк М.С., Сідоров І.С., Третяк К.Р. Вплив Рікського тектонічного розлому на деформації напірного трубопроводу Теребля-Рікської ГЕС // Геодезія, картографія і аерофотознімання. – 1993. – № 55. – С. 14-22.
 27. Демедюк Н.С., Третяк К.Р. О Рикском тектоническом разломе Карпат // Геодезия, картография и аерофотосъемка. – 1992. – Вып. 54. – С. 27-34.
 28. Zablotzky F., Tretyak K., Ostrovsky A. Earth's crust deformations by means precise geodetic measurements // Geodynamics of Northern Carpathians - Warsaw: Reports on geodesy. – 1998. – №6 (36). P. 111-118.]
 29. 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.
 30. Вербицкий Т.З., Кузнецова В.Г., Кутас Р.І. та ін. Методика обробки і аналізу даних геофізичного моніторингу сейсмотектонічних процесів у Закарпатті та деякі результати їх використання // Геофіз. журн. – 2000. – Т 22, – № 3. – С.9-17.
 31. Варга П., Вербицкий Т.З., Латынина Л.А. и др. Горизонтальные деформации земной коры в Карпатском регионе. // Наука и технология в России. – 2002. – № 7 (58) – С. 5-8.
 32. Вербицкий Т.З. Геоакустический метод непрерывного контроля напряженно-деформированного состояния земной коры. // Геофиз. журнал. – 1984. – 6, №1. – С.55-61.
 33. Вербицкий Т.З., Бойко Б.Д., Струк Є.С., Назаревич А.В. Геоакустические и микросейсмические исследования состояния земной коры на Карпатском прогностическом полигоне. // Современные геодинамические процессы и прогноз землетрясений. – К.: Наук. думка, 1987, –С. 57-61.
 34. Кузнецова В.Г. Локальные временные изменения геомагнитного поля в сейсмоактивном закарпатском прогибе. // Геофиз. журн. – 1981. – 3, №6. – с.105-110.
 35. Максимчук В., Городиский Ю., Кузнецова В. Динаміка аномального магнітного поля Землі. – Львів: Євровіт. 2001. 306 с.
 36. Кузнецова В.Г., Максимчук В.Е. Изучение вариаций геомагнитного поля в связи с сейсмопрогностическими исследованиями в Карпатах // Развитие сейсмопрогностических исследований на Украине. – Киев: Наукова думка, 1983, – с.181-184.
 37. Кузнецова В.Г., Максимчук В.Е., Городиский Ю.М., Климкович Т.А. Изучение связи аномальных эффектов в геомагнитном поле с сейсмическим режимом Карпат: Физика Земли, №3, 2005, С.61-67.
 38. Максимчук В.Ю., Кузнецова В.Г., Вербицкий Т.З. та інш. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. – Київ, Наукова думка, 2005, – 254с.

КОМПЛЕКСНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ НА КАРПАТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ 40 ЛЕТ

В. Максимчук, В. Кузнецова, К. Третяк, О. Смирнова, Р. Пронишин

В 1965 г. были начаты комплексные исследования на Карпатском геодинамическом полигоне которые продолжаются 40 лет. Основным результатам многолетних исследований посвящается эта статья.

FORTY YEARS OF COMPLEX RESEARCHES ON THE CARPATHIAN GEODYNAMIC POLYGON

V. Maksimchuk, V. Kuznetsova, K. Tretyak, O. Smirnova, R. Pronyshyn

In 1965 the complex researches on Carpathian geodynamic polygon were began and continued during 40 years. This paper is dedicated to the main results of the long-term researches.

¹ Карпатське відділення Інституту геофізики НАН України,

² Національний університет „Львівська політехніка”

³ Інститут геофізики НАН України

Надійшла 15. 12. 05