

ГЕОДЕЗІЯ

РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ ГОРИЗОНТАЛЬНИХ ДЕФОРМАЦІЙ ЗЕМНОЇ КОРИ НА КАРПАТСЬКОМУ ГЕОДИНАМІЧНОМУ ПОЛІГОНІ

М. Демедюк, Ф. Заблоцький, В. Колгунов,

А. Островський, І. Сідоров, К. Третяк

(Державний університет "Львівська політехніка")

Дослідження геодинаміки Карпатського регіону інструментальними геодезичними методами триває вже понад тридцять років. Проведення таких тривалих і систематичних досліджень обґрунтовується їх вагомістю для вирішення як наукових, так і важливих народногосподарських завдань. Відомо, що геодезичні методи дозволяють:

- доповнювати сейсмопрогностичну інформацію, яку неможливо виявити геофізичними методами;
- визначати повільні глибинні деформаційні процеси, які не вдається фіксувати іншими методами;
- оцінювати техногенні впливи на геодинамічну ситуацію регіону;
- уточнювати просторову тектонічну і геологічну будову земної кори.

Проведення таких досліджень є актуальним для Закарпатської області через те, що на її теренах спостерігається підвищена сейсмічна активність, тут стикуються геоструктури різni за потужністю та інтенсивністю тектонічних рухів, фіксуються високі градієнти швидкостей просторових рухів в периферійних частинах геоструктур з неодноразовою зміною напрямків на зворотні.

Перелічені фактори ідентифіковані за результатами геодезичних, геолого-геоморфологічних, тектонічних, гідрогеологічних та геофізичних досліджень території Закарпатського глибинного розлому. Тут стикуються два різних за будовою та потужністю блоки земної кори - складчасті Карпати і Закарпатський прогин з відповідними глибинами до поверхні Мохо 55 та 25 км. Повторні геодезичні вимірювання, проведені галузевою геодезичною лабораторією "Львівська політехніка" на просторовій мережі Теребля-Рікської ГЕС, розташованій на трансформному Рікському розломі, свідчать про наявність значних цlesпрямованих горизонтальних рухів з максимальними швидкостями до 5 мм/рік. Аномальні швидкості вертикальних рухів земної кори

зафіковані на деяких ділянках ліній повторного нівелювання Карпатського геополігона, їх наявність також підтверджують результати повторних геодезичних вимірювань просторової мережі, розташованої на південно-східній частині Закарпатського глибинного розлому. Повторне прецизійне нівелювання профілів, розташованих відповідно до розлому (Іршава - Кушниця, Тересва - Усть-Чорна, Хуст - Нижній Бистрий), виявило вертикальні коливні рухи значно менші за швидкістю, ніж горизонтальні. Різна диференціація і динаміка вертикальних та горизонтальних рухів свідчить про деформаційні напруження земної поверхні і активність основних геотектонічних розломів. Закарпатський глибинний розлом має транскарпатське простягання і простягується на віддалі біля 600 км. Вся прилегла до розлому територія розсічена другорядними трансформними розломами. На поверхні Закарпатського розлому однозначно фіксується вузькою зоною Пенінських стрімчаків. Біля нього скучені епіцентрі більшості закарпатських землетрусів [6,7].

Наведена інформація свідчить про імовірне нагромадження сейсмічної енергії в зоні Закарпатського глибинного розлому. Однак, беззаперечну відповідь на це питання може дати тільки інформація про динаміку сучасних просторових рухів земної поверхні безпосередньо в зоні Закарпатського розлому, яка дозволить оцінити швидкість і величину деформаційних процесів взаємодії двох основних блоків земної кори досліджуваного регіону.

Отримання такої інформації стало можливим завдяки існуючій просторовій мережі, яка охоплює 30-ти кілометрову ділянку північно-західної частини розлому і площею близько 1000 км² території складчастих Карпат і Закарпатського прогину (рис.1). Мережа створена в якості еталонного геодезичного полігона у 1968-70 рр. галузевою геодезичною лабораторією Львівського політехнічного інституту [1]. Висоти всіх

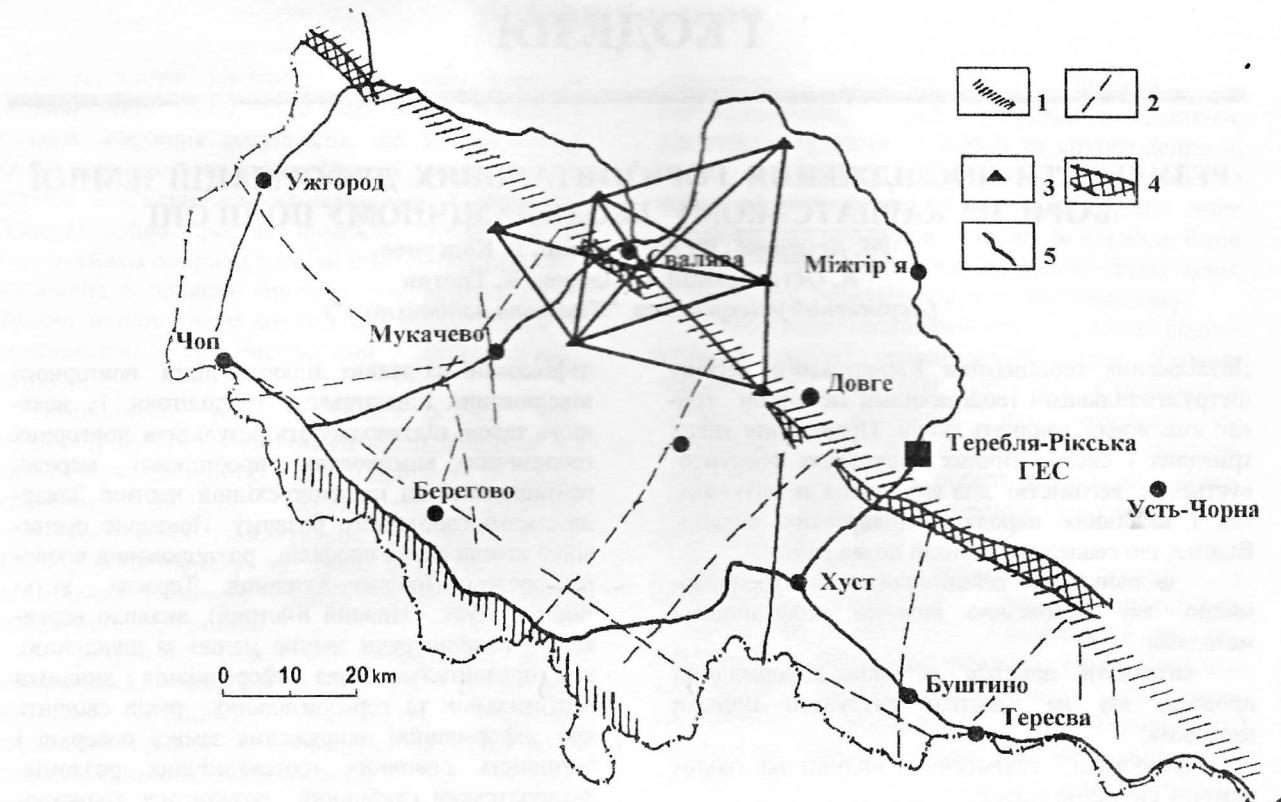


Рис.1. Схема Карпатського геодинамічного полігона [1]. А-Закарпатський (транскарпатський), Б-Пріпанонський глибинні розломи, 2) другорядні розломи, 3) пункти планової еталонної мережі, 4) зона пеннінських стрімчаків, 5) лінії високоточного нівелювання.]

пунктів (не зважаючи на складні гірські умови) були визначені з геометричного нівелювання ІІ-го класу. Астрономічними спостереженнями визначені точні широти та довготи всіх пунктів полігона, а також азимути чотирьох напрямків мережі, обчислені відхилення виска на всіх пунктах за даними гравіметричної зйомки. Перший цикл лінійних вимірювань в цій мережі було виконано у 1968-69 рр. світловіддалеміром NASM-2A (фірма "AGA", Швеція). Точність вимірювання ліній сягала 5×10^{-7} . Таким чином в гірських умовах було створено унікальний по точності 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 площею 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 в цьому районі.

Постало питання про повторне проведення вимірювань в цих мережах, яке б дозволило отримати достовірну інформацію про геодинамічні зміни в регіоні.

В 1992-93 рр. було заплановано відновлення робіт на еталонній геодезичній мережі. Единим шляхом забезпечення прямої видимості між пунктами, що необхідно для виконання світловіддалемірних вимірювань, була прорубка просік в лісових насадженнях на території полігона. Внаслідок проведення цих заходів стало можливим виконання повторного циклу світловіддалемірних вимірювань. Проте, переважну частину ліній мережі було виміряно за допомогою GPS - приймачів методом супутникової геодезії. В 1994 р. співробітниками галузевої геодезичної лабораторії "Львівської політехніки" було вико-

нано повторний цикл світловіддалемірних вимірювань довжин ліній локальної геодезичної мережі.

Отримано перші результати про розподіл деформаційних параметрів земної поверхні регіону. Однак, дослідженнями не була охоплена північна частина геополігона, зокрема, пункт, розташований на вершині гори Стой, який опинився на території військового об'єкту. Проведення через 25 років повторного циклу вимірювань дозволило за даними просторових зміщень пунктів мережі, хоча і за відносно короткий для геологічних процесів час, визначити кількісні параметри і спрямованість деформаційних процесів та надати їм інтерпретацію з тектонічної точки зору.

Район досліджень включає дві різні за будовою та історією геологічного розвитку ділянки: 1). SW (південно-західна) ділянка представлена Центральною і Вигорлат-Гутинською зонами Закарпатського внутрішнього прогину; 2). NE (північно-східна) ділянка утворена внутрішніми структурно-фаціальними зонами Зовнішніх флюшових Карпат (Поркулецький та Дуклянський покриви і Кросненська зона). На стиці цих двох ділянок і розташований Закарпатський (Припанонський) глибинний розлом, який на поверхні трасується Пенінською (Стрімчаковою) структурно-фаціальною зоною. Названі тектонічні структури добре виражені в рельєфі і можуть розглядатися як морфоструктури різних порядків. Не зупиняючись на детальній характеристиці названих структурних і морфоструктурних одиниць зазначимо лише ті їх особливості, які мають, на нашу думку, відношення до інтерпретації результатів геодезичних вимірювань.

Осадочні утворення Закарпатського внутрішнього прогину, на NE в прироздомній смузі, перекриті потужною товщею вулканічних порід (андезити, андезитобазальти, ліпарити та їх туфи) Вигорлат-Гутинської гряди.

Тектонічна порушеність (структурні і розриви), що добре простежується в осадових товщах Закарпатського прогину і вулканічних утвореннях, вивчена недостатньо, зокрема, її зв'язок із порушеннями підстеляючих вулканічних порід.

Не певний і не однозначний на всіх ділянках є просторовий зв'язок Закарпатського глибинного розлому, що виділяється, головним чином, геофізичними дослідженнями, і Пенінської структурно-фаціальної зони, будову і положення якої детально вивчено геолого-зйомочними роботами і яка розглядається багатьма дослідниками як поверхневий прояв цього розлому. Закарпатському

глибинному розлому всіма дослідниками Карпат надається виключно важлива роль як межовій структурі між Внутрішніми і Зовнішніми Карпатами - як в геологічному минулому, так і тепер. Важко переоцінити роль, яку відіграє цей розлом у формуванні складчасто-покривної структури Зовнішніх Флюшових Карпат.

Поркулецький і Дуклянський покриви, Кросненська, а також розташовані NE покриви й зони Українських Карпат, що складені, головним чином, крейдо-палеогеновими флюшовими породами, характеризуються NE моновергентною насувно-лускатою будовою. Ця структура Українських Флюшових Карпат утворилася на орогенному етапі розвитку геосинкліналі, тобто протягом останніх 23 млн. років.

За геологічними даними, така насувно-складча структура могла утворитись лише завдяки значному скороченню первинної ширини басейну крейдо-палеогенового, а частково й нижньоміоценового, осадконагромадження, а отже, завдяки тривалому відповідно направленому стисненню доорганеної структури Карпат. Не зупиняючись на з'ясуванні першопричини такого скорочення (стиснення) карпатської геосинкліналі, яка, на нашу думку, викликана зіткненням літосферних плит (хоч можна припускати й інші варіанти), подамо лише лінійні розміри цих скорочень.

Таку загальну (сумарну) амплітуду горизонтального переміщення карпатських покривів встановити важко через їх кулісоподібне положення в Карпатській дузі, а також через безкореневий характер багатьох покривів. Зазначимо, що вона не може складатися із сумарних максимальних величин амплітуд окремих покривів через те, що такі максимуми, як правило, не знаходяться на одному поперечному напрямку, тобто в Карпатах немає таких поперечних геотраверсів, на яких припадали б максимуми або мінімуми горизонтальних переміщень всіх покривів. Звичайна картина, коли одним геотраверсом перетинаються покриви, частина з яких мають тут максимальний розвиток, а частина - мінімальний. При цьому приймається, що всі амплітуди в дійсності повинні оцінюватись як мінімальні, тому що корені не з'ясовані для жодного з покривів, і справжні їх амплітуда залишається невідомою.

Вже зроблені перші спроби підрахунку мінімальних амплітуд горизонтальної складової покривів для окремих частин Карпат. Такі дослідження проведені як для Польських [8,10] і Словачьких [9], так і для Українських Карпат [5]. Заз-

начимо, що робоча група МГДП (Міжнародного геодинамічного проекту), яка детально займалась цим питанням для території Українських Карпат [2], дійшла висновку - для флюшових зон, що займають серединне і внутрішнє положення у Флюшових Карпатах, співвідношення ширини сучасного і палеобасейну може бути прийняте як $1:(1.5\dots 2.5)$. Отже, скорочення первинної ширини складчастої області Українських Карпат, врахувуючи наявні дані, можна оцінити в 150 км, а середня річна швидкість накопичення деформацій буде в межах $(-0.6\dots +1.1)\cdot 10^7$.

Повторні вимірювання довжин ліній на геополігоні виконувались пресцизійним лазерним світловіддалеміром СП-2 "Топаз". GPS - вимірювання проведено 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" (3 приймачі - від Інституту вищої геодезії і геодезичної астрономії Варшавської політехніки і 2 приймачі - від обсерваторії м. Пенз, Угорщина).

Остаточні результати вимірювань світловіддалеміром та системою GPS похилих (приведених

до центрів знаків) ліній еталонної мережі наведено в таблиці 1. Лінія з потовщенюю нумерацією виміряна в 1993 р. зазначенім вище світловіддалеміром, решта ліній - системою GPS. Значення довжин ліній Рожок - Бужора, яка в 1968-69 рр. не вимірювалась, обчислено за результатами зрівноважування довжин ліній еталонної мережі на цю епоху вимірювань. Точність вимірювання довжин ліній як світловіддалеміром, так і системою GPS для епохи 1993 р. за внутрішнім погодженням результатів вимірювань знаходиться в межах 2 мм. Різниці ΔS довжин ліній знаходяться в межах $(+1\dots +30)$ мм.

В таблиці 2 наведено довжини, різниці та швидкості зміни довжин ліній локальної мережі за результатами трьох епох вимірювань. Середня квадратична похибка вимірювання довжин ліній у третьому циклі (1994 р.) в одну видимість за внутрішнім погодженням результатів вимірювань знаходиться в межах 1..4 мм. Максимальний розмах довжин ліній, отриманих за дві видимості, сягає 15 мм. В основному, він не перевищує 5 мм.

Різниці довжин ліній знаходяться в наступних межах:

2-1 цикл $(-32\dots +11)$ мм; 3-1 цикл $(-46\dots +36)$ мм; 3-2 цикл $(-57\dots +49)$ мм.

Відповідно, річні швидкості:

2-1 цикл $(-32\dots +11)$ мм; 3-1 цикл $(-2.3\dots +1.8)$ мм; 3-2 цикл $(-3.0\dots +2.6)$ мм.

Таблиця 1.

**Довжини, різниці та швидкості зміни довжин
вимірюваних ліній еталонної мережі
за результатами вимірювань 1969, 1993 рр.**

№ п/п	Лінія	Довжина 1969 р. S_{1969} , м.	Довжина 1993 р. S_{1993} , м.	$\Delta S =$ $S_{1993} - S_{1969}$, м.	$\Delta S / \Delta t$, м/рік
1	2	3	4	5	6
1	Неліпине -Рожок (1-3)	5979.744	5979.763	+0.019	+0.79
2	Неліпине -Погар (1-5)	8775.543	8775.569	+0.026	+1.08
3	Неліпине-Бужора (1-6)	15331.910	15331.923	+0.013	+0.54
4	Неліпине -Дахманов (1-7)	10953.882	10953.901	+0.019	+0.79
5	Сер.Верх-Рожок (2-3)	10229.488	10229.497	+0.009	+0.37
6	Рожок-Погар (3-5)	13713.878	13713.892	+0.014	+0.58
7	Рожок-Бужора (3-6)	21284.254	21284.272	+0.018	+0.75
8	Рожок-Дахманов (3-7)	14708.354	14708.358	+0.004	+0.17
9	Погар -Бужора (5-6)	10201.811	10201.812	+0.001	+0.04
10	Погар-Дахманов (5-7)	15820.437	15820.467	+0.030	+1.25
11	Бужора-Дахманов (6-7)	14913.916	14913.931	+0.015	+0.62

Таблиця 2.

**Довжини, різниці та швидкості зміни довжин
вимірюваних ліній локальної мережі
за результатами вимірювань 1974,1975,1994 pp.**

№ п/п	Лінія	Довжина 1974 р. S_{1974}, м	Довжини на 1975 р. S_{1975}, м	Довжини на 1994 р. S_{1994}, м	$\Delta S_{21} =$ $S_{1975} -$ S_{1974} мм	$\Delta S_{31} =$ $S_{1994} -$ S_{1974} мм	$\Delta S_3 =$ $S_{1994} -$ S_{1975} мм	$\Delta S_{21}/\Delta t_{21}$ мм/рік	$\Delta S_{31}/\Delta t_{31}$ мм/рік	$\Delta S_{32}/\Delta t_{32}$ мм/рік
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	11-12	2942.429	.420	.425	-9	-4	+5	-9	-0.2	+0.3
2	11-13	7216.590	.558	.564	-32	-26	+6	-32	-1.3	+0.3
3	11-14	5617.974	.966	.944	-8	-30	-22	-8	-1.5	-1.2
4	11-15	3773.445	.456	.399	+11	-46	-57	+11	-2.3	-3.0
5	12-13	4419.778	.766	.757	-12	-21	-9	-12	-1.1	-0.5
6	12-14	3932.175	.182	.181	+7	+6	-1	+7	+0.3	-0.1
7	12-15	3472.403	.390	.367	-13	-36	-23	-13	-1.8	-1.2
8	13-14	3429.703	.690	.739	-13	+36	+49	-13	+1.8	+2.6
9	13-15	5390.341	.318	.350	-23	+9	+32	-23	+0.4	+1.7
10	14-15	2403.825	.829	.826	+4	+1	-3	+4	+0.0	-0.2

Аналізуючи отримані результати, необхідно зазначити, що більшість довжин ліній стала коротшою.

Зрівноважування вимірюваних довжин ліній локальної мережі попередньо виконувалось окремо для кожної епохи вимірювань (1974,1975,1994). Середня квадратична похибка одиниці ваги в першому циклі вимірювань складала 12.9 мм, в другому – 3.3 мм, в третьому - 1.7 мм. Зрозуміло, що точність вимірювань довжин ліній в першому циклі є недостатньою для геодинамічних досліджень.

Остаточне зрівноважування вимірів всіх епох для еталонної та локальної мереж виконувалось параметричним способом по різницям вимірюваних довжин ліній. В цьому випадку поправки рівнянь похибок є проекціями векторів зміщень пунктів мережі. Визначивши проекції векторів зміщень, обчислено згідно залежностей [3] компоненти деформацій для елементарних трикутників мережі. В вершинах цих трикутників знаходяться пункти мережі. Деформаційні процеси відображені чотирма компонентами деформацій: γ_x , γ_y – відносний зсув по осям координат X,Y; γ - загальний зсув; Δ - дилатація (відносне розширення або стиснення території); ω - відносне обертання (E_{max} , E_{min} - головні осі деформацій, Θ - азимут головної осі деформації E_{max}). Для компоненти ω наведено абсолютне обертання α в кутових секундах (знак "+" відповідає обертанню трикутника за годинниковою стрілкою, а знак "-" - проти годинникової стрілки). В таблицях 3,4 наведено результати обчислення компонент деформацій.

Точність визначення річних швидкостей накопичення компонент деформацій еталонної мережі знаходиться в межах $8.0 \cdot 10^{-8}$, локальної мережі - в межах $5.0 \cdot 10^{-8}$.

За результатами визначення компонент деформацій побудовано картосхеми деформаційних параметрів для території еталонної та локальної мереж (рис. 2 - 7). Аналізуючи картосхеми розподілу головних осей деформацій обох мереж (рис.2,3), необхідно зазначити певні закономірності їх розподілу. Практично всі головні осі розтягу розташовані в напрямі SW (південний-захід) - NE (північний-схід). Головні осі стиску орієнтовані відповідно в перпендикулярному напрямку. Відносні значення швидкості накопичення максимального розтягу за результатами вимірювань еталонної мережі знаходяться в межах $(1.5 \dots 3.2) \cdot 10^{-7}$ (1/рік), а для локальної мережі - $(0.3 \dots 17.6) \cdot 10^{-7}$ (1/рік). В середньому, для локальної мережі ці швидкості в 2-3 рази більші, ніж для еталонної мережі. На території полігона дуже наглядно проявляються відносні зсуви земної поверхні (рис. 4,5). Практично вся територія полігона 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.

Таблиця 3.

Значення швидкостей накопичення компонент деформацій території еталонної мережі за результатами вимірювань 1969, 1993 pp.

Трикутник	Компоненти деформацій				
	$\gamma_x \cdot 10^{-7}$ /рік	$\gamma_y \cdot 10^{-7}$ /рік	$\Delta \cdot 10^{-7}$ /рік	$\omega \cdot 10^{-7}$ /рік	α'' /рік
1-3-6	+2.17	+0.67	+2.16	+1.14	+0.4
1-3-7	+0.62	+1.08	+1.77	+0.37	+1.5
1-5-6	+2.53	-2.88	-0.39	-1.03	-0.4
1-5-7	+3.35	+0.71	+2.94	0.88	-0.4
1-6-7	+0.78	+0.03	+2.81	+0.45	+1.8
3-6-7	+1.42	+1.50	+1.34	+0.76	+2.9
$\gamma \cdot 10^{-7}$ /рік	Θ°	$E_{\max} \cdot 10^{-7}$ /рік		$E_{\min} \cdot 10^{-7}$ /рік	
		+2.27	81	+2.21	-0.05
1-3-6	+1.24	60	+1.50	+0.26	
1-5-6	+3.82	66	+1.72	-2.11	
1-5-7	+3.42	84	+3.18	-0.24	
1-6-7	+0.78	88	+1.79	+1.02	
3-6-7	+2.06	67	+1.70	-0.36	

Таблиця 4.

Значення швидкостей накопичення компонент деформацій на території локальної мережі за результатами вимірювань 1975, 1994 pp.

Трикутник	Компоненти деформацій				
	$\gamma_x \cdot 10^{-7}$ /рік	$\gamma_y \cdot 10^{-7}$ /рік	$\Delta \cdot 10^{-7}$ /рік	$\omega \cdot 10^{-7}$ /рік	α'' /рік
11-12-13	+1.32	+4.05	+4.26	+4.58	+6.0
11-12-14	+4.95	+7.37	+4.16	+7.05	+9.1
11-12-15	+10.37	+0.32	-5.16	+6.32	+8.2
11-13-14	+7.53	+7.42	+5.79	+8.05	+10.4
11-13-15	+10.58	-3.63	-5.68	+7.95	+10.3
11-14-15	+2.21	-17.32	-16.84	+13.74	+17.8
12-13-14	+7.21	+6.11	+6.58	+7.53	+9.7
12-14-15	-3.74	-4.53	-2.74	+13.58	+17.6
13-14-15	-9.05	+15.21	+17.53	+15.05	+19.5
$\gamma \cdot 10^{-7}$ /рік	Θ°	$E_{\max} \cdot 10^{-7}$ /рік		$E_{\min} \cdot 10^{-7}$ /рік	
		+4.26	54	+4.26	0.00
11-12-13	+8.89	62	+6.53	-2.37	
11-12-15	+10.37	89	+2.63	-7.74	
11-13-14	+10.53	68	+8.16	-2.37	
11-13-15	+11.16	80	+2.74	-8.42	
11-14-15	+17.47	49	+0.32	-17.16	
12-13-14	+9.47	70	+8.00	-1.42	
12-14-15	+5.89	25	+1.58	-4.32	
13-14-15	+17.68	30	+17.63	-0.11	

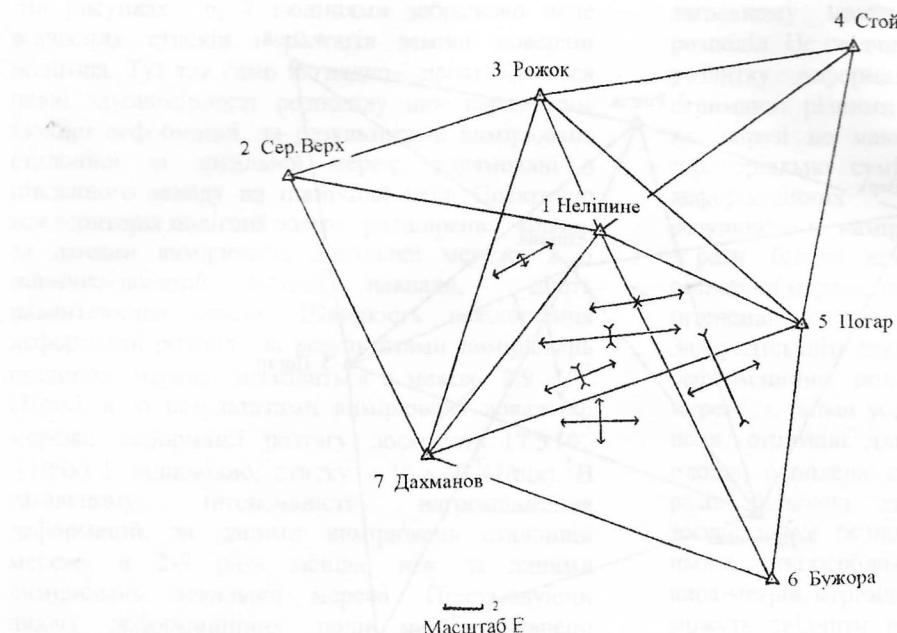


Рис.2. Схема орієнтації головних осей деформацій і розподілу швидкостей їх накопичення (10^{-7} рік) на території полігона за результатами спостережень еталонної мережі.

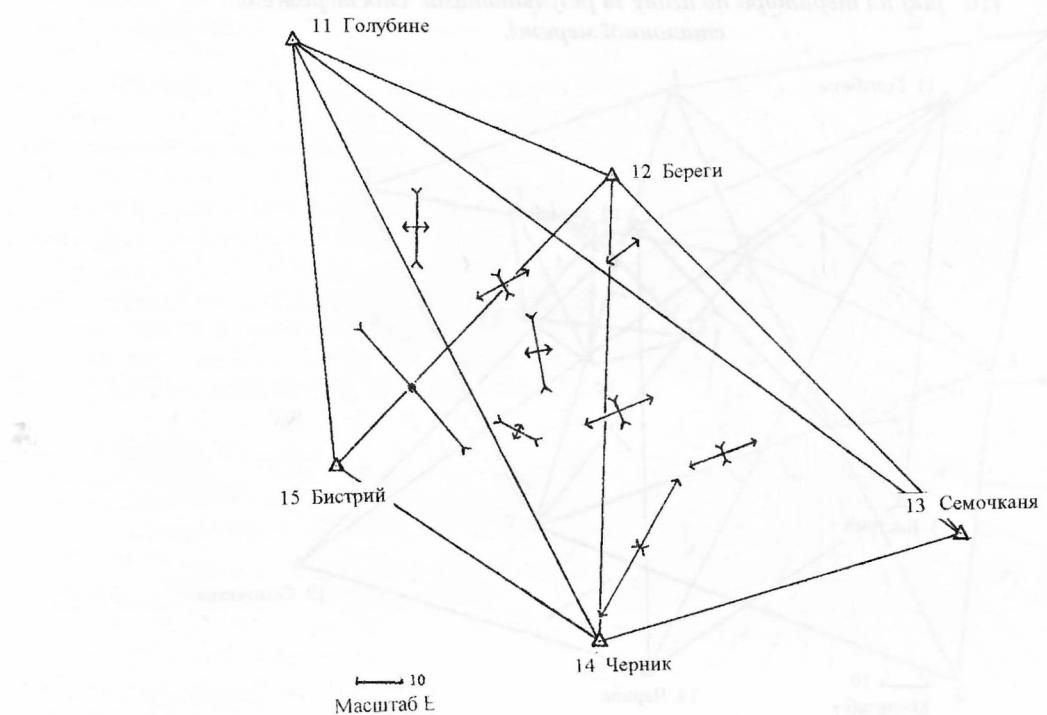


Рис.3. Схема орієнтації головних осей деформацій і розподілу швидкостей їх накопичення (10^{-7} рік) на території полігона за результатами спостережень локальної мережі.

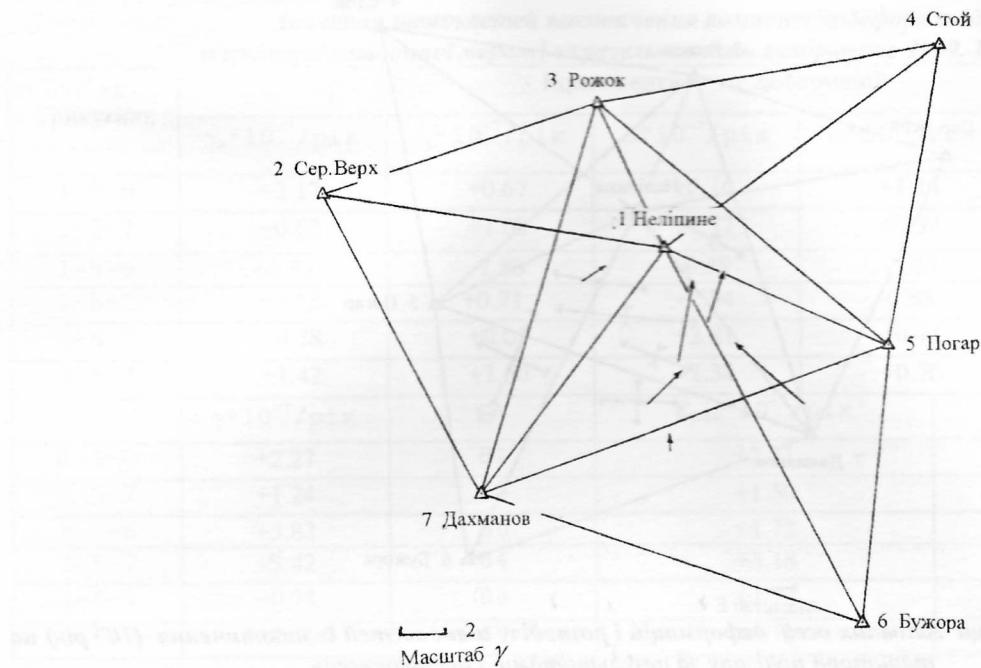


Рис.4. Схема напрямків відносних зміщень і розподілу швидкостей їх накопичення (10^{-7} рік) на території полігона за результатами спостережень еталонної мережі.

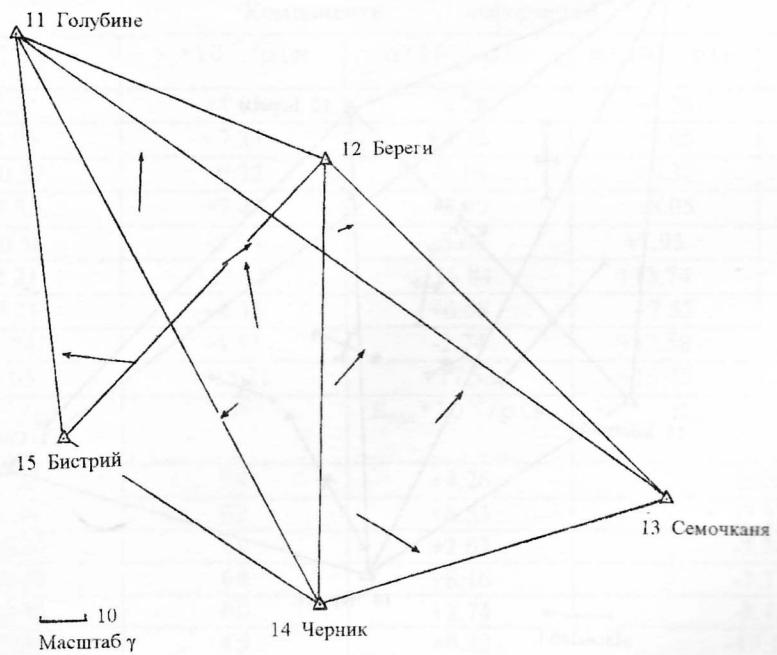


Рис.5. Схема напрямків відносних зміщень і розподілу швидкостей їх накопичення (10^{-7} рік) на території полігона за результатами спостережень локальної мережі.

На рисунках 6, 7 ізолініями зображене поле відносних стисків і розтягів земної поверхні полігона. Тут так само наглядно простежуються певні закономірності розподілу цих параметрів. Ізолінії деформацій, за результатами вимірювань еталонної та локальної мереж, спрямовані з південного заходу на північний схід. Практично вся територія полігона зазнає розширення; тільки, за даними вимірювань локальної мережі, в її північно-західній частині, навпаки, діють навантаження стиску. Швидкість накопичення деформацій розтягу, за результатами вимірювань еталонної мережі, знаходиться в межах $2.9 \cdot 10^{-7}$ (1/рік), а за результатами вимірювань локальної мережі, деформації розтягу досягають $17.5 \cdot 10^{-7}$ (1/рік) і, відповідно, стиску - $16.8 \cdot 10^{-7}$ (1/рік). В загальному, інтенсивність нагромадження деформацій, за даними вимірювань еталонної мережі, в 2-3 рази менша, ніж за даними вимірювань локальної мережі. Підсумовуючи аналіз деформаційних полів, можна впевнено стверджувати, що результати, отримані із вимірювань еталонної та локальної мереж, в

загальному мають однаковий територіальний розподіл. Це свідчить про узгодженість тенденцій розвитку деформаційних параметрів полігона, 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 площину 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 в зоні стику двох тектонічних блоків.

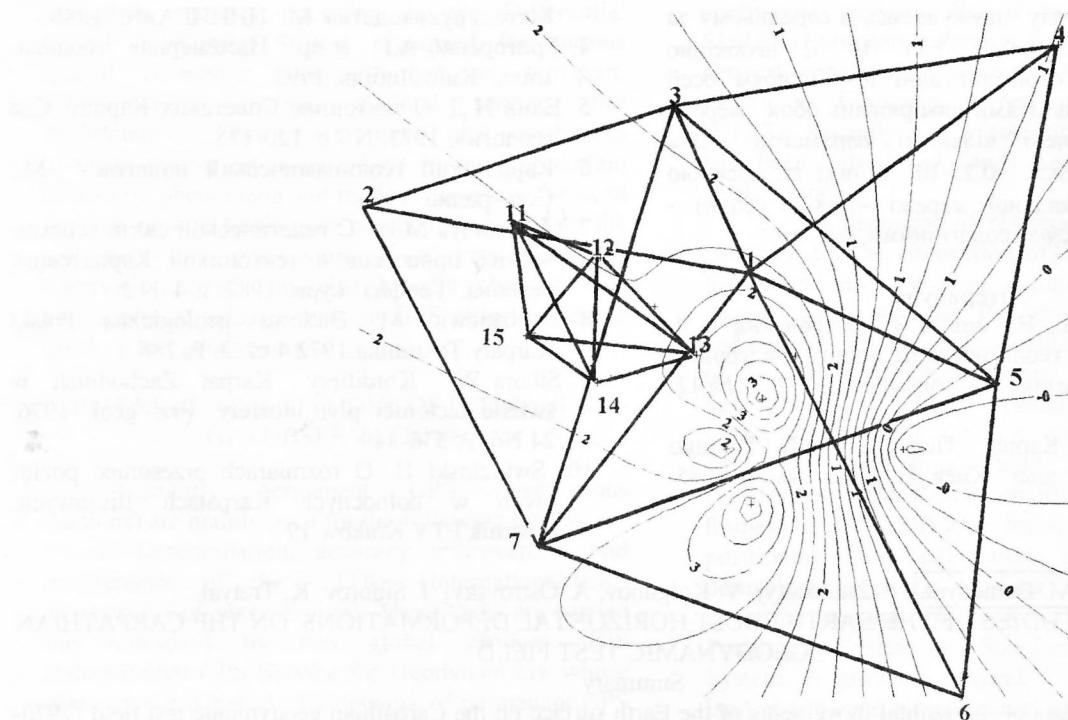


Рис.6. Схема розподілу швидкостей накопичення дилатації (10^{-7} рік) на території полігону за результатами спостережень еталонної мережі.

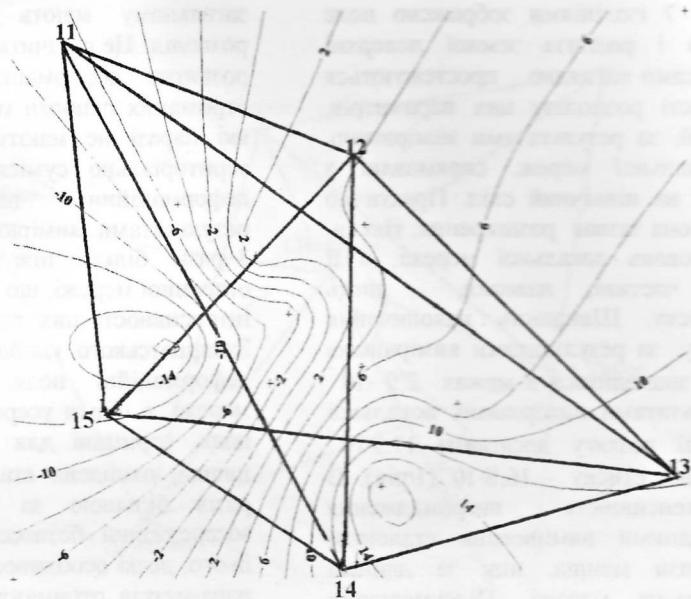


Рис.7. Схема розподілу швидкостей накопичення дилатації (10^{-7} рік) на території полігона за результатами спостережень локальної мережі.

Враховуючи те, що філові зони Карпат, за даними геологічного картографування, протягом орогенного періоду звужувались в середньому за рік в межах $(-0.6 \dots -1.1) \cdot 10^{-7}$, необхідно зазначити, що отримані дані про напрям осей стиску, за результатами вимірювань обох мереж, та їх усереднені кількісні параметри - для еталонної мережі $-0.25 \cdot 10^{-7}$ (1/рік) та, певною мірою, для локальної мережі $-4.88 \cdot 10^{-7}$ (1/рік) - цілком збігаються з геологічними даними.

Література

1. Вировец Ю.Б., Наумов Я.В., Островский А.Л. Эталонный геодезический полигон в горном районе. Геодезия и картография. – 1971. - № 12. – с.13-19.
2. Геодинамика Карпат. Под. ред. В.В. Глушко и С.С.Круглова. Київ: Наукова думка. 1985. 136 с.

3. Геодезические методы изучения деформаций земной коры на геодинамических полигонах. Метод. руководство. М.: ЦНИИГАиК, 1985.
4. Григоренко А.Г. и др. Инженерная геодинамика. Київ:Либідь, 1992.
5. Елин Н.Д. О тектонике Советских Карпат. Сов геология. 1971. N 7 с. 120-125.
6. Карпатский геодинамический полигон.- М.: Сов. радио. 1978.
7. Мельничук М.И. О генетической связи сейсмических процессов с тектоникой Карпатского региона. Геофиз. журн. 1982. т. 4. N 2.
8. Ksiazkiewicz M. Budowa geologiczna Polski Karpaty.Tektonika.1972.4 cz. 3. P. 288.
9. Sikora W. Kordiliry Karpat Zachodnich w swietle tectonici płyt litosfery. Prz. geol. 1976. 24.N6. P. 336-349.
10. Swidzinski H. O rozmiarach przesunięć poziomych w północnych Karpatach fliszowych. Rocznik PTY.Krakow.19

M. Demedyuk, F. Zablotskyj, V. Kolgunov, A. Ostrovskyj, I. Sidorov, K. Tretyak

RESULTS OF STUDIES OF THE EARTH CRUST HORIZONTAL DEFORMATIONS ON THE CARPATHIAN GEODYNAMIC TEST FIELD

Summary

The generalized data of horizontal movements of the Earth surface on the Carpathian geodynamic test field (1970-1994) were discussed. By results of the repeated geodetic measurements is determined that an average velocity of deformation accumulations makes $(+0.28 \sim -4.87) \cdot 10^{-7}$ 1/year and it correlates with geological data $(-0.6 \sim -1.1) \cdot 10^{-7}$ 1/year.