

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ  
ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ ім. С.І. СУББОТІНА НАН УКРАЇНИ**

Кваліфікаційна наукова праця  
на правах рукопису

**МИХАЙЛОВА ОЛЬГА ОЛЕКСАНДРІВНА**

Прим. № \_\_\_\_\_  
УДК: 550.344

**ДИСЕРТАЦІЯ  
ВИЗНАЧЕННЯ ПОЛІВ НАПРУЖЕНЬ У ЗАКАРПАТТІ ЧЕРЕЗ МЕХАНІЗМИ ВОГНИЩ  
ЗЕМЛЕТРУСІВ**

04.00.22 – ГЕОФІЗИКА  
103 – НАУКИ ПРО ЗЕМЛЮ

Подається на здобуття наукового ступеня кандидата фізико-математичних наук

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

\_\_\_\_\_ О.О. Михайлова

Науковий керівник – Малицький Дмитро Васильович, д-р фіз.-мат. наук,  
професор

**Київ – 2019**

## АНОТАЦІЯ

*Михайлова О.О.* Визначення полів напружень у Закарпатті через механізми вогнищ землетрусів – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису. Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата фізико-математичних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (10 – природничі науки). – Інститут геофізики НАН України, Київ, 2019.

Дисертаційна робота виконана з метою апробації методів визначення механізмів вогнищ землетрусів та полів напружень через фокальні механізми для сейсмічних подій Закарпаття.

В полі наукових інтересів багатьох дослідників важливою задачею є визначення сучасного напруженого стану земної кори на основі даних про механізми вогнищ землетрусів, яку намагалися розв'язати і раніше. Вирішення проблеми визначення та інтерпретації параметрів вогнищ землетрусів на сучасному етапі сейсмологічних досліджень вимагає нових підходів, які базуються як на теоретичному, так і на експериментальному аналізі даних. Водночас вивчення як сейсмічності для регіонів України, так і визначення напружено – деформованого стану порід є також актуальними в наш час.

Вихідні дані про час події, координати епіцентру, глибину вогнища використано із сейсмологічного бюлетеня України і протоколів про дані події, надані Відділом сейсмічності Карпатського регіону Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна. У роботі розглянуто два методи для визначення фокальних механізмів. Як основний у дисертаційній роботі використано графічний метод, який вважають класичним у визначенні фокальних механізмів. У даному методі використовується інформація (сейсмічні записи, азимути, епіцентральної відстані, швидкісна модель) із сейсмічних станцій, які зареєстрували подію. Графічний метод використовує інформацію, про перші вступу *P*-хвиль на сейсмічних станціях із використанням інформації про їх неточні вступу та відношення амплітуд поперечних до повздовжніх хвиль. Полярність вступу *P*-хвилі, що випромінюється від джерела землетрусу і який спостерігають на вертикальній

компоненті сейсмограми, може приймати два протилежні значення: «+» (рух частинок від джерела – стиск) або «-» (рух частинок до джерела – розтяг). Дані з усіх станцій щодо полярності першого вступу *P*-хвилі розміщені за азимутом довкола епіцентру за певною схемою. Їх умовно можна розділити на квадранти стиску і розтягу взаємно перпендикулярними прямими

Побудувавши механізм вогнища землетрусу можна визначити тип розриву. Коли породи по обидві сторони розриву зміщені настільки, що окремі шари не відповідають один одному, таку тріщину називають розломом. Розлом може утворитись під дією сил стиску, розтягу та зсуву. Кожна з цих сил призводить до різних типів зміщень, на чому і базується класифікація розломів. Виділяють три основні типи розломів: скиди, насуви та зсуви.

Осі стиску і розтягу є головними осями тензора напружень. Осі напружень характеризуються азимутом (*AZ*) і кутом їх занурення щодо горизонту (*PL*). Виділяється декілька режимів напруженого стану земної кори залежно від орієнтації осей. Для вертикального розтягування і горизонтального стиснення спостерігається режим стиснення, для горизонтального розтягування і вертикального стиснення створюються умови розтягування; для горизонтального положенні обох осей – умови зсуву;

Другий метод – це визначення фокального механізму за допомогою інверсії хвильових форм, використовуючи дані лише із однієї станції або обмеженої кількості станцій, а саме: хвильові форми прямої *P*-хвилі, епіцентральної відстань, глибину залягання вогнища та азимут станції. Зазначимо, що процедура визначення фокального механізму за інверсією хвильових форм – це обернена задача.

У роботі побудовано фокальні механізми сейсмічних подій, які відбулися у період із 2012 по 2015 р. Крім того, з літературних джерел використано параметри механізму вогнища землетрусу, який відбувся 23.10.2006 р. біля м. Берегово (магнітуда  $M_S=3,7$ ). На основі цих даних були представлені результати визначення 50 механізмів вогнищ, 30 з яких є повторними землетрусами, які відбулися у районі м. Тячів.

Для оцінки сейсмічності регіону було проаналізовано хвильові форми. Це дозволило зробити висновки, що повторні землетруси є істотною рисою сейсмічності регіону – їхня кількість становить значну частку від усіх зареєстрованих на його території.

Було проаналізовано події, які відбувались у період з 19.07 по 06.08.2015 в епіцентральної зоні м. Тячева. Каталог сейсмологічного бюлетеня Відділу сейсмічності Карпатського регіону містить 79 подій з магнітудою  $M_{SH}$  до 3,5.

Зроблено порівняльний аналіз визначення механізмів вогнищ за двома методами. Таким чином, використовуючи графічний метод та метод інверсії хвильових форм і у даній роботі отримано розв'язки механізмів вогнищ землетрусів для подій Карпатського регіону. Дані про механізми вогнищ землетрусів використано для аналізу поля напружень.

У роботі було проаналізовано різні методи для визначення полів напружень через фокальні механізми. Варто зазначити, що всі методи мають спільні риси. В цих методах, як правило, припускають, що: 1) тектонічне напруження є однакове (однорідне) в досліджуваному регіоні, 2) землетруси відбуваються в існуючих розломах з різною орієнтацією, 3) вектор посувки по розриву спрямований у напрямі дотичного напруження на розриві: так звана гіпотеза Волеса–Бота. Якщо згадані припущення виконуються, то шляхом розв'язання оберненої задачі за механізмами вогнищ можна визначити такі параметри тензора напружень: три кути, що визначають орієнтацію в просторі головних напружень  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ , і так звані співвідношення форми  $R$ .

Однак, в усіх методах визначення тензора напружень за фокальними механізмами головною і спільною проблемою залишається те, що для коректного застосування припущення Волеса–Бота, необхідно точно знати яка з нодальних площин насправді є площиною розриву. Це проблема неоднозначна, і для її подолання необхідна додаткова інформація (наприклад, геологічні дані).

В даній роботі для визначення тензора напружень було застосовано метод Майкла. Проблема невизначеності площин розриву зменшує точність визначення тензора напружень, тому, запропоновано використовувати так званий критерій

нестабільності площини розриву. Напруження у роботі, обчислювалося не відразу, як у методі Майкла, а покроково. Кроки (ітерації) необхідні для того, щоб ідентифікувати площини розривів і визначати, таким чином, більш точне поле напружень.

Для визначення нестабільності площини розриву використано умова руйнування, яка оцінюється за критерієм Мора–Кулона. Теорія Мора–Кулона – математична модель, яка описує залежність дотичних напружень матеріалу від величини прикладених нормальних напружень.

Згідно цього критерію зсувне напруження  $\tau$  вздовж розриву має перевищувати критичне значення  $\tau_c$ . Також застосовано ще один спосіб визначення площини розриву з використанням коефіцієнта нестабільності розриву  $I$  (критерію нестабільності площини розриву).

У роботі вперше проведено дослідження з визначення поля напружень за механізмами вогнищ землетрусів у сейсмоактивному регіоні Закарпаття. Для визначення головних напружень  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  використано 51 землетрус, які відбулися у Закарпатті у період з 1.06.2012 р. по 06.08.2015 р. з магнітудами від 1 до 3,7. У запропонованій роботі продемонстровано використання методики визначення механізмів слабких землетрусів у сейсмоактивному регіоні Закарпаття. Проведено кореляцію механізмів з активними розломами та визначено поля напружень двома різними методами – методом Р-Т осей і методом Майкла у модифікації Вавричука – що дозволило уточнити їх сучасну кінематику. Як результат, зроблено загальну статистику та типізацію, що дозволило винайти характерні риси для напружено-деформованого стану всього регіону. У залежності від орієнтації кінематичних осей у роботі фокальні механізми розділено на три групи, які відповідають насувному, зсувному та скидовому типам. Для вивчених землетрусів найбільш характерними є механізми зсувного та насувного типів, причому майже для всіх зсувних механізмів присутня, крім зсувної, насувна компонента переміщення.

**Ключові слова:** вогнище землетрусу, поле напружень, головні напруження, Р-Т метод, метод Майкла, типізація механізмів, нодальні площини.

## ANNOTATION

Mykhaylova O.O. Determination of stress fields in the Transcarpathians from earthquake source mechanisms. Qualification Scientific Work. Manuscript.

Thesis for the degree of Doctor of Philosophy in Physics and Mathematics. Speciality 04.00.22 – Geophysics (10 – Natural Sciences). Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2019.

The objective of the thesis consisted in development and verification of the methods for determination of earthquake source mechanisms and stress field from earthquake focal mechanisms in the Transcarpathian region of Ukraine.

Determination of present-day stress state of earth's crust based on data on earthquake mechanisms is considered important and actual problem, remaining in the focus of scientific interest of many researchers for a long time now.

At the current stage of seismological investigations, the solution to the problem of determination and interpretation of earthquake source parameters demands introduction of novel approaches, based on theoretical as well as experimental analysis of data. This especially relates to the region of Ukrainian Transcarpathians, with its relatively low level of local seismic activity and small number of seismic stations.

Basic data on the earthquakes (time, coordinates, depth) were acquired in the thesis from the seismological bulletin of Ukraine and reports provided by Department of Seismicity of Carpathian Region, Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine. Two methods were employed for determination of focal mechanisms. In the most part, the mechanisms were determined by graphic method from polarities of first motions of *P*-waves at the stations, a method although considered as traditional but still as the most reliable one. In this method, the information (seismic records, azimuths, epicentral distances, velocity model) is utilized from the stations that have recorded the event. Graphic method utilizes the information on polarities of first arrivals of *P*-waves at the stations, including information on fuzzy arrivals and amplitude ratio between *P*- and *S*-waves. Polarity of a *P*-wave emitted from the

earthquake source is determined from vertical component of seismogram and may be of one of the two opposite signs: '+' (motion of particles outward from the source - compression), and '-' (motion of particles toward the source - tension). Polarities at the stations are distributed around the epicenter according to some pattern, depended on azimuth and epicentral distance. They can be related then to the quadrants of tension and compression, separated by perpendicular planes. From focal mechanism the type of rupture immediately follows. When rocks at opposite sides of the rupture are displaced such as layers don't correspond to each other the rupture is called fault. The fault may be caused by action of compression, tension or shear stresses. Each of these stresses causes different types of dislocation, and the classification of faults is based on them. The three basic types of faults are defined as faults, thrusts, and slips.

Axes of compression and tension correspond to principal axes of the stress tensor. The stress axes are defined by their azimuth (*AZ*) and angle of their dip (*PL*) in relation to horizon. In earth's crust, the three most common stress regimes can be defined, depended on orientation of axes. In case of vertical tension and horizontal compression, the regime of compression is observed; in case of horizontal tension and vertical compression, the conditions of tension prevail; and in case of horizontal orientation of axes – conditions of slip.

The second method consists in determination of focal mechanisms by inversion of waveforms registered at only one station, or at a small number of them. For the inversion, the knowledge of epicentral distance, source depth, station azimuths and velocity model is needed too.

When data on polarities of first motion proved insufficient, it was proposed to employ the inversion of waveforms. In total, focal mechanisms of 50 earthquakes were determined which occurred in the region during a period from 2012 to 2015. Mechanism parameters of the 23.10.2006 MS3.7 Berehove earthquake were taken from literature data.

Analysis of waveforms had shown that 30 out of 50 earthquakes belonged to a category of the so called recurrent (or similar) earthquakes and a conclusion was drawn

out that since they comprise such a significant fraction of all earthquakes recorded in the region they may be considered as a significant feature of local seismicity.

Comparative analysis of source mechanisms determined by graphic method and by inversion of waveforms was performed. Subsequently, the data on mechanisms were used in determination of stress field.

Further in the thesis, analysis of present methods for determination of stress field from focal mechanisms of earthquakes was done. The conclusion was drawn out that there was much in common between them. In particular, these methods usually assume that (1) tectonic stress is uniform (homogeneous) in the study area, (2) earthquakes occur on pre-existing faults with varying orientations and (3) the slip vector points in the direction of shear stress on the fault (the so called Wallace-Bott hypothesis). If these assumptions are satisfied, the following parameters of stress tensor can be determined by solving the inverse problem: the three angles defining orientation of principal stresses  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  in space, and the so called ratio of form R.

However, in all the methods for determination of stress tensor from focal mechanisms, the main and common problem remains that for correct application of Walles-Bott assumption the accurate knowledge is needed of which of the nodal planes correspond to actual rupture. The problem is ambiguous, and can be eliminated only by application of some additional information (such as the geological data, for instance).

In the thesis, Michael's method was employed for determination of stress tensor. To resolve the ambiguity of which of the nodal planes corresponds to real rupture it was proposed to apply a so called fault instability constraint. Stresses were no longer calculated in one step as in Michael's original method but in iterations. The iterations were needed to identify the fault planes and thus to determine a more accurate stress field. The susceptibility of a fault plane to failure was estimated using a Mohr-Coulomb failure criterion, describing a relation between shear and normal stresses that will cause a fracture. According to this criterion, shear traction  $\tau$  on an activated fault must exceed a critical value  $\tau_c$ . At the same time, it also was proposed to use the fault instability coefficient  $I$  (the fault plane instability criterion) for identification of the fault plane.



In the thesis, for the first time a study was conducted in which the stress field in the seismically active region of Transcarpathians was determined from local earthquake source mechanisms. Principal stresses  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  were determined using more than 50 earthquakes with magnitudes between 1 and 3.7 which had occurred in the Transcarpathians during a period between 1.06.2012 and 06.08.2015. Correlation of mechanisms was conducted with active faults and stress fields were determined by two methods – method of P-T axes and Vavrycuk's modification of Michael's method – which has enabled to validate their present day kinematics. General statistics and typification has been performed enabling to identify the characteristic features of stress-strained state of earth's crust across the whole region. Depending on orientation of kinematics axes the focal mechanisms have been attributed to three groups, corresponding to thrust, and strike and fault types. Mechanisms of strike and thrust type have appeared as the most common, although thrust component of slip was present in almost all strike mechanisms.

**Key words:** earthquake source, focal mechanism, nodal plane, stress field, principal stress, Mohr-Coulomb criterion, method of P-T axes, Michael's method, typification of mechanisms.

## СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

### Статті у наукових фахових виданнях:

1. Малицький Д. Визначення механізму вогнища землетрусу в районі Альберти, Канада ( $\varphi = 58.16^{\circ}\text{N}$ ,  $\lambda = -115.25^{\circ}\text{E}$ ,  $M_w=3.98$ ) / Д. Малицький, О. Грицай, **О. Обідіна**, А. Павлова // Вісник КНУ, серія Геологія. – 2015. – № 3(70). – С. 30–35.
2. Малицький Д. Вогнище землетрусу: моделювання, визначення параметрів і використання / Д. Малицький, О. Муйла, А. Павлова, О. Грицай, Ю. Коваль, **О. Обідіна** // Геоінформатика. – 2016. – № 1(57). – С. 1–12.
3. Малицький Д. Особливості визначення механізмів вогнищ землетрусів графічним методом у районі Середземномор'я / Д. Малицький, О. Грицай, О. Муйла, О. Кутнів, **О. Обідіна**, О. Асташкіна, А. Павлова, Е. Козловський // Геоінформатика. – 2015. – № 4(56). – С. 43–51
4. Малицький Д. Розподілене джерело: результати моделювання та перспективи використання для задач сейсмології / Д. Малицький, О. Муйла, О. Грицай, А. Павлова, О. Асташкіна, **О. Обідіна**, Е. Козловський // Вісник КНУ, серія Геологія. – 2015. – № 2(69). – С. 96–101.
5. Малицький Д. Механізми вогнищ землетрусів та поле напружень Солотвинської западини Закарпаття / Малицький Д., Муровська А., Гінтов О., Гнип А., **Обідіна О.**, Мичак С., Грицай О., Павлова А. // Вісник КНУ, серія Геологія. – 2017. – № 2(77). – С. 43–51.
6. Малицький Д. Методика визначення параметрів джерела (точкового та розподіленого) за даними обмеженої кількості сейсмічних станцій / Д. Малицький, О. Грицай, А. Павлова, О. Муйла, О. Асташкіна, **О. Обідіна** // Геоінформатика. – 2016. – № 4(60). – С. 20–28.
7. Малицький Д. Моделі сейсмічних джерел / Д. Малицький, А. Павлова, О. Грицай, О. Асташкіна, **О. Обідіна**, М. Махніцький, Е. Козловський // Геоінформатика. – 2017. – № 2(62). – С. 14–23.

8. Малицький Д. Визначення полів напружень у земній корі за механізмами вогнищ місцевих землетрусів у Закарпатті / Д. Малицький, А. Муровська, О. **Обідіна** О., А. Гнип, О. Грицай, А. Павлова, А.Пугач// Вісник КНУ, серія Геологія. – 2017. – № 3(78). – С. 36–45.
9. Malytskyy D. Moment tensor inversion of wave forms /D. Malytskyy, O. Muyla, O. Grytsai, O. Kutniv, **O.Obidina** // Visnyk KNU. – 2015. – № 1(68). – P. 53–58.

**Тези доповідей і матеріали конференцій:**

10. Малицький Д. Фокальні механізми сейсмічних подій в Закарпатті / Д. Малицький, О. **Обідіна**, А. Павлова, О. Грицай, О. Муйла // Матеріали III наукової конференції «Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі», Львів-Верхнє Синьовидне. – 2016. – С. 53–58.
11. Malytskyy D. Tectonic stresses in the area of Solotvyno deep, Eastern Carpathians from focal mechanisms of local earthquakes / **O.Obidina**, A. // Proceedings of XVI<sup>th</sup> International Conference “Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects”, 15–18 May 2017 (CD).
12. Malytskyy D. Models of seismic source / D. Malytskyy, A.Gnyr, A. Parfeniuk, O. Grytsai, **O. Mykhailova** // Proceedings of XI<sup>th</sup> International Conference “Monitoring2017”, 11–14 October (CD), Kyiv, Ukraine, 11137\_ENG.

## ЗМІСТ

<b>ВСТУП</b>		14
<b>РОЗДІЛ 1</b>	<b>МАТЕМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ПОШИРЕННЯ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ В ШАРУВАТОМУ ПІВПРОСТОРИ</b>	20
1.1.	Матричний метод для поширення сейсмічних хвиль у шаруватому півпросторі (пряма задача)	21
1.2.	Джерело сейсмічних хвиль	29
1.3.	Визначення тензора сейсмічного моменту	35
	Висновки до розділу 1	40
	Перелік використаних джерел до розділу 1	40
<b>РОЗДІЛ 2</b>	<b>ВИЗНАЧЕННЯ МЕХАНІЗМІВ ВОГНИЩ ЗЕМЛЕТРУСІВ</b>	47
2.1.	Графічний метод	49
2.2.	Метод інверсії хвильових форм	56
2.3.	Механізми вогнищ землетрусів для сейсмоактивних регіонів Закарпаття	60
	Висновки до розділу 2	94
	Перелік використаних джерел до розділу 2	95
<b>РОЗДІЛ 3</b>	<b>ВИЗНАЧЕННЯ ПОЛЯ НАПРУЖЕНЬ У ЗЕМНІЙ КОРИ ЗА ФОКАЛЬНИМИ МЕХАНІЗМАМИ ВОГНИЩ ЗЕМЛЕТРУСІВ</b>	100
3.1.	Методи тектонофізичних досліджень	100
3.1.1.	Кінематичний метод	100
3.1.2.	Структурно-парагенетичний метод	101
3.2.	Методи визначення поля напружень через	102

фокальні механізми	
3.2.1. Метод Майкла	103
3.2.2. Критерій нестабільності площини розриву	105
3.3. Поле напружень і фокальні механізми землетрусів Закарпаття	110
3.3.1. Визначення поля напружень за фокальними механізмами землетрусів тячівської серії 2015 року	111
3.4. Результати тектонофізичних досліджень Тектонічна будова Закарпатського прогину та	114
3.4.1. механізми вогнищ землетрусів	118
3.4.2. Просторовий зв'язок механізмів землетрусів з тектонічними структурами та особливості напружено-деформованого стану Закарпатського прогину (ЗП)	121
Висновки до розділу 3	130
Перелік використаних джерел до розділу 3	130
ВИСНОВКИ	136
ДОДАТКИ	139

## ВСТУП

**Обґрунтування вибору теми дослідження.** Визначення сучасного напруженого стану земної кори на основі даних про механізми вогнищ землетрусів є важливою задачею, яку намагалися розв'язати раніше і яка досі перебуває в полі наукових інтересів багатьох дослідників, таких як: Гінтов О., Муровська А., Шевчук В., Іванік О., Малицький Д., Ребецький Ю., Вавричук В., Анжельє Д. та інші. Такі дослідники як Введенська А., Балакіна Л., Кейліс-Борок В., Костров Б. у своїх роботах, зазвичай, виходили з того, що орієнтація головних осей напружень збігається з орієнтацією осей стиску ( $P$ ) і розтягу ( $T$ ) у фокальних механізмах. Ще в середині минулого століття це припущення активно обговорювалося як механіками (Костров Б.), так і сейсмологами (Кейліс-Борок В., Введенська А.). Такий підхід заздалегідь передбачає збіг зсувного розриву з площиною максимальних дотичних напружень це ще доведено Костровим Б.. Для металів придатна теорія максимальних дотичних напружень, де розрив відбувається у зонах їх максимальних значень. Стан гірських порід визначається не лише Рівнем зсувних напружень і нормальних напружень, визначається критичний стан гірських порід, які створюють сили тертя на площині розриву (Ребецький Ю.). Роботи, в яких закладено всі основні положення сучасних підходів до вивчення природних напружень і сеймотектонічних деформацій з'являються у середині 70-х років минулого століття. Основне твердження відповідає гіпотезі Волеса і Бота. В якій стверджується, що вектор зсуву на розриві спрямований у напрямку дотичного напруження на ньому. У роботах Зобака М. закладено початки підходу, для якого орієнтації головних осей напружень ідентифікують з осями  $P$  і  $T$  механізмів вогнищ окремих землетрусів або із сукупностями таких осей. Згодом з'являються праці, у яких автори визначають головні осі напружень, використовуючи осі  $P$  і  $T$  окремих механізмів вогнищ різного діапазону магнітуд. Результируючі напруження отримують шляхом усереднення з подальшою інтерполяцією фокальних механізмів із осями, які ототожнено як головні осі визначених головних напружень.

Актуальними в наш час є вивчення як сейсмічності, так і визначення напружено – деформованого стану порід для регіонів України. Закарпаття є територією з найвищим рівнем сейсмічної активності в межах Карпатського регіону України. Важливою задачею для даного регіону є визначення сучасного напруженого стану земної кори на основі даних про механізми вогнищ землетрусів. Враховуючи той факт, що сейсмічність є невисокою і число сейсмічних станцій є обмеженим, вирішення проблеми визначення та інтерпретації параметрів вогнищ землетрусів на сучасному етапі сейсмологічних досліджень вимагає нових підходів, які базуються як на теоретичному, так і на експериментальному аналізі даних. Досліджуючи сейсмічність сейсмоактивних зон, вітчизняні вчені (Кендзера О., Пронишин Р., Вербицький Т., Кутас В., Гнип А., Малицький Д., Стародуб Ю. та інші) приділяли значну увагу задачам, які пов'язані із складною геологічною структурою досліджуваних регіонів і інтерпретацією хвильових полів з метою визначення механізмів вогнищ землетрусів та полів напружень.

Актуальність теми дисертаційної роботи пов'язана з визначенням сучасного напруженого стану земної кори на основі даних про механізми вогнищ землетрусів у районах із невисокою сейсмічною активністю. До таких регіонів відноситься Закарпаття, яке є найактивнішим на території Українських Карпат і характеризується повторними землетрусами. У цьому аспекті, у даній роботі визначають головні осі напружень, використовуючи параметри механізмів вогнищ землетрусів різного діапазону магнітуд.

***Зв'язок роботи з науковими програмами, темами.*** Робота виконувалась відповідно до планів наукових досліджень Карпатського відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботтіна НАН України, у відділі методів сеймотектонічних досліджень у рамках таких тем: 1) «Математичне моделювання та експериментальні дослідження пружних полів у земній корі Українських Карпат» (2011–2015 рр. № держреєстрації 0111U000028); 2) «Багатопараметричне моделювання геофізичних полів у геосередовищах для підвищення достовірності прогнозування вуглеводнів» (2012–2016 рр. № держреєстрації 0112U001141); 3)

«Комплексні геофізичні дослідження для виявлення та прогнозування еконезбезпечних явищ на локальних та регіональних полігонах Заходу України» (2012–2016 рр. № держреєстрації 0112U001142); 4) «Теоритико-експериментальні дослідження полів напружень деформацій та їхнього зв'язку з розломно-блоковою тектонікою і сейсмічністю Закарпаття» (2016–2020 рр. № держреєстрації 01162U00075).

**Мета та задачі досліджень.** Метою дисертаційної роботи є визначення сучасного напруженого стану полів напружень через механізмів вогнищ землетрусів для сейсмічних подій Закарпаття.

*Для досягнення цієї мети в дисертації поставлено наступні задачі:*

- 1) обчислити механізми вогнищ землетрусів графічним методом;
- 2) розрахувати тензор сейсмічного моменту за даними обмеженої кількості станцій методом інверсії хвильових форм;
- 3) знайти поля напружень за фокальними механізми для сейсмічних подій Закарпаття;
- 4) здійснити порівняльний аналіз визначення полів напружень на реальних подіях Закарпаття за механізмами вогнищ із використанням методів Майкла та Р-Т осей.

**Об'єктом дослідження** є механізми вогнищ землетрусів та поля напружень.

**Предметом дослідження** є визначення сучасного напруженого стану земної кори Закарпаття на основі даних про механізми вогнищ землетрусів.

**Методи досліджень.** При виконанні роботи було застосовано графічний метод і метод інверсії хвильових форм для побудови механізмів вогнищ землетрусів. Застосовані методи для визначення поля напружень через фокальні механізми для подій Закарпаття: метод Майкла і метод Р-Т осей.

**Наукова новизна одержаних результатів:**

1. Вперше визначено механізми вогнищ більше 50 землетрусів Закарпаття графічним методом та методом інверсії хвильових форм.
2. Вперше знайдено поля напружень у земній корі Закарпаття за фокальними механізмами вогнищ місцевих землетрусів.



3. Вперше здійснено порівняльний аналіз полів напружень, обчислених за фокальними механізмами із використанням методів Майкла та Р-Т осей для сейсмічних подій Закарпаття.

**Достовірність та обґрунтованість наукових положень, висновків і рекомендацій.** Достовірність одержаних результатів забезпечується чіткою фізичною постановкою задач, дотримання початкових та граничних умов, строгим виконанням математичних перетворень під час отримання основних аналітичних співвідношень; ретельним тестуванням створених програмних засобів.

**Практичне застосування отриманих результатів.** Враховуючи сейсмічність Закарпаття, застосовані в дисертаційній роботі алгоритми дають змогу визначати механізми вогнищ місцевих землетрусів як графічним методом, так і методом інверсії хвильових форм. Отримані розв'язки для полів напружень є основою для аналізу напружено-деформованого стану гірських порід Закарпаття.

Визначення головних напружень за графічним методом для досліджуваного регіону дозволяє краще зрозуміти процеси, що відбуваються у вогнищі землетрусу. Запропоновані в дисертаційній роботі алгоритми та комп'ютерні розрахунки можуть застосовуватись для аналізу напружено-деформованого стану регіонів із малою сейсмічністю. Отримані результати можуть використовуватись у навчальному процесі. (наприклад: на геологічному факультеті в ЛНУ ім. І. Франка).

**Особистий внесок здобувача.** Основні наукові результати та висновки, викладені в дисертаційній роботі, одержані автором особисто або у співпраці та опубліковані в журналах, які входять до затвердженого МОН Переліку наукових фахових видань України з фізико-математичних наук або іноземних видань. За темою дисертації автором опубліковано 12 наукових праць: статей – 9 ( 5 входять до наукометричної бази *Web of Science*), 3 тези доповідей вітчизняних і міжнародних конференцій.

Здобувачем особисто: визначено механізми вогнищ більше 50 землетрусів Закарпаття графічним методом та методом інверсії хвильових форм;

вперше використано метод визначення поля напружень через фокальні механізми для подій Закарпаття та здійснено порівняльний аналіз, використовуючи методи Майкла та Р-Т осей.

Особистий внесок автора в основні роботи, виконані в співавторстві, визначаються наступним чином: у роботі [1] запропоновано постановку задачі, участь в аналізі та інтерпретації вхідних даних, автором визначено механізм вогнища землетрусу графічним методом для землетрусу, що відбувся у районі Альберта (Канада), обробка результатів та виконання комп'ютерних розрахунків; у роботі [2] здійснено збір та обробку сейсмологічних даних, побудовано механізм вогнища землетрусу, який відбувся біля с. Угля; у роботі [3] запропоновано постановку задачі, використано графічний метод для визначення механізмів вогнищ землетрусів у районі Середземномор'я, обробка результатів та виконання комп'ютерних розрахунків; у роботі [4] здійснено збір та обробку сейсмологічних даних, побудовано механізм вогнища для події біля о. Мальти; у роботі [5] запропоновано постановку задачі, здійснено збір та обробку сейсмологічних даних для визначення механізму вогнищ 30 повторних тячівських землетрусів, автором визначено поле напружень Солотвинської западини Закарпаття і зроблено основні висновки; у роботах [6, 7] здійснено збір та обробку сейсмологічних даних; у роботі [8] визначено механізми вогнищ землетрусів, пораховано поля напружень методом Майкла і зроблено основні висновки; у роботі [9] здійснено збір та обробку сейсмологічних даних для визначення механізму вогнищ методом інверсії хвильових форм; у роботі [10] здійснено збір та обробку сейсмологічних даних, побудовано фокальні механізми; у роботі [11] визначено поле напружень для Солотвинської западини Закарпаття методом Майкла; у роботі [12] визначено механізм вогнища Криворізького землетрусу за допомогою графічного методу.

***Апробація результатів дисертації.*** Основні концепції, ідеї, положення і результати досліджень доповідалися і обговорювалися на: засіданнях НТШ у Карпатському відділенні інституту геофізики ім. С.І. Субботіна (Карпатське відділення інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Львів, 2015, 2016,

2017 усна доповідь); Науковій Конференції-Семінару пам'яті Т.З.Вербицького та Ю.Т. Вербицького «Сейсмологічні та геофізичні дослідження в сейсмоактивних регіонах» (Карпатське відділення інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Львів, 2015, 2016; 2017 усна доповідь). XVI міжнародній конференції «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти» (2017, усна і стендова доповідь); XI<sup>th</sup> міжнародній конференції: Proceedings of XI<sup>th</sup> International Conference “Monitoring 2017”; науковій конференції ЛНУ ім. І. Франка «Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі», Львів-Верхне Синьовидне. 2016.

**Структура та обсяг дисертації.** Дисертаційна робота складається із анотації, вступу, трьох розділів основної частини, висновків та переліку використаних джерел, що містить 126 найменувань. Загальний обсяг дисертації складає 140 стор., рисунків – 47, таблиць – 23.

**Подяка.** Автор висловлює щирю подяку науковому керівникові доктору фізико-математичних наук, професору, Карпатського відділення інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, завідувач відділу методів сейсмотектонічних досліджень Малицькому Дмитру Васильовичу за всебічне сприяння та підтримку. Автор вдячна кандидату геологічних наук, науковій співробітниці Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України Муровській Ганні Валеріївні. Особлива вдячність кандидату фізико-математичних наук, старшому науковому співробітнику Карпатського відділення інституту геофізики ім. С.І. Субботіна Гнипу Андрію Романовичу за допомогу та поради.

## РОЗДІЛ 1

### МАТЕМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ПОШИРЕННЯ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ В ШАРУВАТОМУ ПІВПРОСТОРИ

Визначення полів напружень за механізмами вогнищ землетрусів є важливою геофізичною задачею. Цією проблемою на протязі багатьох років займаються група вчених Інституту геофізики (м. Прага) під керівництвом Вацлава Вавричука [Vavrychuk, 2014]. Низка французьких, англійських, американських та інших вчених пропонують різні методи для вирішення такої задачі. Слід відзначити такі роботи [Angelier, 2002; Maury et al., 2013]. Для сейсмоактивних регіонів України, зокрема для Закарпаття, вирішення задачі визначення полів напружень через механізми вогнищ місцевих землетрусів є актуальним і потребує розв'язання. Оскільки сейсмічність даного регіону є малою, то у дисертаційній роботі пропонується використання методу інверсії хвильових форм для визначення фокальних механізмів сейсмічних подій, які відбулися у регіоні, що пов'язано з розв'язанням як прямої, так і оберненої задач для моделювання поширення сейсмічних хвиль у шаруватому півпросторі.

У процесі аналізу сейсмологічних даних, які отримано на сейсмічних станціях і порівняльного аналізу синтетичних сейсмограм із реальними записами доводиться використовувати математичне моделювання для розв'язування прямої задачі, тобто визначати хвильові поля за відомими параметрами джерела сейсмічних хвиль і середовища. Відомі такі методи для побудови синтетичних сейсмограм: рефлективний, матричний та променевий, а також чисельні.

Методи, які використовуються для побудови теоретичних сейсмограм мають свої переваги і недоліки. За допомогою комбінацій різних підходів можна здійснювати ефективні розрахунки. У даному розділі розглянуто матричний метод для вирішення прямої задачі, а результати моделювання можна використати для визначення тензора сейсмічного моменту через інверсію хвильових форм (обернена задача).

## **1.1. Матричний метод для поширення сейсмічних хвиль у шаруватому півпросторі (пряма задача)**

У даній дисертаційній роботі значну увагу приділено визначенню механізмів вогнищ землетрусів. Як буде показано у наступних розділах, вирішення такої задачі за допомогою стандартних методів, зокрема графічного, потребує значення сейсмічних даних із великої кількості станцій. Якщо сейсмічну подію зареєструвала обмежена кількість станцій (наприклад, для подій Закарпаття), тоді визначення фокальних механізмів стає вкрай важкою задачею. В цьому випадку застосування графічного методу може дати наближений або негативний результат. Така проблема виникає, тому що стандартні методи, в тому числі графічний, потребують достатньо великої кількості станцій для визначення механізму вогнища землетрусу. Також потрібно зазначити, що важливе є і розміщення станцій по відношенню до епіцентру події повинні охоплювати весь діапазон по азимуту. Тому у даній роботі використано й нові методи для визначення фокальних механізмів, які варто застосовувати у таких випадках, коли є мала сейсмічність регіону і, відповідно, обмежена кількість сейсмічних станцій. У дисертації пропонується використання методу інверсії хвильових форм для визначення механізмів вогнищ сейсмічних подій, які відбулися у Закарпатті. Це підхід побудований на розв'язанні оберненої задачі з використанням матричного методу і описаний у роботах [Малицький, 2002; Стародуб, 1996].

Таким чином, у даному розділі коротко викладено основи матричного методу для розв'язування динамічних задач сейсмології. Матричний метод є одним із багатьох підходів, який використовується для розв'язання прямої динамічної задачі у шаруватому півпросторі. Вперше цей метод запропоновано В. Томсоном (Thomson W. T.) у 1950 р. [Thomson, 1950], а згодом у 1953 р. Н. Хаскелом (Haskell N. A.) [Haskell, 1953, 1964]. Підхід Томсона–Хаскела дозволив розраховувати інтерференційні коефіцієнти відбиття і заломлення для складних шаруватих пружних середовищ, а також дисперсійні характеристики інтерференційних хвиль [Haskell, 1966]. Також матричний метод був розвинутий

у роботах таких вчених, як Л. А. Молоткова [Молотков, 1971, 1984, 1961, 1978, 1975, 1983], О. М. Харитонов [Харитонов, 1972, 1995, 1973, 1974], Л. І. Ратнікової [Ратнікова, 1973], Б. Л. Н. Кеннета (Kennett V. L. N.) [Kennett, 1972, 1988, 2001], Д. В. Малицького [Малицький, 2012, 2013, 2015], Ю. П. Стародуба [Стародуб, 1996, 1992, 1998, 1986], А. Р. Гнипа, Р. П. Починайка та ін.

Слід звернути увагу, що для визначення поля переміщень з використанням матричного методу Томсона–Хаскела та його модифікації даний підхід був узагальнений для рідких та пружно-рідких середовищ [Молотков, 1971], а саме, до виділення частотних множників в дисперсійних рівняннях [Молотков, 1984], що дозволяє розглядати поширення хвиль у будь-якому частотному діапазоні. Професор Л.А. Молотков побудував характеристичні матриці для пружних та рідких шаруватих середовищ із циліндричними або сферичними, а також слабо-викривленими границями. Переваги та недоліки цього методу описано в роботах [Малицький, 2008, 2007; Акі, 2002; Chapman, 2004, 1976].

Перейдемо до постановки прямої задачі та шляхів її розв'язання. Постановка задачі полягає у визначенні хвильового поля на вільній поверхні шаруватого півпростору, коли вогнище землетрусу представлено як точкове джерело у просторі. У такому випадку, кожна компонента тензора сейсмічного моменту є функцією часу, тобто є згорткою, так званої часової функції вогнища STF(t) і функції Гріна [Малицький, 2002]. Визначення тензора сейсмічного моменту буде показано в наступному підрозділі 1.3. Тут відзначимо, що точкове джерело сейсмічних хвиль задається сейсмічним тензором, а розподілене джерело – густиною тензора сейсмічного моменту.

Розглянемо поширення сейсмічних хвиль у вертикально неоднорідному середовищі, яке моделюється системою однорідних ізотропних  $n$  шарів на  $(n+1)$  півпросторі. У роботі використано циліндричну систему координат. В однорідному ізотропному шарі на глибині  $H_s$  діє джерело, яке представлено тензором сейсмічного моменту  $M_{ij}$  (силовий еквівалент дев'яти пар). Вважаємо, що границі між шарами паралельні, а на кожній границі виконуються умови

жорсткого контакту (неперервність переміщень і напружень), тобто [Малицький, 2002]:

$$\mathbf{u}_i(\mathbf{r}, t) = \mathbf{u}_{i+1}(\mathbf{r}, t) \quad \tau_{zmi}(\mathbf{r}, t) = \tau_{zmi+1}(\mathbf{r}, t) \quad \mathbf{r} \neq (0, 0, z_s) ,$$

Якщо початкові умови для переміщення  $\mathbf{u}_i(\mathbf{r}, 0)$ , та швидкості переміщення  $\dot{\mathbf{u}}_i(\mathbf{r}, 0)$  представити через потенціали Гельмгольца, то існують потенціали в  $i$ -му шарі  $\varphi_i$  та  $\psi_i$ , які задовольняють хвильовим рівнянням і мають ряд властивостей, одна з яких є наступною [Малицький, 2002]:

$$\mathbf{u}_i = \text{grad} \varphi_i + \text{rot} \psi_i . \quad (1.1)$$

Рівняння руху в  $i$ -му шарі, а також початкові та граничні умови мають вигляд:

$$\rho_i \mathbf{u}_i = (\lambda_i + 2\mu_i) \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}_i) - \mu_i \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}_i), \quad (1.2)$$

$$\mathbf{u}_i(\mathbf{r}, 0) = \mathbf{0}; \mathbf{r} = (0, 0, z_d), \quad (1.3)$$

$$\mathbf{u}_i(\mathbf{r}, t) = \mathbf{u}_{i+1}(\mathbf{r}, t); \tau_{zmi}(\mathbf{r}, t) = \tau_{zmi+1}(\mathbf{r}, t), \mathbf{r} \neq (0, 0, z_d), \quad (1.4)$$

$$\tau_{zm} = 0, z = 0, m = r, \varphi, z. \quad (1.5)$$

де  $\mathbf{u}_i$  – вектор переміщень в  $i$ -му шарі;  $\rho_i$  – густина;  $\lambda_i$  та  $\mu_i$  – коефіцієнти Ламе в  $i$ -му шарі.

Варто зауважити, що згідно з (1.5) напруження на вільній поверхні відсутні, а відповідно до умови випромінювання – хвилі з нижнього півпростору не повертаються.

В ізотропному шарі  $i$  визначено такі параметри, як товщина  $h_i$ , модуль зсуву  $\mu_i$  та швидкості повздовжніх  $V_{P(i)}$  та поперечних  $V_{S(i)}$  хвиль (рис. 1.1).

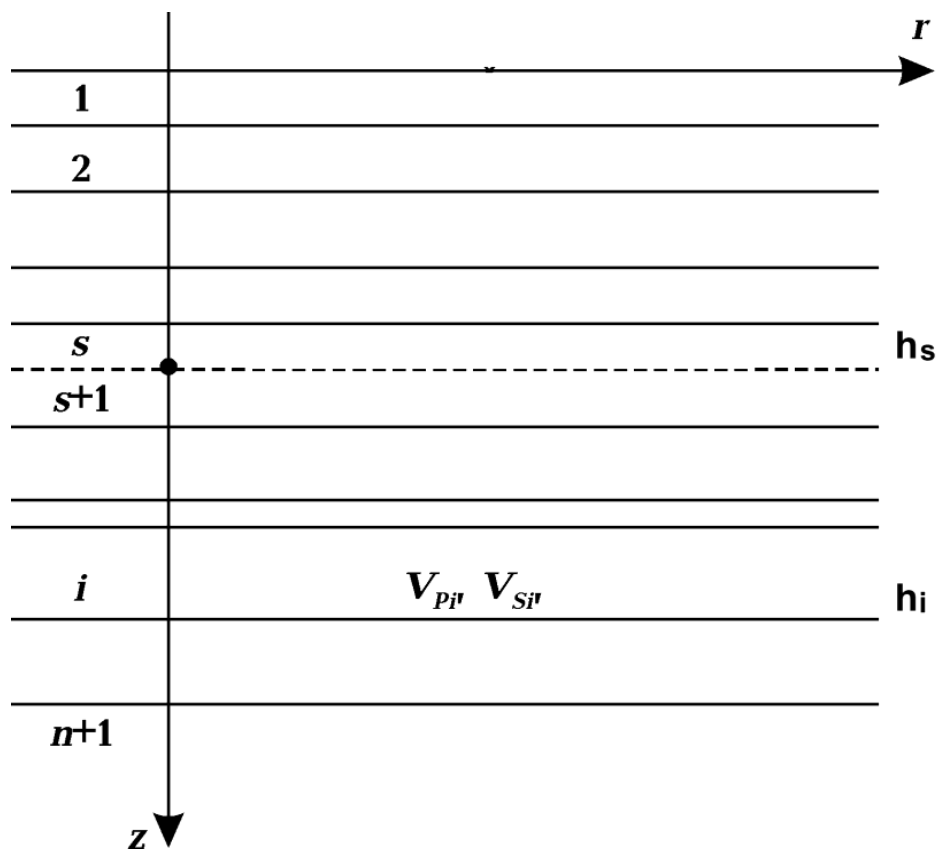


Рис. 1.1. Модель вертикально-неоднорідного середовища.

Використовуючи (1.1) можна показати, що компоненти вектора переміщень і тензора напружень в  $i$ -му шарі в циліндричній системі координат матимуть вигляд:

$$\begin{aligned}
 u_r &= \varphi_{,r} + \psi_{,rz} + \frac{1}{r} \chi_{,\varphi}, \\
 u_\varphi &= \frac{1}{r} \varphi_{,\varphi} + \frac{1}{r} \psi_{,z\varphi} - \chi_{,r}, \\
 u_z &= \varphi_{,z} + \psi_{,zz} - \frac{1}{V_s^2} \psi_{,tt}, \\
 \tau_{rz} &= \mu \left[ 2\varphi_{,rz} + 2\psi_{,zzr} + \frac{1}{r} \chi_{,\varphi z} - \frac{1}{V_s^2} \psi_{,tr} \right], \\
 \tau_{z\varphi} &= \frac{\mu}{r} \left[ 2\varphi_{,\varphi z} + 2\psi_{,zz\varphi} - r\chi_{,rz} - \frac{1}{V_s^2} \psi_{,t\varphi} \right], \\
 \tau_{zz} &= \frac{\lambda}{V_p^2} \varphi_{,tt} + 2\mu \left[ \varphi_{,zz} + \psi_{,zzz} - \frac{1}{V_s^2} \psi_{,tzz} \right],
 \end{aligned} \tag{1.6}$$



де  $\varphi_{,z} = \frac{\partial \varphi}{\partial z}$ ,  $\varphi_{,zz} = \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2}$  і т.д.

Таким чином, від переміщень і напружень переходимо до потенціалів  $\varphi$ ,  $\psi$ ,  $\chi$  у кожному шарі, які задовольняють нульові початкові умови, а саме:

$$\varphi = \psi = \chi = 0; \quad \frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial \chi}{\partial t} = 0, \text{ при } t=0.$$

У роботі Д.В. Малицького [Малицький, 2002] з використанням методу Томсона–Хаскела та інтегральних перетворень Фур'є–Бесселя–Мелліна отримано строгі аналітичні співвідношення для хвильового поля на вільній поверхні, коли джерело сейсмічних хвиль розташоване в однорідному ізотропному шарі і представлено тензором сейсмічного моменту. Визначення поля переміщень – це пряма, яка розбивається на  $P$ - $SV$  та  $SH$  задачі. Таким чином, у випадку шаруватого середовища випишемо значення для потенціалів хвиль  $\varphi_i$ ,  $\psi_i$ ,  $\chi_i$  в  $i$ -му шарі, які збуджені джерелом, що представлено силовим еквівалентом дев'яти пар сил, наступним чином [Малицький, 2002]:

$$\begin{aligned} \varphi_i(r, \varphi_a, z, t) = & \cos \varphi_a \int_0^\infty \frac{k J_1(kr) dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ X_{xz_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\alpha_i} + X_{xz_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\alpha_i} \right] e^{k\eta} d\eta + \\ & + \sin \varphi_a \int_0^\infty \frac{k J_1(kr) dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ X_{yz_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\alpha_i} + X_{yz_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\alpha_i} \right] e^{k\eta} d\eta + \\ & + \cos^2 \varphi_a \int_0^\infty \frac{k J_0(kr) dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ X_{xx_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\alpha_i} + X_{xx_i}^- e^{-k(z-H_{i-1})\alpha_i} \right] e^{k\eta} d\eta + \\ & + \sin^2 \varphi_a \int_0^\infty \frac{k J_0(kr) dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ X_{yy_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\alpha_i} + X_{yy_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\alpha_i} \right] e^{k\eta} d\eta + \\ & + \sin 2\varphi_a \int_0^\infty \frac{k J_0(kr) dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ X_{xy_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\alpha_i} + X_{xy_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\alpha_i} \right] e^{k\eta} d\eta + \\ & + \frac{\cos^2 \varphi_a}{r} \int_0^\infty \frac{J_1(kr) dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ (X_{yy_i}^+ - X_{xx_i}^+) e^{k(z-H_{i-1})\alpha_i} + (X_{yy_i}^- - X_{xx_i}^-) e^{k(H_{i-1}-z)\alpha_i} \right] e^{k\eta} d\eta - \\ & - \frac{2 \sin 2\varphi_a}{r} \int_0^\infty \frac{J_1(kr) dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ X_{xy_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\alpha_i} + X_{xy_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\alpha_i} \right] e^{k\eta} d\eta + \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + \int_0^{\infty} \frac{kJ_0(kr)dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ X_{zz_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\alpha_i} + X_{zz_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\alpha_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta; \\
\psi_i(r, \varphi_a, z, t) = & \left\{ \cos \varphi_a \int_0^{\infty} \frac{J_1(kr)dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ Y_{xz_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + X_{xz_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta + \right. \\
& + \sin \varphi_a \int_0^{\infty} \frac{J_1(kr)dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ Y_{yz_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + Y_{yz_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta + \\
& + \cos^2 \varphi_a \int_0^{\infty} \frac{J_0(kr)dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ Y_{xx_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + Y_{xx_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta + \\
& + \sin^2 \varphi_a \int_0^{\infty} \frac{J_0(kr)dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ Y_{yy_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + Y_{yy_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta + \\
& + \sin 2\varphi_a \int_0^{\infty} \frac{J_0(kr)dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ Y_{xy_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + Y_{xy_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta + \\
& + \int_0^{\infty} \frac{J_0(kr)dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ Y_{zz_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + Y_{zz_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta + \\
& + \frac{\cos 2\varphi_a}{r} \int_0^{\infty} \frac{J_1(kr)dk}{k \cdot 2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ (Y_{yy_i}^+ - Y_{xx_i}^+) e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + (Y_{yy_i}^- - Y_{xx_i}^-) e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta - \\
& \left. - \frac{2 \sin 2\varphi_a}{r} \int_0^{\infty} \frac{J_1(kr)dk}{k \cdot 2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ X_{xy_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + Y_{xy_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta \right\} \\
\chi_i(r, \varphi_a, z, t) = & \sin \varphi_a \int_0^{\infty} \frac{kJ_1(kr)dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ Z_{xz_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + Z_{xz_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta + \\
& + \cos \varphi_a \int_0^{\infty} \frac{kJ_1(kr)dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ Z_{yz_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + Z_{yz_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta + \\
& + \sin 2\varphi_a \int_0^{\infty} \frac{kJ_0(kr)dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ (Z_{xx_i}^+ - Z_{yy_i}^-) e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + (Z_{xx_i}^- - Z_{yy_i}^+) e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta + \\
& + \cos 2\varphi_a \int_0^{\infty} \frac{kJ_0(kr)dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ Z_{xy_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + Z_{xy_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta - \\
& - \frac{2 \sin 2\varphi_a}{r} \int_0^{\infty} \frac{J_1(kr)dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ (Z_{xx_i}^+ - Z_{yy_i}^+) e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + (Z_{xx_i}^- - Z_{yy_i}^-) e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] e^{k\tau\eta} d\eta -
\end{aligned}$$

$$-\frac{2 \cos 2\varphi_a}{r} \int_0^\infty \frac{J_1(kr) dk}{2\pi j} \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} \left[ Z_{xy_i}^+ e^{k(z-H_{i-1})\beta_i} + Z_{xy_i}^- e^{k(H_{i-1}-z)\beta_i} \right] \cdot e^{kt\eta} d\eta, \quad (1.6^1)$$

де  $X_{xz_i}^+$ ,  $X_{xz_i}^-$  описують дві хвилі, які поширюються в напрямі зростання  $z$  і зменшення  $z$  в  $i$ -му шарі. Аналогічно, інші пари функцій мають таке саме тлумачення.

$r$  – радіальна координата;

$\varphi_a$  – азимут;

$t$  – час;

$k$  – горизонтальна компонента хвильового числа;

$j$  – уявна одиниця;

$J_0, J_1$  – функції Бесселя нульового і першого порядку;

$\eta$  – змінна Мелліна.

Використовуючи формули (1.4–1.6<sup>1</sup>), запишемо основні результати математичного моделювання поширення сейсмічних хвиль у шаруватому півпросторі для джерела у вигляді сейсмічного тензора. Як результат, поле переміщень на вільній поверхні шаруватого півпростору отримано у вигляді [Малицький, 2016, 2011, 2007]:

$$\begin{aligned} u_z^{(0)}(r, \varphi_a, t) &= \int_0^\infty \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_1(k, \eta, \varphi_a) \cdot g_{1z} \cdot e^{kt\eta} d\eta + \\ &+ \int_0^\infty \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_2(k, \eta, \varphi_a) \cdot g_{2z} e^{kt\eta} d\eta + \int_0^\infty \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_3(k, \eta, \varphi_a) \cdot g_{3z} \cdot e^{kt\eta} d\eta, \\ u_r^{(0)}(r, \varphi_a, t) &= \int_0^\infty \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_1(k, \eta, \varphi_a) \cdot g_{1r} \cdot e^{kt\eta} d\eta + \\ &+ \int_0^\infty \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_2(k, \eta, \varphi_a) \cdot g_{2r} e^{kt\eta} d\eta + \int_0^\infty \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_3(k, \eta, \varphi_a) \cdot g_{3r} \cdot e^{kt\eta} d\eta, \\ u_\varphi^{(0)}(r, \varphi_a, t) &= \int_0^\infty \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_5(k, \eta, \varphi_a) \cdot g_{5\varphi} \cdot e^{kt\eta} d\eta + \\ &+ \int_0^\infty \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_6(k, \eta, \varphi_a) \cdot g_{6\varphi} e^{kt\eta} d\eta. \end{aligned} \quad (1.7)$$

Параметри  $g_{1z}$ ,  $g_{2z}$ , ...,  $g_{6\varphi}$ , які входять у (1.7), визначено через елементи характеристичної матриці всього середовища  $\mathbf{D}$  ( $P$ - $SV$  випадок) і  $\mathbf{D}^*$  ( $SH$ -випадок) та характеристичної матриці всього середовища над джерелом  $\mathbf{D}_{s,1}^{-1}$  і  $\mathbf{D}_{s,1}^{*-1}$  [Малицький, 2002]

$$\begin{aligned}\mathbf{D} &= \mathbf{A}_{n+1}^{-1} \mathbf{A}_n \mathbf{L}_n \mathbf{A}_n^{-1} \mathbf{A}_{n-1} \mathbf{L}_{n-1} \dots \mathbf{A}_2^{-1} \mathbf{A}_1 \mathbf{L}_1 \mathbf{A}_1^{-1}, \\ \mathbf{D}^* &= \mathbf{A}_{n+1}^{*-1} \mathbf{A}_n^* \mathbf{L}_n^* \mathbf{A}_n^{*-1} \mathbf{A}_{n-1}^* \mathbf{L}_{n-1}^* \dots \mathbf{A}_2^{*-1} \mathbf{A}_1^* \mathbf{L}_1^* \mathbf{A}_1^{*-1}, \\ \mathbf{D}_{s,1}^{-1} &= (d_{ij}''') = \mathbf{A}_s^{-1} \mathbf{L}_s^{-1} \mathbf{A}_s \mathbf{A}_{s-1}^{-1} \mathbf{L}_{s-1}^{-1} \mathbf{A}_{s-1} \dots \mathbf{A}_1^{-1} \mathbf{L}_1^{-1} \mathbf{A}_1 \\ \tilde{\mathbf{F}}^{(j)} &= \mathbf{D}_{s,1}^{-1} \cdot \mathbf{F}^{(j)} = (\tilde{F}_1^{(j)}, \tilde{F}_2^{(j)}, \tilde{F}_3^{(j)}, \tilde{F}_4^{(j)})^T\end{aligned}\quad (1.8)$$

і мають такий вигляд [Малицький, 2002]:

$$\begin{aligned}g_{1z} &= \left( -d_{21}'' + \frac{A}{B} d_{31}'' + \frac{M}{B} d_{41}'' \right) \cdot \frac{1}{2\pi\mu_s}, \\ g_{2z} &= \left\{ - \left[ d_{22}'' \frac{1}{\rho_s V_p^2} + d_{23}'' \left( \frac{2V_s^2}{V_p^2} - 1 \right) \right] + \frac{A}{B} \left[ d_{32}'' \cdot \frac{1}{\rho_s V_p^2} + d_{33}'' \left( \frac{2V_s^2}{V_p^2} - 1 \right) \right] + \right. \\ &\quad \left. + \frac{M}{B} \left[ d_{42}'' \frac{1}{\rho_s V_p^2} + d_{43}'' \left( \frac{2V_s^2}{V_p^2} - 1 \right) \right] \right\} \cdot \frac{1}{2\pi}, \\ g_{3z} &= \left( -d_{23}'' + \frac{A}{B} d_{33}'' + \frac{M}{B} d_{43}'' \right) \cdot \frac{1}{2\pi}, \quad g_{1r} = \frac{1}{2\pi\mu_s} \cdot \left( -d_{11}'' + \frac{N}{B} d_{31}'' + \frac{A}{B} d_{41}'' \right), \\ g_{2r} &= -\frac{1}{2\pi} \cdot \left\{ - \left[ d_{12}'' \frac{1}{\rho_s V_p^2} + d_{13}'' \left( \frac{2V_s^2}{V_p^2} - 1 \right) \right] + \frac{N}{B} \left[ d_{32}'' \cdot \frac{1}{\rho_s V_p^2} + d_{33}'' \left( \frac{2V_s^2}{V_p^2} - 1 \right) \right] + \right. \\ &\quad \left. + \frac{A}{B} \left[ d_{42}'' \frac{1}{\rho_s V_p^2} + d_{43}'' \left( \frac{2V_s^2}{V_p^2} - 1 \right) \right] \right\}, \\ g_{3r} &= -\frac{1}{2\pi} \cdot \left( -d_{13}'' + \frac{N}{B} d_{33}'' + \frac{A}{B} d_{43}'' \right),\end{aligned}$$

$$g_{5\varphi} = \left( -d_{11}^{**} - \frac{d_{12}^{**}}{d_{11}^{**}} d_{21}^{**} \right) \cdot \frac{1}{2\pi\mu_s}, \quad g_{6\varphi} = \left( -d_{12}^{**} - \frac{d_{12}^{**}}{d_{11}^{**}} d_{22}^{**} \right) \cdot \frac{1}{4\pi}. \quad (1.9)$$

де  $d_{11}^{**}, d_{12}^{**}, d_{13}^{**}, d_{21}^{**}, d_{22}^{**}, d_{23}^{**}, d_{31}^{**}, d_{32}^{**}, d_{33}^{**}, d_{41}^{**}, d_{42}^{**}, d_{43}^{**}$  – елементи характеристичної матриці середовища  $\mathbf{D}$  для P-SV задачі;

$d_{11}^{*}, d_{12}^{*}, d_{21}^{*}, d_{22}^{*}$  – елементи характеристичної матриці середовища  $\mathbf{D}^*$  для SH задачі;

$A, B, M, N$  – рекурентні співвідношення, визначені в роботі [30];

$\mu_s$  – модуль зсуву, де розміщено джерело;

$\rho_s$  – густина шару, де розміщено джерело;

$V_p, V_s$  – швидкості повздовжніх та поперечних хвиль відповідно.

У співвідношеннях для поля переміщень (1.7) введено також такі величини [Малицький, 2002]:

$$\begin{aligned} M_1 &= M_{xz} \cos \varphi_a + M_{yz} \sin \varphi_a \\ M_2 &= M_{zz} \\ M_3 &= \cos^2 \varphi_a \cdot M_{xx} + \sin^2 \varphi_a \cdot M_{yy} + \sin 2\varphi_a \cdot M_{xy} \\ M_4 &= -\cos 2\varphi_a \cdot M_{xx} + \cos 2\varphi_a \cdot M_{yy} - 2 \sin 2\varphi_a \cdot M_{xy} \\ M_5 &= M_{yz} \cos \varphi_a - M_{xz} \sin \varphi_a \\ M_6 &= \sin 2\varphi_a \cdot M_{xx} - \sin 2\varphi_a \cdot M_{yy} - 2 \cos 2\varphi_a \cdot M_{xy} \end{aligned}$$

$M_{xx}, \dots, M_{zz}$  – компоненти тензора сейсмічного моменту

$$H_s = h_1 + h_2 + \dots + h_s, \quad \alpha = \sqrt{1 + \frac{\eta^2}{V_p^2}}, \quad \beta = \sqrt{1 + \frac{\eta^2}{V_s^2}}, \quad (1.10)$$

$V_{pj}, V_{sj}$  – швидкості поширення поздовжньої і поперечної хвиль, які визначено для всіх  $j$  шарів:

$$V_{pj} = \sqrt{\frac{\lambda_j + 2\mu_j}{\rho_j}}, \quad V_{sj} = \sqrt{\frac{\mu_j}{\rho_j}}. \quad (1.11)$$

## 1.2. Джерело сейсмічних хвиль

З наукової точки зору землетруси являються джерелом інформації, яка може бути розділена на дві частини: перша визначається процесом збудження сейсмічних хвиль в джерелі, а друга – умовами поширення сейсмічних хвиль від вогнища до станції. Відповідно, інтерпретація та аналіз сейсмічних даних є

спрямовані на розв'язання двох важливих задач: побудові сейсмічного розрізу і визначення параметрів вогнища землетрусу. Зазначимо, що отримання інформації про джерело являє собою значно важчу задачу в порівнянні із інформацією про будову середовища, в якій поширюються сейсмічні хвилі. Дослідження вогнищ землетрусу, в теоретичному плані, має труднощі, які пов'язані з різними методами, так як не має єдиної думки щодо опису явищ і фізичних процесів у джерелі, наприклад, у рамках механіки тріщин [Костров, 1968]. Це означає, що в математичному відношенні динамічні задачі механіки виникнення і поширення розриву виявилися не розв'язаними класичними методами. У зв'язку з цим, ставляться задачі побудови нових методів і підходів вивчення вогнищ землетрусів та визначення його параметрів.

Історія визначення механізму вогнища землетрусу почалася ще в далекому 1906 р., де на основі Каліфорнійського землетрусу було запропоновано теорію пружної віддачі. Згодом з'явилися роботи японських вчених сейсмологів, які встановили розподіл знаків перших вступів сейсмічних *P*-хвиль і ввели поняття нодальних площин. Це дало поштовх для того, щоб розглядати джерело вогнища землетрусу як точкове, адже стало зрозумілим, що вибір і визначення орієнтації джерела є важливими задачами. Точкова модель застосовувалася лише для далекої зони, так як у близькій зоні нехтування розмірами джерела привело до негативного результату. Але не зважаючи на недоліки, це значно спростило математичне представлення вогнища. Тому припущення точкового джерела має своє застосування в сейсмології ще по теперішній час. Як результат, дискусії про точкову модель вогнища привели до дислокаційної моделі. Теорія дислокацій, яка базується на еквівалентності поля переміщень, що породжена дислокацією на елементі поверхні розриву, полю, породженому довільно орієнтованою силою або дев'ятьма парами сил, що діють на розглянутому елементі поверхні, дозволяє моделювати синтетичні сейсмограми.

Отже, точкове джерело – найпростіше і найпоширеніше представлення вогнища землетрусу. Якщо не розглядати фізичних процесів у джерелі, то така точкова модель працює достатньо ефективно.

З точки зору фізики є зрозумілим, що одна точка на деякій глибині не може акумулювати величезну кількість енергії і випромінювати її миттєво. Таким чином, абсолютно природною є гіпотеза, що енергетичні процеси в джерелі пов'язані з певним об'ємом, який має геометричні розміри. Чим більша магнітуда землетрусу, тим більші геометричні розміри вогнища. Такий двосторонній погляд на джерело – точкове в сейсмометричному сенсі і об'ємне – в енергетичному, вносить непорозуміння при описі вогнища. З другої точки зору, точкове джерело в сейсмометричному розумінні є точка в деякому об'ємі, з якої починається розлом і із якої випромінюються перші  $P$ - і  $S$ -хвилі. Таким чином, на основі розломної моделі землетрусу ці два погляди на джерело доповнюють один одного підчас опису фізичних процесів у вогнищі.

Отже, приходимо до висновку, що використання точкових джерел є ефективним і має своє пояснення, що розглядає землетрус, як розрив переміщень-напружень, посувка на якому являється проявом живої тектоніки Землі [Касахара, 1985].

Відзначимо, що розломні прояви спостерігаються навіть для невеликих землетрусів, хоча можливість спостерігати їх наслідки на Земній поверхні зростає із ростом магнітуди. Тісний зв'язок розломів і землетрусів є відомим вже давно і є описано в науковій літературі, але природа цього зв'язку потребує дальшого вивчення. В класичному розумінні розлом являє собою поверхню „ковзання” всередині Землі, на якій має місце розрив переміщень-напружень. Так як не можна спостерігати конфігурацію розлому під землею, то будувати розломну модель слід на основі даних підчас виходу його на поверхню. Як правило, розлом приймають у вигляді прямокутника, дві сторони якого паралельні вільній поверхні. Для опису такої конфігурації вводять п'ять параметрів: довжина розлому  $l$ , глибина верхнього  $d$  і нижнього  $D$  краю, простягання  $\theta$  і кут падіння  $\delta$  (рис. 1.2) [Аки, 1983].

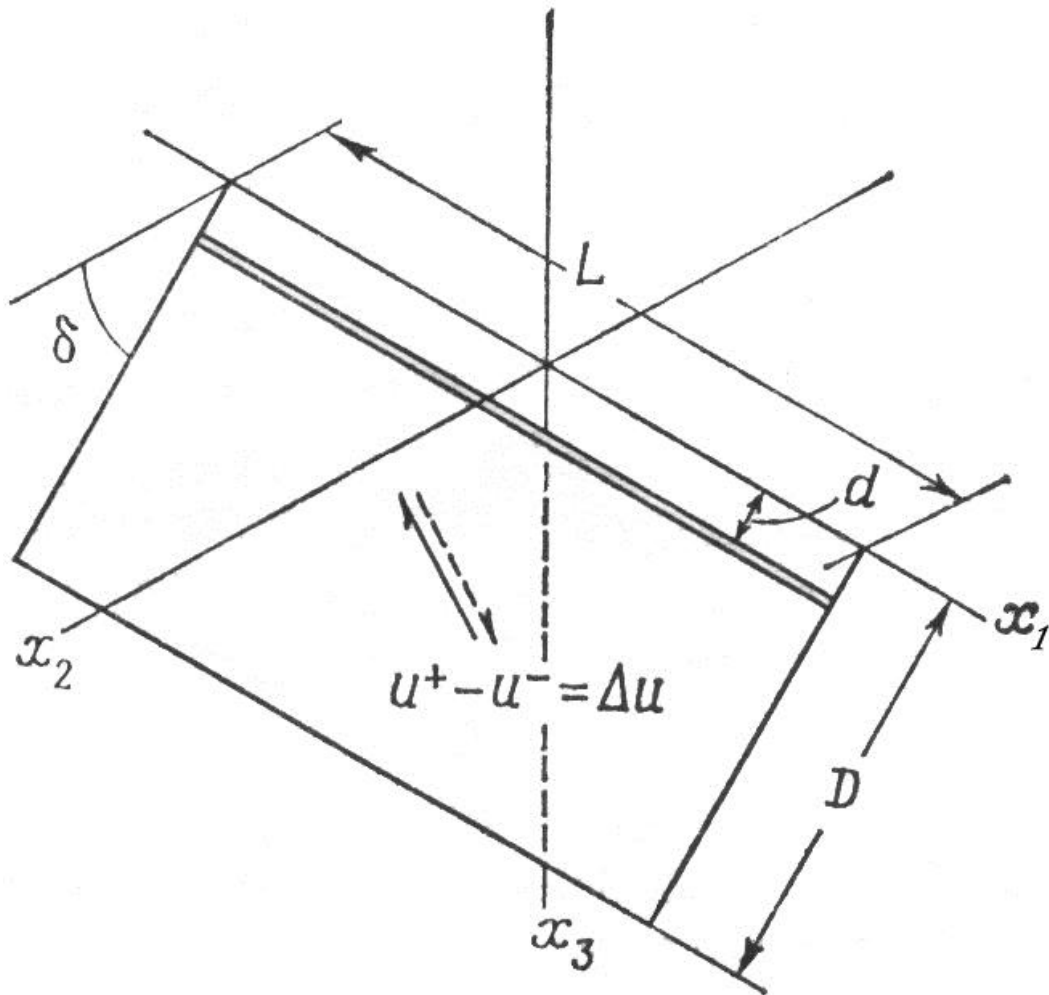


Рис. 1.2. Геометричні параметри моделей розлому для заглибленої і нахиленої площини розлому [Аки, 1983].

Дослідження багатьох землетрусів показали на тісний зв'язок механізму вогнища і розлому.

Як відомо, цінність математичного моделювання полягає в адекватності відображення реальних фізичних процесів, що відбуваються у вогнищі землетрусу. Так як ми розглядаємо явище, пов'язане із внутрішньою поверхнею, наприклад, ковзання по площині розриву, то, взагалі кажучи, будемо аналізувати тільки розривні джерела. Хоча у класичних роботах [Kennet, 1988] показано єдиний можливий підхід до розривних і об'ємних джерел (раптове об'ємне розширення деякої тривимірної області). У своїй відомій монографії [Аки, 1983] К. Акі детально описує внутрішні сейсмічні джерела, ввівши об'ємну силу, прикладену до деяких елементів середовища, яка викликає розрив переміщень і



напружень, а також еквівалентні об'ємні сили у випадку об'ємного джерела. На основі теореми представлення єдиним способом можна дослідити процес виникнення посувки на розриві і випромінювання сейсмічних хвиль. Показано, що посувка по поверхні розриву  $\Sigma$  (рис. 1.3) генерує ті ж сейсмічні хвилі, що і хвилі, викликані розподілом на розриві декількох пар сил.

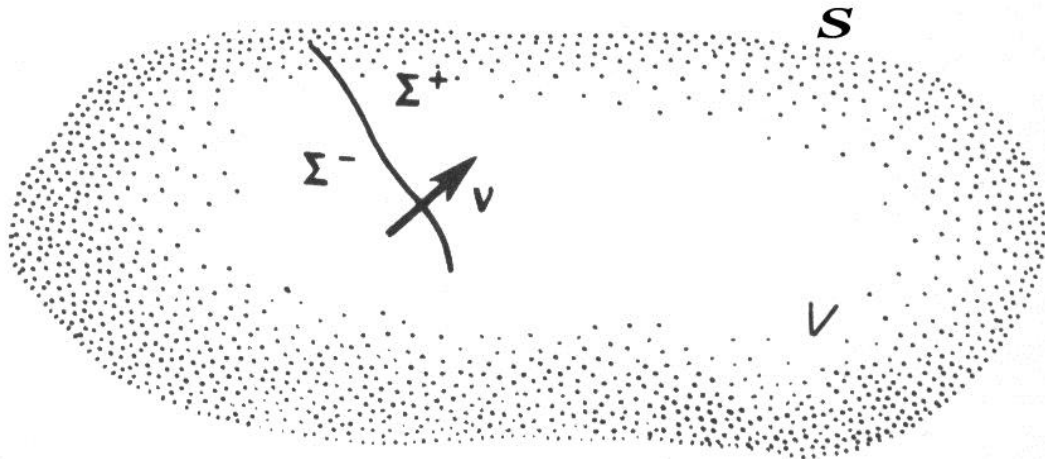


Рис. 1.3. Пружне тіло з об'ємом  $V$  із зовнішньою поверхнею  $S$  та двосторонньою внутрішньою поверхнею  $\Sigma$ , на якій виникають розриви. Вдovж  $\Sigma$  проходить посувка по розриву [Аки, 1983].

Таким чином, з одного боку, розривне джерело – це стрибок переміщень-напружень, а з другого боку – це система сил чи пар сил, які викликають цей стрибок. Під *ефективно-точковою дислокацією* будемо розуміти точкове джерело, яке є представлене тензором сейсмічного моменту, тобто описується дев'ятьма парами сил. Тоді  $n$  – компоненту переміщення  $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$  для ефективного точкового джерела можна записати, як згортку від тензора сейсмічного моменту  $M_{pq}$  і похідної від функції Гріна  $G_{np,q}$ , а саме [Аки, 1983]:

$$u_n(x, t) = M_{pq} * G_{np,q}$$

Останнє рівняння є надзвичайно важливим з точки зору розуміння хвильових процесів, які відбуваються під час поширення сейсмічних хвиль від точкового джерела у вигляді тензора сейсмічного моменту. Компоненти тензора сейсмічного моменту  $M_{pq}$  для кожного точкового джерела представлено у вигляді [Аки, 1983]:

$$\begin{aligned}
M_{xx} &= -M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi_s + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \varphi_s), \\
M_{xy} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\varphi_s + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\varphi_s), \\
M_{xz} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \varphi_s + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \varphi_s), \\
M_{yy} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi_s - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \varphi_s), \\
M_{yz} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \sin \varphi_s - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \varphi_s), \\
M_{zz} &= M_0 \sin 2\delta \sin \lambda
\end{aligned} \tag{1.12}$$

На сьогоднішній день таке представлення вогнища землетрусу є найбільш ефективним і вживаним в сучасній сейсмології. Відзначимо, що ми ввели характеристики вогнища землетрусу як ефективно-точкової дислокації. Вони є важливими для моделювання хвильових процесів у неоднорідних середовищах. Вибір джерела, визначення його геометричної орієнтації є важливим для інтерпретації поля переміщень на вільній поверхні шаруватого півпростору. На сьогодні важливою є задача визначення так званої часової функції джерела, оскільки посувка по розриву  $u(t)$ , в загальному випадку, є залежною від часу. Тому існують різні моделі вогнища землетрусу, як модель Хаскела, модель Брюна, модель Кнопова і Джільберта.

Таким чином, компоненти тензора сейсмічного моменту для кожного точкового джерела представлено у вигляді (1.12) [Аки, 1983], де

$\delta$  – кут падіння;

$\phi_s$  – кут простягання;

$\lambda$  – кут між напрямками посувки і простяганням.

Сейсмічний момент  $M_0$  визначається за формулою:  $M_0 = \mu \mathbf{u} A$ , де  $A$  – площа розриву, а середня посувка має вигляд

$$\mathbf{u}(\tau) = \frac{\iint_{\Sigma} [\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)] d\Sigma}{A}. \tag{1.13}$$

Сейсмічний момент  $M_0$  є найбільш важливий і фундаментальний параметр для виміру сили землетрусу, викликаного подвижкою по розриву.

Таким чином, орієнтація розриву визначається трьома кутами  $\delta$ ,  $\lambda$  і  $\phi_s$  (рис. 1.4).

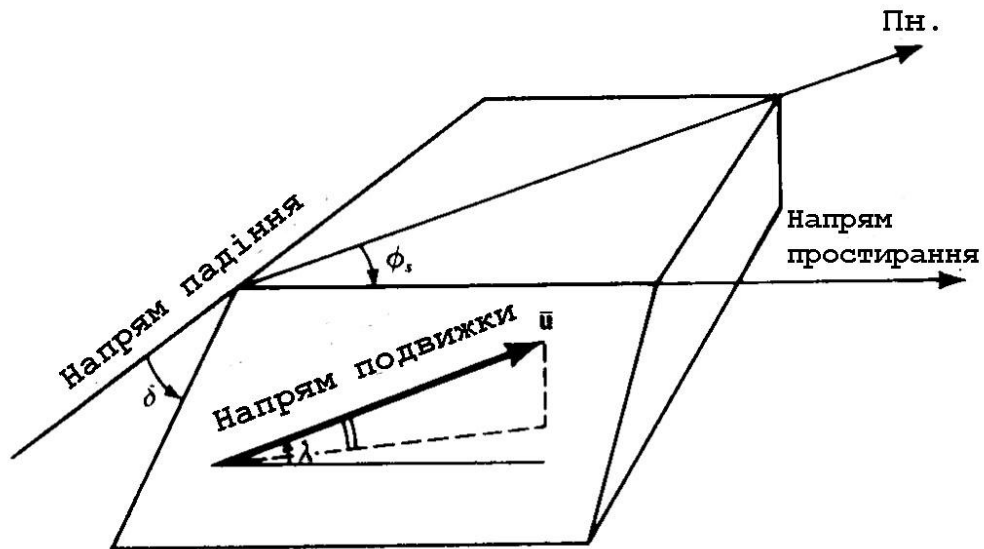


Рис. 1.4. Дислокаційна модель вогнища землетрусу.

### 1.3. Визначення тензора сейсмічного моменту

У даному підрозділі показано визначення тензора сейсмічного моменту шляхом розв'язання оберненої задачі з використанням аналітичних співвідношень для поля переміщень (1.7–1.9). Слід відзначити, що для розвитку та вирішенню обернених задач значний внесок зробили К. Акі [Акі, 2002] та Б. Л. Н. Кеннет [Kennet, 1988, 1983, 1972, 2001]. Над питаннями обернених задач сейсміки працювали як вітчизняні, так і зарубіжні вчені [Буллен, 1966; Костров, 1968; Малицький, 2015; Стародуб, 1996; Bakulin, 2000; Bernard, 2005; Dziewonski, 1981; Fukuyama, 1995; Hartzell, 1983; Santosa, 1986].

Поняття сейсмічного моменту було введено ще в 1966 р. К. Акі, вперше презентовано у роботі присвяченій аналізу землетрусу у Японії, а згодом у 1970 р. Костровим визначено тензор сейсмічного моменту.

Методи знаходження тензора сейсмічного моменту через інверсію хвильових форм трикомпонентних сейсмограм представлені в таких роботах [Adamova, 2009; Dahm, 2014; Sokos, 2008]. Слід зазначити, що обернена задача некоректна. Введення умов коректності оберненої задачі розглядається в роботі А. Н. Тихонова і В. Я. Арсеніна [Тихонов, Арсенін, 1986]. Одна з важливих

проблем, яка виникає при розв'язанні оберненої задачі є втрата стійкості процедури мінімізації функціоналу.

Коротко розглянемо метод для визначення тензора сейсмічного моменту. Щоб вирішити цю задачу потрібно використати розв'язок прямої задачі (1.7–1.9). Ще раз відзначимо, що тензор сейсмічного моменту  $M_{ij}$  – це симетричний тензор другого порядку, шість компонент якого є незалежними (рис. 1.5).

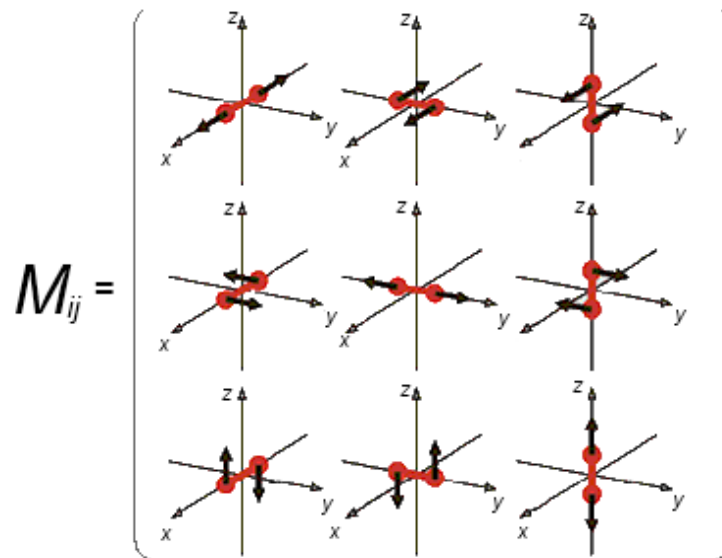


Рис. 1.5. Елементи тензора сейсмічного моменту – силовий еквівалент довільно орієнтованого розриву [Малицький, 2002].

Метод інверсії хвильових форм полягає у визначенні компонент сейсмічного тензора сейсмічного із спостережуваних сейсмічних записів переміщень. Даний метод є одним із найкращих підходів для вивчення характеристик сейсмічного джерела за умови виконання двох основних припущень: по-перше, передбачається, що діє наближення точкового джерела, тобто розглядається вогнище землетрусу, яке описано сейсмічним тензором; по-друге, вибір швидкісної моделі є близьким до реальної структури Землі. Поширення сейсмічних хвиль від такого вогнища приводить до визначення поля переміщень на вільній поверхні у вигляді (1.7), які можна представити у такому матричному вигляді [Малицький, 2002]:

$$\begin{pmatrix} u_z^{(0)} \\ u_r^{(0)} \end{pmatrix} = \sum_{i=1}^3 \int_0^{\infty} k^2 I_i L^{-1} [M_i \mathbf{g}_i] dk, \quad u_{\varphi}^{(0)} = \sum_{i=5}^6 \int_0^{\infty} k^2 J_i L^{-1} [M_i \mathbf{g}_{i\varphi}] dk \quad (1.14)$$

$$I_1 = \begin{pmatrix} J_1 & 0 \\ 0 & J_0 \end{pmatrix}, \quad I_2 = \begin{pmatrix} J_0 & 0 \\ 0 & J_1 \end{pmatrix}, \quad I_3 = I_2,$$

де  $L^{-1}$  – обернене перетворення Лапласа.

У роботі [Малицький, 2002], використовуючи (1.14), розроблено метод для визначення поля переміщень на вільній поверхні шаруватого півпростору, викликаних прямими  $P$ - і  $S$ -хвилями. Використовуючи матричні співвідношення тільки для прямих  $P$ - та  $S$ -хвиль [Малицький, 2017 ], із (1.14) запишемо матричне рівняння в частотній області ( $\omega$ ) для кожної станції:

$$\mathbf{U}_s^{(0)} = (U_x^{(0)p}, U_y^{(0)p}, U_z^{(0)p}, U_x^{(0)s}, U_y^{(0)s}, U_z^{(0)s})^T = \mathbf{K} \cdot \mathbf{M}, \quad (1.15)$$

де вектор  $\mathbf{U}_s^{(0)}$  містить шість незалежних компонент переміщень прямих  $P$ - та  $S$ -хвиль,

$$\mathbf{M} = (M_{xz}(\omega), M_{yz}(\omega), M_{zz}(\omega), M_{xx}(\omega), M_{yy}(\omega), M_{xy}(\omega))^T = M_{lm}(\omega)$$

$$\mathbf{K}_i = \begin{pmatrix} K_{11}^P & K_{12}^P & K_{13}^P & K_{14}^P & K_{15}^P & K_{16}^P \\ K_{21}^S & K_{22}^S & K_{23}^S & K_{24}^S & K_{25}^S & K_{26}^S \\ K_{31}^P & K_{32}^P & K_{33}^P & K_{34}^P & K_{35}^P & K_{36}^P \\ K_{41}^S & K_{42}^S & K_{43}^S & K_{44}^S & K_{45}^S & K_{46}^S \\ K_{51}^P & K_{52}^P & K_{53}^P & K_{54}^P & K_{55}^P & K_{56}^P \\ K_{61}^S & K_{62}^S & K_{63}^S & K_{64}^S & K_{65}^S & K_{66}^S \end{pmatrix} - \text{матриця швидкісної моделі для } i\text{-ї станції.}$$

Якщо ми використовуємо лише прямі  $P$ -хвилі, то матрицю  $\mathbf{K}$  можна переписати як

$$\mathbf{K}^P = \begin{pmatrix} K_{11}^P & K_{12}^P & K_{13}^P & K_{14}^P & K_{15}^P & K_{16}^P \\ K_{21}^P & K_{22}^P & K_{23}^P & K_{24}^P & K_{25}^P & K_{26}^P \\ K_{31}^P & K_{32}^P & K_{33}^P & K_{34}^P & K_{35}^P & K_{36}^P \end{pmatrix},$$

де

$$K_{11}^P = \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} \cos^2 \varphi \cdot g_{1r}^P dk,$$

$$K_{12}^P = \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} \cos \varphi \sin \varphi g_{1r}^p dk ,$$

$$K_{13}^P = \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} g_{2r}^p \cos \varphi dk ,$$

$$K_{14}^P = \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} \cos^3 \varphi \cdot g_{3r}^p dk ,$$

$$K_{15}^P = \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} \cos \varphi \sin^2 \varphi \cdot g_{3r}^p dk ,$$

$$K_{16}^P = \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} \cos \varphi \sin 2\varphi \cdot g_{3r}^p dk ,$$

$$K_{21}^P = \sin \varphi \cos \varphi \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} g_{1r}^p dk ,$$

$$K_{22}^P = \sin^2 \varphi \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} g_{1r}^p dk ,$$

$$K_{23}^P = \sin \varphi \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} g_{2r}^p dk ,$$

$$K_{24}^P = \cos^2 \varphi \cdot \sin \varphi \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} g_{3r}^p dk ,$$

$$K_{25}^P = \sin^3 \varphi \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} g_{3r}^p dk ,$$

$$K_{26}^P = \sin \varphi \cdot \sin 2\varphi \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} g_{3r}^p dk ,$$

$$K_{31}^P = \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} \cos \varphi g_{1z}^p dk ,$$

$$K_{32}^P = \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} \sin \varphi g_{1z}^P dk ,$$

$$K_{33}^P = \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} g_{2z}^P dk ,$$

$$K_{34}^P = \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} \cos^2 \varphi g_{3z}^P dk ,$$

$$K_{35}^P = \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} \sin^2 \varphi g_{3z}^P dk ,$$

$$K_{36}^P = \int_0^{\infty} \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} \sin 2\varphi g_{3z}^P dk .$$

Таким чином, рівняння (1.15) перепишемо для прямих  $P$ -хвиль у вигляді:

$$\mathbf{U}_s^{(0)P} = (U_x^{(0)P}, U_y^{(0)P}, U_z^{(0)P})^T = \mathbf{K}^P \cdot \mathbf{M} , \quad (1.16)$$

Розв'язок останнього рівняння для вектора  $\mathbf{M}$  на кожній станції – це так званий узагальнений розв'язок оберненої задачі

$$\mathbf{M} = (\tilde{\mathbf{K}}^{P*} \mathbf{K}^P)^{-1} \tilde{\mathbf{K}}^{P*} \mathbf{U}_s^{(0)P} , \quad (1.17)$$

де  $\tilde{\mathbf{K}}^{P*}$  – комплексно-спряжена та транспонована матриця до  $\mathbf{K}^P$ .

Рівняння (1.16) обчислюється для всіх частот. Частотна функція тензора сейсмічного моменту  $M_{lm}(w)$  обчислюється із рівняння (1.17). Застосувавши перетворення Фур'є, отримуємо часову функцію тензора сейсмічного моменту  $M_{lm}(t)$  [Малицький, 2002]:

$$M_{lm}(t) = M_{lm} STF(t) , \quad (1.18)$$

де  $M_{lm}$  – тензор сейсмічного моменту і  $STF(t)$  – часова функція джерела.

Представлення (1.18) означає, що фокальний механізм не залежить від часу. Незважаючи на те, що механізм може залежати від частотного діапазону досліджуваних хвиль, припущення про його незалежність від часу є хорошим наближенням для визначення механізму в частотному діапазоні від прямих  $P$ - і  $S$ -

хвиль. Слід ще раз зазначити, що результати визначення часової функції тензора сейсмічного моменту (1.16–1.18) можуть бути отримані, використовуючи сейсмічні дані тільки з однієї станції або обмеженої кількості станцій.

### **Висновки до розділу 1**

У даному розділі коротко викладено основи матричного методу для розв'язування динамічних задач сейсмології. Матричний метод є одним із багатьох підходів, який використовується для розв'язання прямої динамічної задачі у шаруватому півпросторі. Також зроблено висновок, що ефективно-точкова дислокація - це найбільш оптимальний тип джерела, як силовий еквівалент для довільно-орієнтованого розриву.

У даному розділі, використовуючи матричний метод, приведено алгоритм знаходження поля переміщень на вільній поверхні шаруватого півпростору від джерела у вигляді тензора сейсмічного моменту. Показано визначення тензора сейсмічного моменту через інверсію хвильових форм з використанням тільки прямих *P*-хвиль. Відзначено, що для землетрусів Закарпаття з метою визначення фокальних механізмів слід використовувати як графічний метод, так і метод інверсії хвильових форм.

### **Перелік використаних джерел до розділу 1**

1. Аки К. Количественная сейсмология. Теория и методы в 2 т / К.Аки, П.Ричардс. – М.: Мир, 1983. – 520 с.
2. Буллен К. Е. Введение в теоретическую сейсмологию / Буллен К. Е. – М.: Мир, - 1966. – 460 с
3. Касахара К. Механика землетрясений / Касахара К. - М.: Мир, 1985. – 264 с.
4. Костров Б.В. Обратная задача теории очага землетрясения / Б.В.Костров // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1968. – № 9. – С. 19–29.



5. Малицький Д. В. Визначення тензора сейсмічного моменту з хвильових форм / Д.Малицький, О. **Обідіна**, О. Грицай, О. Кутнів. // Вісник КНУ, серія Геологія. – 2015. – №1. – С. 80–86.
6. Малицький Д. В. Математичне моделювання в задачах сейсмології / Дмитро Васильович Малицький. – Київ: Наукова думка, 2016. – 240 с.
7. Малицький Д. В. Математичне моделювання хвильових полів в шаруватих середовищах із додатковими напруженнями / Д. В. Малицький, А. Ю. Павлова, В. Ф. Чекурін // Геодинаміка. – 2011. – Т2. - С.196-198.
8. Малицький Д. В. Матричний метод у задачах сейсмології / Д. В. Малицький, О. О. Муйла, А. Ю. Павлова // Вісник КНУ, Геологія. – 2012. – Вип. 58. – С. 25–29.
9. Малицький Д. В. Порівняльний аналіз методів в задачах поширення сейсмічних хвиль в шаруватих анізотропних середовищах / Д. В. Малицький, А. Ю. Павлова // Вісник КНУ, Геологія. – 2013. – Вип. 2(61). – С. 31–36.
10. Малицький Д. В. Поширення сейсмічних хвиль в анізотропних середовищах. Пряма задача – I / Д. В. Малицький, А. Ю. Павлова // Геоінформатика. – 2013 – Вип. 45. - №1.– С. 25-30.
11. Малицький Д. В. Про деякі особливості моделювання вогнища землетрусу / Д. В. Малицький, О. О.Муйла // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – 2008. – С. 304–310.
12. Малицький Д. В. Про застосування матричного методу і його модифікацій для дослідження поширення сейсмічних хвиль у шаруватому середовищі / Д. В.Малицький, О. О. Муйла // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К. 2007. – С. 124–136.
13. Малицький Д. В. Пряма та обернена задачі сейсмології тонкошаруватих середовищ / Д. В. Малицький // Праці наукового товариства ім.Шевченка. – 2002 – ТVІІІ. – С.110–116.
14. Малицький Д. Розподілене джерело: результати моделювання та перспективи використання для задач сейсмології / Д. Малицький, О. Муйла, О. Грицай,

- А.Павлова, О. Асташкіна, **О. Обідіна**, Е. Козловський // Вісник КНУ, серія Геологія. – 2015. – №2(69). – С. 96-101
15. Малицький Д. Моделі сейсмічних джерел / Д. Малицький, А. Павлова, О. Грицай, О. Асташкіна, **О. Обідіна**, М. Махніцький, Е. Козловський// Геоінформатика. – 2017. – №2(62). – С. 14–23.
  16. Молотков Л. А. К вопросу о колебаниях пачки тонких слоев между двумя упругими полупространствами / Л.А. Молотков, Н.С. Смирнова // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. – 1971. – Вып. 11. – С. 4–26.
  17. Молотков Л. А. Матричный метод в теории распространения волн в слоистых упругих и жидких средах / Л. А. Молотков– Ленинград: Наука, 1984. – 204 с.
  18. Молотков Л. А. О распространении упругих волн в средах, содержащих тонкие плоскопараллельные слои / Л. А. Молотков // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. – 1961. – Вып. 5. – С. 240–280.
  19. Молотков Л. А. Об исследовании распространения волн в слоистых трансверсально-изотропных упругих средах / Л.А. Молотков, У. Баймагамбетов // Записи научных семинаров ЛОМИ. – 1978. – 78. — С. 149-173
  20. Молотков Л. А. Отражение и преломление волн неоднородным слоем / Л. А. Молотков // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. – 1975. – Вып. 15. – С. 28–45.
  21. Молотков Л. А. Эффективные среды для периодических анизотропных систем / Л. А. Молотков, А. Е. Хило // Зап. науч. семин. ЛОМИ. – 1983. – Т.128. – С.130-138.
  22. Ратникова Л. И. Методика расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах / Л. И. Ратникова– М., 1973. – 124 с.
  23. Стародуб Ю. П. Математичне моделювання динамічних задач сейсміки для вивчення будови земної кори. Обернена задача. Т.2 / Ю.П. Стародуб – Львів: Наукова бібліотека ім.В.Стефаника НАН України, 1996. – 106 с.

24. Стародуб Ю. П. Математичне моделювання динамічних задач сейсміки для вивчення будови земної кори. Пряма задача. Т.1 / Ю. П. Стародуб– Львів: Наукова бібліотека ім.В.Стефаніка НАН України, 1996. – 172 с.
25. Стародуб Ю. П. Методика определения строения среды под сейсмостанциями на основе решения двухмерной обратной задачи сейсмологии для объемных волн / Ю. П. Стародуб, А. Р. Гнып // Геодинамика и сеймопрогностические исследования на Украине. – К.: Наук. думка. – 1992. – С. 80 – 86.
26. Стародуб Ю. П. Моделювання хвильових полів у сейсмогеологічних розрізах нафтових родовищ комбінованим матрично–скінченоелементним методом / Ю.П.Стародуб, Т.Б.Брич // Геофиз. журн. – 1998. – № 6. – С. 63–70.
27. Стародуб Ю. П. Структура поля механических волн на свободной границе горизонтально–слоистого локально–неоднородного неидеально–упругого полупространства / Ю. П.Стародуб // Докл. АН УССР. Сер. А. – 1986. – №6. – С. 43–47.
28. Стародуб Ю.П. Моделювання хвильових полів у сейсмогеологічних розрізах нафтових родовищ комбінованим матрично–скінченоелементним методом / Ю.П.Стародуб, Т.Б.Брич // Геофиз. журн. – 1998. – № 6. – С. 63–70.
29. Тихонов А. Н. Методы решения некорректных задач / А. Н. Тихонов, В. Я. Арсенин. – М.: Наука, 1986. – 288 с.
30. Харитонов О. М. Застосування променевого методу для розрахунку теоретичних сейсмограм відбитих хвиль / О. М. Харитонов // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1972. – №4. – С. 351–356.
31. Харитонов О. М. Изучение слоистой структуры континентальной литосферы / О. М. Харитонов // Геофиз. журн. – 1995. – №3. – С. 3–12.
32. Харитонов О. М. Методика расчета спектральных характеристик несогласно–слоистых сред / О. М. Харитонов // Геофиз. сб. – 1973. – Вып. 51. – С. 73–83.
33. Харитонов О. М. Методика расчета спектральных характеристик слоистых линейно–упругих сред / О. М. Харитонов // Докл. АН УССР. Сер.Б. – 1974. – № 6. – С. 532–536.

34. Adamova P. Problematic non-double-couple mechanism of the 2002 Amfilochia Mw5 earthquake, Western Greece./ P. Adamova., E. Sokos, J. Zahradnik// Journal of Seismology.– 2009. – No.1.– P. 1–12.
35. Aki K. Quantitative Seismology, 2nd edn. / K. Aki, P.G. Richards – Sausalito, California: University Science books, 2002. – 520 p.
36. Bakulin A. Estimation of fracture parameters from reflection seismic data—Part III: Fractured models with monoclinic symmetry / A. Bakulin, V. Grechka, I. Tsvankin // Geophysics. – 2000. – vol. 65. – № 6. – P. 1818–1830.
37. Bernard P. Shear Mach wave characterization for kinematic fault rupture models with constant supershear rupture velocity / P. Bernard, D. Baumont // Geophys. J. Int. – 2005. – vol. 162. – P. 431–447.
38. Chapman C. H. Fundamentals of seismic wave propagation / C. H. Chapman. – Cambridge: Cambridge University Press, 2004. – 608 p.
39. Chapman C. H. Exact and approximate generalized ray theory in vertically inhomogeneous media / C. H. Chapman // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. – 1976. – vol. 46. – P. 201–233.
40. Dahm T. Moment tensor inversion and moment tensor interpretation./T. Dahm, F. Krüger. - In: Bormann, P. (Ed.): New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2). – Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ. – 2014. – P. 1–37.
41. Dziewonski A. M. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity / A. M. Dziewonski, T. A. Chou, J. H. Woodhouse // J. Geophys. Res. – 1981. – vol. 86. – P. 2825–2852.
42. Fukuyama E. Integral equation method for plane crack with arbitrary shape in 3D elastic medium / E. Fukuyama, R. Madariaga // Bull. Seism. Soc. Am. – 1995. – vol. 85. – P. 614–628.
43. Hartzell S. H. Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake / S. H. Hartzell, T. H. Heaton // Bull. Seism. Soc. Am. – 1983. – vol. 73. – P. 1553–1583.

44. Haskell N. A. Total energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults / N. A. Haskell // Bull. Seism. Soc. Am. – 1964. – vol. 54. – P. 1811–1841.
45. Haskell N. A. Total energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, Part II / N. A. Haskell // Bull. Seism. Soc. Am. – 1966. – vol. 56. – P. 1811–1841.
46. Kennet B. L. N. Seismic waves in laterally inhomogeneous media / B. L. N. Kennet // Geophys. J.R. astr. Soc. – 1972. – vol. 27. – № 3. – P. 301–325.
47. Kennet B.L.N. Inversion strategies for large-scale nonlinear problems / B.L.N.Kennet, D.L.B.Jupp // ( Abstr. 17th Int. Conf. Math. Geophys ) Terra cognita. – 1988. – 131 p.
48. Kennet B.L.N. Subspace methods for large-scale nonlinear inversion / B.L.N.Kennet, P.R. Williamson // Math. Geophys. Dordrecht etc. – 1988. – P. 139–154.
49. Kennett B. L. N. The seismic wavefield. Volume I: Interpretation of seismograms on regional and global Scales / B. L. N. Kennett. – Cambridge: Cambridge University press, 2001. – 370 p.
50. Kennett B.L.N. Seismic wave propagation in stratified media / B.L.N. Kennett. – Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1983. – 242 p.
51. Kennett B.L.N. Subspace methods for inverse problems with multiple parameter classes / B.L.N. Kennett, M.S. Sambridge, P.R. Williamson // Geophys J Int. – 1988. – vol. 94. – P. 237–247.
52. Malytskyy D. Models of seismic source / D. Malytskyy, A.Gnyp, A. Parfeniuk, O. Grytsai, **O. Mykhailova** // Proceedings of XI<sup>th</sup> International Conference “Monitoring2017”, 11–14 October (CD), Kyiv, Ukraine, 11137\_ENG.
53. Maury J. A review of methods for determining stress fields from earthquake focal mechanisms: application to the Sierentz 1980 seismic crisis (Upper Rhine graben) / Maury, J., Cornet, F.H. & Dorbath, L.// Bull. Soc. Geol. France. – 2013. – vol. 184(4-5). – P. 319–334.

54. Santosa F. Inverse problem for a layered acoustic wave propagation. *Mathematical and Computational Methods in Seismic Exploration and Reservoir Modeling* / F. Santosa, W.W. Symes. – Philadelphia: SIAM Publications, 1986. – P. 259–263.
55. Sokos E. ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data/ E. Sokos, J. Zahradník // *Computers and Geosciences*. – 2008. – Vol. 34 . – P. 967–977.
56. Thomson W.T. Transmission of elastic waves through a stratified solid medium / W.T. Thomson // *J. appl. Phys.* – 1950. – Vol. 21. – P. 89–93.
57. Vavrychuk V. Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms / V. Vavrychuk // *Geophys. J. Int.* – 2014. – Vol. 199. – P. 67–69.

## РОЗДІЛ 2

### ВИЗНАЧЕННЯ МЕХАНІЗМІВ ВОГНИЩ ЗЕМЛЕТРУСІВ

У даному розділі розглянуто один з найважливіших параметрів, що характеризують сейсмічну подію, а саме механізм вогнища землетрусу. Дослідження механізму вогнища землетрусу розпочалися ще у 1910 р. з роботи Ф. Рейда. У даній роботі вчений вперше запропонував якісну схему визначення механізму джерела тектонічного землетрусу, використовуючи теорію пружної віддачі. У межах даної теорії стверджувалося, що розломи є ослабленими ділянками земної кори, вздовж яких відбувається регулярний викид накопиченої пружної енергії. Перед землетрусом з'являються перешкоди вздовж розлому, які й визначають поступове збільшення напружень до критичних значень. В області, яка оточує майбутнє джерело землетрусу, викид внутрішньої механічної енергії різко сповільнюється та відбувається накопичення енергії пружних деформацій.

Областям підготовки більш сильних землетрусів відповідають ділянки більших спайок між блоками земної кори. Тут відбувається акомодация мікроблоків в єдиний блок – це твердження висунув Рейд [Добровольский, 1991; Курскеев, 2010; Литовченко, 2011]. При цьому, час підготовки землетрусу безпосередньо пов'язують із геометричними розмірами майбутнього вогнища [Brace, 1966]. Погляди Рейда відображали стан науки того часу, в тому числі, в галузі теорії міцності твердих тіл. Рейд, ще в той час, передбачив нині існуючі погляди на проблеми, які пов'язані з вогнищем події. Його припущення, фактично було про те, що в безперервному напруженому стані перебуває земна кора, а підготовка землетрусу починається із виникненням певних перешкод рухові вздовж розлому. Згодом перешкода руйнується, що і спричинює землетрус. Згідно роботи [Ребецкий, 1998], існує також схема виникнення землетрусу згідно поглядів Ріхтера [Рихтер, 1963], яка відрізняється від схеми Рейда припущенням про відносну рівномірність розподілу деформацій і напружень в просторі до виникнення події. Для пояснення виникнення землетрусу, вводиться гіпотеза про локальну знижену міцність на ділянці розлому, що визначає можливість

зниженого рівня девіаторних напружень в області майбутнього вогнища землетрусу. Крім того, різниця схем Ріхтера і Рейда проявляється в рухах поверхні в період підготовки і відразу після землетрусу, які фіксуються геодезичними методами.

Наступним щаблем у дослідженні вогнищ землетрусу була кількісна теорія джерела землетрусу. В сучасній сейсмології це пов'язано із раптовою посувкою гірських порід, що супроводжується випромінюванням сейсмічних хвиль по поверхні з ослабленою міцністю, і відображає одночасно просторову орієнтацію осей головних напружень, можливих площин розривів і зміщень у вогнищі землетрусу.

Згодом у 1917 р. японські сейсмологи зробили відкриття квадрантного розподілу перших вступів *P*-хвиль. Професор Шіда (Toshi Shida) [Shida, 1929] з університету м. Кіото (Японія) у 1917 р. виявив, що на станціях, розташованих по різні сторони від епіцентру землетрусу, перші імпульси на сейсмограмах є різно направлені і підлягають деякій закономірності. Звідси був зроблений висновок, що вибір і визначення орієнтації джерела є важливими задачами інтерпретації вогнища землетрусу. Для того, щоб спростити математичне представлення вогнища, сейсмологи почали використовувати метод, в якому джерело землетрусу розглядалось як точкове. Такий спосіб оказався дієвий лише для далекої зони, тобто для випадку нехтування розмірами джерела.

Хаскел розглядав більш загальну модель вогнища [Haskell, 1953] у вигляді прямокутного розриву, який поширюється в одному напрямі, але стрибок переміщень на якому вже не є постійним, а залежним від часу і просторових координат. Тоді ж появилася класична робота К. Акі [Аки, 1983]. Загальним для всіх робіт, на той час, було те, що закон розподілу стрибка переміщень на поверхні розриву задався довільно. Перші дослідження, в яких використовувались динамічні параметри розриву, висвітлені в роботах Касахара [Касахара, 1985], Акі [Аки, 1983], Кнопова, Кейліса-Борока. Автори ввели такі фундаментальні характеристики розриву, як напруженість, середня посувка і площа розриву та об'єм вогнища. Найбільш послідовно модель вогнища, яка базується на тому, що



процеси у джерелі починаються, коли напруження в деякому об'ємі досягають границі міцності порід, розвинута в роботах Беньофа. При цьому порода руйнується у всьому об'ємі (об'єм вогнища) і вивільнення енергії відбувається за рахунок переходу пружної деформації в непружну. Так як густина пружної енергії дорівнює добутку модуля зсуву на квадрат деформації, то було оцінено об'єм вогнища або величину так званої вивільненої деформації, яка пропорційна квадратному кореню з енергії [Малицький, 2002].

## 2.1. Графічний метод

Зробивши короткий опис вогнища землетрусу, перейдемо до визначення його механізму. У дисертаційній роботі графічний метод використано, як основний, який відносять до стандартних методів для визначення фокальних механізмів. У даному методі використовується інформація (сейсмічні записи, азимути, епіцентральної відстані, швидкісна модель) із сейсмічних станцій, які зареєстрували подію. Чим більше число станцій, тим надійніше визначається фокальний механізм. Дамо коротку характеристику цього методу.

Графічний метод базується на перших вступних  $P$ -хвиль [Малицький, 2014; Vogmann, 2009; Cheng, 1992] на сейсмічних станціях із використанням інформації про їх неточні вступу [Cronin, 2010] та відношення амплітуд поперечних до повздовжніх хвиль [Hardebeck, 2006]. Але перед тим, як перейти до принципу побудови механізму вогнища землетрусу графічним методом, потрібно пояснити, що таке механізм вогнища землетрусу. Під механізмом вогнища землетрусу розуміється орієнтація в просторі нодальних площин і головних осей стиску  $P$  і розтягу  $T$ . Під нодальними площинами розуміють дві лінії, які розташовані на фокальній сфері під прямим кутом одна до одної і перетинаються з віссю  $N$  (нормальна вісь). Одна з ліній є площиною розлому, а інша, відповідно, допоміжна площина, яка не має структурного значення і носить назву допоміжної площини. Перейдемо до визначення параметрів механізму вогнища, а саме до

орієнтації площини розриву, де  $\varphi_s$  – азимут і  $\delta$  – кут падіння, та напрямком посувки на ній  $\lambda$  (рис. 2.1). [Грицай, 2016].

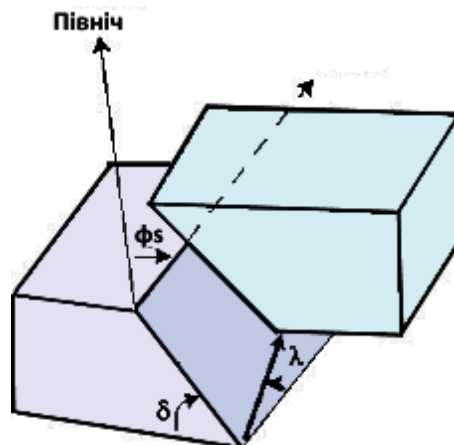


Рис. 2.1. Орієнтацію площини розриву (азимут  $\varphi_s$  і кут падіння  $\delta$ ) та напрямком посувки на ній  $\lambda$  [Грицай, 2016].

Графічно механізм вогнища землетрусу прийнято зображувати у вигляді так званого *beachball* – схематичного представлення областей стиску та розтягу на стереографічній проекції фокальної сфери, тобто сфери малого радіусу, що оточує джерело землетрусу (рис. 2.2). [Грицай, 2016].

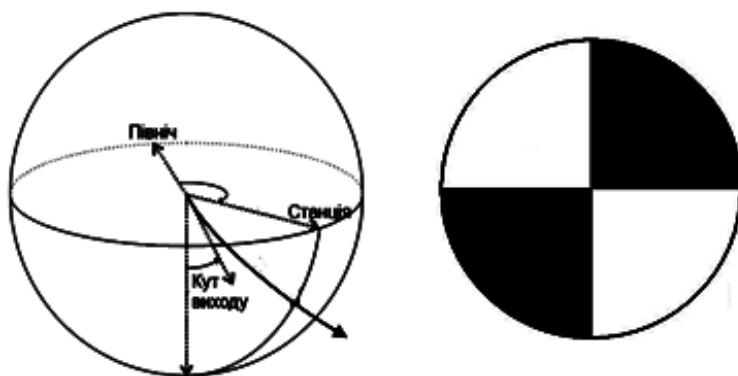


Рис. 2.2. Зображення фокальної сфери та механізму вогнища у вигляді *beachball* [Грицай, 2016].

Графічний метод для визначення фокального механізму землетрусу, який базуються на перших вступках  $P$ -хвиль, використовує діаграму випромінювання

сейсмічних променів (рис. 2.3).  $P$ -хвилі випромінюються по відношенню до вогнища землетрусу з початковим рухом стиску або розтягу [Грицай, 2016].

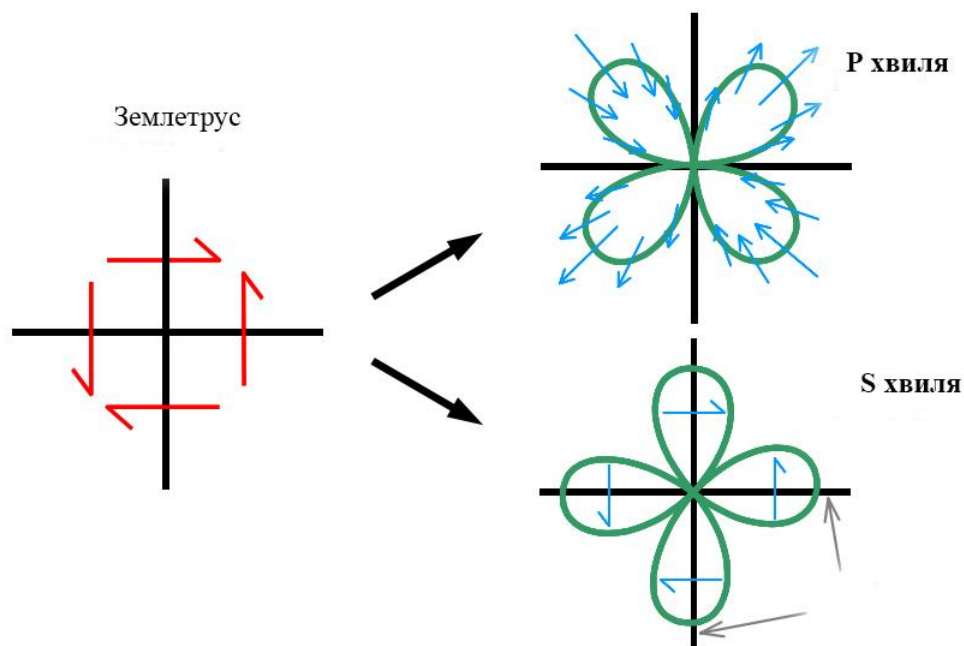


Рис. 2.3. Діаграма випромінювання для  $P$ -хвиль і  $S$ -хвиль [Акі, 2002].

Полярність вступу  $P$ -хвилі, що випромінюється від джерела землетрусу і який спостерігають на вертикальній компоненті сейсмограми, може приймати два протилежні значення: «+» (рух частинок від джерела – стиск) або «-» (рух частинок до джерела – розтяг). Дані з усіх станцій щодо полярності першого вступу  $P$ -хвилі розміщені за азимутом довкола епіцентру за певною схемою. Їх умовно можна розділити на квадранти стиску і розтягу взаємно перпендикулярними прямими [Малицький, Обідіна, 2015, 2016]. Таким чином, суть графічного методу полягає у розподілі нодальними лініями на квадранти стиску та розтягу точок з відповідними полярностями вступу прямих  $P$  хвиль. Дані точки є проєкціями променів  $P$ -хвиль на стереографічній сітці. Кожна точка визначається азимутом від епіцентру на станцію та кутом виходу  $P$  хвилі від джерела на станцію із врахуванням нечітких вступів та логарифму відношення амплітуд  $S/P$ -хвиль. Для графічного методу така інформація є важливою у випадку малої кількості станцій [Грицай, 2016].

Розміщення точок на фокальній сфері визначають за кутом виходу променя, який відраховують від вертикалі і за азимутом на станцію, який визначають від напрямку на північ до станції. Щоб показати фокальну сферу на площині, використовують її стереографічну проекцію: нижню або верхню [Малицький та ін., 2015, 2016а, б]. Ми будемо використовувати нижню стереографічну проекцію (рис. 2.4).

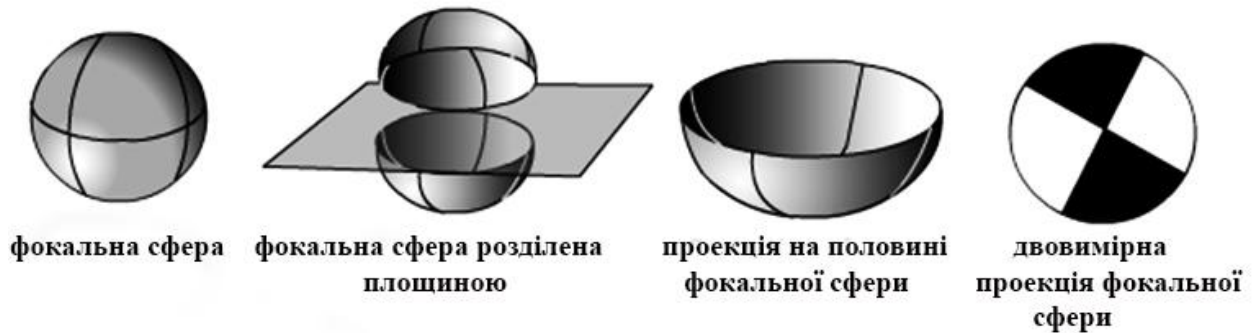


Рис. 2.4. Стереографічна проекція механізму вогнища землетрусу.

Таким чином, із проекції фокальної сфери і визначають параметри механізму вогнища, тобто орієнтацію площини розриву, напрямок зсуву, орієнтацію головних осей стиску  $P$  та розтягу  $T$  [Алексеев, 1975, 1981; Балакіна, 1962; Бате, 1982; Буллен, 1966].

Перейдемо до схеми побудови механізму вогнища землетрусу графічним методом [Малицький та ін., 2015, 2016; Грицай, 2016]:

1. Одним з важливих кроків є перевірка наявності інверсії знака на сейсмограмах на кожній станції. Для подій Закарпаття це є важлива процедура.
2. Після цього кроку можна перейти до визначення знаків вступу  $P$ -хвилі на вертикальній компоненті сейсмограми  $z$ , в тому числі нечітких вступів («up» або «+» — перший вступ  $P$ -хвилі на вертикальній компоненті вгору, «down» або «-» — перший вступ  $P$ -хвилі на вертикальній компоненті вниз, нечіткі вступу «e»);
3. Потрібно обрати проекцію фокальної сфери на площину (сітка Вульфа) рис. 2.5.

4. Потрібно нанести координати станцій у вигляді точок на фокальній сфері, як показано на рис. 2.5.
5. Слід присвоїти даним точкам знаки, які відповідають знакам вступу *P*-хвиль на станціях.

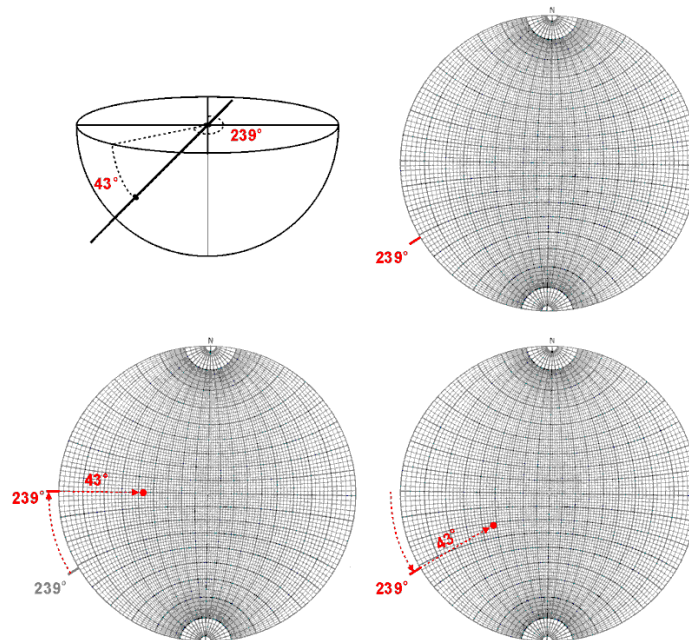


Рис. 2.5. Нанесення на стереографічну сітку координат станцій, на яких зареєстровано вступ *P*-хвилі.

6. Побудувати першу нодальну площину, яка представляє собою велику дугу круга на сітці, яка розділяє область стиску від області розтягу (рис. 2.6).
7. Визначити полюс цієї площини і на відстані  $90^\circ$  від нього і позначити полюс другої нодальної площини.
8. Через другий полюс провести аналогічну площину, яка розділить площини стиску і розтягу.
9. Від точки перетину побудованих нодальних площин на відстані  $90^\circ$  потрібно провести третю дугу великого кола (вона не буде нодальною лінією, але на ній розташовані точки виходу осей стиску і розтягу, тому вона називається допоміжною).

10. На допоміжній площині, під кутом  $45^\circ$  від нодальної площини, яка асоціюється з площиною посувки, відмітити виходи осей.
11. Вихід осі стиску  $P$  розташований у площині розтягу, а осі розтягу  $T$  – у площині стиску.

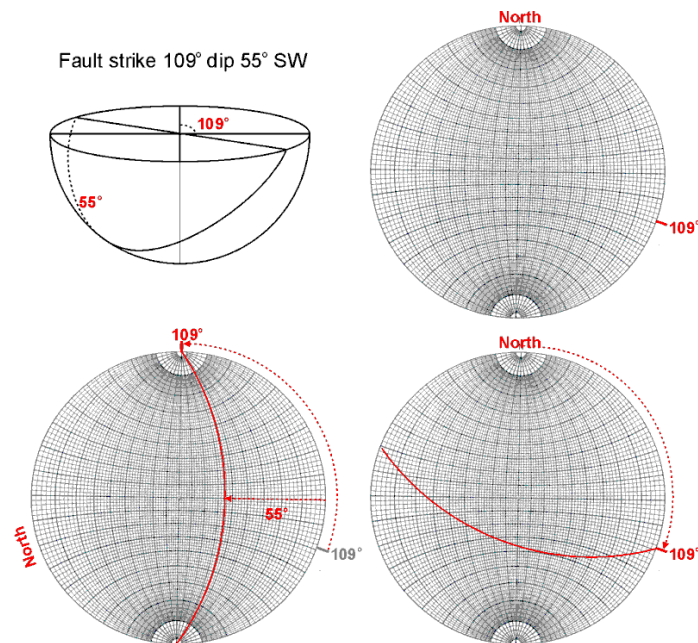


Рис. 2.6. Побудова механізму вогнища (як приклад, побудова нодальних площин).

Осі стиску і розтягу є головними осями тензора напружень [Буллен, 1966]. Осі напружень характеризуються азимутом ( $AZ$ ) і кутом їх занурення щодо горизонту ( $PL$ ). Залежно від орієнтації осей напружень виділяється декілька режимів напруженого стану земної кори. Для горизонтального розтягуванні і вертикального стиснення створюються умови розтягування; для горизонтального положенні обох осей – умови зсуву; для вертикального розтягування і горизонтального стиснення спостерігається режим стиснення. Таким чином, що в першому випадку домінуючим типом зміщення будуть скиди, у другому – зсуви і в останньому – насуви [Madariaga, 1998].

Побудувавши механізм вогнища землетрусу можна визначити тип розриву. Коли породи по обидві сторони розриву зміщені настільки, що окремі шари не



відповідають один одному, таку тріщину називають розломом (рис. 2.7). Суттєвий інтерес представляють два параметри розлому: орієнтація площини розлому та напрям вектора посувки [Cronin, 2010; Madariaga, 1978; Mallick, 1991; Malytskyu, 2013; Rosakis, 1999]. Як вже було відзначено, що орієнтацію площини розлому можна описати кутами простягання  $\phi_s$  і падіння  $\delta$ .

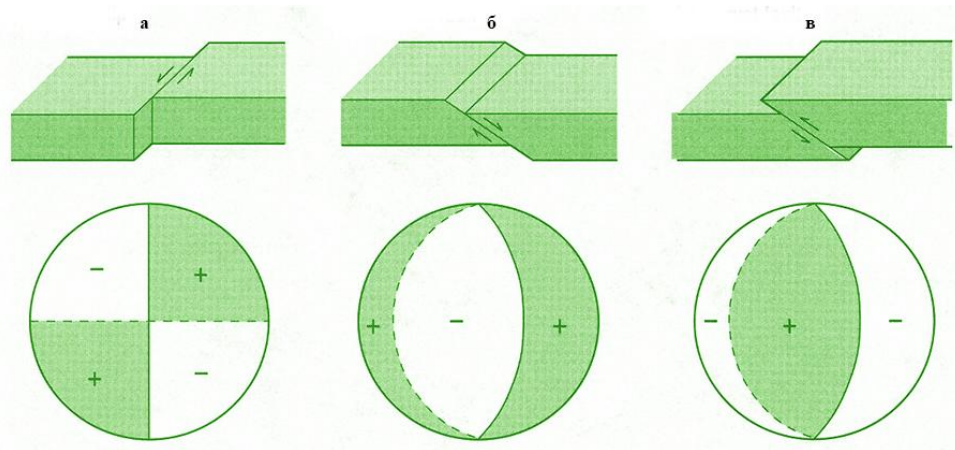


Рис. 2.7. Двовимірна проекція фокальних сфер для різних типів механізмів вогнища землетрусу та відносне зміщення плит: а – чистий зсув; б – чистий скид; в – чистий насув.

Розлом може утворитись під дією сил стиску, розтягу та зсуву. Кожна з цих сил призводить до різних типів зміщень, на чому і базується класифікація розломів. Виділяють три основні типи розломів: скиди, насуви та зсуви [Введенская, 1969; Воронина, 2004, Малицький та ін., 2016; Ризниченко, 1968; Садовский, 1985; Keilis-Borok, 1959; Richards, 1976, Scholz, 1973].

- **Скиди** характеризуються зміщеннями, які нахилені в бік опущених крил розлому. Утворення розломів такого типу пов'язано із комбінацією зсуву та сил стиску чи розтягу.
- **Насуви** утворюються в результаті горизонтального стиснення. Такий тип розлому визначається нахилом зміщень в бік піднятого крила або переміщенням висячого крила вгору.

- **Зсуви.** При цьому типі розлому вертикальна деформація відсутня, а зміщення відбуваються строго горизонтально [Ребецкий, 1998].

## 2.2. Метод інверсії хвильових форм

Другий метод – це визначення фокального механізму за допомогою інверсії хвильових форм, використовуючи дані лише із однієї станції або обмеженої кількості станцій, а саме: хвильові форми прямої  $P$ -хвилі, епіцентральної відстань, глибину залягання вогнища та азимут станції.

Зазначимо, що процедура визначення фокального механізму за інверсією хвильових форм – це обернена задача. Тому необхідно вписати умови для коректного отримання розв'язку. На першому кроці досліджень, механізм вогнища, який отримано на станції переводимо до фокального механізму в гіпоцентрі [Малицький та ін., 2017]. Це означає, що, застосувавши дану методику для визначення механізму вогнища землетрусу заданого в проекті SIV (inv2a) на рис 2.9 і рис. 2.10, отримано різні розв'язки за даними різних станцій. Зауважимо також вплив азимуту та кута виходу на отримані розв'язки. Таким чином, для зведення механізмів, які отримано на кожній станції, в один запропоновано перенести отриманий розв'язок у спільну точку, а саме, перенести систему координат у гіпоцентр. Покажемо методику такого переходу [Грицай, 2016].

Через параметри механізму вогнища визначено систему координат. Осями даної системи є одиничний вектор нормалі до площини  $\mathbf{n}$ , одиничний вектор напрямку посувки  $\mathbf{u}$ , та векторний добуток цих векторів. Відомо представлення цих векторів в декартовій системі координат  $(x, y, z)$  через параметри механізму вогнища (рис. 2.8), де  $x$  – одиничний вектор напрямку на північ,  $y$  – одиничний вектор напрямку на схід,  $z$  – одиничний вектор напрямку вниз [Акі, 2002].



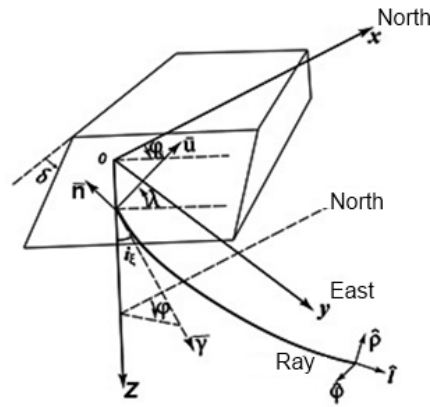


Рис. 2.8. Орієнтація площини розриву [Акі, 2002].

$$\bar{\mathbf{u}} = (\cos\lambda \cos\varphi_s + \cos\delta \sin\lambda \sin\varphi_s) \bar{\mathbf{x}} + (\cos\lambda \sin\varphi_s - \cos\delta \sin\lambda \cos\varphi_s) \bar{\mathbf{y}} - \sin\lambda \sin\delta \bar{\mathbf{z}} \quad (2.1)$$

$$\bar{\mathbf{n}} = -\sin\delta \sin\varphi_s \bar{\mathbf{x}} + \sin\delta \cos\varphi_s \bar{\mathbf{y}} - \cos\delta \bar{\mathbf{z}} \quad (2.2)$$

У цій системі (рис. 2.8) визначено вектор напрямку променя  $P$ -хвилі через кут виходу променя  $i_\xi$  та азимут на станцію  $\varphi$

$$\bar{\mathbf{y}} = \sin i_\xi \cos\varphi \bar{\mathbf{x}} + \sin i_\xi \sin\varphi \bar{\mathbf{y}} + \cos i_\xi \bar{\mathbf{z}} \quad (2.3)$$

та скалярні добутки векторів

$$\bar{\mathbf{u}} \bar{\mathbf{y}} = (\cos\lambda \cos(\varphi - \varphi_s) - \cos\delta \sin\lambda \sin(\varphi - \varphi_s)) \sin i_\xi - \sin\lambda \sin\delta \cos i_\xi \quad (2.4)$$

$$\bar{\mathbf{n}} \bar{\mathbf{y}} = \sin\delta \sin(\varphi - \varphi_s) \sin i_\xi - \cos\delta \cos i_\xi, \quad (2.5)$$

де  $\varphi_s$ ,  $\lambda$ ,  $\delta$  – strike, rake, dip;  $i_\xi$  – take-off angle (кут виходу  $P$ -хвилі) на рис. 2.8.

Для того, що б отримати параметри механізму вогнища в гіпоцентрі, необхідно перенести систему координат  $(\bar{\mathbf{n}}, \bar{\mathbf{u}}, \bar{\mathbf{n}} \times \bar{\mathbf{u}})_1$ , представлену через параметри  $\varphi_{s1}$ ,  $\delta_1$ ,  $\lambda_1$  в точці на станції, які визначено з тензора сейсмічного моменту, в систему  $(\bar{\mathbf{n}}, \bar{\mathbf{u}}, \bar{\mathbf{n}} \times \bar{\mathbf{u}})_2$ , представлену через параметри  $\varphi_{s2}$ ,  $\delta_2$ ,  $\lambda_2$  в точці гіпоцентру. Точка на станції описується двома параметрами – азимутом  $\varphi_1$  та кутом виходу  $i_{\xi 1}$ . Для точки гіпоцентру ці параметри дорівнюють нулю, а саме  $\varphi_2 = 0$ ,  $i_{\xi 2} = 0$  [Грицай, 2016].

Таке перенесення механізму із станції в гіпоцентр є обертанням системи координат  $(\bar{n}, \bar{u}, \bar{n} \times \bar{u})$  спочатку на кут  $\varphi_1$ , а потім на кут  $i_{\xi_1}$ , і для нього виконується умова збереження скалярних добутків [Грицай, 2016]:

$$\bar{u}_1 \bar{\gamma}_1 = \bar{u}_2 \bar{\gamma}_2, \quad (2.6)$$

$$\bar{n}_1 \bar{\gamma}_1 = \bar{n}_2 \bar{\gamma}_2. \quad (2.7)$$

Обертання площини розриву на кут  $\varphi_1$  здійснено довкола осі  $z$  на площині  $(x, y)$ . У такому випадку кути  $\delta_1$  та  $\lambda_1$  не змінюються, а кут  $\varphi_{s1}$  приймає нове значення  $\varphi'_{s1}$  в залежності від умов [Грицай, 2016]:

$$\varphi'_{s1} = \begin{cases} \varphi_{s1} - \varphi_1, & \text{якщо } \varphi_{s1} > \varphi_1 \\ \varphi_{s1} - \varphi_1 + 360, & \text{якщо } \varphi_{s1} < \varphi_1 \end{cases}. \quad (2.8)$$

Тоді система  $(\bar{n}, \bar{u}, \bar{n} \times \bar{u})_1$  переходить у систему  $(\bar{n}, \bar{u}, \bar{n} \times \bar{u})'_1$ , що визначається через параметри  $\varphi'_{s1}$ ,  $\delta_1$ ,  $\lambda_1$ , для механізму вогнища в точці, для якої азимут  $\varphi_1$  стає  $\varphi'_1 = 0$ , а кут виходу залишається рівним  $i_{\xi_1}$ . Обертання на кут виходу  $i_{\xi_1}$  здійснено у площині  $z$  довкола осі  $y$ . Тоді змінюються усі параметри  $\varphi_s$ ,  $\delta$ ,  $\lambda$ . Дане обертання також має свої обмеження: кут падіння  $\delta$  не може перевищувати  $90^\circ$ , кут  $\lambda$  повинен знаходитися в межах  $(-180^\circ, 0^\circ)$  або  $(0^\circ, 180^\circ)$ , а кут  $\varphi_s - (0, 360^\circ)$ . Для того, щоб накласти додаткові умови для визначення параметрів  $\varphi_s$ ,  $\delta$ ,  $\lambda$  введено ще один параметр  $i_{kr}$ . Даний параметр  $i_{kr}$  характеризує точку перетину нодальної лінії та осі  $x$  у системі  $(\bar{n}, \bar{u}, \bar{n} \times \bar{u})'_1$ .

Згідно (2.6–2.7), у якому ліва частина записана для системи  $(\bar{n}, \bar{u}, \bar{n} \times \bar{u})'_1$ , а права – для системи  $(\bar{n}, \bar{u}, \bar{n} \times \bar{u})_2$  одержано параметри  $\varphi_{s2}$ ,  $\delta_2$ ,  $\lambda_2$  для визначення механізму вогнища в гіпоцентрі [Малицький та ін., 2016; Грицай, 2016]:

$$\delta_2 = \arccos(\sin \delta_1 \sin i_{\xi_1} \sin \varphi'_{s1} + \cos i_{\xi_1} \cos \delta_1), \quad (2.9)$$

$$\lambda_2 = \arcsin\left(-\frac{(\cos \lambda_1 \cos \varphi'_{s1} - \cos \delta_1 \sin \lambda_1 \sin \varphi'_{s1}) \sin i_{\xi_1} - \sin \lambda_1 \sin \delta_1 \cos i_{\xi_1}}{\sin \delta_2}\right), \quad (2.10)$$

$$\varphi_{s2} = \arcsin\left(\frac{\sin \delta_1 \sin \varphi'_{s1} \sin i_{kr} + \cos \delta_1 \cos i_{kr} - \cos \delta_2 \cos(i_{kr} - i_{\xi_1})}{\sin \delta_2 \sin(i_{kr} - i_{\xi_1})}\right). \quad (2.11)$$

Формули (2.9–2.11) використано для тестового прикладу задачі inv2a, проекту SIV. Наприклад, у випадку станції I20 отримано наступні розв’язки для механізму вогнища (рис. 2.9) [Малицький та ін., 2016; Грицай, 2016 ].

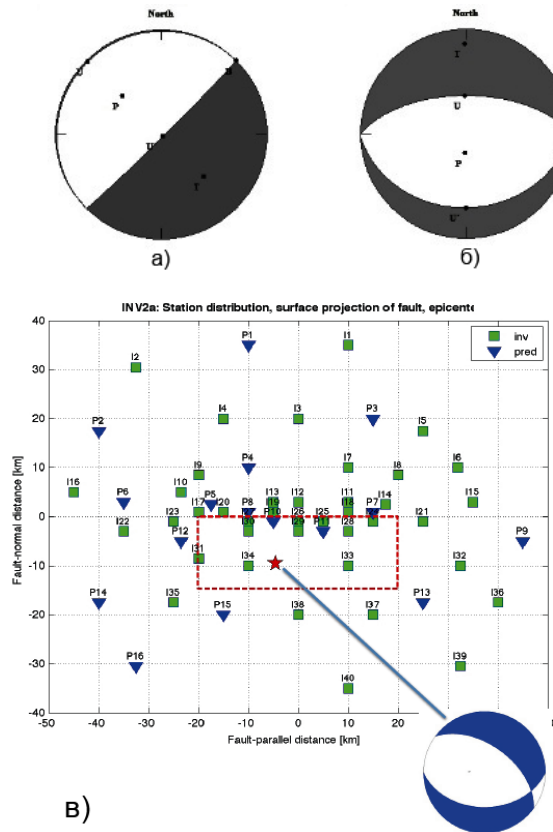


Рис. 2.9. Механізм вогнища, визначений за даними станції I20: а – із сейсмічного тензора, б – перенесений в гіпоцентр згідно (2.8–2.11), в) розміщення станцій та механізм вогнища для проекту SIV (inv2a) [Грицай, 2016].

На другому кроці досліджень отримано схожі механізми вогнищ, які визначені за даними кожної із 40 станцій (рис. 2.10).

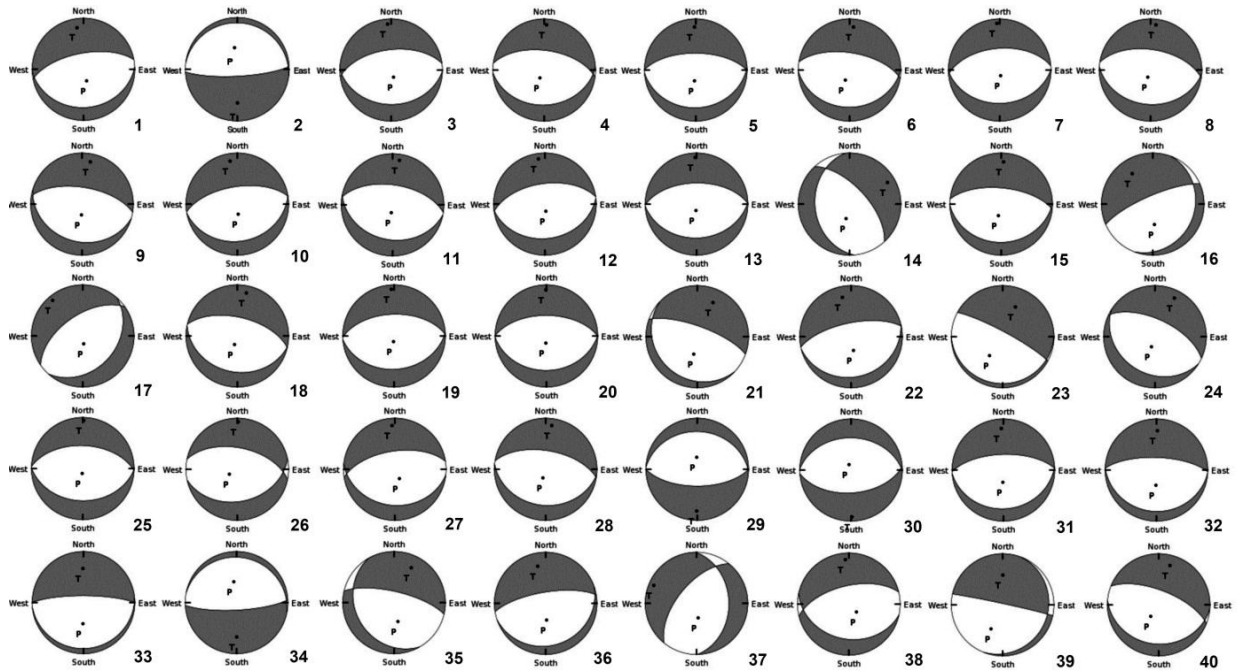


Рис. 2.10. Механізми вогнищ для задачі SIV(inv2a), які визначено за даними 40 станцій [Грицай, 2016; Малицький та ін., 2017].

### 2.3. Механізми вогнищ землетрусів для сейсмоактивних регіонів Закарпаття

У даному розділі розглядається визначення фокальних механізмів землетрусів для подій Карпатського регіону України. Це є однією з актуальних проблем для місцевих сейсмологічних досліджень. Закарпаття є найактивнішим, в плані сейсмічності, регіоном на території Українських Карпат. На його сейсмічність впливають землетруси як своїх сейсмоактивних зон, так і зон суміжних держав, зокрема, зони Вранча (Румунія). Найбільш чутливі землетруси у регіоні відбулись в районі Сваляви (1908, 1924, 1935 рр.), Тересви (1926 р.), Довгого (1910 р.), Хуста (1910 р.), Берегова (1931 р.) та ін. Інструментальні дослідження сейсмічності у Карпатському регіоні проводяться з кінця 19 століття [Максимчук, 2005]. Щорічно у Закарпатті відбуваються десятки порівняно слабких землетрусів, гіпоцентри яких розташовані переважно у верхніх шарах земної кори на глибинах від 2 до 10 км. Максимальна інтенсивність сейсмічних

подій тут сягає 7 балів за шкалою МСК-64, що відповідає енергетичному класу  $K=12-13$  за шкалою Раутіан [Максимчук, 2005]. За сейсмологічними особливостями (кількість та інтенсивність подій, глибина залягання та просторове групування гіпоцентрів) всю територію Закарпаття та прилеглі до неї території розділено на три сейсмоактивні зони: А, В, С. За тектонічною картою Українських Карпат (ред. В.В. Глушко та С.С. Круглова, 1986 рік) зони А і В розташовані у Закарпатському прогині і охоплюють, відповідно, Чоп-Мукачівську і Солотвинську западини. Приблизно по 40 відсотків із загальної кількості подій припадає на зони А і В, а 20 відсотків припадає на зону С, що охоплює частину Північної Румунії [Ципко, 1988].

За умов низької сейсмічної активності та недостатньої кількості місцевих сейсмічних станцій виникає необхідність розробляти нові альтернативні методи та удосконалювати існуючі для розв'язання оберненої задачі щодо вогнища землетрусу. Найчастіше використовується підхід, в якому нодальні площини зображаються на нижній півкулі стереографічної сітки відповідно до полярності перших вступів  $P$ -хвиль на станціях та їх розміщення в проекціях залежно від азимута станції і кута виходу променя  $P$ -хвилі та його полярності. Досить часто не вистачає вищенаведеної інформації для визначення механізму вогнища. У такому запропоновано використовувати сейсмічні дані із станцій, на яких зареєстровано нечіткі вступу  $P$ -хвиль. Такі станції для стандартних методик щодо визначення механізмів, як правило, не враховувались. Запропонований графічний метод використовує інформацію про неточні вступу  $P$ -хвиль, так як це означає їх близькість до нодальних площин на фокальній сфері, що є корисним для побудови нодальних ліній. Крім цього, для таких станцій значення логарифму відношення амплітуд  $S$ - та  $P$ -хвиль є значно більшими, ніж для інших станцій, де спостерігаються чіткі вступу прямих об'ємних хвиль. Саме в цьому і полягає використання графічного методу для визначення механізмів вогнищ землетрусів для регіонів із низькою сейсмічністю [Малицький та ін., 2017] У даному розділі будуть представлені результати визначення 50 механізмів вогнищ, 30 з яких є повторними землетрусами, які відбулися у районі міста Тячів.

Таблиця 2.1

## Дані вогнищ землетрусів у м. Тячів

Номер	Дата/Час	ML	<i>h</i> , км	Координати	
1	2015/07/13 16:40:18,0	1,7	4,3	48,08	23,61
2	2015/07/19 10:47:36,6	1,9	6,0	48,03	23,68
3	2015/07/19 10:56:43,7	2,6	5,6	48,03	23,67
4	2015/07/19 11:30:47,4	3,7	7,7	48,04	23,67
5	2015/07/19 11:37:43,5	2,0	6,0	48,03	23,67
6	2015/07/19 11:49:19,7	2,2	6,0	48,05	23,70
7	2015/07/19 12:23:48,2	3,0	6,7	48,04	23,65
8	2015/07/19 12:32:18,7	2,0	3,6	48,04	23,67
9	2015/07/19 12:52:28,8	2,0	3,0	48,01	23,67
10	2015/07/19 13:41:53,6	2,5	5,5	48,03	23,67
11	2015/07/19 14:22:45,5	1,9	4,0	48,04	23,67
12	2015/07/19 15:14:02,7	2,3	4,5	48,04	23,68
13	2015/07/19 17:26:47,3	1,9	5,4	48,02	23,69
14	2015/07/19 18:58:50,7	1,8	5,0	48,06	23,69
15	2015/07/19 21:14:20,4	2,4	5,8	48,05	23,70
16	2015/07/19 21:48:00,0	1,0	5,0	48,06	23,7
17	2015/07/20 00:26:39,6	2,1	5,3	48,03	23,67
18	2015/07/20 02:45:44,3	1,5	7,0	48,08	23,71

## Продовження таблиці 2.1

19	2015/07/20 03:18:23,9	2,3	9,9	48,06	23,70
20	2015/07/20 15:29:14,0	2,1	4,2	48,06	23,70
21	20150720 20:39:36,2	2,0	5,0	48,01	23,67
22	2015/07/21 02:32:48,8	1,7	4,7	48,01	23,68
23	2015/07/21 02:33:29,7	1,6	2,8	48,06	23,71
24	2015/07/21 03:08:55,3	2,1	3,6	48,04	23,71
25	2015/07/24 00:00:41,2	2,2	4,3	48,01	23,69
26	2015/07/27 11:15:27,2	2,2	5,0	48,02	23,67
27	2015/07/27 19:06:20,7	1,9	5,0	47,99	23,66
28	2015/07/28 01:56:44,7	2,1	5,0	48,03	23,68
29	2015/08/01 18:30:23,1	2,0	6,0	48,04	23,69
30	2015/08/02 23:24:4,2	1,8	5,2	48,04	23,68

Розглянемо побудову вогнища землетрусу у м. Тячів з найбільшим значенням локальної магнітуди  $ML=3,7$  (подія 4 у таблиці 2.1). На рис. 2.11 показано розташування сейсмічних станцій та епіцентр події, а на рис. 2.14 – механізм вогнища землетрусу для даної події, який визначено графічним методом.

Для визначення механізму вогнища землетрусу використано швидкісну модель середовища, яку зображено на рис. 2.12. Варто зазначити, що дані про час події, координати епіцентру, глибину вогнища використано із сейсмологічного бюлетеня України і протоколів про дані події, надані відділом сейсмічності Карпатського регіону Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна.



Рис. 2.11. Карта розташування сейсмічних станцій в Карпатському регіоні.

Із хвильових форм для кожної події визначено знак вступу логарифму відношення амплітуд *S*-хвиль до амплітуд *P*-хвиль.

Після відповідного аналізу хвильових форм виявилось, що повторні землетруси є істотною рисою сейсмічності регіону – їхня кількість становить значну частку від усіх зареєстрованих на його території. Карпатською мережею сейсмічних станцій було зареєстровано, зокрема, мукачівську серію 2005–2006 рр., яка складалася з близько 40 неглибоких слабких землетрусів з магнітудою *M<sub>SH</sub>* не вище 1,8.



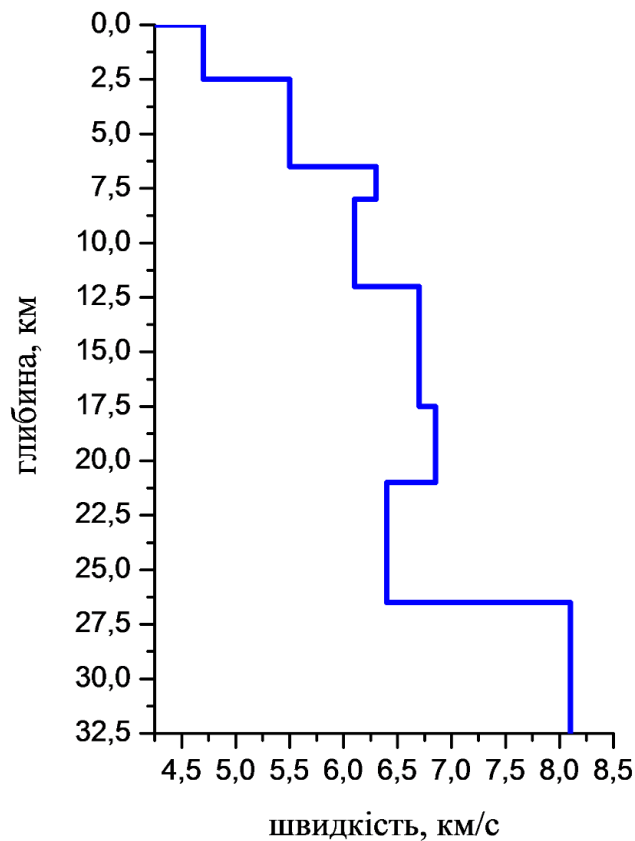


Рис. 2.12. Швидкісна модель середовища вздовж Закарпатського прогину [Козловський, Малицький, 2013].

У період з 19.07 по 06.08.2015 р. в епіцентральної зоні м. Тячева каталог сейсмологічного бюлетеня відділу сейсмічності Карпатського регіону містить 79 подій з магнітудою  $M_{SH}$  до 3,5. Із використанням спеціально розробленої методики оцінювання ступеню схожості хвильових форм за величиною коефіцієнта кореляції між ними було проведено суцільне сканування усіх записів на станції NSLU (Н.Селище) за цей період, що дозволило ототожнити 453 події [Малицький та ін., 2017].

Варто зазначити, що дану подію зареєструвало багато сейсмологічних станцій. У дисертаційній роботі використано дані з 15 українських сейсмологічних станцій. Вихідні дані наведено в таблиці 2.2. Після нанесення точок із полярностями на стереографічну сітку Вульфа, було побудовано механізм вогнища цієї події. Розміщення всіх станцій на ній зображено на рис. 2.13.

Таблиця 2.2

Вхідні дані для визначення механізму вогнища для події 19.07.2015,

11:30:47.4,  $\varphi_0=48,04^\circ$ ,  $\lambda_0=23,67^\circ$ ,  $h=7,7$  км,  $ML=3,7$

Станція	Знак вступу <i>P</i> -хвилі	Епіцентральною відстань, град	Азимут на станцію, град	Кут падіння, град
NSLU	+	,213	318,1	-9,7
RAKU	+	,353	87,4	-6,2
KORU	+	,377	288,3	-6,0
TRSU	+	,479	276,9	-5,4
MEZ	+	,484	347,5	-5,4
BRIU	-	,526	304,8	-5,3
BERU	-	,710	286,2	19,9
MUKU	-	,775	302,7	19,9
STNU	+	,869	39,2	19,9
KSV	-	,970	73,1	19,9
UZH	-	1,09	303,2	38,9
MORS	-	1,10	7,6	38,9
SHIU	-	1,20	350,3	38,9
CHRU	-	1,52	79,5	38,9
LVV	-	1,79	7,5	39,9

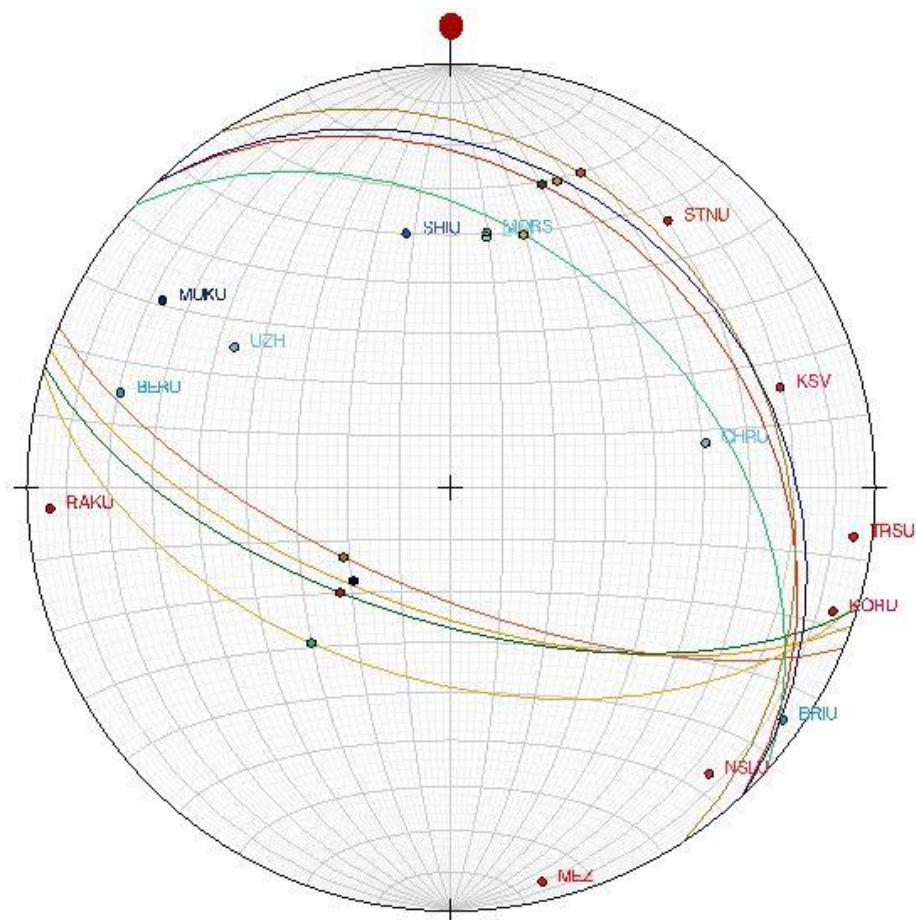


Рис. 2.13. Приклад сімейства нодальних площин з усередненим варіантом для механізму вогнища для події для події 19.07.2015, 11:30:47.4,  $\varphi_0=48,04^\circ$ ,

$$\lambda_0=23,67^\circ, h=7,7 \text{ км}, ML=3,7.$$

На рис. 2.13 зображено приклад сімейства нодальних площин з усередненим варіантом для механізму вогнища, де видно, що різниця у розташуванні нодальних ліній значно не відрізняється. Розглянемо остаточний варіант механізму вогнища землетрусу рис. 2.14 і його параметри, які наведені у таблиці 2.3.

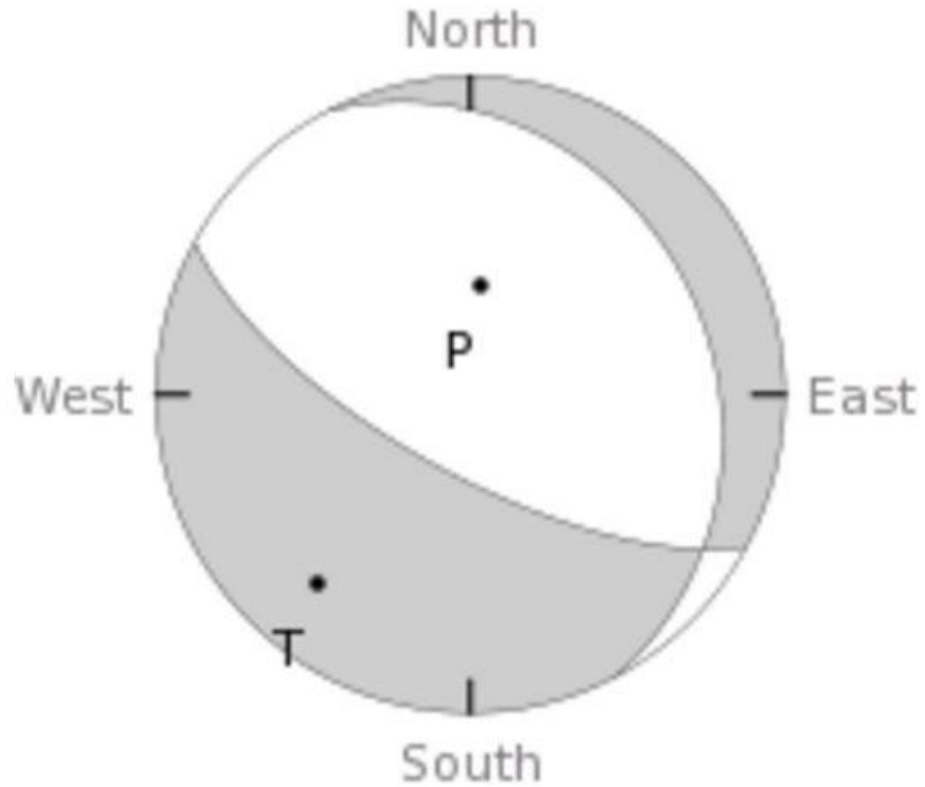


Рис. 2.14. Визначення механізму вогнища для події 19.07.2015,11:30:47.4,

$$\varphi_0=48,04^\circ, \lambda_0=23,67^\circ, h=7,7 \text{ км}, ML=3,7.$$

Таблиця 2.3

Параметри механізму вогнища землетрусу для події 19.07.2015, 11:30:47.4,

$$\varphi_0=48,04^\circ, \lambda_0=23,67^\circ, h=7,7 \text{ км}, ML=3,7$$

Нод. пл. 1			Нод. пл. 2			Вісь P		Вісь T	
$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	Azm	Plunge	Azm	Plunge
333	24	-58	118	69	-103	188	-63	39	-24

Розглянемо, для аналізу повторних тячівських землетрусів, подію під номером 7 у таблиці 2.1. Ця подія відбулася на глибині  $h=6,7$  км, з магнітудою,  $ML=3,0$ . Вхідні дані для цієї події вказано в таблиці 2.4.°

Таблиця 2.4

Вхідні дані для визначення механізму вогнища для події 19.07.2015,

12:23:48.2,  $\varphi_0=48,04^\circ$ ,  $\lambda_0=23,65^\circ$ ,  $h=6,7$  км,  $M_L=3,0$

Станція	Знак вступу <i>P</i> -хвилі	Епіцентральнона відстань, град	Азимут на станцію, град	Кут падіння, град
NSLU	-	,204	318,1	-9,2
RAKU	+	,364	87,4	-5,7
KORU	+	,367	288,3	-5,8
TRSU	+	,466	276,9	-5,1
MEZ	+	,481	347,5	-5,1
BRIU	-	,515	304,8	-5,0
BERU	-	,698	286,2	19,9
MUKU	-	,763	302,7	19,9
STNU	+	,877	39,2	19,9
KSV	-	,983	73,1	19,9
UZH	-	1,08	303,2	19,9
MORS	-	1,10	7,6	38,9
CHRU	-	1,54	79,5	38,9
LVV	-	1,80	7,5	38,9

За наведеними даними, що у таблиці 2.4 було побудовано механізм вогнища землетрусу для події 19.07.2015, 12:23:48.2,  $\varphi_0=48,04^\circ$ ,  $\lambda_0=23,65^\circ$ ,  $h=6,7$  км,  $M_L=3,0$  графічним методом (рис. 2.15, а). Використовуючи дані (хвильові форми та швидкісну модель) для сейсмічної станції Н.Селище (NSLU) автором дисертації показано визначення механізму вогнища цього ж землетрусу за інверсією хвильових форм, що показано на рис. 2.15, б. Порівняльний аналіз параметрів

фокальних площин на рис. 2.15, а, б підтверджує подібність отриманих механізмів. Таким чином, для випадку обмеженої кількості станцій, які зареєстрували подію можна використовувати визначення механізмів вогнищ за інверсією хвильових форм [Малицький та ін., 2018].

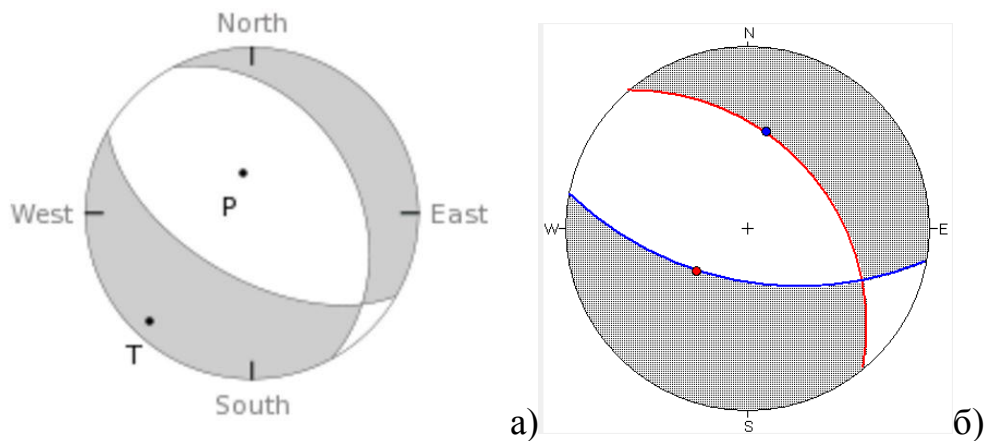


Рис. 2.15. Визначення механізму вогнища для події 19.07.2015,12:23:48.2,  $\varphi_0=48,04^\circ$ ,  $\lambda_0=23,65^\circ$ ,  $h=6,7$  км,  $ML=3,0$ : а – графічним методом, б – методом інверсії хвильових форм [Малицький та ін., 2018].

### Таблиця 2.5

Параметри механізму вогнища землетрусу для події 19.07.2015,12:23:48.2,

$$\varphi_0=48,04^\circ, \lambda_0=23,65^\circ, h=6,7 \text{ км}, ML=3,0$$

Нод. пл. 1			Нод. пл. 2			Вісь P		Вісь T	
$\varphi$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	$\varphi$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	Azm	Plunge	Azm	Plunge
331	36	-63	119	58	-108	167	-70	41	-12

Механізми даних подій дуже схожі між собою і описують єдиний вид розлому – скид, що відбувся під дією горизонтальних сил розтягу і вертикальних сил стиску [Малицький та ін., 2018].

Таблиця 2.6

Вхідні дані для визначення механізму вогнища для події 19.07.2015,

10:56:43.7,  $\varphi_0=48,03^\circ$ ,  $\lambda_0=23,67^\circ$ ,  $h=5,6$  км,  $ML=2,6$

Станція	Знак вступу <i>P</i> -хвилі	Епіцентральною відстань, град	Азимут на станцію, град	Кут падіння, град
NSLU	-	,220	319,8	29,2
RAKU	-	,354	85,8	29,2
KORU	+	,380	289,7	29,2
TRSU	+	,480	278,0	29,2
MEZ	+	,493	347,8	29,2
BRIU	-	,532	305,6	29,2
BERU	-	,713	287,0	29,2
MUKU	+	,780	303,7	34,8
STNU	+	,876	38,8	34,8
KSV	-	,973	72,5	34,8
UZH	-	1,10	303,7	34,8
MORS	-	1,11	7,6	34,8
SHIU	-	1,21	350,3	47,2
KMPU	-	1,93	72,9	47,2
HORU	-	2,17	56,0	47,2

Для порівнювання можна взяти ще одну подію під номером 3 у таблиці 2.1 на відміну від подій, які ми розглядали раніше, ця подія відбулася на глибині  $h=5,6$  км, з магнітудою,  $ML=2,6$ . За наведеними даними, що у таблиці 2.6 було побудовано механізм вогнища землетрусу для події 19.07.2015, 10:56:43.7,  $\varphi_0=48,03^\circ$ ,  $\lambda_0=23,67^\circ$ ,  $h=5,6$  км,  $ML=2,6$ .

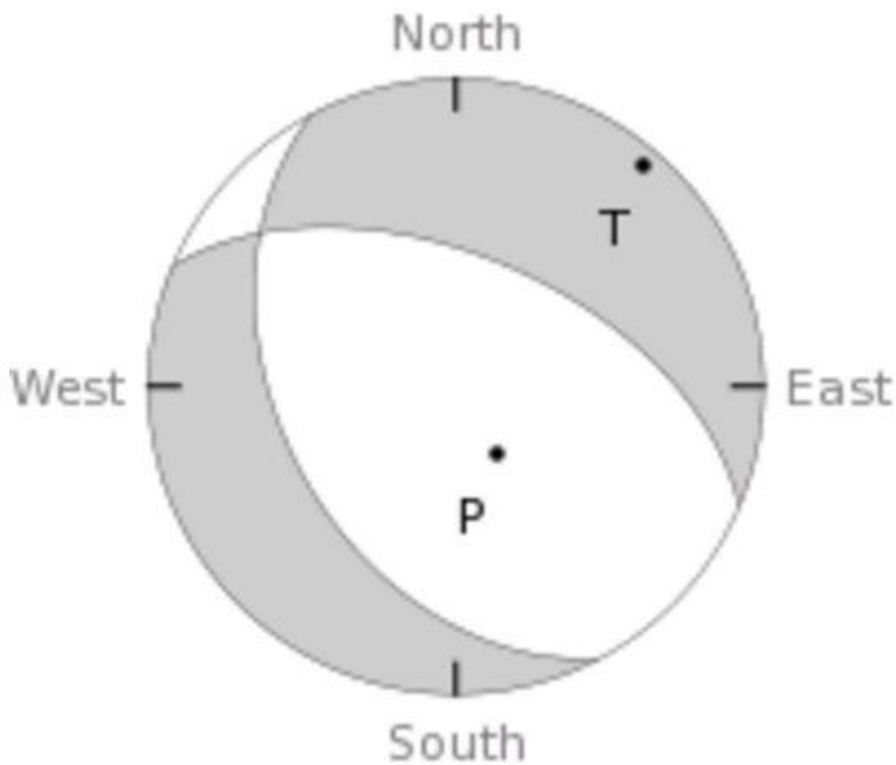


Рис. 2.16. Визначення механізму вогнища для події 19.07.2015,10:56:43.7,

$$\varphi_0=48,03^\circ, \lambda_0=23,67^\circ, h=5,6 \text{ км}, ML=2,6.$$

Таблиця 2.7

Параметри механізму вогнища землетрусу для події 19.07.2015,10:56:43.7,

$$\varphi_0=48,03^\circ, \lambda_0=23,67^\circ, h=5,6 \text{ км}, ML=2,6$$

Нод. пл. 1			Нод. пл. 2			Вісь P		Вісь T	
$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	Azm	Plunge	Azm	Plunge
152	42	-58	293	55	-115	328	-68	220	-7

Розглянемо і інші механізми Тячівських землетрусів, які по групуємо залежно від глибини залягання вогнища землетрусу. У таблиці 2.8 зображено механізми вогнищ для землетрусів, які відбулися на глибині від 2,8 до 4,0 км.



Таблиця 2.8

## Механізми вогнищ землетрусів на глибині від 2,8 до 4,0 км

№	h, км	ML	Нодал. площ. 1			Нодал. площ. 2			Механізм вогнища землетрусу
			$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	
1	2,8	1,6	315	56	-106	162	37	-67	
2	3,0	2,0	327	61	-106	177	32	-63	
3	3,6	2,0	328	58	-106	176	35	-66	
4	3,6	2,1	320	60	-107	171	34	-63	
5	4,0	1,9	324	61	-107	176	33	-62	

Як бачимо, проаналізувавши дані з таблиці 2.8, що побудовані механізми вогнищ майже ідентичні. Розглянемо події, що відбувалися на глибині від 4,2 до 4.7.

Таблиця 2.9

## Механізми вогнищ землетрусів на глибині від 4,2 до 4,7 км

№	$h$ , км	ML	Нодал. площ. 1			Нодал. площ. 2			Механізм вогнища землетрусу
			$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	
1	4,2	2,1	317	53	-104	159	39	-72	
2	4,3	1,7	134	37	-66	284	56	-107	
3	4,3	2,2	301	62	-116	167	37	-50	
4	4,5	2,3	325	58	-104	170	34	-68	
5	4,7	1,7	291	52	-118	151	45	-58	

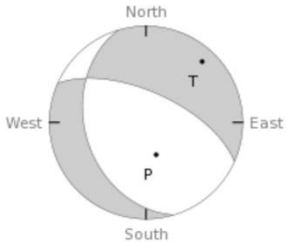
Механізми групи 2 від 4,2 до 4,7 км також скидового типу, але події з магнітудою 1,7 дещо відрізняються від інших, але дуже схожі між собою.

Таблиця 2.10

## Механізми вогнищ землетрусів на глибині 5,0 км

№	$h$ , км	ML	Нодал. площ. 1			Нодал. площ. 2			Механізм вогнища землетрусу
			$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	
1	5,0	1,8	295	62	-120	165	40	-46	
2	5,0	1,0	292	63	-120	163	39	-45	
3	5,0	2,0	297	57	-119	162	42	-53	
4	5,0	2,2	304	66	-117	175	35	-44	
5	5,0	1,9	303	59	-115	165	36	-47	

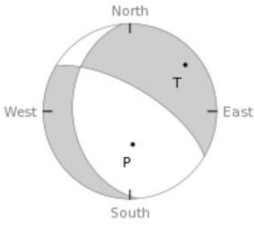
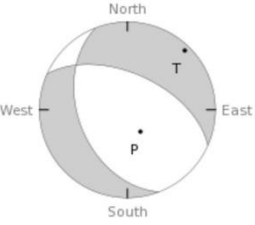
Продовження таблиці 2.10

6	5,0	2,1	294	64	-117	163	36	-47	
---	-----	-----	-----	----	------	-----	----	-----	---

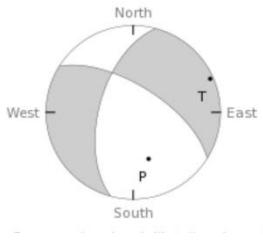
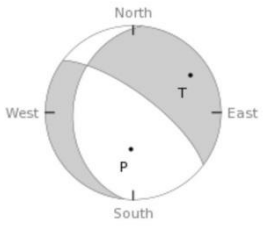
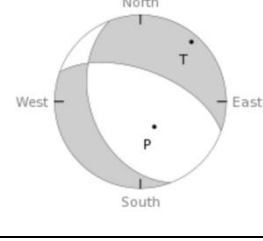
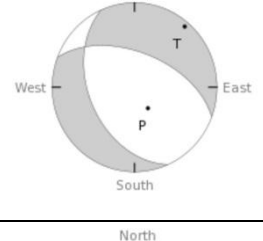
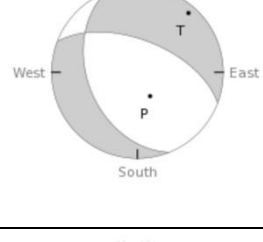
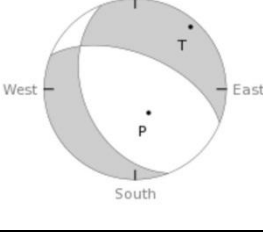
У таблиці 2.10 розглянуто 6 подій, які відбувалися на глибині 5,0 км і з магнітудою від 1 до 2,2, механізми подій є ідентичними. Розглянемо 4 групу подій, яка по групована від 5,2 до 6,0 км.

Таблиця 2.11

## Механізми вогнищ землетрусів на глибині від 5,2 до 6,0 км

№	$h$ , км	ML	Нодал. площ. 1			Нодал. площ. 2			Механізм вогнища землетрусу
			$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	
1	5,2	1,8	301	68	-117	174	34	-41	
2	5,3	2,1	294	56	-119	158	43	-54	

## Продовження таблиці 2.11

3	5,4	1,9	307	72	-117	72	32	-35	
4	5,5	2,5	302	65	-114	168	34	-48	
5	5,8	2,4	290	60	-120	159	41	-49	
6	6,0	2,0	156	44	-54	290	55	-119	
7	6,0	2,2	291	59	-119	158	41	-51	
8	6,0	2,0	292	58	-119	158	41	-52	

## Продовження таблиці 2.11

9	6,0	1,9	294	56	-119	158	43	-54	
---	-----	-----	-----	----	------	-----	----	-----	--

Група землетрусів на глибині від 5,2 до 6,0 км таблиці 2.11 є найбільш однаковою по типам механізмів і значенням нодальних ліній.

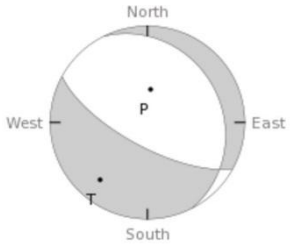
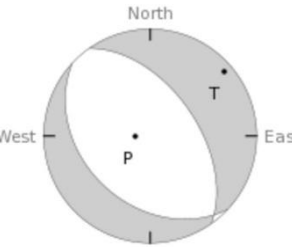
Розглянемо останню групу 5, яка по групувана по глибині залягання вогнища землетрусу від 6,7 до 9,0 км.

Таблиця 2.12

## Механізми вогнищ землетрусів на глибині від 6,7 до 9,0 км

№	$h$ , км	ML	Нодал. площ. 1			Нодал. площ. 2			Механізм вогнища землетрусу
			$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	$\varphi_s$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	
1	6,7	3,0	120	58	-108	331	36	-63	
2	7,0	1,5	317	26	-69	113	65	-99	

## Продовження таблиці 2.12

3	7,7	3,7	333	24	-58	118	69	-103	
4	9,9	2,3	325	54	-83	133	36	-99	

Із табл. 2.12 видно, як змінюється вид механізму вогнища землетрусу з глибиною. Проаналізувавши всі 5 груп Тячівських землетрусів, можна прийти до висновку, що всі вони скидового типу, така спільна подібність є характеристикою повторних землетрусів.

Перейдемо до аналізу подій які відбулися протягом 2012–2015 рр. Розглянемо групу подій, які відбулися поблизу смт. Тросник у 2013–2015 рр.

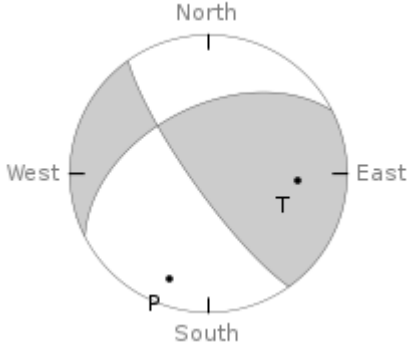
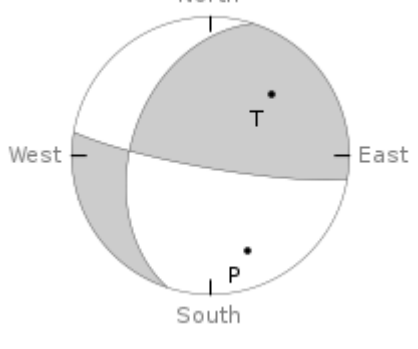
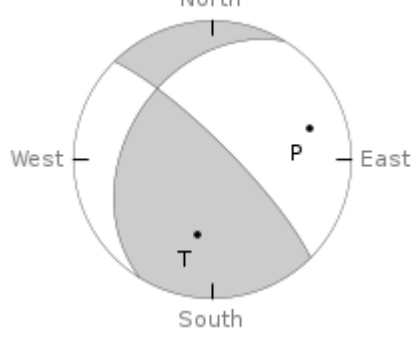
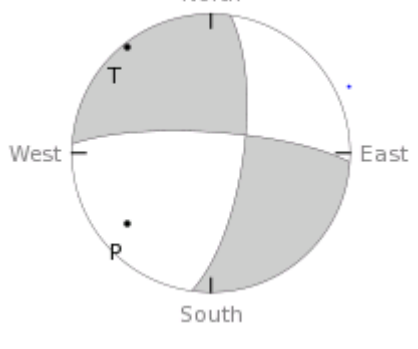
Таблиця 2.13

Вхідні дані для визначення механізмів вогнища у м. Тросник  $\varphi_0=48,04^\circ$ ,

$$\lambda_0=23,02^\circ$$

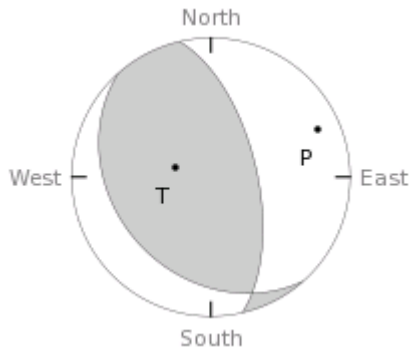
№	Дата і час у вогнищі	ML	$h$ , км	Механізм вогнища землетрусу
1	6.02.2015 2:11:39.4	1,8	15,1	

## Продовження таблиці 2.13

2	13.01.2015 9:05:12.3	1,8	8,9	 <p>A circular diagram with four quadrants labeled North, South, West, and East. A shaded region covers the top-right and bottom-left quadrants. Point T is located in the top-right quadrant, and point P is in the bottom-left quadrant.</p>
3	26.11.2014 10:49:52.4	2,4	13,0	 <p>A circular diagram with four quadrants labeled North, South, West, and East. A shaded region covers the top-right and bottom-left quadrants. Point T is located in the top-right quadrant, and point P is in the bottom-left quadrant.</p>
4	15.11.2014 3:15:7.4	2,5	9,8	 <p>A circular diagram with four quadrants labeled North, South, West, and East. A shaded region covers the top-left and bottom-right quadrants. Point T is located in the bottom-right quadrant, and point P is in the top-right quadrant.</p>
5	15.11.2014 2:42:24.8	2,5	13,9	 <p>A circular diagram with four quadrants labeled North, South, West, and East. A shaded region covers the top-left and bottom-right quadrants. Point T is located in the top-left quadrant, and point P is in the bottom-left quadrant.</p>



## Продовження таблиці 2.13

6	13.07.2013 12:18:18	1,6	13,8	
---	------------------------	-----	------	---

Механізми вогнищ землетрусів у районі м. Тросник вже не такі схожі між собою і відбувалися, здебільшого, в різний проміжок часу.

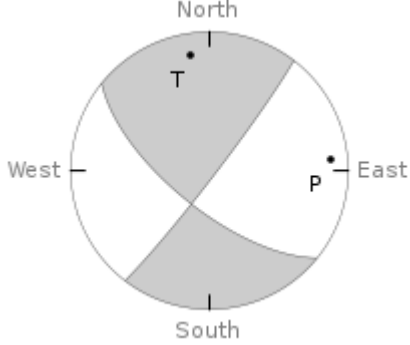
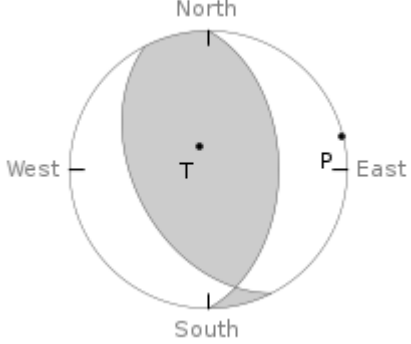
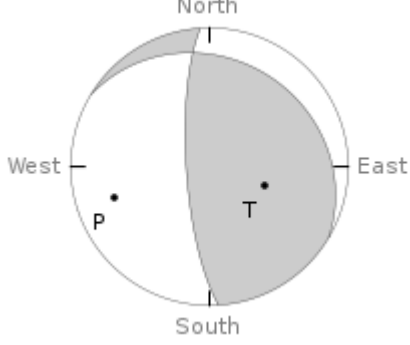
Розглянемо групу подій, яка відбувалася у районі м. Мукачево  $\varphi_0=48,39^\circ$ ,  $\lambda_0=22,8^\circ$  і м. Іршава  $\varphi_0=48,30^\circ$ ,  $\lambda_0=23,09^\circ$ .

Таблиця 2.14

Вхідні дані для визначення механізмів вогнища у районі м. Мукачево  $\varphi_0=48,39^\circ$ ,  $\lambda_0=22,8^\circ$  і м. Іршава  $\varphi_0=48,30^\circ$ ,  $\lambda_0=23,09^\circ$ .

№	Дата і час у вогнищі	ML	$h$ , км	Механізм вогнища землетрусу
1	14.06.2015 11:43:41.6 (м. Мукачево)	1,8	5,0	

## Продовження таблиці 2.14.

2	7.06.2014 19:41:14.6 (м. Мукачєво)	2,3	5,6	
3	31.10.2014 16:03:32.4 (м. Іршава)	1,6	10,1	
4	5.08.2013 00:34:45.2 (м. Іршава)	1,5	6,9	

Розглянемо групу подій механізмів вогнищ землетрусів у м. Колочава, які відбувалися у 2012 р. Також детальніше розглянемо саму побудову механізмів.

Таблиця 2.15

Вхідні дані для визначення механізму вогнища для події 01.06.2012

01.06.2012, 04:34:10.5,  $\varphi_0=48,53^\circ$ ,  $\lambda_0=23,84^\circ$ ,  $h=5,7$  км,  $ML=1,6$  (біля м. Колочава)

Станція	Знак вступу <i>P</i> -хвилі	Епіцентральна відстань, град	Азимут на станцію, град	Кут падіння, град
MEZ	–	,215	264,4	29,2
NSLU	+	,419	217,0	29,2
RAKU	+	,536	153,1	29,2
BRIU	+	,575	250,4	29,2
KORU	+	,599	231,3	29,2
MUKU	–	,765	264,5	34,8
BERU	–	,845	249,7	34,8
KSV	+	,845	104,6	34,8
STZU	–	,934	301,6	34,8

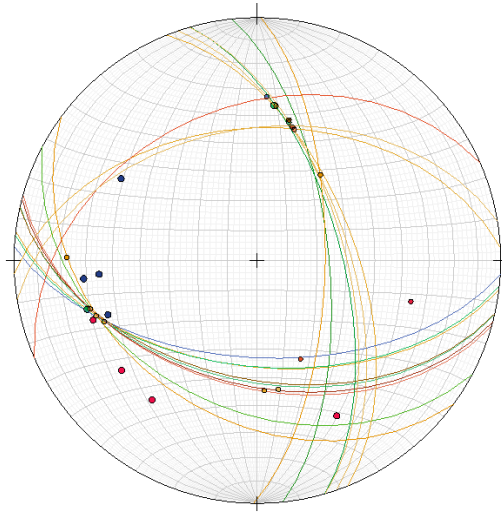


Рис. 2.17. Приклад сімейства нодальних ліній з усередненим варіантом для механізму вогнища для події 01.06.2012, 04:34:10.5,  $\varphi_0=48,53^\circ$ ,  $\lambda_0=23,84^\circ$ ,  $h=5,7$  км,  $ML=1,6$  (біля м.Колочава ).

Розглянемо можливі варіанти розміщення нодальних ліній на рис. 2.18.

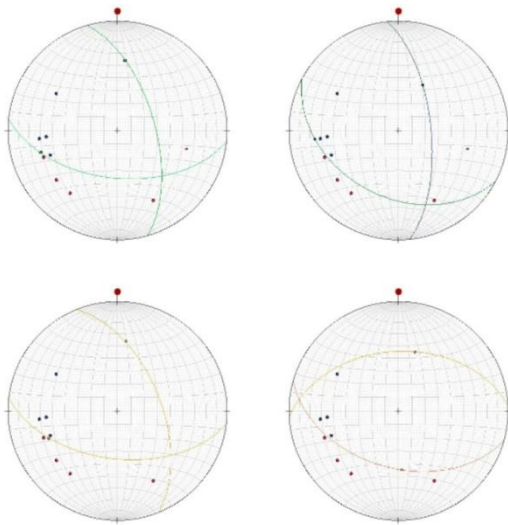


Рис. 2.18. Варіанти розміщення нодальних площин для події 01.06.2012, 4:34:10.5,  $\varphi_0=48,53^\circ$ ,  $\lambda_0=23,84^\circ$ ,  $h=5,7$  км,  $ML=1,6$  (біля м. Колочава).

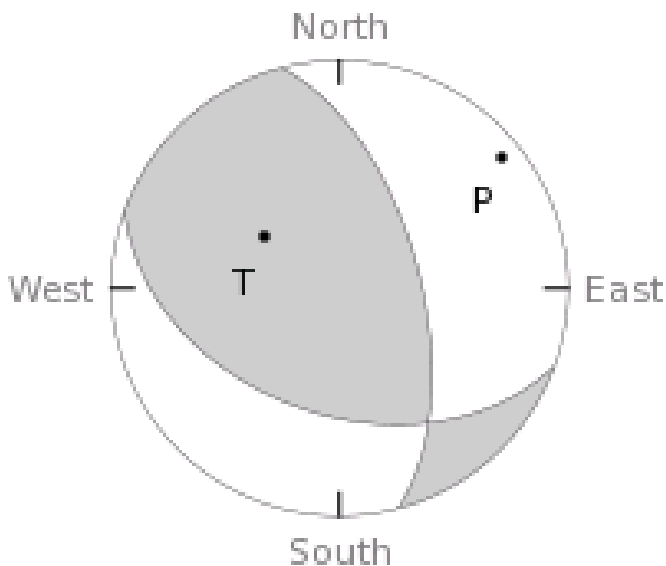


Рис. 2.19. Механізм вогнища землетрусу для події 01.06.2012, 04:34:10.5,  $\varphi_0=48,53^\circ$ ,  $\lambda_0=23,84^\circ$ ,  $h=5,7$  км,  $ML=1,6$  (біля м. Колочава).

Таблиця 2.16

Параметри механізму вогнища землетрусу для події 01.06.2012, 06:30:50.6,

$\varphi_0=48,53^\circ$ ,  $\lambda_0=23,83^\circ$ ,  $h=5,7$  км,  $ML=1,5$  (біля м. Колочава)

Нод. пл. 1			Нод. пл. 2			Вісь P		Вісь T	
$\varphi$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	$\varphi$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	Azm	Plunge	Azm	Plunge
87	53	43	237	56	134	208	-2,32	115	-54

Розглянемо побудову ще одного землетрусу, який відбувся поблизу м. Колочава в той же день.

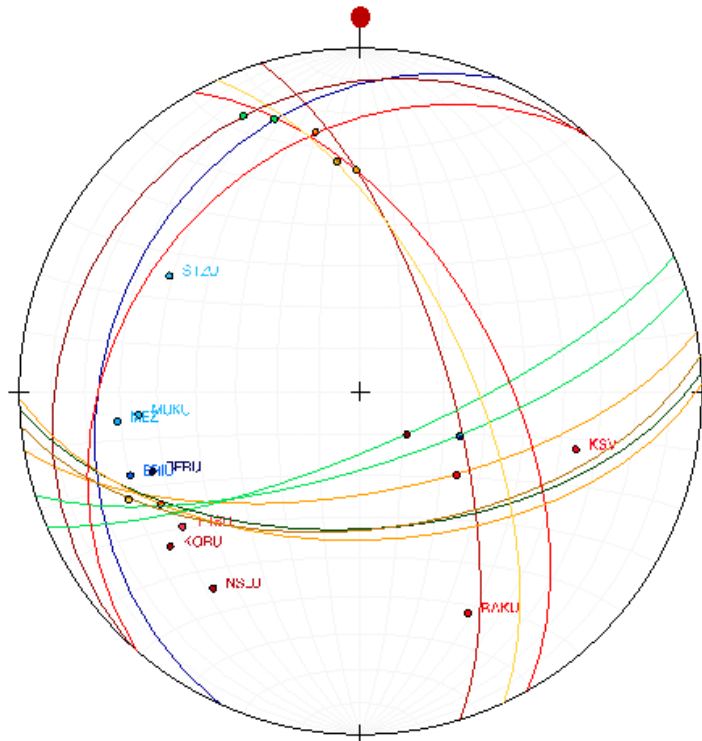


Рис. 2.20. Приклад сімейства нодальних площин з усередненим варіантом механізму вогнища для події 10.01.2012, 12:12:55.6,  $\varphi_0=48,54^\circ$ ,  $\lambda_0=23,84^\circ$ ,  $h=5,8$  км,  $ML=1,9$  (біля м. Колочава).

Таблиця 2.17

Вхідні дані для визначення механізму вогнища для події 10.01.2012, 12:12:55.6,

$\varphi_0=48,54^\circ$ ,  $\lambda_0=23,84^\circ$ ,  $h=5,8$  км,  $M_L=1,9$  (біля м. Колочава)

Станція	Знак вступу <i>P</i> -хвилі	Епіцентрально на відстань, град	Азимут на станцію, град	Кут падіння, град
MEZ	–	,219	263	29
NSLU	+	,426	217	29
RAKU	+	,540	154	29
BRIU	–	,580	250	29
KORU	+	,606	231	29
MUKU	–	,769	264	35
BERU	+	,850	249	35
KSV	+	,844	105	35
STZU	–	,933	301	35
TRSU	+	,733	233	35

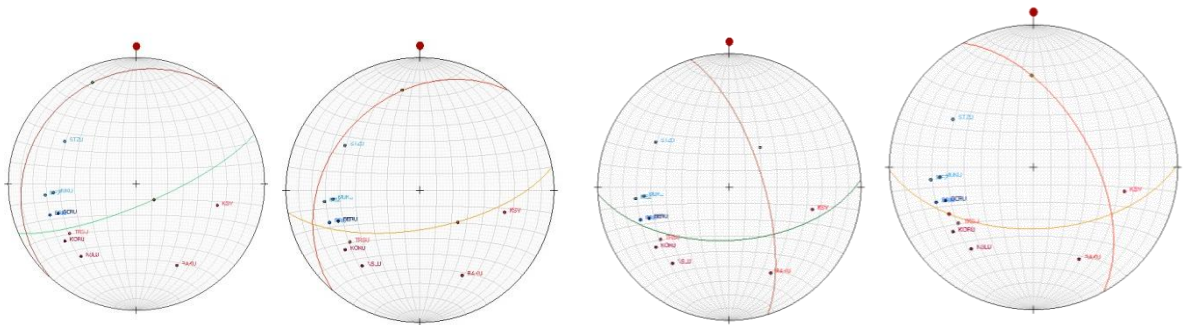


Рис. 2.21. Варіанти розміщення нодальних площин для події 10.01.2012, 12:12:55.6,  $\varphi_0=48,54^\circ$ ,  $\lambda_0=23,84^\circ$ ,  $h=5,8$  км,  $M_L=1,9$  (біля м. Колочава).

На рис. 2.20 і 2.21 зображено можливі розташування нодальних площин для події 10.01.2012, 12:12:55.6,  $\varphi_0=48,54^\circ$ ,  $\lambda_0=23,84^\circ$ ,  $h=5,8$  км,  $ML=1,9$  (біля м. Колочава).

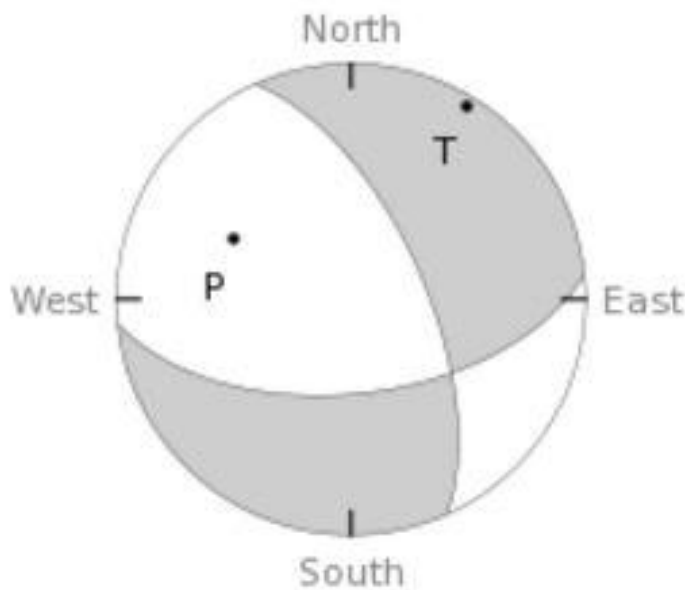


Рис. 2.22. Механізм вогнища землетрусу для події 10.01.2012, 12:12:55.6,  $\varphi_0=48,54^\circ$ ,  $\lambda_0=23,84^\circ$ ,  $h=5,8$  км,  $ML=1,9$  (біля м. Колочава).

Таблиця 2.18.

Параметри механізму вогнища для події 10.01.2012, 12:12:55.6,  $\varphi_0=48,54^\circ$ ,  $\lambda_0=23,84^\circ$ ,  $h=5,8$  км,  $ML=1,9$  (біля м. Колочава)

Нод. пл. 1			Нод. пл. 2			Вісь P		Вісь T	
$\varphi$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	$\varphi$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	Azm	Plunge	Azm	Plunge
84	57	-149	335	64	-37	117	44	211	5

Спільна риса землетрусів, вхідні дані яких розташовані у таблицях 2.13, 2.15, 2.17, є те що вони відбулися майже на однаковій глибині 5,7 і 5,8 км. Перейдемо до побудови механізму вогнища землетрусу для події 01.06.2012, 06:30:50.6,  $\varphi_0=48,53^\circ$ ,  $\lambda_0=23,83^\circ$ ,  $h=5,7$  км,  $ML=1,5$  (біля м. Колочава) рис. 2.23.

Розглянемо наступний землетрус, який відбувся поблизу м. Колочава у 2012 р. Вихідні дані про цю подію знаходяться в таблиці 2.19.

Таблиця 2.19

Вхідні дані для визначення механізму вогнища для події 01.06.2012, 06:30:50.6,  $\varphi_0=48,53^\circ$ ,  $\lambda_0=23,83^\circ$ ,  $h=5,7$  км,  $ML=1,5$  (біля м. Колочава)

Станція	Знак вступу <i>P</i> -хвилі	Епіцентральна відстань, град	Азимут на станцію, град	Кут виходу, град
MEZ	–	,218	264,4	29,2
NSLU	+	,418	217,0	29,2
RAKU	+	,531	153,1	29,2
BRIU	–	,577	250,4	29,2
KORU	+	,599	231,3	29,2
MUKU	–	,768	264,5	34,8
BERU	–	,841	249,7	34,8
KSV	+	,846	104,6	34,8
STZU	–	,938	301,6	34,8

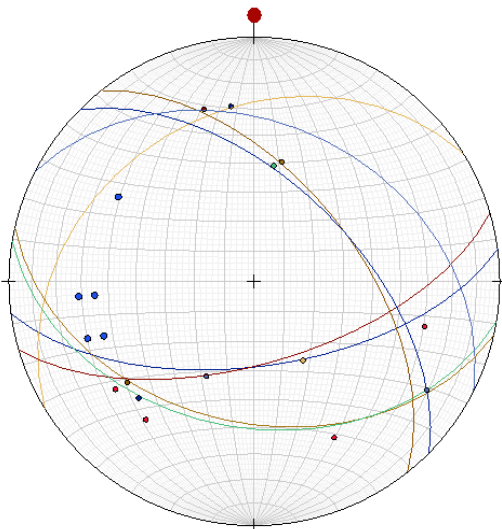


Рис. 2.23. Приклад сімейства нодальних площин з усередненим варіантом для механізму вогнища вогнища для події 01.06.2012, 06:30:50.6,  $\varphi_0=48,53^\circ$ ,  $\lambda_0=23,83^\circ$ ,  $h=5,7$  км,  $ML=1,5$  (біля м. Колочава).

Розглянемо можливі варіанти розміщення нодальних ліній на рис. 2.23.



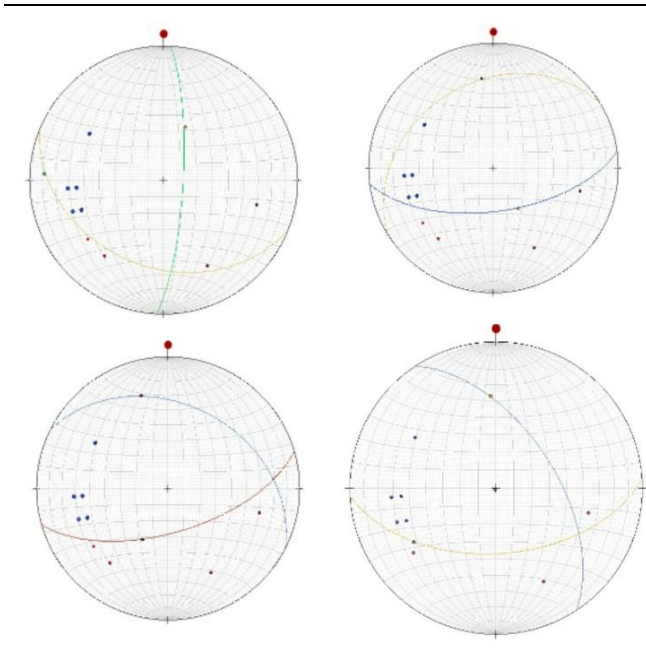


Рис. 2.24. Варіанти розміщення нодальних площин вогнища для події 01.06.2012, 06:30:50.6,  $\varphi_0=48,53^\circ$ ,  $\lambda_0=23,83^\circ$ ,  $h=5,7$  км, ,  $ML=1,5$  (біля м. Колочава).

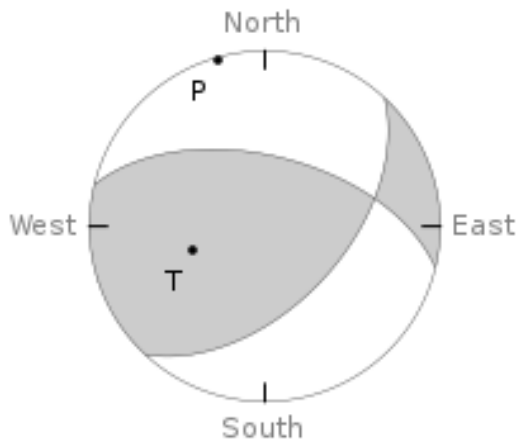


Рис. 2.25. Механізм вогнища землетрусу вогнища для події 01.06.2012, 06:30:50.6,  $\varphi_0=48,53^\circ$ ,  $\lambda_0=23,83^\circ$ ,  $h=5,7$  км,  $ML=1,5$  (біля м. Колочава).

Таблиця 2.20

Параметри механізму вогнища землетрусу для події 01.06.2012, 06:30:50.6,

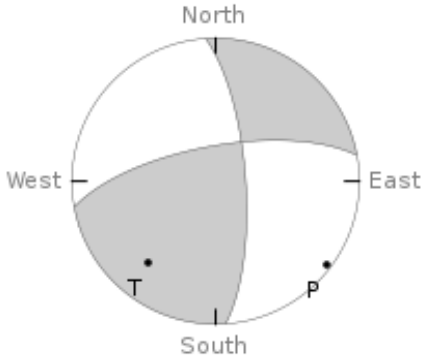
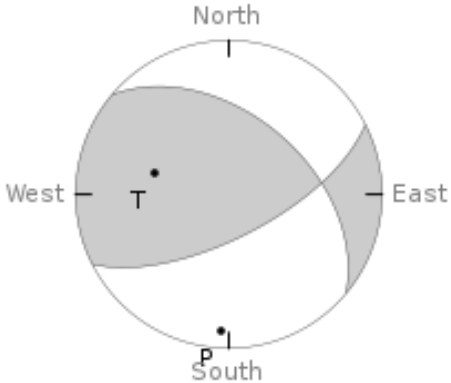
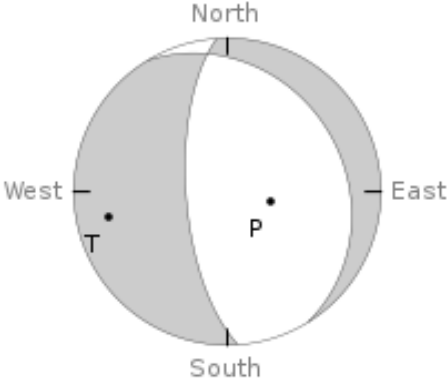
$\varphi_0=48,53^\circ$ ,  $\lambda_0=23,83^\circ$ ,  $h=5,7$  км,  $ML=1,5$  (біля м. Колочава)

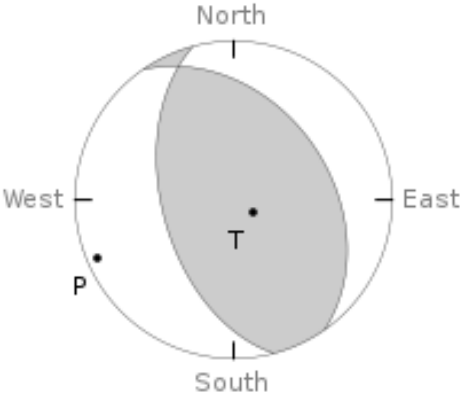
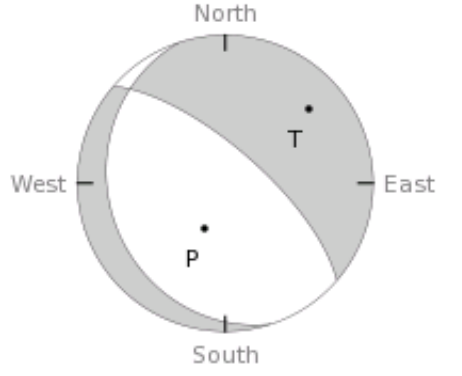
Нод. пл. 1			Нод. пл. 2			Вісь P		Вісь T	
$\varphi$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	$\varphi$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град	Azm	Plunge	Azm	Plunge
87	53	43	237	56	134	208	-2,3	115	-54

Розглянемо збірну групу подій, яка відбувалися у районі м. Виноградів, м. Королево, м. Нижнє Селище і м. Угтя. Параметри нодальних площин цих подій записані у таблиці 3.1.

Таблиця 2.21

Вхідні дані для визначення механізмів вогнищ у м. Виноградів, м. Королево, м. Нижнє Селище, і м. Угтя

№	Дата і час у вогнищі	ML	$h$ , км	Механізм вогнища землетрусу
1	17.12.2015 10:50:27.0 (Виноградів 48.18 22.92)	1,6	2,0	
2	8.01.2012 4:03:7.6 (Виноградів 48.12 23.0)	1,7	5,6	
3	13.02.2013 6:19:35.5 (Королево 48.06 23.1)	1,8	9,3	

4	4.04.2013 21:15:14.5 (Нижнє Селище 48.20 23.46)	1,9	1,7	
5	24.10.2012 3:13:40.5 (Угтя 48.16 23.65)	1,6	4,5	

Як приклад покажемо використання методу визначення фокальних механізмів за інверсією хвильових форм та порівняння з механізмами, які визначено графічним методом. Для цього розглянемо землетрус, який відбувся 4.06.2014. Використаємо записи даної події на станціях MUKU та BRIU. Таким чином, компоненти тензора моменту  $\mathbf{M}(t)$  для землетрусу 4.06.2014 ( $08^{\text{h}}32^{\text{m}}4,9^{\text{s}}$ ,  $48,36^{\circ}\text{N}$ ,  $22,78^{\circ}\text{E}$ ,  $h=2$  км,  $M_L=1,1$ ) були визначені шляхом обернення записів хвильових форм Р-хвиль від землетрусу лише на станції MUKU (на епіцентральної відстані близько 12 км) і окремо лише на станції BRIU (18 км) (рис. 2.26) [Малицький та ін., 2018].

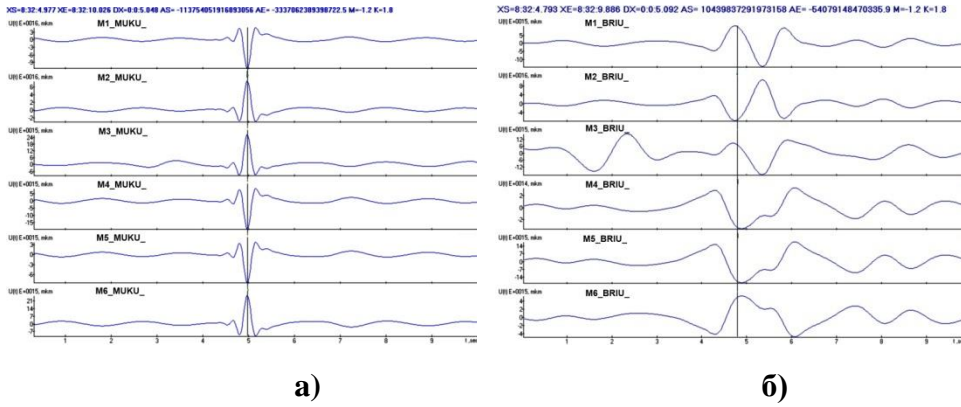


Рис. 2.26. Компоненти тензора моменту  $M(t)$  ( $M1=M_{xz}$ ,  $M2=M_{yz}$ ,  $M3=M_{zz}$ ,  $M4=M_{xx}$ ,  $M5=M_{yy}$ ,  $M6=M_{xy}$ ) для землетрусу 4.06.2014, визначені шляхом обернення хвильових форм, зареєстрованих лише станцією MUKU (а) і лише станцією BRIU (б) [Малицький та ін., 2018].

Таблиця 2.22

Дані для визначення фокального механізму землетрусу 04.06.2014 за полярностями вступів  $P$ -хвиль.

Станція	Епіцентральна відстань, км	Азимут, град	Кут виходу, град
MUKU	12	326,7	58,7
BERU	17	215,3	58,7
BRIU	18	97,8	58,7
KORU	35	130,6	58,7
NSLU	53	109,5	48,2

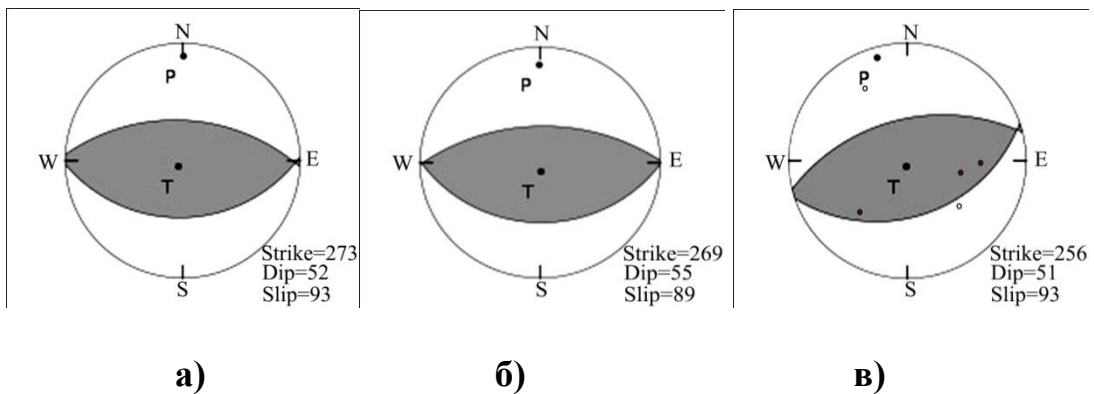
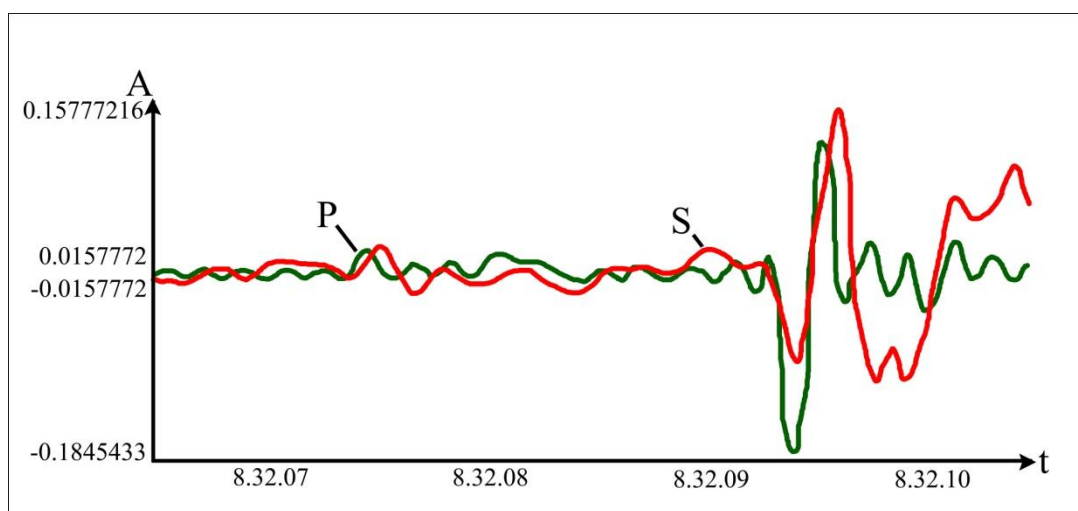


Рис. 2.27. Фокальні механізми, що відповідають максимальним значенням тензорів моменту  $\mathbf{M}(t)$  для землетрусу 4.06.2014 (див. рис. 2.26), визначеним шляхом обернення його хвильових форм, зареєстрованих лише станцією MUKU (а) і лише станцією BRIU (б). Фокальний механізм землетрусу 4.06.2014 за полярностями вступів  $P$ -хвиль (в) [Малицький та ін., 2018].

Як видно з рис. 2.26 і 2.27, механізми, визначені для землетрусу 4.06.2014 шляхом обернення записів хвильових форм окремо лише на станції MUKU і лише на станції BRIU, майже ідентичні і лише дещо відрізняються від механізму, визначеного для цього землетрусу за полярностями перших вступів.

Далі, за допомогою матричного методу і з використанням 1D моделі земної кори, наведеної в таблиці 2.23, для тензора моменту  $\mathbf{M}(t)$ , визначеного для землетрусу 4.06.2014 за його записами лише на станції MUKU, було обчислено синтетичні хвильові форми на відповідній епіцентральної відстані і азимуті. На рис. 2.28 їх наведено у порівнянні зі спостереженими на станції [Малицький та ін., 2018].



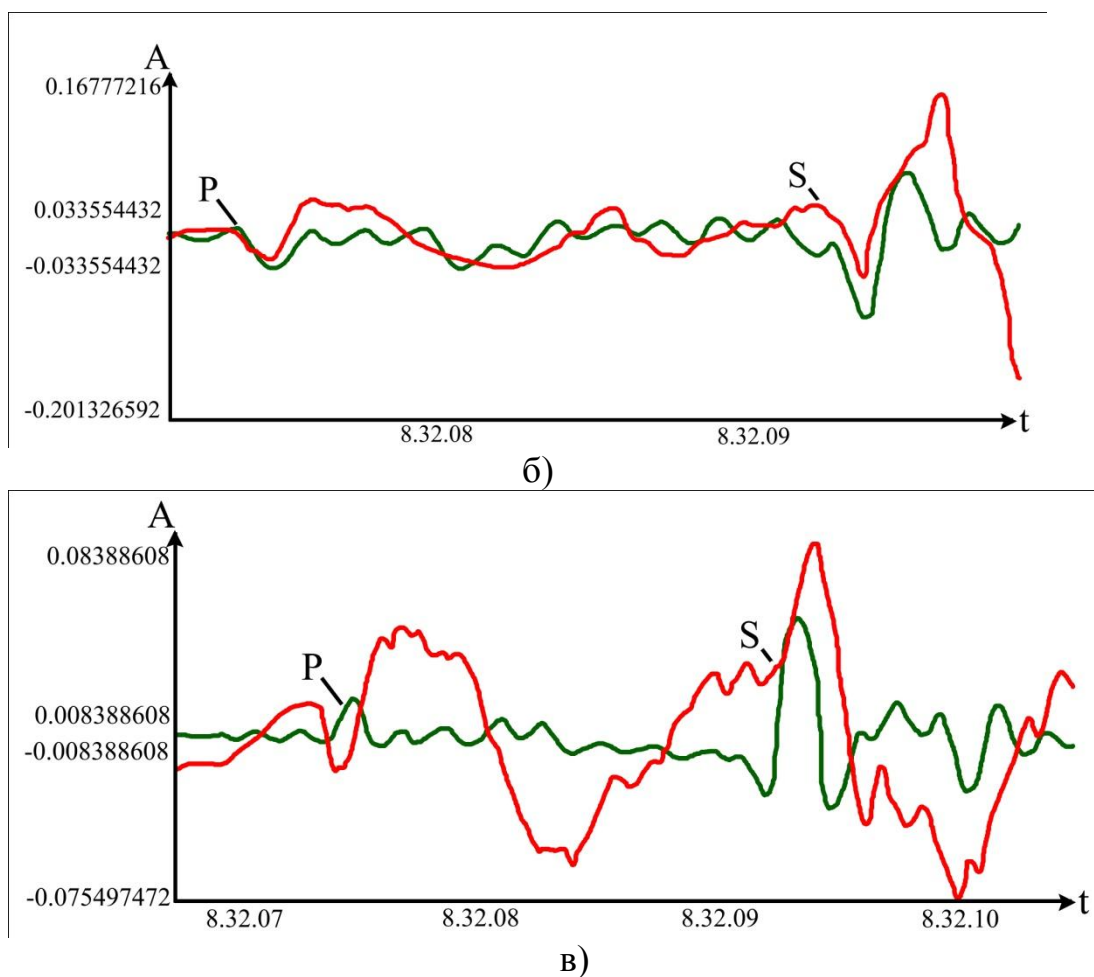


Рис. 2.28. Сейсмограми переміщень на станції MUKU (а – складова  $x$ , б –  $y$ , с –  $z$ ), обчислені за допомогою матричного методу для вогнища з тензором моменту  $\mathbf{M}(t)$ , визначеним для землетрусу 4.06.2014 (див. рис. 2.26 і 2.27) (зелена лінія), і сейсмограми, зареєстровані станцією (червона лінія) [Малицький та ін., 2018].

## Висновки до розділу 2

У даному розділі зроблено опис та застосування графічного методу, а також методу інверсії хвильових форм для подій Закарпаття. Використовуючи графічний метод, показано визначення фокальних механізмів для 30 повторних тячівських землетрусів. Всі сейсмічні події для даного регіону згруповано в залежності від глибини залягання вогнища землетрусу. Показано, що для всіх подій із серії повторних тячівських землетрусів отримано скидовий тип механізму. На прикладі землетрусу, який відбувся 4.06.2014 ( $08^{\text{h}}32^{\text{m}}4,9^{\text{s}}$ ,  $48,36^{\circ}\text{N}$ ,  $22,78^{\circ}\text{E}$ ,  $h=2$  км,  $M_L=1,1$ ) зроблено порівняльний аналіз визначення механізмів

вогнищ за двома методами: графічним та за інверсією хвильових форм. Як результат можна стверджувати, що для визначення фокальних механізмів сейсмічних подій, які відбуваються у регіонах із малою сейсмічністю можна використовувати метод інверсії хвильових форм, що є важливим для Закарпаття. Таким чином, використовуючи графічний метод та метод інверсії хвильових форм, у даній роботі отримано розв'язки механізмів вогнищ землетрусів для подій Карпатського регіону.

### **Перелік використаних джерел до розділу 2**

1. Аки К. Количественная сейсмология. Теория и методы: в 2 т / К.Аки, П.Ричардс. – М.: Мир – 1983. – С. 520.
2. Алексеев А.С. Об одном приложении метода обратной фильтрации к линейным задачам вычислительной математики / А.С.Алексеев, А.С.Белоносов, В.А.Цецохо // Некоторые проблемы вычислительной и прикладной математики. – Новосибирск – 1975 – С. 114–123.
3. Алексеев А.С. Расчет нестационарных волновых полей в неоднородных средах / А.С.Алексеев, Б.Г.Михайленко // Вычислительные методы в геофизике. – М.: Радио и связь. – 1981. – С. 6–21.
4. Балакина Л.М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса. // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. – 1962. – №1. – С. 1471–1483.
5. Бате К. Численные методы анализа и метод конечных элементов / К.Бате, Е.Вилсон. – М.: Стройиздат–1982. – С. 448.
6. Буллен К. Е. Введение в теоретическую сейсмологию / Буллен К. Е. – М.: Мир, - 1966. – С. 460.
7. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций / Введенская А. В. – М.: Наука– 1969 – С. 136.

8. Воронина Е. В. Механика очага землетрясения / Воронина Е. В. – М.: МГУ – 2004. – С.92.
9. Грицай О. Д. Визначення механізмів вогнищ місцевих землетрусів на основі кінематичних і динамічних підходів : дис. канд. фіз.-мат. наук : 04.00.22 / Грицай Оксана Дмитрівна – Львів, 2016. – 135 с.
10. Добровольский И. П. Теория подготовки тектонического землетрясения / Добровольский И. П. // М.: Изд. ИФЗ РАН – 1991. – С. 217.
11. Касахара К. Механика землетрясений / К. Касахара // М.: Мир –1985– С.264.
12. Козловський Е.М. Розрахунок та аналіз азимутальних коефіцієнтів для Закарпатського сейсмоактивного регіону / Е. М. Козловський, Д. В. Малицький, А. Ю. Павлова // Геодинаміка. – 2013. – Т2. – С. 174–176.
13. Круглов С., Цыпко А. Тектоника Украины/ С. Круглов, А. Цыпко // Москва.– Недра. – 1988. – С. 254
14. Курскеев А.К. Современные структурно-вещественные преобразования в литосфере как основа формирования очагов землетрясений / А. К. Курскеев, А. Р. Жданович // Изв. НАН РК. – Сер. геол. – 2010. – № 5. – С. 59-69.
15. Литовченко И. Н. Гипотезы возникновения и модели очагов землетрясений / И. Н. Литовченко, В. С. Чалова //электронный ресурс: <http://www.sciteclibrary.ru/texsts/ rus/ stat/ st3835.pdf> . – 2010. – С. 1-8.
16. Максимчук В. Дослідження сучасної геодинаміки українських Карпат / В.Ю.Максимчук, В.Г.Кузнєцова, Д.В.Малицький та ін.// Наукова Думка. – 2005. – С.254.
17. Малицький Д. Визначення механізму вогнища землетрусу в районі Альберти, Канада ( $\varphi = 58.16^{\circ}\text{N}$ ,  $\lambda = - 115.25^{\circ}\text{E}$ ,  $M_w=3.98$ )/ Д. Малицький, О.Грицай, **О.Обідіна**, А.Павлова //Вісник КНУ, серія Геологія – 2015.– №3(70). – С.30-35.
18. Малицький Д. Вогнище землетрусу: моделювання, визначення параметрів і використання / Д. Малицький, О. Муйла, А.Павлова, О. Грицай, Ю.Коваль, **О. Обідіна** // Геоінформатика. – 2016а. – №1(57). – С. 1–12.



19. Малицький Д. Механізми вогнищ землетрусів та поле напружень Солотвинської западини Закарпаття / Малицький Д., Муровська А., Гінтов О., Гнип А., **Обідіна О.**, Мичак С., Грицай О., Павлова А. // Вісник КНУ, серія Геологія. – 2017. – №2(77). – С. 43-51.
20. Малицький Д. Моделі сейсмічних джерел / Д. Малицький, А. Павлова, О. Грицай, О. Асташкіна, **О. Обідіна**, М. Махніцький, Е. Козловський // Геоінформатика. – 2017. – №2(62). – С. 14–23.
21. Малицький Д. Фокальні механізми сейсмічних подій в Закарпатті / Д. Малицький, О. **Обідіна**, А. Павлова, О. Грицай, О. Муйла // Матеріали III наукової конференції «Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі», Львів-Верхнє Синьовидне. – 2016б. – С. 53–58.
22. Малицький Д. В. Пряма та обернена задачі сейсмології тонкошаруватих середовищ / Д. В. Малицький // Праці наукового товариства ім.Шевченка. – 2002 – ТVІІІ. – С.110–116.
23. Малицький Д.В. Визначення механізмів вогнищ землетрусів Карпатського регіону. / Д.В. Малицький, О.Д. Грицай, О.О. Муйла // Геофизический журнал. – 2014. – №4(36), С. 118 – 135.
24. Малицький Д.В. Визначення параметрів вогнища за хвильовими формами малих землетрусів у Карпатському регіоні України. / Д.В. Малицький, А.Р. Гнип, О.Д. Грицай, О.А. Асташкіна, А.Ю. Парфенюк // Геофизический журнал. – 2018. – №6(40), С. 136 – 149.
25. Ребецкий Ю.Л., Фурсова Е.С. Современное поле напряжений Восточного Средиземноморья по данным о механизмах очагов коровых землетрясений // Материалы совещания —Тектоника и Геодинамика: Общие и региональные аспекты. М. –1998 – №2 – С. 107-109.
26. Ребецкий Ю.Л., Фурсова Е.С. Современное поле напряжений Восточного Средиземноморья по данным о механизмах очагов коровых землетрясений // Материалы совещания —Тектоника и Геодинамика: Общие и региональные аспекты. –1998 –№ 2 – С. 107-109.

27. Ризниченко Ю. В. Энергетическая модель сейсмического режима / Ю.В. Ризниченко // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1968. – № 5. –С. 3–9.
28. Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология / Ч. Ф. Рихтер– М.// Изд. Иностран. лит. – 1963.–С. 670.
29. Садовский М. А. Зависимость времени проявления предвестника от силы землетрясения / М. А. Садовский, В. Ф. Писаренко // ДАН СССР. – 1985. – № 285. – № 6. – С. 1359–1361.
30. Aki K. Quantitative Seismology, 2nd edn. / K. Aki, P.G. Richards// Sausalito, California: University – Science books –2002. – P.520.
31. Bormann P. New Manual of Seismological Observatory Practice / P. Bormann. – Potsdam: Deutsches Geo Forschungs Zentrum GFZ – 2009– P.1-80.
32. Brace W. F. Stick-slip as a mechanism for earthquake / W. F. Brace, J. D. Byerlee // Science. –1966. – vol. 153. – P. 990–992.
33. Cheng S. Determination of shear wave velocities and densities from P-wave amplitudes in VSP data / S. Cheng, F. Hron, P.F. Daley // Can. J. explor. geophys. – 1992. – vol. 28. – № 1. – P. 19-29
34. Cronin V. S. Draft Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists/ V. S. Cronin // electronic resource: [http://serc.carleton.edu/files/NAGTWorkshops/structure04/Focal\\_mechanism\\_primer.pdf](http://serc.carleton.edu/files/NAGTWorkshops/structure04/Focal_mechanism_primer.pdf). – 2010.– P.1-14.
35. Hardebeck J.L. Damped regional-scale stress inversions: methodology and examples for southern California and Coalinga aftershock sequence /Hardebeck J.L., Michael A.J.// J. geophys. Res. – 2006. – vol. 111. – B11310, doi: 10.1029/2005JB004144.
36. Haskell N. A. The dispersion of waves in multilayered media / N. A. Haskell // Bull. Seism. Soc. Am. – 1953. – 43. – №1. – P. 17–34.
37. Keilis-Borok V. I. On the estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions / Keilis-Borok V. I. // Annales de Geophysique. – 1959. – vol. 12. – P. 205–214.

38. Madariaga R. Modeling dynamic rupture in a 3D earthquake fault model / R. Madariaga, K.B. Olsen, R. J. Archuleta // Bull. Seism. Soc. Am. – 1998. – vol. 88. – P. 1182–1197.
39. Madariaga R. The dynamic field of Kaskell's rectangular dislocation fault model / R. Madariaga // Bull. Seism. Soc. Am. – 1978. – vol. 68. – P. 869–887.
40. Mallick S. Reflection/transmission coefficient and azimuthal anisotropy in marine seismic studies / S. Mallick, L. N. Frazer // Geophys. J. Int. – 1991. – vol. 105. – P. 241-252.
41. Malytskyy, D. Determining the focal mechanism of an earthquake in the Transcarpathian region of Ukraine. /Malytskyy, D., O. Muyla, A. Pavlova, O. Hrytsai //Visnyk KNU, Geology. - 2013. - B. 4(63). - c. 38-44.
42. Richards P. G. Dynamic motions near an earthquake fault: A three dimensional solution / P. G. Richards // Bull. Seism. Soc. Am. – 1976. – vol. 66. – P. 1–32.
43. Rosakis A. J. Cracks faster than the shear wave speed / A. J. Rosakis, O. Samudrala, D. Coker // Science. – 1999. – vol. 284. – P. 1337–1340.
44. Scholz C. H. Earthquake prediction: A physical basis / C. H. Scholz, L. R. Sykes, Y. P. Aggarawal // Science. – 1973. – vol. 181. – P. 803.
45. Shida T. Review of the study of rigidity of the Earth and the initial motion of seismic waves: Toyo Gakugei Zasshi / T. Shida // East Asian Journal of Art and Science. – 1929. – vol. 45. – P. 275–289.

## Розділ 3

### ВИЗНАЧЕННЯ ПОЛЯ НАПРУЖЕНЬ У ЗЕМНІЙ КОРИ ЗА ФОКАЛЬНИМИ МЕХАНІЗМАМИ ВОГНИЩ ЗЕМЛЕТРУСІВ

Визначення поля напружень у земній корі є спільним предметом одразу кількох наукових дисциплін – експериментальної та теоретичної геомеханіки, тектонофізики, сейсмології та геології. Тектонофізичні методи аналізу даних, отриманих геологічними та сейсмологічними методами, ґрунтуються, зокрема, на фундаментальних досягненнях геомеханіки. Сейсмологічні та геологічні дані про геометрію (морфологію) та кінематику (переміщення) структур земної кори – землетруси, розриви, тріщини – мають свої специфічні параметри та особливості представлення. Визначення взаємозв'язків цих параметрів з характеристиками напружено-деформованого стану вимагають від сейсмологів і геологів знання основних положень механіки та результатів вивчення закономірностей крихкого руйнування, отриманих за допомогою лабораторних експериментів [Angelier, 2002; Ребецкий, 2007]. Як об'єкт дослідження, крижкі масиви гірських порід з розмірами від кількох сотень метрів до десятків кілометрів істотно відрізняються однак від лабораторних зразків в експериментальній механіці, найбільші розміри яких зазвичай не перевищують кількох десятків сантиметрів. З огляду на це розробляються інші – альтернативні – методи визначення природних напружень, які ґрунтуються на нових підходах і творчому переосмисленні усталених понять і визначень.

#### **3.1. Методи тектонофізичних досліджень**

##### **3.1.1. Кінематичний метод**

Для визначення головних осей тензора напруження застосовують кінематичний метод для опрацювання тектонічних дзеркал з борознами ковзання. Ідею кінематичного методу та його перше застосування в сейсмологічних дослідженнях було здійснено Д.П. Маккензі, С.Б. Батдорфом та Б.К. Будянським. Розробка та впровадження кінематичного методу в практику польових

тектонофізичних належить О. І. Гущенко [Гущенко, 1979], та Ж. Анжельє [Angelier, 1984].

Основні принципи кінематичного методу реконструкції полів тектонофізичних деформацій і напружень, згідно з Гущенко:

1. Деформація однорідно-напруженого масиву гірських порід, які знаходяться під впливом певним чином орієнтованих тектонічних сил, здійснюється перш за рахунок зсувних переміщень вздовж ослаблених поверхонь любого генезису, які існували в масиві до прикладення навантаження.

2. Напрямок зсувної посувки або вектор локальної посувки на довільно вибраній ослабленій поверхні, виражений в реальному геологічному середовищі лінійністю дзеркал ковзання, співпадають з напрямком дії дотичних напружень на цій поверхні [Гущенко, 1979].

Тобто, суть кінематичного методу полягає в тому, що дзеркала ковзання утворюються під час інтенсивних тектонічних рухів, і поля, відновлені за ними, відображають процеси складко- та насuvoутворення. Їх вік визначають за віком наймолодших пластів, у яких вони утворилися, за часом тектонічних рухів, за геологічними даними. Результатом дослідження дзеркал ковзання є визначення трьох головних осей напружень ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) [Бубняк, 2012].

### **3.1.2. Структурно-парагенетичний метод**

Структурно-парагенетичний метод базується на вивченні геометричних співвідношень між структурами, які виникають у ході єдиного деформаційного процесу. Для визначення поля напружень для сукупності крихких тріщин без слідів переміщення використовують модель розломної зони С. Стоянова – О. Гінтова. Найбільш характерними розривами у цій моделі, які виникають при деформаціях чистого зсуву є сполучені R- і R'-сколи, відомі також як сколи Ріделя. Кут між цими тріщинами є гострий і становить  $\theta = 50\text{--}70^\circ$ . Поряд зі сколами Ріделя у тому самому полі напружень виникають ортогональні L- та L'-сколи, які є субпаралельними до площин максимальних дотичних напружень  $\tau_{\max}$ ,

що пересікаються по осі  $\sigma_2$  і орієнтовані під кутом  $45^\circ$  до головних осей  $\sigma_1$  та  $\sigma_3$  тензора напружень (ми називаємо віссю розтягу ось мінімального стиску  $\sigma_3$ , а віссю стиску – вісь максимального стиску  $\sigma_1$ ). Досить часто в практиці польових досліджень фіксуються комбінації: L-R' (L'-R)-сколів з кутом  $\theta = 70-85^\circ$ . [Малицький та ін., 2017].

### 3.2. Методи визначення поля напружень через фокальні механізми

У теперішній час існує декілька методів визначення поля напружень за фокальними механізмами вогнищ землетрусів [Maury, 2013]. Головні спільні риси цих методів, базові принципи, а також відмінності між ними описано в роботах таких вчених, як Анжельє, Вавричук, [Anglier, 2002; Vavrychuk, 2014]; модифікації і розширення показано в роботах Арнольда, Майкла, Лея, та ін. [Arnold, 2007; Hardebeck, 2016; Lay, 1995; Maury, 2013].

У всіх методах для визначення поля напружень, як правило, припускають, що:

- 1) тектонічні напруження однакові (однорідні) в досліджуваному регіоні;
- 2) землетруси відбуваються на існуючих розломах різної орієнтації;
- 3) вектор зсуву по розриву спрямований у напрямі дотичного напруження на розриві (так звана гіпотеза Волеса–Бота [Bott, 1959; Wallace, 1951]).

Якщо згадані припущення чинні, то шляхом розв'язання оберненої задачі за механізмами вогнищ можна визначити такі параметри тензора напружень: три кути, що визначають орієнтацію в просторі головних напружень  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ , і т.зв. співвідношення форми R [Bott, 1959]:

$$R = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (3.1)$$

У методі Майкла тензор вважають девіаторним, тобто

$$\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 = 0 \quad (3.2)$$

Тоді тривимірна задача перетворюється у двовимірну, в якій об'ємна деформація не враховується, а дотичні напруження залишаються незмінними [Bott, 1959].

Однак, в усіх методах визначення тензора напружень за фокальними механізмами головною і спільною проблемою залишається те, що для коректного застосування припущення Волеса–Бота, необхідно точно знати яка з нодальних площин насправді є площиною розриву. Це проблема неоднозначна, і для її подолання необхідна додаткова інформація (наприклад, геологічні дані). З цією метою в роботі [Angelier, 2002], а пізніше в [Bott, 1959, Wallace, 1951], запропоновано використовувати так званий критерій нестабільності площини розриву. Використання цього критерію у роботах Вавричука [Vavrychuk, 2014] дозволило підвищити ефективність і надійність раніше методу Майкла. Як наслідок, напруження обчислюються не відразу, як у методі Майкла, а покроково. Кроки (ітерації) необхідні для того, щоб ідентифікувати площини розривів і визначати, таким чином, більш точне поле напружень. Використання числових тестів показало, що ітераційна інверсія з метою одночасного визначення тензора напружень і орієнтацій розривів є доволі стійкою і дає набагато більш точні значення для  $R$ , ніж метод Майкла [Vavrychuk, 2014].

### 3.2.1. Метод Майкла

У методі визначення тензора напружень за фокальними механізмами вогнищ землетрусів, запропонованому Майклом, використано співвідношення для нормальних і дотичних напружень на розриві  $\sigma_n$  і  $\tau$  [Vavrychuk, 2014]:

$$\sigma_n = T_j n_i = \tau_{ij} n_i n_j, \quad (3.3)$$

$$\tau N_i = \tau_{kj} n_j (\delta_{ik} - n_j n_k), \quad (3.4)$$

де  $\delta_{ik}$  – дельта функція,  $\mathbf{T}$  – вектор напруження на розриві з компонентами  $\sigma_n$  і  $\tau$ ,  $\mathbf{n}$  – вектор нормалі до площини розриву,  $\mathbf{N}$  – одиничний вектор зсувного напруження  $\tau$  на розриві,  $\tau_{ij}$  – шість незалежних компонент тензора напружень.

Для оцінки правої частини рівняння (3.4) у роботі використано гіпотезу Волеса–Бота – що вектор зсуву на розриві  $\mathbf{s}$  спрямований у напрямку дотичного напруження  $\mathbf{N}$ . Далі також зроблено припущення, що дотичне напруження  $\tau$  однакове на розривах усіх землетрусів, використаних для визначення тензора напружень. Окрім того, в роботі Вавричука дотичне напруження  $\tau$  у рівнянні (3.4) запропоновано нормалізувати шляхом прирівнювання до 1, оскільки визначають лише орієнтацію, а не абсолютні значення напружень. З урахуванням цих припущень рівняння (3.4) приведено до матричного вигляду [Vavrychuk, 2014]:

$$\mathbf{A}\mathbf{t} = \mathbf{s}, \quad (3.5)$$

де  $\mathbf{t}$  – вектор незалежних компонент тензора напружень  $\tau_{ij}$ ,

$$\mathbf{t} = [\tau_{11}, \tau_{12}, \tau_{13}, \tau_{22}, \tau_{23}, \tau_{33}]^T, \quad (3.6)$$

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} n_1(1-n_1^2) & -n_2n_1^2 & -n_3n_1^2 \\ -n_1n_2^2 & n_2(1-2n_2^2) & -n_3n_2^2 \\ -n_1n_3^2 & -n_2n_3^2 & n_3(1-2n_3^2) \\ -2n_1n_2n_3 & n_3(1-2n_2^2) & n_2(1-2n_3^2) \\ n_3(1-2n_1^2) & -2n_1n_2n_3 & n_1(1-2n_3^2) \\ n_2(1-2n_1^2) & n_1(1-2n_2^2) & -2n_1n_2n_3 \end{pmatrix} \quad (3.7)$$

$\mathbf{s} = [s_1, s_2, s_3]^T$  – одиничний вектор зсуву на розриві.

У випадку, коли відомі фокальні механізми  $K$  землетрусів, вектори нормалей  $\mathbf{n}$  і напрями зсувів  $\mathbf{s}$ , замість (3.6) отримаємо систему  $3K$  лінійних рівнянь для шести невідомих значень вектора  $\mathbf{t}$ :

$$\mathbf{A}^K \mathbf{t} = \mathbf{s}^K, \quad (3.8)$$



де матриця  $\mathbf{A}^K$  і вектор  $\mathbf{s}^K$  містять відомі вектори нормалей  $\mathbf{n}$  і напрями зсувів  $\mathbf{s}$  усіх  $K$  землетрусів.

Відомо, що розв'язок такого матричного рівняння можна отримати з використанням так званого узагальненого обернення [Angelier, 2002]:

$$\mathbf{t} = \left(\mathbf{A}^K\right)^{-g} \mathbf{s}^K. \quad (3.9)$$

Як уже зазначалося, недолік методу Майкла полягає в неоднозначному визначенні площин розриву для землетрусів. Це, зрозуміло, може негативно впливати на точність отриманого тензора напружень. Майкл провів серію числових експериментів і виявив, що неправильне визначення площин розриву може призводити до спотворення параметру  $R$ . Оскільки обчислення за методом Майкла відбуваються відносно швидко, то перезапуск програмного пакету з обранням другої (правильної) площини розриву дає правильний розв'язок задачі. Відзначимо також, що перехід від тензора напружень, який отримано в (3.9) до головних напружень  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  – це задача на власні значення і власні вектори стосовно тензора напружень  $\tau_{ij}$ . Зведення матриці  $\tau_{ij}$  до діагонального вигляду, діагональними елементами (власними значеннями) якого є головні напруження  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ , дозволяє визначати напружений стан за фокальними механізмами вогнищ землетрусів у досліджуваному регіоні.

### 3.2.2. Критерій нестабільності площини розриву

Перші спроби ідентифікації площин розриву в фокальних механізмах описано в роботі [Gephart, Forsyth, 1984], де було використано критерій руйнування розриву, запропонований в роботі [Hardebeck, 2006] і модифікований в [Vavrychuk, 2014]. У роботі [Hardebeck, 2006] аналіз орієнтації нодальних площин у полі напружень, дозволив виявити ту із них двох, що менш стійка, і, таким чином, вразливіша до зсувного розриву.

Умова руйнування оцінюється за критерієм Мора–Кулона (Mohr–Coulomb) (рис. 3.1). За цим критерієм зсувне напруження  $\tau$  вздовж розриву має перевищувати критичне значення  $\tau_c$ , яке натомість, залежить від когезії  $C$ ,

коефіцієнта тертя  $\mu$  на розриві, нормального напруження на розриві  $\sigma_n$  та гідростатичного тиску  $p$  [Vavrychuk, 2014]:

$$\Delta\tau = \tau - \tau_c \geq 0, \quad (3.10)$$

де

$$\tau_c = C + \mu(\sigma_n - p). \quad (3.11)$$

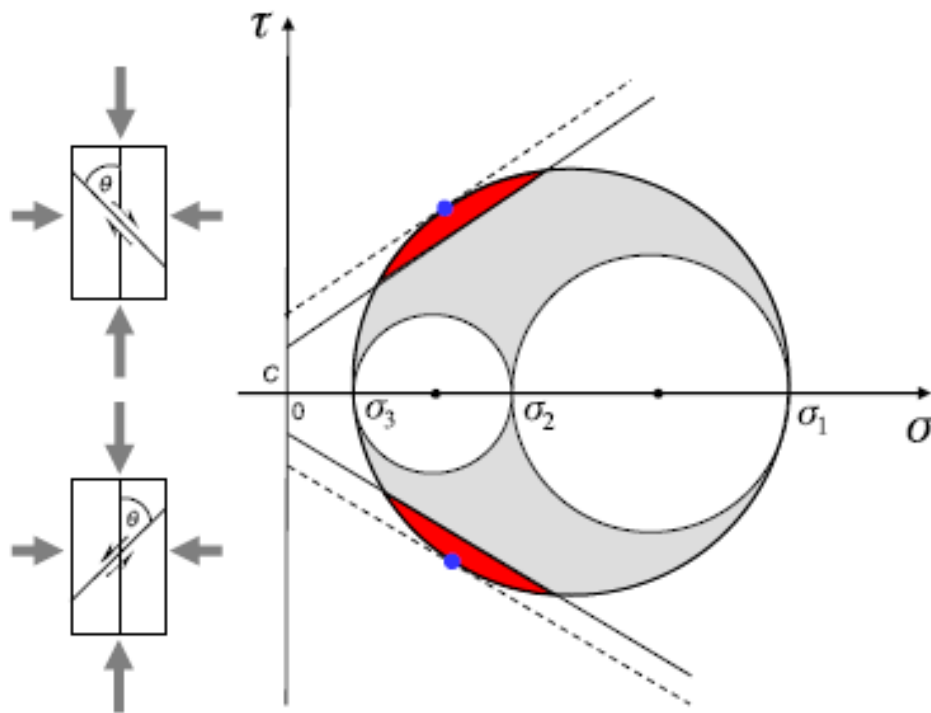


Рис. 3.1. Критерій Мора–Кулона оцінки руйнування:  $\tau$  і  $\sigma$  – зсувні й ефективні нормальні напруження;  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  – головні напруження. Червона область містить усі можливі орієнтації площини розриву, які задовольняють критерію руйнування Мора–Кулона. Сині кружечки відповідають оптимально орієнтованим площинам розривів та відповідним головним напруженням,  $C$  – коефіцієнт когезії.

Площині розриву відповідає нодальна площина з більшим значенням  $\Delta\tau$ . Для визначення  $\Delta\tau$  з умови (3.10) необхідно знати значення коефіцієнта тертя  $\mu$ .

Оскільки порівнюємо лише відносну різницю напружень, то не треба знати значення коефіцієнта когезії  $C$  і тиску  $p$ . Коефіцієнт тертя  $\mu$  визначався на зразках гірських порід у лабораторних умовах, і його значення коливалося, в основному, у межах від 0,6 до 0,8 [Brace, 1966]. У роботі [Bott, 1959] зазначається, що значення коефіцієнтів  $\mu$  на розривах для порід земної кори практично однакові, але у разі великих розломів, як наприклад Сан-Андреас, цей параметр коливається в межах від 0,2 до 0,4.

Оскільки напруження  $\tau$  і  $\tau_c$  у формулах (3.10) і (3.11) вважаємо завжди додатними, то достатньо використання лише верхньої півплощини діаграми Мора на рис. 3.1. Повну діаграму Мора можна отримати, якщо враховувати знак зсувного напруження, тобто шляхом введення функції  $\text{sign}$  для зсувного напруження  $\tau$  [Vavrychuk, 2014]:

$$\text{sign}(\tau) = \text{sign}(\mathbf{N} \times \mathbf{e}^{(3)}), \quad (3.12)$$

де  $\mathbf{e}^{(3)}$  – напрям мінімального головного напруження.

У роботі Вавричука запропоновано ще один спосіб визначення площини розриву з використанням коефіцієнта нестабільності розриву  $I$  (критерію нестабільності площини розриву) [Vavrychuk, 2014]:

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - \sigma_1)}{\tau_c - \mu(\sigma_c - \sigma_1)} \quad (3.13)$$

де  $\tau_c$  і  $\sigma_c$  – дотичне напруження і ефективне нормальне напруження на оптимально орієнтованому розриві (рис. 3.2, червона точка),  $\tau$  і  $\sigma$  – зсувне напруження й ефективне нормальне напруження на довільно орієнтованому розриві (рис. 3.2, чорна точка).

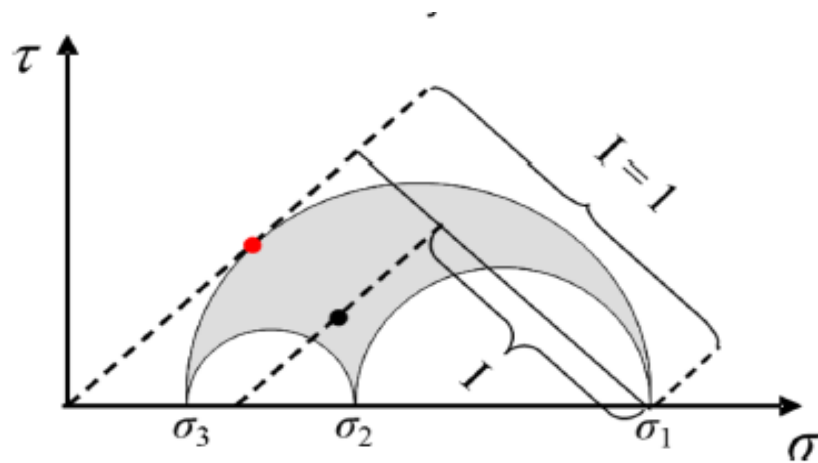


Рис. 3.2. Визначення нестабільності площини розриву з використанням діаграми Мора. Червоною точкою позначено напруження на головному розриві, який характеризується коефіцієнтом нестабільності розриву  $I=1$ . Чорною точкою позначено напруження на довільно орієнтованому розриві з довільним коефіцієнтом нестабільності  $I$  [Vavrychuk, 2014].

Оскільки коефіцієнт нестабільності розриву  $I$  у виразі (3.13) не залежить від абсолютних значень напружень, то його можна оцінити через коефіцієнти тертя  $\mu$ , співвідношення форми  $R$  і напрямних косинусів, визначених вектором нормалі  $\mathbf{n}$  до площини розриву в системі координат головних напружень. Якщо нормалізувати тензор головних напружень і зорієнтувати головні напруження  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  так, що позитивне значення напруження відповідає стиску, тобто:

$$\sigma_1 = 1, \quad \sigma_2 = 1 - 2R, \quad \sigma_3 = -1, \quad (3.14)$$

то отримаємо

$$\tau_c = \frac{1}{\sqrt{1 + \mu^2}}, \quad \sigma_c = -\frac{\mu}{\sqrt{1 + \mu^2}}, \quad (3.15)$$

і відповідно до (3.13):

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - 1)}{\mu + \sqrt{1 + \mu^2}}, \quad (3.16)$$

$$\text{де } \sigma = n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 - n_3^2, \quad (3.17)$$

$$\tau = \left( n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 + n_3^2 - (n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 - n_3^2)^2 \right)^{1/2}. \quad (3.18)$$

У формулах (3.17) і (3.18) коефіцієнт співвідношення форми  $R$  визначається з (3.4), а вектор нормалі  $\mathbf{n}$  до площини розриву – в координатній системі головних напружень  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ . Коефіцієнт нестабільності розриву  $I$  змінюється в межах від 0 (найстабільніші розриви) до 1 (найнестабільніші розриви). Найнестабільніший – це оптимально орієнтований розрив (зсувний розрив) (рис. 3.2, червона точка), який і є головним. Після визначення напрямів головних напружень і коефіцієнта  $R$ , їхні значення використовують для оцінки коефіцієнта нестабільності  $I$  за формулами (3.16–3.18) для нодальних площин усіх використаних фокальних механізмів. Площинами розривів є ті, що найменш стабільні. Таку процедуру повторюють декілька разів (ітерацій) для кожного фокального механізму. Це пов'язано з тим, що параметри нодальних площин визначено з певною похибкою. Отже, відповідно до методу Майкла, орієнтації площин розривів, визначені в першій ітерації, використовуються в другій для повторного обчислення напрямів головних напружень і коефіцієнта  $R$ . Така процедура триває поки не отримано оптимальні значення напружень. Крім того, для обчислень за формулою (3.16) мати значення коефіцієнта тертя на розриві  $\mu$ , яке зазвичай невідоме. Іноді  $\mu$  покладають рівним 0,6. Але частіше роблять обчислення для головних напрямів напружень і коефіцієнта  $R$ , варіюючи  $\mu$  в межах від 0,2 до 0,8 з кроком  $\Delta\mu=0,1$  [Vavrychuk, 2014; Малицький та ін., 2017].

### 3.3. Поле напружень і фокальні механізми землетрусів Закарпаття

Визначення сучасного напруженого стану земної кори на основі даних про механізми вогнищ землетрусів є важливою задачею, яку почали розв'язувати раніше і яка і на сьогоднішній день продовжує перебувати в полі наукових інтересів

багатьох дослідників [Балакіна 1962; Введенская, 1961, 1962; Кейліс-Борок, 1950; Костров, 1975]. У своїх дослідженнях вони виходили з того, що орієнтація осей головних напружень збігається з орієнтацією осей  $P$  і  $T$  фокальних механізмів. Ще в середині минулого століття це твердження активно обговорювалося як механіками Костров [Костров, 1975], так і сейсмологами: Кейліс-Борок [Кейліс-Борок, 1950], Введенська, [Введенская, 1961, 1962]. Зокрема, Б.В. Костров доводив, що такий підхід заздалегідь передбачає збіг зсувного розриву з площиною максимальних дотичних напружень [Костров, 1975]. Теорія максимальних дотичних напружень є придатною для металів, де розрив дійсно відбувається у ділянках їх максимальних значень. Критичний стан гірських порід визначається однак не лише рівнем зсувних напружень, а й рівнем нормальних, які створюють сили тертя на площині розриву [Ребецкий, 1998]. У середині 70-х років минулого століття і пізніше з'явилися роботи, в яких було закладено всі основні положення сучасних підходів до вивчення природних напружень і сеймотектонічних деформацій. Основне положення, використовуване при вивченні сучасного напруженого стану земної кори, відповідає гіпотезі Волеса–Бота [Bott, 1959; Wallace, 1951], за якою вектор зсуву на розриві спрямований у напрямку дотичного напруження. Сьогодні, науковий напрям, в якому осі головних напружень ототожнюють з осями  $P$  і  $T$  окремих механізмів вогнищ землетрусів або їх сукупності, найпоширеніший. Основи такого підходу закладено у роботах М.Л. Зобак [Zobak, 1989]. Пізніше з'явилися роботи, в яких автори визначають головні осі напружень, використовуючи осі  $P$  і  $T$  окремих механізмів вогнищ різного діапазону магнітуд [Ребецкий, 2007]. Результируючі напруження в цих роботах отримували шляхом усереднення з подальшою інтерполяцією фокальних механізмів із осями, ототожненими як головні осі визначених напружень [Малицький та ін., 2017].

Досі, на жаль, не було досліджень з визначення поля напружень за механізмами вогнищ землетрусів у сейсмоактивному регіоні Закарпаття. Це зумовлено тим, що фокальні механізми визначали лише для окремих місцевих землетрусів, й аж ніяк не для достатньої для визначення поля напружень

кількості. Тоді як на прилеглих територіях Угорщини, Словаччини та Румунії механізми вогнищ землетрусів визначали вже давно й до того ж у масовому порядку, що дозволило не лише визначити з їх використанням сучасні поля напружень, а й здійснити важливі геодинамічні реконструкції. У запропонованій роботі продемонстровано визначено поля напружень двома різними методами – методом Р-Т осей [Devlaux, 2003; Гобаренко, 2016] і методом Майкла у модифікації Вавричука, що дозволило уточнити їх сучасну кінематику [Малицький та ін., 2017].

### **3.3.1 Визначення поля напружень за фокальними механізмами землетрусів тячівської серії 2015 року**

У даній роботі пропонується метод побудови фокальних механізмів землетрусів невеликої магнітуди і приклад його використання при тектонофізичному вивченні Закарпатського регіону.

Закарпаття є одним із регіонів України з підвищеним рівнем місцевої сейсмічної активності. Важливою рисою сейсмічної активності у регіоні, яку необхідно враховувати в дослідженнях, є її відносно невелика магнітуда землетрусів. Землетруси руйнівної сили відбуваються тут лише один раз на декілька десятиліть. З огляду на це останнім часом дедалі більшого значення набуває вивчення землетрусів малої сили, які становлять невичерпне джерело інформації про природу сеймотектонічних процесів і причини виникнення землетрусів. До малих, зазвичай, належать так звані повторні землетруси, ототожнювані за ознакою схожості їхніх хвильових форм на одній і тій самій станції. Після відповідного аналізу хвильових форм виявилось, що повторні землетруси є істотною рисою сейсмічності регіону – їхня кількість становить значну частку від усіх зареєстрованих на його території. Карпатською мережею сейсмічних станцій було зареєстровано, зокрема, мукачівську серію 2005–2006 років, яка складалася з близько 40 неглибоких слабких землетрусів з магнітудою  $M_{SH}$  не вище 1,8 [Малицький та ін., 2017].

Вхідними даними для даного методу є: знак полярності вступу  $P$ -хвилі, кут виходу (або кут падіння)  $P$ -хвилі для кожної станції, а також азимути станцій. Зауважимо, що важливою інформацією для такої задачі є дані про неточні вступу  $P$ -хвиль, так як це дозволяє більш точно визначати нодальні площини на фокальній сфері. На рис. 3.3 показано визначені механізми вогнищ 30 повторних тячівських землетрусів. Всі механізми є дуже подібними між собою [Малицький, Обідіна, 2017].

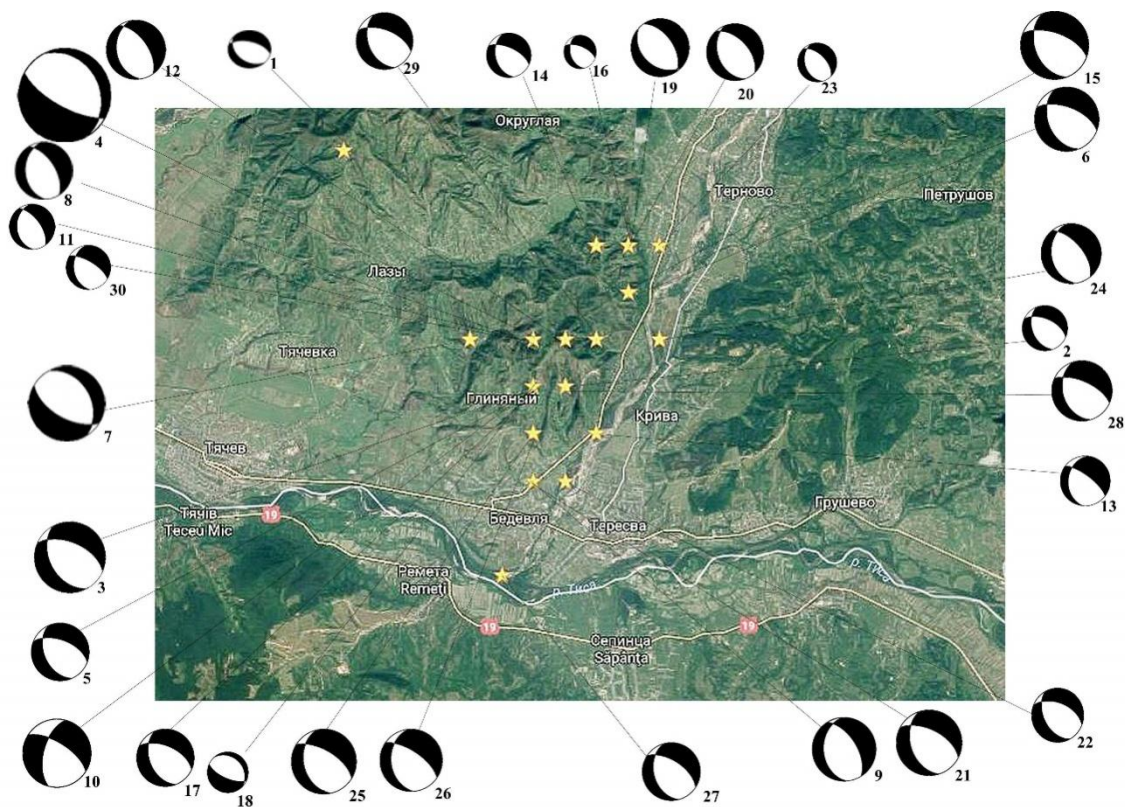


Рис. 3.3. Механізми вогнищ землетрусів тячівської серії 2015 р., визначені за допомогою графічного методу [Малицький та ін., 2017].

Гіпоцентри серії тячівських землетрусів розташовані межах Солотвинської западини, яка є частиною Закарпатського прогину. Закарпатський прогин належить до Паннонсько-Трансильванської системи осадових басейнів із потужною товщею неогенових відкладів. У північно-східному напрямі Солотвинська западина відділяється від Зовнішніх (Флішових) Карпат зоною Пенінських скель і Закарпатського глибинного розлому. Із заходу Солотвинська



западина межує з Чоп-Мукачівською западиною по меридіональною гілкою Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта, приуроченим до Оашського глибинного розлому [Третяк, 2015]. Чоп-Мукачівська і Солотвинська западини відрізняються за характером та особливостями сейсмічності [Пронишин, 2011].

За сучасними уявленнями ороген Українських Карпат є давньою акреційною призмою, що утворилась унаслідок скорочення флішевого басейну осадонакопичення і прогресивного переміщення осадових пластів на океанічній або потоншеній континентальній корі. Завершальним етапом розвитку складчасто-насувної структури було утворення Закарпатського прогину внаслідок опускання Внутрішніх Карпат по системі скидів, що може бути наслідком занурення та відриву частини літосферної плити від СЄП в процесі субдукції [Третяк, 2015; Csontos, 2004; Fodor, 1999; Horvath, 2006; Малицький та ін., 2017].

Перейдемо до визначення поля напружень через фокальні механізми. Для визначення головних напружень  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  через механізми вогнищ землетрусів у даному підрозділі використано дані серії повторних сейсмічних подій у період із 19.07.2015 р. по 06.08.2015 р. в епіцентральної зоні м. Тячева Закарпатської області. Всі події були поділені на шість груп за високим ступенем кореляції хвильових форм. Така особлива увага до повторних землетрусів Закарпаття є тому, що такі дослідження можуть виявитися особливо корисними при аналізі форшокових та афтершокових послідовностей подій та їх просторово-часового розподілу [Малицький та ін., 2017].

Тектонічне напруження в даній сейсмоактивній зоні обчислювалося за 30 фокальними механізмами з використанням методу Майкла в модифікації Вавричука [Vavrychuk, 2014]. На рис. 3.4 показано визначення головних напружень  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  за фокальними механізмами [Малицький та ін., 2017].

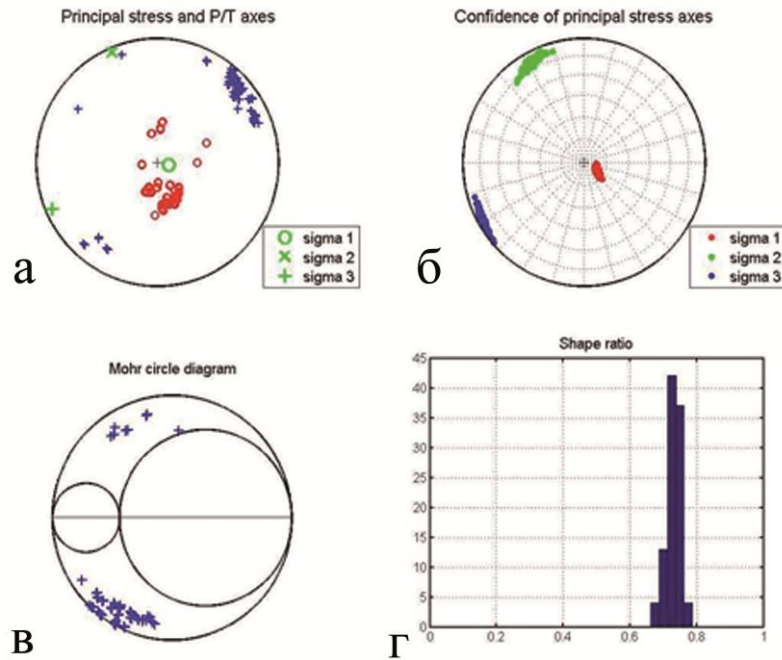


Рис. 3.4. Визначення головних напружень  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  за фокальними механізмами 30 тячівських землетрусів (рис. 3.3) методом Майкла: а – орієнтація головних напружень  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  у комбінації осей стиску  $P$  (червоні кола) і розтягу  $T$  (сині хрестики); б – довірчі інтервали для напрямків головних осей напружень; в – діаграма Мора; г – гістограма розподілу коефіцієнта форми  $R$  [Малицький та ін., 2017].

### 3.4. Результати тектонофізичних досліджень

У розділі представлено результати тектонофізичних досліджень, які проводилися співробітниками Інституту геофізики ім. С.І. Суботтіна НАН України. Для порівняльного аналізу визначення поля напружень різними методами для конкретного регіону Закарпаття. Для визначення головних осей тензора напруження застосовують кінематичний метод для опрацювання тектонічних дзеркал з борознами ковзання та структурно-парагенетичний метод для обробки розривів без слідів переміщення [Малицький та ін., 2017].

Тектонофізичні дослідження в Українських Карпатах проводяться Інститутом геофізики ім. С.І. Суботтіна НАН України з 1990 р. та кафедрою фізики Землі Львівського національного університету ім. Івана Франка з 2010 р.. Результати

цих досліджень описано в роботах [Максимчук, 2015; Бубняк, 2013; Гінтов, 2005; 2015]. У 2012–2016 рр. проводились тектонофізичні дослідження зони Пенінських скель (ЗПС) [Муровская, 2016] і Закарпатського прогину (ЗП) [Малицький та ін., 2017].

За допомогою програми Win-Tensor v.4.0.4 [Devlaux, 2003] були опрацьовані та проінтерпретовані польові заміри дзеркал ковзання, що базується на методі правої дігетри та реконструює поле напружень для сукупності дзеркал ковзання. Також за допомогою цієї програми також можна розділяти дзеркала в окремі групи, що відповідають різним полям напружень [Малицький та ін., 2017].

Для опрацювання матеріалів польових досліджень тріщинуватості використано програму Stereo32. Кожна тріщина зображується полюсом, що є точкою виходу на нижню півсферу нормалі до площини тріщини. Наступним кроком є побудова контурних діаграм, які демонструють кількість полюсів тріщин певних напрямків в ізолініях, та рози-діаграми, що показують кількісний розподіл азимутів простягання розривів [Малицький та ін., 2017].

Виявлено вісім відслонень, розташованих у межах Солотвинської западини і на прилеглих ділянках зони Пенінських скель. Три з них – 1, 5 10 – належать до зони Пенінських скель, 31, 33 і 67 розташовані в полі розвитку вулканітів Вигорлат-Гутинської гряди, а відслонення 21 і 65 – безпосередньо в межах Солотвинської западини (рис. 3.5) [Малицький та ін., 2017].

Найближче до епіцентрів тячівських землетрусів знаходиться пункт спостереження 21 (рис. 3.5) розташований на правому березі р. Тересва. Вздовж дороги Тячів–Нересниця відслонюється майже горизонтально залягаюча глинисто-піщаниста товща із великою кількістю органічної речовини, яка відноситься до міоценової моласи Закарпатського прогину (рис. 3.6, а). [Малицький та ін., 2017].

Представлено масові заміри тріщинуватості у межах відслонення на стереограмі концентрації полюсів (рис 3.6, б) Максимуми концентрації полюсів відповідають двом системам спряжених субвертикальних тріщин, для яких відновлено орієнтацію субгоризонтальних осей стиску  $\sigma_1$  і розтягу  $\sigma_3$  (рис 3.6, б).

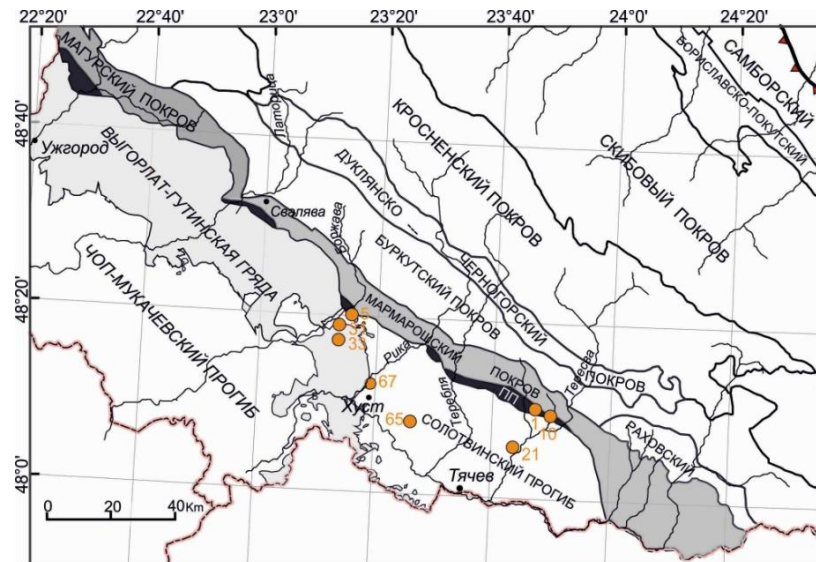


Рис. 3.5. Тектонічна схема Українських Карпат (модифіковано за Кузовенком В.В., Шлапінським В.Є. [Глушко, 2007]) з пунктами тектонофізичних спостережень; ПП – Пеннінський покрив [Малицький та ін., 2017].

Генетично ці тріщини є L- та L'-сколами – вони ідеально прямолінійні, а кут між максимумами концентрації їх полюсів становить  $90^\circ$  [Малицький та ін., 2017].

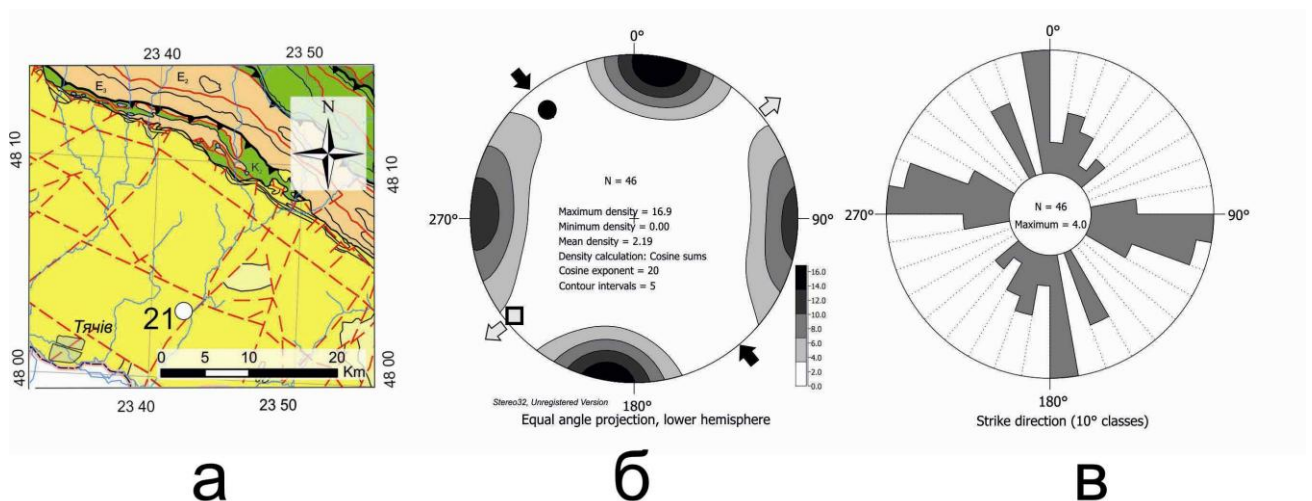


Рис. 3.6. Визначення напружено-деформованого стану в межах відслонення 21, найближчого до епіцентрів серії тячівських землетрусів: а – фрагмент геологічної карти за В.Є. Шлапінським; б – стереограма концентрації полюсів вимірних розривів та реконструйовані осі стиснення  $\sigma_1$  (чорні стрілки) та розтягу  $\sigma_3$  (білі

стрілки) (тут і далі нижня півсфера, проекція Вульфа; в – роза-діаграма простягань розривів [Малицький та ін., 2017].

Звідси можна зробити висновок, що для всіх представлених відслонень зафіксовано повторювані закономірності щодо типів й орієнтування реконструйованих полів напружень. У цілому, переважають поля напружень зсувного та скидового типу. Для поля скидового типу з віссю розтягу ПдЗ  $240^\circ$  характерні скидові і скидо-зсувні переміщення [Малицький та ін., 2017].

Виявлені скидо-зсуви, очевидно, відображають деформаційний режим транстенсії, пов'язаний з сучасним розвитком Солотвинської западини.

У даній роботі, щоб визначити сучасне поле напружень, було запропоновано порівняти поля напружень, отримані у результаті тектонофізичних досліджень і за механізмами вогнищ землетрусів. Варто зазначити, що вікові співвідношення відновлених полів напружень складно оцінити тільки на підставі польових спостережень. Для досліджуваного регіону це розтяг у південно-західному–північно-східному напрямку [Малицький та ін., 2017].

#### **3.4.1. Тектонічна будова Закарпатського прогину та механізми вогнищ землетрусів**

Географічно Закарпатський прогин (ЗП) – це рівнина південно-західної окраїни Українських Карпат, яка на південному заході переходить у Велику Угорську рівнину (рис. 3.7) [Малицький та ін., 2017].

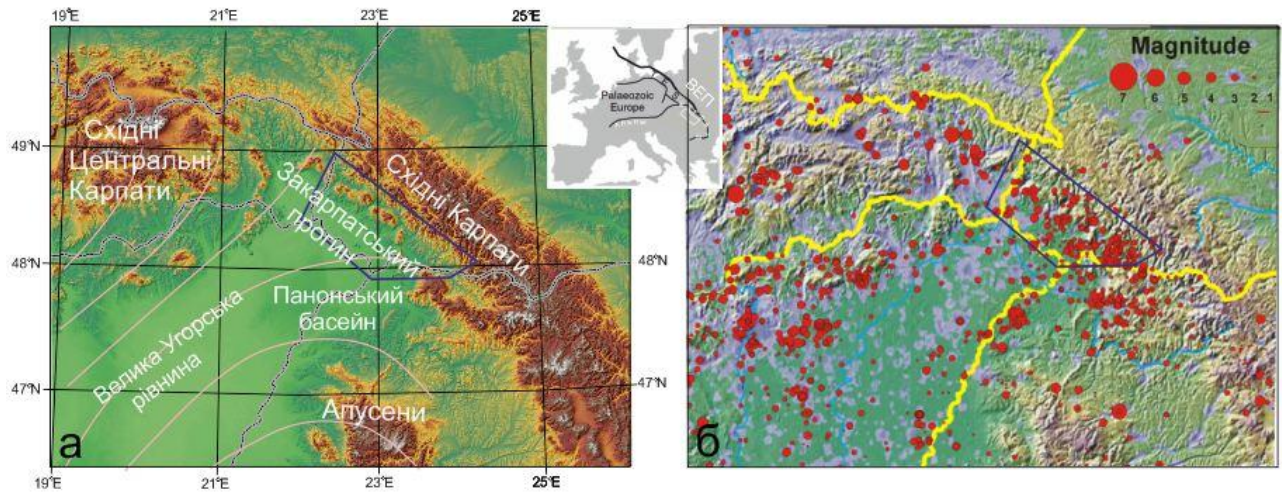


Рис. 3.7. Географічне розташування (а) та сейсмічність (б) Закарпатського прогину (ЗП). Оранжеві лінії на рисунку (а) зображують траєкторії максимальних горизонтальних напрямів напружень, згідно з [Bada, 2007].

На північному сході Закарпатський прогин контактує з Пеннінською зоною, що відокремлює Закарпатський прогин від Зовнішніх Карпат (рис. 3.7). Орографічно у складі Закарпатський прогин виділяють три відносно відокремлені западини: Східно-Словацьку, Чоп-Мукачівську (ЧМЗ) та Солотвинську (СЗ). У межах України розташована ЧМЗ та більша частина СЗ, відокремлені меридіональною гілкою Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. На заході Східно-Словацька западина контактує з центральними масивами Західних Карпат, а на сході, в Румунії, СЗ продовжується басейном Марамуреш. На півдні ЗП переходить у Паннонський басейн, який орографічно відповідає Великій Угорській западині. У тектонічному плані ЗП є неогеновою депресією, закладеною на гетеронному фундаменті Внутрішніх Карпат [Круглов, 1988]. ЗП наповнений моласовими відкладами міоцена-голоцена, представленими глинистими та піщано-глинистими породами (товщиною до 3 км), до складу яких входять туфогенні та соленосні товщі [Глушко, 1971; Малицький та ін., 2017].

Моласові відклади ЗП формувались внаслідок підймання та ерозії Карпатських гір у міоцені-пліоцені. ЗП прогин характеризується як поздовжньою, так і поперечною зональністю, що відображається існуванням поздовжньої та поперечної системи розломів у його межах (рис. 3.7). Моласові відклади ЗП



формують пологу складчастість. Куполоподібні складки пов'язані з соляними діпірами, що можуть мати істотні розміри (наприклад, Залужська складка досягає 20×15 км). Широко розповсюджені також складки, пов'язані з похованими стратовулканами. Проте, соляні діпіри, поховані вулкани та дайкові поля простежуються вздовж прямолінійних зон, які очевидно, відповідають розломам як осадового чохла, так і фундаменту [Малицький та ін., 2017].

У цьому розділі, для визначення головних напружень  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  використано 21 землетрус (рис. 3.8), 20 із яких відбулися у Закарпатті у період з 1.06.2012 р. по 06.08.2015 р. з магнітудами від 1 до 3,7, механізми вогнищ для яких визначено за допомогою графічного методу [Anderson, 1951, Малицький та ін., 2015]. Параметри механізму вогнища 21 землетрусу (позиція 49 у таблиці 3.1), який відбувся 23.10.2006 р. поблизу м. Берегово (магнітуда 3,7), взято з роботи [Пустовитенко, 2011]. Слід відзначити, що Закарпатський регіон відрізняється слабкою сейсмічністю, тобто основна кількість закарпатських землетрусів характеризуються невеликою магнітудою. Їх фокальні механізми практично неможливо було визначити за допомогою традиційних методів, і в геодинамічному вивченні українських Карпат бракувало таким чином дуже важливої сейсмологічної складової. Початковими даними у графічному методі є: знаки полярності вступів  $P$ -хвилі на сейсмічних станціях, кути виходу  $P$ -хвилі у напрямку кожної станції, а також азимути станцій. Зауважмо, що важливою інформацією у разі малої кількості станцій, є дані про нечіткі полярності вступів  $P$ -хвиль, оскільки їх врахування точніше ідентифікувати нодальні площини на фокальній сфері. Цю інформацію було використано під час визначення фокальних механізмів 20 землетрусів [Малицький та ін., 2017].

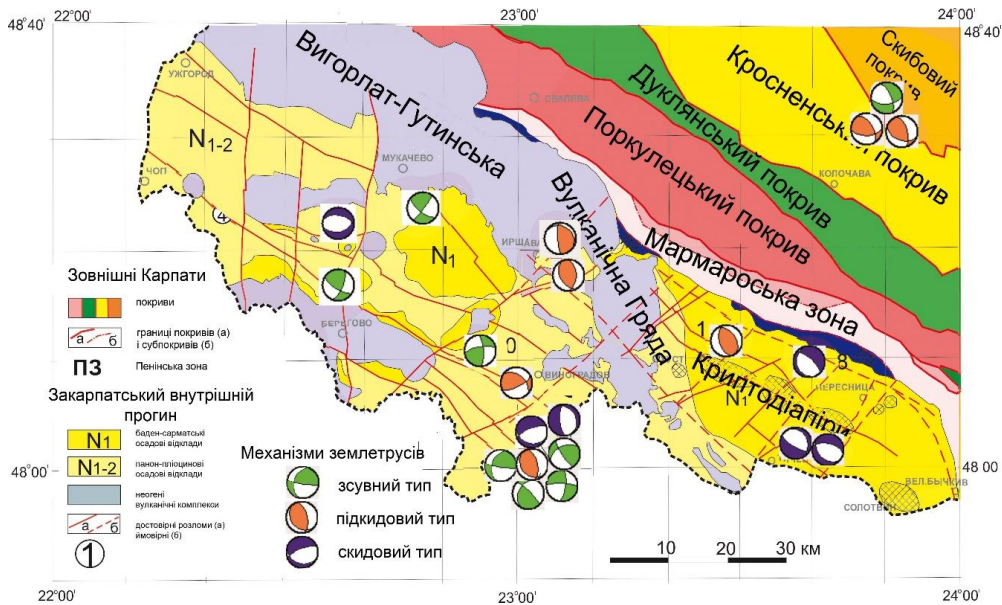


Рис. 3.8. Тектонічна схема Закарпатського прогину масштабу 1:500 000 за (ДНВП «ГЕОІНФОРМ УКРАЇНИ») і механізми вогнищ 21 землетрусу. Розломи, позначені цифрами в кружечках: 1 – Гажинсько-Мукачівський, 2 – Стретава-Геївці, 3 – Семітський, 4 – Іванівський [Малицький та ін., 2017].

На рис. 3.8 представлено тектонічну схему ЗП, складену шляхом об'єднання та спрощення тектонічних схем двох листів державної геологічної карти масштабу 1:500 000 із винесеними на неї епіцентрами та механізмами вогнищ землетрусів. Це дозволило пов'язати землетруси з конкретними розломами та проаналізувати їх сучасну кінематику. Здійснено групування механізмів вогнищ 21 землетрусу в кластери (рис. 3.9) на основі компактного географічного розташування епіцентрів [Малицький та ін., 2017].



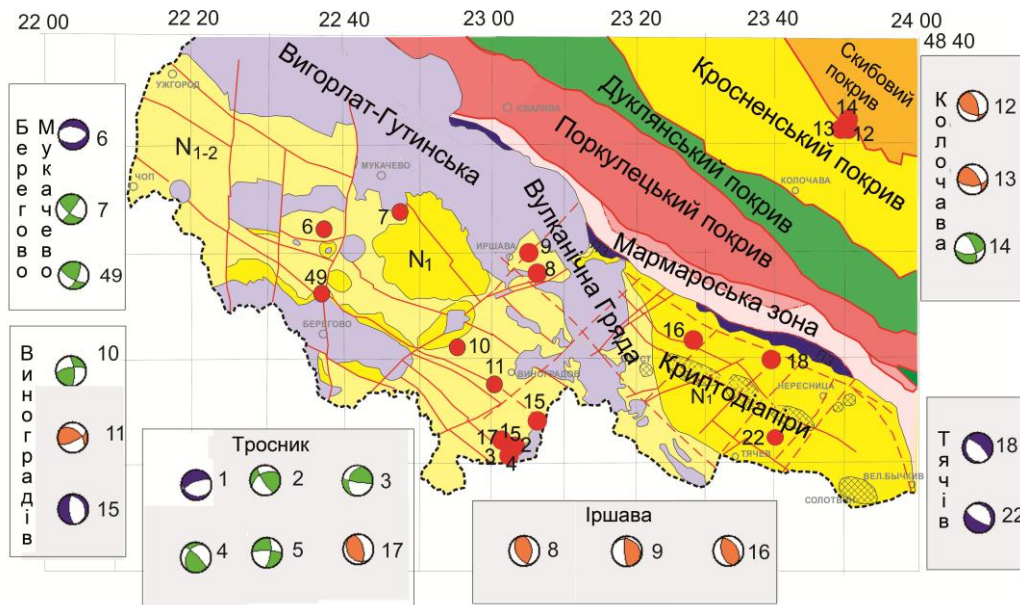


Рис. 3.9. Групування механізмів вогнищ у компактні кластери на основі їх компактного географічного розташування для подальшого визначення поля напружень окремо для кожної групи [Малицький та ін., 2017].

### 3.4.2. Просторовий зв'язок механізмів землетрусів з тектонічними структурами та особливості напружено-деформованого стану Закарпатського прогину (ЗП)

Визначення поля напружень за фокальними механізмами вогнищ землетрусів здійснюється з використанням двох альтернативних методів. Перший – метод визначення тензора напружень, запропонований Майклом у 1984 р. і модифікований у роботі [Vavrychuk, 2014]. Другий – тектонофізичний метод Р-Т осей [Devlaux, 2003], імплементований у програмі Win-Tensor. Проведено типізацію механізмів землетрусів за критерієм Андерсона [Anderson, 1951], а також статистичний аналіз орієнтувань 42 подальних площин та 42 векторів переміщення вздовж розриву (рис. 3.10) [Малицький та ін., 2017].

## Типізація механізмів 21 землетрусу

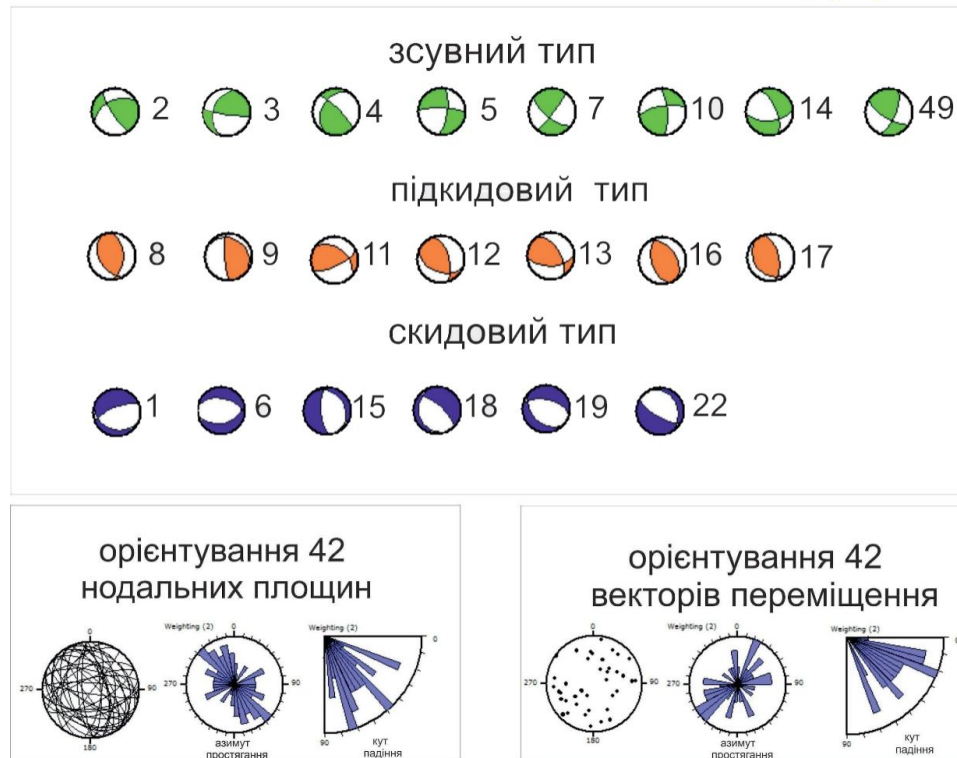


Рис. 3.10. Типізація фокальних механізмів 21 землетрусу за методом Андерсона та статистичний аналіз орієнтувань 42 нодальних площин і 42 векторів переміщення [Малицький та ін., 2017].

Типізація фокальних механізмів за методом Е.М. Андерсона [Anderson, 1951] означає, що для верхньої частини земної кори одне з головних напружень є практично вертикальним, а два інші – горизонтальними; залежно від орієнтації головних осей тензора напружень фокальні механізми розділено на три групи, що відповідають підкидовому (насув), зсувному та скидовому типам. Підкидовий тип характеризується субвертикальною орієнтацією осі розтягу  $T$ , зсувний тип – субвертикальною орієнтацією нормальної осі  $N$ , а для скидового типу субвертикальною є вісь  $P$ . Віднесення реального механізму до насувного, зсувного і скидового типів залишається правомірним при відхиленні відповідних кінематичних осей від вертикалі на кут не більш ніж  $45^\circ$  [Малицький та ін., 2017].

Для розглянутих землетрусів найбільш характерними виявились механізми зсувного та насувного типів (рис. 3.10), причому майже у всіх зсувних механізмах

наявна, окрім зсувної, і насувна компонента переміщення. Наведені результати свідчать про переважання у межах досліджуваної території режиму стиску. Початковими даними у методі Р-Т осей є координати осей стиску Р та розтягу Т, тоді як у методі Майкла – кути  $\varphi$ ,  $\delta$  і  $\lambda$  нодальних площин фокальних механізмів землетрусів. У таблиці 3.1 наведено дані щодо 21 закарпатських землетрусів: координати епіцентру, час виникнення, магнітуду ML та глибину вогнища, а також кути нодальних площин ( $\varphi$  – простягання,  $\delta$  – падіння,  $\lambda$  – зсуву). [Малицький та ін., 2017].

Таблиця 3.1

## Параметри механізмів вогнищ землетрусів

№	Район епіцентру Координати	Дата/Час	ML	$h$ , км	$\varphi$ , град	$\delta$ , град	$\lambda$ , град
1	Тросник (48,04, 23,02)	6.02.2015	1,8	15,1	115	27	-44
		2:11:39.4			245	71	-110
2	Тросник (48,03, 23,05)	13.01.2015	1,8	8,9	243	50	13
		9:05:12.3			144	80	139
3	Тросник (48,01, 23,04)	26.11.2014	2,4	13,0	198	42	11
		10:49:52.4			99	82	131
4	Тросник (48,00, 23,04)	15.11.2014	2,5	9,8	315	80	54
		3:15:7.4			211	37	163
	Тросник (48,03; 23,04)	15.11.2014	2,5	13,9	8	71	-167
		2:42:24.8			273	77	-19

## Продовження таблиці 3.1

6	Мукачеве	14.06.2015	1,8	5,0	280	47	-74
	(48,37; 22,59)	11:43:41,6			77	45	-106
7	Мукачеве	7.06.2014	2,3	5,6	129	68	4
	(48,39; 22,8)	19:41:14,6			37	86	157
8	Іршава	31.10.2014	1,6	10,1	360	48	109
	(48,30; 23,09)	16:03:32,4			152	45	70
9	Іршава	5.08.2013	1,5	6,9	301	23	37
	(48,33; 23,07)	00:34:45.2			176	76	108
10	Виноградів	17.12.2015	1,6	2,0	356	73	21
	(48,18; 22,92)	10:50:27,0			259	69	61
11	Виноградів	8.01.2012	1,7	5,6	63	67	47
	(48,12; 23,0)	4:03:7,6			310	47	148
12	Колочава	1.06.2012	1,6	5,7	110	44	44
	(48,53; 23,84)	4:34:10,5			345	61	124
13	Колочава	1.06.2012	1,5	5,7	87	53	43
	(48,53; 23,83)	6:30:50,6			324	56	134
14	Колочава	10.01.2012	1,9	5,8	84	57	-149
	(48,54; 23,84)	12:12:55,6			335	64	-37

## Продовження таблиці 3.1

15	Королеве	13.02.2013	1,8	9,3	176	68	-79
	(48,06; 23,1)	6:19:35,5			328	24	-115
16	Нижнє Селище	4.04.2013	1,9	1,7	325	39	74
	(48,20; 23,46)	21:15:14,5			165	52	102
17	Тросник	13.07.2013	1,6	13,8	347	63	104
	(48,03; 23,04)	12:18:18			138	30	64
18	Угтя	24.10.2012	1,6	4,5	311	71	-101
	(48,16; 23,65)	3:13:40,5			161	21	-61
19	Тячів	13.07.2015	1,7	4,3	134	37	-66
	(48,08; 23,61)	16:40:18,0			284	56	-107
22	Тячів	19.07.2015	3,7	7,7	333	24	-58
	(48,04; 23,67)	11:30:47,4			118	69	-103
49	Берегове	23.11.2006	3,7	9	122	67	25
	(48,23; 22,62)	7:15:20,3			22	67	155

Для всіх фокальних механізмів здійснено загальний статистичний аналіз та типізацію, що дозволило ідентифікувати основні риси напружено-деформованого стану в усьому регіоні. Залежно від орієнтації кінематичних осей фокальні механізми віднесено до трьох груп, що відповідають насувному, зсувному та скидовому типам. Як виявилось, найбільш активними в сучасному

сеймотектонічному процесі є розриви карпатського простягання, про що свідчить аналіз орієнтації 42 нодальних площин, наведений на рис. 3.10. Характер домінуючих переміщень – насуво-зсуви, про що свідчить статистичний аналіз векторів переміщень. Наявні як ліві, так і праві, насуво-зсуви по нодальних площинах карпатського напрямку. Таким чином, завдяки насувним компонентам переміщення відбувається горизонтальне скорочення Закарпатського прогину та Зовнішніх Карпат у північно-східному напрямку, а право- та лівозсувні компоненти переміщення компенсують одна одну [Малицький та ін., 2017].

Для двох груп землетрусів, умовно названих «Тросник» та «Виноградів», (рис. 3.11) характерні досить різноманітні фокальні механізми, які відрізняються один від одного орієнтуванням кінематичних осей. Більшість з них є насуво-зсувами і, відповідно, мають дві компоненти переміщення – горизонтальну (зсувну) та вертикальну (насувну). Для зазначених ділянок, де перетинаються розриви північно-західного простягання, що належать до зони Припаннонського глибинного розлому та порушення північно-східного простягання відновлено два поля напружень, що відповідають стиску в південно-східному та південно-західному напрямках. Поля напружень за методом Майкла та методом Р-Т осей дуже схожі між собою [Малицький та ін., 2017].

Група механізмів «Берегове–Мукачеве» представлена трьома подіями (див. рис. 3.11). Механізм Берегівського землетрусу (№ 49) має зсувний тип (рис. 3.10) та потрапляє в зону розломів північно-західного простягання, яка збігається зі смугою виходів вулканітів та смугою підняття фундаменту. Одна з нодальних площин механізму № 49 збігається з орієнтуванням Іванівського розлому (див. рис. 3.9, № 4) у цій зоні. У роботі [Пустовітенко, 2011] цю зону віднесено до ймовірного Припаннонського глибинного розлому. Механізм зсувного типу № 7 збігається з механізмом № 49 і пов'язаний з Гажинсько-Мукачівським розломом (№ 1 на рис. 3.8), паралельним до Іванівському розлому.

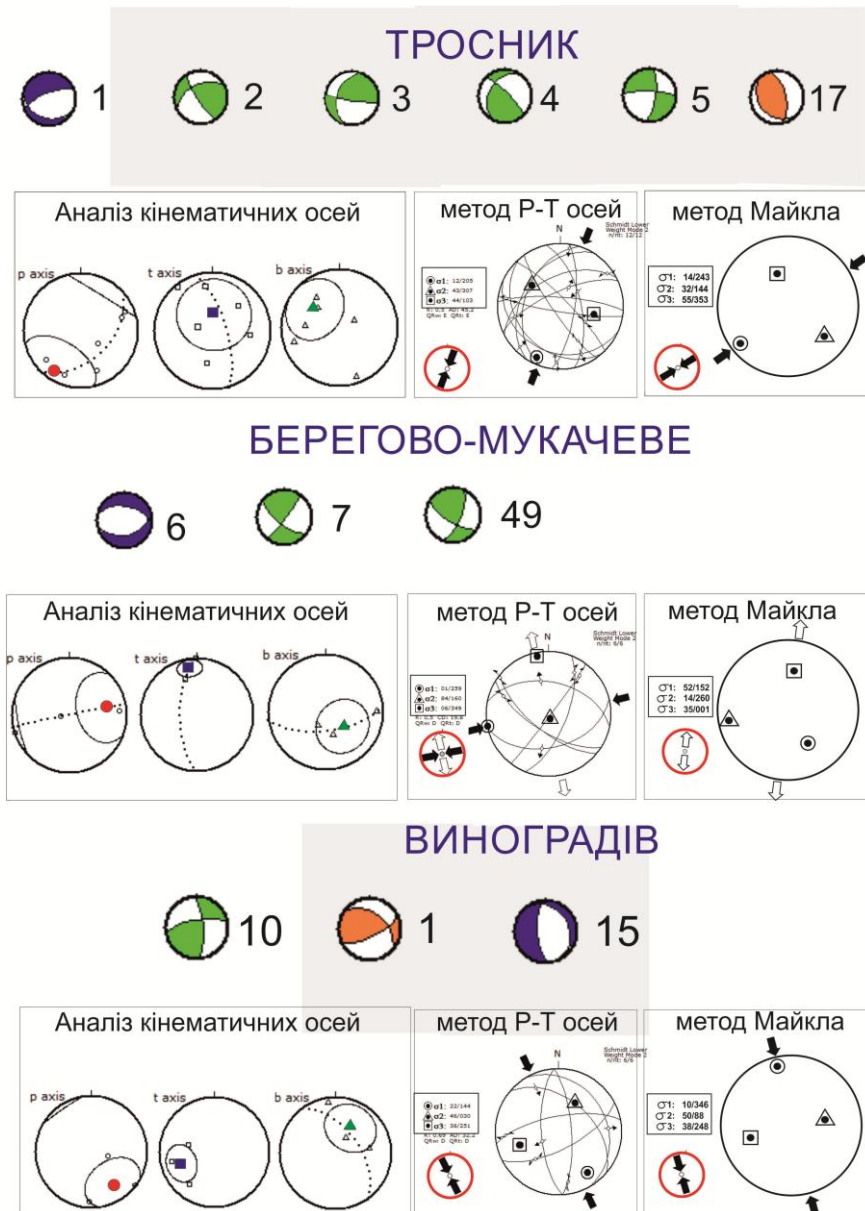


Рис. 3.11. Визначення полів напружень для груп фокальних механізмів «Тросник», «Берегово–Мукачеве» та «Виноградів» [Малицький та ін., 2017].

Одна з нодальних площин механізму № 7 збігається за напрямом із цим розломом. Механізм скидового типу № 6 (див. рис. 3.10) потрапляє на невеликий за довжиною субширотний розлом, який є продовженням Ремітського розлому № 3. Поле напружень для групи «Берегово–Мукачеве», визначене за методом Р-Т осей належить до зсувного типу з ПдЗх  $250^\circ$  субгоризонтальною віссю стиску та субгоризонтальною віссю розтягу. Переміщення у такому полі напружень вздовж розломів північно-західного простягання визначається як лівий зсув. Поле напружень для групи механізмів «Берегово–Мукачеве» за методом Майкла (див.

рис. 3.11) відноситься до скидового типу, проте вісь розтягу орієнтована так само, як в полі, одержаному за методом Р-Т осей. Результати визначення поля напружень двома методами дещо відрізняються, найімовірніше з огляду на малу кількість використаних механізмів [Малицький та ін., 2017].

Фокальні механізми № 8, № 9 та № 16 групи «Іршава» майже ідентичні і мають підкидовий тип (рис. 3.12). Поля напружень, визначені двома методами дають однакові результати. Орієнтація осі стиску визначеного для них поля напружень на рис. 3.12 збігається орієнтацією осей механізмів зони «Берегове–Мукачеве» (див. рис. 3.11). З огляду на це, механізми № 8, № 9 та № 16 віднесено до розломів північно-західного простягання, з якими вони територіально пов'язані [Малицький та ін., 2017].

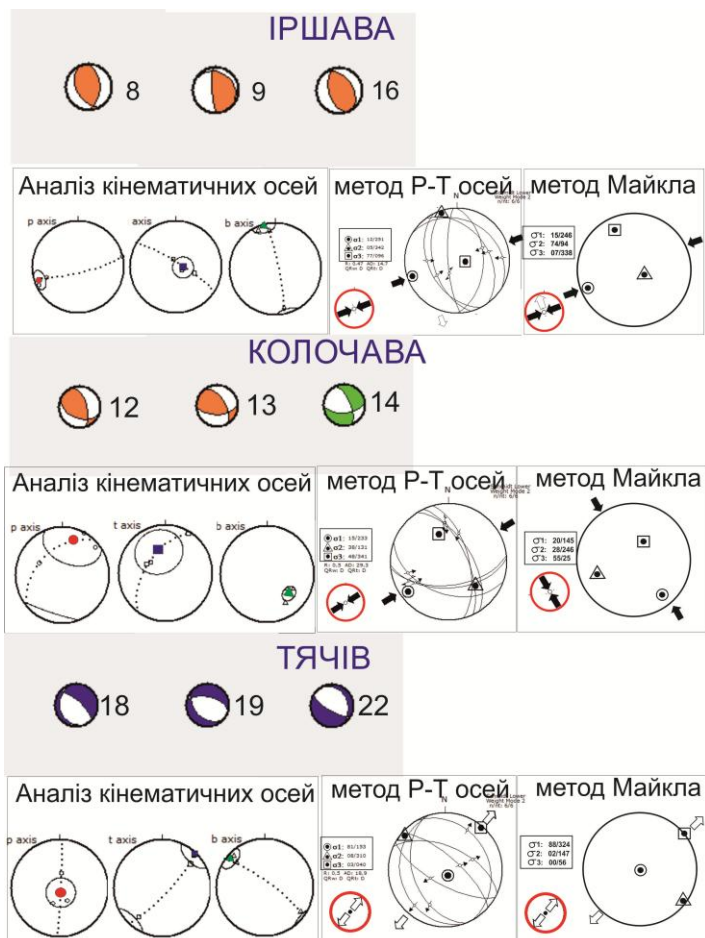


Рис. 3.12. Визначення поля напружень для груп фокальних механізмів: «Іршава», «Колочава» та «Тячів» [Малицький та ін., 2017].

Механізми № 12, № 13 та № 14 групи «Колочава» потрапляють у зону контакту Скибового та Кросненського покривів Зовнішніх Карпат (див. рис. 3.8)



та відповідають полю стиску південно-західного напрямку (див. рис. 3.10), характерного для переважної частини ЗП (рис. 3.12) [Малицький та ін., 2017].

Група «Тячів» містить три фокальні механізми: № 18, № 19 і № 22. За даними сейсмологічних спостережень поблизу епіцентру землетрусу № 22 на протязі 19.07–06.08 2015р. зареєстровано ще 30 слабших повторних сейсмічних подій із майже аналогічними механізмами скидового типу. У роботі [Малицький та ін., 2017] досліджено поле напружень Солотвинської западини. Вогнище події №18 із механізмом скидового типу розташоване на певній відстані від серії тячівських землетрусів, але за кінематикою дуже схоже з ними. Це дозволяє об'єднати групу механізмів «Тячів» та механізми повторних 30 сейсмічних подій Солотвинської западини (СЗ) і зробити висновок, що східна частина Солотвинської западини характеризується умовами південно-західного розтягу. Відзначимо, що поля напружень, визначені для групи «Тячів» методами Майкла і Р-Т осей практично однакові (див. рис. 3.12) [Малицький та ін., 2017].

Усі поля напружень, визначені методом Р-Т осей для окремих груп винесено на тектонічну схему (рис. 3.13).

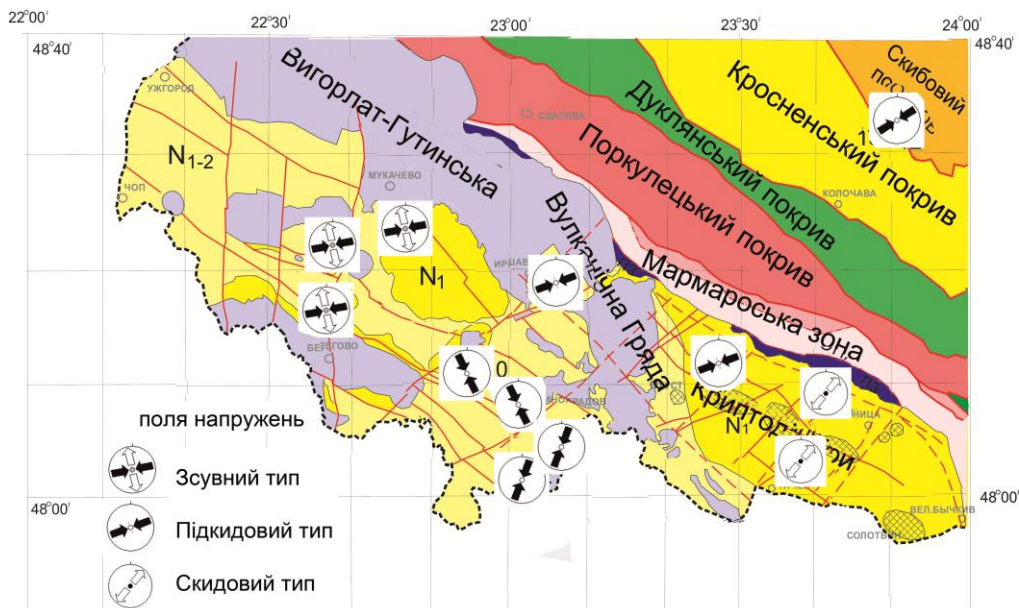


Рис. 3.13. Орієнтація і типи полів напружень в межах Закарпатського прогину, визначені для групи вогнищ землетрусів (розташування вогнищ і груп зображено на рис. 3.9) [Малицький та ін., 2017].

Регіональне поле напружень, отримане двома методами належить до підкидового (насувного) типу. У регіональному полі стиску ПдЗх 230–260°, отриманому двома методами, виділяються дві аномальні ділянки. Перша – на південно-східній межі Чоп-Мукачівської западини, стиск у межах якої характеризується одразу двома напрямками. Друга – у східній частині Солотвинської западини, де переважають умови розтягу в південно-західному напрямку, тоді як для переважної частини ЗП характерний стиск у цьому ж напрямі. Цей цікавий результат щодо напрямку розтягу у західній частині Солотвинської западини не суперечить ідеї зміни орієнтації траєкторії стиску з південного заходу на південний схід поблизу південної межі Закарпатського прогину (див. рис. 3.7) [Малицький та ін., 2017].

### Визначення загального поля напружень для 21 механізму

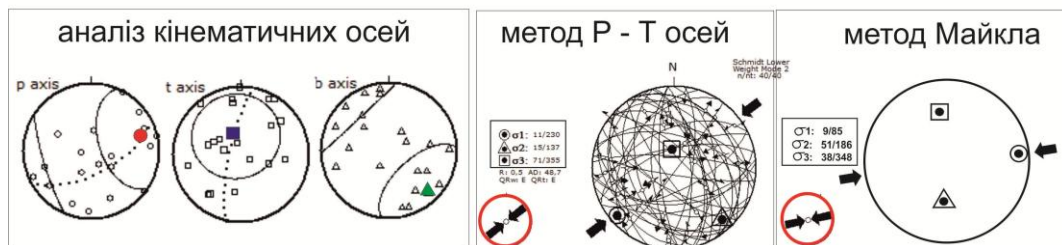


Рис. 3.14. Визначення регіонального поля напружень у ЗП двома методами: методом Р-Т осей з використанням програми Win-Tensor [Devlaux, 2003] та методом Майкла [Малицький та ін., 2017].

### Висновки до розділу 3

У цьому розділі у результаті загального статистичного аналізу 50 фокальних механізмів вогнищ закарпатських землетрусів виявлено їх основні типи та риси, характерні для напружено-деформованого стану всього регіону. Залежно від орієнтації кінематичних осей фокальні механізми поділено на три групи, що відповідають насувному, зсувному та скидовому типам. Також, зроблено висновок, що для розглянутих землетрусів найбільш характерні механізми зсувного та насувного типів, причому майже в усіх зсувних механізмах наявна і насувна компонента переміщення. Отримані результати свідчать про переважання

режиму стиску у межах досліджуваної території. Статистичний аналіз векторів переміщень свідчить про найбільшу поширеність насув-зсувів з переважанням зсувної компоненти. Наявні як ліві, так і праві насuvo-зсуви вздовж нодальних площин карпатського напрямку. Таким чином, завдяки насувним компонентам переміщень відбувається горизонтальне скорочення Закарпатського прогину та Зовнішніх Карпат в північно-східному напрямку, а право- та лівозсувні компоненти переміщень компенсують одна одну. У полі стиску Пд.-Зх.  $250^{\circ}$ – $230^{\circ}$ , що переважає на досліджуваній території виявлено дві аномальні зони: перша – у південно-східній частині Чоп-Мукачівської западини, стиск у межах якої характеризується двома напрямками – Пд.-Зх.  $200^{\circ}$  та Пд.-Сх.  $150^{\circ}$ ; друга – у східній частині Солотвинської западини, де переважають умови розтягу в Пд.-Зх.  $220^{\circ}$  напрямі. Результати визначення полів напружень двома незалежними методами (Майкла та Р-Т осей) схожі, а невеликі розбіжності пов'язані передусім з недостатньою кількістю механізмів в групах, а також із засадничою некоректністю відповідних обернених задач.

### **Перелік використаних джерел до розділу 3**

1. Anderson E. M. The dynamics of faulting / E. Anderson // Edinburg: Oliver and Boyd– 1951 – P.206.
2. Angelier J. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress IV – a new method free of choice among nodal lines / J. Angelier // Geophys. J. Int. –vol. 150–2002– P. 588-609.
3. Балакина Л. М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса / Л. М. Балакина // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. –1962. – № 1. – С. 1471–1483.
4. Бубняк И.Н. Напряженно–деформированное состояние юго–восточной части Скибового и Бориславско–Покутского покровов Украинских Карпат./ И.Н. Бубняк, Ю.М. Вихоть, М.В. Накапелюх // Geodynamics & Tectonophysics. – 2013. – № 3 (4). – С. 313–326.

5. Бубняк І.М. Регіональні поля напружень у флішовій товщі долини ріки Рибник, визначені за комплексним методом досліджень тріщин і дзеркал ковзання. / І. Бубняк, Ю. Віхоть// Вісник КНУ, серія Геологія. – 2012. – №1(12). –С. 79-85.
6. Введенская А. В. К дискуссии по поводу теоретической модели очага землетрясения / А. В. Введенская // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. – 1961. – № 2. – С. 261–263.
7. Введенская А.В. Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций / А. В. Введенская // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. – 1956. – № 3. – С. 123–127.
8. Гинтов О.Б. Полевая геотектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины / О.Б Гинтов. – К.: Феникс. –2005. – 572 с.
9. Гинтов О.Б. Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса / О.Б. Гинтов, И.Н. Бубняк, Ю.М. Вихоть, А.В. Муровская, М.В. Накапелюх, В.Е. Шлапинский // Геофізичний журнал. – 2014. – № 3 (36). – С. 3-33.
10. Глушко В. В., Круглова С. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат / В. В. Глушко, С. С. Круглова // – М. :—Недра 1971. – С.389.
11. Глушко В. Геологічна карта Українських Карпат, масштаб 1: 100 000. Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України / В.В.Глушко, В.В. Кузовенко, В.Е. Шлапинский. Ред. Ю. З. Крупский// Отчет ЗАО "Концерн Надра". Фонд ЗАО "Концерн Надра"—2007. – 228 с.
12. Гобаренко В. Современные геодинамические процессы на Северной окраине Черного моря / В. С. Гобаренко, А. В. Муровская, Т. Е. Егорова, Е. Е. Шеремет // Геотектоника. – 2016. – Т. 4. – С. 68–87.
13. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений./ И.Гущенко // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука, 1979. – С. 7-25.

14. Кейлис-Борок В. И. Исследование источников, приближенно эквивалентных очагам землетрясений / В. И. Кейлис-Борок // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. – 1950. – № 9. – С. 23–47.
15. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения / Б. В. Костров // М. : Наука – 1975. – С. 176
16. Круглов С., Цыпко А. Тектоника Украины / С. Круглов, А. Цыпко // Москва. – Недра. – 1988. – С. 254.
17. Максимчук В. Дослідження сучасної геодинаміки українських Карпат / В.Ю.Максимчук, В.Г.Кузнецова, Д.В.Малицький та ін.// Наукова Думка. – 2005. – 254 с.
18. Малицький Д. Визначення полів напружень у земній корі за механізмами вогнищ місцевих землетрусів у Закарпатті / Д. Малицький, А. Муровська, О. **Обідна О.**, А. Гнип, О. Грицай, А. Павлова, А. Пугач // Вісник КНУ, серія Геологія. – 2017. – №3(78). – С. 36-45.
19. Малицький Д. Механізми вогнищ землетрусів та поле напружень Солотвинської западини Закарпаття / Малицький Д., Муровська А., Гінтов О., Гнип А., **Обідна О.**, Мичак С., Грицай О., Павлова А. // Вісник КНУ, серія Геологія. – 2017. – №2(77). – С. 43-51.
20. Муровская А.В. Кинематическая эволюция зоны Пеннинских утесов в кайнозое. (Украинские Карпаты) / А.В. Муровская, М.В., Накапелюх Ю.М. Вихоть, В.Е. Шлапинский, И.Н. Бубняк, С.В. Мычак // Геофизический журнал. – 2016. – № 5.
21. Пустовитенко А. А. Механизм очага Береговского землетрясения 23 ноября 2006 г. / А. А. Пустовитенко, Р. С. Пронишин // Геодинамика. – 2011. – Т. 2 (11). – С.260–262.
22. Пустовитенко А. А. Механизм очага Береговского землетрясения 23 ноября 2006 г. / А. А. Пустовитенко, Р. С. Пронишин // Геодинамика. – 2011. – №2 (11). – С.260–262.
23. Ребецкий Ю. Л. Современное поле напряжений Восточного Средиземноморья по данным о механизмах очагов коровых землетрясений / Ю. Л. Ребецкий, Е.

- С. Фурсова // Тектоника и Геодинамика: Общие и региональные аспекты : материалы совещ. – М., 1998. – Т. 2. – С. 107–109.
24. Ребецкий Ю. Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов / Ю. Л. Ребецкий – М.: Наука, 2007. – С. 406.
25. Третяк К., В. Максимук, Р. Кутас Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій /Третяк, В.Ю. Максимчук, Р.І. Кутас// –Львів. Політехніка–2015 –Львів–С. 418.
26. Шевчук В.В. Тектонофизические условия поздних стадий развития среднего звена Закарпатского глубинного разлома. / В.В. Шевчук, А.Ю. Василенко //Геофизический журнал. – 2015. – №5 (Т.37). – С.121-128.
27. Шевчук В.В. Тектонофизические условия поздних стадий развития среднего звена Закарпатского глубинного разлома. / В.В. Шевчук, А.Ю. Василенко //Геофизический журнал. – 2015. – №5 (Т.37). – С.121-128.
28. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets/ Angelier J. // J. Geophys. Res. – 1984. – № 8 (B7). – p. 5835 – 5848.
29. Arnold R. A Bayesian approach to estimating tectonic stress from seismological data /Arnold R., Townend J. // Geophys. J. Int. - 2007. - vol. 170. - p. 1336-1356.
30. Bott M.H.P. The mechanics of oblique slip faulting/ Bott M.H.P. // Geol. Mag. – 1959. – vol. 96. – p. 109-117.
31. Brace W. F. Stick-slip as a mechanism for earthquake / W. F. Brace, J. D. Byerlee // Science. –1966. – vol. 153. – P. 990–992.
32. Csontos L. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region / L. Csontos, A.Vörös // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2004. – Vol. 210 (1). – P. 1-56.
33. Devlaux D. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program / D. Devlaux, B. Sperner // New insights into Structural interpretation and Modelling. Geological Society, London, Special Publications. – 2003. – vol. 212. – P. 75–100.
34. Fodor L. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: B. Durand et al. (Editors), The

- Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen./ L. Fodor, L. Csontos, G. Bada, I. Györfi, L. Benkovics // Geol. Soc. of London Spec. Publ. – 1999. – vol. 156. – P.295–334.
35. Gephart J.W., Forsyth, D.W. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence/ J. Gephart, D. Forsyth // J. geophys. – 1984– Res. 89 – P. 9305-9320.
36. Hardebeck J.L. Damped regional-scale stress inversions: methodology and examples for southern California and Coalinga aftershock sequence /Hardebeck J.L., Michael A.J.// J. geophys. Res. - 2006. - vol. 111. - B11310, doi: 10.1029/2005JB004144.
37. Horváth F. Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. In: Gee D. and Stephenson R. (Eds.)/ F. Horváth, G. Bada, P. Szafián, G. Tari, A. Ádám, S. Cloetingh // European Lithosphere Dynamics, Geological Society Memoir. – 2006. – Vol. 32. – p. 191-206.
38. Lay T. Modern Global Seismology /T. Lay, T. Wallace // New York, London: Academic Press. –1995– vol.58–P.534.
39. Maury J. A review of methods for determining stress fields from earthquake focal mechanisms: application to the Sierentz 1980 seismic crisis (Upper Rhine graben) / Maury, J., Cornet, F.H. & Dorbath, L.// Bull. Soc. Geol. France. - 2013. - vol. 184(4-5), p. - 319-334
40. Vavrychuk V. Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms / V. Vavrychuk // Geophys. J. Int. –vol.199 –2014 –P.69-67.
41. Wallace R. E. Geometry of shearing stress and relation to faulting /R. E. Wallace // J. Geol. – 1951. – Vol. 59. – P. 118–130.
42. Zobak M. L. State of stress and modern deformation of the Northern Basin and Range Province / M. L. Zobak // J. Geophys. Res. – 1989. – Vol. 94, № B6. – P. 7105–7128.

## ВИСНОВКИ

Проведені в дисертаційній роботі дослідження дають можливість розв'язувати важливі задачі для визначення механізмів вогнищ землетрусів та головних напружень через фокальні механізми. Основні отримані результати представлено у коротких висновках після кожного розділу та на їх основі викладено нижче остаточні висновки.

1. Показано, що ефективно-точкова дислокація, як силовий еквівалент для довільно-орієнтованого розриву є найбільш оптимальним типом джерела, який слід використовувати в сучасній сейсмології. Приведено алгоритм знаходження поля переміщень на вільній поверхні шаруватого півпростору від джерела у вигляді тензора сейсмічного моменту, використовуючи матричний метод. Показано визначення тензора сейсмічного моменту через інверсію хвильових форм з використанням тільки прямих  $P$  хвиль у випадку обмеженої кількості станцій, які зареєстрували сейсмічну подію. Відзначено, що для землетрусів Закарпаття з метою визначення фокальних механізмів слід використовувати як графічний метод, так і метод інверсії хвильових форм.

2. Зроблено опис та застосування графічного методу, а також методу інверсії хвильових форм для подій Закарпаття. Використовуючи графічний метод, показано визначення фокальних механізмів для 30 повторних тячівських землетрусів. Всі сейсмічні події для даного регіону згруповано в залежності від глибини залягання вогнища землетрусу. Показано, що для всіх подій із серії повторних тячівських землетрусів отримано скидовий тип механізму. На прикладі землетрусу, який відбувся 4.06.2014 ( $08^{\text{h}}32^{\text{m}}4,9^{\text{s}}$ ,  $48,36^{\circ}\text{N}$ ,  $22,78^{\circ}\text{E}$ ,  $h=2$  км,  $M_L+1,1$ ) зроблено порівняльний аналіз визначення механізмів вогнищ за двома методами: графічним та за інверсією хвильових форм. Як результат можна стверджувати, що для визначення фокальних механізмів сейсмічних подій, які відбуваються у регіонах із малою сейсмічністю можна використовувати метод інверсії хвильових форм, що є важливим для Закарпаття. Таким чином, використовуючи графічний метод та метод інверсії хвильових форм, у даній



роботі отримано розв'язки механізмів вогнищ землетрусів для подій Карпатського регіону.

3. У результаті загального статистичного аналізу 50 фокальних механізмів вогнищ закарпатських землетрусів виявлено їх основні типи та риси, характерні для напружено-деформованого стану всього регіону. Залежно від орієнтації кінематичних осей фокальні механізми поділено на три групи, що відповідають насувному, зсувному та скидовому типам. Зроблено висновок, що для розглянутих землетрусів найбільш характерні механізми зсувного та насувного типів, причому майже в усіх зсувних механізмах наявна і насувна компонента переміщення. Отримані результати свідчать про переважання режиму стиску у межах досліджуваної території. Статистичний аналіз векторів переміщень свідчить про найбільшу поширеність насув-зсувів з переважанням зсувної компоненти. Отримані результати свідчать про переважання режиму стиску у межах досліджуваної території. Статистичний аналіз векторів переміщень свідчить про найбільшу поширеність насув-зсувів з переважанням зсувної компоненти. Наявні як ліві, так і праві насуво-зсуви вздовж нодальних площин карпатського напрямку.

Горизонтальне скорочення Закарпатського прогину та Зовнішніх Карпат в північно-східному напрямку відбувається завдяки насувним компонентам переміщень, а право- та лівозсувні компоненти переміщень компенсують одна одну. На досліджуваній території виявлено дві аномальні зони у полі стиску Пд.-Зх.  $250^{\circ}$ – $230^{\circ}$ , що переважає на досліджуваній території: перша – у південно-східній частині Чоп-Мукачівської западини, стиск у межах якої характеризується двома напрямками – Пд.-Зх.  $200^{\circ}$  та Пд.-Сх.  $150^{\circ}$ ; друга – у східній частині Солотвинської западини, де переважають умови розтягу в Пд.-Зх.  $220^{\circ}$  напрямі. Ще одна особливість досліджуваних вогнищ полягає у тому, що у межах тієї самої території відбуваються землетруси протилежних типів (наприклад, насувного та скидового), що на нашу думку досить логічно з урахуванням того, що у тилівій зоні насувів формуються умови розтягу в тому самому напрямку, що і стиснення в їх фронтівій частині.

Розв'язано низку задач з визначення головних напружень через механізми вогнищ місцевих землетрусів Закарпаття.

4. На основі порівняльного аналізу різних методів для визначення полів напружень, а саме методів Майкла та Р-Т осей показано, що запропоновані в роботі методи дозволяють визначати напружено-деформований стан регіону, що є суттєвим для вивчення сейсмічності Закарпаття.

Апробовані у роботі методи та алгоритми для визначення механізмів вогнищ землетрусів і полів напружень за фокальними механізмами, а також пакети програм, що їх реалізують, можуть бути використанні для вирішення важливих задач сейсмології для сейсмоактивних регіонів України.

**СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ****Статті у наукових фахових виданнях:**

1. Малицький Д. Визначення механізму вогнища землетрусу в районі Альберти, Канада ( $\varphi = 58.16^{\circ}\text{N}$ ,  $\lambda = - 115.25^{\circ}\text{E}$ ,  $M_w=3.98$ ) / Д. Малицький, О. Грицай, **О. Обідіна**, А. Павлова // Вісник КНУ, серія Геологія – 2015.– № 3(70). – С. 30–35.
2. Малицький Д. Вогнище землетрусу: моделювання, визначення параметрів і використання / Д. Малицький, О. Муйла, А. Павлова, О. Грицай, Ю. Коваль, **О. Обідіна** // Геоінформатика. – 2016. – № 1(57). – С. 1–12.
3. Малицький Д. Особливості визначення механізмів вогнищ землетрусів графічним методом у районі Середземномор'я / Д. Малицький, О. Грицай, О. Муйла, О. Кутнів, **О. Обідіна**, О. Асташкіна, А. Павлова, Е. Козловський // Геоінформатика. – 2015.– № 4(56). – С. 43-51
4. Малицький Д. Розподілене джерело: результати моделювання та перспективи використання для задач сейсмології / Д. Малицький, , О. Муйла, О. Грицай, А. Павлова, О. Асташкіна, **О. Обідіна**, Е. Козловський // Вісник КНУ, серія Геологія. – 2015. – №2(69). – С. 96-101.
5. Малицький Д. Механізми вогнищ землетрусів та поле напружень Солотвинської западини Закарпаття / Малицький Д., Муровська А., Гінтов О., Гнип А., **Обідіна О.**, Мичак С., Грицай О., Павлова А. // Вісник КНУ, серія Геологія. – 2017. – № 2(77). – С. 43–51.
6. Малицький Д. Методика визначення параметрів джерела (точкового та розподіленого) за даними обмеженої кількості сейсмічних станцій / Д. 7. Малицький, О. Грицай, А. Павлова, О. Муйла, О. Асташкіна, **О. Обідіна** / Геоінформатика. – 2016. – № 4(60). – С. 20–28.
7. Малицький Д. Моделі сейсмічних джерел / Д. Малицький, А. Павлова, О. Грицай, О. Асташкіна, **О. Обідіна**, М. Махніцький, Е. Козловський // Геоінформатика. – 2017. – № 2(62). – С. 14–23.

8. Малицький Д. Визначення полів напружень у земній корі за механізмами вогнищ місцевих землетрусів у Закарпатті / Д. Малицький, А. Муровська, О. **Обідіна** О., А. Гнип, О. Грицай, А. Павлова, А. Пугач // Вісник КНУ, серія Геологія. – 2017. – № 3(78). – С. 36–45.
9. Malytskyy D. Moment tensor inversion of wave forms /D. Malytskyy, O. Muyla, O. Grytsai, O. Kutniv, **O.Obidina** // Visnyk KNU. – 2015. – vol. 1(68). – P. 53–58.

**Тези доповідей і матеріали конференцій:**

10. Малицький Д. Фокальні механізми сейсмічних подій в Закарпатті / Д. Малицький, О. **Обідіна**, А. Павлова, О. Грицай, О. Муйла // Матеріали III наукової конференції «Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі», Львів-Верхнє Синьовидне. – 2016. – С. 53–58.
11. Malytskyy D. Tectonic stresses in the area of Solotvyno deep, Eastern Carpathians from focal mechanisms of local earthquakes / **O.Obidina**, A. // Proceedings of XVI<sup>th</sup> International Conference “Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects”, 15–18 May 2017 (CD).
12. Malytskyy D. Models of seismic source / D. Malytskyy, A. Gnyr, A. Parfeniuk, O. Grytsai, **O. Mykhailova** // Proceedings of XI<sup>th</sup> International Conference “Monitoring2017”, 11 – 14 October (CD), Kyiv, Ukraine, 11137\_ENG.