

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЛЬВІВСЬКА ПОЛІТЕХНІКА»

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

САВЧИН Ігор Романович

УДК 551.24/550.3/531.1

**ДИФЕРЕНЦІАЦІЯ КІНЕМАТИКИ ТЕКТОНІЧНИХ СТРУКТУР ЗА
ДАНИМИ ГНСС-ВИМІРЮВАНЬ**

05.24.01 – геодезія, фотограмметрія та картографія

Подається на здобуття наукового ступеня доктора технічних наук

Ідентичність усіх примірників дисертації

ЗАСВІДЧУЮ:

Вчений секретар спеціалізованої вченої ради _____ Андрій СОГОР

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів, текстів інших авторів містять покликання на відповідне джерело

_____ Ігор САВЧИН

Науковий консультант ТРЕТЯК Корнилій Романович,
доктор технічних наук, професор

Львів 2024

АНОТАЦІЯ

Савчин І.Р. Диференціація кінематики тектонічних структур за даними ГНСС-вимірювань – кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора технічних наук за спеціальністю 05.24.01 – Геодезія, фотограмметрія та картографія. – Національний університет «Львівська політехніка», МОН України, Львів, 2024.

У дисертаційній роботі проведено аналіз досліджень з диференціації просторових рухів тектонічних структур на основі даних вимірювань глобальних навігаційних супутникових систем (ГНСС). Опрацьовано методи дослідження даних ГНСС-вимірювань, визначено їх недоліки та переваги. Представлено аналіз використання ГНСС-даних для створення моделей сучасних рухів тектонічних плит, а також деформацій земної поверхні.

У рамках виконання дисертаційної роботи автор удосконалив методику визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит на основі опрацювання часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій, яка підвищує точність визначення шляхом урахування безперервності та рівномірності розподілу даних упродовж спостережень. Апробацію вдосконаленої методики виконано на прикладі визначення ротаційних параметрів основних тектонічних плит. Підтверджено, що ця методика забезпечує покращення точності визначення ротаційних параметрів у середньому на 19% у порівнянні з NNR-MORVEL56, на 70% у порівнянні з ITRF2000 та на 11% у порівнянні з ITRF2014. Також удосконалена методика забезпечує ідентичну точність із ITRF2020.

За допомогою цієї методики визначено складові швидкостей горизонтальних зміщень 3169 перманентних ГНСС-станцій, розташованих на 7-ми великих, 7-ми середніх та 3-х мікроплитах, за період 2002–2021 років, у системі ITRF2014/IGS14. Точність визначення складових векторів горизонтальних зміщень знаходиться в межах 0.9–6.4 мм та складає в середньому 10–15% від довжини вектора.

У дисертаційній роботі автором розроблено методику визначення сучасних

значень динамічних параметрів тектонічних плит на основі опрацювання часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій, а також інформації про товщину та розподіл густини шарів земної кори, отриманої з моделі CRUST1.0. Апробацію розробленої методики виконано на прикладі визначення моментів інерції, моментів імпульсу, а також кінетичної енергії основних тектонічних плит. Виявлено значну різноманітність у моментах інерції, моментах імпульсу та кінетичних енергіях між різними тектонічними плитами. Використання розробленого методу дає можливість точного визначення динамічних параметрів у межах 5.5% від їхнього значення. Підтверджено, що Тихоокеанська та Австралійська тектонічні плити фактично задають динаміку руху всім основним сучасним тектонічним плитам.

У роботі також проведено просторово-часовий аналіз взаємозв'язків між зміною ротаційних та динамічних параметрів великих тектонічних плит і нерівномірністю обертання Землі. Підтверджено, що зміни вказаних параметрів є дуже різними. Також виявлено взаємозв'язки між їх зміною. Визначено, що збільшення кутової швидкості обертання Землі сповільнює рух Антарктичної тектонічної плити, яка рухається в протилежному до обертання Землі напрямку та прискорює рух Тихоокеанської тектонічної плити, яка рухається в напрямку обертання Землі.

Підтверджено, що динаміка моментів імпульсу та кінетичної енергії великих тектонічних плит є більшою за динаміку умовного моменту імпульсу та умовної кінетичної енергії Землі. Тобто, динаміка великих тектонічних плит взаємно компенсується для збереження умовних моментів імпульсу та умовної кінетичної енергії Землі сталими. Проте очевидно, що дана динаміка не є визначальним фактором такої компенсації, оскільки тектонічні плити займають тільки 2–3% від загального об'єму Землі, а на зміну вказаних параметрів впливають також інші, значно більші за об'ємом оболонки Землі (ядро, мантія, тощо).

У рамках виконання дисертаційної роботи автором удосконалено методику визначення деформаційних параметрів на основі опрацювання часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій із врахуванням сезонності

деформаційних процесів. Апробацію удосконаленого методу виконано на прикладі визначення деформаційних параметрів Антарктичної тектонічної плити та Африканської системи тектонічних плит.

Інстальовано та уведено в дію першу українську перманентну ГНСС-станцію в Антарктиді – ASAV біля Української антарктичної станції «Академік Вернадський». Дані її вимірювань використано для уточнення параметрів сучасних геодинамічних процесів у межах Антарктичної тектонічної плити.

Уточнено параметри сучасних геодинамічних процесів у межах Африканської системи тектонічних плит за період 2002–2021 років з урахуванням сезонності деформаційних процесів.

Визначено параметри сучасних регіональних природних геодинамічних процесів у межах тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера на основі проведених автором періодичних (сезонних) ГНСС-кампаній і запропоновано нову кінематичну модель регіону.

Також оцінено параметри сучасних локальних техногенних геодинамічних процесів у межах території Дністровської ГАЕС на основі проведених автором періодичних (сезонних) ГНСС-кампаній. Підтверджено, що Дністровський гідроенергетичний комплекс можна вважати одним із об'єктів, де зафіксовано явище наведеної сейсмічності.

Результати дисертаційної роботи були впроваджені під час виконання науково-дослідних робіт у рамках «Державної цільової науково-технічної програми проведення досліджень в Антарктиці на 2011–2020 роки», а саме: «Дослідження сучасної геодинаміки земної кори на геофізичному та геодезичному полігонах в районі антарктичної станції «Академік Вернадський» (0118U007210с, № Н/06-2018 від 19.11.2018 р.), «Дослідження сучасних рухів земної кори в районі, прилеглому до антарктичної станції «Академік Вернадський», активності тектонічного розлому в районі протоки Пенола» (0119U103218, № Н/06-2019 від 01.10.2019 р.); «Просторово-часовий аналіз взаємозв'язків між розподілом динамічних параметрів Антарктичної тектонічної плити і моментом імпульсу Землі, атмосфери та океану» (0120U104495, № Н/18-

2020 від 21.09.2020 року); «Дослідження на глобальному, регіональному та локальному рівні сучасних просторових рухів земної кори Антарктиди та встановлення їх взаємозв'язку з динамікою гідросфери» (0121U112434 № Н/22-2021 від 16.07.2021 р.).

Вхідні дані для виконання дисертаційних досліджень частково отримані автором у рамках виконання наукових і науково-технічних робіт під час 23-ої та 24-ої сезонних українських експедицій у 2018–2019 роках на антарктичній станції «Академік Вернадський». А також під час виконання госпдоговірних науково-дослідних робіт «Дністровська ГАЕС. Визначення горизонтальних переміщень пунктів опорної геодезичної мережі методом GPS» (0117U0007363, 2013–2021 роки).

Ключові слова: ГНСС-вимірювання; тектонічні структури; ротаційні параметри; динамічні параметри; деформаційні процеси; деформаційні параметри.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

1. Наукові статті, у яких опубліковані основні наукові результати дисертації

1.1. Статті у наукових періодичних виданнях, проіндексованих у базах даних Web of Science Core Collection та/або Scopus, віднесених до першого або другого квартилів (Q1 і Q2)

1. **Savchyn, I., & Vaskovets, S.** (2018). Local geodynamics of the territory of Dniester pumped storage power plant. *Acta Geodyn. Geomater*, 15(1), 189, 41–46, <https://doi.org/10.13168/AGG.2018.0002>

2. **Savchyn, I., & Pronyshyn, R.** (2020). Differentiation of recent local geodynamic and seismic processes of technogenic-loaded territories based on the example of Dniester Hydro Power Complex (Ukraine). *Geodesy and Geodynamics*, 11(5), 391-400. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2020.06.001>

3. **Savchyn, I., Brusak, I., & Tretyak, K.** (2023). Analysis of recent Antarctic plate kinematics based on GNSS data. *Geodesy and Geodynamics*. 14(2). 99-110. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2022.08.004>

4. Tretyak, K., Bisovetskyi, Yu., **Savchyn, I.**, Korlyatovych, T., Chernobyl, O., &

Kukhtarov, S. (2023). Monitoring of spatial displacements and deformation of hydraulic structures of hydroelectric power plants of the Dnipro and Dnister cascades (Ukraine), *Journal of Applied Geodesy.*, vol. 16, no. 4, 2022, pp. 351-360. <https://doi.org/10.1515/jag-2023-0021>

1.2. Статті у наукових періодичних виданнях, проіндексованих у базах даних Web of Science Core Collection та/або Scopus, віднесених до третього квартилю (Q3)

5. **Savchyn, I.**, Tretyak, K., Hlotov, V., Shylo, Y., Bubniak, I., Golubinka, I., & Nikulishyn, V. (2021). Recent local geodynamic processes in the Penola Strait—Lemaire Channel fault area (West Antarctica). *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 18(2), 202, 253–265, 2021. <https://doi.org/10.13168/AGG.2021.0018>

6. **Savchyn, I.** (2022). Establishing the correlation between changes of absolute rotation poles of major tectonic plates based on continuous GNSS stations data, *Acta Geodyn. Geomater.*, 19, No. 2 (206), 167–176, 2022. <https://doi.org/10.13168/AGG.2022.0006>

7. **Savchyn, I.** (2023). Analysis of recent African tectonic plate system kinematics based on GNSS data, *Acta Geodyn. Geomater.*, 20, No. 2 (210), 19–28, 2022. <https://doi.org/10.13168/AGG.2023.0003>

1.3. Статті у наукових періодичних виданнях, проіндексованих у базах даних Web of Science Core Collection та/або Scopus, віднесених до четвертого квартилю (Q4) або без квартилю

8. Zyhar, A., **Savchyn, I.**, Yushchenko, Y., & Pasichnyk, M. (2021). Analysis of inclinometric observations and prediction of soils deformations in the area of the Dnister PSPP, *Geodynamics*, 1(30), pp. 17-24, <https://doi.org/10.23939/jgd2021.01.017>

9. **Savchyn, I.**, Otruba, Y., & Tretyak, K. (2021). The first Ukrainian permanent GNSS station in Antarctica: processing and analysis of observation data. *Ukrainian Antarctic journal*, (2), 3-11. <https://doi.org/10.33275/1727-7485.2.2021.674>

10. **Savchyn, I.** (2022). Determination of the recent rotation poles of the main

tectonic plates on the base of GNSS data, *Geodynamics*, 2(33), pp. 17-27, <https://doi.org/10.23939/jgd2022.02.017>

11. **Savchyn, I.**, & Tretyak, K. (2023). Tectonic plates moment of inertia and angular momentum determination: the case of the Antarctic plate. *Ukrainian Antarctic Journal*, 21(1), 13–23. <https://doi.org/10.33275/1727-7485.1.2023.704>

1.4. Статті у наукових фахових виданнях України

12. Ломпас, О. В., Яхторович, Р. І., & **Савчин, І. Р.** (2016). Дослідження добового руху ГНСС-станції BRGN. *Геодинаміка*. I(20), с.21-31, <https://doi.org/10.23939/JGD2016.01.021>

13. **Савчин, І.**, (2022). Визначення сучасних ротаційних параметрів Євразійської плити на основі ГНСС-даних. *Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва*, 2(44), с.42-48 <https://doi.org/1819-1339-2-44-42-48>

14. Zyhar, A., Yushchenko, Y. & **Savchyn, I.** (2023). A study of the influence of water level fluctuations on the geodynamic situation in the natural and technical geosystem of the Dniester HPP and PSPP cascade, *Geodesy, Cartography, and Aerial Photography*, (97), pp.24-31, <https://doi.org/10.23939/istcgcap2023.97.024>

2. Наукові праці в збірках матеріалів конференцій

2.1. Публікації у збірниках матеріалів конференцій, що входять до наукометричної бази даних Scopus

15. **Savchyn, I.**, & Zyhar, A. (2020, December). Analysis and interpretations of recent local vertical movements of Dniester PSPP territory determined from precise levelling. In International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2020» (Vol. 2020, No. 1, pp. 1-5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20205702>

16. **Savchyn, I.**, Tretyak, K., Marusazh, K., & Korliatovych, T. (2021, October). Processing and analysis of measurement results of the Ukrainian GNSS station ASAV (Argentina Islands, West Antarctica). In International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2021» (Vol. 2021, No. 1, pp. 1-5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215K3032>

17. Zyhar, A., **Savchyn, I.**, Yushchenko, Y., & Zakrevskyi, O. (2021, October). Evaluation of changes in rock characteristics based on analysis and interpretation of seismicacoustic observations in the area of the natural and technical system of Dniester PSPP. In International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2021» (Vol. 2021, No. 1, pp. 1-5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215K3008>

18. **Savchyn, I.** (2022, November). Migration of Average Annual Rotation Poles of Antarctic Plate during 1995-2021 by GNSS Data. In 16th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment (Vol. 2022, No. 1, pp. 1-5). EAGE Publications BV. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2022580045>

19. **Savchyn, I.**, & Bilashuk, A. (2023, October). Differentiation of recent geodynamic processes within the Carpathian Mountains based on GNSS data. In International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2023» (Vol. 2023, No. 1, pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2023510011>

2.2. Публікації у збірниках матеріалів конференцій

20. **Savchyn, I.**, Vovk, A., & Vaskovets, S. (2016, November). Research of Local Deformation Processes of the Dniester PSPP Territory at 2010–2015. In LEA GAC-2016, pp.123-126

21. **Савчин, І.**, Вовк, А., & Васьковець, С. (2016, Грудень). Дослідження динаміки горизонтальних рухів території Дністровської ГАЕС за даними ГНСС-спостережень (2004-2015 рр.). В збірнику статей GeoTerrace-2016, с.35-39

22. **Savchyn, I.**, Romanovskyi, A., & Danyliv, N. (2018, November). Research of horizontal movements of the earth's crust in the archipelago Argentine islands (Antarctica) during period 2003-2018, In International joint forum LEA'2018 & YSTCMT'2018 GAC-2018, pp.37-40

23. **Savchyn, I.**, Danyliv, N., Zygar, A., & Romanovskyi, A. Research of vertical dynamics of Earth's surface movements in areas of Dniester PSP., In International joint forum LEA'2018 & YSTCMT'2018 GAC-2018, pp.123-127

24. **Савчин, І.**, Романовський, А., Данилів, Н. (2018, Грудень). Дослідження горизонтальних рухів земної кори архіпелагу Аргентинські острови (Антарктида) впродовж 2003-2018 років. В збірнику статей GeoTerrace-2018, с. 96-99
25. **Савчин, І.**, Данилів, Н., Зигар, А., Романовський, А., (2018, Грудень). Дослідження динаміки вертикальних рухів земної поверхні в районі Дністровської ГАЕС впродовж 1999-2018 років. В збірнику статей GeoTerrace-2018, с. 5-6
26. Бахмутов, В., Богілло, В., Митрохин, О., Накалов, Є., Отруба, Ю., Пішняк, Д., **Савчин, І.**, Шило, Є. (2019, Квітень). Геолого-геофізичні дослідження під час сезону у 24-й УАЕ: попередні результати і перспективи. В збірнику статей IX Міжнародної антарктичної конференції
27. **Savchyn, I.** (2020, August). The field of linear velocities and movements of the Earth's crust in the Penola Strait - Lemaire Channel fault area (West Antarctica). In SCAR OPEN SCIENCE CONFERENCE 2020 (Online), P.40
28. **Savchyn, I.**, Tretyak, K. (2021, May). Crystal strain analysis in the Penola Strait - Lemaire Channel fault area. In X International Antarctic Conference, pp. 70-71
29. **Savchyn, I.** (2021, August). Antarctic Plate absolute rotation poles determination based on continuous GNSS stations data. In 10th SCAR OPEN SCIENCE CONFERENCE (Online), e-Poster, <https://virtual.scar2022.org/eposter-detailes.php?token=Mzcz>

ANNOTATION

Ihor Savchyn. Differentiation of the kinematics of tectonic structures based on GNSS measurements – Qualification scientific work on the rights of a manuscript.

The dissertation for the Doctor of Technical Sciences degree in the specialty 05.24.01 – Geodesy, photogrammetry and cartography. – Lviv Polytechnic National University, Ministry of Education and Science of Ukraine, Lviv, 2024.

The dissertation analyzes studies on the differentiation of spatial movements of tectonic structures on the basis of global navigation satellite systems (GNSS) data. Methods of studying data of GNSS measurements have been worked out, their advantages and disadvantages have been determined. An analysis of the use of GNSS data to create models of recent movements of tectonic plates, as well as deformations of the earth's surface, is presented.

As part of the dissertation, the author has improved the methodology for determining recent rotational poles of tectonic plates based on the study of time series of daily solutions of permanent GNSS stations, which increases the accuracy of determination by taking into account the continuity and uniformity of data distribution during observations. Testing of the improved method was performed on the example of determining the rotational poles of the main tectonic plates. It is confirmed that this technique provides an improvement in the accuracy of determining rotational poles by an average of 19% compared to NNR-MORVEL56, 70% compared to ITRF2000 and 11% compared to ITRF2014. Also, the improved technique provides identical accuracy with ITRF2020.

Using this technique, the components of horizontal movements velocity of 3169 permanent GNSS stations located on 7 large, 7 medium and 3 microplates for the period 2002–2021 in the ITRF2014/IGS14 system were determined. The accuracy of determining the component vectors of horizontal movements is within 0.9–6.4 mm and averages 10–15% of the vector length.

In the dissertation the author developed a methodology for determining the recent values of the dynamic parameters of tectonic plates based on the study of time series of daily solutions of permanent GNSS stations, as well as information on the thickness and

distribution of the density of the earth's crust layers, obtained from the CRUST1.0 model. Testing of the developed technique is performed on the example of determining the moment of inertia, angular momentum, as well as the kinetic energy of the main tectonic plates. A significant diversity in the moment of inertia, angular momentum and kinetic energies between different tectonic plates has been identified. Using the developed method makes it possible to accurately determine the dynamic parameters within 5.5% of their value. Analyze of these parameters confirmed that the Pacific and Australian tectonic plates actually set the recent movement dynamics of main tectonic plates.

In the work also were conducted a space-time analysis of the interconnections between the change in the rotational and dynamic parameters of large tectonic plates and the uneven rotation of the Earth. Changes to these parameters are confirmed to be very different. The interconnections between their changes were also revealed. It is determined that the increase in the angular velocity of the Earth rotation slows down the movement of the Antarctic tectonic plate, which moves in the opposite direction to the Earth rotation and accelerates the movement of the Pacific tectonic plate, which moves in the direction of the Earth rotation.

It is confirmed that the dynamics of angular momentum and kinetic energy of large tectonic plates is greater than the dynamics of the conditional angular momentum and the conditional kinetic energy of the Earth. That is the dynamics of large tectonic plates are mutually compensated to keep the conditional angular momentum and the conditional kinetic energy of the Earth constant. However, it is obvious that these dynamics is not a determining factor of such compensation, since tectonic plates occupy only 2–3% of the total volume of the Earth, and other, much larger in volume of the Earth's shell (core, mantle, etc.) also affect the change in these parameters.

As part of the dissertation, the author improved the methodology for determining deformation parameters based on the study of time series of daily solutions of permanent GNSS stations, taking into account the seasonality of deformation processes. Testing of the improved method was carried out on the example of determining the deformation parameters of the Antarctic tectonic plate and the African tectonic plate system.

The first Ukrainian permanent GNSS station in Antarctica – ASAV near the Vernadsky station was installed and put into operation. Its measurement data were used to clarify the parameters of recent geodynamic processes within the Antarctic tectonic plate.

The parameters of recent geodynamic processes within the African system of tectonic plates for the period 2002–2021 have been clarified, taking into account the seasonality of deformation processes.

The parameters of recent regional natural geodynamic processes within the boundaries of the tectonic fault of the Penola Strait - the Lemer Canal (Antarctica), were determined on the basis of periodic (seasonal) GNSS campaigns conducted by the author and a new kinematic model of the region was proposed.

The parameters of recent local technogenic geodynamic processes within the territory of the Dnister PSPP were also evaluated on the basis of periodic (seasonal) GNSS campaigns conducted by the author. It is confirmed that the Dnister hydropower complex can be considered one of the objects where the phenomenon of induced seismicity is recorded.

The results of the dissertation work were introduced during the implementation of research works within the framework of the «State target scientific and technical program for research in Antarctica for 2011–2020», namely: «Study of recent geodynamics of the earth's crust at geophysical and geodetic polygons in the area of the Vernadsky station» (0118U007210s, No. N/06-2018 of 19.11.2018), «Study of recent movements of the earth's crust in the area adjacent to the Vernadsky station, tectonic fault activity in the Penola Strait area» (0119U103218, No. N/06-2019 of 01.10.2019); «Space-time analysis of the interconnections between the distribution of dynamic parameters of the Antarctic tectonic plate and the angular momentum of the Earth, atmosphere and ocean» (0120U104495, No. N/18-2020 of 21.09.2020); «Research at the global, regional and local level of recent spatial movements of the Antarctic crust and establishing their interconnection with the dynamics of the hydrosphere» (0121U112434 No. H/22-2021 of 16.07.2021).

The input data for the implementation of dissertation research was partially obtained by the author in the framework of scientific and technical work during the

23rd and 24th seasonal Ukrainian expeditions in 2018–2019 at the Vernadsky station. As well as during the performance of contractual research works «Dnister PSPP. Determination of horizontal movements of control geodetic network points by GPS method» (0117U0007363, 2013–2021).

Keywords: GNSS-measurement; tectonic structures; rotation poles; dynamic parameters, deformation processes; deformation parameters.

LIST OF PUBLICATIONS BY THE THEME OF THESIS

1. Scientific publications in which the main scientific results of the thesis are published

1.1. Articles in scientific periodicals indexed in the Web of Science Core Collection and/or Scopus databases assigned to the first or second quartile (Q1 and Q2)

1. **Savchyn, I.,** & Vaskovets, S. (2018). Local geodynamics of the territory of Dniester pumped storage power plant. *Acta Geodyn. Geomater*, 15(1), 189, 41–46, <https://doi.org/10.13168/AGG.2018.0002>

2. **Savchyn, I.,** & Pronyshyn, R. (2020). Differentiation of recent local geodynamic and seismic processes of technogenic-loaded territories based on the example of Dniester Hydro Power Complex (Ukraine). *Geodesy and Geodynamics*, 11(5), 391-400. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2020.06.001>

3. **Savchyn, I.,** Brusak, I., & Tretyak, K. (2023). Analysis of recent Antarctic plate kinematics based on GNSS data. *Geodesy and Geodynamics*. 14(2). 99-110. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2022.08.004>

4. Tretyak, K., Bisovetskyi, Yu., **Savchyn, I.,** Korlyatovych, T., Chernobyl, O., & Kukhtarov, S. (2023). Monitoring of spatial displacements and deformation of hydraulic structures of hydroelectric power plants of the Dnipro and Dniester cascades (Ukraine), *Journal of Applied Geodesy.*, vol. 16, no. 4, 2022, pp. 351-360. <https://doi.org/10.1515/jag-2023-0021>

1.2. Articles in scientific periodicals indexed in the Web of Science Core Collection and/or Scopus databases assigned to the third quartile (Q3)

5. **Savchyn, I.,** Tretyak, K., Hlotov, V., Shylo, Y., Bubniak, I., Golubinka, I., &

Nikulishyn, V. (2021). Recent local geodynamic processes in the Penola Strait—Lemaire Channel fault area (West Antarctica). *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 18(2), 202, 253–265, 2021. <https://doi.org/10.13168/AGG.2021.0018>

6. **Savchyn, I.** (2022). Establishing the correlation between changes of absolute rotation poles of major tectonic plates based on continuous GNSS stations data, *Acta Geodyn. Geomater.*, 19, No. 2 (206), 167–176, 2022. <https://doi.org/10.13168/AGG.2022.0006>

7. **Savchyn, I.** (2023). Analysis of recent African tectonic plate system kinematics based on GNSS data, *Acta Geodyn. Geomater.*, 20, No. 2 (210), 19–28, 2022. <https://doi.org/10.13168/AGG.2023.0003>

1.3. Articles in scientific periodicals indexed in the Web of Science Core Collection and/or Scopus databases, assigned to the fourth quartile (Q4) or no quartile

8. Zyhar, A., **Savchyn, I.**, Yushchenko, Y., & Pasichnyk, M. (2021). Analysis of inclinometric observations and prediction of soils deformations in the area of the Dnister PSPP, *Geodynamics*, 1(30), pp. 17-24, <https://doi.org/10.23939/jgd2021.01.017>

9. **Savchyn, I.**, Otruba, Y., & Tretyak, K. (2021). The first Ukrainian permanent GNSS station in Antarctica: processing and analysis of observation data. *Ukrainian Antarctic journal*, (2), 3-11. <https://doi.org/10.33275/1727-7485.2.2021.674>

10. **Savchyn, I.** (2022). Determination of the recent rotation poles of the main tectonic plates on the base of GNSS data, *Geodynamics*, 2(33), pp. 17-27, <https://doi.org/10.23939/jgd2022.02.017>

11. **Savchyn, I.**, & Tretyak, K. (2023). Tectonic plates moment of inertia and angular momentum determination: the case of the Antarctic plate. *Ukrainian Antarctic Journal*, 21(1), 13–23. <https://doi.org/10.33275/1727-7485.1.2023.704>

1.4. Articles in scientific and professional publications of Ukraine

12. Lompas, O., Yakhtorovych, R., & **Savchyn, I.** (2016). Research of daily movement of BRGN reference station. *Geodynamics. I* (20), p.21-31, <https://doi.org/10.23939/JGD2016.01.021>

13. **Savchyn, I.**, (2022). Determination of recent rotation poles of the Eurasian plate based on GNSS-data. Modern achievements of geodetic science and production, 2(44), c.42-48 <https://doi.org/1819-1339-2-44-42-48>

14. Zyhar, A., Yushchenko, Y. & **Savchyn, I.** (2023). A study of the influence of water level fluctuations on the geodynamic situation in the natural and technical geosystem of the Dniester HPP and PSPP cascade, Geodesy, Cartography, and Aerial Photography, (97), pp.24-31, <https://doi.org/10.23939/istcgcap2023.97.024>

2. Conference proceedings

2.1. Publications in collections of conference proceedings included in the Scopus scientometric database

15. **Savchyn, I.**, & Zyhar, A. (2020, December). Analysis and interpretations of recent local vertical movements of Dniester PSPP territory determined from precise levelling. In International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2020» (Vol. 2020, No. 1, pp. 1-5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20205702>

16. **Savchyn, I.**, Tretyak, K., Marusazh, K., & Korliatovych, T. (2021, October). Processing and analysis of measurement results of the Ukrainian GNSS station ASAV (Argentina Islands, West Antarctica). In International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2021» (Vol. 2021, No. 1, pp. 1-5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215K3032>

17. Zyhar, A., **Savchyn, I.**, Yushchenko, Y., & Zakrevskyi, O. (2021, October). Evaluation of changes in rock characteristics based on analysis and interpretation of seismicacoustic observations in the area of the natural and technical system of Dniester PSPP. In International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2021» (Vol. 2021, No. 1, pp. 1-5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215K3008>

18. **Savchyn, I.** (2022, November). Migration of Average Annual Rotation Poles of Antarctic Plate during 1995-2021 by GNSS Data. In 16th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment (Vol. 2022, No. 1, pp. 1-5). EAGE Publications BV. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2022580045>

19. **Savchyn, I.,** & Bilashuk, A. (2023, October). Differentiation of recent geodynamic processes within the Carpathian Mountains based on GNSS data. In International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2023» (Vol. 2023, No. 1, pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2023510011>

2.2. Publications in collections of conference proceedings

20. **Savchyn, I.,** Vovk, A., & Vaskovets, S. (2016, November). Research of Local Deformation Processes of the Dniester PSPP Territory at 2010–2015. In LEA GAC-2016, pp.123-126

21. **Savchyn, I.,** Vovk, A., & Vaskovets, S. (2016, December). Investigation of the dynamics of horizontal movements of the Dniester PSPP territory based on GNSS observations (2004-2015). In International Conference of Young Scientists GeoTerrace-2016, p.35-39

22. **Savchyn, I.,** Romanovskyi, A., & Danyliv, N. (2018, November). Research of horizontal movements of the earth's crust in the archipelago Argentine islands (Antarctica) during period 2003-2018, In International joint forum LEA'2018 & YSTCMT'2018 GAC-2018, pp.37-40

23. **Savchyn, I.,** Danyliv, N., Zygar, A., & Romanovskyi, A. Research of vertical dynamics of Earth's surface movements in areas of Dniester PSP., In International joint forum LEA'2018 & YSTCMT'2018 GAC-2018, pp.123-127

24. **Savchyn, I.,** Romanovskyi, A., Danyliv, N. (2018, December). Study of horizontal crustal movements of the Argentine Islands archipelago (Antarctica) during 2003-2018. International Conference of Young Scientists GeoTerrace-2018, p. 96-99

25. **Savchyn, I.,** Danyliv, N., Zyhar, A., Romanovskyi, A., (2018, December). Investigation of the dynamics of vertical movements of the earth's surface in the area of the Dniester PSPP during 1999-2018. International Conference of Young Scientists GeoTerrace-2018, p. 5-6

26. Bakhmutov, V., Bogillo, V., Mytrokhin, O., Nakalov, E., Otruba, Y., Pishnyak, D., **Savchyn, I.,** Shylo, E. (2019, April). Geological and geophysical research during

the season in the 24th UAE: preliminary results and prospects. In IX International Antarctic Conference.

27. **Savchyn, I.** (2020, August). The field of linear velocities and movements of the Earth's crust in the Penola Strait - Lemaire Channel fault area (West Antarctica). In SCAR OPEN SCIENCE CONFERENCE 2020 (Online), P.40

28. **Savchyn, I.,** Tretyak, K. (2021, May). Crystal strain analysis in the Penola Strait - Lemaire Channel fault area. In X International Antarctic Conference, pp. 70-71

29. **Savchyn, I.** (2021, August). Antarctic Plate absolute rotation poles determination based on continuous GNSS stations data. In 10th SCAR OPEN SCIENCE CONFERENCE (Online), e-Poster, <https://virtual.scar2022.org/eposter-details.php?token=Mzcz>

ЗМІСТ

АНОТАЦІЯ	2
ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ	21
ВСТУП	22
РОЗДІЛ 1. Стан досліджень диференціації просторових рухів тектонічних структур на основі даних ГНСС-вимірювань	37
1.1. Розвиток мереж перманентних ГНСС-станцій	38
1.2. Методи та сучасний стан опрацювання даних ГНСС-вимірювань	39
1.3. Методи побудови моделей сучасних рухів земної кори	47
1.3.1. Теоретичні основи побудови моделей сучасних рухів земної кори	47
1.3.2. Використання даних перманентних ГНСС-станцій для створення моделей сучасних рухів тектонічних плит	52
1.4. Моніторинг геодинамічних процесів із використанням ГНСС-даних	56
Висновки до Розділу 1	59
РОЗДІЛ 2. Удосконалення методики визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань	61
2.1. Алгоритм удосконаленої методики визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит	63
2.2. Підготовка вхідних даних для апробації вдосконаленої методики визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит	69
2.3. Визначення сучасних швидкостей горизонтальних рухів та сучасних ротаційних параметрів основних тектонічних плит	73
2.4. Порівняльний аналіз визначених сучасних ротаційних параметрів основних тектонічних плит	79
Висновки до Розділу 2	86
РОЗДІЛ 3. Розроблення методики визначення сучасних динамічних параметрів тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань	88
3.1. Поняття про момент інерції, момент імпульсу та кінетичну енергію тектонічних плит	88
3.2. Алгоритм визначення динамічних параметрів тектонічних плит	91

3.3. Визначення сучасних значень динамічних параметрів основних тектонічних плит	101
Висновки до Розділу 3	105
РОЗДІЛ 4. Просторово-часовий аналіз взаємозв'язків між розподілом параметрів основних тектонічних плит та нерівномірністю обертання Землі	107
4.1. Взаємозв'язок між змінами середньорічних сучасних ротаційних параметрів великих тектонічних плит та нерівномірністю обертання Землі	108
4.2. Взаємозв'язок між змінами середньорічних моментів інерції великих тектонічних плит	114
4.3. Взаємозв'язок між змінами середньорічних моментів імпульсу великих тектонічних плит та змінами умовного моменту імпульсу Землі	117
4.4. Взаємозв'язок між змінами середньорічних кінетичних енергій великих тектонічних плит та змінами умовної кінетичної енергії Землі	121
Висновки до Розділу 4	124
РОЗДІЛ 5. Удосконалення методики визначення деформаційних параметрів на основі даних ГНСС-вимірювань	127
5.1. Алгоритм удосконаленої методики визначення деформаційних параметрів на основі даних ГНСС-вимірювань	127
5.2. Дослідження сучасних деформаційних процесів на прикладі Антарктичної тектонічної плити	135
5.2.1. Підготовка вхідних даних для визначення деформаційних параметрів Антарктичної тектонічної плити	137
5.2.2. Визначення деформаційних параметрів Антарктичної тектонічної плити на основі вдосконаленої методики	142
5.3. Дослідження сучасних деформаційних процесів на прикладі Африканської системи тектонічних плит	147
5.3.1. Підготовка вхідних даних для визначення деформаційних параметрів Африканської системи тектонічних плит	150
5.3.2. Визначення деформаційних параметрів Африканської системи тектонічних плит на основі вдосконаленої методики	152

Висновки до Розділу 5	158
РОЗДІЛ 6. Моніторинг регіональних природних та локальних техногенних деформаційних процесів на основі даних ГНСС-вимірювань	160
6.1. Дослідження сучасних регіональних природних деформаційних процесів на прикладі тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера (Антарктида). 162	
6.1.1. Розгортання геодинамічного полігону та проведення ГНСС-вимірювань у регіоні тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера	166
6.1.2. Визначення деформаційних параметрів у межах тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера	170
6.2. Дослідження сучасних локальних техногенних деформаційних процесів території Дністровської ГАЕС (Дністровський гідроенергетичний комплекс, Україна)	178
6.2.1. Розгортання геодинамічного полігону – опорної ГНСС-мережі Дністровської ГАЕС та проведення ГНСС-вимірювань	188
6.2.2. Визначення деформаційних параметрів у межах території Дністровської ГАЕС	192
Висновки до Розділу 6	197
ВИСНОВКИ	199
СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ	201
ДОДАТКИ	229

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

ГАЕС	Гідроакумуляуюча електростанція
ГЕС	Гідроелектростанція
ГЛОНАСС	(Глобальная <u>н</u> авигационная <u>с</u> путниковая <u>с</u> истема) Російська глобальна навігаційна супутникова система
ГНСС	Глобальні <u>Н</u> авігаційні <u>С</u> упутникові <u>С</u> истеми
ДУ НАНЦ	Державна установа <u>Н</u> аціональний <u>а</u> нтарктичний <u>н</u> ауковий <u>ц</u> ентр
НГЛ	<u>Н</u> евадська <u>г</u> еодезична <u>л</u> абораторії (Nevada Geodetic Laboratory)
СКП	Середньо <u>к</u> вадратична <u>п</u> охибка
ASAV	(<u>A</u> ntarctic <u>S</u> tation <u>A</u> cademic <u>V</u> ernadsky) українська перманентна ГНСС-станція в Антарктиді
DD	(<u>D</u> ouble <u>D</u> ifference) метод опрацювання ГНСС-вимірювань на принципі використання подвійних різниць
DORIS	(<u>D</u> oppler <u>O</u> rbitography and <u>R</u> adiopositioning <u>I</u> ntegrated by <u>S</u> atellite) доплерівська орбітографія та радіопозиціонування інтегроване з супутника
IERS	(<u>I</u> nternational <u>E</u> arth <u>R</u> otation and Reference Systems <u>S</u> ervice) Міжнародна служба обертання Землі
IGS	(<u>I</u> nternational <u>G</u> NSS <u>S</u> ervice) Міжнародна ГНСС-служба
IRNSS	(<u>I</u> ndian <u>R</u> egional <u>N</u> avigation <u>S</u> atellite <u>S</u> ystem) Індійська регіональна навігаційна супутникова система
ITRF	(<u>I</u> nternational <u>T</u> errestrial <u>R</u> eference <u>F</u> rame) реалізація міжнародної земної системи координат
LOD	(<u>L</u> ength of <u>D</u> ay) довжина доби
NAVSTAR GPS	(<u>G</u> lobal <u>P</u> ositioning <u>S</u> ystem <u>NAVSTAR</u>) Американська глобальна навігаційна супутникова система
PPP	(<u>P</u> recise <u>P</u> oint <u>P</u> ositioning) метод опрацювання ГНСС-вимірювань на принципі використання коригувальних даних
QZSS	(<u>Q</u> uasi- <u>Z</u> enith <u>S</u> atellite <u>S</u> ystem) Японська регіональна навігаційна супутникова система
RINEX	(<u>R</u> eceiver <u>I</u> ndependent <u>E</u> xchange Format) уніфікований формат ГНСС-вимірювань
SLR	(<u>S</u> atellite <u>L</u> aser <u>R</u> anging) лазерна локація супутників
VLBI	(<u>V</u> ery <u>L</u> ong <u>B</u> aseline <u>I</u> nterferometry) радіоінтерферометрія з наддовгою базою

ВСТУП

Актуальність теми.

Стрімкий розвиток та доступність технологій глобальних навігаційних супутникових систем (ГНСС), а також розвинена інфраструктура мереж перманентних ГНСС-станцій, що охоплює всі материки й велику кількість островів, забезпечили можливість накопичення довготривалих рядів спостережень. Вони є джерелом інформації про динаміку сучасних рухів земної поверхні, яка визначається на основі зміщень перманентних ГНСС-станцій, котрі на ній розташовані. Комплексний аналіз, узагальнення та інтерпретація рухів земної поверхні в межах певних тектонічних структур (під якими розуміють різноманітні частини земної кори) забезпечує можливість визначення рухів земної кори, нижня границя якої описується поверхнею Мохоровичича [183]. Розвиток геодезичних методів за останнє десятиліття, з безпрецедентними досягненнями в точному виявленні та моніторингу просторових рухів на міліметровому рівні, відкрила нові перспективи для вивчення кінематики і геодинаміки Землі. Однак такі досягнення, у поєднанні з великою кількістю зібраних, а також безперервним накопиченням нових даних, порушують питання необхідності розроблення нових та удосконалення наявних методів їх опрацювання, аналізу й використання для подальшої інтерпретації геодинамічних процесів.

Неабиякий науковий і практичний інтерес викликає використання даних перманентних ГНСС-станцій для побудови нових та оновлення наявних моделей сучасних рухів земної кори. В основі таких досліджень є теорема, запропонована Л. Ейлером у 1776 році [95] *«Рух будь-якого твердого тіла по поверхні кулі можна описати як обертання навколо осі, що проходить через центр цієї кулі»*. Використовуючи цю теорему, можемо визначити ротаційні параметри (кутову швидкість обертання та параметри умовної осі, навколо якої відбувається обертання), що описують динаміку руху земної кори в межах окремих тектонічних структур (в основному тектонічних плит) і забезпечують можливість аналізу та прогнозування таких рухів.

Динаміка руху земної кори вимагає постійного оновлення моделей її сучасних рухів. Їх актуальність полягає в тому, що такі моделі відкривають нові можливості для комплексного аналізу, диференціації кінематики тектонічних структур та прогнозування геодинамічних процесів, а також глибшого розуміння взаємозв'язків між ними. Розроблення та дослідження таких моделей не тільки сприяє науковому прогресу, але й має вагомим практичне значення для гарантування безпеки й сталого розвитку суспільства, через можливість попередження природних катастроф та сприяння зменшенню їхнього негативного впливу на населення й інфраструктуру. Розвиток мереж перманентних ГНСС-станцій забезпечив можливість уточнення моделей сучасних рухів земної кори в регіонах, для яких такі моделі будувались винятково на основі припущень. У наш час є достатньо даних ГНСС-вимірювань для уточнення моделей сучасних рухів земної кори основних тектонічних плит, а саме: 7-ми великих (Тихоокеанської, Північноамериканської, Євразійської, Африканської, Антарктичної, Австралійської та Південноамериканської), 7-ми середніх (Сомалійської, Індійської, Філіппінської, Амурської, Аравійської, Карибської та Янцзиської) та 3-х дрібних (Альпійської, Анатолійської та Окінавської). Не менш важливим є те, що ротаційні параметри тектонічних структур стали основою для розроблення нових та уточнення наявних земних референціальних систем координат, які є необхідними для розв'язання більшості геодезичних задач. Надзвичайно актуальним завданням є забезпечення точності, надійності та стабільності земних референціальних систем координат через постійне врахування сучасних геодинамічних процесів.

Відомо, що ротаційні параметри, які є основою моделей сучасних рухів земної кори, є динамічними, очевидно, їх динаміка спричинена нерівномірністю обертання Землі та пов'язана із перерозподілом динамічних параметрів тектонічних структур. Під динамічними параметрами тектонічних структур розуміємо параметри, які характеризують взаємодію тектонічних структур у русі. До таких параметрів відносять момент інерції, момент імпульсу та кінетичну енергію. Ураховуючи фундаментальний закон збереження (а саме: закон

збереження імпульсу та закон збереження енергії), можна припустити, що зміни динамічних параметрів тектонічних структур взаємно компенсуються для збереження моменту імпульсу та кінетичної енергії Землі сталими. У зв'язку з цим актуальним є розроблення методик для визначення динамічних параметрів тектонічних структур, а також оцінювання просторово-часового взаємозв'язку між зміною цих параметрів і нерівномірністю обертання Землі. Такі взаємозв'язки є необхідними для розуміння фундаментальних процесів у тілі Землі, особливо якщо врахувати систематичне зростання швидкості обертання Землі після 2016 року.

Не менш важливим є розроблення нових та удосконалення наявних методів опрацювання та аналізу вимірювань перманентних ГНСС-станцій для побудови моделей деформацій земної кори, які дають можливість оперативно моніторити геодинамічні процеси й ідентифікувати зони підвищеного ризику. Відомо, що геодинамічні процеси є головним рушієм розвитку та зміни земної кори, наприклад: виникнення землетрусів, виверження вулканів, обміління морських басейнів і гороутворення. Геодинамічні процеси є чинниками виникнення деформаційних процесів, які можна описати з використання деформаційних параметрів. Залежно від їх прояву в просторі геодинамічні та деформаційні процеси поділяються на:

- глобальні, які належать до всієї Землі в цілому, яка при їх інтерпретації замінюється деякою ідеальною та порівняно однорідною моделлю;
- великомасштабні, до яких відносяться території протяжністю 10^3 – 10^4 км, тобто, мають масштаби континентів або їх значних частин;
- регіональні, до яких належать території протяжністю 10^2 – 10^3 км, можуть охоплювати гірські системи, тектонічні розломи;
- локальні, до яких відносяться території протяжністю менше 10^2 км, тобто, будь-які невеликі за площею тектонічні структури та техногенні території.

Значний науковий інтерес викликають дослідження великомасштабних деформаційних процесів у регіонах, де немає густої мережі перманентних ГНСС-станцій. Серед таких необхідно виділити Антарктичну тектонічну плиту та

Африканську систему тектонічних плит, які характеризуються різними геодинамічними процесами. Активна в геодинамічному розумінні Африканська система тектонічних плит відповідальна за численні геологічні особливості і явища, які спостерігаються в Африці та прилеглих регіонах, включно з формуванням рифтових долин, гірських хребтів, басейнів і плато, а також за сейсмічну активність регіону. Саме тому актуальність диференціації таких деформаційних процесів не можна недооцінювати. Натомість, особливість Антарктичної тектонічної плити полягає в тому, що вона позбавлена техногенного впливу, який може спотворювати геодинамічні процеси, тому такі дослідження можуть слугувати еталоном для аналізу та дослідження інших тектонічних структур.

Особливий інтерес викликають також дослідження регіональних деформаційних процесів у межах тектонічних розломів, оскільки там відбуваються найактивніші деформації. У цьому випадку доволі цікавим є розлом протоки Пенола – каналу Лемера, розташований у межах Антарктичної тектонічної плити, який також позбавлений впливу факторів техногенного характеру, тому може виконувати функцію прогностичного полігону для таких досліджень.

У період російської військової агресії, яка супроводжується активними обстрілами енергетичних об'єктів, особливої актуальності набуває моніторинг локальних деформаційних процесів на територіях, де розташовані такі об'єкти. Диференціація кінематики локальних деформаційних процесів у межах таких територій забезпечить можливість прогнозувати методи безпечної експлуатації цих об'єктів і енергетичну стабільність України під час війни. Особливо актуальним є проведення таких досліджень для території Дністровської ГАЕС, яка через свою велику потужність, а також гідроаккумуляційні особливості є критично важливою для енергетичної системи нашої держави.

Вагомий внесок для розв'язання проблем дослідження моделей руху різних тектонічних структур, дослідження динамічних параметрів різних тектонічних структур, деформаційних процесів різних тектонічних структур зробили такі вітчизняні вчені: К. Третяк, О. Марченко, В. Максимчук, А. Церклевич,

Ф. Заблоцький, С. Савчук, М. Іщенко, О. Смірнова, О. Серант, Ю. Голубінка, А. Вовк та інші, а також закордонні – Z. Altamimi, C. DeMets, D. Argus, G. Sella, H. Drewes, C. Kreemer, M. Goudarzi, M. Heflin, R. Gordon, X. Collilieux, A. Schettino, C. Bowin, D. Bercovici, N. Swedan, P. Olson, S. Jin, T. Soler, Z. Shen, T. Sagiya, V. Cronin, P. Resor, I. Lazos та інші.

У зв'язку з означеними питаннями дисертаційна робота присвячена розв'язку поставлених актуальних проблем диференціації кінематики тектонічних структур за даними проведених та вільно доступних ГНСС-вимірювань на глобальному, регіональному та локальному рівнях для забезпечення кращого розуміння сучасних геодинамічних процесів.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.

Дисертаційна робота відповідає науковому напрямку кафедри вищої геодезії та астрономії «Моніторинг фізичної поверхні Землі та її атмосфери на основі аналізу результатів сучасних наземних і супутникових вимірювань». Робота пов'язана з планами, темами і науковою тематикою робіт галузевої науково-дослідної лабораторії «Геодезичного моніторингу та рефрактометрії» (ГНДЛ-18) Інституту геодезії Національного університету «Львівська політехніка». Результати дисертаційної роботи були впроваджені під час виконання науково-дослідних робіт у рамках «Державної цільової науково-технічної програми проведення досліджень в Антарктиці на 2011–2020 роки» (Постанова Кабінету Міністрів України від 03.11.2010 р. № 1002 «Про затвердження Державної цільової науково-технічної програми проведення досліджень в Антарктиці на 2011–2020 роки» {із змінами, внесеними згідно з Постановами Кабінету Міністрів України №88 від 18.01.2012; №970 від 24.10.2012; №488 від 11.07.2013; №708 від 24.12.2014; №397 від 23.05.2018; №32 від 20.01.2021}, а саме:

- *Дослідження сучасної геодинаміки земної кори на геофізичному та геодезичному полігонах в районі антарктичної станції «Академік Вернадський» (0118U007210с, № Н/06-2018 від 19.11.2018 р.), виконаної згідно з планом виконання фундаментальних та прикладних наукових*

досліджень і науково-технічних розробок Державної установи Національного антарктичного наукового центру МОН України (ДУ НАНЦ) на 2018 рік для реалізації завдань та заходів Державної цільової науково-технічної програми проведення досліджень в Антарктиці на 2011-2020 роки, затверджених наказом ДУ НАНЦ від 08.06.2018 р. № 17/1.

- *Дослідження сучасних рухів земної кори в районі, прилеглому до антарктичної станції «Академік Вернадський», активності тектонічного розлому в районі протоки Пенола (0119U103218, № Н/06-2019 від 01.10.2019 р.), виконаної згідно з планом виконання фундаментальних та прикладних наукових досліджень і науково-технічних розробок ДУ НАНЦ на 2019 рік для реалізації завдань та заходів Державної цільової науково-технічної програми проведення досліджень в Антарктиці на 2011–2020 роки, затвердженої наказом ДУ НАНЦ від 02.01.2019 р. № 1-Г. Наказ ДУ НАНЦ від 18.09.2019 р. № 15-Г «Про підсумки конкурсного відбору науково-дослідних робіт і науково-технічних розробок, які виконуватимуться у 2019 році».*
- *Просторово-часовий аналіз взаємозв'язків між розподілом динамічних параметрів Антарктичної тектонічної плити і моментом імпульсу Землі, атмосфери та океану (0120U104495, № Н/18-2020 від 21.09.2020 р.), виконаної згідно з планом виконання фундаментальних та прикладних наукових досліджень і науково-технічних розробок ДУ НАНЦ на 2020 рік для реалізації завдань та заходів Державної цільової науково-технічної програми проведення досліджень в Антарктиці на 2011–2020 роки, затвердженої наказом ДУ НАНЦ від 20.02.2020 р. № 1-Н. Наказ ДУ НАНЦ від 11.09.2020 р. № 6-Н «Про підсумки конкурсного відбору науково-дослідних робіт за Державною цільовою науково-технічною програмою проведення досліджень в Антарктиці на 2011–2020 роки, які виконуватимуться у 2020 році».*
- *Дослідження на глобальному, регіональному та локальному рівні сучасних просторових рухів земної кори Антарктиди та встановлення їх взаємозв'язку з динамікою гідросфери (0121U112434 № Н/22-2021 від 16.07.2021 р.)*

виконаної згідно з планом виконання фундаментальних та прикладних наукових досліджень і науково-технічних розробок ДУ НАНЦ на 2021 рік для реалізації завдань та заходів Державної цільової науково-технічної програми проведення досліджень в Антарктиці на 2011–2023 роки, затвердженої наказом ДУ НАНЦ від 15.02.2021 р. № 2-Н. Наказ ДУ НАНЦ від 30.06.2021 р. № 8-Н «Про затвердження переліку науково-дослідних робіт і науково-технічних розробок – переможців Конкурсу за Державною цільовою науково-технічною програмою проведення досліджень в Антарктиці на 2011–2023 роки, які фінансуватимуться у 2021 році».

Вхідні дані для виконання дисертаційних досліджень частково отримані автором в рамках:

- Виконання наукових і науково-технічних робіт під час 23-ої та 24-ої сезонних українських антарктичних експедицій у 2018–2019 роках на антарктичній станції «Академік Вернадський» згідно з Державною цільовою науково-технічною програмою проведення досліджень в Антарктиці на 2011-2020 роки, відповідно до наказу ДУ НАНЦ від 13.03.2018 р. № 10/1-Г «Про внесення змін до Програми сезонних наукових і науково-технічних робіт на антарктичній станції «Академік Вернадський» у 23-й Українській антарктичній експедиції 2018–2019 рр.; наказ ДУ НАНЦ від 19.03.2018 р. № 12 К «З кадрових питань».
- Виконання наукових і науково-технічних робіт під час сезону на Українській антарктичній станції «Академік Вернадський» у 24-й Українській антарктичній експедиції 2019–2020 рр. відповідно до наказу ДУ НАНЦ від 13.11.2018 р. № 32/1-Г «Про Програму сезонних наукових і науково-технічних робіт у 24-й Українській антарктичній експедиції 2019–2020 рр.; наказу ДУ НАНЦ від 09.01.2019 р. № 2-Г «Про затвердження складу сезонної експедиції»; наказу ДУ НАНЦ від 09.01.2019 р. № 2-К «З кадрових питань».
- Виконання госпдоговірних науково-дослідних робіт «*Дністровська ГАЕС. Визначення горизонтальних переміщень пунктів опорної геодезичної мережі методом GPS*» (0117U0007363, №0431/2013; №0468/2014;

№0497/2015; №0550/2016; №0561/2017; №0593/2018; №0613/2019; №0614/2019; №0643/2020; №0644/2020; №0670/2021 та №0672/2021 на замовлення ТзОВ «Укргідропроєкт»).

Мета і завдання дослідження. Основною метою дисертаційної роботи є розроблення нових та удосконалення наявних методів диференціації кінематики тектонічних структур за даними проведених та вільно доступних ГНСС-вимірювань. Для досягнення цієї мети в роботі поставлено такі завдання:

- удосконалити методику визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит;
- уточнити модель сучасних рухів основних тектонічних плит за період 2002–2021 років;
- розробити методику визначення динамічних параметрів тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань;
- оцінити просторово-часові взаємозв'язки між розподілом ротаційних та динамічних параметрів основних тектонічних плит, а також нерівномірністю обертання Землі за період 2002–2021 років;
- удосконалити методику визначення деформаційних параметрів на основі даних ГНСС-вимірювань;
- оцінити сучасні геодинамічні процеси в межах Антарктичної тектонічної плити та Африканської системи тектонічних плит;
- оцінити сучасні регіональні геодинамічні процеси в межах тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера, спричинені природними процесами;
- оцінити сучасні локальні геодинамічні процеси в межах території Дністровської ГАЕС, спричинені техногенними процесами.

Об'єктом дослідження є тектонічні структури, а саме: 7 великих (Тихоокеанська, Північноамериканська, Євразійська, Африканська, Антарк-

тична, Австралійська та Південноамериканська), 7 середніх (Сомалійська, Індійська, Філіппінська, Амурська, Аравійська, Карибська та Янцзиська) та 3 дрібних (Альтіпланська, Анатолійська та Окінавська) тектонічні плити, а також тектонічний розлом протоки Пенола – каналу Лемера (Антарктида) та територія Дністровської ГАЕС (Україна).

Предметом досліджень є рухи земної кори, ротаційні параметри тектонічних структур, динамічні параметри тектонічних структур, геодинамічні процеси, деформаційні параметри.

Методи дослідження охоплюють збір даних, їх аналіз, фільтрацію, опрацювання та інтерпретацію одержаних результатів та ґрунтуються на системно-структурному підході, який поєднує теорію математичної обробки та інтерпретацію результатів геодезичних спостережень, математичні методи вивчення динамічних систем, тензорний та кореляційний аналіз.

Наукова новизна одержаних результатів полягає в розробленні нових та удосконаленні наявних методик та алгоритмів, які дають змогу удосконалити процес диференціації кінематики тектонічних структур.

- 1) Удосконалено методику визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит шляхом урахування безперервності та рівномірності розподілу ГНСС-вимірювань упродовж спостережень.
- 2) Уточнено модель сучасних рухів 7-ми великих, 7-ми середніх та 3-х дрібних тектонічних плит за період 2002–2021 років у системі координат ITRF2014/IGS14. Отримані значення характеризуються вищою точністю у порівнянні з відомими моделями.
- 3) Вперше розроблено методику та визначено динамічні параметри основних тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань, а також інформації про товщину та розподіл густини шарів земної кори, отриманої із моделі CRUST1.0.

- 4) Вперше визначено просторово-часові взаємозв'язки між розподілом ротаційних і динамічних параметрів основних тектонічних плит та нерівномірністю обертання Землі.
- 5) Уточнено параметри сучасних геодинамічних процесів в межах Антарктичної тектонічної плити шляхом врахування результатів вимірювань інсталюваної та введеної у дію автором біля Української антарктичної станції «Академік Вернадський» першої української перманентної ГНСС-станції в Антарктиді – ASAV.
- 6) Уточнено параметри сучасних геодинамічних процесів у межах Африканської системи тектонічних плит за період 2002–2021 років шляхом урахування сезонності деформаційних процесів.
- 7) Запропоновано нову кінематичну модель сучасних регіональних природних геодинамічних процесів в межах тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера (Антарктида) на основі проведених автором періодичних (сезонних) ГНСС-кампаній.
- 8) Оцінено параметри сучасних локальних техногенних геодинамічних процесів в межах території Дністровської ГАЕС на основі проведених автором періодичних (сезонних) ГНСС-кампаній. Висловлено обґрунтоване припущення, що Дністровський гідроенергетичний комплекс можна вважати одним із об'єктів, де зафіксовано явище наведеної сейсмічності.

Практичне значення одержаних результатів. На основі проведених теоретичних та експериментальних досліджень:

- визначено ротаційні параметри основних тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань та уточнено модель сучасних рухів земної кори, які є основою для прогнозування сучасних геодинамічних процесів і уточнення наявних та розроблення нових систем координат;
- визначено динамічні параметри основних тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань, а також інформації про товщину та розподіл густини шарів земної кори, отриманої із моделі CRUST1.0;

- встановлено та введено у дію біля Української антарктичної станції «Академік Вернадський» першу українську перманентну ГНСС-станцію в Антарктиді – ASAV;
- уточнено параметри сучасних геодинамічних процесів у межах Антарктичної тектонічної плити та Африканської системи тектонічних плит за період 2002–2021 років шляхом урахування сезонності деформаційних процесів;
- розширено геодинамічний полігон для моніторингу та дослідження сучасних геодинамічних процесів тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера шляхом закладення в лютому-квітні 2019 року шести додаткових пунктів;
- запропоновано нову кінематичну модель тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера;
- підтверджено, що територія Дністровської ГАЕС характеризується індуктивною сейсмічністю.

Додатково на основі теоретичних та експериментальних досліджень автором реалізовано три програмних продукти, які: дають можливість визначати:

- 1) сучасні значення ротаційних параметрів тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань;
- 2) сучасні значення динамічних параметрів тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань;
- 3) деформаційні параметри земної кори на основі даних ГНСС-вимірювань.

Результати дисертаційної роботи пов'язані із дослідженням Антарктичної тектонічної плити, а також тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера передані ДУ НАНЦ МОН України. Результати дисертаційної роботи, пов'язані із дослідженням території Дністровської ГАЕС, передані ТЗОВ «Укргідропроєкт», який є основним проектантом цього об'єкту.

Результати дослідження впроваджено у навчальний процес для студентів II (магістерського) рівня вищої освіти за спеціальністю 193 Геодезія та землеустрій у межах курсу «Космічна геодезія» та за спеціальністю 103 Науки про Землю в

межах курсу «Космічна геодезія та геодинаміка». Також одержані результати використано у процесі підготовки магістерських кваліфікаційних робіт студентів за ОПП «Космічна геодезія» спеціальності 193 Геодезія та землеустрій.

Основні положення, що виносяться на захист.

- Теоретичне обґрунтування вдосконаленої методики визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань, яка підвищує точність визначення шляхом урахування безперервності та рівномірності розподілу даних упродовж спостережень.
- Уточнена модель сучасних рухів 7-ми великих, 7-ми середніх та 3-х дрібних тектонічних плит для періоду 2002–2021 років у системі координат ITRF2014/IGS14, що охоплює 92.59% поверхні Землі та забезпечує можливість прогнозування зміщень тектонічних плит з точністю до 20 мм.
- Теоретичне обґрунтування розробленої методики визначення динамічних параметрів тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань, а також інформації про товщину та розподіл густини шарів земної кори, отриманої з моделі CRUST1.0.
- Просторово-часові взаємозв'язки між розподілом ротаційних і динамічних параметрів основних тектонічних плит та нерівномірністю обертання Землі.
- Теоретичне обґрунтування вдосконаленої методики визначення деформаційних параметрів, яка використовує та поєднує наявні у вільному доступі часові ряди щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій і результати періодичних (сезонних) ГНСС-вимірювань, а також враховує сезонність деформаційних процесів.
- Параметри сучасних деформаційних процесів у межах Антарктичної тектонічної плити та Африканської системи тектонічних плит, які отримані на основі опрацювання ГНСС-даних за період 2002–2021 років і враховують сезонність деформаційних процесів.
- Параметри сучасних регіональних природних деформаційних процесів у

межах тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера, отримані з опрацювання ГНСС-вимірювань, проведених на природному геодинамічному полігоні, а також нова кінематична модель тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера.

- Параметри сучасних локальних техногенних деформаційних процесів у межах території Дністровської ГАЕС, отримані з опрацювання ГНСС-вимірювань, проведених на техногенному геодинамічному полігоні.

Публікації. Основні положення дисертації опубліковано у 29 наукових публікаціях, зокрема: 11 статей у наукових періодичних виданнях, які внесені до міжнародних наукометричних баз даних Scopus та Web of Science; 3 статті у наукових фахових виданнях України; 5 публікацій у збірниках матеріалів конференцій, що входять до наукометричної бази даних Scopus; 10 публікацій у збірниках матеріалів конференцій.

Особистий внесок здобувача. Усі наукові положення, висновки і рекомендації, які виносяться на захист, отримані автором самостійно. Особистий внесок автора полягає в здійсненні теоретичних та експериментальних досліджень, виведенні основних формул, опрацюванні виконаних вимірювань, формулюванні основних положень і висновків. Наукові результати, представлені в дисертаційній роботі, є результатом самостійних напрацювань автора.

Одноосібно автором опубліковано 7 праць [17, 214, 215, 216, 217, 218, 219], а 22 – у співавторстві [4, 11, 18, 19, 20, 220, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 228, 229, 230, 231, 232, 259, 278, 279, 280]. Особистий внесок автора полягає у здійсненні теоретичних та експериментальних досліджень, виведенні основних формул, опрацюванні виконаних вимірювань, формулюванні основних положень та висновків. У роботах, опублікованих у співавторстві, автору належить: постановка завдань, розроблення методів, алгоритмів, програм для проведення обчислень та інтерпретація отриманих результатів, а також формулювання висновків.

Наукові положення і результати, що виносились на захист у кандидатській дисертації, у цій роботі не використовувались.

Апробація результатів роботи відбувалася у вигляді доповідей на:

- XXI Міжнародній науково-технічній конференції «Геофорум-2016» (Львів-Брюховичі, 13–15 квітня 2016 р.);
- VI Міжнародному молодіжному науковому форумі «Litteris et Artibus» (Львів, 24–26 листопада 2016 р.);
- Міжнародній науково-технічній конференція молодих вчених «GeoTerrace-2016» (Львів, 15–17 грудня 2016 р.);
- VIII Міжнародному молодіжному науковому форумі «Litteris et Artibus» & 13-й Міжнародній конференції «Молоді вчені до викликів сучасної технології» (Львів, 22–24 листопада 2018 р.);
- Міжнародній науково-технічній конференція молодих вчених «GeoTerrace-2016» (Львів, 13–15 грудня 2018 р.);
- IX Міжнародній Антарктичній конференції, присвяченій 60-річчю підписання Договору про Антарктику від 1959 року в ім'я миру та розвитку, поглибленню міжнародної співпраці вчених в полярних регіонах (Київ, 14–16 травня 2019 р.);
- 9th SCAR Open Science Conference (Hobart, 31 July – 11 August 2020); International Conference of Young Professionals «GeoTerrace» (Lviv, October 7–9, 2020);
- X Міжнародній Антарктичній конференції, присвяченій 25-річчю підняття Державного прапора України на Українській антарктичній станції «Академік Вернадський» (Київ, 11–13 травня 2021 р.);
- International Conference of Young Professionals «GeoTerrace» (Lviv, October 4–6, 2021);
- XV International Conference on Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment (Kyiv, November 17–19, 2021);
- 10th SCAR Open Science Conference (Hyderabad, 1–10 August 2022);

- XXVII Міжнародній науково-технічній конференції «Геофорум-2024» (Львів-Брюховичі, 10–12 квітня 2024).

Структура і обсяг дисертації. Дисертація складається зі анотації, вступу, шести розділів, висновку, списку використаних джерел (280 найменувань) та додатків. Загальний обсяг дисертації становить 250 сторінок, у тому числі 64 рисунки і 17 таблиць.

РОЗДІЛ 1. Стан досліджень диференціації просторових рухів тектонічних структур на основі даних ГНСС-вимірювань

Стрімкий розвиток глобальних навігаційних супутникових систем (ГНСС) упродовж останніх двох десятиліть перетворив їх в інноваційній напрямку, який швидко та безперервно трансформується, стаючи ключовим компонентом у багатьох сферах нашого життя. Технології, які розпочали своє існування як система для покращення навігації військових об'єктів у 60-х роках у вигляді системи TRANSIT (США) [32, 51, 270] з декількома штучними супутниками для визначення місцеположення, у наш час перетворилися на великий комплекс із декількох систем, які є практично незамінними для здійснення якісного координатно-часового забезпечення нашої планети. На сьогодні ГНСС представлені чотирма глобальними системами – NAVSTAR GPS (Global Positioning System NAVSTAR) [121], ГЛОНАСС (Глобальная навигационная спутниковая система) [15], BeiDou (BeiDou Navigation Satellite System) [52] та Galileo (European Global Navigation Satellite System) [107], а також двома регіональними системами – QZSS (Quasi-Zenith Satellite System) [203] та IRNSS (Indian Regional Navigation Satellite System) [139].

Основною тенденцією розвитку всіх ГНСС-систем є розширення кількості супутників та поліпшення їхнього технічного оснащення. Сучасні системи не лише постійно оновлюються, але й входять у нові стадії розвитку, що включає в себе запуск супутників нового покоління і вдосконалення методик та алгоритмів обчислення місцезнаходження. Окрім цього, активно розвиваються інтегровані системи, які використовують дані не лише від супутників, але й від інших сенсорів, таких як акселерометри та гіроскопи, для покращення точності та надійності навігації в умовах обмеженої видимості супутників (наприклад, у міському середовищі).

Розвиток і застосування ГНСС-технологій істотно трансформує численні наукові та практичні сфери, відкриваючи нові можливості для точного позиціонування, моніторингу земної поверхні, аналізу геодинамічних процесів і покращення навігаційних систем. Це сприяє глибшому розумінню природних

явищ, підвищенню безпеки й ефективності, а також розвитку наукових досліджень у геодезії, геофізиці й суміжних дисциплінах.

1.1. Розвиток мереж перманентних ГНСС-станцій

Загалом супутникове угруповання всіх ГНСС-систем становить більше 130 супутників, і саме це забезпечує необхідну рівномірну та в більшості випадків надлишкову кількість видимих супутників у будь-який момент часу практично в кожній точці нашої планети (за винятком регіонів навколо полюсів). Це дає можливість розгортати мережі перманентних ГНСС-станцій для вирішення різних завдань, які охоплюють певні напрямки, але, не обмежуються ними:

- геодезія, яка включає визначення форми та розмірів Землі, динаміки їх зміни, точне визначення координат, а також уточнення наявних та фіксацію нових систем координат;
- геодинаміка, яка включає глобальний, регіональний та локальний моніторинг геодинамічних процесів, а також розроблення моделей сучасних рухів земної кори;
- навігація автомобільного, морського та повітряного транспорту, а також навігація пішоходів;
- деформаційний моніторинг об'єктів і територій для дослідження та прогнозування небезпечних явищ і процесів;
- синхронізація часу в різних системах і мережах (телекомунікації, фінанси, енергетика, інформаційні технології, авіонавтика та авіація).

Під мережею перманентних ГНСС-станцій розуміють систему стаціонарних станцій, розташованих у межах певної території, які працюють безперервно, забезпечуючи збір ГНСС-даних. Крім збору ГНСС-даних, такі мережі можуть виконувати формування та розсилання коригувальних поправок користувачам. За охопленням території такі мережі можуть бути локальними, національними, регіональними або глобальними, а за формою власності державними або приватними. Мережі регіонального і глобального рівнів здебільшого складаються із вибраних перманентних ГНСС-станцій локальних або

національних ГНСС-мереж та мають некомерційне призначення.

Глобальні та регіональні мережі перманентних ГНСС-станцій є фундаментальною складовою сучасної геодезії і глобальних навігаційних систем. Вони складаються з сотень станцій, розташованих по всьому світу, які надають неперервні дані для наукових досліджень, моніторингу земної кори та інших застосувань [91]. Глобальною мережею перманентних ГНСС-станцій є мережа IGS (International GNSS Service) [138], а регіональними, наприклад: EPN (EUREF Permanent GNSS Network) [96], NCN (NOAA Continuously Operating Reference Stations Network) [191], AuScope GNSS Network [112], AFREF (African Geodetic Reference Frame) [31], SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas) [134]. Завдяки створенню регіональних та глобальних ГНСС-мереж, ГНСС-станції стають доступнішими у всьому світі, зокрема у віддалених та менш розвинутих регіонах. Це сприяє глобальному розвитку й зменшує технологічний розрив між країнами. Основною тенденцією розвитку ГНСС-мереж є їх розширення й глобалізація, а надалі – підвищення точності, надійності та інтегрованості з іншими технологіями.

1.2. Методи та сучасний стан опрацювання даних ГНСС-вимірювань

ГНСС-станції різних мереж безперервно збирають інформацію від супутників різних ГНСС-систем, тому важливим є питання опрацювання таких даних із використанням сучасних методів і засобів.

Розвиток методів опрацювання ГНСС-даних безпосередньо пов'язаний із розвитком та удосконаленням ГНСС-технологій. Фактично існує 3 основних методи опрацювання ГНСС-даних: Standalone (або Autonomous), DD та PPP.

Standalone є першим із методів опрацювання ГНСС-даних, який з'явився в 1979 році. Він ґрунтується на тому, що ГНСС-приймач отримує й аналізує сигнали від супутників і визначає своє місцезнаходження без використання будь-яких додаткових коригувальних даних. Тому цей метод є не дуже точним, проте він активно використовується в різних сферах, де не вимагається високої точності позиціонування, наприклад, в смартфонах і навігаторах.

Метод DD (Double Difference), який інколи називають DGPS (Differential GPS) методом, з'явився в 1987 році. Він ґрунтується на синхронних вимірюваннях двома або більше ГНСС-приймачами, один з яких виконує функцію базового, що передає коригувальні сигнали для виправлення помилок, які виникають через атмосферні умови, геометричні фактори тощо. Такий метод забезпечує високу точність позиціонування, але вимагає, щоб ГНСС-приймачі були розташовані відносно недалеко один від одного (зазвичай у декількох десятках кілометрів). Цей метод активно використовується в багатьох сферах, особливо для позиціонування в режимі реального часу RTK (Real Time Kinematics).

Метод PPP (Precise Point Positioning) з'явився в 2005 році. Він ґрунтується на вимірюваннях одним ГНСС-приймачем, який для позиціонування додатково використовує коригувальні дані (точні ГНСС-продукти), які передаються через мережу Інтернет від спеціальних обчислювальних центрів. Ці дані містять інформацію про атмосферні умови й орбітальні параметри супутників. Даний метод забезпечує високу точність позиціонування із використанням одного ГНСС-приймача. Він широко використовується в наукових дослідженнях, моніторингу, авіаційній і космічній навігації.

На сьогодні за рахунок використання високоточних супутникових орбіт, поправок до годинників супутників і більш досконалих геофізичних моделей у режимі постопрацювання метод PPP усе частіше заміняє DD метод. Для геодинамічних задач важливим аспектом є те, що цей метод дозволяє отримати координати незалежно, тобто, не потребує синхронних спостережень на декількох перманентних ГНСС-станціях, на відміну від DD методу. Така особливість PPP методу дає змогу не враховувати спотворення координат, спричинених іншими перманентними ГНСС-станціями.

Реалізація методу Standalone в основному виконується в ГНСС-приймачі під час вимірювань, натомість реалізація методів DD та PPP виконується в спеціалізованих програмних продуктах під час опрацювання. Загалом, за призначенням усі програмні продукти для роботи із ГНСС-даними можна поділити на 2 основних типи для підготовки та для опрацювання ГНСС-даних.

Для підготовки ГНСС-даних використовують програмні продукти для збору та формування ГНСС-вимірювань, а також допоміжне програмне забезпечення, яке дозволяє виконувати конвертування в RINEX (Receiver Independent Exchange Format) формат, проводити часові маніпуляції, фільтрацію, корекцію, злиття або поділ файлів спостережень, контроль якості ГНСС-даних тощо. Найпопулярнішим допоміжним програмним забезпеченням є TEQC (Translation, Editing and Quality Checking) [255].

Програмне забезпечення для опрацювання ГНСС-даних поділяється на інженерне та наукове програмне забезпечення, а також онлайн-сервіси для опрацювання.

Інженерне програмне забезпечення оснащено базовими, максимально автоматизованими функціями й процесами опрацювання, а також зручним і простим інтерфейсом. Це забезпечує його легке та швидке опанування та популярність серед великої кількості користувачів. Є надзвичайно багато видів інженерного програмного забезпечення, нижче перелічено деякі з них: Leica GeoOffice / Leica Infinity Surveying Software [159] (розробник Leica Geosystems AG (Швейцарія)), Trimble Business Center [261] (розробник Trimble Geospatial (США)), MAGNET Office [173] (розробник Topcon Positioning Systems Inc. (США)), GrafNav GNSS [123] (розробник NovAtel Inc. (Канада)), Justin [151] (розробник Javad GNSS (США)), South Geomatic Office [250] (розробник SOUTH GNSS (Китай)), CHC Geomatics Office [114] (розробник CHC Navigation (Китай)), Hi-Target Business Center [244] (розробник Hi-Target (Китай)), Survey Office [252] (розробник Spectra Geospatial (США)), Carlson Survey GNSS [66] (розробник Carlson Software (США)), GeoMax GeoOffice [115] (розробник GeoMax AG (Швейцарія)), EZSurv [97] (розробник MicroSurvey Software Inc. (Канада)). Кожне інженерне програмне забезпечення є унікальним і використовує власні алгоритми опрацювання, доступ до яких закритий для користувачів. Відзначимо, що більшість інженерних програмних продуктів використовують DD метод, проте є і такі, які використовують PPP, наприклад, Trimble Business Center [176] та GrafNav GNSS [178]. У [81]

представлено порівняння результатів опрацювання контрольної ГНСС-мережі у місті Баня-Лука (Боснія і Герцеговина), яка налічувала 24 пункти, із використанням чотирьох різних програмних продуктів Trimble Business Center [261], Leica Geo Office [159], Survey Office [252] та MAGNET Office [173]. Авторами виявлено значні відмінності в кінцевих результатах. Це підтверджує те, що використання різних алгоритмів у різних програмних продуктах призводить до різних результатів. Також важливо зазначити, що в інженерному програмному забезпеченні відсутні можливості враховувати комплексні моделі системи Земля-океан-атмосфера, що включають у себе взаємодію різних фізичних факторів, таких як припливне та неприпливне навантаження, гравітаційні ефекти, атмосферний тиск тощо. Тому використовувати таке програмне забезпечення для наукових досліджень, особливо на великих територіях, не рекомендовано, натомість, для вирішення інженерних (прикладних) завдань таке програмне забезпечення підходить ідеально.

Наукове програмне забезпечення надає можливість враховувати комплексні моделі системи Земля-океан-атмосфера під час аналізу й опрацювання ГНСС-даних, тому викликає наукове зацікавлення. На відміну від інженерного програмного забезпечення, наукове дає можливість комбінувати різні моделі й алгоритми опрацювання. Великий спектр можливостей вимагає від користувача глибокого розуміння фізичних принципів ГНСС-вимірювань, а також процесів, які на них впливають. До наукового програмного забезпечення належить:

- Bernese GNSS Software [54] – програмне забезпечення, розроблене в Астрономічному інституті Бернського університету (Швейцарія), яке є високопродуктивним програмним забезпеченням для опрацювання й аналізу ГНСС-даних.
- GAMIT/GLOBK [110] – програмне забезпечення, розроблене Інститутом океанографії Скриппса та Гарвардським університетом за підтримки Національного наукового фонду (США), яке є комплексним набором програм для аналізу ГНСС-вимірювань, в основному для вивчення деформації земної кори.

- GipsyX [117] – програмне забезпечення, розроблене Національним центром аерокосмічних технологій та досліджень (США), яке замінило програмне забезпечення GIPSY-OASIS. Використовується для опрацювання та аналізу ГНСС-даних, точної навігації авіатранспорту та визначення орбіт супутників.
- NAPEOS [189] – програмне забезпечення, розроблене Європейським центром космічних операцій Європейського космічного агентства (Франція). Використовується для опрацювання та аналізу ГНСС-даних, визначення орбіт низькоорбітальних супутників і синхронізації часу.

Результати опрацювання в таких програмних продуктах характеризуються високою точністю та надійністю і можуть бути використані для вивчення динаміки зміни фізичних параметрів Землі, виявлення геодинамічних процесів, розрахунків орбіт супутників, аналізу геодезичних мереж та багато іншого. Воно відіграє ключову роль у розвитку сучасної геодезії й допомагає в розумінні складних явищ, які відбуваються на поверхні та у внутрішніх шарах Землі.

Проте не в усіх випадках наукове програмне забезпечення є кращим від інженерного. До прикладу, у [42] представлено порівняння результатів опрацювання двох ГНСС-мереж, розташованих у регіонах Аттики та Салонік (Греція), із використанням п'яти різних програмних продуктів: наукового Bernese GNSS Software [54] та інженерних GeoMax GeoOffice [115], GrafNav GNSS [123], Trimble Business Center [261] та MAGNET Office [173]. На прикладі опрацювання ГНСС-мереж у регіонах Аттики (103 пункти, 56 базових ліній) та Салонік (127 пунктів 78 базових ліній) виявлено, що інженерні програмні продукти є ефективнішими та забезпечують досить високу точність визначення координат для невеликих ГНСС-мереж, які охоплюють невеликі території, натомість для опрацювання великих ГНСС-мереж, які охоплюють великі території, доцільно використовувати винятково наукове програмне забезпечення. Подібні висновки зроблено й під час порівняння результатів опрацювання ГНСС-мережі (6 пунктів, 5 базових ліній) у місті Тегеран (Іран) [127], із використанням чотирьох різних програмних

продуктів: наукового Bernese GNSS Software [54] та інженерних Leica Geo Office [159], Survey Office [252] і CHC Geomatics Office [114].

Останнім часом великої популярності набули онлайн сервіси для опрацювання ГНСС-даних. На них користувачу достатньо тільки завантажити файл вимірювань, а сервіс в автоматичному режимі підбере оптимальні параметри й виконає опрацювання. Такі сервіси в основному використовують наукове програмне забезпечення, мережу перманентних ГНСС-станцій, включених до IGS, а також точні ГНСС-продукти, які надає IGS.

До найпопулярніших онлайн-сервісів для опрацювання ГНСС-даних належать:

- AUSPOS [118] – розроблений Geoscience Australia (Австралія) та реалізований на основі методу DD програмного забезпечення Bernese GNSS Software [54].
- APPS (Automatic Precise Positioning Service) [256] – розроблений Національним центром аерокосмічних технологій і досліджень (США) та реалізований на основі методів DD та PPP програмного забезпечення GipsyX [117].
- Trimble CentrePoint RTX [262] – розроблений Trimble Geospatial (США) та реалізований на основі методу PPP програмного забезпечення Trimble Business Center [261]
- OPUS (Online Positioning User Service) [195] – розроблений Національною геодезичною службою (США) й реалізований на основі власних програмних алгоритмів (PAGES) методом DD.
- CSRS-PPP (Canadian Spatial Reference System – Precise Point Positioning) [202] – розроблений агентством Природних ресурсів Канади та реалізований на основі власних програмних алгоритмів (NRCanPPP) методом PPP.
- GAPS (GPS Analysis and Positioning Software) [111] – розроблений Університетом Нью-Брансвік (Канада) і реалізований на основі власних програмних алгоритмів (GAPS v6.0.0 r587) методом PPP.
- Magic-GNSS [172] – розроблений GMV Innovating Solutions (Іспанія) та

реалізований на основі власних програмних алгоритмів (Magic PPP client) методом PPP.

У таблиці 1.1 наведено порівняння онлайн-сервісів для опрацювання ГНСС-даних. Аналізуючи представлені результати, можемо відмітити досить широкий спектр можливостей опрацювання, який дозволяє опрацьовувати одно або двочастотні дані ГНСС-вимірювань у режимах статика або кінематика із використання методів PPP або DD.

Таблиця 1.1

Порівняння онлайн-сервісів для опрацювання ГНСС-даних

Онлайн сервіс	Доступні ГНСС-системи	Довжина файлу	Можливості опрацювання	Система координат
AUSPOS	NAVSTAR GPS	від 1 год до 7 діб	двочастотні дані, статика, DD	ITFR2008, GDA2020, GDA94
APPS	NAVSTAR GPS, ГЛОНАСС, BeiDou	---	одно та двочастотні дані, статика та кінематика, PPP та DD	ITRF2008
Trimble CentrePoint RTX	NAVSTAR GPS, ГЛОНАСС, Galileo, BeiDou, QZSS	від 1 год до 24 год	двочастотні дані, статика, PPP	різні системи включаючи реалізації ITRF
OPUS	NAVSTAR GPS	від 2 год до 24 год	двочастотні дані, статика, DD	ITRF2008
CSRS-PPP	NAVSTAR GPS, ГЛОНАСС	до 6 діб	одно та двочастотні дані, статика та кінематика, PPP	ITRF2008, NAD83
GAPS	NAVSTAR GPS, Galileo, BeiDou	від 2 год	двочастотні дані, статика та кінематика, PPP	ITRF2005, ITRF2008
Magic-GNSS	NAVSTAR GPS, ГЛОНАСС, Galileo, BeiDou, QZSS	без обмежень	двочастотні дані, статика та кінематика, PPP	ITRF2008

Відповідно до [140, 148] онлайн-сервіси опрацювання ГНСС-даних є альтернативним, і головне, простим медом опрацювання. У [147] на основі порівняння результатів опрацювання ГНСС-вимірювань на 490 пунктах автори зазначають, що всі наведені онлайн-сервіси опрацювання забезпечують практично однакові результати для файлів, тривалістю більше 5 год.

Натомість, у [131] на основі порівняння результатів опрацювання ГНСС-вимірювань на 7 пунктах визначено, що AUSPOS [118], який використовує DD метод, дає кращі результати, ніж інші сервіси, які використовують PPP метод, а серед онлайн-сервісів на основі PPP методу найкращими результатами характеризується CSRS-PPP [202].

Сучасні методи опрацювання ГНСС-даних, а також програмне забезпечення, яке їх використовує, відкриває нові можливості для підвищення точності позиціонування, що має важливе значення для наукових досліджень. Враховуючи сучасний стан опрацювання ГНСС-даних можемо припустити, що основними тенденціями подальшого їх розвитку буде:

- широке використання хмарних технологій, яке сприятиме зростанню ефективності опрацювання та зберігання ГНСС-даних, а також їх доступності для ширшого кола користувачів;
- застосування штучного інтелекту та машинного навчання, яке сприятиме автоматизації процесів опрацювання, аналізу, фільтрації та корекції ГНСС-даних, виявлення тенденцій (трендів) і проведенню прогнозування з високою точністю;
- розширення функціоналу спеціалізованого програмного забезпечення для можливості комбінування ГНСС-даних з іншими даними (наприклад, дані дистанційного зондування Землі).

Широкий спектр методів і засобів опрацювання ГНСС-вимірювань дає можливість отримати різні дані, які включають: точні координати, параметри тропосфери та іоносфери, параметри форми та фігури Землі, параметри орбіти супутника тощо. Оскільки перманентні ГНСС-станції працюють безперервно впродовж тривалого часу, то й результати їх опрацювання формуються окремо

для кожної ГНСС-станції у вигляді часового ряду. Під часовим рядом розуміють упорядковану в часі послідовність опрацьованих результатів, зібраних перманентною ГНСС-станцією впродовж певного періоду. Для отримання кількісних параметрів досліджуваної величини виконується аналіз часового ряду, який передбачає сукупність математико-статистичних методів аналізу, призначених для виявлення структури часового ряду і для його прогнозування. Виявлення структури часового ряду необхідне для побудови математичної моделі досліджуваної величини. Часові ряди перманентних ГНСС-станцій відкривають широкі можливості для дослідження довготермінових та короткотермінових рухів земної кори. Довготермінові рухи є, в основному, проявом горизонтальних або вертикальних деформацій земної кори [11]. Натомість, короткотермінові рухи обумовлені сезонними змінами параметрів навколишнього середовища (температури, тиску, вологості, сонячної радіації, швидкості вітру, кількості опадів, тощо) [11].

1.3. Методи побудови моделей сучасних рухів земної кори

1.3.1. Теоретичні основи побудови моделей сучасних рухів земної кори

Процеси руху земної кори викликають значний науковий інтерес. Їх вивчення має важливе значення для розуміння геологічних процесів, виникнення землетрусів, формування гірських хребтів та інших геологічних явищ. Перші припущення про рух тектонічних плит, так звана гіпотеза дрейфу материків, була описана в 1912 році А. Вегенером [268]. У 1968 році науковою спільнотою була прийнята так звана теорія тектоніки плит, припущення якої були описані в [186]. Тектоніка літосферних плит є передовою геологічною концепцією, згідно з якою літосфера розділена на великі плити, які рухаються по астеносфері в горизонтальному напрямку. Фактично цю теорію можна розглядати як сучасне втілення гіпотези мобілізму, яка висвітлює динамічність земної кори.

Відомо, що в перших публікаціях земну кулю поділяли на 5–6 тектонічних плит [165, 186], натомість, у наш час їх кількість зросла до 56-и плит [46], з яких 31-а додаткова плита покриває тільки 2.8% поверхні нашої планети (рис. 1.1).

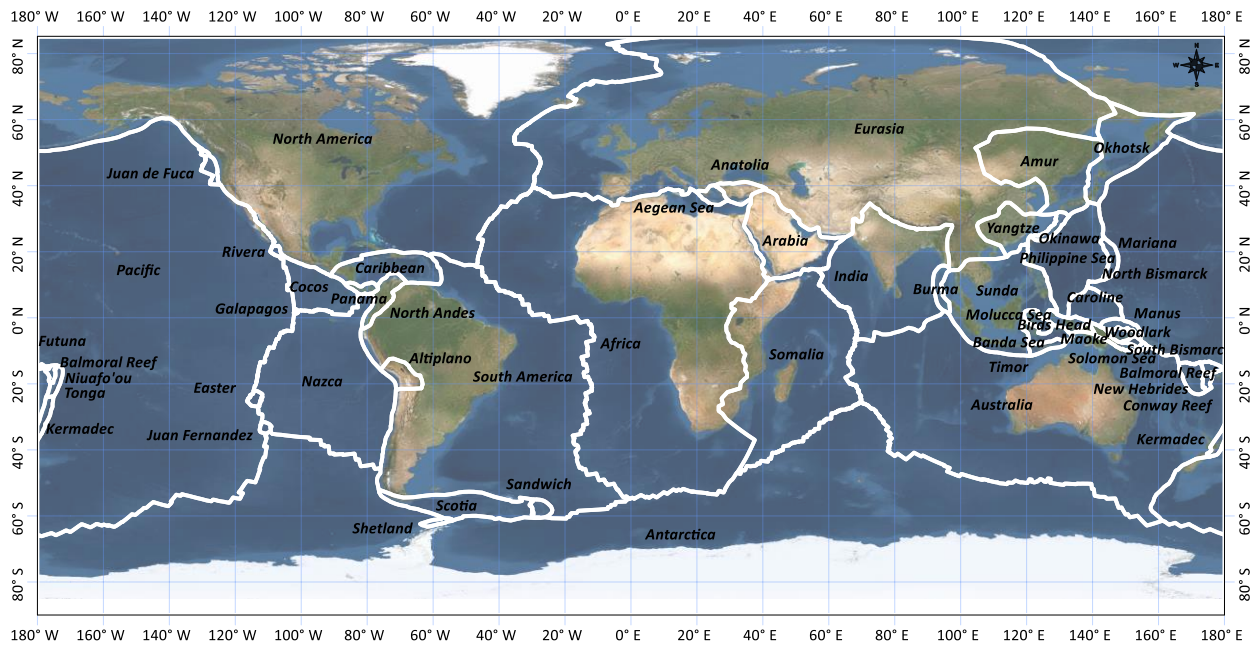


Рисунок 1.1 – Межі тектонічних плит, побудовані на основі [57]

Традиційно літосферу розділяють на 7 великих тектонічних плит (Тихоокеанська, Північноамериканська, Євразійська, Африканська, Антарктична, Австралійська та Південноамериканська), 15 середніх (Сомалійська, Індійська, Філіппінська, Амурська, Аравійська, Карибська, Янцзи, Сундська, Охотська, Наска, Кокос, Каролінська, Скоша, Новогейбридська та Бурма) і велику кількість дрібних мозаїчних плит-блоків.

Між тектонічними плитами чітко фіксується три типи активних зон, які були вперше описані у [186]:

- Зони спредингу (дивергентні межі) характеризують розходження тектонічних плит, сприяючи виходу магми з мантії та формуванню нової океанічної або континентальної кори. Цей процес зазвичай спостерігається на дні океанів у вигляді серединно-океанічних хребтів.
- Зони субдукції (конвергентні межі) характеризують занурення однієї тектонічної плити під іншу. Ці межі часто асоціюються з формуванням глибоководних жолобів, гірських ланцюгів і вулканічних дуг.
- Трансформні розломи характеризують паралельне переміщення тектонічних плит в одному або протилежних напрямках, що часто призводить до утворення землетрусів.

У процесі математичного моделювання необхідно брати до уваги наступні властивості тектонічних плит. По-перше, границі плит, які відповідають активно діючим землетрусам, є неперервними. Великим тектонічним плитам, як правило, відповідають центри спредингу, зони субдукції і трансформні розломи. По-друге, важливою при моделюванні рухів тектонічних плит є гіпотеза їх твердості, яка дозволяє використати теорему обертання Ейлера [95] про поступово-обертальний рух твердого тіла для побудови достатньо простих моделей відносного руху плит на геосфері. По-третє, усі тектонічні плити розглядаються як тверді сферичні оболонки певної площі на поверхні сфери, а швидкість спредингу – як ключова інформація для пояснення їх руху. З точки зору моделювання відносний рух між будь-якими двома тектонічними плитами може бути представлений як просте обертання навколо полюса обертання Ейлера, у зв'язку з цим ротаційні параметри (параметри обертання Ейлера) відіграють важливу роль для побудови моделей руху тектонічних плит.

Відповідно до теореми обертання Ейлера [95], рух твердого тіла на поверхні кулі можна описати як обертання навколо осі, що проходить через центр цієї кулі. Як зазначається в [171], переміщення тектонічної плити відносно інших плит відбувається як обертання навколо полюса Ейлера (рис. 1.2).

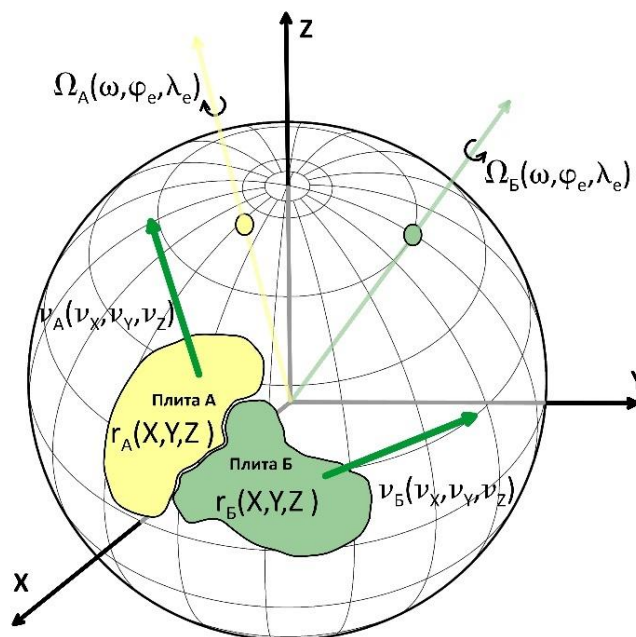


Рисунок 1.2. – Модель взаємного переміщення двох тектонічних плит

Використовуючи теорему Ейлера, для будь-якого вектора r , який знаходиться на межі між двома тектонічними плитами i та j , положення якого визначається за широтою φ і довготою λ певної точки на поверхні Землі, можливо виразити відносну швидкість v_{ji} однієї плити щодо іншої через стандартну параметризацію лінійної швидкості твердого тіла, використовуючи наступну залежність:

$$v_{ji} = \Omega_{ji} \cdot r, \quad (1.1)$$

де, Ω_{ji} – вектор кутової швидкості плити j по відношенню до плити i або вектор Ейлера.

Загалом зв'язок між компонентами вектора Ейлера $\Omega = (\omega_x, \omega_y, \omega_z)^T$ та відповідними ротаційними параметрами $(\omega, \varphi_e, \lambda_e)$ можна записати у наступній формі:

$$\left. \begin{array}{l} \omega_x = \omega \cdot \cos \varphi_e \cos \lambda_e \\ \omega_y = \omega \cdot \cos \varphi_e \sin \lambda_e \\ \omega_z = \omega \cdot \sin \varphi_e \end{array} \right\} \left. \begin{array}{l} \omega = \sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2 + \omega_z^2} \\ \varphi_e = \arctan(\omega_y/\omega_x) \\ \lambda_e = \arctan(\omega_z/\sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2}) \end{array} \right\}. \quad (1.2)$$

Через компоненти вектора Ейлера можна визначити лінійні швидкості в прямокутній системі координат, використовуючи залежність:

$$\left. \begin{array}{l} V_x = (z\omega_y - y\omega_z) \\ V_y = (x\omega_z - z\omega_x) \\ V_z = (y\omega_x - x\omega_y) \end{array} \right\}. \quad (1.3)$$

Представлені функціональні залежності дають можливість записати векторний добуток (1.1) у наступному вигляді:

$$V_{xyz} = V_x e_x + V_y e_y + V_z e_z \quad (1.4)$$

або

$$V_{xyz} = \begin{bmatrix} V_x \\ V_y \\ V_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & z & -y \\ -z & 0 & x \\ y & -x & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \omega_x \\ \omega_y \\ \omega_z \end{bmatrix} = X_{xyz} \cdot \Omega,$$

де, e_x , e_y та e_z – орти координат осей x , y , z .

Використовуючи функціональну залежність (1.2), можна записати ще одне представлення компонента вектора $v = V_{xyz}$ через сферичні координати φ_e і λ_e полюса Ейлера:

$$V_{xyz} = \begin{bmatrix} V_x \\ V_y \\ V_z \end{bmatrix} = \begin{cases} \omega \cdot R \cdot (\cos \varphi_e \sin \lambda_e \sin \varphi - \sin \varphi_e \cos \varphi \sin \lambda) \\ \omega \cdot R \cdot (\sin \varphi_e \cos \varphi \cos \lambda - \cos \varphi_e \cos \lambda_e \sin \lambda), \\ \omega \cdot R \cdot \cos \varphi_e \cos \varphi \sin(\lambda - \lambda_e) \end{cases} \quad (1.5)$$

де, $\omega = |\Omega|$ скалярна кутова швидкість обертання тектонічної плити.

Північний та східний компоненти лінійної швидкості, за необхідності переходу до локальної системи координат NEU, можна отримати на основі простих перетворень $V_{NEU} = R_{\varphi\lambda} \cdot V_{XYZ}$:

$$V_{NE} = \begin{bmatrix} V_N \\ V_E \end{bmatrix} = \begin{cases} \omega \cdot R \cdot \cos \varphi_e \sin(\lambda - \lambda_e) \\ \omega \cdot R \cdot [\sin \varphi_e \cos \varphi - \cos \varphi_e \sin \varphi \cos(\lambda - \lambda_e)] \end{cases} \quad (1.6)$$

Представлений алгоритм описує шлях розв'язанням прямої задачі обчислення вектора лінійної швидкості в глобальній геоцентричній (1.5) та локальній топоцентричній (1.6) системах координат на основі наявних ротаційних полюсів. Натомість, на практиці виникає необхідність розв'язання оберненої задачі, яка полягає у визначенні ротаційних параметрів на основі наявних векторів лінійної швидкості. Враховуючи те, що в межах теорії тектоніки плит кожна плиту приймають у вигляді твердого блока, а модуль вектора $|\Omega| = \omega$ повинен бути постійним і не залежати від часу. Тому якщо на плиті ми маємо більше 2-х пунктів із відомою лінійною швидкістю, то обернену задачу можна розв'язати методом найменших квадратів:

$$\begin{aligned}
& \delta_{\omega}(\sin(\lambda - \lambda_{e_0}) \cos(\varphi_{e_0})) + \delta_{\varphi_e}(\omega_0 \sin(\lambda - \lambda_{e_0}) \sin(\varphi_{e_0})) - \\
& - \delta_{\lambda_e}(\omega_0 \cos(\lambda - \lambda_{e_0}) \cos(\varphi_{e_0})) + \omega_0 \cos(\varphi_{e_0}) \sin(\lambda - \lambda_{e_0}) - \\
& \quad - (V_{\varphi_0} - V_{\varphi}) = v_N, \\
& \delta_{\omega}(\cos(\varphi) \sin(\varphi_{e_0}) - \cos(\lambda - \lambda_{e_0}) \sin(\varphi) \cos(\varphi_{e_0})) \\
& + \delta_{\varphi_e}(\omega_0(\cos(\varphi) \cos(\varphi_{e_0}) + \cos(\lambda - \lambda_{e_0}) \sin(\varphi) \sin(\varphi_{e_0}))) \\
& \quad - \delta_{\lambda_e}(\omega_0 \sin(\lambda - \lambda_{e_0}) \sin(\varphi) \cos(\varphi_{e_0})) \\
& + \omega_0(\sin(\varphi_{e_0}) \cos(\varphi) - \cos(\varphi_{e_0}) \sin(\varphi) \cos(\lambda - \lambda_{e_0})) \\
& \quad - (V_{\lambda_0} - V_{\lambda}) = v_E,
\end{aligned} \tag{1.7}$$

де, δ_{ω} , δ_{φ_e} , δ_{λ_e} – шукані поправки до початкових значень ω_0 , φ_{e_0} , λ_{e_0} .

Тобто, використовуючи цю теорему, можна знайти місце (розташування ротаційного полюсу) для фіксації тектонічної плити в просторі, щоб можна було аналізувати рухи всередині плит. Використання цієї теореми в геодинаміці надало концепції тектоніки плит кількісний характер і відкрило перед теоретичною геологією шлях поступового перетворення її з описової науки в точну наукову дисципліну [10]. Очевидно, ротаційний режим повинен слугувати відправним моментом і основою чисельного й фізичного моделювання будь-яких геологічних (як і всіх інших) процесів [30], тобто, будь-які дослідження в тектонофізиці повинні починатися з аналізу ролі ротаційних параметрів у геодинамічних рухах.

1.3.2. Використання даних перманентних ГНСС-станцій для створення моделей сучасних рухів тектонічних плит

Перші моделі руху тектонічних плит ґрунтувалися на геологічних та геофізичних методах (наприклад, моделі: AM0-2 [170, 246], RM1 [181], RM2 [180], NNR-NUVEL-1 [43], NNR-NUVEL-1A [83], PB2002 [57] і найновіша – NNR-MORVEL56 [46]). Вони слугували основою для розуміння тектонічних процесів, зокрема формування гір та океанічних басейнів.

Завдяки стрімкому розвитку супутникових технологій сучасні моделі руху тектонічних плит базуються на різноманітних джерелах даних. Ці джерела включають ГНСС-дані, дані лазерної локації супутників – SLR (Satellite Laser Ranging) [137, 198], доплерівська орбітографія та радіопозиціонування інтегроване з супутника – DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite) [133, 269] та радіоінтерферометрія з наддовгою базою – VLBI (Very Long Baseline Interferometry) [142, 193]. Ці технології забезпечують високоякісні спостереження, що є критично важливими для точного визначення геодинамічних процесів на глобальному рівні. Вони активно використовуються завдяки рівномірним та щільним мережам станцій по всьому світу, високій точності та доступності даних для дослідників.

На сучасному етапі ключову роль у побудові моделей сучасних рухів тектонічних плит відіграють ГНСС-дані. Першочергово це пов'язано із доступністю таких технологій для великої кількості дослідників, а також через розвинену інфраструктуру ГНСС-станцій. До прикладу, тільки мережа IGS [138] включає більше 500 перманентних ГНСС-станцій. А враховуючи наявність щільних мереж ГНСС-станцій практично в усіх країнах світу, можемо припустити, що загальна кількість таких станцій на Землі сягає 20000. Тому є достатньо досліджень, пов'язаних із використанням ГНСС-даних для побудови моделей руху тектонічних плит, які охоплюють різні регіони як глобального, так і регіонального рівня. Також успішною тенденцією є безперервність досліджень цим методом. Наприклад, у 1997 – [160], 2004 – [143], 2006 – [55], 2010 – [50], 2013 – [94], 2018 – [258] та 2021 – [144] і очевидно, що цей список можна значно розширити та доповнити.

Мережі станцій інших супутникових систем не є настільки щільними. До прикладу, мережа станцій DORIS, яка рівномірно охоплює поверхню Землі, включає тільки 50–60 станцій. Мережа SLR налічує 40–50 станцій, більшість яких розташована на Євразійській тектонічній плиті. Мережа VLBI також налічує 40–50 станцій, розташованих в основному в екваторіальних широтах. Деякі приклади використання VLBI, SLR та DORIS для побудови моделей руху

тектонічних плит можна знайти в роботах: [55, 73, 146, 154, 249] – із використанням даних DORIS, [13, 14, 15, 16, 17, 18, 146, 153] – із використанням даних SLR; [124, 125, 145, 146, 152, 157, 158, 213] – із використанням даних VLBI. Очевидно, дані мереж VLBI, SLR та DORIS не можуть забезпечити таку ж деталізацію моделей руху тектонічних плит як мережа ГНСС, тому відзначимо, що останні моделі руху тектонічних плит ґрунтуються на поєднанні даних з усіх чотирьох систем.

Відомо, що моделі сучасних рухів тектонічних плит є основою для точного визначення та реалізації земних референціальних систем координат. Найвідомішою та найпопулярнішою є ITRS (International Terrestrial Reference System), а також її реалізація ITRF (International Terrestrial Reference Frame). На сьогоднішній день IERS (International Earth Rotation and Reference System Service) розробила 8 реалізацій цієї системи (ITRF94, ITRF96, ITRF97, ITRF2000, ITRF2005, ITRF2008, ITRF2014 та ITRF2020) [141]. Відповідно до [141] реалізація ITRF94 була однією з перших спроб інтеграції різних даних на глобальному рівні, вона побудована на основі поєднання ГНСС-даних із VLBI та SLR. Натомість у реалізації ITRF2000 [141] вперше поєднано дані чотирьох систем, включно з даними DORIS. Усі наступні реалізації ITRF будувались на основі найактуальніших даних із чотирьох систем із постійним покращенням точності та надійності. Найновіша реалізація ITRF2020 [141] побудована на основі всіх доступних даних за весь період спостережень. Схема розташування пунктів різних систем, використаних для побудови ITRF2020 [141], наведена на рисунку 1.3.

Зауважимо, що для побудови ITRF2020 [141] використано такі вхідні дані:

- дані ГНСС (1994.0–2021.0) – 9 861 щоденних комбінованих розв’язків від десяти центів опрацювання [204], включають 1905 станцій, з яких 1344 розташовані на 1159 майданчиках;
- дані DORIS (1993.0–2021.0) – 1456 щотижневих комбінованих розв’язків від чотирьох центів опрацювання [184], включаючи 201 станцію, розташовану на 87 майданчиках;
- дані SLR (1983.0–2021.0) – 244 двотижневих розв’язків з оцінками руху

полюсу і LOD (Length of Day) кожні три дні за період 1983.0-1993.0, і 1459 тижневих розв'язків зі щоденними оцінками руху полюсу і LOD після 1993.0 [197];

- дані VLBI (1980.0–2021.0) – 6178 періодичних (сеансових) комбінованих розв'язків від одинадцяти центів опрацювання [129, 130], включаючи 154 станції на 117 майданчиках.

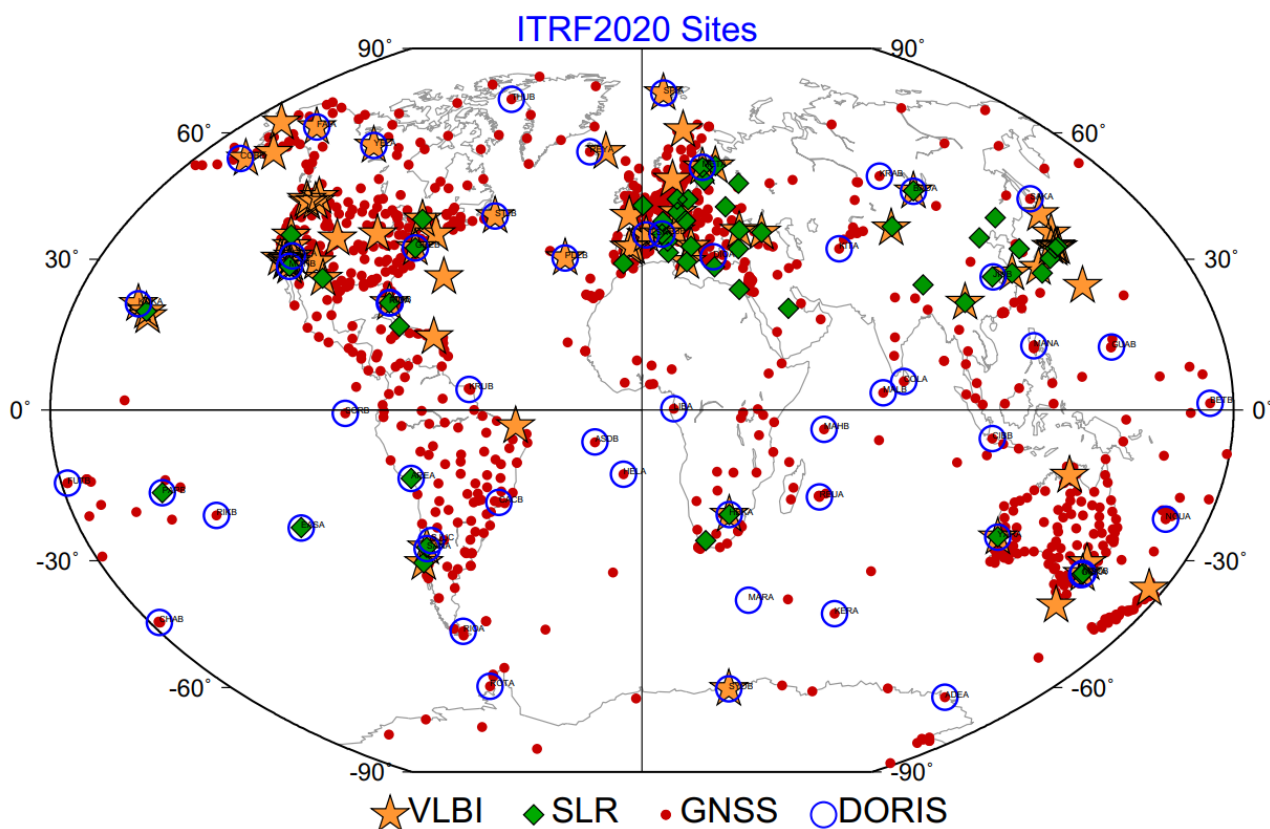


Рисунок 1.3. – Схема розташування пунктів різних систем використаних для побудови ITRF2020 [141]

Аналізуючи найновішу реалізацію ITRF2020 [141], можна додатково підтвердити, що саме ГНСС-дані відіграють ключову роль у побудові сучасних земних референсних систем координат. Відомо, що за кожною реалізацією стоїть побудована модель сучасних рухів тектонічних плит, наприклад: ITRF2000 [40], ITRF2014 [37] або ITRF2020 [38]. Тобто, ГНСС-дані є ключовими також для побудови моделей сучасних рухів тектонічних плит. Незважаючи на велику

кількість опублікованих моделей, через постійний рух тектонічних плит існує необхідність продовження досліджень у даному напрямку. А кожна модель та дослідження робить новий внесок у дослідження динаміки руху тектонічних плит.

Поєднання даних з різних джерел (ГНСС, VLBI, SLR, DORIS) для створення моделей сучасних рухів тектонічних плит підкреслює важливість інтеграції міждисциплінарних підходів у геодезії. Проте очевидно, що ГНСС-дані повинні відігравати основну роль у створенні таких моделей, а також бути основою для побудови земних референсних систем координат.

1.4. Моніторинг геодинамічних процесів із використанням ГНСС-даних

Відомо, що деформації земної поверхні відображають складні процеси глибинної динаміки Землі, які виникають при поступально-обертovому русі планети в просторі й можуть бути класифіковані як з точки зору їх змін в часі на вікові, періодичні та випадкові (епізодичні), так і з розподілом за типом рухів на горизонтальні, вертикальні та просторові.

Геодинамічні процеси сприяють формуванню й розвитку земної кори та рельєфу, а також забезпечують взаємодію різних геосфер нашої планети. Будь-які геодинамічні процеси є наслідком впливу різних факторів (рис. 1.4):

- *ендогенних*, пов'язаних з енергією, яка виникає у надрах Землі. Вони формують земну кору та її нерівномірності (гірські системи, океанічні западини, вулканічні конуси, тощо);
- *екзогенних*, які відбуваються під дією зовнішніх сил (енергії Сонця, Місяця, тощо). Вони природним методом формують поверхню суходолу та океанічного дна, беруть участь у руйнуванні гірських порід, транспортуванні уламків, нагромадженні осадів;
- *техногенних*, які зумовлені діяльністю людини. Вони також формують поверхню суходолу, але не природним методом, а є результатом людської діяльності (кар'єри, терикони, ґрунти, відвали, наживні піски водосховища, тощо).

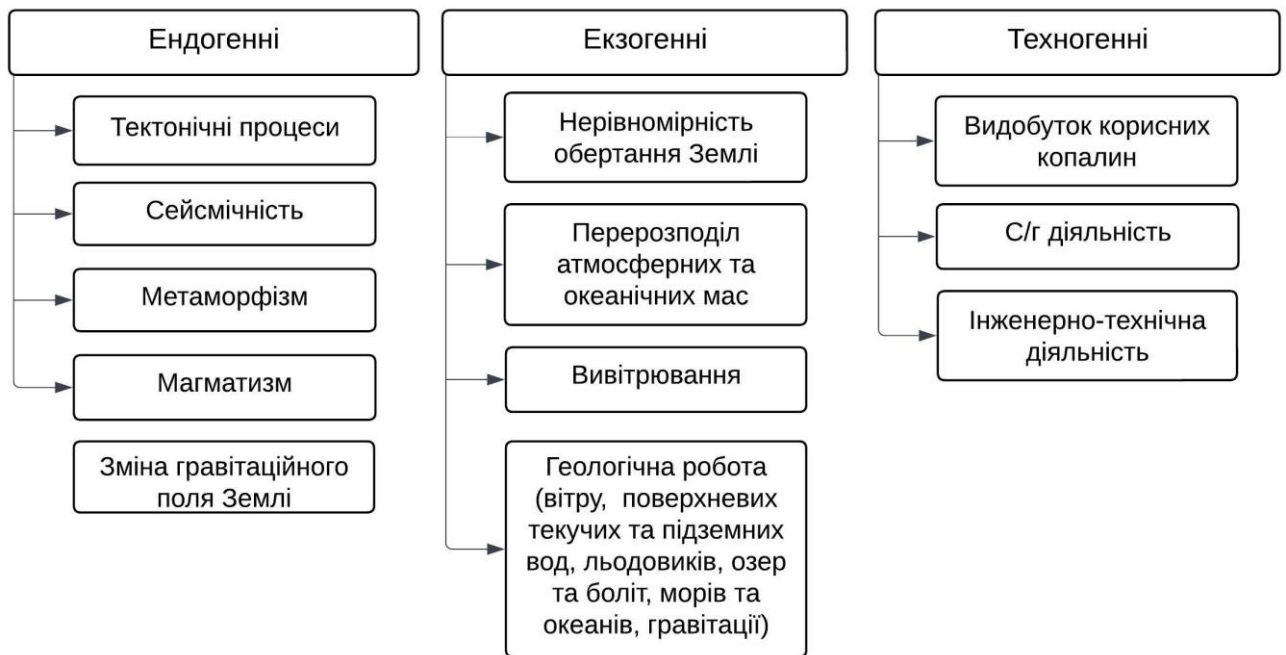


Рисунок 1.4. – Основні фактори, які сприяють розвитку геодинамічних процесів

Незважаючи на свою різноплановість, ендогенні та екзогенні фактори взаємопов'язані та взаємозумовлені. Вони діють одночасно, а наслідком їх дії є формування сучасного вигляду планети. Проте останнім часом господарська діяльність людей спричинила процеси, котрі є потужнішими за природні.

Відомо, що ГНСС-вимірювання забезпечують можливість дослідження просторових рухів земної кори, а також досить високу точність їх визначення. У зв'язку з цим останнім часом вони є незамінним методом для аналізу та диференціації різних геодинамічних процесів. Відповідно до [275], ГНСС є ключовим методом для дослідження геодинамічних і геофізичних явищ та основою для створення моделей деформацій на локальному, регіональному й глобальному рівнях.

Існує вдосталь прикладів використання ГНСС-вимірювань для дослідження різних ендогенних та екзогенних процесів: нерівномірності обертання Землі [63, 243]; перерозподілу атмосферних мас [233]; перерозподілу океанічних мас [104, 265]; післяльодовикової віддачі та балансу льодовикових і снігових мас [105, 192]; сейсмічності [27, 207, 257]; зміни гравітаційного поля Землі [266]; зміни рівня поверхневих текучих та підземних вод [60, 200]. Традиційно найбільше

досліджень присвячено аналізу та диференціації тектонічних процесів різних плит або окремих їх частин. Наприклад, для Євразійської плити в [25, 89, 168, 277], для Африканської плити в [211, 212], для Антарктичної плити в [26, 87, 88, 167, 258], для Північноамериканської плити в [65], для Південноамериканської плити в [272] і, звичайно, цей список публікацій можна значно розширити. Також ГНСС-методи є практично незамінними для моніторингу деформаційних процесів на локальному рівні, які спричинені техногенними факторами, зокрема будівництвом великих споруд, видобутком корисних копалин, зрошенням та осушенням земель. Техногенні втручання можуть спричинити значні зміни в структурі земної кори, що призводить до деформацій, зсувів, просідань ґрунтів та інших небезпечних геологічних процесів, наслідками яких може бути загибель людей; аварії; затоплення великих територій; забруднення і деградація ґрунтів, поверхневих та підземних вод, повітря; зміни рівня ґрунтових вод та багато іншого. Відповідно до [221] будівництво та експлуатація всіх великих та унікальних промислових комплексів та об'єктів збільшує техногенне навантаження на прилегле геофізичне середовище.

Особливого контролю потребують території, розташовані поблизу водосховищ. Оскільки наповнення водосховищ може призвести до прогину земної поверхні та опускання берегів, у зв'язку зі зростанням навантаження або до розходження та підняття берегів, у зв'язку з насиченням гірських порід водою. Є достатньо прикладів дослідження геодинамічних процесів до та після наповнення водосховища, наприклад, для Чорштинського водосховища (Польща) [196], водосховища ущелини Цзюдянь (Китай) [247], Енгурського водосховища (Грузія) [176], гребель Пурнарі I (Греція) [178] та Дамби Сілуоду (Китай) [166]. Також наповнення водосховищ може призвести до виникнення наведеної (індуктивної) сейсмічності. Згідно з [254], наведена сейсмічність може бути миттєва або тривала. Миттєва сейсмічність спостерігається досить часто й пов'язана з початком заповнення водосховища або великими змінами рівня води в ньому. Механізм, що контролює цю сейсмічність, пов'язаний з миттєвим впливом навантаження. Тривала сейсмічність спостерігається

зрідка, виникає після того, як ефект від початкового затоплення зменшився, і залежить від амплітуди й частоти коливань пласта, а також від розмірів і гідромеханічних властивостей підстильних порід. У [90] вказано, що за останні 70 років зафіксовано понад 80 випадків наведеної сейсмічності, яка виражалася в землетрусах магнітудою від 3 до 6.3 балів за шкалою Ріхтера. Сучасними прикладами водосховищ, на котрих зафіксована наведена сейсмічність, є водосховище Кастаньяо (Бразилія) [101], водосховище Три ущелини (Китай) [169], водосховище Сяовань (Китай) [135], водосховище Койна та Варна (обидва в Індії) [179].

Методи ГНСС відіграють ключову роль у моніторингу деформаційних процесів земної поверхні, забезпечуючи високу точність вимірювань просторових рухів. Це дозволяє досліджувати комплексні геодинамічні й геофізичні явища на глобальному, регіональному та локальному рівнях, що є критично важливим для розуміння фундаментальних процесів, які формують поверхню Землі.

Висновки до Розділу 1

1. Стрімкий розвиток та доступність ГНСС-технологій, а також розвинена інфраструктура мереж перманентних ГНСС-станцій, що охоплює всі материки та велику кількість островів, забезпечили можливість накопичити довготривалі ряди спостережень, які є джерелом інформації про динаміку сучасних глобальних, регіональних і локальних рухів земної поверхні. Великі обсяги зібраних, а також безперервне накопичення нових даних зумовлює необхідність розроблення нових та удосконалення наявних методів опрацювання, аналізу та використання їх у різних сферах.

2. Динаміка руху тектонічних плит вимагає постійного оновлення моделей сучасних тектонічних рухів, які є основою для комплексного аналізу й прогнозування геодинамічних процесів, а також глибшого розуміння взаємозв'язків між ними. Ротаційні параметри тектонічних плит є основою для розроблення нових та уточнення наявних земних референціальних систем

координат, які є необхідними для розв'язку більшості геодезичних завдань.

3. Враховуючи стан розвитку ГНСС-технологій, а також методів та засобів їх використання, виникає необхідність удосконалення методів побудови моделей сучасних рухів тектонічних плит на основі доступних рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій, для можливості оперативного оновлення таких моделей.

4. Динаміка зміни ротаційних параметрів, які стали основою моделей сучасних тектонічних рухів, очевидно, є наслідком процесів, пов'язаних з нерівномірністю обертання Землі, а також зміною динамічних параметрів різних тектонічних структур. У зв'язку з цим, виникає необхідність розроблення методик визначення динамічних параметрів тектонічних структур (моменту інерції, моменту імпульсу та кінетичної енергії) на основі доступних рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій, а також оцінювання просторово-часового взаємозв'язку між зміною цих параметрів і нерівномірністю обертання Землі. Такі взаємозв'язки є необхідними для розуміння фундаментальних процесів в тілі Землі, зважаючи на систематичне зростання швидкості обертання Землі після 2016 року.

5. Важливим є розроблення методів опрацювання й аналізу вимірювань перманентних ГНСС-станцій для побудови моделей деформацій земної поверхні. Такі моделі забезпечують можливість оперативного моніторингу геодинамічних процесів та ідентифікації зон підвищеного ризику.

РОЗДІЛ 2. Удосконалення методики визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань

Традиційно під ротаційними параметрами в геодинаміці та геофізиці розуміють параметри, які описують ротаційні рухи тектонічних плит навколо своїх умовних осей (точок опори). Такими параметрами є кутова швидкість обертання тектонічної плити, а також параметри умовної осі, навколо якої відбувається обертання.

Кутова швидкість (ω) – це векторна величина, яка характеризує швидкість обертання твердого тіла відносно осі або точки та дорівнює відношенню приросту кута повороту $\Delta\varphi$ до проміжку часу Δt , за який цей приріст відбувається [1]. Визначається кутова швидкість у радіанах за секунду ($\text{рад} \cdot \text{с}^{-1}$), проте в геодинаміці й геофізиці, через надто малі значення кутової швидкості, використовують розмірність радіанів або градусів за мільйон років ($\text{рад} \cdot \text{м.р.}^{-1}$ або $^\circ \cdot \text{м.р.}^{-1}$). Оскільки зростання кута відраховується проти годинникової стрілки, то кутова швидкість додатна при обертанні проти годинникової стрілки і від'ємна при обертанні за годинниковою стрілкою.

Для опису умовної осі, навколо якої відбувається обертання тектонічної плити, використовуються геодезичні координати однієї з двох протилежних точок на поверхні Землі, які ця вісь перетинає (φ_e, λ_e). В основному використовують ту точку, у якій кутова швидкість має позитивне (додатне значення) і вибирається за правилом правої руки [72].

Ротаційні параметри можна визначати за допомогою різних методів, зокрема:

- Аналіз азимутів трансформних розломів [43, 68, 82, 180] – ґрунтується на використанні орієнтацій трансформних розломів для оцінки параметрів обертання тектонічних плит. Кожен азимут трансформного розлому вказує на напрям, у якому рухається тектонічна плита, а комплексний аналіз таких азимутів дає можливість визначити ротаційні параметри.
- Оцінювання векторів ковзання при землетрусах [43, 68, 82, 180] –

ґрунтується на аналізі рухів тектонічних плит у зоні активних сейсмічних розломів. Вектори таких рухів вказують напрямок і величину руху вздовж розлому під час землетрусу. Аналіз кількох таких векторів у певній області також дає можливість оцінити ротаційні параметри.

- Аналіз швидкості поширення магнітних аномалій на серединно-океанічних хребтах [43, 82, 180] – ґрунтується на взаємодії магнітних аномалій магми (яка при виході на поверхню через серединно-океанічні хребти зберігає інформацію про магнітне поле в той час, коли вона була утворена) та магнітного поля Землі. Дослідження таких аномалій дозволяє визначити швидкість обертання та положення осі обертання тектонічних плит у певній області.

Натомість [34, 35, 40, 45, 120, 156, 236] зазначають, що через стрімке збільшення кількості перманентних ГНСС-станцій, а також високу якість їх вимірювань, вони стали альтернативним методом для оцінки ротаційних параметрів. Проте питання визначення ротаційних параметрів винятково на основі ГНСС-даних є доволі дискусійним. Сьогодні, крім ГНСС-даних для визначення ротаційних параметрів, активно використовуються різні методи космічних вимірювань, зокрема VLBI, SLR та DORIS. Відповідно до [38] останнє рішення ITRF2020 базується на спільному опрацюванні SLR, DORIS, VLBI та ГНСС даних і використовує максимальну кількість часових рядів, доступних для кожного із використаних методів. Однак через відсутність або малу кількість станцій SLR, DORIS та VLBI на середніх та малих тектонічних плитах вважається недоцільним використовувати такі дані для визначення ротаційних полюсів. На сьогодні накопичено довготривалі ряди спостережень перманентних ГНСС-станцій, розташованих на всіх материках і великій кількості островів. Очевидно, на основі цих даних можна достовірно прослідкувати зміни ротаційних параметрів тектонічних плит у часі та проаналізувати їх кореляційний зв'язок. У зв'язку з цим у даному розділі виконано удосконалення методики визначення сучасних ротаційних

параметрів тектонічних плит, також апробовано модернізовану методику для визначення ротаційних параметрів великих, середніх та дрібних тектонічних плит на основі даних вимірювань перманентних ГНСС-станцій за останні 20 років (2002–2021 роки).

2.1. Алгоритм удосконаленої методики визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит

Використовуючи процедури, засновані на методі найменших квадратів, запропоновано вдосконалену методику визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит на основі опрацювання часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій [216] (рис. 2.1).

Для забезпечення можливості максимального відтворення дослідження в якості вхідних даних методика передбачає використання [17, 215, 216, 217, 218]:

- наявних у вільному доступі в Невадській геодезичній лабораторії (НГЛ) [59] часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій, або будь-яких інших даних, підготовлених в аналогічному форматі;
- наявних у вільному доступі в НГЛ [59] географічних координат перманентних ГНСС-станцій;
- вимоги до часових рядів щоденних розв'язків і вимоги до визначених швидкостей перманентних ГНСС-станцій.

Обчислення даних у НГЛ [59] виконуються методом PPP з використанням програмного забезпечення GIPSY-OASIS-II.

Важливо відзначити, що координати та часові ряди щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій доступні на НГЛ [59] у системі IGS14. Реалізація IGS14 була представлена в 2017 році паралельно з перевизначеною реалізацією ITRF2014 [39]. Параметри трансформації між реалізаціями ITRF2014 та IGS14 не публікувалися, оскільки передбачається, що їх глобальні значення дорівнюють нулю. У зв'язку з практичною ідентичністю цих систем, у роботі ми будемо оперувати аббревіатурою ITRF2014/IGS14 [216, 217].

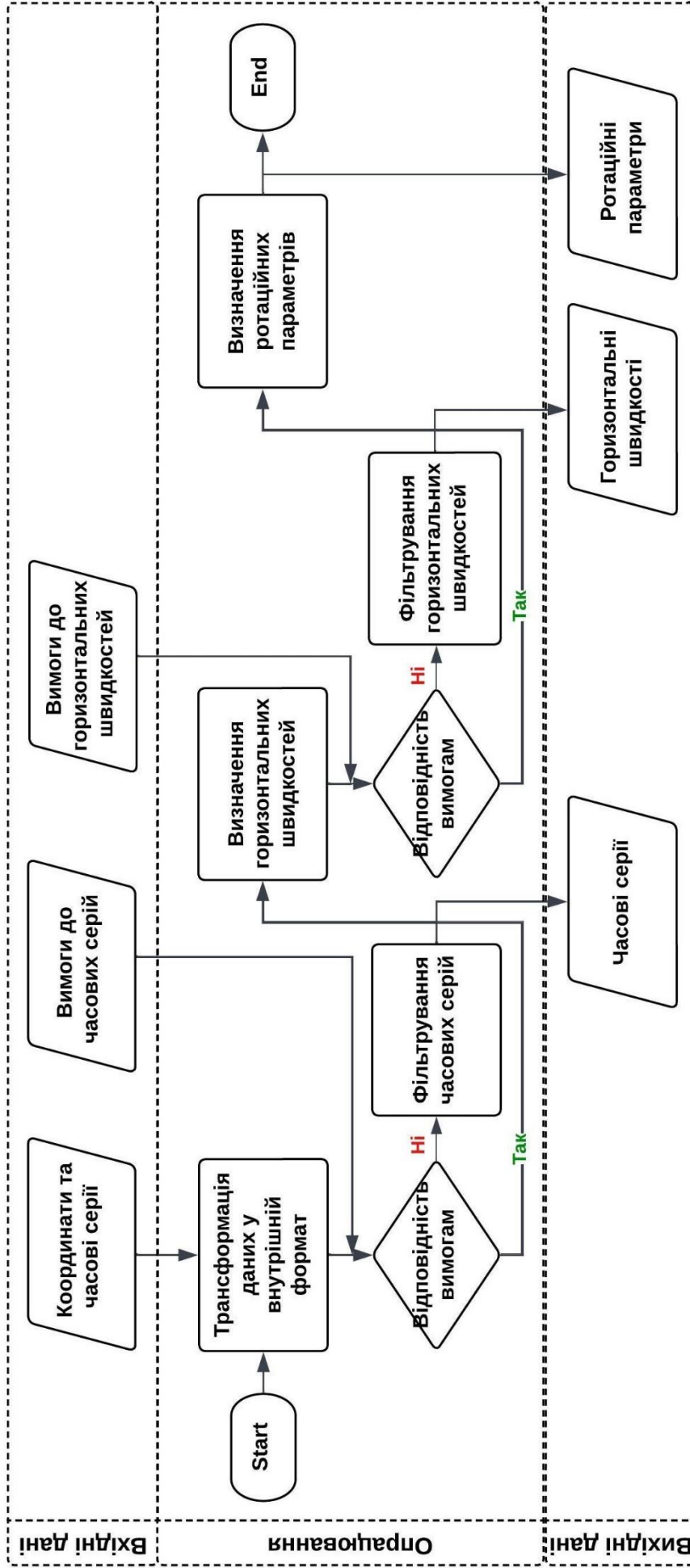


Рисунок 2.1 – Алгоритм визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит на основі опрацювання часових рядів щоденних розв’язків перманентних GNSS-станцій [216]

Вихідними даними в методиці є [17, 215, 216, 217, 218]:

- опрацьовані (фільтровані) часові ряди щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій;
- визначені швидкості перманентних ГНСС-станцій;
- визначені ротаційні параметри досліджуваних тектонічних плит.

Структурно запропонована методика передбачає 5 основних етапів (див. рис. 2.1) [216] і використовує, узагальнює та модернізує підходи, наведені у [12, 258]:

1. Трансформація даних у внутрішній формат. НГЛ [59] надає відкритий доступ до часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій у різних форматах. У методиці використовували дані часових рядів щоденних (24-годинних) розв'язків перманентних ГНСС-станцій у форматі *.tenv3 в системі координат IGS14 [216, 224]. Дані НГЛ [59] структуровані окремим файлом для кожної перманентної ГНСС-станції, проте така структура не є зручною для спільного опрацювання. Тому на даному етапі вхідні дані трансформували у внутрішній формат. Результатом стала база даних, яка об'єднує часові ряди щоденних розв'язків з різних перманентних ГНСС-станцій.

2. Перевірка на відповідність вимогам та фільтрація часових рядів. Відбір даних відбувається на основі критеріїв до перманентних ГНСС-станцій, наведених у [37]:

- часові ряди щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій повинні бути довгими, ніж 3 роки;
- перманентні ГНСС-станції не повинні зазнавати впливу постсейсмічних деформацій [39];
- перманентні ГНСС-станції повинні знаходитися на відстані не менше 100 км від кордонів плит [57], поза зонами деформацій [44, 155] та далеко від регіонів GIA (Glacial Isostatic Adjustment);
- часові ряди щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій не повинні мати викидів та грубих похибок, які перевищують поріг 3σ з достовірністю 99.7% (тобто, якщо деяке значення із щоденних розв'язків більше, ніж у 3 рази перевищувало стандартне відхилення,

його вважали викидом та/або грубою помилкою);

- значення залишкових відхилень після опрацювання часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій не повинні перевищувати 1 мм/рік.

Зауважимо, що часові ряди щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій, які мали одиночні грубі похибки та викиди, фільтрували та не додавали до опрацювання.

3. Визначення швидкостей горизонтальних зміщень. На даному етапі для всіх розв'язків перманентних ГНСС-станцій складали лінійні рівняння виду [216, 217]:

$$f(t_i) = v(t_i) + y_0, \quad (2.1)$$

де, t_i – епоха спостереження, v – лінійна швидкість перманентної ГНСС-станції та y_0 – зсув часового ряду (на епоху t_0 – початкова епоха).

Системи рівнянь для кожної компоненти розв'язували окремо методом найменших квадратів, визначали складові векторів швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій, а також виконувалась оцінка точності визначених параметрів.

4. Перевірка на відповідність вимогам та фільтрація визначених швидкостей. На даному етапі визначали та відбраковували перманентні ГНСС-станції з низькою точністю визначення складових швидкостей горизонтальних зміщень, а також перманентні ГНСС-станції з аномальними напрямками векторів. Швидкості, точність визначення яких була гіршою за 15% від значення швидкості, вилучали із опрацювання.

5. Визначення ротаційних параметрів. Для визначення ротаційних параметрів використовувався удосконалений математичний апарат, представлений у [12], який ґрунтується на взаємозв'язку між компонентами швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій та ротаційних параметрів тектонічних плит (1.6 та 1.7).

Оскільки вимірювання перманентних ГНСС-станцій мають різну тривалість, а також розриви, то під час розв'язання системи рівнянь використовували вагу, яка враховує безперервність та рівномірність розподілу даних упродовж спостережень [258]:

$$p = \frac{p_1 \cdot p_2}{m_v^2}, \quad (2.2)$$

де, p_1 – вага за нерівномірність даних, p_2 – вага за безперервність даних, m_v^2 – середньоквадратична похибка визначення складових векторів швидкостей горизонтальних зміщень.

Вагу за нерівномірність даних визначаємо як [258]:

$$p_1 = 1 - \frac{2 \cdot |s_r - s_t|}{\Delta t}, \quad (2.3)$$

де, $s_r = \frac{t_0 + t_k}{2}$ – середня довжина усього інтервалу спостережень, яка не залежить від кількості розв'язків, t_k – епоха кінця спостереження, $s_t = \frac{\sum_{i=1}^n t_i}{k}$ – середня епоха всіх наявних розв'язків, k – кількість розв'язків, яка може не збігатися з середньою довжиною інтервалу спостережень s_r , $\Delta t = t_k - t_0$ – довжина інтервалу спостережень.

Вагу за безперервність даних визначаємо як [258]:

$$p_2 = 1 - \frac{4 \cdot \left| \frac{\Delta t}{4} - \delta t \right|}{\Delta t}, \quad (2.4)$$

де, $\delta t = \frac{\sum |t_i - s_t|}{k}$ – сума середнього відхилення епох усіх наявних розв'язків від s_t .

Також у рамках визначення ротаційних параметрів виконували обчислення середньоквадратичних похибок визначення ротаційних параметрів, використовуючи такі функціональні залежності:

$$m_{\omega} = \mu \sqrt{Q_{\omega\omega}}, \quad m_{\varphi_e} = \mu \sqrt{Q_{\varphi_e\varphi_e}}, \quad m_{\lambda_e} = \mu \sqrt{Q_{\lambda_e\lambda_e}}, \quad (2.5)$$

де, $\mu = \sqrt{\frac{v^T p v}{2n-1}}$ – середня квадратична похибка одиниці ваги, $Q_{\omega\omega}, Q_{\varphi_e\varphi_e}, Q_{\lambda_e\lambda_e}$ – діагональні елементи коваріаційної матриці, v – відхилення визначених від вимірних значень швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій, n – кількість використаних ГНСС-станцій.

У результаті опрацювання отримували значення сучасних ротаційних параметрів тектонічної плити, а також точність їх визначення. Відомо, що розташування ротаційного полюсу можна представити двома протилежними точками на поверхні Землі, через які проходить вісь обертання тектонічної плити. Для систематизації результатів обчислень у даній методиці використовували точки розташування ротаційного полюсу, які забезпечують позитивний кут обертання, визначений за правилом правої руки [72].

Відомо, що ротаційні параметри є залежними від часу величинами, оскільки земна поверхня постійно деформується. Тому під час визначення цих параметрів використовувалась середня система координат Тіссерана, яка гарантує мінімізацію кінетичної енергії деформацій. Середня система координат Тіссерана формувалась на основі наступних умов:

$$\int_{Earth} r \cdot dm = 0, \quad (2.6)$$

$$L = \int_{Earth} (r \cdot v) \cdot dm = 0, \quad (2.7)$$

де, r – вектор, який знаходиться на межі між двома тектонічними плитами i та j , положення якого визначається за широтою φ і довготою λ певної точки на поверхні Землі, v – швидкість деформацій, L – відносний або деформаційний момент імпульсу.

Умова (2.6) відповідає середньому інтегральному нульовому зміщенню, а умова (2.7) відповідає нульовому середньому інтегральному значенню можливих обертань. Таку умову ще називають NNR (no-net-rotation) («без

загального обертання»). Умова NNR є ключовою при визначенні ротаційних параметрів, оскільки в геоцентричній системі Тіссерана поле деформацій не має будь-яких обертань. Ротаційні параметри, визначені з використанням NNR умови, називають абсолютними, оскільки вони описують рухи тектонічних плит відносно ядра та мантії Землі. Відповідно до [46], ротаційні параметри, визначені у NNR системі відліку широко використовуються в геодинаміці та тектоніці як основа для оцінювання чистого обертання літосфери.

2.2. Підготовка вхідних даних для апробації вдосконаленої методики визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит

Як зазначали раніше, сучасні моделі поділяють земну кулю на 56 тектонічних плит [46], серед яких 7 великих, 15 середніх та 34 мікроплити. Проте на значній кількості середніх та мікроплитах немає достатньої кількості якісних перманентних ГНСС-станцій. Тому апробацію методики виконано на прикладі тільки тих тектонічних плит, де є достатня кількість перманентних ГНСС-станцій, які відповідають вимогам, представленим у [37]. Відзначимо, що відбір перманентних ГНСС-станцій виконувався з використанням меж тектонічних плит, опублікованих у [57].

У результаті, до опрацювання включено часові ряди щоденних розв'язків 3169 перманентних ГНСС-станцій, розташованих на 7-ми великих, 7-ми середніх та 3-х мікроплитах [216]. Розподіл відібраних перманентних ГНСС-станцій між тектонічними плитами подано в таблиці 2.1. Додатково на рисунку 2.2 наведено розташування відібраних перманентних ГНСС-станцій.

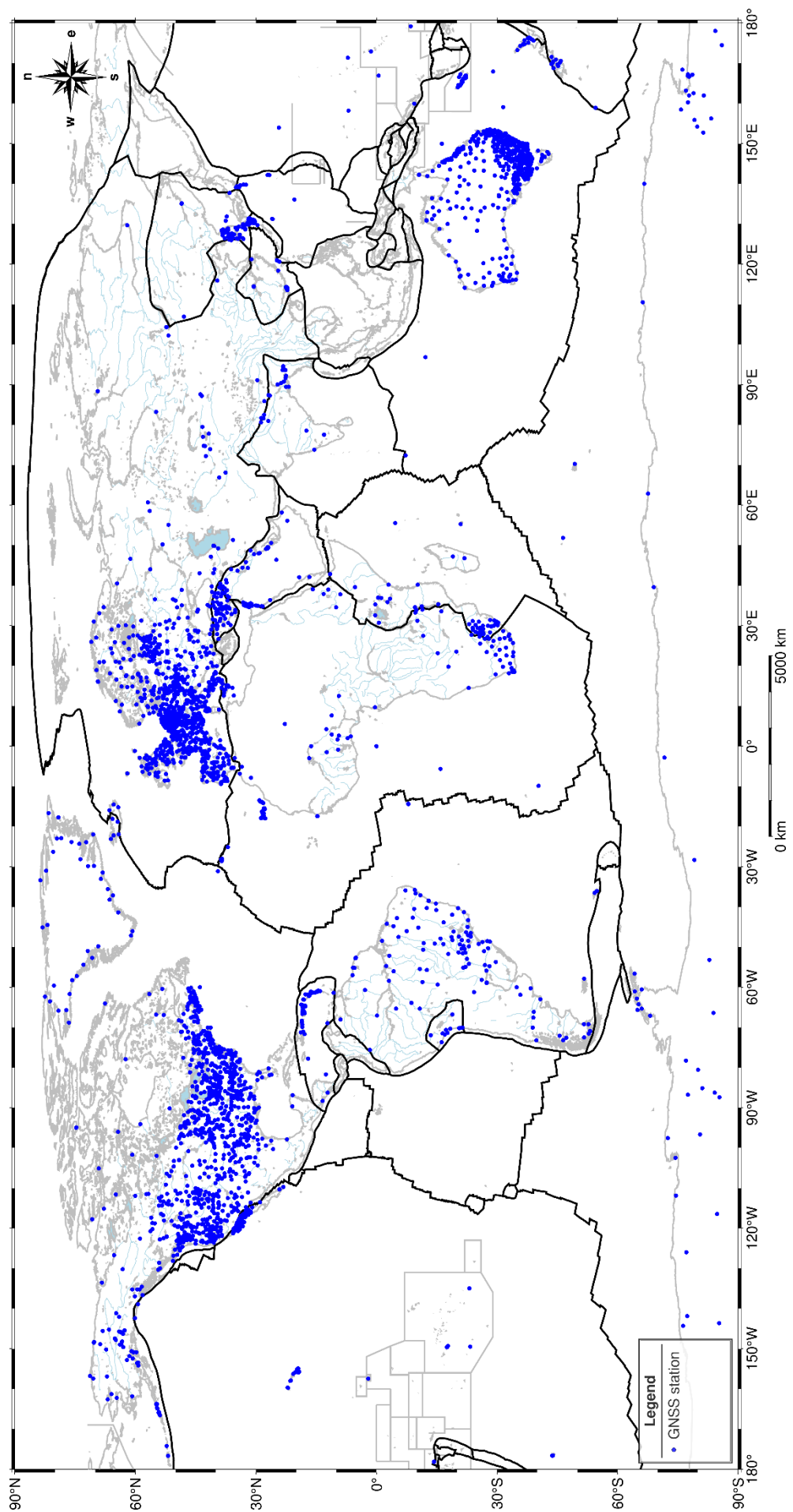
Аналізуючи представлені результати, можна стверджувати, що досліджувані тектонічні плити покривають 92.59% поверхні Землі, проте густина і рівномірність розташування відібраних перманентних ГНСС-станцій в їхніх межах є надзвичайно різною. Найменшу кількість перманентних ГНСС-станцій відібрано для Філіппінської та Альгіптанської плит (12 та 15 відповідно), натомість найбільшу – для Північноамериканської, Євразійської та Австралійської плит (965, 879 та 474 відповідно).

Розподіл відібраних перманентних ГНСС-станцій між тектонічними плитами [216]

Тип плити	Ідентифікатор плити	Назва плити	Площа (стер-радіани)	Площа (тис. км ²)	Відібраних ГНСС-станцій
Велика плита	PA	Тихоокеанська	2.57685	103.300	178
	NA	Північноамериканська	1.36559	75.900	965
	EU	Євразійська	1.19630	67.800	879
	AF	Африканська	1.44065	61.300	126
	AN	Антарктична	1.43268	60.900	58
	AU	Австралійська	1.13294	47.000	474
	SA	Південноамериканська	1.03045	43.600	112
Середня плита	SO	Сомалійська	0.47192	16.700	49
	IN	Індійська	0.30637	11.900	21
	PS	Філіппінська	0.13409	5.500	12
	AM	Амурська	0.13066	-	50
	AR	Аравійська	0.12082	5.000	38
	CA	Карибська	0.07304	3.300	46
	YA	Янцзи	0.05425	-	25
Мікро-плита	AP	Альтіплано	0.02050	-	15
	AT	Анатолійська	0.01418	-	48
	ON	Окінава	0.00802	-	73

Відзначимо, що на всіх великих тектонічних плитах є достатня кількість перманентних ГНСС-станцій, натомість на 8-и середніх тектонічних плитах відібрати якісні перманентні ГНСС-станції не вдалося. Здебільшого це тектонічні плити, які знаходяться під товщею океанів та морів із поодинокими островами, де немає можливості інсталиювати перманентні ГНСС-станції (Наска, Сундська, Кокос, Скоша, Охотська, Каролінська, Новогібридська та Бурма). Якщо аналізувати мікроплити, то до опрацювання включено тільки 3 із 34 таких. Це зумовлено тим, що мікроплити в основному є дрібними тектонічними блоками на межах великих та/або середніх тектонічних плит.

На рисунку 2.3 наведено характеристики мереж відібраних перманентних ГНСС-станцій окремо для кожної досліджуваної тектонічної плити.



*Рисунок 2.2. – Розташування відібраних перманентних GNSS-станцій [216]
 (Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [57])*

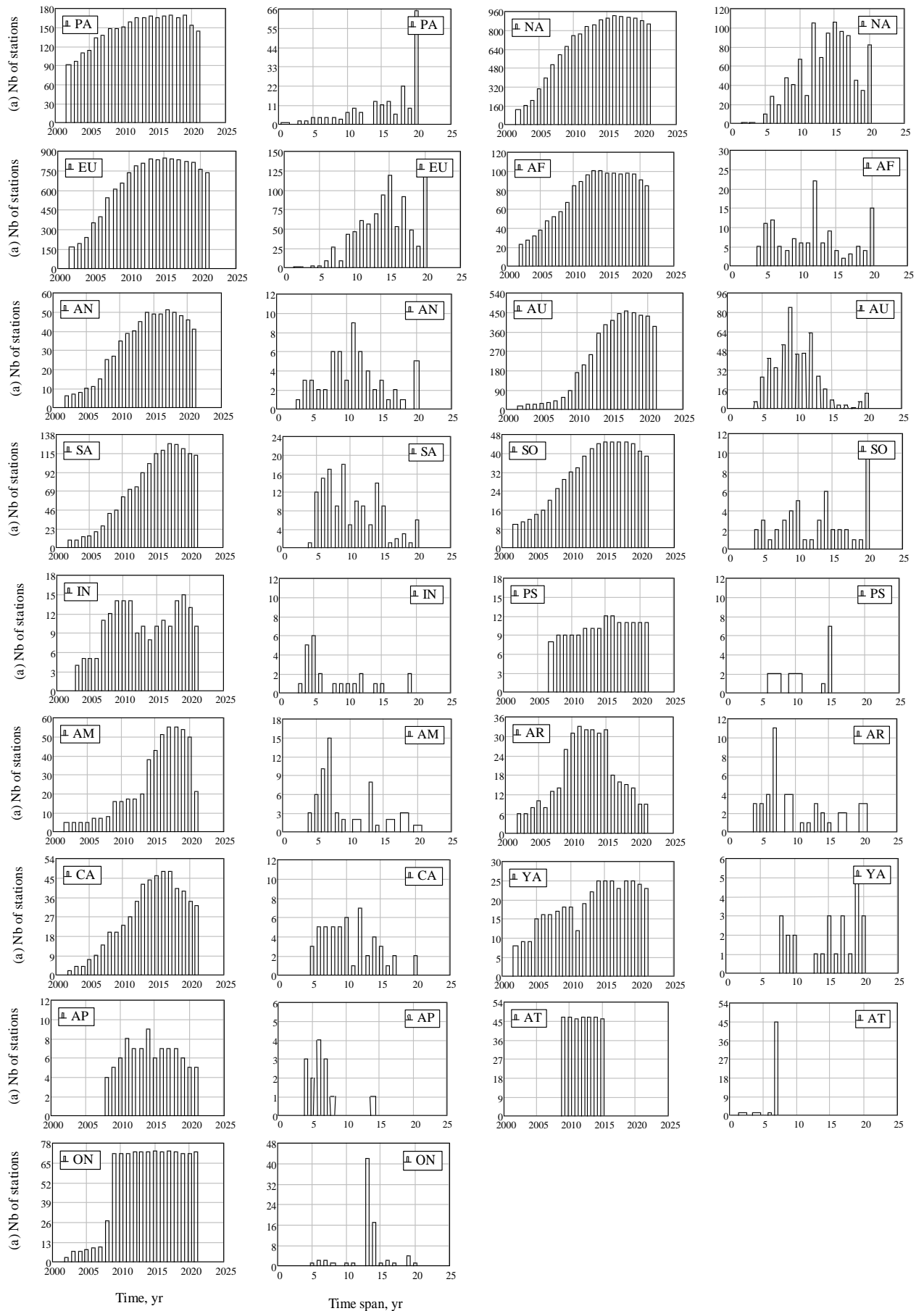


Рисунок 2.3. – Характеристика мереж постійних ГНСС-станцій за кількістю станцій (а) та тривалістю спостережень (б) [216]

Аналізуючи рисунок 2.3, можна відзначити зростання кількості перманентних ГНСС-станцій у кожній мережі з часом, що безпосередньо пов'язано з розвитком ГНСС-технологій. Часові ряди щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій є неоднорідними в часі. Найдовші відібрані часові ряди щоденних розв'язків мають тривалість 20 років, а найкоротші – 3 роки. Основна група спостережень характеризується тривалістю 5–15 років. Проте, починаючи з 2010 року, часові ряди практично всіх ГНСС-станцій є однорідні та безперервні. [216]

2.3. Визначення сучасних швидкостей горизонтальних рухів та сучасних ротаційних параметрів основних тектонічних плит

Використовуючи підготовлені вхідні дані, а також запропоновану удосконалену методику, визначено складові векторів швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій, розташованих на 7-ми великих, 7-ми середніх та 3-х мікроплитах, за період 2002–2021 років у системі ITRF2014/IGS14. Розподіл визначених швидкостей представлено на рисунку 2.4. Додатково картосхеми розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій окремо для кожної досліджуваної тектонічної плити наведено у додатках А–М.

Аналізуючи наведені картосхеми (рис 2.4 та додатки А–М), можна зауважити, що перманентні ГНСС-станції, розташовані на Євразійській, Африканській, Австралійській, Сомалійській, Індійській, Аравійській, Карибській, Альтіпланській та Анатолійській тектонічних плитах, характеризуються північно-східним напрямком зміщень, проте горизонтальна швидкістю їх зміщень відрізняється. Так, перманентні ГНСС-станції, розташовані на Євразійській плиті, характеризуються горизонтальною швидкістю зміщень 17–46 мм/рік (див. додаток В), на Африканській плиті – 19–31 мм/рік (див. додаток Г), на Австралійській плиті – 35–71 мм/рік (див. додаток Д), на Сомалійській плиті – 20–37 мм/рік (див. додаток Є), на Індійській плиті – 30–59 мм/рік (див. додаток Ж), на Аравійській плиті – 30–48 мм/рік (див. додаток І), на Карибській плиті – 5–23 мм/рік (див. додаток Ї), на Альтіпланській плиті – 13–33 мм/рік (див. додаток К), на Анатолійській плиті – 4–28 мм/рік (див. додаток Л). [216]

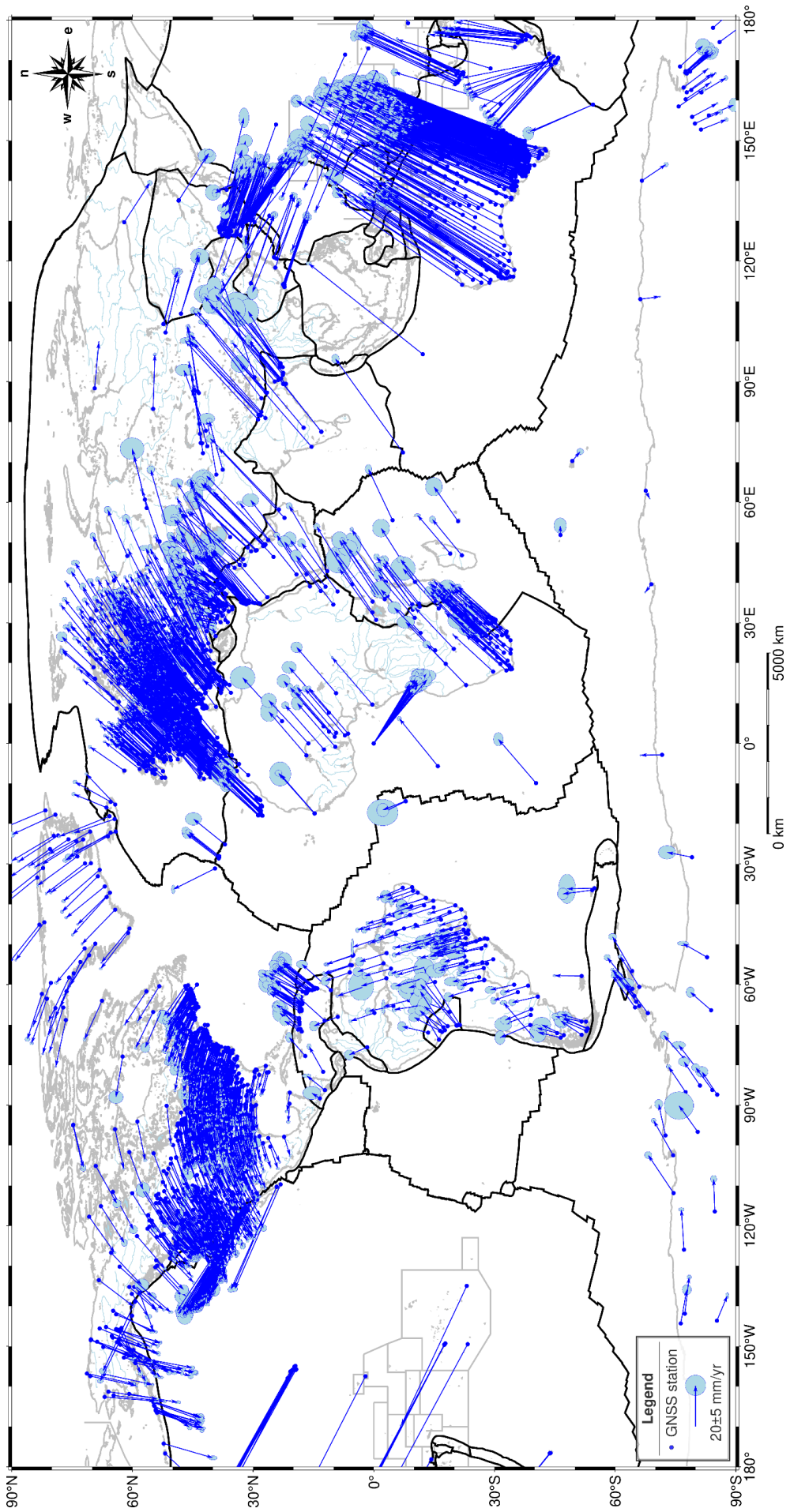


Рисунок 2.4. – Картохема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій [216]

(Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [57])

Перманентні ГНСС-станції, розташовані на Тихоокеанській та Філіппінській плитах, характеризуються північно-західним напрямком, зі швидкістю їх горизонтальних зміщень 32–77 мм/рік для Тихоокеанської плити (див. додаток А) та 4–50 мм/рік для Філіппінської плити (див. додаток З). [216].

Перманентні ГНСС-станції, розташовані на Амурській, Янцзиській та Окінавській плитах, характеризуються південно-східним напрямком, зі швидкістю їх горизонтальних зміщень 25–37 мм/рік для Амурської плити (див. додаток И), 29–35 мм/рік для плити Янцзи (див. додаток Й) та 30–88 мм/рік для плити Окінава (див. додаток М). [216]

Перманентні ГНСС-станції, розташовані на Північноамериканській плиті, характеризуються західним напрямком руху із горизонтальною швидкістю 6–31 мм/рік (див. додаток Б), Антарктична плита – східним напрямком руху зі швидкістю 4–22 мм/рік (див. додаток Г), а Південноамериканська плита – північним напрямком зміщень зі швидкістю 10–24 мм/рік (див. додаток Е). [216]

Відзначимо, що максимальні зміщення ідентифікуються для перманентних ГНСС-станцій, розташованих на Австралійській, Тихоокеанській та Янцзиській плитах, натомість мінімальні значення – на Антарктичній, Південноамериканській, Карибській та Анатолійській плитах [216].

Точність визначення складових швидкостей горизонтальних зміщень знаходиться в межах 0.9–6.4 мм/рік та складає в середньому 10–15% від довжини вектора [216]. Отримані значення швидкостей порівняно із відомими моделями рухів тектонічних плит NNR-NUVEL1 [43], REVEL2000 [236], ITRF2000 [40], ARKIM2005 [92], NNR-MORVEL56 [46] та ITRF2014 [37]. Виявлено загалом, що отримані значення добре узгоджуються із порівнюваними моделями, найвища узгодженість ідентифікована для ITRF2014 [37].

Отримані швидкості горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій використано для визначення ротаційних параметрів досліджуваних тектонічних плит на період 2002–2021 у системі координат ITRF2014/IGS14. Розташування визначених сучасних полюсів обертання основних тектонічних плит подано на рисунку 2.5.

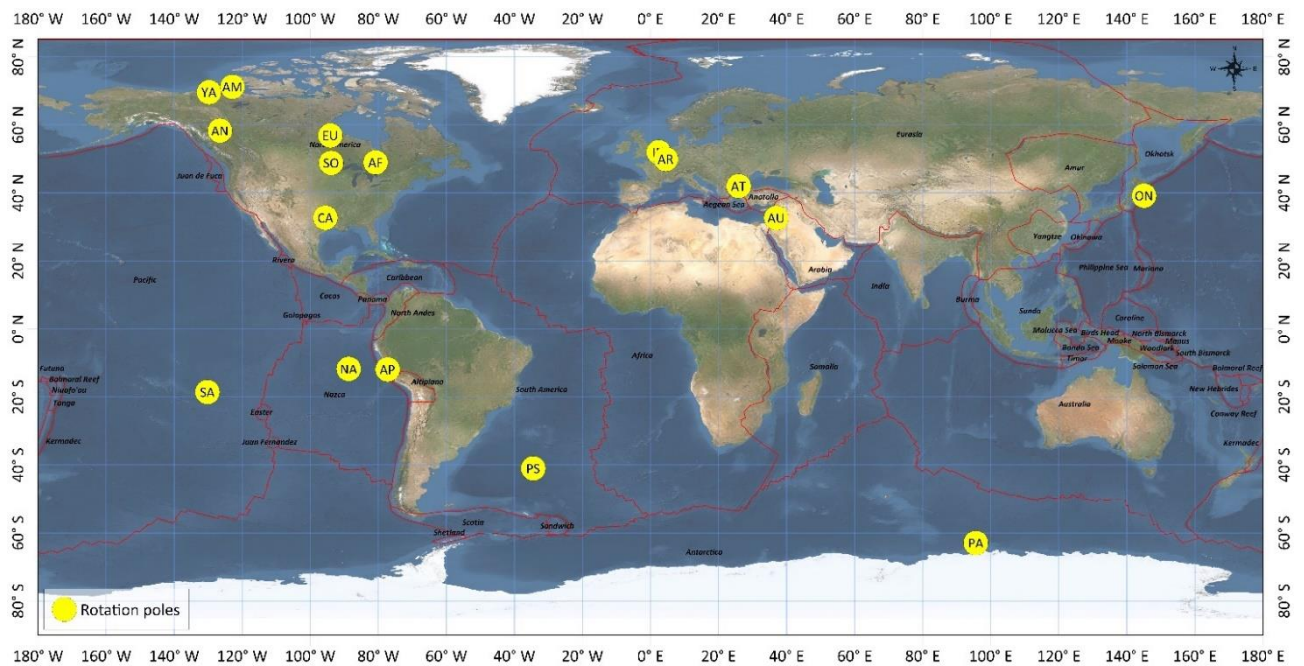


Рисунок 2.5. – Розташування визначених сучасних полюсів обертання основних тектонічних плит [216] (Карту складено із використанням меж тектонічних плит, наведених у [57])

У таблиці 2.2 представлено значення визначених сучасних ротаційних параметрів основних тектонічних плит на період 2002–2021 у системі координат ITRF2014/IGS14, які забезпечують позитивне (додатне) значення кутової швидкості, визначене на основі правила правої руки [72].

Аналізуючи представлені результати, можна стверджувати, що точність визначення кутової швидкості знаходиться в діапазоні $0.001\text{--}0.206^\circ/\text{м.р.}$ та складає в середньому $0.5\text{--}18.0\%$ від значення кутової швидкості. Найвищою точністю визначення кутової швидкості характеризуються Північноамериканська, Євразійська, Африканська, Австралійська та Південноамериканська плити ($0.001^\circ/\text{м.р.}$), натомість найнижчою – Карибська, Анатолійська, Філіппінська, Окінавська та Альтіпланська плити ($0.022\text{--}0.206^\circ/\text{м.р.}$). [216]

Точність визначення довготи знаходиться в діапазоні $0.089\text{--}1.927^\circ$ і складає в середньому $0.1\text{--}2.0\%$ від значення довготи. Найвищою точністю визначення довготи характеризується Австралійська плита (0.089°), натомість найнижчою – Окінавська та Карибська плити ($1.813\text{--}1.927^\circ$). Точність визначення широти

знаходиться в діапазоні $0.040\text{--}1.428^\circ$ та складає в середньому $0.1\text{--}2.0\%$ від значення широти. Найвищою точністю визначення широти також характеризується Австралійська плита (0.040°), натомість найнижчою – Амурська та Янцзиська плити ($1.408\text{--}1.428^\circ$). [216]

Таблиця 2.2

Визначені сучасні ротаційні параметри основних тектонічних плит на період 2002–2021 у системі координат ITRF2014/IGS14 [216]

Тип плити	Ідентифікатор плити	Ротаційні параметри			Точність визначення ротаційних параметрів		
		ω , $^\circ/m.p.$	φ_e , $^\circ N$	λ_e , $^\circ E$	m_ω , $^\circ/m.p.$	m_{φ_e} , $^\circ N$	m_{λ_e} , $^\circ E$
Велика плита	PA	0.665	-63.046	94.362	± 0.006	± 0.280	± 0.799
	NA	0.176	-11.766	-88.722	± 0.001	± 0.614	± 0.244
	EU	0.264	55.577	-96.888	± 0.001	± 0.186	± 0.350
	AF	0.274	48.949	-80.786	± 0.001	± 0.213	± 0.519
	AN	0.211	58.277	-126.531	± 0.002	± 0.348	± 0.417
	AU	0.637	32.647	36.957	± 0.001	± 0.040	± 0.089
	SA	0.122	-18.569	-130.232	± 0.001	± 0.531	± 1.434
Середня плита	SO	0.303	48.824	-93.855	± 0.003	± 0.153	± 1.119
	IN	0.525	51.980	2.623	± 0.005	± 0.163	± 1.144
	PS	1.200	-41.033	-34.479	± 0.098	± 1.205	± 1.153
	AM	0.327	71.209	-122.871	± 0.009	± 1.408	± 1.444
	AR	0.578	49.907	4.477	± 0.010	± 0.273	± 0.868
	CA	0.280	32.691	-95.533	± 0.022	± 1.161	± 1.927
	YA	0.320	69.617	-129.762	± 0.006	± 1.428	± 1.348
Мікроплита	AP	1.152	-11.914	-77.284	± 0.206	± 0.906	± 1.108
	AT	1.359	41.992	25.896	± 0.057	± 0.239	± 0.382
	ON	1.308	39.783	146.054	± 0.110	± 0.939	± 1.813

Отже, можна зробити висновок, що точність визначення ротаційних параметрів певною мірою залежить від кількості використаних перманентних ГНСС-станцій для їх обчислення. Тому ротаційні параметри малих і середніх плит через малу кількість перманентних ГНСС-станцій визначаються з нижчою точністю, ніж ротаційні параметри великих плит, де кількість перманентних

ГНСС-станцій є надлишковою. Очевидно, інсталяція нових, якісних перманентних ГНСС-станцій на малих та середніх плитах буде сприяти покращенню точності визначення їх ротаційних параметрів.

Фактично представлені ротаційні параметри (див. табл. 2.2) є моделлю сучасних рухів досліджуваних тектонічних плит. Така модель може використовуватися для прогнозування й оцінювання сучасних рухів у будь-якій точці тектонічної плити. Оцінювання точності визначених за допомогою цієї моделі сучасних рухів можна виконати шляхом визначення середніх квадратичних похибок функцій виміряних величин на основі диференціювання виразів (1.6):

$$\begin{aligned}
 m_{V_N}^2 &= \omega^2 \cdot m\lambda_e^2 \cdot \cos(\lambda - \lambda_e)^2 \cdot \cos \varphi_e^2 + m\omega^2 \cdot \sin(\lambda - \lambda_e)^2 \\
 &\quad \cdot \cos \varphi_e^2, \\
 m_{V_E}^2 &= m\omega^2 \cdot (\cos \varphi \cdot \sin \varphi_e - \cos(\lambda - \lambda_e) \cdot \sin \varphi \cdot \cos \varphi_e)^2 \quad (2.8) \\
 &\quad + \omega^2 \cdot m\varphi_e^2 \cdot (\sin \varphi \cdot \sin \varphi_e + \cos(\lambda - \lambda_e) \cdot \cos \varphi \cdot \cos \varphi_e)^2 \\
 &\quad + \omega^2 \cdot m\lambda_e^2 \cdot \sin(\lambda - \lambda_e)^2 \cdot \sin \varphi^2 \cdot \cos \varphi_e^2.
 \end{aligned}$$

Використовуючи функціональні залежності (2.8), оцінено точність визначення горизонтальних рухів тектонічних плит із використанням отриманої моделі. Оскільки розташування перманентних ГНСС-станцій у межах тектонічних плит не є рівномірним, тож оцінювання точності виконано на основі регулярної сітки розміром 1° на 1°. Такий підхід дає змогу оцінити точність використання моделі рівномірно для всієї плити, навіть якщо там немає перманентних ГНСС-станцій. Картосхему просторового розподілу поля точності визначення горизонтальних рухів тектонічних плит із використанням визначених ротаційних параметрів наведено на рисунку 2.6.

Аналізуючи представлені результати, можна з упевненістю стверджувати, що розроблена модель покриває 92.59% поверхні Землі. Значна частина земної поверхні характеризується досить високою точністю визначення горизонтальних рухів – 0–6 мм. В основному на межі Тихоокеанської – Північноамериканської; Тихоокеанської – Кокос; Кокос – Антарктичної; Кокос – Південноамериканської;

Індійської – Євразійської; Австралійської – Антарктичної – Тихоокеанської плит точність визначення горизонтальних рухів становить 6–12 мм, а в окремих місцях на межі Тихоокеанської – Північноамериканської та Індійської – Євразійської плит значення точності становлять 12–20 мм.

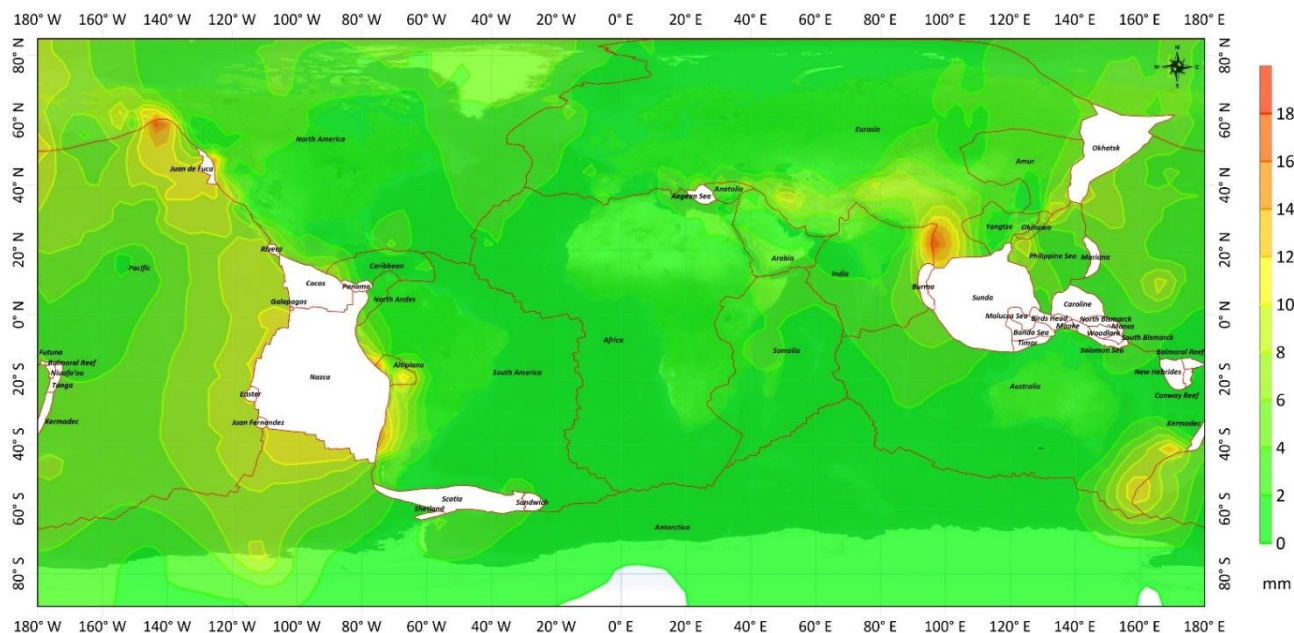


Рисунок 2.6. – Картохема просторового розподілу поля точностей визначення горизонтальних рухів тектонічних плит із використанням визначених ротаційних параметрів на період 2002–2021 в системі координат ITRF2014/IGS2014

Загалом можна стверджувати, що використання визначених сучасних ротаційних параметрів (див. табл. 2.2) забезпечить досить високу точність визначення горизонтальних рухів.

2.4. Порівняльний аналіз визначених сучасних ротаційних параметрів основних тектонічних плит

З метою оцінювання достовірності визначених сучасних ротаційних параметрів основних тектонічних плит (див. табл. 2.2) зроблено порівняння отриманих значень з відомими моделями рухів тектонічних плит, а саме з геологічною моделлю NNR-MORVEL56 [46] та з геодезичними моделями ITRF2000 [40], ITRF2014 [37] та ITRF2020 [36]. Результати порівняння представлено у таблицях 2.3–2.6.

Таблиця 2.3

Результати порівняння визначених сучасних ротаційних параметрів із моделлю NNR-MORVEL56

Іденти- фікатор плити	Модель NNR-MORVEL56						Результати порівняння					
	Ротаційні параметри			Точність визначення ротаційних параметрів			Різниця ротаційних параметрів			Різниця точності визначення ротаційних параметрів		
	ω , %/м.р.	φ_e , °N	λ_e , °E	m_ω , %/м.р.	m_{φ_e} , °N	m_{λ_e} , °E	$\Delta\omega$, %/м.р.	$\Delta\varphi_e$, °N	$\Delta\lambda_e$, °E	Δm_ω , %/м.р.	Δm_{φ_e} , °N	Δm_{λ_e} , °E
PA	0.651	-63.580	114.700	0.011	-	-	-0.014	-0.534	20.338	0.005	-	-
NA	0.209	-4.850	-80.640	0.013	-	-	0.033	6.916	8.082	0.012	-	-
EU	0.223	48.850	-106.50	0.009	-	-	-0.041	-6.727	-9.612	0.008	-	-
AF	0.292	47.680	-68.440	0.007	-	-	0.018	-1.269	12.346	0.006	-	-
AN	0.250	65.420	-118.110	0.008	-	-	0.039	7.143	8.421	0.006	-	-
AU	0.632	33.860	37.940	0.017	-	-	-0.005	1.213	0.983	0.016	-	-
SA	0.109	-22.620	-112.83	0.011	-	-	-0.013	-4.051	17.402	0.010	-	-
SO	0.339	49.950	-84.520	0.011	-	-	0.036	1.126	9.335	0.008	-	-
IN	0.544	50.370	-3.290	0.010	-	-	0.019	-1.610	-5.913	0.005	-	-
PS	0.910	-46.020	-31.360	0.050	-	-	-0.290	-4.987	3.119	-0.048	-	-
AM	0.297	63.170	-122.820	0.020	-	-	-0.030	-8.039	0.051	0.011	-	-
AR	0.559	48.880	-8.490	0.016	-	-	-0.019	-1.027	-12.967	0.006	-	-
CA	0.286	35.200	-92.620	0.023	-	-	0.006	2.509	2.913	0.001	-	-
YA	0.334	63.030	-116.620	0.013	-	-	0.014	-6.587	13.142	0.007	-	-
AP	0.488	-6.580	-83.980	0.053	-	-	-0.664	5.334	-6.696	-0.153	-	-
Середнє квадратичне відхилення							0.313	2.518	5.608			
Максимальне відхилення							1.231	8.039	20.338			
Мінімальне відхилення							0.005	0.534	0.051			

Таблиця 2.4

Результати порівняння визначених сучасних ротаційних параметрів із моделлю ITRF2000

Іденти- фікатор плити	Модель ITRF2000						Результати порівняння					
	Ротаційні параметри			Точність визначення ротаційних параметрів			Різниця ротаційних параметрів			Різниця точності визначення ротаційних параметрів		
	ω , %/м.р.	φ_e , °N	λ_e , °E	m_ω , %/м.р.	m_{φ_e} , °N	m_{λ_e} , °E	$\Delta\omega$, %/м.р.	$\Delta\varphi_e$, °N	$\Delta\lambda_e$, °E	Δm_ω , %/м.р.	Δm_{φ_e} , °N	Δm_{λ_e} , °E
PA	0.666	-64.176	110.194	0.005	0.404	1.345	0.001	-1.130	15.832	-0.001	0.124	0.546
NA	0.194	-5.036	-83.144	0.003	1.142	1.945	0.018	6.730	5.578	0.002	0.528	1.701
EU	0.260	57.965	-99.374	0.005	1.211	2.710	-0.004	2.388	-2.486	0.004	1.025	2.360
AN	0.231	61.830	-125.574	0.015	2.143	3.689	0.020	3.553	0.957	0.013	1.795	3.272
AU	0.614	32.327	39.437	0.006	0.652	0.816	-0.023	-0.320	2.480	0.005	0.612	0.727
SA	0.113	-21.457	-134.631	0.005	2.806	4.762	-0.009	-2.888	-4.399	0.004	2.275	3.328
Середнє квадратичне відхилення							0.008	2.046	4.942			
Максимальне відхилення							0.023	6.730	15.832			
Мінімальне відхилення							0.001	0.320	0.957			

Таблиця 2.5

Результати порівняння визначених сучасних ротаційних параметрів із моделлю ITRF2014

Іденти- фікатор плити	Моделю ITRF2014						Результати порівняння					
	Ротаційні параметри			Точність визначення ротаційних параметрів			Різниця ротаційних параметрів			Різниця точності визначення ротаційних параметрів		
	ω , %/м.р.	φ_e , °N	λ_e , °E	m_ω , %/м.р.	m_{φ_e} , °N	m_{λ_e} , °E	$\Delta\omega$, %/м.р.	$\Delta\varphi_e$, °N	$\Delta\lambda_e$, °E	Δm_ω , %/м.р.	Δm_{φ_e} , °N	Δm_{λ_e} , °E
PA	0.679	-62.605	111.338	0.001	0.092	0.161	0.014	0.441	16.976	-0.005	-0.188	-0.638
NA	0.194	-5.184	-88.019	0.001	0.329	0.166	0.018	6.582	0.703	0.000	-0.285	-0.078
EU	0.261	55.070	-99.094	0.001	0.203	0.422	-0.003	-0.507	-2.206	0.000	0.017	0.072
AF	0.267	49.686	-80.841	0.001	0.180	0.366	-0.007	0.737	-0.055	0.000	-0.033	-0.153
AN	0.219	58.848	-127.432	0.002	0.390	0.562	0.008	0.571	-0.901	0.000	0.042	0.145
AU	0.631	32.358	38.053	0.001	0.101	0.120	-0.006	-0.289	1.096	0.000	0.061	0.031
SA	0.119	-19.098	-131.892	0.001	0.462	0.850	-0.003	-0.529	-1.660	0.000	-0.069	-0.584
SO	0.332	47.743	-98.665	0.008	1.235	2.495	0.029	-1.081	-4.810	0.005	1.082	1.376
IN	0.516	51.562	-0.248	0.012	0.937	5.809	-0.009	-0.418	-2.871	0.007	0.774	4.665
AR	0.515	51.176	-6.721	0.006	0.553	1.083	-0.063	1.269	-11.198	-0.004	0.280	0.215
Середнє квадратичне відхилення							0.008	1.901	4.955			
Максимальне відхилення							0.029	6.582	16.976			
Мінімальне відхилення							0.003	0.289	0.055			

Таблиця 2.6

Результати порівняння визначених сучасних ротаційних параметрів з моделлю ITRF2020

Іденти- фікатор плити	Модель ITRF2020						Результати порівняння					
	Ротаційні параметри			Точність визначення ротаційних параметрів			Різниця ротаційних параметрів			Різниця точності визначення ротаційних параметрів		
	ω , %/м.р.	φ_e , °N	λ_e , °E	m_ω , %/м.р.	m_{φ_e} , °N	m_{λ_e} , °E	$\Delta\omega$, %/м.р.	$\Delta\varphi_e$, °N	$\Delta\lambda_e$, °E	Δm_ω , %/м.р.	Δm_{φ_e} , °N	Δm_{λ_e} , °E
PA	0.672	-62.989	111.588	0.001	0.077	0.157	0.007	0.057	17.226	-0.005	-0.203	-0.642
NA	0.187	-8.352	-86.135	0.001	0.255	0.258	0.011	3.414	2.587	0.000	-0.359	0.014
EU	0.255	55.069	-99.301	0.001	0.187	0.327	-0.009	-0.508	-2.413	0.000	0.001	-0.023
AF	0.258	50.460	-81.254	0.001	0.212	0.290	-0.016	1.511	-0.468	0.000	-0.001	-0.229
AN	0.220	58.717	-130.767	0.001	0.238	0.417	0.009	0.440	-4.236	-0.001	-0.110	0.000
AU	0.627	32.835	38.315	0.001	0.076	0.091	-0.010	0.188	1.358	0.000	0.036	0.002
SA	0.115	-22.225	-132.785	0.001	0.437	0.596	-0.007	-3.656	-2.553	0.000	-0.094	-0.838
SO	0.313	50.056	-96.428	0.004	0.607	1.110	0.010	1.232	-2.573	0.001	0.454	-0.009
IN	0.511	51.781	0.655	0.005	0.366	2.015	-0.014	-0.199	-1.968	0.000	0.203	0.871
AM	0.281	55.916	-103.374	0.002	0.804	0.944	-0.046	-15.293	19.497	-0.007	-0.604	-0.500
AR	0.509	51.633	-7.368	0.007	0.687	1.357	-0.069	1.726	-11.845	-0.003	0.414	0.489
CA	0.447	26.804	-81.718	0.053	3.379	3.161	0.167	-5.887	13.815	0.031	2.218	1.234
Середнє квадратичне відхилення							0.045	4.122	6.564			
Максимальне відхилення							0.167	15.293	19.497			
Мінімальне відхилення							0.007	0.057	0.468			

Аналізуючи представлені дані (див. табл. 2.3–2.6), можна стверджувати, що отримані результати добре узгоджуються з відомими моделями, що підтверджує правильність обраного методу, а також достовірність отриманих результатів. Отримані середньоквадратичні відхилення значень кутової швидкості знаходяться в діапазоні $0.008\text{--}0.313^\circ/\text{м.р}$. Середньоквадратичні відхилення значень широти знаходяться в діапазоні $1.901\text{--}4.122^\circ$, а довготи – в діапазоні $4.942\text{--}6.564^\circ$. Найбільші відхилення кутової швидкості ідентифікуються з моделлю NNR-MORVEL56 [46] для дрібних тектонічних плит (Альпійської $-0.664^\circ/\text{м.р}$, Анатолійської $-0.149^\circ/\text{м.р}$ та Окінавської $-1.231^\circ/\text{м.р}$). Найбільші відхилення широти ідентифікуються для Амурської тектонічної плити та становлять 15.293° в моделі ITRF2020 [36]. Найбільші відхилення довготи ідентифікуються для Тихоокеанської тектонічної плити в усіх моделях і знаходяться в межах ($15.832^\circ\text{--}20.338^\circ$). Найкраще отримані результати узгоджуються з ITRF2014 [37], натомість найгірше – із ITRF2020 [36]. Загалом, для великих тектонічних плит різниці відхилень є меншими. Такий розподіл підтверджує залежність точності визначення ротаційних параметрів тектонічних плит від кількості та щільності розташування перманентних ГНСС-станцій на кожній плиті, а також якості використаних часових рядів щоденних розв’язків перманентних ГНСС-станцій [216].

Доволі великі розбіжності між значеннями ротаційних параметрів різних моделей (див. табл. 2.3–2.6), очевидно, пов’язані з тим, що кожна модель побудована на основі даних, отриманих за різні проміжки часу. Через це цікавішим є порівняння точності визначення таких параметрів у різних моделях. У порівнянні із моделлю NNR-MORVEL56 [46] (див. табл. 2.3) точність визначення кутової швидкості є в середньому на 19% вищою. Точність визначення інших параметрів у цій моделі відсутня. У порівнянні із моделями ITRF2000 [40] та ITRF2014 [37] (див. табл. 2.4 та 2.5) точність визначення ротаційних параметрів є в середньому на 70% та 11% вищою. У порівнянні із моделлю ITRF2020 [36] (див. табл. 2.6) точність визначення ротаційних параметрів у 7-ми із 12-ти порівнюваних тектонічних плит співпадає або є дещо вищою, на жаль, для решти 5 порівнюваних тектонічних плит точність визначення є нижчою. Аналізуючи отримані результати, можна зробити висновок,

що значне підвищення точності в порівнянні з точностями моделей NNR-MORVEL56 [46], ITRF2000 [40] та ITRF2014 [37] пов'язане з удосконаленням методики визначення ротаційних параметрів шляхом урахування безперервності й рівномірності розподілу даних упродовж спостережень. Натомість відмінність із моделлю ITRF2020 [36] очевидно, пов'язана з тим, що ця модель побудована на поєднанні ГНСС-даних із даними інших супутникових систем.

Оскільки Антарктична тектонічна плита є єдиною, через яку проходить вісь її обертання, а також вісь обертання Землі, тому дослідження ротаційних параметрів цієї плити викликають значний науковий інтерес [215, 218]. З огляду на це, додатково виконано порівняння визначених ротаційних параметрів Антарктичної тектонічної плити (див. табл. 2.2) з відомими науковими працями та моделями. Результати порівняння подано на рисунку 2.7.

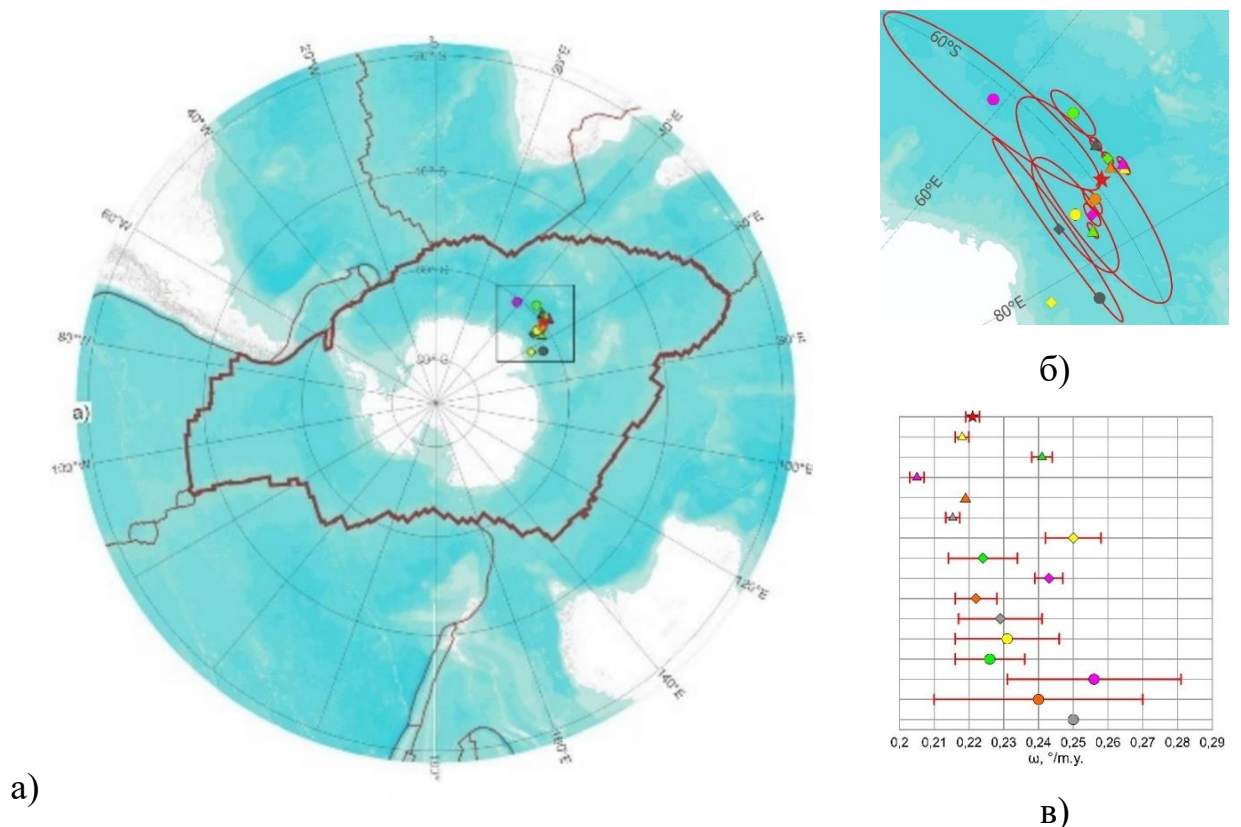


Рисунок 2.7 – Порівняння ротаційних параметрів Антарктичної тектонічної плити визначених в різних наукових працях та моделях [224] (★ – ця робота, ▲ – [144], ▲ – [258], ▲ – [37], ▲ – [116], ▲ – [46], ◆ – [149], ◆ – [92], ◆ – [201], ◆ – [88], ◆ – [61], ● – [40], ● – [236], ● – [87], ● – [160], ● – [43])

Аналізуючи представлені результати (див. рис. 2.7), можна простежити, що визначені ротаційні параметри Антарктичної тектонічної плити добре узгоджуються з попередніми дослідженнями. Це ще раз підтверджує правильність вибраного методу, а також достовірність отриманих результатів. Різниці між визначеними ротаційними параметрами та даними, отриманими у [37, 116, 149, 258], не перевищують 2° у значеннях координат і $0.03''$ у значенні кутової швидкості. Для решти попередніх досліджень різниці не перевищують 14° та $0.03''$ відповідно. Важливим є те, що отримані в даній роботі значення ротаційних параметрів Антарктичної тектонічної плити характеризуються найвищою точністю в порівнянні з попередніми роботами та моделями.

Висновки до Розділу 2

1. Удосконалено методику визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит на основі опрацювання часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій, яка підвищує точність визначення шляхом урахування безперервності та рівномірності розподілу даних упродовж спостережень. Апробацію вдосконаленої методики виконано на прикладі визначення ротаційних параметрів 7-ми великих, 7-ми середніх та 3-х дрібних тектонічних плит, для періоду 2002–2021 років у системі координат ITRF2014/IGS14 на основі опрацювання 3169 перманентних ГНСС-станцій.

2. Визначено складові векторів швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій, розташованих на 7-ми великих, 7-ми середніх та 3-х мікроплитах, для періоду 2002–2021 років у системі ITRF2014/IGS14. Точність визначення складових векторів горизонтальних зміщень знаходиться в межах 0.9–6.4 мм і складає в середньому 10–15% від довжини вектора. Виявлено, загалом, що отримані значення добре узгоджуються з відомими моделями рухів тектонічних плит, особливо з ITRF2014 [37].

3. Визначено сучасні ротаційні параметри 7-ми великих, 7-ми середніх та 3-х мікроплит, для періоду 2002–2021 років у системі ITRF2014/IGS14. Виявлено, що точність визначення кутової швидкості знаходиться в діапазоні 0.001–

0.206°/м.р. та складає в середньому 0.5–18% від значення кутової швидкості; точність визначення довготи знаходиться в діапазоні 0.089–1.927° і складає в середньому 0.1–2.0% від значення довготи; точність визначення широти знаходиться в діапазоні 0.040–1.428° та складає в середньому 0.1–2.0% від значення широти.

4. Виконано порівняння отриманих значень сучасних ротаційних параметрів із відомими моделями рухів тектонічних плит і отримано високий рівень узгодженості, що підтверджує правильність обраного методу, а також достовірність отриманих результатів. Підтверджено, що удосконалена методика забезпечує покращення точності визначення ротаційних параметрів у середньому на 19% у порівнянні з NNR-MORVEL56 [46], на 70% у порівнянні з ITRF2000 [40] та на 11% у порівнянні з ITRF2014 [37]. Також удосконалена методика забезпечує практично ідентичну точність із ITRF2020 [36].

РОЗДІЛ 3. Розроблення методики визначення сучасних динамічних параметрів тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань

Визначені у попередньому розділі ротаційні параметри фактично фіксують вісь обертання тектонічної плити, а також швидкість її обертання, що є основою для дослідження динаміки обертального руху. Тому в цьому розділі розроблено методику визначення динамічних параметрів тектонічних плит (моменту інерції, моменту імпульсу та кінетичної енергії) на основі даних ГНСС-вимірювань.

3.1. Поняття про момент інерції, момент імпульсу та кінетичну енергію тектонічних плит

Будь-яку тектонічну плиту можна розглядати як тверде тіло, що складається з сукупності малих частинок (матеріальних точок), взаємне розташування яких ні від чого не залежить. Ці матеріальні точки обертаються разом із тектонічною плитою навколо умовної осі з відомою кутовою швидкістю (рис. 3.1).

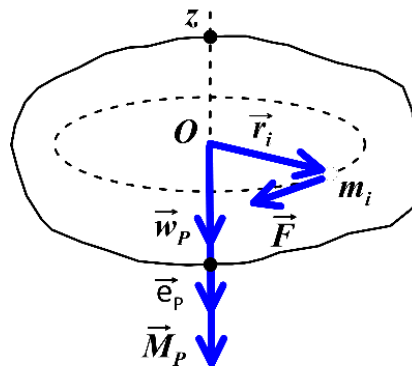


Рисунок 3.1 – Графічне представлення основного рівняння динаміки обертального руху тектонічної плити

Основне рівняння динаміки обертального руху тектонічної плити має наступний вигляд [126]:

$$\vec{M}_P = I_P \frac{d\vec{\omega}_P}{dt} = I_P \vec{\varepsilon}_P, \quad (3.1)$$

де, M_P – момент сили (сумарний момент діючих сил відносно центра мас), I_P –

момент інерції тектонічної, ω_P та ε_P – кутова швидкість і кутове прискорення тектонічної плити.

З рівняння (3.1) випливає, що момент інерції тіла при обертальному русі відіграє таку саму роль, як маса при поступальному русі, тобто момент інерції є мірою інертності тіла щодо обертання навколо умовної осі. Загалом, значення моменту інерції тіла залежить від його форми та розподілу маси в об'ємі: чим більше маси сконцентровано далі від центра мас тіла, тим більшим є його момент інерції. Також його значення залежить від обраної умовної осі обертання. Момент інерції існує незалежно від того, обертається тіло чи ні, так само як і маса існує незалежно від того, рухається тіло чи ні.

Будь-яку тектонічну плиту можна розглядати як тверде тіло, що складається із сукупності матеріальних точок, кожна з масою m_i та відстанню r_i від кожної точки до умовної осі обертання тектонічної плити. Тоді момент інерції тектонічної плити дорівнює сумі добутків маси на квадрат відстані всіх точок до вибраної осі й визначається у $кг \cdot м^2$ [126]:

$$I_P = \sum_{i=1}^n m_i r_i^2, \quad (3.2)$$

де, n – кількість матеріальних точок, з яких складається тектонічна плита.

Момент інерції тектонічної плити можна представити у вигляді тензору інерції цієї плити відносно певної точки:

$$I = \begin{bmatrix} I_{xx} & -I_{xy} & -I_{xz} \\ -I_{yx} & I_{yy} & -I_{yz} \\ -I_{zx} & -I_{zy} & I_{zz} \end{bmatrix}. \quad (3.3)$$

Компоненти тензору інерції можна визначити з використанням наступних виразів:

$$\begin{aligned}
I_{xx} &= \int (y^2 + z^2) dm, & I_{xy} &= I_{yx} = - \int xy dm, \\
I_{yy} &= \int (x^2 + z^2) dm, & I_{xz} &= I_{zx} = - \int xz dm, \\
I_{zz} &= \int (x^2 + y^2) dm, & I_{yz} &= I_{zy} = - \int yz dm.
\end{aligned} \tag{3.4}$$

Компоненти I_{xx} , I_{yy} та I_{zz} називаються моментами інерції щодо осей x , y , z . Вони аналогічні моменту інерції у двовимірному випадку. Натомість компоненти $I_{xy} = I_{yx}$, $I_{xz} = I_{zx}$, $I_{yz} = I_{zy}$ називаються добутками інерції. Оскільки тензор інерції симетричний, тому він повністю визначається заданням шести компонентів:

$$I = \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 I_{ij} s_i s_j. \tag{3.5}$$

Тобто, якщо в будь-якій системі координат відомо всі шість компонентів тензора інерції, то можна визначити момент інерції тіла відносно довільної осі, що проходить через початок цієї системи координат. Момент інерції відносно осі, що не проходить через початок системи координат, можна визначити за теоремою Гюйгенса-Штейнера.

Момент імпульсу тектонічної плити відносно умовної осі обертання дорівнює добутку її моменту інерції відносно цієї осі на проекцію її кутової швидкості та визначається у $кг \cdot м^2 \cdot рад/с$ [126]:

$$L_P = \sum_{i=1}^n m_i r_i^2 \cdot \omega_P = I_P \cdot \omega_P. \tag{3.6}$$

Відомо, що момент імпульсу є однією з фізичних величин, для якої діє фундаментальний закон збереження, а саме: закон збереження імпульсу, який стверджує, що у замкненій системі геометрична сума імпульсів (повний імпульс системи) залишається сталою за будь-яких взаємодій тіл цієї системи між собою

(тобто $\frac{d\vec{L}}{dt} = 0$, звідки $\vec{L} = const$).

Окрім моменту інерції та моменту імпульсу, важливою характеристикою стану та руху твердого тіла є кінетична енергія, яка складається з кінетичних енергій всіх його точок. Оскільки ми прийняли, що тектонічна плита піддається тільки обертальному руху навколо умовної осі, то її кінетична енергія буде рівна половині добутку моменту інерції тектонічної плити відносно цієї осі на квадрат кутової швидкості обертання тектонічної плити ω_P і визначається в $кг \cdot м^2 / с^2$ або Дж (джоуль) [126]:

$$E_{KP} = \frac{\sum_{i=1}^n m_i r_i^2 \cdot \omega_P^2}{2} = \frac{I_P \cdot \omega_P^2}{2}. \quad (3.7)$$

Кінетична енергія також є фізичною величиною, для якої діє фундаментальний закон збереження, а саме: закон збереження енергії, який стверджує, що енергія не виникає з нічого і не зникає в нікуди, а може лише перетворюватись з однієї форми на іншу. Тобто, повна енергія замкненої системи зберігається впродовж часу.

3.2. Алгоритм визначення динамічних параметрів тектонічних плит

Існує достатньо різних методів визначення моментів інерції [150, 234, 245], моментів імпульсу [62, 274, 276] та кінетичної енергії [194, 253] тектонічних плит. Проте такі методи в основному ґрунтуються на аналізі швидкості поширення магнітних аномалій на серединно-океанічних хребтах упродовж багатьох мільйонів років. Натомість, у даній роботі для визначення моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичних енергій тектонічних плит пропонується використовувати часові ряди щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій. Важливо, що такий підхід забезпечить можливість визначати сучасні значення досліджуваних величин. Структурно запропонована методика передбачає 4 основних етапи [231] (рис. 3.2) і використовує, узагальнює та модернізує підходи, наведені в [258].

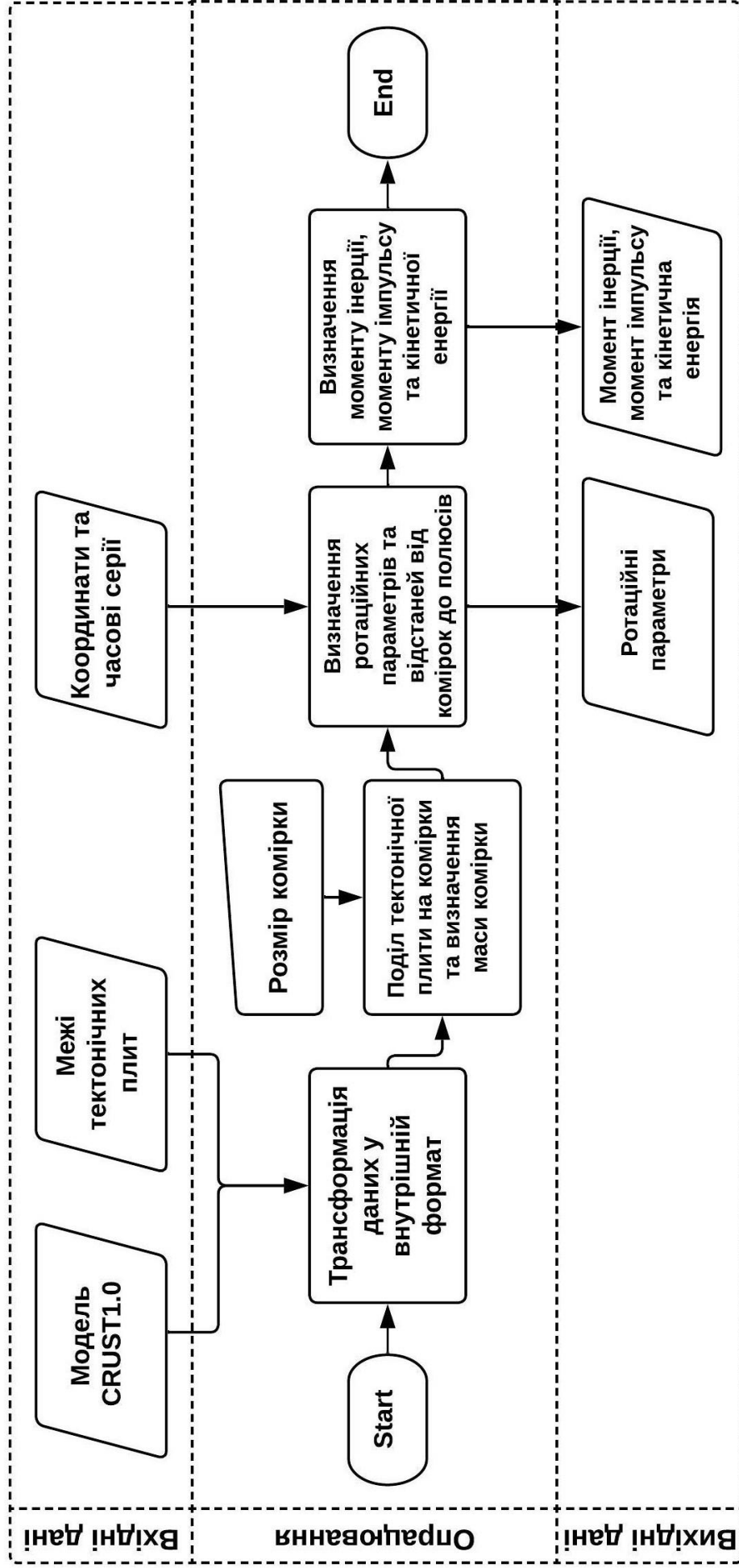


Рисунок 3.2. – Алгоритм визначення моменту інерції, моменту імпульсу та кінетичної енергії тектонічної плити на основі опрацювання часових рядів щоденних розв'язків перманентних GNSS-станцій [231]

Дана методика ґрунтується на твердженні, що будь-яке тверде тіло можна розглядати як систему з нескінченної кількості матеріальних точок, а момент інерції, момент імпульсу та кінетична енергія такого твердого тіла є сумою моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичних енергій цих матеріальних точок відповідно.

Для забезпечення можливості максимального відтворення дослідження в якості вхідних даних методика передбачає використання [231]:

- вільно доступної глобальної моделі земної кори CRUST1.0;
- меж тектонічних плити [57] у *.shp форматі (геометрична інформація, яка включає полігональні області (межі тектонічних плит), представлені у вигляді координат);
- наявних у вільному доступі в НГЛ [59] часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій або будь-яких інших даних, підготовлених в аналогічному форматі;
- наявних у вільному доступі в НГЛ [59] географічних координат перманентних ГНСС-станцій;
- вимоги до часових рядів щоденних розв'язків і вимоги до визначених швидкостей перманентних ГНСС-станцій.

Вихідними даними в методиці є:

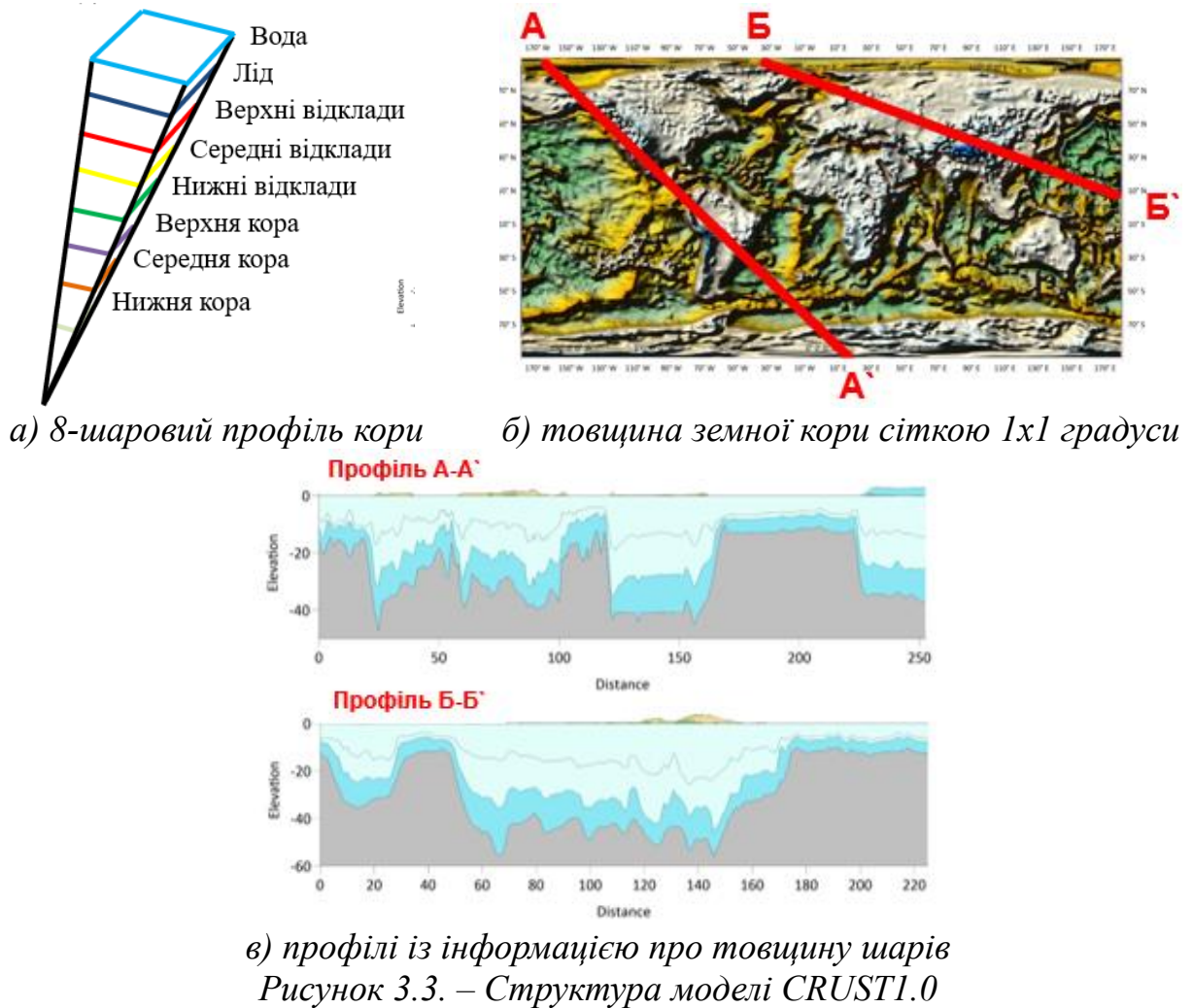
- визначені ротаційні параметри досліджуваних тектонічних плит;
- визначені значення моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичних енергій тектонічних плит.

Основні етапи запропонованої методики [231]:

1. Трансформація даних у внутрішній формат. Як уже описувалось у попередньому розділі, дані НГЛ [59] структуровані окремим файлом для кожної перманентної ГНСС-станції й для зручності подальшого опрацювання потребують трансформування у внутрішній формат. Тому на даному етапі формується база даних, яка об'єднує часові ряди щоденних розв'язків із різних перманентних ГНСС-станцій.

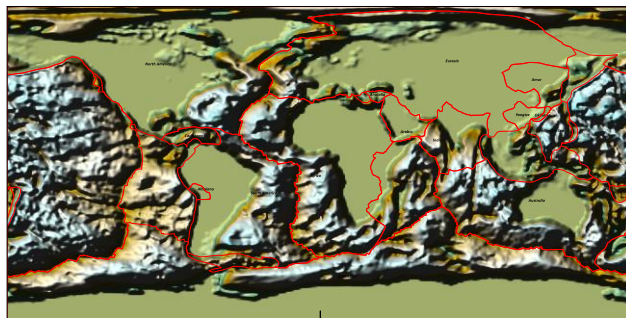
Також на цьому етапі відбувається підготовка моделі земної кори CRUST1.0.

Модель CRUST1.0 – це глобальна модель земної кори, яка надає інформацію про товщину та розподіл густини шарів земної кори з роздільною здатністю 1° на 1° [163]. CRUST1.0 складається із 38 типів земної кори. Кожна комірка розміром 1° на 1° має унікальний 8-шаровий профіль кори, де шарами є: вода, лід, верхні відклади, середні відклади, нижні відклади, верхня кора, середня кора й нижня кора (рис. 3.3).



Параметри земної кори задаються для кожної комірки та для кожного з 8-ми шарів, а також для мантиї нижче МОНО (межа між земною корою і мантиєю). Параметри нижче МОНО визначено за допомогою модифікованої версії моделі EMC-LLNL-G3Dv3 [240]. Інформація про топографію, батиметрію та товщину льоду в CRUST1.0 отримується шляхом групування й усереднення даних ETOPO1 у комірках 1° на 1° (ETOPO1 – модель глобального рельєфу Землі й

морського дна з роздільною здатністю 1' [41]). На рисунку 3.4 представлено розподіл товщин земної кори в кожному з 8-ми шарів моделі CRUST1.0.



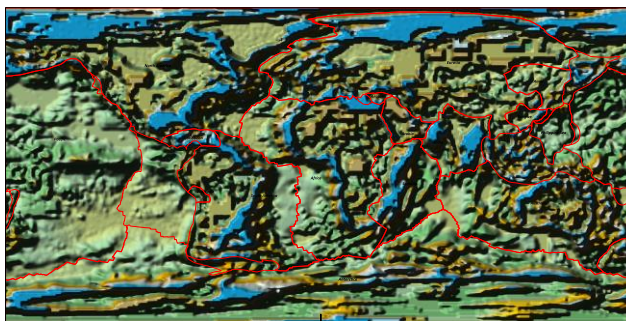
0 0,5 1 1,5 2 2,5 3 3,5 4 4,5 5 5,5 6 6,5 7

а) товщина води, км



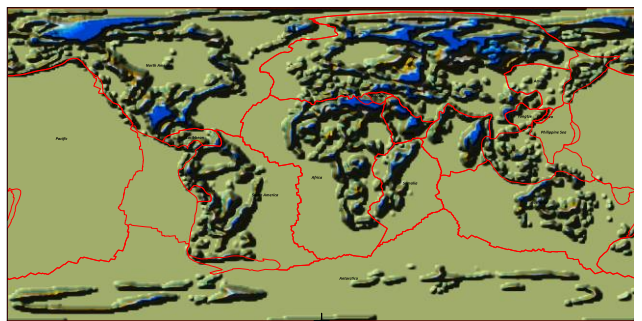
0 0,5 1 1,5 2 2,5 3 3,5 4

б) товщина льоду, км



0 0,2 0,4 0,6 0,8 1 1,2 1,4 1,6 1,8 2 2,2

в) товщина верхніх осадових порід, км



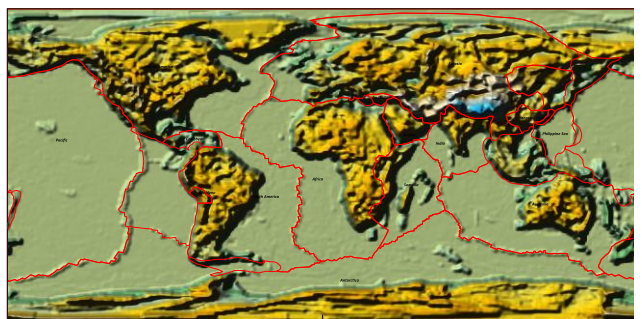
0 0,5 1 1,5 2 2,5 3 3,5 4

г) товщина середніх осадових порід, км



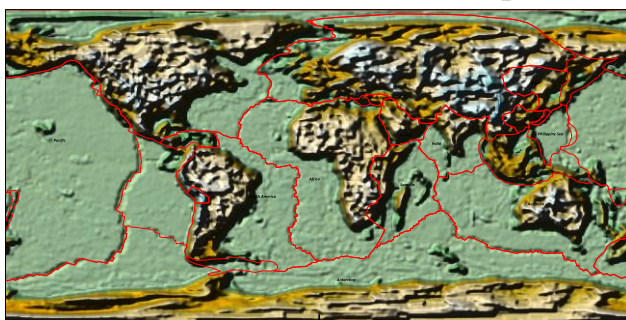
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16

д) товщина нижніх осадових порід, км



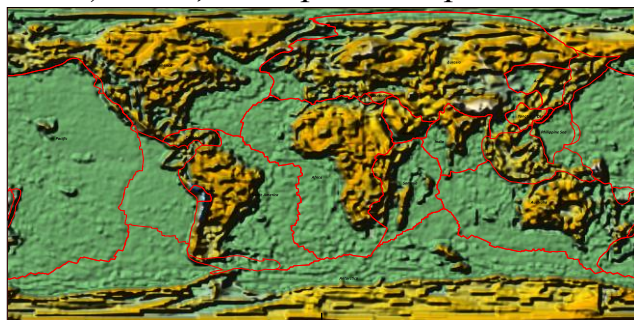
2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 26 28 30 32 34 36 38 40

е) товщина верхньої кори, км



2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24

є) товщина середньої кори, км



2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 26 28 30 32

ж) товщина нижньої кори, км

Рисунок 3.4. – Розподіл товщин земної кори в моделі CRUST1.0

Аналізуючи представлені дані (див. рис. 3.4), можна зауважити, що максимальна товщина водного шару спостерігається в межах Тихого та Атлантичного океанів (5–8 км). Максимальні значення товщини льодового шару досягають 4 км і в основному зустрічаються у східній частині Антарктичної тектонічної плити. Товщини осадових порід є досить різними й змінюються в межах 0–2 км для верхнього шару, 0–4 км для середнього шару та 0–16 км для нижнього шару. Максимальними товщинами осадових порід характеризуються материкові частини тектонічних плит, особливо Євразійська та Північноамериканська. Товщини кори також є різними та змінюються в межах 0–40 км для верхнього шару, 0–25 для середнього шару та 0–33 км для нижнього шару. Максимальною товщиною кори також характеризуються материкові частини тектонічних плит.

Відзначимо, що в моделі CRUST1.0 для кожного з шарів задаються значення швидкості поздовжніх V_p та поперечних V_s сейсмічних хвиль. Поздовжні Р-хвилі (первинні або компресійні) рухаються в напрямку, паралельному до напрямку поширення хвиль, і вони є найшвидшими серед основних типів сейсмічних хвиль. Натомість, поперечні S-хвилі (вторинні) рухаються перпендикулярно до напрямку поширення хвиль і поширюються повільніше за Р-хвилі.

Відповідно до запропонованої методики, на даному етапі виконується підготовка моделі земної кори CRUST1.0 до опрацювання, тобто, виконується її обрізка окремо для кожної досліджуваної тектонічної плити, використовуючи межі тектонічних плит, наведені у [57]. Тобто, вилучаються всі дані, які знаходяться за межами досліджуваної тектонічної плити.

До прикладу, на рисунку 3.5, представлено фрагменти моделі земної кори CRUST1.0 з інформацією про товщину земної кори для Африканської, Аравійської та Анатолійської тектонічних плит.

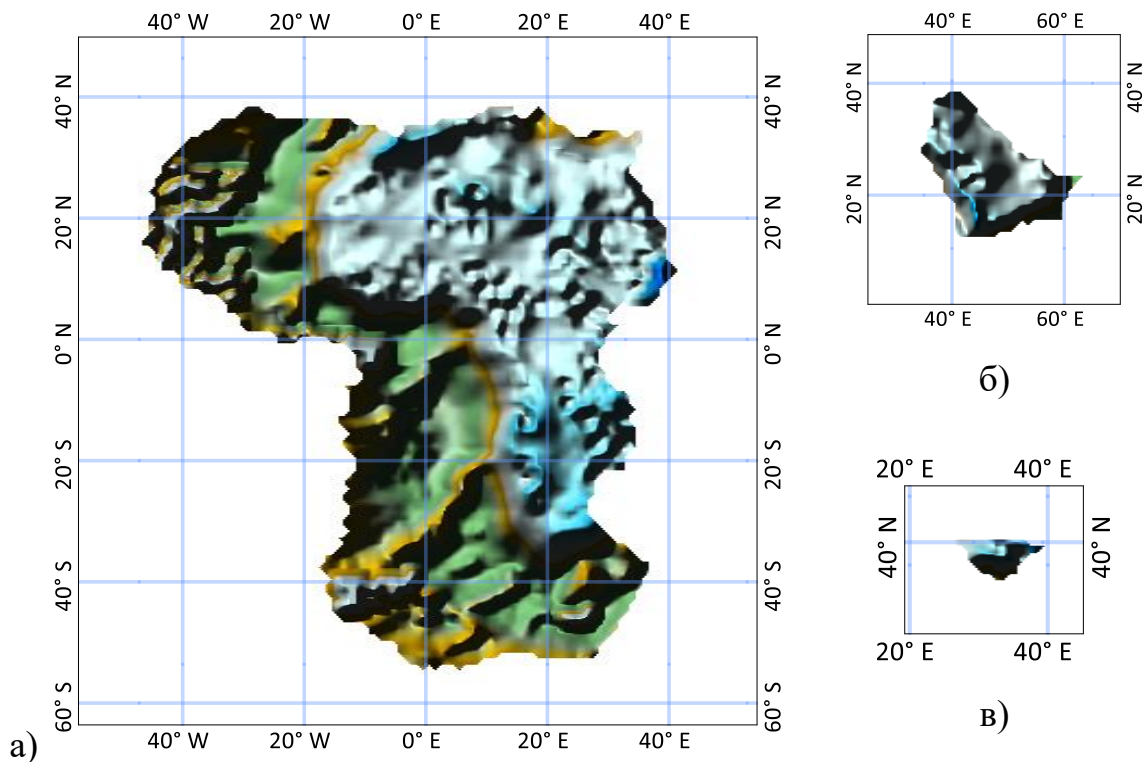


Рисунок 3.5 Фрагмент моделі земної кори CRUST1.0 із інформацією про товщину земної кори для а) Африканської, б) Аравійської та в) Анатолійської тектонічних плит

2. Поділ тектонічної плити на комірки та визначення маси комірки. На даному етапі відбувається поділ всієї товщі тектонічної плити на окремі комірки (рис. 3.6).

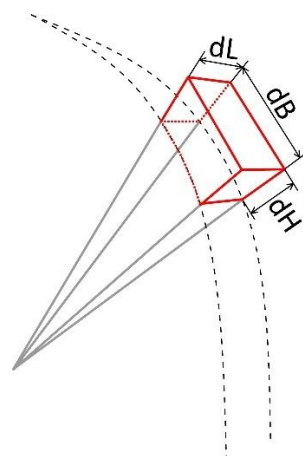


Рисунок 3.6. – Комірка в товщі тектонічної плити

Чим менший розмір комірки, тим точніше визначатимуться значення моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичної енергії, проте зменшення

розмірів комірок збільшує час, необхідний на опрацювання. Тому в даній методиці використано комірки розміром $0.5^\circ \cdot 0.5^\circ \cdot 300$ м. Такий розмір забезпечує досить високу точність визначення при не надто тривалому процесі опрацювання.

Для зручності опрацювання поділ на комірки виконувався в геодезичних координатах (B, L, H) , натомість усе подальше опрацювання – в геоцентричних координатах (X, Y, Z) . Тому на даному етапі виконували трансформування координат вершин комірок з геодезичної системи координат (B_i, L_i, H_i) до геоцентричної системи координат (X_i, Y_i, Z_i) , використовуючи відомий перехід:

$$\begin{aligned} X_i &= (N - H_i) \cdot \cos(B_i) \cdot \cos(L_i), \\ Y_i &= (N - H_i) \cdot \cos(B_i) \cdot \sin(L_i), \\ H_i &= [N \cdot (1 - e^2) + H_i] \cdot \sin(B_i), \end{aligned} \quad (3.8)$$

де, $N = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \cdot \sin^2(B_i)}}$ – радіус кривини перерізу першого вертикалу, a – велика піввісь еліпсоїда ($a = 63738137$ м), e – ексцентриситет орбіти еліпсоїда ($e = 0.0818191908426$).

Для кожної комірки визначали просторові координати її центру в геоцентричній системі координат $(X_{c_i}, Y_{c_i}, Z_{c_i})$, а також маса m_i , яка є добутком об'єму V_i та густини ρ_i комірки, отриманої із моделі земної кори CRUST1.0. У випадку, якщо комірка потрапляє на межу шарів CRUST1.0 або на межу регулярної сітки моделі, її ділили на декілька окремих комірок меншого розміру.

3. Визначення ротаційних параметрів та відстані від комірки до полюсів.

Для визначення ротаційних параметрів використовується математичний апарат, описаний у попередньому розділі, який ґрунтується на взаємозв'язку (1.6) між компонентами швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій та ротаційних параметрів тектонічної плити [12].

Після визначення ротаційних параметрів виконувався розрахунок найкоротшої відстані r_i (рис. 3.7) від осі обертання плити до центру кожної комірки в

геоцентричній системі координат $(X_{C_i}, Y_{C_i}, Z_{C_i})$. Вісь обертання проходить через два ротаційні полюси, визначені за правилом правої та лівої руки та переведені у геоцентричні координати (X_R, Y_R, Z_R) та (X_L, Y_L, Z_L) відповідно.

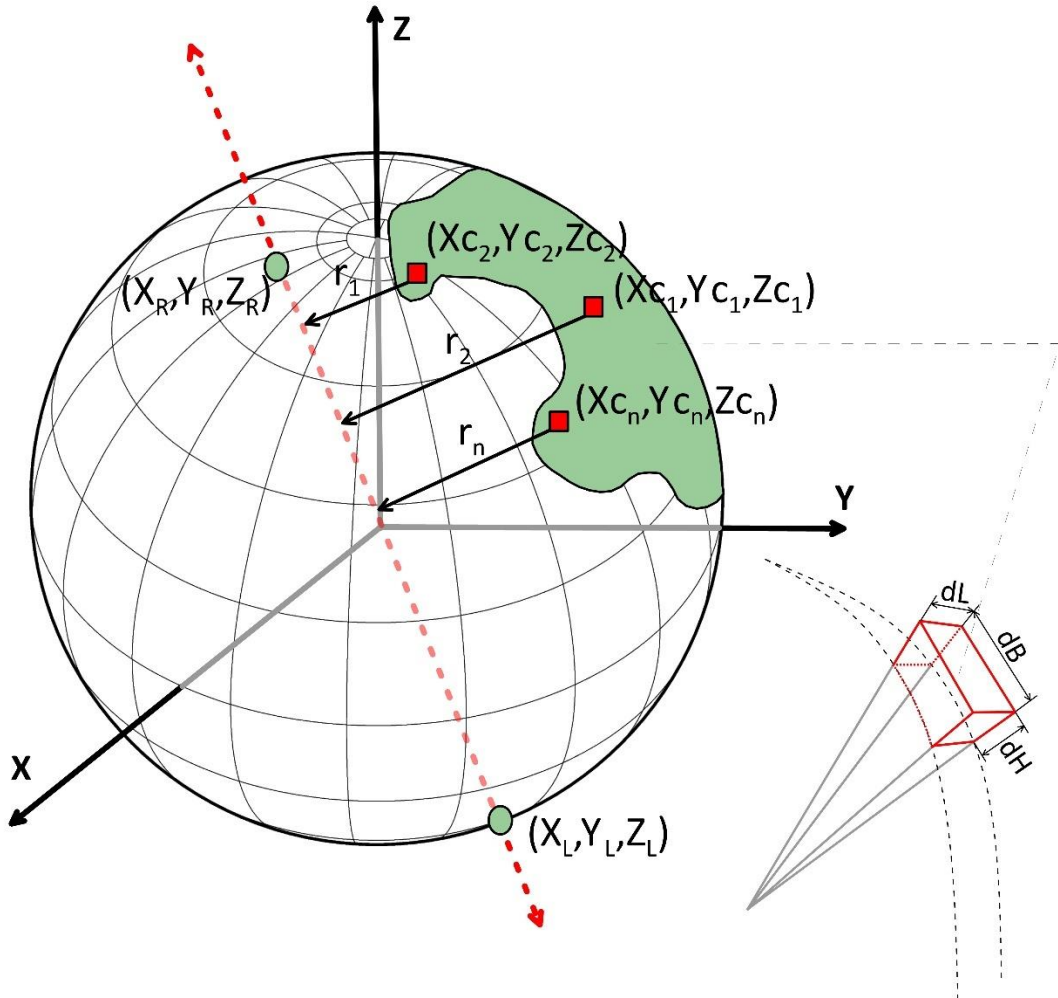


Рисунок 3.7. – Відстань від центру комірки до осі обертання плити [258]

Вісь обертання в методиці представлялась рівнянням лінії виду:

$$\frac{x_j - X_R}{X_L - X_R} = \frac{y_j - Y_R}{Y_L - Y_R} = \frac{z_j - Z_R}{Z_L - Z_R}, \quad (3.9)$$

де, (x_j, y_j, z_j) – довільна точка на осі обертання плити.

Найкоротшою відстанню є r_i , яка виходить із центру комірки та утворює прямий кут із віссю обертання. Для пошуку такої відстані використовувалась умова:

$$\frac{|(Z_L - X_R) \cdot (x_j - X_{c_i}) + (Z_L - X_R) \cdot (y_j - Y_{c_i}) + (Z_L - X_R) \cdot (z_j - Z_{c_i})|}{\sqrt{(X_L - X_R)^2 + (Y_L - X_R)^2 + (Z_L - X_R)^2} \cdot \sqrt{(x_j - X_{c_i})^2 + (y_j - Y_{c_i})^2 + (z_j - Z_{c_i})^2}} = 0. \quad (3.10)$$

4. Визначення моменту інерції, моменту імпульсу та кінетичної енергії тектонічних плит. Для визначення цих параметрів використано функціональні залежності (3.2), (3.3) та (3.4) [231]. Також на даному етапі виконано оцінювання точності визначених параметрів шляхом визначення середніх квадратичних похибок функцій виміряних величин:

$$\begin{aligned} m_{I_p}^2 &= \left(\sum_{i=1}^n r_i^2 \cdot m_{m_i} \right)^2 + \left(2 \cdot \sum_{i=1}^n m_i \cdot r_i \cdot m_{r_i} \right)^2, \\ m_{L_p}^2 &= \left(\omega \cdot \sum_{i=1}^n r_i^2 \cdot m_{m_i} \right)^2 + \left(2 \cdot \omega \cdot \sum_{i=1}^n m_i \cdot r_i \cdot m_{r_i} \right)^2 \\ &+ \left(\sum_{i=1}^n m_i \cdot r_i^2 \cdot m_{\omega} \right)^2, \\ m_{E_{KP}}^2 &= \frac{1}{4} \left(\omega^2 \cdot \sum_{i=1}^n r_i^2 \cdot m_{m_i} \right)^2 + \left(\omega^2 \cdot \sum_{i=1}^n m_i \cdot r_i \cdot m_{r_i} \right)^2 \\ &+ \left(\omega \cdot \sum_{i=1}^n m_i \cdot r_i^2 \cdot m_{\omega} \right)^2, \end{aligned} \quad (3.11)$$

де, m_{m_i} – похибка визначення маси комірки, m_{r_i} – похибка визначення відстані від комірки до полюсу, а m_{ω} – похибка визначення кутової швидкості тектонічної плити.

Маса тектонічної плити визначається аналітично на основі моделі земної кори CRUST1.0, тому ми приймаємо, що її значення визначаються однозначно та без похибок, а похибка визначення відстані від комірки до полюсу залежить тільки від точності визначення координат ротаційного полюсу (m_{ϕ} , m_{λ}). З огляду на описане, представимо вирази для оцінювання точності визначення моменту

інерції, моменту імпульсу та кінетичної енергії тектонічних плит у такій формі:

$$m_{I_p} = 2 \cdot \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n m_i \cdot r_i\right)^2 \cdot (m_\phi^2 + m_\lambda^2)},$$

$$m_{L_p} = 2 \cdot \omega \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n m_i \cdot r_i\right)^2 \cdot (m_\phi^2 + m_\lambda^2) + \left(\sum_{i=1}^n m_i \cdot r_i^2\right)^2 \cdot m_\omega^2}, \quad (3.12)$$

$$m_{E_{KP}}^2 = \omega^2 \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n m_i \cdot r_i\right)^2 \cdot (m_\phi^2 + m_\lambda^2) + \omega \cdot \left(\sum_{i=1}^n m_i \cdot r_i^2\right)^2 m_\omega^2}.$$

У результаті опрацювання отримували значення моменту інерції, моменту імпульсу та кінетичної енергії тектонічних плит, а також точність їх визначення.

3.3. Визначення сучасних значень динамічних параметрів основних тектонічних плит

Апробацію розробленої методики виконано на прикладі основних тектонічних плит.

Використовуючи запропоновану методику, а також значення сучасних ротаційних параметрів (табл. 2.2), встановлених у попередньому розділі, визначено сучасні значення моментів інерції, моментів імпульсу, а також кінетичні енергії основних тектонічних плит (табл. 3.1).

Отримані значення є досить не однорідними, тому для спрощення їх аналізу побудовано порівняльні графіки (рис. 3.8). Аналіз побудованих графіків виконано окремо для кожного параметра.

Таблиця 3.1

Визначені сучасні значення динамічних параметрів основних тектонічних плит

Тип плити	Ідентифікатор плити	Об'єм $V_p \cdot 10^{-18}$ m^3	Маса $M_p \cdot 10^{-18}$ $кг$	Динамічні параметри			Точність динамічних параметрів		
				Момент інерції $I_p \cdot 10^{-31}$ $кг \cdot m^2$	Момент імпульсу $L_p \cdot 10^{-29}$ $кг \cdot m^2 \cdot рад/с$	Кінетична енергія $L_p \cdot 10^{-26}$ $Дж$	Момент інерції $m_{I_p} \cdot 10^{-31}$ $кг \cdot m^2$	Момент імпульсу $m_{L_p} \cdot 10^{-29}$ $кг \cdot m^2 \cdot рад/с$	Кінетична енергія $m_{E_{КР}} \cdot 10^{-26}$ $Дж$
Велика плита	PA	1.2660	2.7980	9.0340	2.1630	2.5890	± 0.0028	± 0.0008	± 0.0012
	NA	1.5710	4.2620	13.7400	0.8704	0.2757	± 0.0040	± 0.0003	± 0.0001
	EU	1.8210	5.0330	16.6700	1.5850	0.7530	± 0.0020	± 0.0002	± 0.0001
	AF	1.3990	3.7150	13.1500	1.2970	0.6397	± 0.0032	± 0.0003	± 0.0002
	AN	1.0720	2.6830	3.4170	0.2595	0.0986	± 0.0010	± 0.0001	± 0.0000
	AU	0.8596	2.1910	7.2860	1.6710	1.9160	± 0.0005	± 0.0001	± 0.0002
	SA	1.0100	2.6710	9.3640	0.4113	0.0903	± 0.0095	± 0.0004	± 0.0001
Середня плита	SO	0.3637	0.9368	2.3290	0.2540	0.1385	± 0.0025	± 0.0003	± 0.0002
	IN	0.2760	0.7188	2.4590	0.4648	0.4392	± 0.0024	± 0.0005	± 0.0005
	PS	0.0691	0.1545	0.1240	0.0536	0.1157	± 0.0011	± 0.0006	± 0.0019
	AM	0.1806	0.5031	1.2980	0.1528	0.0899	± 0.0032	± 0.0004	± 0.0003
	AR	0.1538	0.4232	0.7438	0.1548	0.1610	± 0.0012	± 0.0003	± 0.0004
	CA	0.0686	0.1801	0.1564	0.0158	0.0079	± 0.0017	± 0.0002	± 0.0001
	YA	0.0707	0.1976	0.7246	0.0835	0.0481	± 0.0027	± 0.0003	± 0.0002
Мікроплита	AP	0.0420	0.1167	0.0139	0.0058	0.0120	± 0.0004	± 0.0002	± 0.0006
	AT	0.0208	0.0576	0.0035	0.0017	0.0042	± 0.0001	± 0.0001	± 0.0001
	ON	0.0075	0.0202	0.0092	0.0043	0.0102	± 0.0003	± 0.0002	± 0.0005

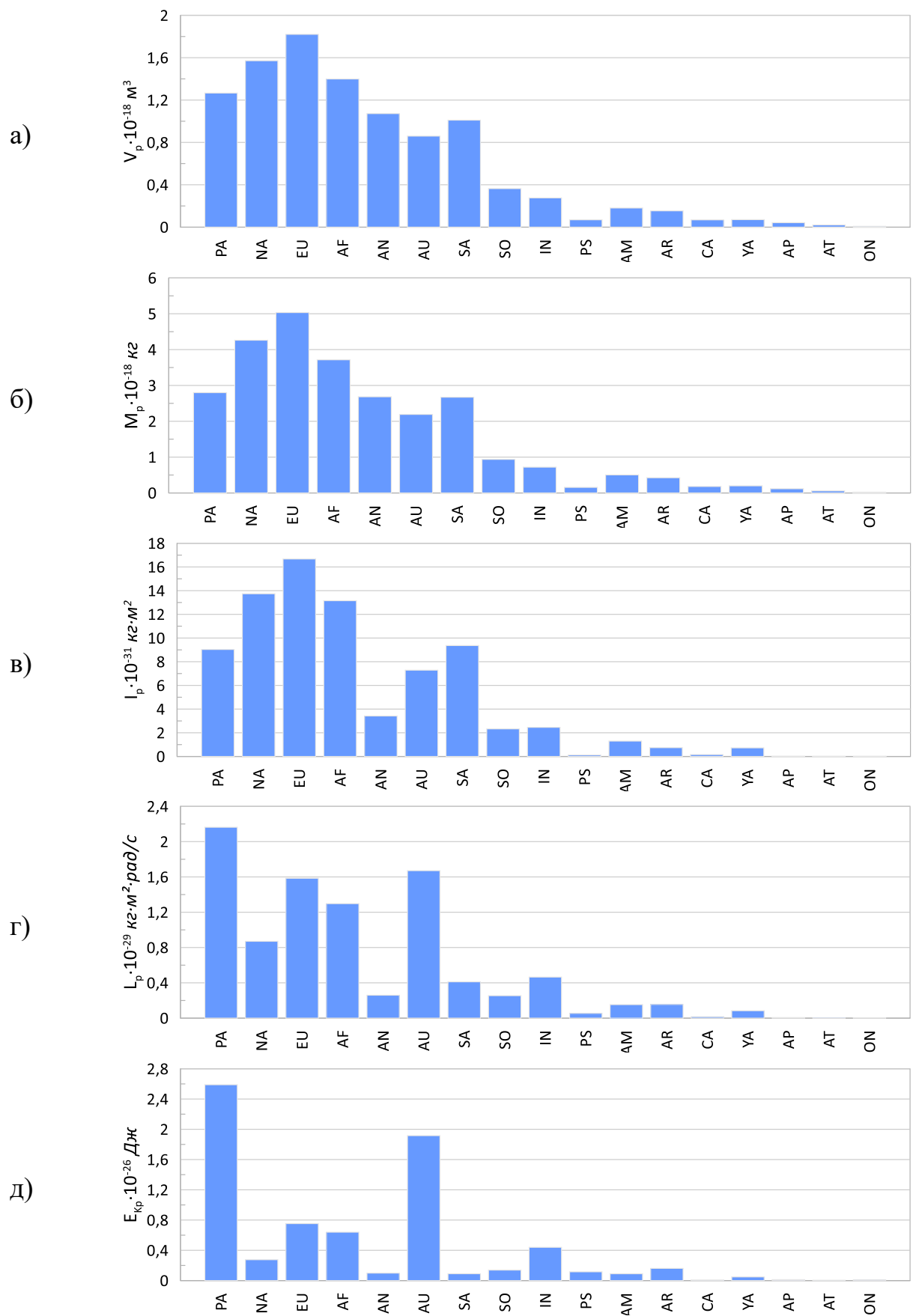


Рисунок 3.8. – Порівняння сучасних значень об'ємів (а), мас (б), моментів інерції (в), моментів імпульсу (г), а також кінетичних енергій (д) основних тектонічних плит

Об'єми основних тектонічних плит (рис. 3.8а) змінюються від $7.53 \cdot 10^{15} \text{ м}^3$ для Окінавської плити до $1.82 \cdot 10^{18} \text{ м}^3$ для Євразійської плити. Незважаючи на те, що Тихоокеанська плита є найбільшою за площею, її об'єм є меншим від Євразійської, Північноамериканської та Африканської плит, очевидно, це зумовлено товщиною цієї тектонічної плити. Товщина Тихоокеанської тектонічної плити через розташування її переважної частини під товщею океану є значно меншою від плит, які охоплюють значні частини суші.

Маси основних тектонічних плит (рис. 3.8б) змінюються від $2.02 \cdot 10^{16} \text{ кг}$ для Окінавської плити до $5.03 \cdot 10^{18} \text{ кг}$ для Євразійської плити. Отримані значення маси тектонічних плит безпосередньо узгоджуються з визначеними значеннями їх об'єму, що пов'язано із функціональним зв'язком між цими величинами через густину.

Моменти інерції основних тектонічних плит (рис. 3.8в) змінюються від $3.50 \cdot 10^{28} \text{ кг} \cdot \text{м}^2$ для Анатолійської плити до $1.67 \cdot 10^{32} \text{ кг} \cdot \text{м}^2$ для Євразійської плити. Точність визначення моменту інерції становить не більше 4% від значення моменту інерції тектонічної плити. Найнижча точність визначення моменту інерції ідентифікована для Окінавської тектонічної плити ($9.54 \cdot 10^{27} \text{ кг} \cdot \text{м}^2$ або 3,72%). Моменти інерції основних тектонічних плит доволі добре узгоджуються з визначеними значеннями їх об'єму та маси. Момент інерції Антарктичної тектонічної плити ($3.42 \cdot 10^{31} \text{ кг} \cdot \text{м}^2$) є досить малим у розрізі площі, маси та об'єму цієї плити серед інших. Таке значення моменту інерції плити безпосередньо пов'язано з тим, що Антарктична тектонічна плита є єдиною, через яку проходить вісь її обертання. Тому, очевидно, основна маса цієї тектонічної плити сконцентрована в її центральній частині.

Моменти імпульсу основних тектонічних плит (рис. 3.8г) змінюються від $1.71 \cdot 10^{26} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{рад/с}$ для Анатолійської плити до $2.16 \cdot 10^{29} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{рад/с}$ для Тихоокеанської плити. Точність визначення моменту імпульсу становить не більше 4,5% від значення моменту імпульсу тектонічної плити. Найнижчою точністю визначення моменту імпульсу характеризується Окінавська тектонічна плита ($7.64 \cdot 10^{24} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{рад/с}$ або 4,17%). Найбільшими моментами імпульсу

характеризуються Тихоокеанська, Австралійська, Євразійська та Африканська тектонічні плити, тобто, ці плити генерують найбільшу кількість руху, який обертається навколо певної осі. Через доволі малу кутову швидкість (табл. 2.2) Північноамериканська та Південноамериканська тектонічні плити генерують значно меншу кількість руху, незважаючи на великі значення моментів інерції.

Кінетичні енергії основних тектонічних плит (рис. 3.8д) змінюються від $4.19 \cdot 10^{23}$ Дж для Анатолійської плити до $2.59 \cdot 10^{26}$ Дж для Тихоокеанської плити. Точність визначення кінетичної енергії становить не більше 5.5% від значення кінетичної енергії тектонічної плити. Найнижчою точністю визначення кінетичної енергії характеризується Окінавська тектонічна плита ($1.93 \cdot 10^{22}$ Дж або 5.3%). Цікавим є те, що кінетична енергія Тихоокеанської та Австралійської плит є значно більшою за кінетичну енергію інших плит, а сума їх кінетичних енергій є приблизно в два рази більшою за суму кінетичних енергій усіх інших тектонічних плит. Тобто, можна припустити, що ці дві тектонічні плити фактично задають динаміку всіх сучасних рухів основних тектонічних плит. Взаємозв'язок системи Тихоокеанської та Австралійської плит, а також їх рушійну роль в тектонічних рухах упродовж останніх 42 мільйонів років також описано в [62]. Такі висновки автори зробили на основі аналізу моментів імпульсу, визначених із динаміки швидкості поширення магнітних аномалій. Моменти імпульсу інших тектонічних плит також добре узгоджуються з нашими результатами.

Висновки до Розділу 3

1. Розроблено методику визначення сучасних значень динамічних параметрів тектонічних плит на основі опрацювання часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій, а також інформації про товщину та розподіл густини шарів земної кори, отриманої із моделі CRUST1.0. Апробацію розробленої методики виконано на прикладі визначення моментів інерції, моментів імпульсу, а також кінетичної енергії 7-ми великих, 7-ми середніх та 3-х дрібних тектонічних плит, для періоду 2002–2021 років у системі координат ITRF2014/IGS14 на основі опрацювання 3169 перманентних ГНСС-станцій.

2. Дослідження показує значну різноманітність у моментах інерції, моментах імпульсу та кінетичних енергіях між різними тектонічними плитами. Моменти інерції основних тектонічних плит змінюються від $3.50 \cdot 10^{28} \text{ кг} \cdot \text{м}^2$ до $1.67 \cdot 10^{32} \text{ кг} \cdot \text{м}^2$. Моменти імпульсу основних тектонічних плит змінюються від $1.71 \cdot 10^{26} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{рад/с}$ до $2.16 \cdot 10^{29} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{рад/с}$. Кінетичні енергії основних тектонічних плит змінюються від $4.19 \cdot 10^{23} \text{ Дж}$ до $2.59 \cdot 10^{26} \text{ Дж}$. Дослідження показало, що точність визначення динамічних параметрів становить менше 5.5% від значення цих параметрів.

3. Виявлено, що Тихоокеанська, Австралійська, Євразійська та Африканська тектонічні плити вирізняються великими моментами імпульсу, що свідчить про їхню здатність генерувати значну кількість руху. З іншого боку, Північноамериканська та Південноамериканська плити, хоча мають великі маси та об'єми, демонструють менші кількості руху.

4. Виявлено, що незважаючи на найбільші значення об'єму, маси, моменту інерції Євразійської, Північноамериканської та Африканської тектонічних плит їх значення моментів імпульсу та кінетичної енергії є значно меншими від таких значень для Тихоокеанської та Австралійської тектонічних плит. Підтверджено, що Тихоокеанська та Австралійська тектонічні плити фактично задають динаміку всіх сучасних рухів основних тектонічних плит. Отримані результати узгоджуються з результатами попередніх досліджень [62].

РОЗДІЛ 4. Просторово-часовий аналіз взаємозв'язків між розподілом параметрів основних тектонічних плит та нерівномірністю обертання Землі

Розроблені та описані в попередніх двох розділах методики забезпечують можливість визначення ротаційних параметрів, моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичних енергій тектонічних плит на основі часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій будь-якої тривалості. Для апробації розроблених методик зібрано великий обсяг даних за період 2002–2021 років, котрі були також використані для визначення середньорічних значень досліджуваних параметрів. Такі визначення проведено тільки для великих тектонічних плит (Тихоокеанської, Північноамериканської, Євразійської, Африканської, Антарктичної, Австралійської та Південноамериканської), оскільки вони мають більш-менш однорідну, та головне, достатню кількість даних для всіх років упродовж досліджуваного періоду (табл. 2.1, рис. 2.2 та рис. 2.3). Також через достатню кількість даних точність визначення всіх досліджуваних параметрів для великих тектонічних плит є значно вищою (табл. 2.2 та табл. 3.1). На основі визначених середньорічних значень можна провести просторово-часовий аналіз взаємозв'язків між динамікою ротаційних параметрів, моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичної енергії великих тектонічних плит. Також отримані параметри можна використати для оцінювання можливого взаємозв'язку між динамікою великих тектонічних плит і нерівномірністю обертання Землі.

Очевидно, оцінювати взаємозв'язок між зміною середньорічних значень досліджуваних параметрів буде досить складно візуально, тому для спрощення процесу аналізу й порівняння в роботі використовували коефіцієнти кореляції. Під кореляцією, відповідно до [235], розуміють будь-який статистичний взаємозв'язок між двома випадковими змінними або двовимірними даними. Якщо ця залежність є прямою, то кореляція позитивна, а якщо оберненою – негативна. У нашому випадку будемо використовувати кореляцію Пірсона, яка характеризує лінійну залежність між двома наборами даних. Це відношення коваріації двох змінних до добутку їхніх стандартних відхилень; таким чином,

це, по суті, унормована міра коваріації, така, що її результат завжди має значення в діапазоні між -1 та $+1$. Для інтерпретації коефіцієнтів кореляції будемо використовувати таблицю 4.1, складену на основі пропозицій [132].

Таблиця 4.1

Інтерпретація коефіцієнтів кореляції

Негативна кореляція	Інтерпретація кореляції	Позитивна кореляція
від -0.9 до -1.0	дуже висока	від $+0.9$ до $+1.0$
від -0.7 до -0.9	висока	від $+0.7$ до $+0.9$
від -0.5 до -0.7	помірна	від $+0.5$ до $+0.7$
від -0.3 до -0.5	низька	від $+0.3$ до $+0.5$
від 0.0 до -0.3	дуже низька	від 0.0 до $+0.3$
0	відсутня	0

4.1. Взаємозв'язок між змінами середньорічних сучасних ротаційних параметрів великих тектонічних плит та нерівномірністю обертання Землі

Використовуючи методику, описану в другому розділі, виконано обчислення середньорічних сучасних ротаційних параметрів великих тектонічних плит за період 2002–2021 років (Додатки Н-У). Графіки зміни координат ротаційних полюсів великих тектонічних плит наведено на рисунку 4.1.

Аналізуючи представлені результати, можна стверджувати, що точність визначення середньорічних координат ротаційних полюсів є нижчою (приблизно в 2–5 разів) у порівнянні з точністю визначення абсолютних значень координат ротаційних полюсів за період 2002–2021 років (табл. 2.2). Така точність безпосередньо залежить від якості даних для кожного року. Наведені графіки підтверджують наявність міграції ротаційних полюсів великих тектонічних плит, оскільки значення зміни значно перевищують точність їх визначення. Найбільш динамічними є зміни координат ротаційних полюсів Південноамериканської, Північноамериканської, Антарктичної та Євразійської тектонічних плит (в межах 0° – 45°), натомість найнижчою динамікою характеризується зміна координат ротаційного полюса

Австралійської тектонічної плити (в межах 0° – 5°). Проте представлені результати (рис. 4.1) є досить складними для оцінювання можливого взаємозв'язку, оскільки містять різкі зміни значень координат. Тому між усіма наборами даних зміни координат ротаційних полюсів великих тектонічних плит обчислено коефіцієнти кореляції (табл. 4.2).

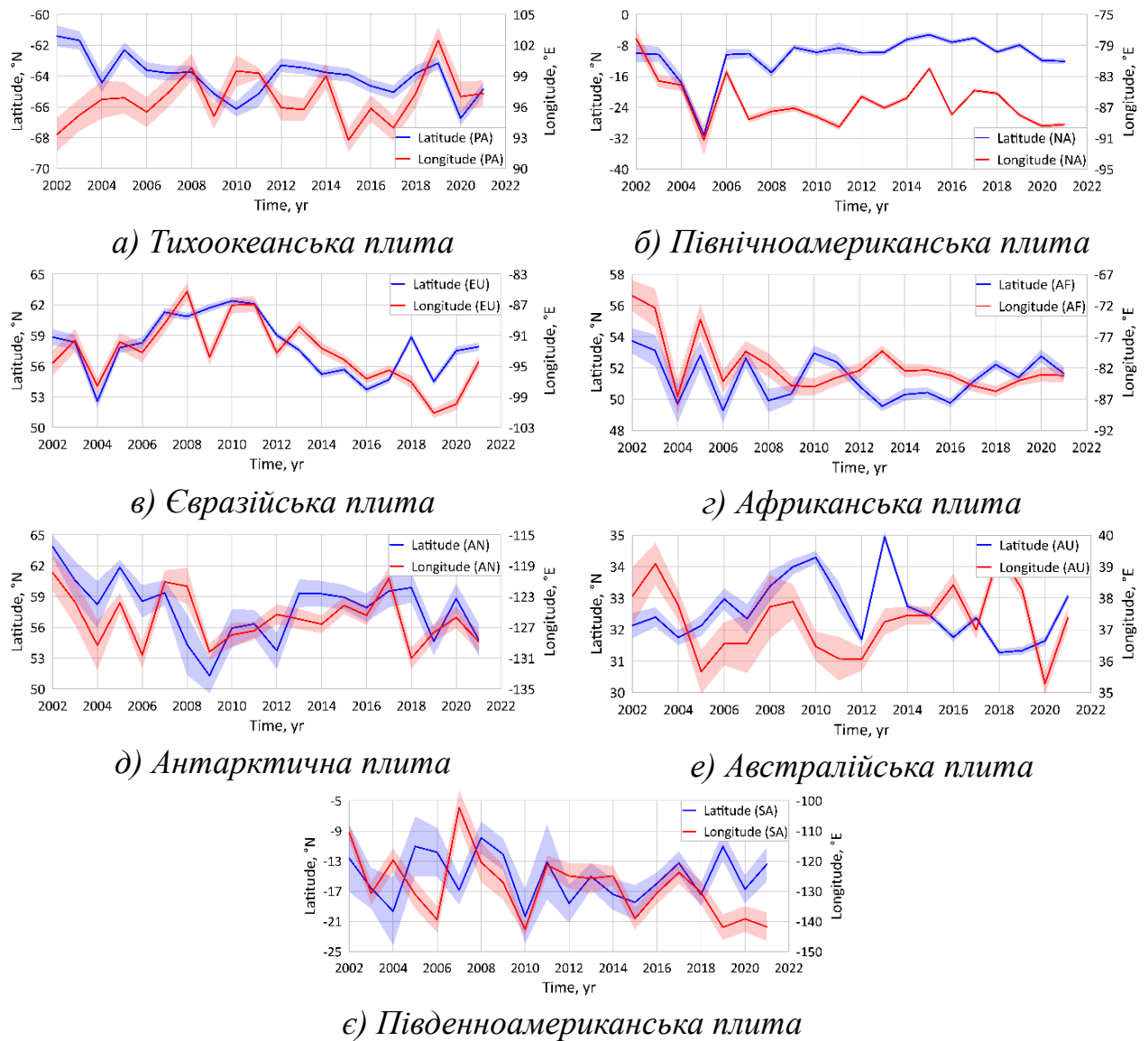


Рисунок 4.1. – Зміни координат ротаційних полюсів великих тектонічних плит упродовж 2002–2021 років [217]

У результаті аналізу отриманих даних (див. табл. 4.2) із використанням інтерпретації (див. табл. 4.1) можна зробити висновок, що існує позитивна низька, помірна та висока кореляція (від $+0.38$ до $+0.86$) між зміною

середньорічних координат ротаційних полюсів Північноамериканської, Африканської, Антарктичної, Південноамериканської та Австралійської тектонічних плит, натомість вказані плити мають негативну низьку, помірну та високу кореляцію (від -0.49 до -0.83) із Тихоокеанською тектонічною плитою.

Таблиця 4.2

Кореляційна залежність між зміною координат ротаційних полюсів великих тектонічних плит впродовж 2002–2021 років [217]

Індекс плити	PA	NA	EU	AF	AN	AU	SA
PA	1	-	-	-	-	-	-
NA	-0.65	1	-	-	-	-	-
EU	0.12	-0.14	1	-	-	-	-
AF	-0.81	0.68	-0.01	1	-	-	-
AN	-0.83	0.57	-0.03	0.86	1	-	-
AU	-0.49	0.46	-0.32	0.50	0.48	1	-
SA	-0.60	0.57	0.02	0.77	0.67	0.38	1

Також ідентифікується негативна низька кореляція (-0.32) між зміною середньорічних координат ротаційних полюсів Австралійської та Євразійської тектонічних плит. Між іншими тектонічними плитами кореляції не спостерігаються. На основі проведеного аналізу побудуємо діаграму взаємозв'язків між змінами середньорічних координат ротаційних полюсів великих тектонічних плит (рис. 4.2).

Аналізуючи представлену діаграму (див. рис. 4.2), робимо висновки, що зміна середньорічних координат ротаційних полюсів Північноамериканської, Африканської, Антарктичної, Південноамериканської та Австралійської тектонічних плит відбувається синхронно, натомість їх зміна є асинхронною до зміни Тихоокеанської тектонічної плити [217]. Також асинхронними є зміни координат ротаційних полюсів Австралійської та Євразійської тектонічних плит [217].

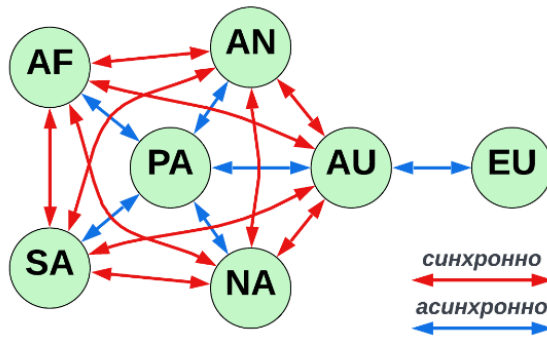


Рисунок 4.2. – Діаграма взаємозв'язків між змінами середньорічних координат ротаційних полюсів великих тектонічних плит

Відповідно до [271] вікове уповільнення швидкості обертання Землі (через припливне тертя в тілі Землі й океанах) є причиною руху тектонічних плит. Зміни LOD призводять до горизонтальних зсувних напружень, які у взаємодії з нерівномірним обертовим рухом Землі є домінуючим чинником впливу на геодинамічні процеси Землі та їх прояву в сейсмічній і вулканічній активності [248]. Тому в рамках аналізу динаміки зміни середньорічних значень кутової швидкості великих тектонічних плит вирішено оцінити можливий взаємозв'язок такої динаміки з нерівномірністю обертання Землі.

Вхідними даними для обчислення ротаційних параметрів Землі служили значення зміни LOD, які знаходяться у вільному доступі на сайті Міжнародної служби обертання Землі (IERS [136]). Зміна значень LOD – це різниця величин періодів $P_{Ed} - P_{Ad}$, де P_{Ed} – період земної доби, а P_{Ad} – період астрономічної доби (86400 секунд). На основі значень зміни LOD визначено середньорічну кутову швидкість обертання Землі:

$$\omega_{\oplus} = \Omega_N \cdot \left(1 - \frac{LOD}{T}\right), \quad (4.1)$$

де, Ω_N – номінальна швидкість обертання Землі (відповідає швидкості обертання середньої епохи 1820 р), яка рівна $72921151.467064 \cdot 10^{-12} \text{ рад/с}$, T – тривалість середньої сонячної доби 86400 секунд в системі атомного часу ТАІ.

Використовуючи функціональну залежність (4.1) обчислено середньорічні значення кутової швидкості обертання Землі впродовж 2002–2021 років (рис. 4.3). Зауважимо, що для отримання середньорічних значень кутової швидкості обертання Землі було використано середньорічні значення LOD.

Також для можливості порівняння, аналізу та оцінювання можливого взаємозв'язку між нерівномірністю обертання Землі та динамікою великих тектонічних плит на рисунку 4.4 представлено зміни кутової швидкості великих тектонічних плит впродовж 2002–2021 років, а також точність їх визначення.

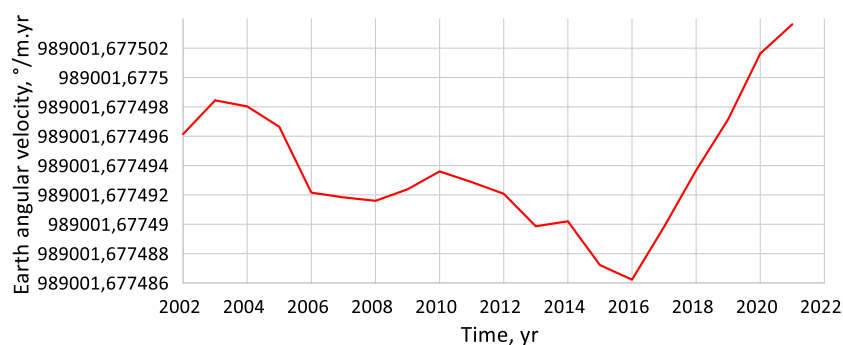


Рисунок 4.3. – Зміни кутової швидкості обертання Землі впродовж 2002–2021 років

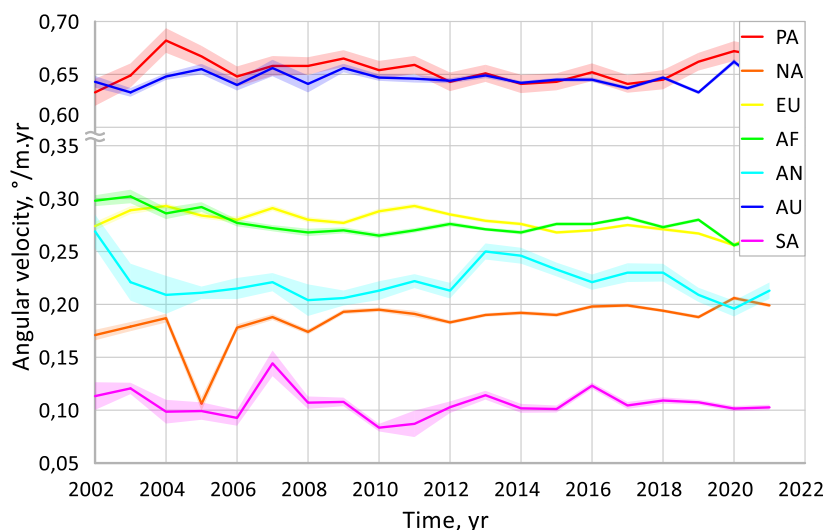


Рисунок 4.4 – Зміни кутової швидкості великих тектонічних плит упродовж 2002–2021 років [217]

Представлені графіки (див. рис. 4.3 та 4.4) підтверджують те, що кутова швидкість обертання Землі та кутові швидкості великих тектонічних плит є

динамічними параметрами. Найбільшою динамікою зміни кутовою швидкості характеризуються Антарктична, Південноамериканська та Північноамериканська тектонічні плити. Можна зауважити стрімке систематичне збільшення кутової швидкості обертання Землі після 2016 року (див. рис. 4.3), проте кутові швидкості великих тектонічних плит не мають настільки різких змін (див. рис. 4.4). Візуально ідентифікувати взаємозв'язок між нерівномірністю обертання Землі та динамікою великих тектонічних плит доволі важко, тому між усіма наборами даних зміни кутової швидкості обертання Землі та кутової швидкості великих тектонічних плит обчислено коефіцієнти кореляції (табл. 4.3).

Таблиця 4.3

Кореляційна залежність між зміною кутової швидкості великих тектонічних плит та нерівномірністю обертання Землі впродовж 2002–2021 років

Індекс плити	PA	NA	EU	AF	AN	AU	SA	EARTH
PA	1	-	-	-	-	-	-	-
NA	-0.08	1	-	-	-	-	-	-
EU	0.12	-0.29	1	-	-	-	-	-
AF	-0.25	-0.54	0.30	1	-	-	-	-
AN	-0.73	0.01	-0.03	0.34	1	-	-	-
AU	0.40	-0.12	-0.05	-0.37	-0.21	1	-	-
SA	-0.13	0.06	-0.03	0.22	0.21	0.08	1	-
EARTH	0.54	-0.10	-0.05	0.08	-0.35	-0.01	-0.15	1

Аналізуючи представлені результати, відзначимо, що існує негативна висока кореляція (-0.73) між змінами кутової швидкості Тихоокеанської та Антарктичної тектонічних плит, а також негативна помірна кореляція (-0.54) між зміною Північноамериканської та Африканської тектонічних плит [217]. Зміна кутової швидкості Африканської тектонічної плити корелює зі змінами Антарктичної (позитивна низька кореляція +0.34) та Австралійської (негативна низька кореляція -0.37) тектонічних плит [217]. Зміна кутової швидкості обертання Землі корелює зі зміною кутової швидкості Тихоокеанської

тектонічної плити, таку кореляцію можна характеризувати як позитивна помірна (0.54) та зі зміною кутової швидкості Антарктичної тектонічної плити із негативною низькою кореляцією (-0.35). На основі проведеного аналізу побудуємо діаграму взаємозв'язків між змінами середньорічних значень кутової швидкості обертання великих тектонічних плит та нерівномірністю обертання Землі (рис. 4.5).

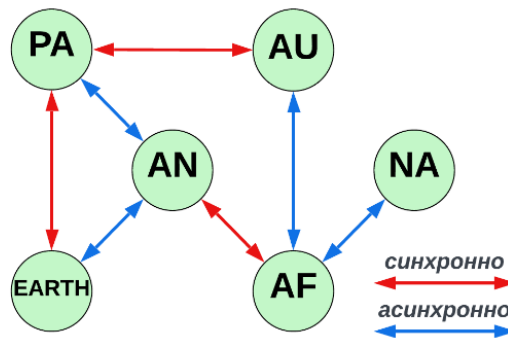


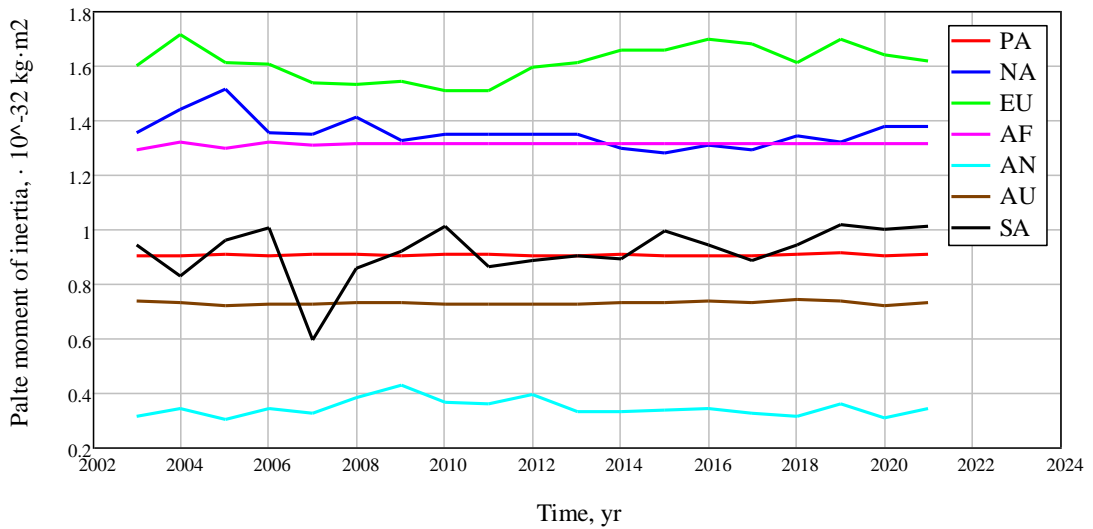
Рисунок 4.5. – Діаграма взаємозв'язків між змінами середньорічних значень кутової швидкості обертання великих тектонічних плит та нерівномірністю обертання Землі

Аналізуючи представлену діаграму (див. рис. 4.5), можна зробити висновки, що кутова швидкість обертання Землі змінюється синхронно з кутовою швидкістю Тихоокеанської тектонічної плити та асинхронно з кутовою швидкістю Антарктичної тектонічної плити. Тобто, збільшення кутової швидкості обертання Землі (див. рис. 4.3) сповільнює рух Антарктичної тектонічної плити, яка рухається в протилежний бік до напрямку обертання Землі, та прискорює рух Тихоокеанської тектонічної плити, яка рухається в напрямку обертання Землі.

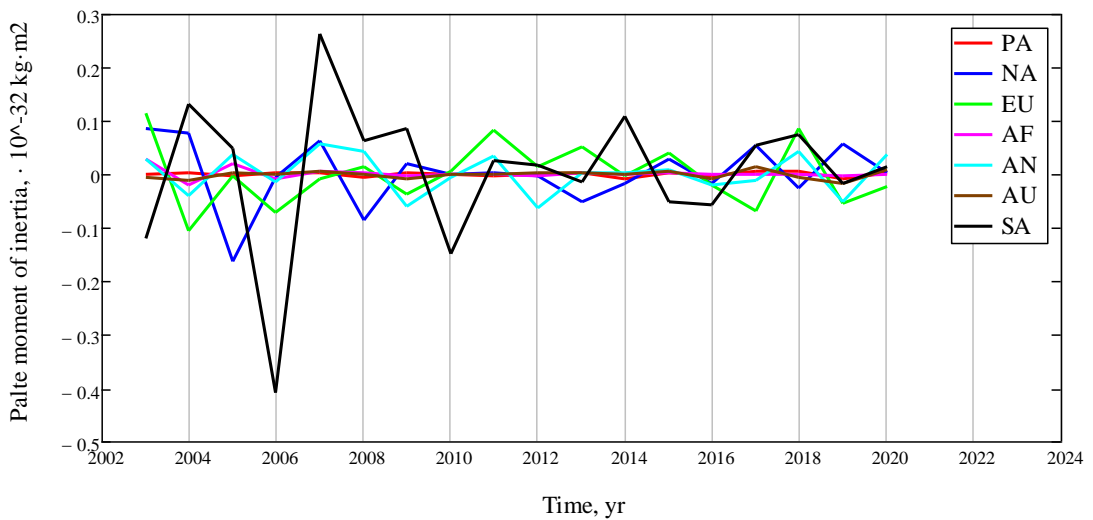
4.2. Взаємозв'язок між змінами середньорічних моментів інерції великих тектонічних плит

Використовуюючи методику, описану в третьому розділі, виконано обчислення середньорічних значень моментів інерції великих тектонічних плит

за період 2002–2021 років (Додатки Н–У). Графіки зміни моментів інерції великих тектонічних плит наведено на рисунку 4.6. Додатково для зручності аналізу наведено щорічну зміну вказаних параметрів, яка розраховувалась як різниця поточного та попереднього значення.



а) зміна значень за весь період



б) щорічна зміна значень

Рисунок 4.6. – Зміна моментів інерції великих тектонічних плит впродовж 2002–2021 років

Оскільки маси тектонічних плит є незмінними, то зміна моментів інерції спричинена збільшенням та/або зменшенням віддалей до полюсів обертання, тобто зміною координат полюсів обертання. Порівнявши результати представлені на рисунку 4.6, із результатами поданими на рисунку 4.1 можна стверджувати, що

найбільший вплив на зміну моменту інерції тектонічної плити має зміна довготи полюсу обертання. Зміна широти полюсу обертання також впливає на зміну моменту інерції тектонічної плити, але цей вплив є незначним.

Аналізуючи представлені значення (див. рис. 4.6) можна зробити висновок, що найактивнішими змінами середньорічних значень моментів інерції характеризуються Південноамериканська, Північноамериканська, Євразійська та Антарктична тектонічні плити, зміна значень решти великих тектонічних плит є значно меншими.

На представлених графіках (див. рис. 4.6) простежується певний зв'язок між змінами моментів інерції деяких тектонічних плит, проте візуально відстежити всі взаємозв'язки є дуже складно. Тому між усіма наборами даних зміни моментів інерції великих тектонічних плит обчислено коефіцієнти кореляції (табл. 4.4).

Таблиця 4.4

Кореляційна залежність між зміною моментів інерції великих тектонічних плит впродовж 2002–2021 років

Індекс плити	PA	NA	EU	AF	AN	AU	SA
PA	1	–	–	–	–	–	–
NA	0.26	1	–	–	–	–	–
EU	0.09	–0.17	1	–	–	–	–
AF	–0.08	–0.27	0.63	1	–	–	–
AN	0.07	–0.31	0.52	0.53	1	–	–
AU	0.34	–0.23	0.10	0.21	0.44	1	–
SA	–0.04	0.04	–0.01	0.01	0.18	0.03	1

Аналізуючи результати наведені у таблиці 4.4 можна відмітити, що існує позитивна помірною кореляція (0.52–0.63) між змінами середньорічних значень моментів інерції Євразійської, Антарктичної та Африканської тектонічних плит. Позитивною низькою кореляцією характеризується зміна моментів інерції Антарктичної та Австралійської (0.44) і Австралійської та Тихоокеанської (0.34) тектонічних плит, а негативною низькою кореляцією – Антарктичної та

Північноамериканської (-0.31) тектонічних плит. Взаємозв'язок між змінами середньорічних значень моментів інерції великих тектонічних плит представимо на рисунку 4.7.

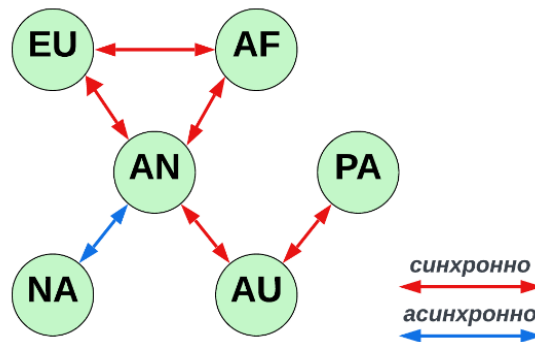


Рисунок 4.7 – Діаграма взаємозв'язків між змінами середньорічних значень моментів інерції великих тектонічних плит

Аналізуючи представлену діаграму (див. рис. 4.7) можна зробити висновки, що інертність Євразійської, Антарктичної та Африканської тектонічних плит змінюється синхронно. Також синхронно змінюється інертність Антарктичної та Австралійської і Австралійської та Тихоокеанської тектонічних плит. Натомість інертність Антарктичної та Північноамериканської тектонічних плит змінюється асинхронно.

4.3. Взаємозв'язок між змінами середньорічних моментів імпульсу великих тектонічних плит та змінами умовного моменту імпульсу Землі

Відомо, що нерівномірність обертання Землі призводить до перерозподілу моменту імпульсу між різними оболонками Землі; прояву силових напружень між земним ядром і мантією; порушення ізостатичної та постгляціальної рівноваги, а також може бути спусковим механізмом вивільнення накопиченої енергії в земній корі й збудженні сейсмічної та вулканічної активності. Відповідно до закону збереження імпульсу момент імпульсу Землі є сталою величиною. Проте положення осі обертання Землі та її швидкість обертання постійно змінюється (див. рис. 4.3), тому в даному дослідженні ми оперували

поняттям умовного моменту імпульсу Землі, який враховує тільки зміну кутової швидкості обертання Землі. Для визначення умовного моменту імпульсу Землі використовували наступну функціональну залежність:

$$L_E = I_E \cdot \omega_{\oplus}, \quad (4.2)$$

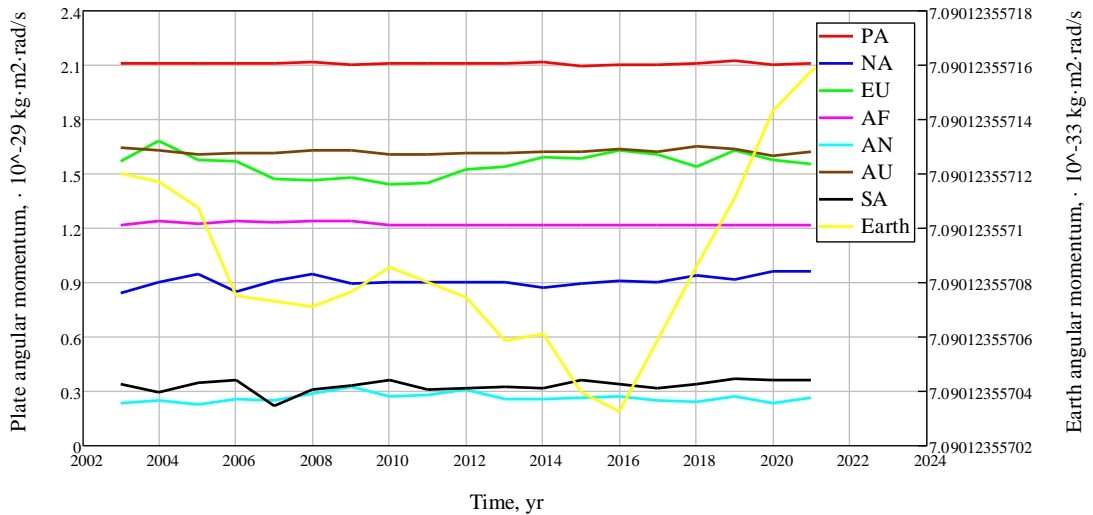
де, I_E – момент інерції Землі, який рівний $9.723 \cdot 10^{37} \text{ кг} \cdot \text{м}^2$, ω_{\oplus} – кутова швидкість обертання Землі обчислена з використанням залежності (4.1).

Використовуючи методику, описану в третьому розділі, виконано обчислення середньорічних значень моментів імпульсу великих тектонічних плит за період 2002–2021 років (Додатки А-Є). Графіки зміни моментів імпульсу великих тектонічних плит наведено на рисунку 4.8, додатково для зручності аналізу наведено щорічну зміну вказаних параметрів, яка розраховувалась як різниця поточного та попереднього значення. Рисунки доповнено середньорічними значеннями умовного моменту імпульсу Землі, обчисленого за функціональною залежністю (4.2).

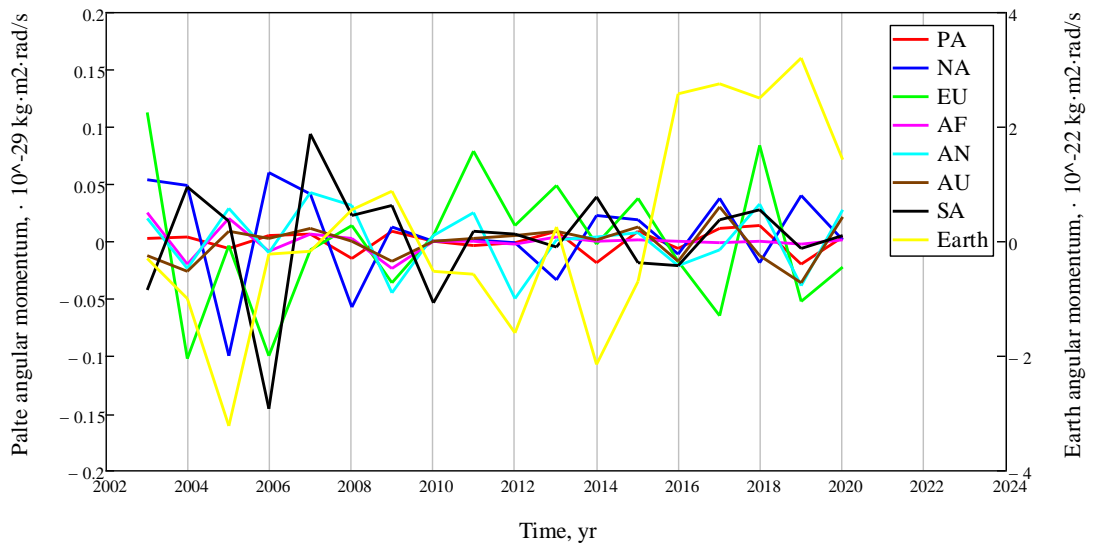
Аналізуючи представлені рисунки (див. рис. 4.8а), слід зауважити, що значення умовного моменту імпульсу Землі є на 4–5 порядків більшими за значення моментів імпульсу великих тектонічних плит. Така різниця пов'язана із тим, що момент імпульсу Землі, крім моментів імпульсу тектонічних плит, включає моменти імпульсу багатьох інших оболонок (ядро, мантія, атмосфера, гідросфера, тощо). Також чітко ідентифікується стрімке систематичне збільшення умовного моменту імпульсу Землі після 2016 року, що безпосередньо пов'язано зі збільшенням кутової швидкості обертання Землі (див. рис. 4.3).

Проте щорічна зміна умовного моменту імпульсу Землі (див. рис. 4.8б) є на 6 порядків меншою за зміну моментів імпульсу будь-якої з великих тектонічних плит. У порівнянні з динамікою моментів імпульсу великих тектонічних плит можна вважати, що умовний момент імпульсу Землі є сталим, це є додатковим підтвердженням дії закону збереження енергії, а саме:

збереження імпульсу. Тобто, зміни моментів імпульсу великих тектонічних плит компенсують одна одну для збереження моменту імпульсу Землі сталим. Додатково ця зміна компенсується рухами ядра, мантиї, інших тектонічних плит, океану, атмосфери та багатьох інших чинників.



а) зміна значень за весь період



б) щорічна зміна значень

Рисунок 4.8. – Зміна моментів імпульсу великих тектонічних плит та зміна умовного моменту імпульсу Землі впродовж 2002–2021 років

Найактивнішими змінами середньорічних значень моментів імпульсу характеризуються Південноамериканська, Північноамериканська, Євразійська та Антарктична тектонічні плити, зміна значень решти великих тектонічних плит є значно меншими. Для оцінювання можливого взаємозв'язку між усіма наборами

даних зміни моментів імпульсу великих тектонічних плит та умовного моменту імпульсу Землі обчислено коефіцієнти кореляції (табл. 4.5).

Таблиця 4.5

Кореляційна залежність між зміною моментів імпульсу великих тектонічних плит та зміною умовного моменту імпульсу Землі впродовж 2002–2021 років

Індекс плити	PA	NA	EU	AF	AN	AU	SA	EARTH
PA	1	-	-	-	-	-	-	-
NA	0.34	1	-	-	-	-	-	-
EU	0.44	-0.31	1	-	-	-	-	-
AF	0.37	-0.31	0.61	1	-	-	-	-
AN	0.13	-0.31	0.49	0.61	1	-	-	-
AU	-0.04	-0.18	0.09	0.29	0.44	1	-	-
SA	-0.20	-0.19	0.09	-0.06	0.18	0.03	1	-
EARTH	-0.02	0.23	-0.12	-0.22	-0.16	-0.22	-0.03	1

Аналізуючи результати, наведені у таблиці 4.5, зауважуємо, що існує позитивна помірна та низька кореляція (0.49–0.61) між змінами середньорічних значень моментів імпульсу Євразійської, Антарктичної та Африканської тектонічних плит. Позитивною низькою кореляцією (0.34–0.44) характеризується зміна моментів імпульсу Тихоокеанської тектонічної плити зі змінами Північноамериканської, Євразійської та Африканської тектонічних плит. Натомість, зміна моментів імпульсу Північноамериканської тектонічної плити характеризується негативною низькою кореляцією (–0.31) зі змінами Євразійської, Африканської та Антарктичної тектонічних плит. Між змінами моментів імпульсу Антарктичної та Австралійської тектонічних плит ідентифікується позитивна низька кореляція (0.44). Інших кореляцій, особливо із зміною умовного моменту імпульсу Землі, не ідентифікується. Взаємозв'язок між змінами середньорічних значень моментів імпульсу великих тектонічних плит представимо на рисунку 4.9.

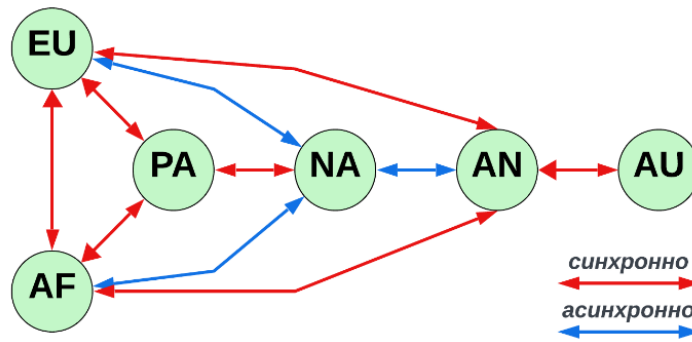


Рисунок 4.9 Діаграма взаємозв'язків між змінами середньорічних значень моментів імпульсу великих тектонічних плит

Аналізуючи представлену діаграму (див. рис. 4.9), можемо зробити висновки, що моменти імпульсу Євразійської, Африканської, Тихоокеанської та Антарктичної тектонічних плит змінюються синхронно, натомість, їх зміна є асинхронною до зміни моменту імпульсу Північноамериканської тектонічної плити.

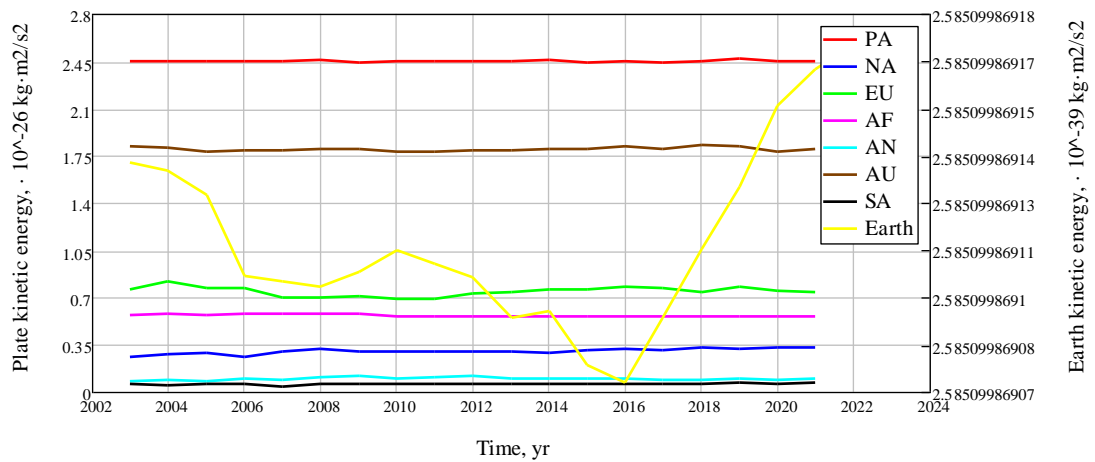
4.4. Взаємозв'язок між змінами середньорічних кінетичних енергій великих тектонічних плит та змінами умовної кінетичної енергії Землі

Як зазначали раніше, кінетична енергія є фізичною величиною, для якої також діє фундаментальний закон збереження, а саме: закон збереження енергії. Тобто, повна енергія замкненої системи, якою є Земля, зберігається сталою впродовж часу. Проте положення осі обертання Землі та її швидкість обертання постійно змінюється (див. рис. 4.3). Тому очевидно, що зміна цих параметрів компенсує одна одну для збереження кінетичної енергії Землі сталою. Оскільки кінетична енергія Землі є сталою величиною, то в даному дослідженні ми оперуємо поняттям умовної кінетичної енергії Землі, яка враховує тільки зміну кутової швидкості обертання Землі, для обчислення якої застосовували наступну функціональну залежність:

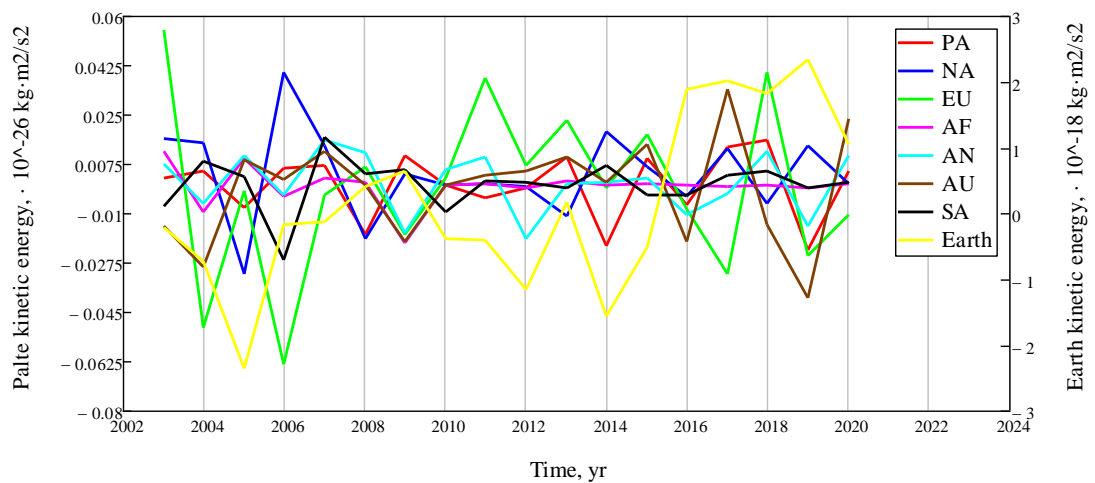
$$E_{KE} = \frac{I_E \cdot \omega_{\oplus}^2}{2}, \quad (4.3)$$

де, I_E – момент інерції Землі, який рівний $9.723 \cdot 10^{37} \text{ кг} \cdot \text{м}^2$, ω_{\oplus} – кутова швидкість обертання Землі обчислена з використанням залежності (4.1).

Використовуючи методику, описану в третьому розділі, виконано обчислення середньорічних значень кінетичної енергії великих тектонічних плит за період 2002–2021 років (Додатки Н–У). Графіки зміни кінетичної енергії великих тектонічних плит наведено на рисунку 4.10, додатково для зручності аналізу наведено щорічну зміну вказаних параметрів, яка розраховувалась як різниця поточного й попереднього значення. Рисунки доповнено середньорічними значеннями умовної кінетичної енергії Землі, обчисленої за функціональною залежністю (4.3).



а) зміна значень за весь період



б) щорічна зміна значень

Рисунок 4.10. – Зміна кінетичної енергії великих тектонічних плит та зміна умовної кінетичної енергії Землі впродовж 2002–2021 років

Аналізуючи представлені рисунки (див. рис. 4.8 та 4.10), можна помітити кореляцію між порядками змін умовного моменту імпульсу й умовної кінетичної енергії Землі, які фактично є сталими, та змінами моментів імпульсу й кінетичної енергії великих тектонічних плит, які є динамічними. Як вже зазначали раніше, це є підтвердженням дії законів збереження: імпульсу та енергії.

Найактивнішими змінами середньорічних значень кінетичної енергії характеризуються Австралійська, Євразійська, Північноамериканська та Південноамериканська тектонічні плити, зміна значень решти великих тектонічних плит є значно меншими (див. рис. 4.10). Для оцінювання можливого взаємозв'язку між усіма наборами даних зміни кінетичної енергії великих тектонічних плит та умовної кінетичної енергії Землі обчислено коефіцієнти кореляції (табл. 4.6).

Таблиця 4.6

Кореляційна залежність між зміною кінетичної енергії великих тектонічних плит та зміною умовної кінетичної енергії Землі впродовж 2002–2021 років

Індекс плити	PA	NA	EU	AF	AN	AU	SA	EARTH
PA	1	-	-	-	-	-	-	-
NA	0.23	1	-	-	-	-	-	-
EU	0.45	-0.44	1	-	-	-	-	-
AF	0.35	-0.25	0.51	1	-	-	-	-
AN	0.11	-0.27	0.45	0.59	1	-	-	-
AU	-0.14	-0.12	0.08	0.31	0.43	1	-	-
SA	-0.22	-0.35	0.17	-0.10	0.18	0.03	1	-
EARTH	-0.06	0.11	-0.10	-0.20	-0.19	-0.22	-0.03	1

Аналізуючи результати, наведені у таблиці 4.6, можна стверджувати, що існує позитивна помірною та низькою кореляція (0.45–0.59) між змінами середньорічних значень кінетичної енергії Євразійської, Антарктичної та Африканської тектонічних плит. Також позитивною помірною та низькою кореляцією (0.31–0.59) характеризується зміна кінетичної енергії Африканської,

Антарктичної та Австралійської тектонічних плит. І позитивною помірною та низькою кореляцією (0.35–0.51) характеризується зміна кінетичної енергії Тихоокеанської, Євразійської та Африканської тектонічних плит. Натомість, негативною низькою кореляцією характеризується зміни кінетичної енергії Північноамериканської і Євразійської (–0.44) та Північноамериканської і Південноамериканської (–0.35) тектонічних плит. Інших взаємозв'язків між змінами кінетичної енергії великих тектонічних плит не спостерігається. Також відсутній взаємозв'язок з умовною кінетичною енергією Землі. На рисунку 4.11 представлено діаграму взаємозв'язків між змінами середньорічних значень кінетичної енергії великих тектонічних плит.

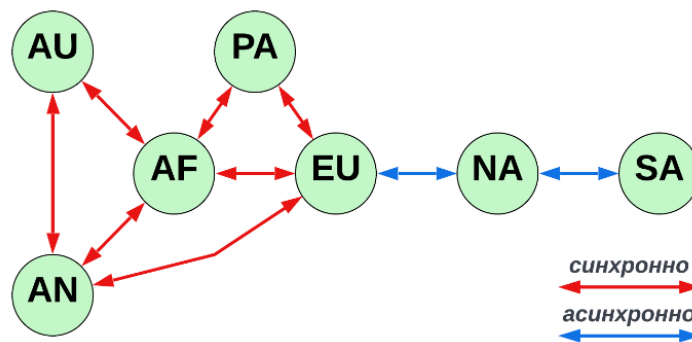


Рисунок 4.11 Діаграма взаємозв'язків між змінами середньорічних значень кінетичної енергії великих тектонічних плит

Аналізуючи представлену діаграму (див. рис. 4.11), можна зробити висновки, що кінетична енергія Африканської, Євразійської, Антарктичної, Австралійської та Тихоокеанської тектонічних плит змінюється синхронно. Натомість, зміна кінетичної енергії Північноамериканської тектонічної плити є асинхронною до зміни кінетичної енергії Євразійської та Південноамериканської тектонічних плит.

Висновки до Розділу 4

1. Проведено просторово-часовий аналіз взаємозв'язків між змінною ротаційних та динамічних параметрів великих тектонічних плит, а також нерівномірністю обертання Землі, змінами умовного моменту імпульсу та

умовної кінетичної енергії Землі. Виявлено, що зміни вказаних параметрів є дуже різними. На основі цієї зміни великі тектонічні плити можна поділити на дві групи: ті, які піддаються активним змінам основних досліджуваних параметрів (Південноамериканська, Північноамериканська, Євразійська та Антарктична) та ті, які зазнають значно менших змін досліджуваних параметрів (Африканська, Тихоокеанська та Австралійська).

2. Ідентифіковано наявність взаємозв'язків між змінами різних параметрів:
- в основному зміна середньорічних координат ротаційних полюсів Північноамериканської, Африканської, Антарктичної, Південноамериканської та Австралійської тектонічних плит відбувається синхронно, натомість, їх зміна є асинхронною до зміни Тихоокеанської тектонічної плити. Також асинхронними є зміни координат ротаційних полюсів Австралійської та Євразійської тектонічних плит.
 - в основному кутова швидкість обертання Землі змінюється синхронно з кутовою швидкістю Тихоокеанської тектонічної плити та асинхронно з кутовою швидкістю Антарктичної тектонічної плити. Тобто, збільшення кутової швидкості обертання Землі сповільнює рух Антарктичної тектонічної плити, яка рухається в протилежному напрямку до напрямку обертання Землі та прискорює рух Тихоокеанської тектонічної плити, яка рухається в напрямку обертання Землі.
 - в основному інертність Євразійської, Антарктичної та Африканської тектонічних плит змінюється синхронно. Так само змінюється інертність Антарктичної та Австралійської і Австралійської та Тихоокеанської тектонічних плит. Натомість, інертність Антарктичної та Північноамериканської тектонічних плит змінюється асинхронно.
 - в основному моменти імпульсу Євразійської, Африканської, Тихоокеанської та Антарктичної тектонічних плит змінюються синхронно, натомість, їх зміна є асинхронною до зміни моменту імпульсу Північноамериканської тектонічної плити.
 - в основному кінетична енергія Африканської, Євразійської, Антарктичної,

Австралійської та Тихоокеанської тектонічних плит змінюються синхронно. Натомість, зміна кінетичної енергії Північноамериканської тектонічної плити є асинхронною до зміни кінетичної енергії Євразійської та Південноамериканської тектонічних плит.

3. Підтверджено, що зміна моментів імпульсу та кінетичної енергії великих тектонічних плит є більшою за зміну умовного моменту імпульсу та умовної кінетичної енергії Землі. Тобто, зміна великих тектонічних плит взаємно компенсується для збереження умовних моментів імпульсу й умовної кінетичної енергії Землі сталими. Проте очевидно, що така зміна не є визначальним фактором такої компенсації, оскільки тектонічні плити займають тільки 2–3% від загального об'єму Землі, а на зміну вказаних параметрів впливають інші, значно більші за об'ємом оболонки Землі (ядро, мантія, тощо).

РОЗДІЛ 5. Удосконалення методики визначення деформаційних параметрів на основі даних ГНСС-вимірювань

Проблема вивчення параметрів, які характеризують деформаційні процеси, належить до фундаментальної проблеми сучасної геодинаміки й пов'язана з дослідженням просторово-часового розвитку деформаційних полів і сучасних рухів земної кори та їхніх особливостей, обумовлених екзогенними, ендегенними та техногенними чинниками. Аналіз, розуміння та прогнозування деформаційних процесів є важливим для ефективного, і головне, безпечного використання територій. Останнім часом вхідними та практично незамінними даними для дослідження деформаційних процесів є ГНСС-дані. Як зазначали раніше, на сьогоднішній день накопичено довготривалі ряди спостережень перманентних ГНСС-станцій, розташованих на всіх материках і великій кількості островів. Очевидно, що на основі цих даних можна досліджувати деформаційні процеси. Дослідження деформаційних процесів (якому щорічно присвячено дуже багато наукових праць) традиційно базується на математичному алгоритмі, пов'язаному з тензорним аналізом. Великі масиви ГНСС-даних вимагають розроблення нових і вдосконалення наявних методів їх опрацювання. Удосконалення методики аналізу та опрацювання ГНСС-даних може значно спростити та прискорити дослідження деформаційних процесів. У зв'язку з цим у даному розділі роботи здійснено вдосконалення методики визначення деформаційних параметрів на основі даних вільно доступних ГНСС-спостережень. А також апробувати методику для визначення деформаційних параметрів і оцінювання деформаційних процесів у межах Африканської системи тектонічних плит та Антарктичної тектонічної плити.

5.1. Алгоритм удосконаленої методики визначення деформаційних параметрів на основі даних ГНСС-вимірювань

Використовуючи процедури, засновані на методі найменших квадратів та тензорному аналізі, запропоновано удосконалити методику визначення деформаційних параметрів на основі даних ГНСС-вимірювань (рис. 5.1).

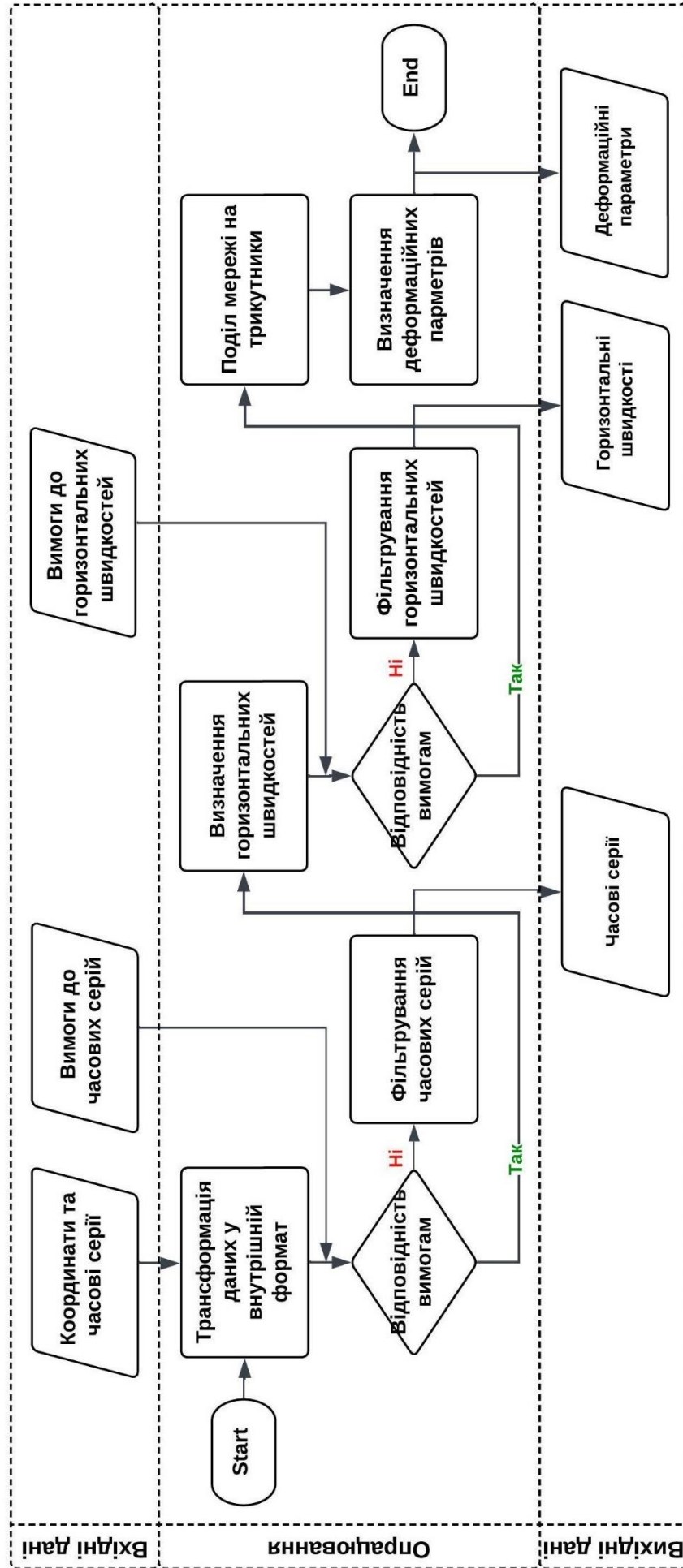


Рисунок 5.1 – Алгоритм визначення деформаційних параметрів на основі даних ГНСС-вимірювань

У ролі вхідних даних удосконалена методика передбачає використання:

- наявних у вільному доступі в НГЛ [59] часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій або будь-яких інших даних, підготовлених в аналогічному форматі;
- наявних у вільному доступі в НГЛ [59] географічних координат перманентних ГНСС-станцій або географічних координат будь-яких інших пунктів, підготовлених в аналогічному форматі;
- вимоги до часових рядів щоденних розв'язків і вимоги до визначених швидкостей перманентних ГНСС-станцій.

Важливо підкреслити, що координати та часові ряди щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій доступні на НГЛ [59] у системі IGS14, проте в даній методиці можна також використовувати дані ГНСС-спостережень у будь-якій іншій системі координат.

Вихідними даними для удосконаленої методики є:

- опрацьовані (фільтровані) часові ряди щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій;
- визначені швидкості перманентних ГНСС-станцій;
- визначені деформаційні параметри.

Структурно запропонована методика передбачає 6 основних етапів [216] і використовує, узагальнює та модернізує підходи, наведені в [13, 25, 74, 75, 210, 220, 238]:

1. Трансформація даних у внутрішній формат. Аналогічно із методиками, описаними у другому та третьому розділах, на даному етапі виконується формування бази даних, яка об'єднує часові ряди щоденних розв'язків із різних перманентних ГНСС-станцій.

2. Перевірка на відповідність вимогам та фільтрація часових рядів. Відбір даних перманентних ГНСС-станцій відбувається на основі критеріїв до перманентних ГНСС-станцій, наведених у [37] та детально описаних у другому розділі. Часові ряди перманентних ГНСС-станцій, які мали одиночні грубі похибки та викиди, фільтрували та не включали до опрацювання.

Виявлення та видалення викидів і грубих помилок у часових рядах щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій виконували із використанням порогу 3σ (тобто, якщо деяке значення із щоденних розв'язків більше, ніж у 3 рази перевищувало стандартне відхилення, його вважали викидом та/або грубою помилкою).

3. Визначення швидкостей горизонтальних зміщень. На деформаційні процеси земної поверхні впливає надзвичайно багато чинників, тому під час визначення швидкостей горизонтальних зміщень для аналізу таких процесів не достатньо використовувати лінійне рівняння виду (2.2), яке враховує тільки лінійну (трендову) складову руху. Відтак на даному етапі використовували складнішу модель, яка додатково враховує сезонність рухів [58, 71]:

$$f(t_i) = y_0 + v(t_i) + \sum_{f=1}^2 [c_f \cdot \sin(2\pi f t_i) + d_f \cdot \cos(2\pi f t_i)] + \varepsilon_y(t_i), \quad (5.1)$$

де, t_i – епоха спостереження, v – лінійна швидкість перманентної ГНСС-станції, y_0 – зсув часового ряду на початкову епоху, $\varepsilon_y(t_i)$ – шум, c_f та d_f – параметри періодичного руху, $f = 1$ або $f = 2$ – для річного та піврічного періоду відповідно.

Системи рівнянь, складені на основі функціональної залежності (5.1), розв'язували окремо для кожної компоненти методом найменших квадратів, визначали складові векторів швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій, а також виконували оцінку точності визначених параметрів.

4. Перевірка на відповідність вимогам та фільтрація визначених швидкостей. На цій стадії визначали та відбраковували перманентні ГНСС-станції з низькою точністю визначення складових швидкостей горизонтальних зміщень, а також перманентні ГНСС-станції з аномальними напрямками векторів. Швидкості, точність визначення яких була гіршою за 15% від значення швидкості, вилучали із опрацювання.

5. Поділ мережі ГНСС-станцій на трикутники за алгоритмом Делоне.

Відомо, що деформаційні параметри земної поверхні характеризують певну площину, тому їх доцільно обчислювати для центрів елементарних фігур, на які цю площину розділено. Найпростішим, а відповідно і найпопулярнішим методом, є поділ площини на трикутники за алгоритмом Делоне (тріангуляція Делоне) [80]. Особливість алгоритму полягає в тому, що поділ площини на трикутники відбувається таким чином, щоб описане коло навколо будь-якого трикутника не включало жодного іншого вузла мережі. Така умова дозволяє якомога зменшити кількість малих кутів. Алгоритм для побудови тріангуляції Делоне є досить простим, оскільки ґрунтується на швидких операціях перевірки, чи точка знаходиться всередині описаного навколо трикутника кола. Використовуючи тріангуляцію Делоне, на цьому етапі удосконаленої методики мережу перманентних ГНСС-станцій розбивали на мережу трикутників з вершинами в цих станціях.

6. Визначення деформаційних параметрів. У даній роботі виконували дослідження тільки планових деформацій, тому на деформаційні процеси накладали три основні умови [74, 75]:

- а) визначаються плоскі деформації в горизонтальній площині;
- б) нехтування вертикальними рухами не впливає на деформаційні процеси;
- в) деформації рівномірно розподілені в межах трикутника.

Для визначення деформаційних процесів використовувався тензорний аналіз, а всі обчислення проводили окремо для кожного, визначеного на попередньому етапі, трикутника.

Розглянемо визначення деформаційних параметрів на прикладі трикутника з вершинами $1(x_1, y_1)$, $2(x_2, y_2)$ та $3(x_3, y_3)$, а також визначеними швидкостями горизонтальних рухів (v_{x_1}, v_{y_1}) , (v_{x_2}, v_{y_2}) та (v_{x_3}, v_{y_3}) (рис. 5.2).

Відомо, що деформаційні процеси є сумою деформацій зсуву, деформацій повороту, а також деформацій форми. Під деформаціями зсуву розуміють паралельне переміщення всього трикутника відносно початкової системи (t_x, t_y) . Деформації повороту характеризують кутову швидкість повороту трикутника

відносно центру його мас Ω . Деформації форми характеризують зміну форми трикутника, яку можна представити елементами двовимірного тензору деформацій $(\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx}, \varepsilon_{yy})$.

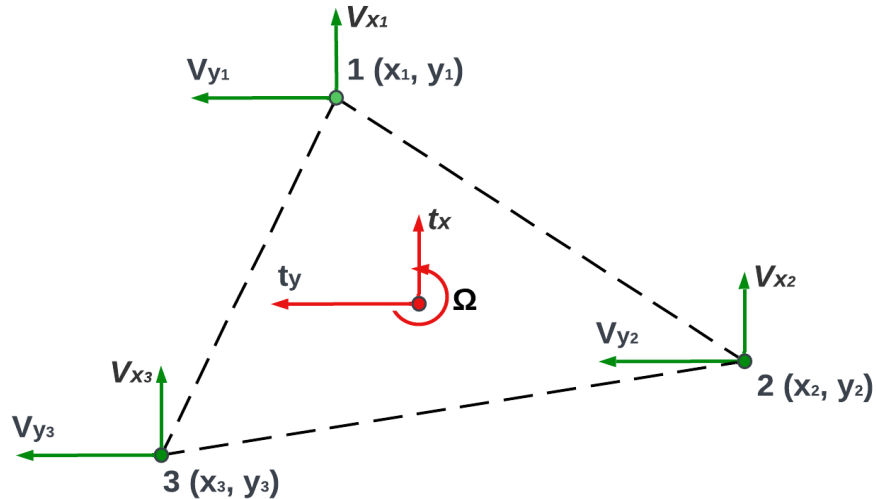


Рисунок 5.2. – Схема деформацій у межах одного трикутника

Відповідно до [74, 75] взаємозв'язок між швидкостями горизонтальних рухів та деформаційними процесами можна представити у вигляді системи рівнянь:

$$\begin{aligned}
 v_{x_1} &= (x_1 \varepsilon_{xx}) + (y_1 \varepsilon_{xy}) - (y_1 \Omega) + (t_x), \\
 v_{y_1} &= (x_1 \varepsilon_{xy}) + (x_1 \Omega) + (y_1 \varepsilon_{yy}) + (t_y), \\
 v_{x_2} &= (x_2 \varepsilon_{xx}) + (y_2 \varepsilon_{xy}) - (y_2 \Omega) + (t_x), \\
 v_{y_2} &= (x_2 \varepsilon_{xy}) + (x_2 \Omega) + (y_2 \varepsilon_{yy}) + (t_y), \\
 v_{x_3} &= (x_3 \varepsilon_{xx}) + (y_3 \varepsilon_{xy}) - (y_3 \Omega) + (t_x), \\
 v_{y_3} &= (x_3 \varepsilon_{xy}) + (x_3 \Omega) + (y_3 \varepsilon_{yy}) + (t_y).
 \end{aligned}
 \tag{5.2}$$

У матричному вигляді систему рівнянь (5.2) можна представити в такий спосіб [74, 75]:

$$d = G \cdot t \text{ або}$$

$$\begin{bmatrix} v_{x_1} \\ v_{y_1} \\ v_{x_2} \\ v_{y_2} \\ v_{x_3} \\ v_{y_3} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & -y_1 & x_1 & y_1 & 0 \\ 0 & 1 & x_1 & 0 & x_1 & y_1 \\ 1 & 0 & -y_2 & x_2 & y_2 & 0 \\ 0 & 1 & x_2 & 0 & x_2 & y_2 \\ 1 & 0 & -y_3 & x_3 & y_3 & 0 \\ 0 & 1 & x_3 & 0 & x_3 & y_3 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} t_x \\ t_y \\ \Omega \\ \varepsilon_{xx} \\ \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_{yy} \end{bmatrix}, \quad (5.3)$$

де, відповідно до [74, 75] d – матриця даних, яка містить інформацію про горизонтальні швидкості вершин трикутника, t – матриця моделі деформацій, яка містить шість невідомих, G – матриця коефіцієнтів (названа на честь Джорджа Гріна), яка пов'язує d із t за допомогою рівнянь (5.2).

Значення матриці t , отримані в результаті розв'язання системи рівнянь (5.2) та (5.3) використовували для визначення деформаційних параметрів. У рамках даної роботи визначали: значення та напрямки осей деформацій, загальний зсув та дилатацію.

Значення та напрямки головних осей деформацій. Максимальне (більше) значення осі деформації представляє розтяг, а мінімальне (менше) – стиск, і вони завжди перпендикулярні одна одній. Величина вектора вказує на інтенсивність деформаційних процесів. Обчислення значень головних осей деформацій e_1 та e_2 , які фактично є максимальним та мінімальним власними числами двовимірного тензора деформацій, а також визначення азимуту основної (більшої) осі деформацій виконували із використанням залежностей [74, 75]:

$$e_{1,2} = \frac{(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy}) \pm \sqrt{4\varepsilon_{xy}^2 + (\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy})^2}}{2}, \quad (5.4)$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \operatorname{tg}^{-1} \cdot \frac{\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}}{2\varepsilon_{xy}}. \quad (5.5)$$

Загальний зсув характеризує горизонтальну неоднорідність деформованої території та є індикатором екстенсивної тектоніки [164]. Для визначення

загального зсуву використовували наступна залежність [74, 75]:

$$e_{shear} = 2 \sqrt{\left(\frac{\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}}{2}\right)^2 + \varepsilon_{xy}^2} = e_1 - e_2. \quad (5.6)$$

Дилатація характеризує відносну зміну площі поверхні й ідентифікує регіони з активними деформаціями форми, відносно розширення (збільшення площі) або стиснення (зменшення площі). Для визначення дилатації використовували залежність [74, 75]:

$$e_{area} = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} = e_1 + e_2. \quad (5.7)$$

Зауважимо, що описана на прикладі одного трикутника послідовність дій у запропонованій методиці використовувалась для обчислень у кожному трикутнику, побудованому за алгоритмом Делоне на попередньому етапі. У результаті обчислень отримували матрицю, яка містила деформаційні параметри всієї досліджуваної території.

Необхідно підкреслити, що всі деформаційні параметри в даній методиці фактично є безрозмірними величинами, які характеризують відносні деформації. Тобто, деформацію між двома пунктами можна представити як $\frac{\Delta D}{D}$, де ΔD – зміна довжини лінії між цими пунктами, а D – довжина лінії між цими пунктами, аналогічно можна представити інші деформації форми (площі або об'єму). Останнім часом для позначення деформацій використовують термін «стрейн» (англ. strain), який характеризує одиницю зміни величини до мільйона значення величини (10^{-6}). Тобто, якщо лінія довжиною 1 км збільшилась на 5 мм, то її деформація становить $\frac{5 \text{ мм}}{1\,000\,000 \text{ мм}} = 5 \cdot 10^{-6}$ або 5 стрейн). У зв'язку з цим усі деформаційні параметри, визначені даною методикою, будемо позначати величиною стрейн або стрейн/рік (якщо деформації приводяться до року).

5.2. Дослідження сучасних деформаційних процесів на прикладі

Антарктичної тектонічної плити

Антарктична тектонічна плита, яка включає Антарктичний континент, Кергеленське плато й простягається назовні під навколишніми океанами, площею близько 60,916,000 км² [64] (або 1.43268 стерадіан) є п'ятою за розміром плитою у світі. У сучасному розташуванні Антарктична плита межує з плитою Наска, Південноамериканською, Африканською, Сомалійською, Австралійською, Тихоокеанською плитами і через трансформну межу – з плитами Скоша та Хуана Фернандеса (рис. 5.3). Також дуже часто Шетландська плита вважається частиною Антарктичної. Утворення Антарктичної плити розпочалося приблизно одночасно з розпадом суперконтиненту Гондвани, частиною якого вона була. Відокремлення та рух Антарктичної плити до Південного полюсу разом із виникненням кругової Антарктичної течії спричинили її ізоляцію та зледеніння приблизно 35 млн.р. тому [76, 162].

Антарктичний континент складається зі Східної та Західної Антарктиди. Східна Антарктида в тектонічному сенсі є стабільним регіоном – це древня докембрійська континентальна платформа, яка виникла в результаті розпаду Гондвани, а вік її фундаменту становить близько 2.5–3.0 млрд.р. Фундамент цієї платформи покритий осадовим шаром, який сформувався близько 350–190 млн.р. тому. Східна Антарктида майже повністю покрита льодом, товщина котрого, відповідно до [53, 185], становить 1–2 км. Західна Антарктида є молодшою платформою, яка виникла близько 500 млн.р. тому в результаті приєднання дрібних мікроплит. Земна кора Західної Антарктиди має більшу потужність і є більше прогрітою, ніж Східна Антарктида [185]. Основною тектонічною структурою Західної Антарктиди є Західноантарктичний рифт [102, 239], який простягається вздовж Моря Росса та Трансантарктичних гір (ТАМ). До основних платформ Західної Антарктиди належать (див. рис. 5.3): гірський блок Елсворта-Вілтмура (EWM), Антарктичний півострів (AP), Земля Мері Берд (MBL) та Острів Тюрсона (TI). Зіткнення цих мікроплит із Східно-Антарктичною тектонічною плитою зумовило утворення Трансантарктичного гірського масиву, який розділяє Східну та Західну Антарктиду.

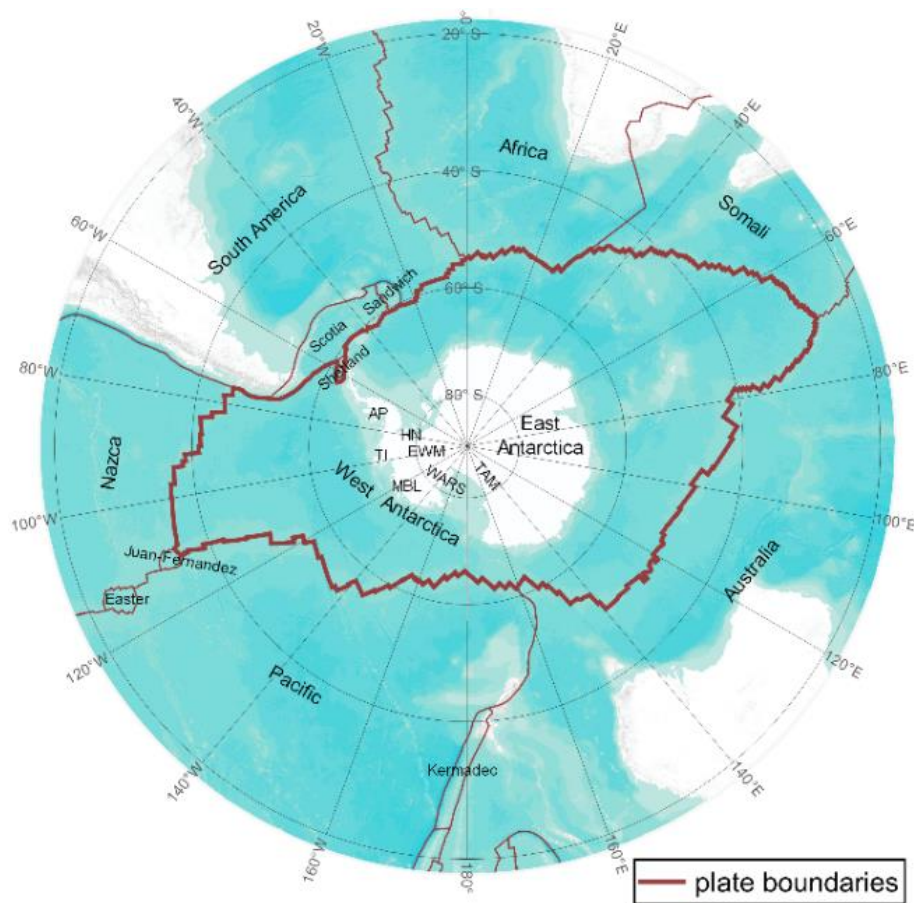


Рисунок 5.3. – Антарктична тектонічна плита з сусідніми плитами та основними блоками (TAM – Трансантарктичні гори, AP – Антарктичний півострів, EWM – гори Елсворта-Вілтмура, HN – Нунатак Хааг, MBL – Земля Марі Берд, TI – Острів Тюрсона, WARS – Західноантарктична рифтова система) [224]

Геодинамічні дослідження сучасних глобальних, регіональних та локальних просторових рухів Антарктичної плити відбуваються значно повільніше, на противагу з дослідженнями інших великих плит. Основними причинами є значна віддаленість, важкодоступність, а також практично повне покриття Антарктичної плити в межах Антарктичного континенту потужними льодовими системами, а за його межами – океаном. Незважаючи на це, геодинамічні дослідження в Антарктичному регіоні викликають значну наукову зацікавленість, оскільки там є тектонічні структури, вивчення динаміки яких надалі дозволить більш детально зрозуміти процеси, що відбуваються між тектонічними плитами в планетарному масштабі. Окрім цього, цей континент позбавлений техногенного впливу, який може спотворювати результати геодинамічних спостережень [228]. Антарктида

та її околиці відіграють ключову роль у геодинамічних процесах, що формували сучасне глобальне геологічне середовище. Тектонічна роль Антарктичного континенту в розпаді Гондвани, тісна взаємодія антарктичної кори та крижаного покриву з їх супутнім впливом на флюїдні системи планети та сучасну сейсмічність Антарктиди визначають сучасні важливі напрямки досліджень у південних полярних регіонах. Існує необхідність проведення комплексного дослідження сучасних геодинамічних процесів у межах Антарктичної тектонічної плити. Тому в даному розділі, використовуючи запропоновану вдосконалену методику, виконано дослідження деформаційних процесів Антарктичної тектонічної плити на основі даних ГНСС-вимірювань.

5.2.1. Підготовка вхідних даних для визначення деформаційних параметрів Антарктичної тектонічної плити

Вхідними даними для досліджень деформаційних процесів Антарктичної тектонічної плити служили координати та часові ряди щоденних (24-годинних) розв'язків перманентних ГНСС-станцій у форматі *.tenv3 в системі координат IGS14, наявних у вільному доступі в НГЛ [59]. Відбір перманентних ГНСС-станцій також виконувався з використанням критеріїв [37], детальний опис яких представлено в другому розділі. Розподіл відібраних 59-ти перманентних ГНСС-станцій і статистика часових рядів щоденних розв'язків відібраних станцій показані на рисунку 5.4.

Розподіл перманентних ГНСС-станцій є однорідним і щільним у Західній Антарктиді (особливо в межах Антарктичного півострова), натомість, у Східній Антарктиді розподіл перманентних ГНСС-станцій не такий щільний і не такий однорідний (див. рис. 5.4а). Така різниця пов'язана з труднощами в освоєнні Східної Антарктиди, а також із географічним розташуванням антарктичних дослідницьких станцій. Аналізуючи графік (див. рис. 5.4б), можна простежити зростання кількості станцій із часом (особливо стрімко після 2007 року). Така тенденція безпосередньо пов'язана з розвитком та популяризацією ГНСС-технологій. Спостереження є неоднорідними в часі (див. рис. 5.4в). До прикладу,

шість перманентних ГНСС-станцій (CAS1, MAW1, SYOG, VESL, DUM1 та CRAR) мають часові ряди тривалістю більше 20 років, часові ряди ще шести перманентних ГНСС-станцій (FIE0, ARVL, SMR5, SGP5, THRO та WLRD) мають тривалість менше 5 років. Основна група спостережень характеризуються тривалістю 7–13 років. Відзначимо, що середня частка відсутніх даних, вибраних для відібраних часових рядів щоденних розв’язків, становить 8.25%. Починаючи із 2010 року, часові серії практично усіх перманентних ГНСС-станцій є однорідні та безперервні.

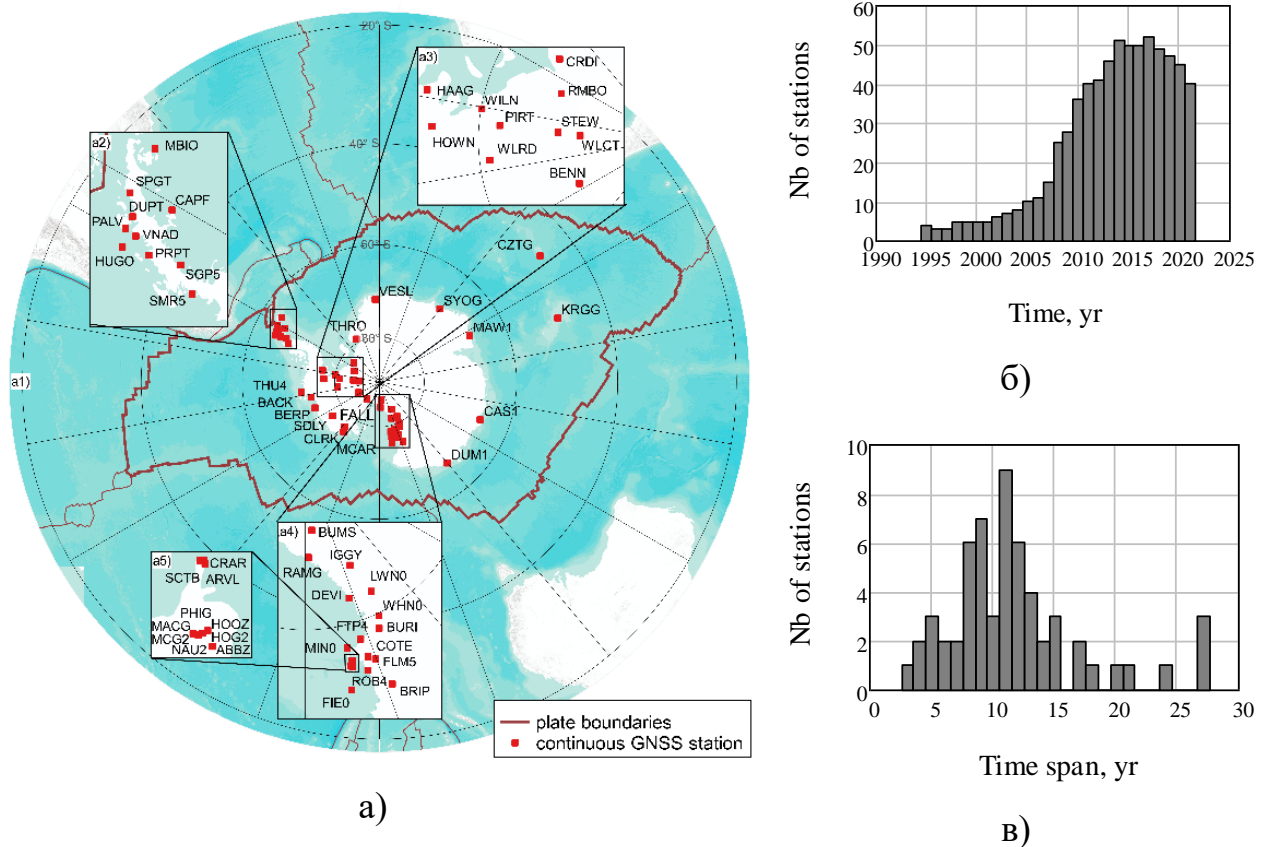


Рисунок 5.4. – Мережа перманентних ГНСС-станцій Антарктичної плити (а), характеристики мережі за кількістю станцій (а) та тривалістю спостережень (б) [224] (Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [57])

Додатково до опрацювання включено перманентну ГНСС-станцію ASAV (Antarctic Station Academic Vernadsky) ($65^{\circ}14'44''S$, $64^{\circ}15'26''W$), інсталювану автором у рамках 24-ї Української сезонної антарктичної експедиції (січень-

квітень 2019р.) поблизу Української антарктичної станції «Академік Вернадський» [229, 232]. Інсталювана ГНСС-станція ASAV обладнана ГНСС-приймачем Novatel PwrPak7 та ГНСС-антеною Novatel Nov702GG (рис. 5.5).

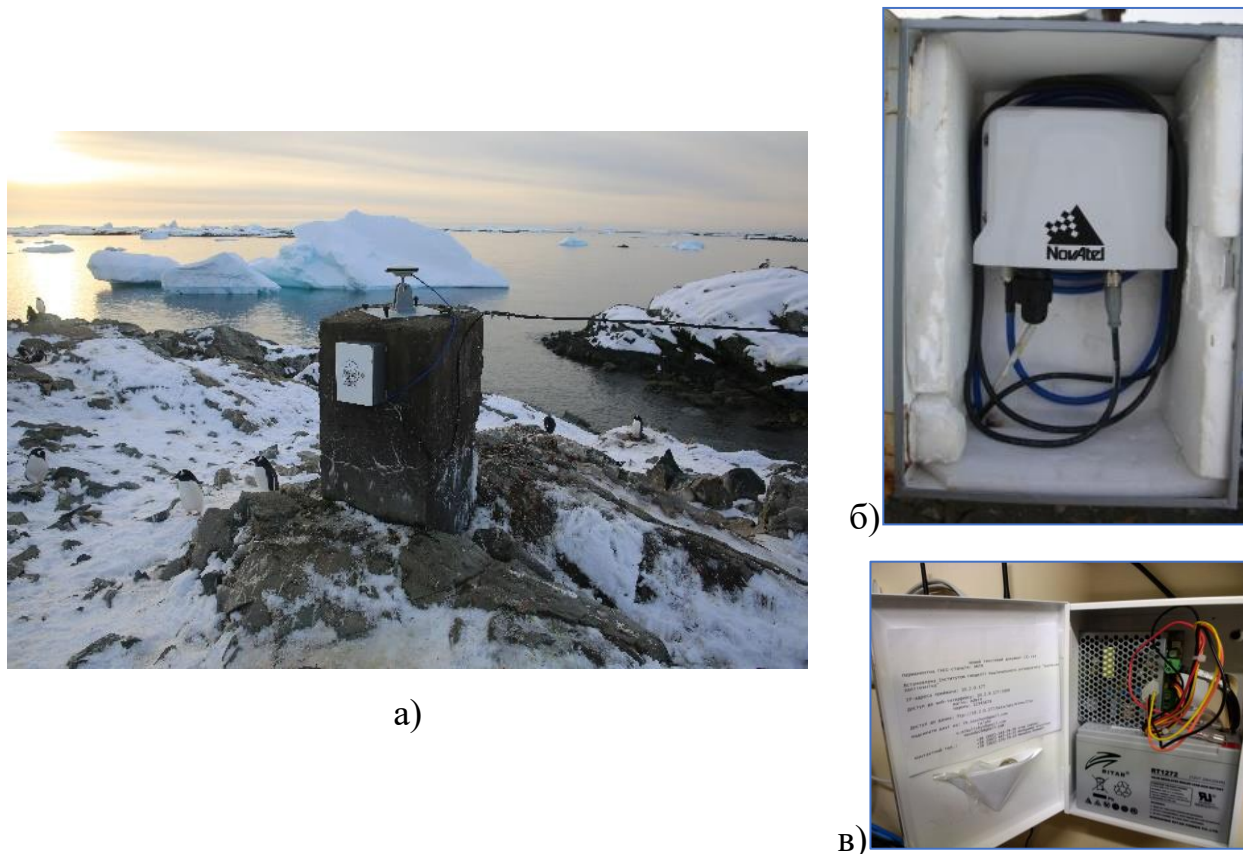


Рисунок 5.5. – Перманентна ГНСС-станція ASAV інсталювана поблизу Української антарктичної станції «Академік Вернадський» (а) пілон ГНСС-станції з ГНСС-антеною Novatel Nov702GG [232], б) ГНСС-приймач Novatel PwrPak7 та в) система безперебійного живлення)

Опрацювання результатів вимірювань перманентної ГНСС-станції ASAV проведено автором з використанням ліцензованого програмного комплексу Bernese GNSS Software v5.2. Для отримання часових рядів щоденних розв’язків перманентної ГНСС-станції ASAV використано модуль Bernese Processing Engine (BPE) та стратегію опрацювання RINEX-TO-SINEX (RNX2SNX). Відповідно до [78] RNX2SNX – це стандартне опрацювання, засноване на аналізі подвійних різниць із статичних двочастотних вимірювань. Основною метою

даної стратегії є отримання точних координат для вибраних станцій у заданій системі координат.

Стратегія опрацювання RNХ2SNХ включала 7 етапів [232]:

- Етап 1. Завантаження даних. Завантажуються дані спостережень у форматі RINEX, точні ефемериди (*.SP3), параметри руху полюсів (*.ERP), поправки годинників супутників (*.CLK), інформаційні файли ГНСС-станцій (*.STA).
- Етап 2. Трансформація даних. Виконується трансформація завантажених даних у внутрішній формат програмного забезпечення.
- Етап 3. Синхронізація та фільтрація даних спостережень. Виконується синхронізація годинників приймачів із ГНСС-часом. Фільтруються та згладжуються результати спостережень, які містять значні втрати сигналу та фазові збої, використовуючи спеціальну стратегію RNХSMT.
- Етап 4. Попереднє опрацювання. Формуються базові лінії, використовуючи стратегію OBSMAX. З-поміж усіх можливих комбінацій для кожної ГНСС-станції вибирається базова лінія з максимальною кількістю безперервних спостережень. Формуються файли перших різниць фазових спостережень. На етапі опрацювання цих файлів виявляються й виправляються фазові збої. Після цього здійснюється опрацювання подвійних різниць кожного вимірювання фази та формуються файли залишків. Файли зі значними втратами сигналу позначаються. Виконується повторне опрацювання спостережень з урахуванням позначень. Формуються файли нормальних рівнянь NEQ та перелік ГНСС-станцій з недопустимою кількістю значних втрат сигналу.
- Етап 5. Формування плаваючого мережевого рішення. На основі файлів нормальних рівнянь NEQ обчислюються координати ГНСС-станцій та регіональні параметри тропосфери. Ці дані використовуються для вирішення неоднозначностей L1/L2 за допомогою алгоритму Quasi-Ionosphere-Free.
- Етап 6. Формування фіксованого мережевого рішення. Використовуючи

умови мінімальних обмежень, розв'язавши нормальні рівняння NEQ, одержуються кінцеві координати ГНСС-станцій.

- Етап 7. Фіналізація опрацювання. Формуються звіти про опрацювання спостережень, зберігаються файли результатів та видаляються тимчасові файли.

У результаті опрацювання ГНСС-спостережень із використанням стратегії RNX2SNX формуються такі дані:

- фінальні координати ГНСС-станцій (*.CRD);
- фінальні розв'язки (*.NQ0, *.SNX);
- звіт про опрацювання ГНСС-спостережень (*.PRC).

Зазначимо, що ITRF2014 [39] використано в якості вихідної системи координат для опрацювання. Оскільки, як вказувалося раніше, вона ідентична до IGS14, у якій завантажені часові ряди щоденних розв'язків інших перманентних ГНСС-станцій. Опрацювання щоденних розв'язків перманентної ГНСС-станції ASAV виконано відносно 6 перманентних ГНСС-станцій мережі IGS [232]: PALM (Palmer Station) – 64°46'30.0"S 64°03'03.6"W; DUPT (Duthiers Point) – 64°48'18.0"S 62°49'01.2"W; SGP1 (Cape Disappointment) – 65°33'25.2"S 61°43'19.2"W; SGP4 (Cape Alexander) – 66°41'09.6"S 62°27'36.0"W; PRPT (Prospect Point) – 66°00'25.2"S 65°20'20.4"W; HUGO (Hugo Island) – 64°57'46.8"S, 65°40'04.8"W.

На рисунку 5.6 наведено часовий ряд щоденних розв'язків перманентної ГНСС-станції ASAV. Аналізуючи представлений часовий ряд (див. рис. 5.6), варто звернути увагу на наявність сезонних змін, які успішно ідентифікуються з використанням функціональної залежності (5.1). Детальна оцінка часових рядів щоденних розв'язків перманентної ГНСС-станції ASAV наведена в роботах [229, 232]. Зазначимо, що відповідно до рекомендацій [58, 71] для врахування річних та піврічних змін у функціональній залежності (5.1) ми використовували періоди 365.25 та 182.63 доби відповідно.

Спираючись на отримані щоденні розв'язки, визначено компоненти вектора швидкості зміщень перманентної ГНСС-станції ASAV: $V_n = 10.83 \pm 0.10$ мм/рік, $V_e = 13.43 \pm 0.09$ мм/рік, $V_u = 5.39 \pm 0.29$ мм/рік.

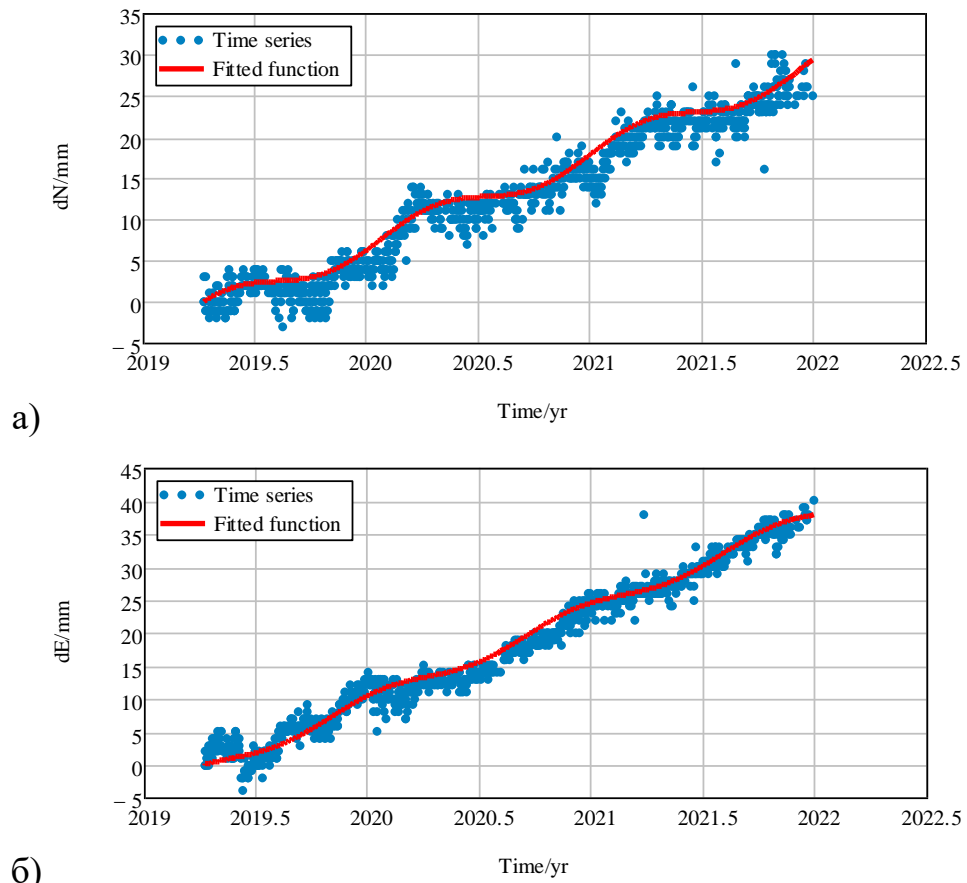


Рисунок 5.6. – Часовий ряд щоденних розв’язків перманентної ГНСС-станції ASAV [224]

Зміщення перманентної ГНСС-станції ASAV відбувається в північно-східному напрямку. Північно-східний напрямок руху переважає на більшості ГНСС-станцій антарктичного півострова, а отримане значення зміщень близьке до більшості станцій, які знаходяться навколо.

5.2.2. Визначення деформаційних параметрів Антарктичної тектонічної плити на основі вдосконаленої методики

Відповідно до запропонованої методики на основі підготовлених даних виконано визначення швидкостей горизонтальних зміщень відібраних перманентних ГНСС-станцій Антарктичної тектонічної плити з використанням функціональної залежності (5.1). Отримані значення використано для ілюстрації просторового розподілу поля горизонтальних швидкостей Антарктичної тектонічної плити (рис. 5.7).

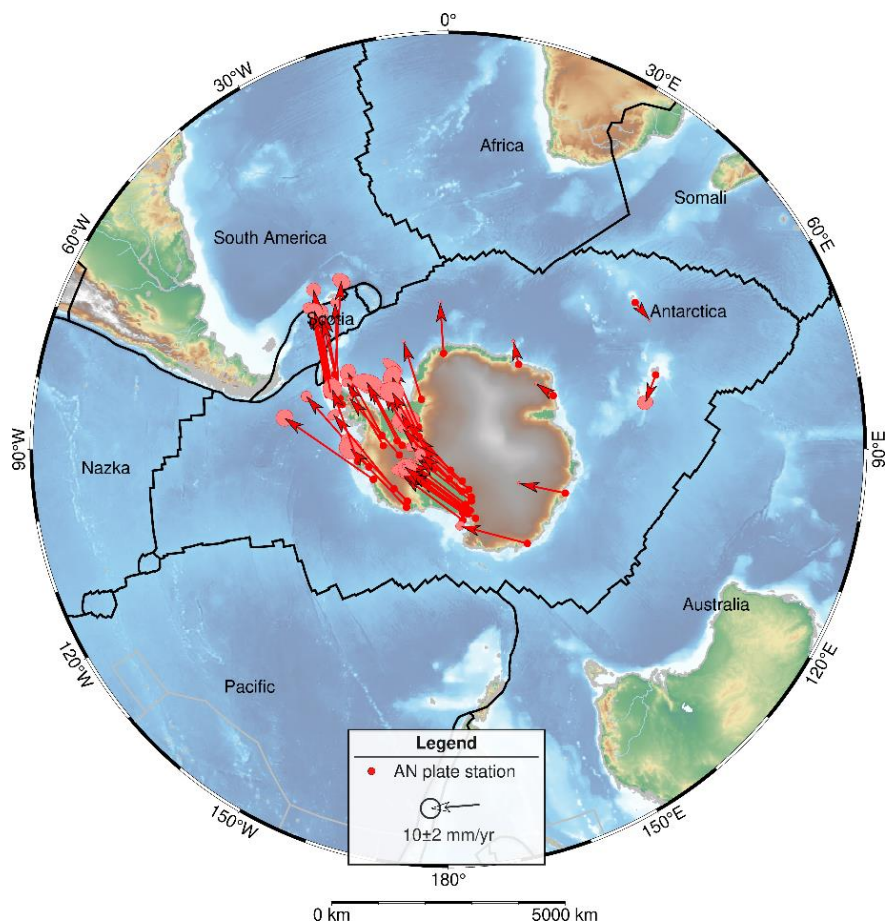


Рисунок 5.7. – Просторовий розподіл поля горизонтальних швидкостей Антарктичної тектонічної плити [224] (Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [57])

Аналізуючи отримані результати, слід зауважити, що напрямок векторів швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій має ротаційний характер (за годинниковою стрілкою). Значення векторів знаходяться в межах 4.3–22.1 мм/рік, а точність їх визначення в середньому становить 15% від довжини вектора (або 0.4–4.6 мм/рік) [224]. Найбільше значення вектора 22.1 мм/рік спостерігається на перманентній ГНСС-станції BERP, а найменші значення 4.3–5.9 мм/рік на перманентних ГНСС-станціях MAW1, CZTG, SYOG та KRGG [224]. Значення швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій, розташованих у західній частині Антарктичної тектонічної плити, є більшими, ніж вектори станцій, розташованих у східній частині плити. Відзначимо, що отримані значення швидкостей добре узгоджуються з результатами, представленими у [26, 87, 88, 258].

Відповідно до запропонованої методики визначені швидкості горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій (див. рис. 5.7) використано для визначення деформаційних параметрів Антарктичної тектонічної плити.

Просторовий розподіл поля швидкостей дилатації та осей деформацій Антарктичної тектонічної плити представлено на рисунку 5.8.

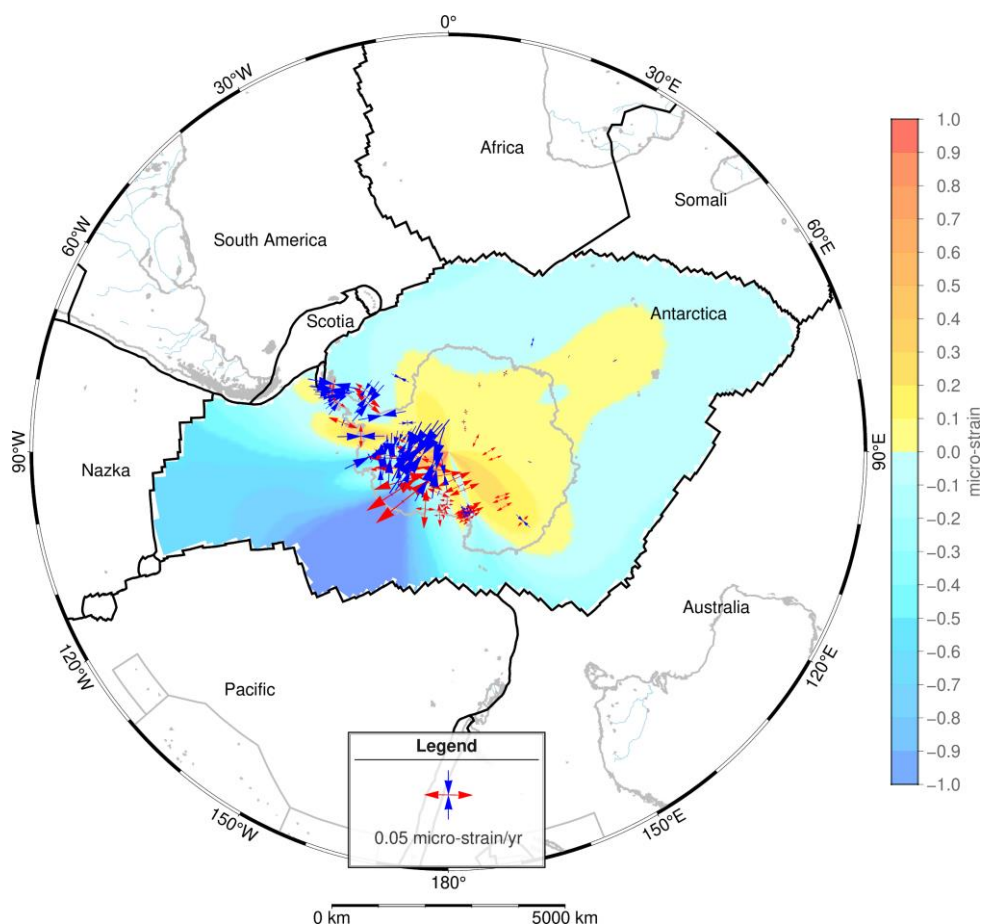


Рисунок 5.8. – Просторовий розподіл поля швидкостей дилатації та осей деформацій Антарктичної тектонічної плити (Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [57])

У результаті аналізу (див. рис. 5.8) виявлено, що значення швидкостей дилатації змінюються в межах від -0.9879 до $+0.4843$ стрейн/рік. Максимальні негативні значення (стиск) ідентифікуються в межах структурних блоків Земля Мері Берд та Острів Тюрсона [224]. Максимальні позитивні значення (розтяг) ідентифікуються в межах гірського блоку Елсворта-Вілтмура та Трансантарктичного гірського масиву [224]. Виявлено, що максимальні значення швидкостей

деформацій розтягу знаходяться в межах від -0.5026 до $+0.0250$ стрейн/рік (максимальні абсолютні деформації розтягу ідентифікуються в межах структурного блоку Земля Мері Берд) [224]. Максимальні значення швидкостей деформацій стиску знаходяться в межах від -0.0360 до $+0.3422$ стрейн/рік (максимальні абсолютні деформації стиску ідентифікуються в межах гірського блоку Елсворта-Вілтмура) [224]. У Східній Антарктиді, на відміну від Західної Антарктиди, значення швидкостей деформацій стиску та розтягу є дуже малими. На більшій частині Антарктичної тектонічної плити переважають деформаційні процеси, які характеризуються однаковими значеннями швидкостей деформації стиску та розтягу, які характеризують паралельний зсув.

Просторовий розподіл поля швидкостей загального зсуву Антарктичної тектонічної плити представлено на рисунку 5.9.

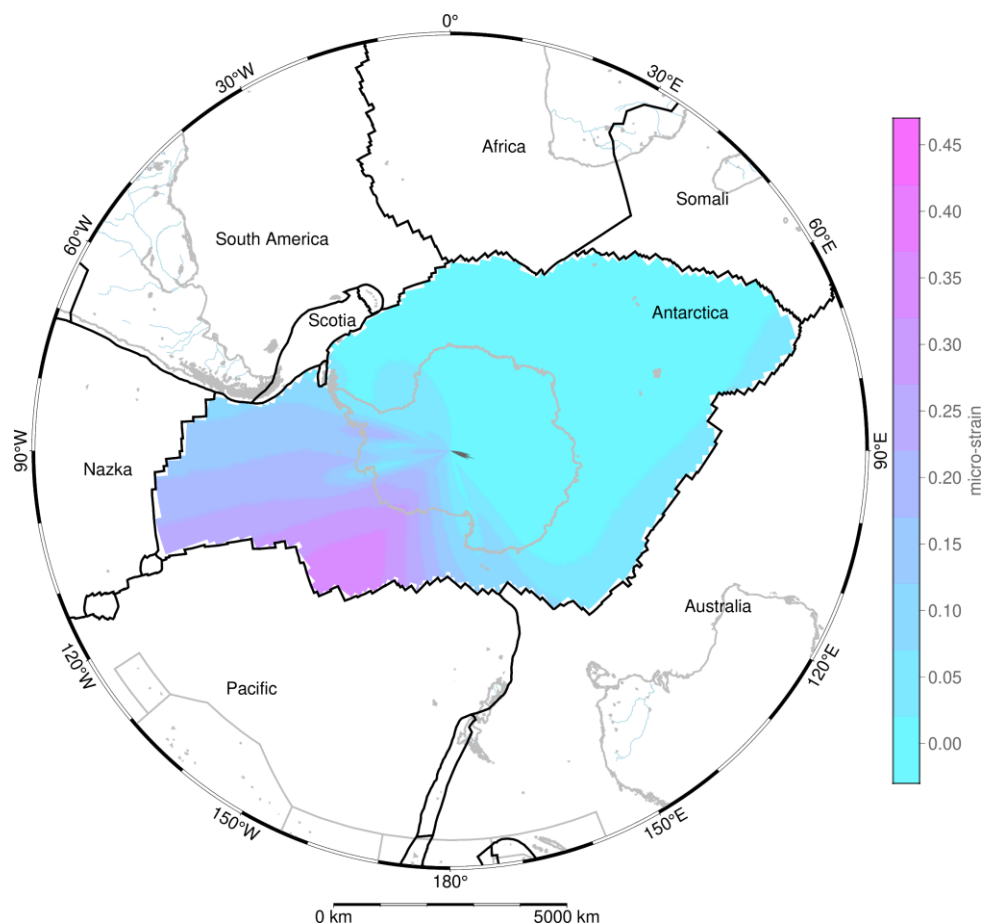


Рисунок 5.9. – Просторовий розподіл поля швидкостей загального зсуву Антарктичної тектонічної плити [224] (Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [57])

У результаті аналізу (див. рис. 5.9) виявлено, що східна частина Антарктичної тектонічної плити характеризується мінімальними значеннями швидкостей загального зсуву, натомість західна частина – максимальними. Виявлено, що значення швидкостей загального зсуву змінюються від $+0.0002$ до $+0.2658$ стрейн/рік (максимальні значення ідентифікуються в межах структурних блоків Земля Мері Берд, Острів Тюрсона та гірського блоку Елсворта-Вілтмура) [224].

Рисунок 5.10 представляє просторовий розподіл поля швидкостей обертання Антарктичної тектонічної плити.

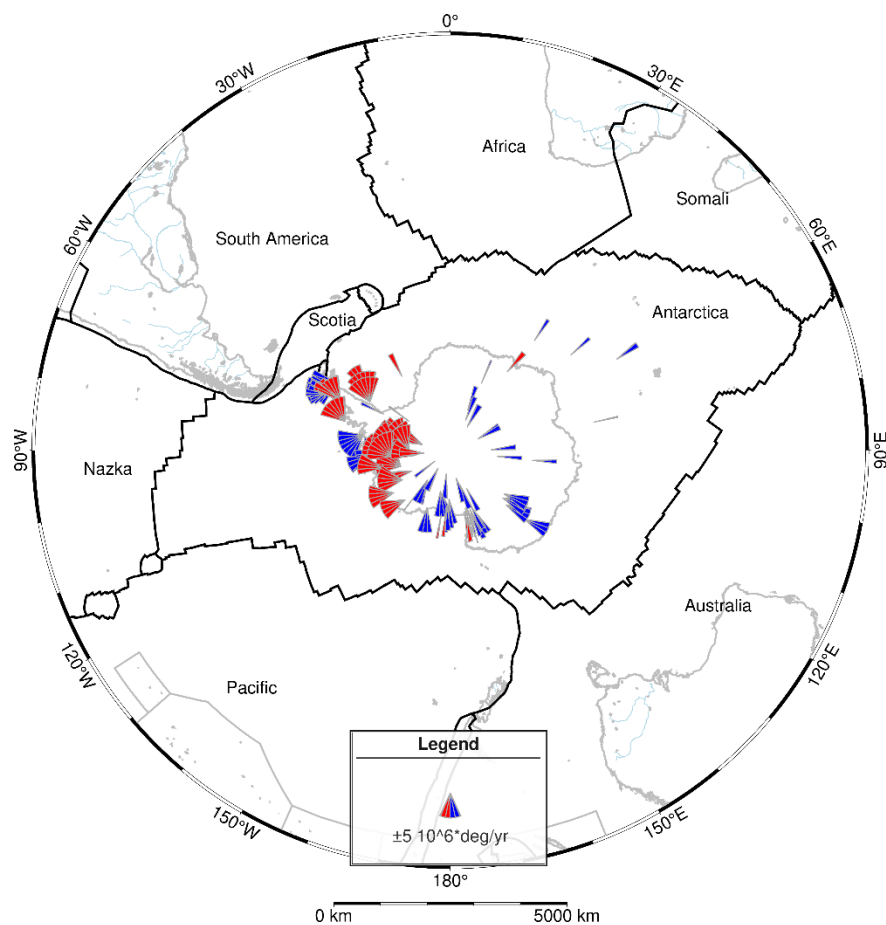


Рисунок 5.10. – Просторовий розподіл поля швидкостей обертання Антарктичної тектонічної плити (Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [57])

Аналізуючи представлений рисунок (див. рис. 5.10), можна відзначити, що швидкості обертання змінюються від $-18.2 \cdot 10^6$ °/рік (проти годинникової стрілки) до $+19.5 \cdot 10^6$ °/рік (за годинниковою стрілкою). Максимальні значення

швидкостей обертання за годинниковою стрілкою ідентифікуються в межах структурного блоку Земля Марі Берд, а також центральної частини Антарктичного півострова. Максимальними значеннями швидкостей обертання проти годинникової стрілки характеризується структурний блок Острів Тюрсона, а також північна частина Антарктичного півострова. Швидкості обертання східної частини Антарктичної тектонічної плити є значно меншими, у порівнянні з аналогічними значеннями для західної частини.

Просторовий розподіл поля швидкостей горизонтальних деформацій та дилатації (див. рис. 5.8), загального зсуву (див. рис. 5.9) та обертання (див. рис. 5.10) є досить не однорідний в межах Антарктичної тектонічної плити. Спостерігається поступове зменшення потужності деформаційних процесів із заходу на схід, у напрямку Західна Антарктида – Трансантарктичний гірський масив – Східна Антарктида. Отриманні результати є додатковим підтвердженням, того, що Західна Антарктида зазнає більших деформацій, ніж Східна Антарктида, яка в тектонічному сенсі є стабільним регіоном [224].

5.3. Дослідження сучасних деформаційних процесів на прикладі

Африканської системи тектонічних плит

Африканська система тектонічних плит – це складна мережа тектонічних плит і границь, що утворюють земну кору під Африканським континентом і прилеглими регіонами. Ця система складається з великої Африканської тектонічної плити (у деяких джерелах її називають Нубійською), двох малих – Сомалійської та Аравійської, а також кількох мікроплит (рис. 5.11).

Африканська тектонічна плита – четверта за величиною плита у світі, площею близько 61,334,000 км² [64]. Вона охоплює більшу частину Африканського континенту (за винятком його східної частини) і прилеглу океанічну кору на заході й півдні. Африканська тектонічна плита межує з Північноамериканською та Південноамериканською плитами на заході; з Євразійською, Егейською та Анатолійською – на півночі; з Аравійською та Сомалійською – на сході та з Антарктичною плитою на півдні.

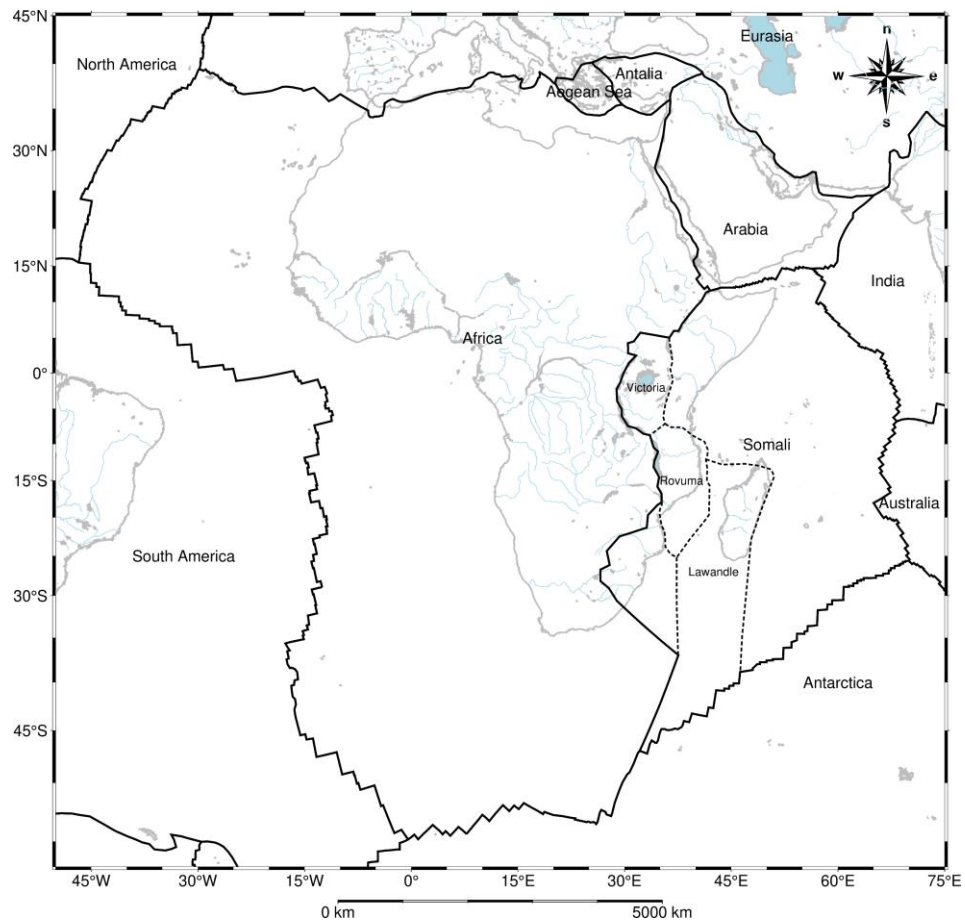


Рисунок 5.11. – Африканська система тектонічних плит з прилеглими тектонічними плитами [219] (карта складена з використанням границь плит [57])

Сомалійська тектонічна плита – це невелика плита, площею близько 16,667,000 км² [64]. Вона розташована навколо острова Мадагаскар, покриваючи приблизно половину східного узбережжя Африки, простягається з півночі від Аденської затоки до Східноафриканської рифтової долини на півдні. Сомалійська плита обмежена Африканською плитою на заході, Аравійською – на півночі, Індійською та Австралійською плитами на сході і Антарктичною – на півдні. В даний час Сомалійська плита знаходиться в процесі відокремлення від Африканської плити вздовж Східноафриканської рифтової долини [69, 98, 106, 212].

Аравійська тектонічна плита – це невелика тектонічна плита, площею близько 5,010,900 км² [64]. До її складу входить переважно Аравійський півострів, територія якого простягається на захід, охоплюючи Синайський півострів і Червоне море, і на північ, охоплюючи регіон Леванту. Аравійська плита обмежена

Африканською плитою на заході, Анатолійською та Євразійською – на півночі, Індійською – на півдні та Сомалійською плитою на сході.

Кінематика цих тектонічних плит складна і охоплює як конвергентний, так і дивергентний рух, а також різні системи розломів. Межа між Південноамериканською та Африканською плитами є дивергентною, де утворюється нова океанічна кора через розходження плит. Ця межа проходить через середину південної частини Атлантичного океану й називається Серединно-Атлантичним хребтом, довгим підводним гірським хребтом, який тягнеться від Північного Льодовитого до Південного океану [190]. Межа між Африканською та Євразійською плитами, що проходить уздовж східного краю Середземного моря, є складною зоною тектонічної активності (субдукції), де Африканська плита насувається на Євразійську [67]. Ця зона субдукції призводить до формування гірських хребтів, таких як Атлаські гори в Північній Африці та Альпи на півдні Європи. Зіткнення Аравійської плити з Євразійською створило гори Загрос і Альборз в Ірані [177]. Рух Сомалійської та Індійської плит спричинив утворення хребта Чагос-Лаккадів, довгого підводного гірського хребта, що простягається від центральної частини Індійського океану до північного краю Мадагаскару [251]. Уважається, що хребет Чагос-Лаккадів утворився внаслідок руху Індійської плити над мантійним плюмом, що стало причиною масових вивержень вулканів, які сформували Деканські пастки, велике вулканічне плато на заході Індії [251].

Ключовою особливістю руху Африканської плити є Східноафриканська рифтова система, яка представляє собою серію глибоких долин або рифів, що простягаються від Червоного моря до півдня Африки [69, 98, 106, 212]. Східноафриканська рифтова система – це розбіжна межа плит, де Африканська плита розтягується і поступово розділяється на дві частини. Цей процес спричинив утворення озер Рифтової долини: Вікторія і Танганьїка, – та вулканічної активності в регіоні [93]. Аравійська та Африканська плити зустрічаються вздовж Червоного моря, яке є дивергентною межею, де обидві плити віддаляються одна від одної. Цей рух сприяв утворенню рифтової долини,

відомої як Риф Червоного моря, яка продовжує розширюватися й поглиблюватися з часом [182]. Аравійська та Сомалійська плити зустрічаються вздовж Аденської затоки, яка є дивергентною межею, де дві плити віддаляються одна від одної, що спричиняє утворення Аденського хребта [79, 99, 103].

Африканська система тектонічних плит відповідальна за чисельні геологічні особливості та явища, які спостерігаються в Африці й прилеглих регіонах, у тому числі формування рифтових долин, гірських хребтів, басейнів і плато, а також за сейсмічну активність, таку як землетруси й виверження вулканів. Рух цих плит впливає на клімат і погодні умови Землі, а також на розподіл видів рослин і тварин на континенті. Геодинамічні дослідження в цьому регіоні мають великий науковий інтерес, що й надалі дозволить більш детально зрозуміти процеси, які відбуваються між Африканською системою тектонічних плит. Останнім часом особливу увагу привертають методи ГНСС, які дозволяють вивчати просторові переміщення й забезпечують відносно високу точність визначення. Існують приклади застосування цих методів для геодинамічних досліджень окремих частин Африканської системи тектонічних плит [84, 98, 119, 211, 267]. Усі автори підтверджують північно-східний напрямок руху цієї тектонічної структури. Визначені рухи знаходяться в межах 20–60 мм/рік і відрізняються для різних частин Африканської системи тектонічних плит. Існує необхідність проведення комплексного дослідження геодинамічних процесів усієї Африканської системи тектонічних плит (у тому числі Африканську, Сомалійську та Аравійську плити). Тому в даному розділі використано запропоновану методику й виконано дослідження деформаційних процесів Африканської системи тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань.

5.3.1. Підготовка вхідних даних для визначення деформаційних параметрів Африканської системи тектонічних плит

Вхідними даними для досліджень деформаційних процесів Африканської системи тектонічних плит слугували координати й часові ряди щоденних (24-годинних) розв'язків перманентних ГНСС-станцій у форматі *.tenv3 в системі

координат IGS14, наявних у вільному доступі в НГЛ [59]. Відбір перманентних ГНСС-станцій виконувався із використанням критеріїв [37], детальний опис яких представлено в другому розділі. Зазначимо, що було проаналізовано всі доступні дані, починаючи з 1996 року для Африканської та Аравійської плит і з 2001 року для Сомалійської. Загалом для дослідження було відібрано 217 перманентних ГНСС-станцій (126 для Африканської плити, 49 для Сомалійської і 36 для Аравійської) [219]. Розподіл відібраних перманентних ГНСС-станцій і статистичні дані часових рядів щоденних розв'язків показано на рис. 5.12.

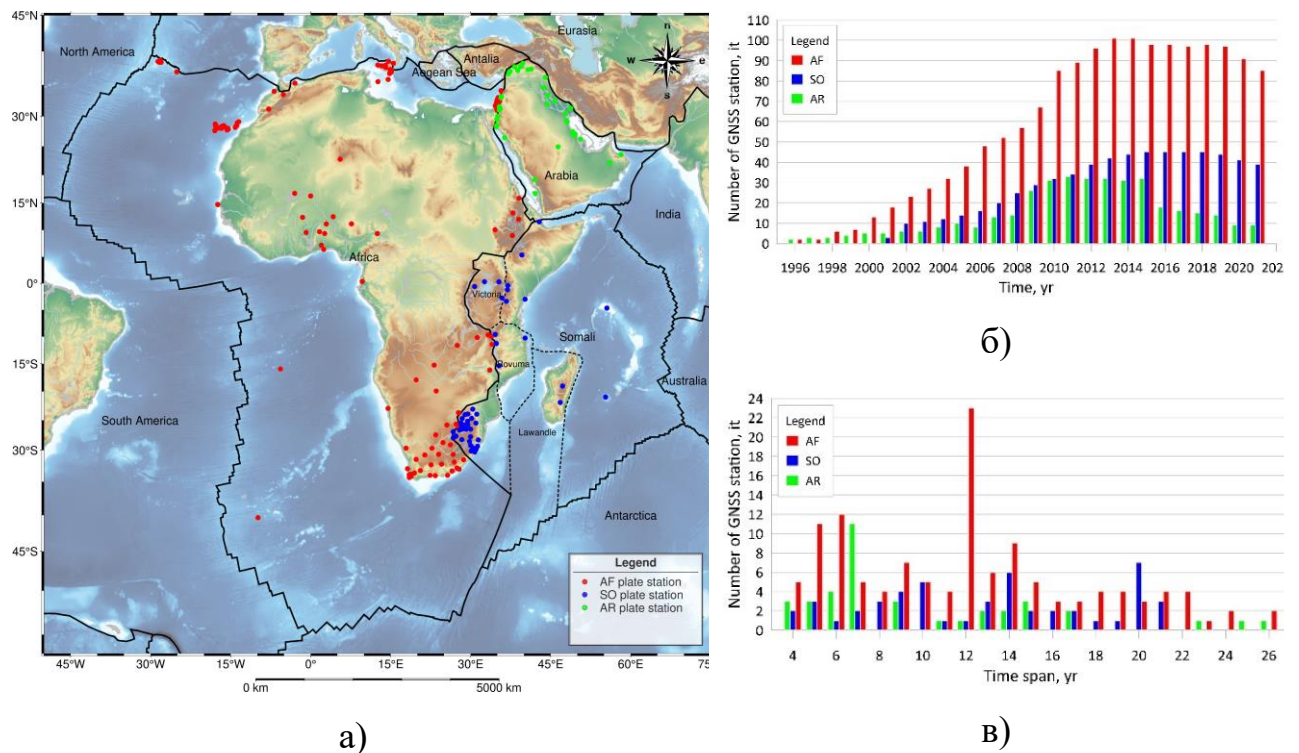


Рисунок 5.12. – Мережа перманентних ГНСС-станцій Африканської системи тектонічних плит (а), характеристики мережі за кількістю станцій (б) та тривалістю спостережень (в) [219] (Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [57])

Розташування перманентних ГНСС-станцій в межах Африканської системи тектонічних плит (див. рис. 5.12а) є нещільним та неоднорідним. Це безпосередньо пов'язано з нерівномірністю розселення людей у цих регіонах, а також з освоєнням цих територій. Тільки ГНСС-мережу у південній частині

Африканського континенту можна вважати достатньо щільною й однорідною. У північній та центральній частині африканського континенту, в пустелі Сахара, а також в інших пустельних регіонах перманентні ГНСС-станції практично відсутні. Спостерігається збільшення кількості перманентних ГНСС-станцій у мережі Африканської системи тектонічних плит з часом (див. рис. 5.12б) і, очевидно, така тенденція тісно пов'язана з розвитком і більш широким використанням ГНСС-технологій. Часові ряди щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій неоднорідні в часі (див. рис. 5.12в). Найдовший з відібраних часових рядів щоденних розв'язків має тривалість 26 років, а найкоротший – 4 роки. Також, починаючи з 2010 року, часові ряди майже всіх перманентних ГНСС-станцій є однорідними та безперервними.

5.3.2. Визначення деформаційних параметрів Африканської системи тектонічних плит на основі вдосконаленої методики

У результаті опрацювання та аналізу відібраних часових рядів щоденних розв'язків визначено швидкості горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій Африканської системи тектонічних плит у системі координат ITRF2014/IGS14, а також оцінено точність їх визначення. Ці дані використано для ілюстрації просторового розподілу поля горизонтальних швидкостей Африканської системи тектонічних плит (рис. 5.13). У результаті аналізу отриманих рисунків виявлено, що визначені значення вказують на північно-східний напрямок руху зі швидкістю 18.8–47.8 мм/рік з точністю 2.4–16.7% від довжини вектора або 0.5–9.5 мм/рік. Отримані значення дещо відрізняються для різних плит [219].

Для Африканської плити (див. рис. 5.13) північно-східний напрямок змінюється в межах 37.2° – 57.2° , а горизонтальна швидкість – в межах 18.8–30.9 мм/рік [219]. Ця плита характеризується найнижчими значеннями швидкостей серед досліджуваних. Найнижчими горизонтальними швидкостями характеризуються перманентні ГНСС-станції PIED, HOR1, PTRP, AZS2 та QEMD (всі на Азорських островах), натомість найвищі швидкості мають перманентні ГНСС-

станції MRAV, YRCM, LAUG, JSLM, AREL, GILB, NZRT, BSHM, TELA, MSRU, SALP та KLHV (всі на Синайському півострові).

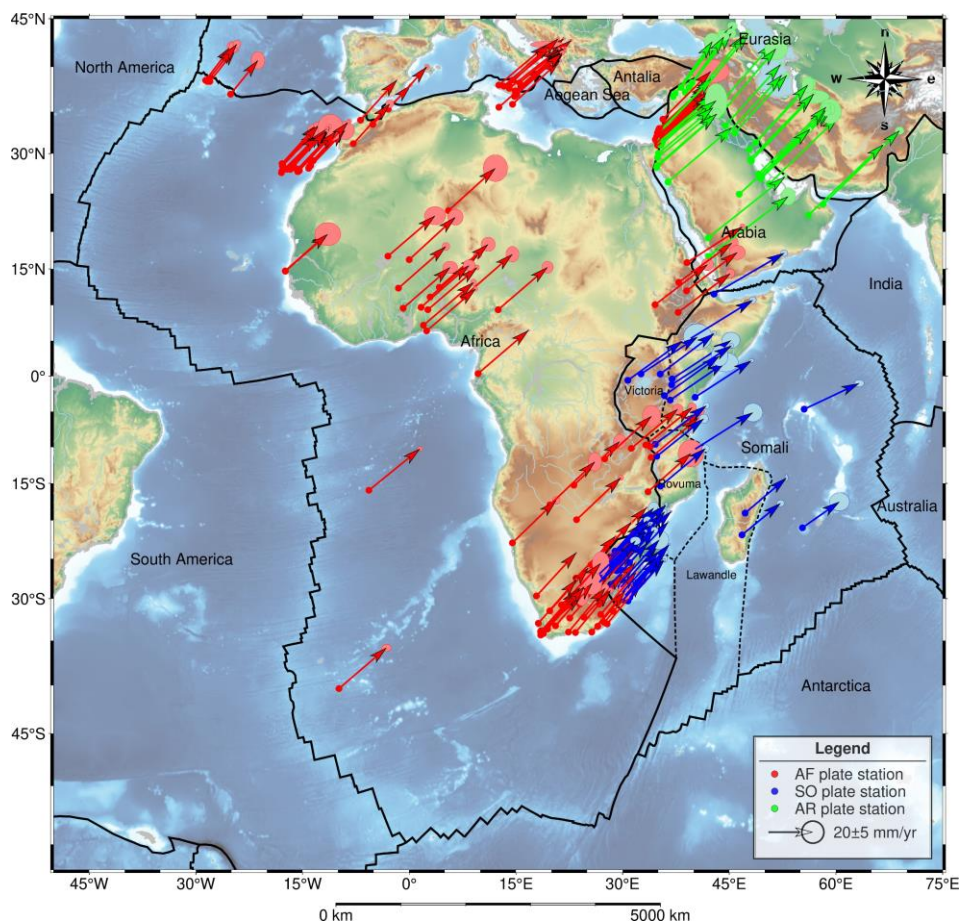


Рисунок 5.13. – Просторовий розподіл поля горизонтальних швидкостей Африканської системи тектонічних плит [219] (Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [57])

Для Сомалійської плити (див. рис. 5.13) північно-східний напрямок змінюється в межах 38.5° – 64.8° , а горизонтальна швидкість – у межах 20.4–36.6 мм/рік [219]. Найнижчими горизонтальними швидкостями характеризуються перманентні ГНСС-станції LEPO і VOIM (острови Реюньйон і Мадагаскар), натомість найвищі швидкості мають перманентні ГНСС-станції DJIG (Таджурська затока).

Для Аравійської плити (див. рис. 5.13) північно-східний напрямок руху змінюється в межах 34.8° – 53.0° , а горизонтальна швидкість – у межах 30.3–47.8 мм/рік [219]. Ця плита характеризується найвищими значеннями швидкостей

серед досліджуваних. Найменшими горизонтальними швидкостями характеризуються перманентні ГНСС-станції ADIY, SURF KLIS та ANTP (усі в південно-східній частині Таврських гір), натомість найбільшими – перманентні ГНСС-станції YIBL та SQUO (усі в південно-східній частині Аравійського півострова).

Отримані дані добре узгоджуються з попередніми результатами, продемонстрованими в роботах [98, 119, 205, 211, 212, 267].

Відповідно до запропонованої методики на наступному етапі визначені швидкості горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій (див. рис. 5.13) використано для визначення деформаційних параметрів Африканської системи тектонічних плит.

Просторовий розподіл поля швидкостей дилатації та осей деформацій Африканської системи тектонічних плит представлено на рисунку 5.14.

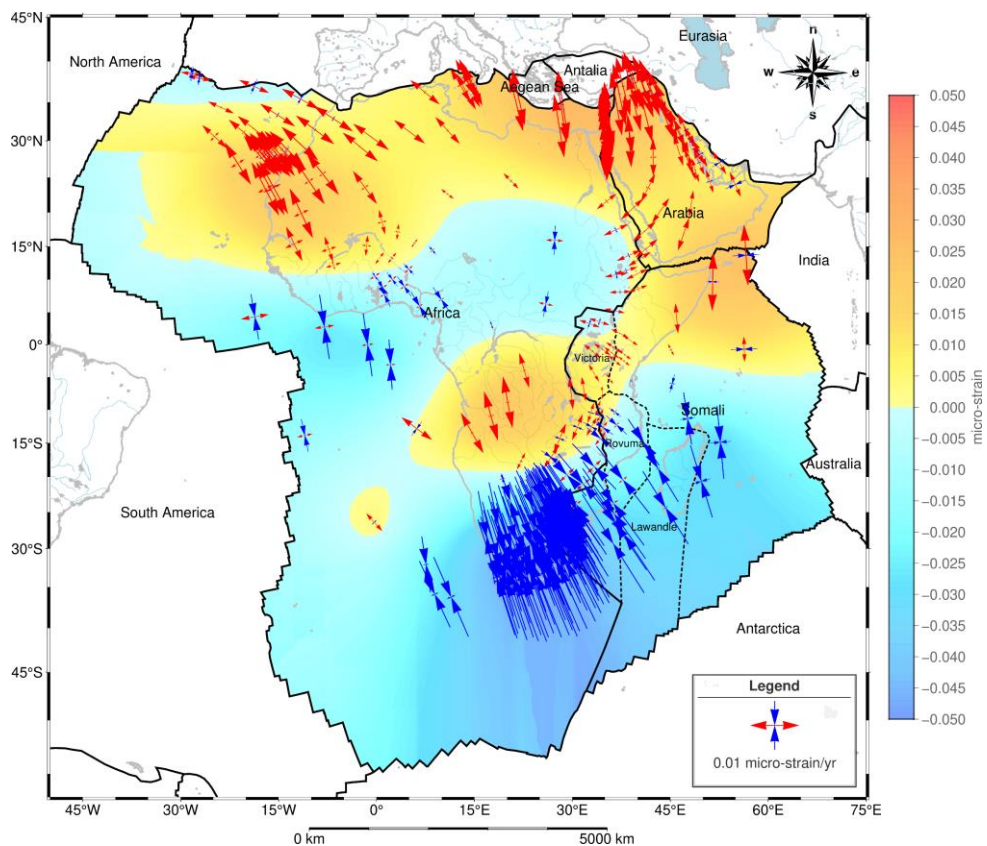


Рисунок 5.14. – Просторовий розподіл поля швидкостей дилатації та осей деформацій Африканської системи тектонічних плит [219] (Карту складено з використанням меж тектонічних плит, наведених у [57])

Аналізуючи представлений рисунок (див. рис. 5.14), можемо відзначити, що значення швидкостей дилатації змінюються від -0.048 стрейн/рік (стиснення) до $+0.028$ стрейн/рік (розтягнення). Максимальні стиснення, виявлені в південній частині Африканської тектонічної плити на межі Африканської та Сомалійської плит. Максимальні розтягування, навпаки, спостерігаються в північній частині Африканської системи тектонічних плит на межі Африканської й Аравійської плит. [219]

Рисунок 5.15 представляє просторовий розподіл поля швидкостей загального зсуву Африканської системи тектонічних плит.

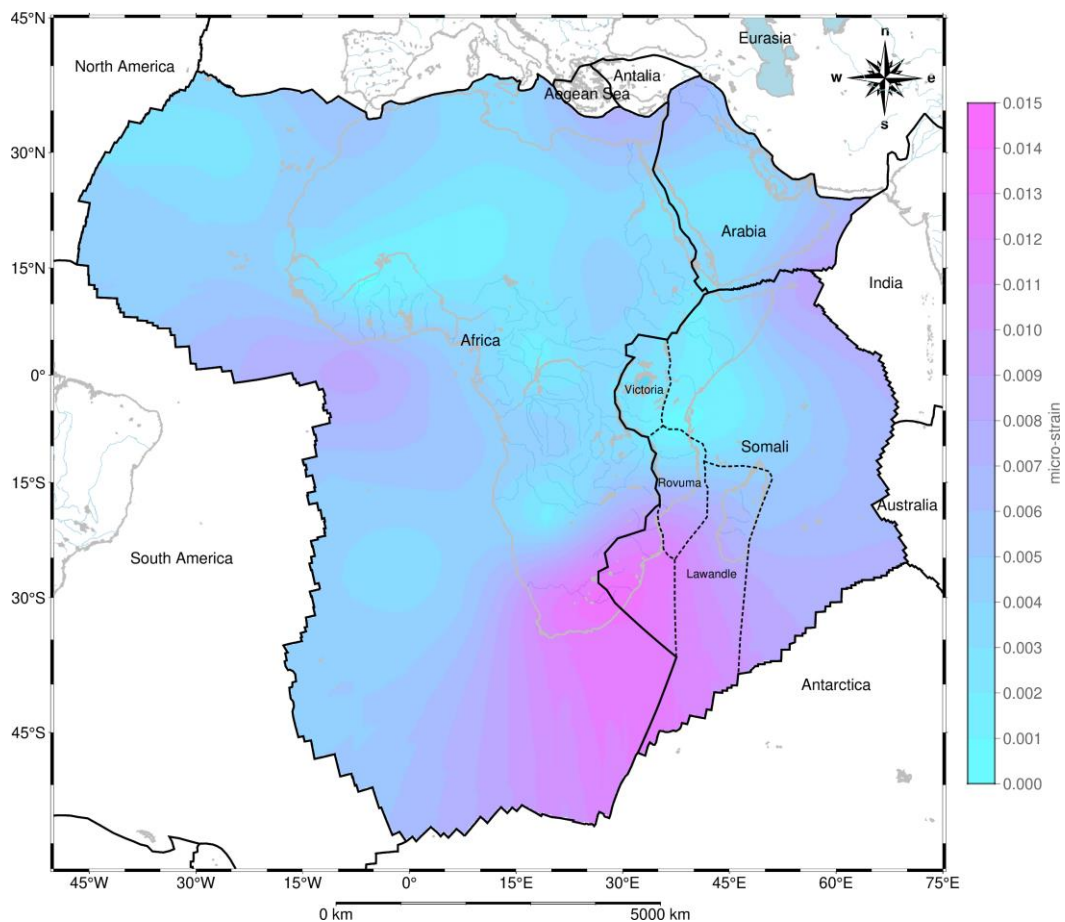


Рисунок 5.15. – Просторовий розподіл поля швидкостей загального зсуву Африканської системи тектонічних плит [219] (Карту складено з використанням меж тектонічних плит, наведених у [57])

Аналізуючи представлений рисунок (див. рис. 5.15), варто зазначити, що значення швидкостей загального зсуву змінюються від 0 до $+0.014$ стрейн/рік.

Однак у порівнянні зі швидкостями дилатації, просторовий розподіл цих значень є більш однорідним для Африканської системи тектонічних плит. Максимальні значення швидкостей загального зсуву, аналогічно до максимальних значень швидкостей дилатації, виявлені в південній частині Африканської системи тектонічних плит на межі Африканської та Сомалійської плит. [219]

Просторовий розподіл поля швидкостей обертання Африканської системи тектонічних плит представлено на рисунку 5.16.

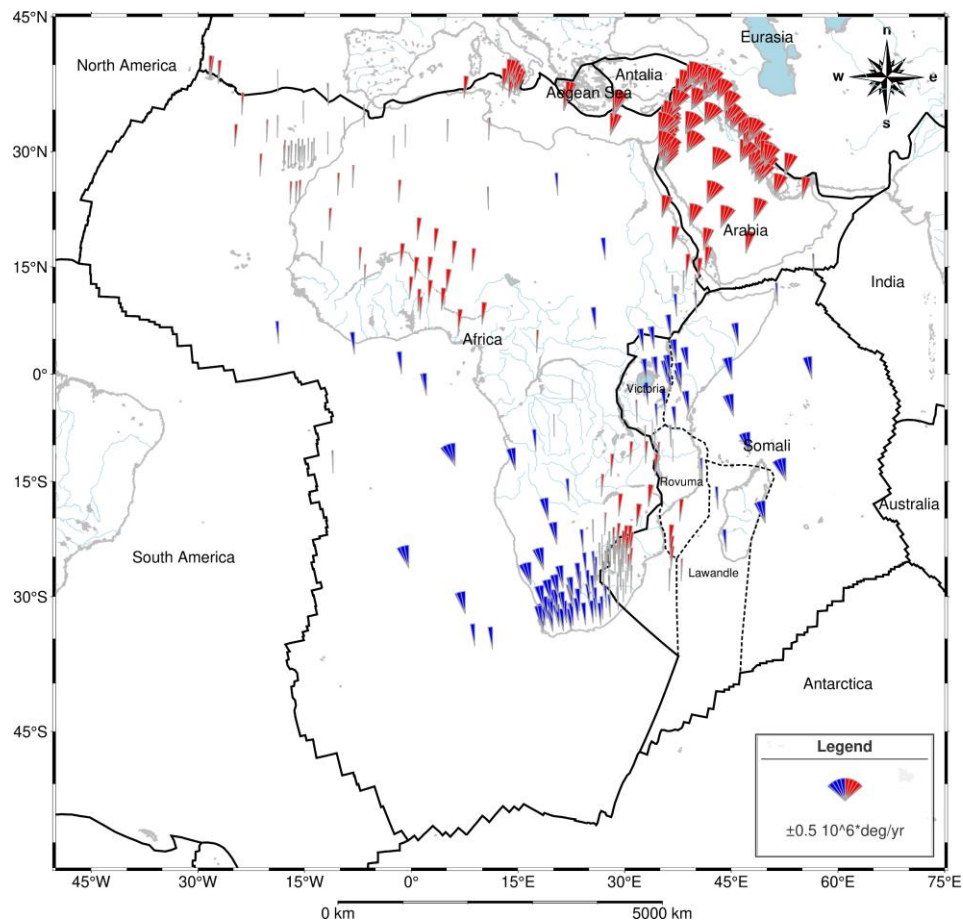


Рисунок 5.16. – Просторовий розподіл поля швидкостей обертання Африканської системи тектонічних плит [219] (Карту складено з використанням меж тектонічних плит, наведених у [57])

Аналізуючи представлений рисунок (див. рис. 5.16), зауважимо, що швидкості обертання змінюються від $-0.40 \cdot 10^6$ °/рік (проти годинникової стрілки) до $+0.56 \cdot 10^6$ °/рік (за годинниковою стрілкою). Максимальні значення швидкостей обертання за годинниковою стрілкою виявлені для Аравійської

плити, і цікаво, що такі максимальні значення майже однорідні для всієї Аравійської плити. Максимальні значення швидкостей обертання проти годинникової стрілки не є однорідними й трапляються зрідка, тільки в центральній частині Сомалійської плити та південній частині Африканської.

Наведені рисунки (див. рис. 5.14, 5.15 та 5.16) підтверджують наявність дивергентних процесів на межі Африканської – Аравійської плит, Аравійської – Сомалійської плит та Африканської – Сомалійської плит, яка відома як Східноафриканська рифтова система й простягається від Червоного моря на півночі до Мозамбіку на півдні [69, 98, 106, 182, 212]. Для більш детальної візуалізації та аналізу цих процесів було окремо визначено осі деформацій та напрямок деформацій для характерних точок цих трьох границь тектонічних плит (рис. 5.17).

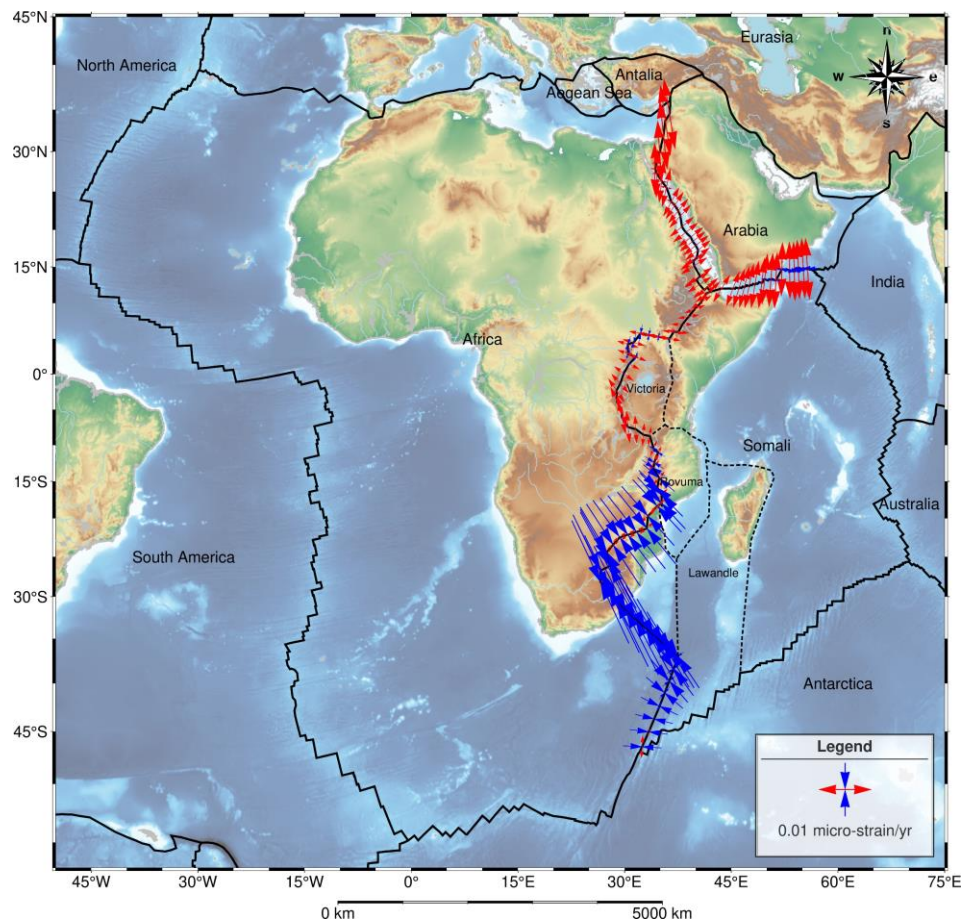


Рисунок 5.17. – Просторовий розподіл осей деформацій у межах Східноафриканської рифтової системи [219] (Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [57])

Представлені результати (див. рис. 5.17) підтверджують наявність

конвергентних та дивергентних процесів у межах Східноафриканської рифтової системи. Згідно з ними, межа Африканської та Аравійської плит розходиться, але це розходження є різним. Уздовж Червоного моря обидві плити рухаються в різних напрямках, що призводить до подальшого розширення й поглиблення Червономорського рифту [182]. Однак північна частина цієї межі вздовж Синайського півострова й Середземного моря характеризується дещо іншим напрямком дивергентних процесів. Дивергенція Аравійської та Сомалійської плит збільшується зі сходу на захід уздовж Аденської затоки, що призводить до подальшого розширення та поглиблення Аденського хребта [79, 99, 103]. Північна частина межі Африканської та Сомалійської плит також характеризується дивергентними процесами, але вони значно менші у порівнянні з вищеописаними зонами. Незважаючи на значно меншу потужність деформаційних процесів, вони все одно спричиняють утворення рифтових озер, відомих як озера Рифтової долини (у тому числі озера Вікторія, Танганьїка, Малаві та інших) [93]. Натомість, південна частина межі Африканської та Сомалійської плит характеризується конвергентними процесами.

Висновки до Розділу 5

1. Удосконалено методику визначення деформаційних параметрів на основі опрацювання часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій із врахуванням сезонності деформаційних процесів. Апробацію удосконаленої методики виконано на прикладі визначення деформаційних параметрів Антарктичної тектонічної плити та Африканської системи тектонічних плит.

2. У рамках дослідження Антарктичної тектонічної плити використано результати вимірювань перманентної ГНСС-станції ASAV, інсталюваної автором поблизу української антарктичної станції «Академік Вернадський» під час участі в 24-ій сезонній українській антарктичній експедиції (січень-квітень 2019 р.). Ця станція є першою українською перманентною ГНСС-станцією в Антарктиді, а також найпершим кроком для розвитку постійно діючої ГНСС-мережі моніторингу в регіоні української антарктичної станції «Академік

Вернадський». Визначено, що вектор зміщень перманентної ГНСС-станції ASAV має північно-східний напрямок ($V_n = 10.83 \pm 0.10$ мм/рік, $V_e = 13.43 \pm 0.09$ мм/рік and $V_u = 5.39 \pm 0.29$ мм/рік, а його величина добре узгоджується із векторами інших станцій, розташованих поблизу.

3. Виявлено, що напрямок векторів швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій Антарктичної тектонічної плити має ротаційний характер (за годинниковою стрілкою), а значення векторів змінюються від 4.3 до 22.1 мм/рік. Просторовий розподіл поля швидкостей горизонтальних деформацій є досить не однорідний в межах Антарктичної тектонічної плити. Спостерігається поступове зменшення потужності горизонтальних деформацій за напрямком Західна Антарктида – Трансантарктичний гірський масив – Східна Антарктида. Підтверджено, що Західна Антарктида, зазнає більших деформацій, ніж Східна Антарктида, яка у тектонічному сенсі є стабільним регіоном.

4. Виявлено різні значення швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій у межах Африканської системи тектонічних плит від 18.8 до 47.8 мм/рік у північно-східному напрямку. Зокрема, південно-західна частина Африканської плити має менші швидкості горизонтальних зміщень у порівнянні з північно-східною частиною. Це підтверджує попередні дослідження та вказує на наявність регіональних варіацій у динаміці тектонічних рухів.

5. Підтверджено, що Африканська система тектонічних плит характеризується досить складною динамікою деформаційних процесів, яка продемонстрована конвергентними та дивергентними процесами. Межа Африканської та Аравійської плит є дивергентною вздовж Червоного моря, що спричиняє його поглиблення. Однак північна частина цієї межі вздовж Синайського півострова і Середземного моря характеризується дещо іншим напрямком дивергентних процесів. Дивергенція Аравійської та Сомалійської плит збільшується зі сходу на захід уздовж Аденської затоки. Північна частина межі Африканської та Сомалійської плит також характеризується дивергентними процесами. Такі процеси призводять до утворення озер Рифтової долини. Натомість, південна частина межі Африканської та Сомалійської плит характеризується конвергентними процесами.

РОЗДІЛ 6. Моніторинг регіональних природних та локальних техногенних деформаційних процесів на основі даних ГНСС-вимірювань

Дослідження регіональних та локальних деформаційних процесів викликає значний науковий інтерес, проте такі дослідження мають свої особливості. Здебільшого такі дослідження неможливо провести винятково на основі вільно доступних ГНСС-даних (наприклад, даних, доступних в НГЛ [59]), через надто малі площі досліджень та/або необхідну деталізацію (щільність пунктів). Це призводить до необхідності розгортання нових або доповнення наявних ГНСС-мереж [16]. Під час таких процесів важливим є вибір оптимальної кількості та розташування перманентних ГНСС-станцій для забезпечення максимальної точності й інформативності даних.

У сучасному світі доступність ГНСС-приймачів дозволяє розгорнути мережі перманентних ГНСС-станцій для дослідження деформаційних процесів регіонального та локального рівнів. Такі мережі забезпечують можливість безперервного моніторингу в режимі реального часу та загалом використовуються для дослідження потенційно небезпечних зон з активними деформаційними процесами. Яскравим прикладом таких мереж є автоматизовані мережі моніторингу деформації Дніпровської, Канівської, Середньодніпровської та Дністровської гідроелектростанцій (ГЕС) [259]. Результатами вимірювань у таких мережах є часові ряди щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій, які формуються спеціалізованим науковим програмним забезпеченням (наприклад, Bernese GNSS Software, GAMIT/GLOBK, GipsyX та ін.) та надалі використовуються для дослідження деформаційних процесів.

Також доволі популярним є розгортання мереж ГНСС-пунктів для проведення періодичних (сезонних) ГНСС-кампаній. Такі дослідження ґрунтуються на статичних ГНСС-вимірюваннях, які є класичним методом супутникових вимірювань. Принцип таких вимірювань полягає в тому, що проводяться одночасні вимірювання між двома й більше нерухомими ГНСС-приймачами. Тривалість сеансу вимірювань залежить від довжини вимірюваних ліній, кількості одночасно видимих супутників, типу приймачів і необхідної

точності. Загалом, такі вимірювання опрацьовуються з використанням інженерного програмного забезпечення (наприклад, Leica GeoOffice, Trimble Business Center та ін.). Для опрацювання даних автором запропоновано спеціальну стратегію опрацювання [221]. Основні параметри запропонованої стратегії опрацювання даних ГНСС-вимірювань наведені в таблиці 6.1.

Таблиця 6.1

Стратегія опрацювання даних ГНСС-вимірювань

Параметр	Характеристика	Опис
ГНСС-системи	NAVSTAR GPS/Galileo/BeiDou	Система поєднує дані NAVSTAR GPS, Galileo та BeiDou, натомість не враховує дані ГЛОНАСС, які можуть мати спотворення
Частота	Автоматично	Система автоматично вибирає найкращу частоту або комбінацію частот для остаточного рішення
Тип рішення	Автоматично	Система використовує кодові та фазові спостереження для обчислення та вирішення неоднозначностей
Дискретність даних	5 секунд	Система використовує 5-ти секундну дискретність даних під час опрацювання
Ефемериди	Точні	Система використовує фінальні точні ефемериди у форматі NOAA/NGS SP3 (стандартний продукт 3)
Кут відсічки	10°	Система відсікає сигнали супутників на низькій висоті (нижче 10°), щоб зменшити загальний фазовий шум
Тропосферна модель	Модель Хопфілда	Система використовує модель Хопфілда для врахування впливу тропосферної затримки
Іоносферна модель	Автоматично	Система автоматично обчислює модель іоносфери. Дана модель відповідає умовам, які характеризують момент і місце спостережень
Режим опрацювання	Всі базові лінії	Система опрацьовує всі можливі комбінації базових ліній
Система координат	ITRF2014	Система використовує ITRF2014 [39] під час опрацювання

Зауважимо, що інженерне програмне забезпечення не дає можливості враховувати моделі деформації Землі, спричинені, наприклад, приливним навантаженням океану, навантаженням атмосферного тиску, гравітаційними ефектами тощо. Очевидно, що такі моделі могли б підвищити точність рішень, але їх використання не є критично необхідним, оскільки такі методи використовуються для дослідження регіональних і локальних процесів.

Результатом опрацювання вимірювань у таких мережах є координати ГНСС-пунктів у кожному циклі вимірювань, тому сформувавши класичні щоденні розв'язки на основі таких даних є неможливо.

У даному розділі представлено дослідження регіональних природних та локальних техногенних деформаційних процесів на прикладі проведених автором періодичних (сезонних) ГНСС-вимірювань. Об'єктами для дослідження в даному розділі слугували:

- тектонічний розлом протоки Пенола – каналу Лемера (Антарктида);
- територія Дністровської ГАЕС (Україна).

Відібрані об'єкти характеризуються різними геодинамічними особливостями. Тектонічний розлом протоки Пенола – каналу Лемера розташований у межах Антарктичної тектонічної плити і загалом позбавлений впливу факторів техногенного характеру, тому демонструє собою унікальний полігон для дослідження сучасних геодинамічних процесів. Натомість територія Дністровської ГАЕС розташована в межах Євразійської тектонічної плити і через будівництво та безперервну експлуатацію інженерних об'єктів піддається потужному техногенному навантаженню. У зв'язку з цим значний науковий інтерес викликає проведення дослідження геодинамічних процесів двох таких об'єктів із зовсім різними геодинамічними особливостями.

6.1. Дослідження сучасних регіональних природних деформаційних процесів на прикладі тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера (Антарктида)

Відповідно до [2] регіон уздовж протоки Пенола складається з двох частин: синкліноної зони Антарктичного півострова й антикліноної зони

архіпелагу Аргентинські острови. Між цими двома зонами [77, 113], ґрунтуючись на результатах геологічних та палеомагнітних досліджень, прогнозують залягання розривного порушення, яке збігається з напрямком фарватерної частини протоки Пенола й каналу Лемера (рис. 6.1).

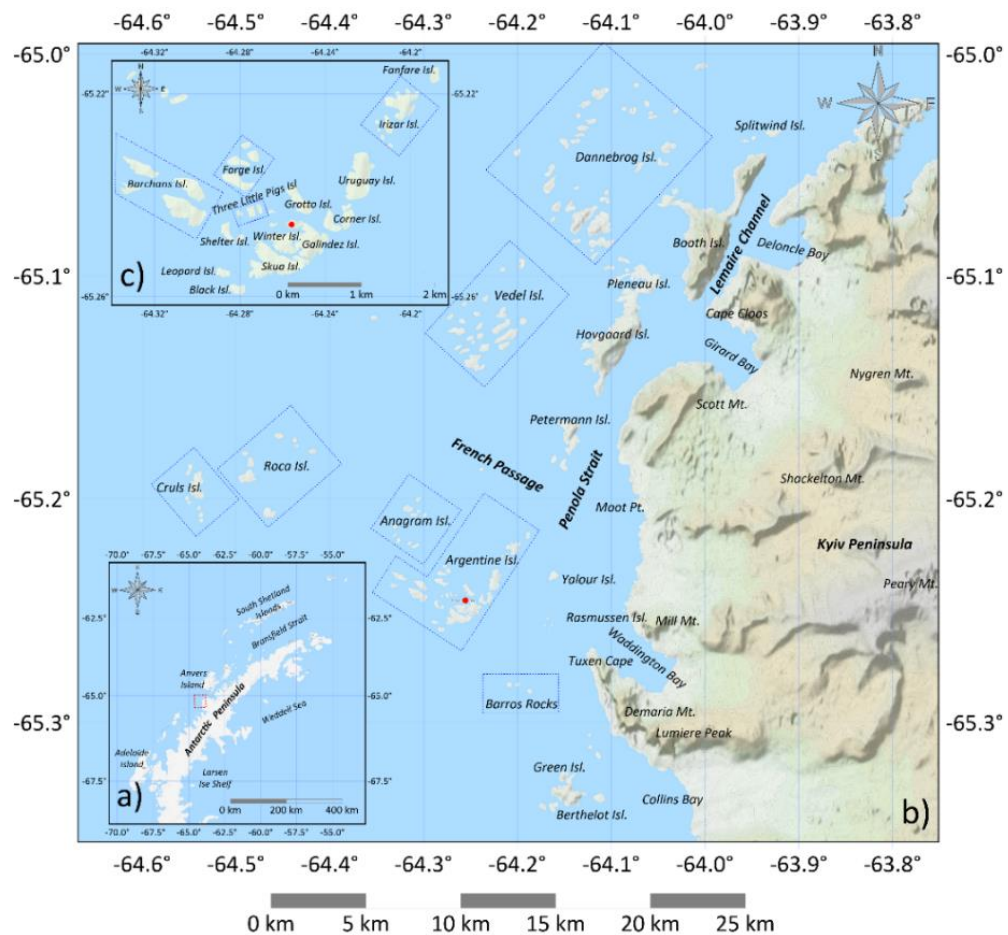


Рисунок 6.1. – Розлом протоки Пенола – каналу Лемера (а) Антарктичний півострів, б) регіон протоки Пенола – каналу Лемера, с) архіпелаг Аргентинські острови (□ – група островів, ● – антарктична станція Академік Вернадський) [228]

Протока Пенола ($65^{\circ}11'35''S$, $64^{\circ}7'38''W$) має довжину 20 км і середню ширину 3.7 км, що відокремлює архіпелаг Аргентинські острови, острів Петерманн і острів Ховгаард від західного узбережжя Землі Грея. Канал Лемера ($65^{\circ}04'54''S$, $63^{\circ}57'24''W$) – протока довжиною 11 км і шириною лише 1.6 км у найвужчих місцях, що розділяє півострів Київ у материковій частині Землі Грея та острів Бут. Відповідно до [209] розлом протоки Пенола –

каналу Лемера є частиною великого розлому, який проходить через протоку Бісмарка й виходить на острів Вінке, неподалік від південно-східного узбережжя острова Анверс.

Регіон розлому протоки Пенола – каналу Лемера знаходиться поблизу Антарктичного півострова, який належить до Антарктичної тектонічної плити. Сучасна геодинаміка та сейсмічність району Антарктичного півострова визначаються динамікою та кінематикою Антарктичної плити, плити Скоша та Південноамериканської плити. На сьогодні існують три точки зору про геодинамічні процеси субдукції на Антарктичному півострові: а) субдукція завершилась близько 4 Ма [49], б) субдукція продовжується [199, 206] та с) відступ слесу має місце після досягнення субдукції приблизно 3.3 Ма [108, 109, 122]. Ці процеси призвели до відкриття задугового басейну протоки Брансфілд [108, 109, 161, 199].

У тектонічному аспекті регіон розлому протоки Пенола – каналу Лемера знаходиться на межі Східного та Центрального доменів, Антарктичної плити, які складені інтрузивними та ефузивними породами [228]. Домени розділені між собою серіями розломів, які передусім виявлені на основі геофізичних досліджень та представлені різними кінематичними типами. Відповідно до [100, 264] домени були акретовані та сутуровані вздовж окраїни Гондвани в середній крейді. Зауважимо, що основні тектонічні структури регіону виражаються на картах рельєфу морського дна й аномалій сили тяжіння, побудованих на основі даних супутникової альтиметрії [273]. На рисунку 6.2 наведено геологічну будову регіону розлому протоки Пенола – каналу Лемера.

Найстарші породи, що відслонюються в зазначених доменах продемонстровані метаморфічними породами фундаменту в східній частині Землі Греяма і представляють Гондванський фундамент півострова. Інші комплекси включають інтрузивні та ефузивні породи. Інтрузивні породи належать до батоліта Антарктичного півострова мезо-кайнозойського віку. Вулканогенні породи Антарктичного півострова мають верхнеюрський вік.

Вони складені андезитовими лавами та пірокластичними породами, а інтрузивні породи – габброїдами та гранітоїдами [48].

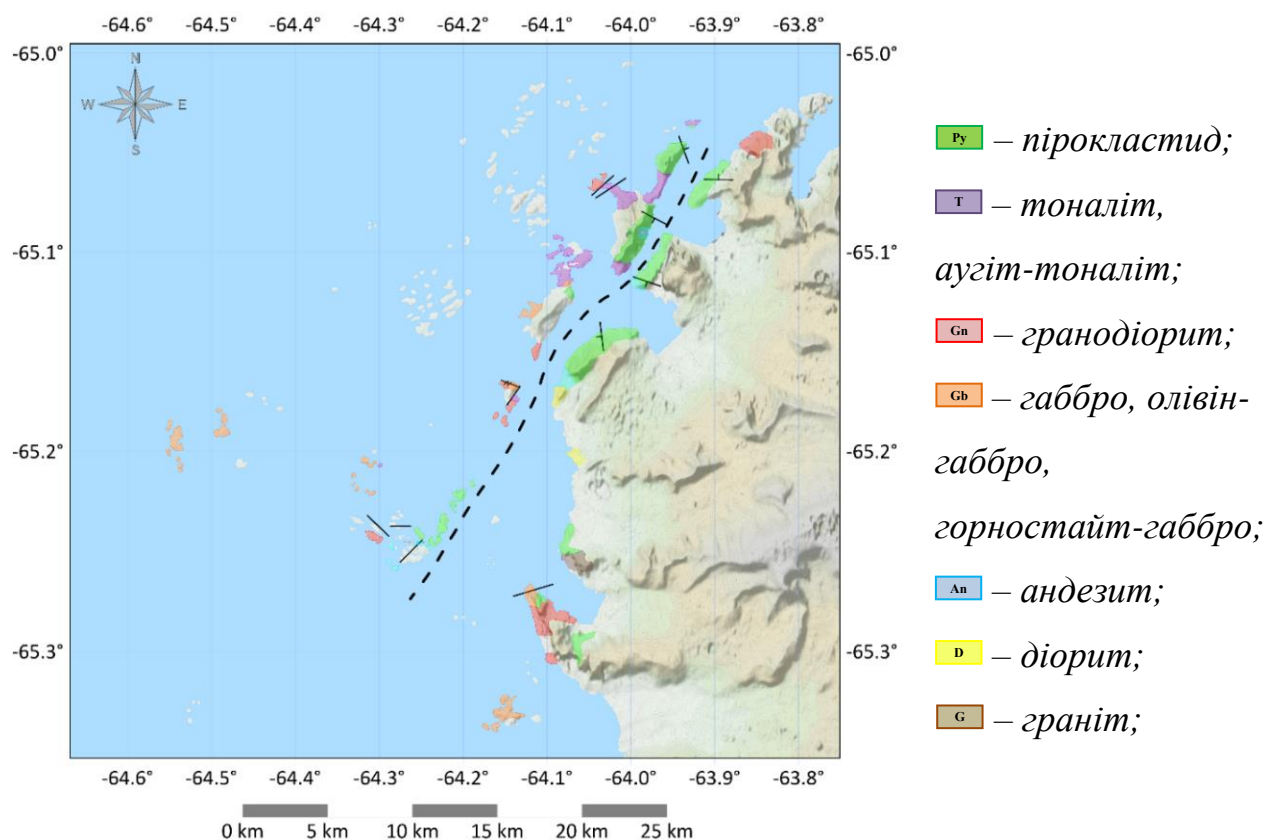


Рисунок 6.2 Геологічна будова регіону розлому протоки Пенола – каналу Лемера (----- – розлом Пенола – каналу Лемера; —▲— – розлом зі скидом; ——— – розлом; ———— – дайк) (Карту складено з використанням [77, 113, 187, 188, 209] із авторськими правками та доповненнями) [228]

Безпосередня близькість даного регіону до Української антарктичної станції «Академік Вернадський» ($65^{\circ}14'44''S$, $64^{\circ}15'28''W$) сприяла проведенню великої кількості різних геофізичних та геолого-геоморфологічних досліджень цього регіону. До прикладу [2, 3, 175], ґрунтуючись на результатах інструментальних тектономагнітних, а також геологічних досліджень, припускається наявність тектонічної активності в районі островів Трьох Поросят. У [174] також ідентифікують інтенсивні тектономагнітні аномалії в районі цих островів та стверджують, що висока амплітуда тектономагнітного ефекту зумовлена високою намагніченістю

гірських порід та інтенсивними тектонічними деформаціями земної кори. Автори [174] роблять висновок, що поблизу Української антарктичної станції «Академік Вернадський» залягає субмедіанний тектонічний розлом, а в його межах відбуваються активні тектонічні процеси. У [208] на основі напруженості магнітного поля та концентрацій радону, вимірних уздовж тектономагнітного профілю в околицях Української антарктичної станції «Академік Вернадський» ідентифіковано позитивну кореляцію між річною поверхневою концентрацією радону та річними змінами магнітного поля відносно базової точки, а також хороший збіг з теоретичним розрахунком. Такий підхід дозволив виявити накопичення деформації в цій області, яка, імовірно, буде розряджатися за механізмами повільної релаксації. У [9] на основі опрацювання результатів ГНСС-спостережень та геолого-геофізичних даних розроблено геодинамічну модель літосфери в регіоні Української антарктичної станції «Академік Вернадський». У результаті детального аналізу результатів ГНСС-вимірювань у [9, 260] ідентифіковано наявність планових зміщень у районі островів Рока, Галіндез, Фанфаре та Петерманн, а також піднімання в районі островів Бархани. На думку авторів [9, 260], такі процеси пов'язані із стиском та ротацією Антарктичної тектонічної плити за годинниковою стрілкою. Проведений аналіз результатів комплексних геофізичних та геолого-геоморфологічних досліджень свідчить про наявність активних сучасних локальних геодинамічних процесів у регіоні розлому протоки Пенола – каналу Лемера.

6.1.1. Розгортання геодинамічного полігону та проведення ГНСС-вимірювань у регіоні тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера

Для моніторингу та дослідження сучасних геодинамічних процесів тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера поблизу Української антарктичної станції «Академік Вернадський» у лютому-березні 2003 року було закладено 8 пунктів (bert, barc, fanf, yalo, pete, rosa, tuxe, iriz), а в лютому-квітні 2019 року автором додатково закладено ще 6 пунктів (boot, moot, hovg,

spli, scot, lema) геодинамічного полігону [228]. Закладений геодинамічний полігон опирається на 2-а вихідних та 14-ть моніторингових пунктів. Вихідними є пункти sc98 та sc02, які закладені в рамках SCAR98/GAP98 та SCARGPS2002 кампаній [85, 86]. Місця інсталяції всіх пунктів геодинамічного полігону вибирали з урахуванням геологічної будови регіону та відкритості горизонту для застосування ГНСС-вимірювань. Пункти геодинамічного полігону розташовані по обидва боки від протоки Пенола та каналу Лемера. Із західної сторони на островах Рока, Бархани, Галіндез, Фанфаре, Ірізар, Петерманн, Ховгаард, Бут та Сплітвідн, а зі східної – на півострові Київ, островах Барселот та Ялур [228] (рис. 6.3).

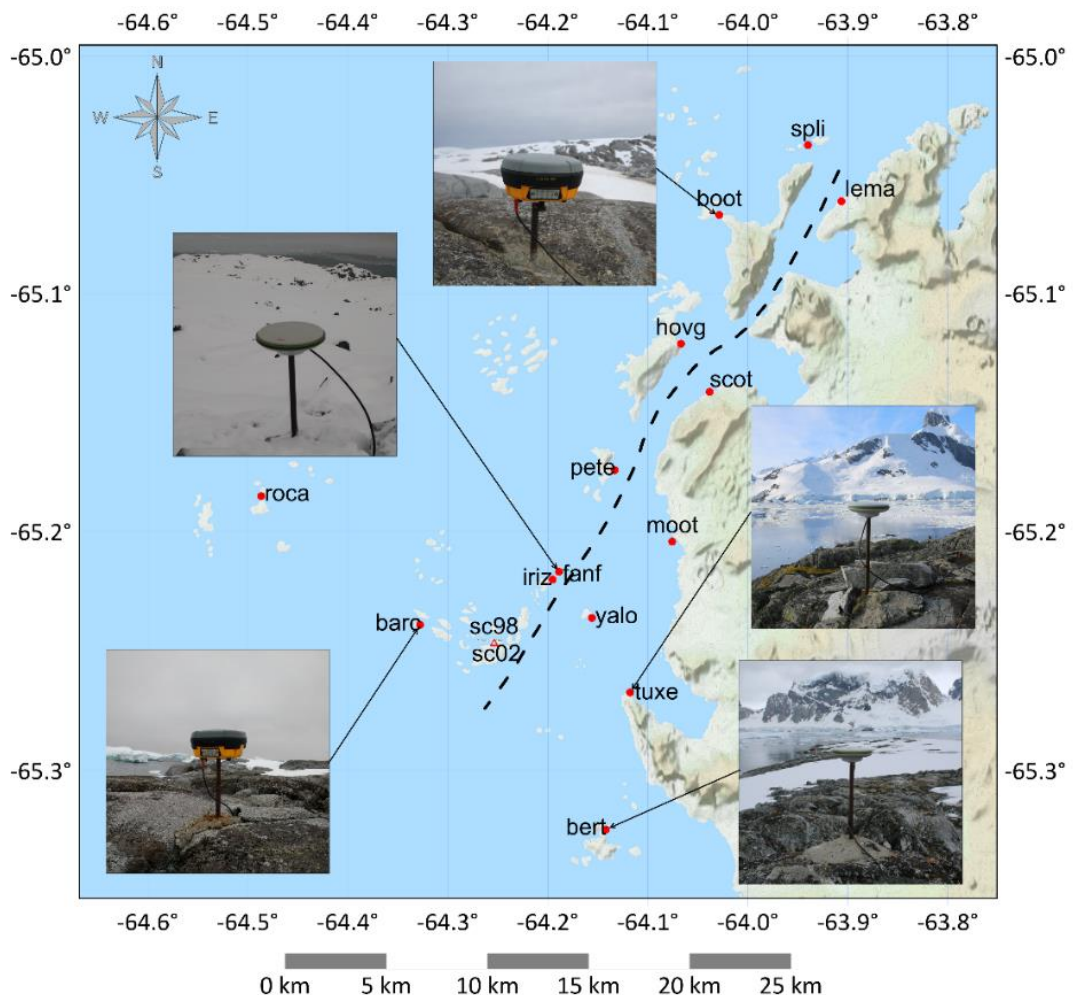


Рисунок 6.3. – Геодинамічний полігон моніторингу тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера (Δ – вихідні пункти; ● – моніторингові пункти; --- – розлом протоки Пенола – каналу Лемера) [228]

Зовнішньою частиною центрів вихідних пунктів є латунна марка, діаметром 70 см вкручена у скельну породу, натомість, зовнішньою частиною центрів моніторингових пунктів є металевий стержень, довжиною до 40 см, забетонований у скельну породу. На всіх пунктах геодинамічного полігону передбачено примусове центрування антен ГНСС-приймачів.

Геодинамічний полігон витягнутий у північно-східному напрямку вздовж тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера та охоплює територію приблизною площею 350 км². Середня відстань між пунктами становить 9.3 км, максимальна відстань – 28.9 км, мінімальна відстань – 8 м. Висоти пунктів у системі WGS-84 (World Geodetic System-84) знаходиться в межах 18–35 м.

Зазначимо, що полігон також виконує функцію опорної планово-висотної геодезичної основи для виконання топографо-геодезичних робіт у районі Української антарктичної станції «Академік Вернадський».

Починаючи з 2003 року на пунктах геодинамічного полігону проведено 5 сезонних циклів ГНСС-вимірювань [4, 20, 214, 226, 227]. Зауважимо, що через дуже складні антарктичні погодні умови, а також відсутність часу в деяких циклах не вдалося провести вимірювання на деяких пунктах. У таблиці 6.2 наведено технічні характеристики всіх циклів статичних ГНСС-вимірювань на пунктах геодинамічного полігону [228].

Перед виконанням усіх циклів ГНСС-вимірювань проводилась перевірка стабільності фазових центрів антен ГНСС-приймачів для виявлення відхилень фазових центрів, за спеціально розробленою методикою [28]. Для зменшення впливу систематичних похибок, а також для підвищення точності результатів ГНСС-вимірювань на всіх пунктах геодинамічного полігону в кожному циклі проведено по декілька сесій статичних ГНСС-вимірювань. Для забезпечення різної геометрії супутників сесії спостережень проводили у різний час доби. Загальний час спостережень на кожному з пунктів упродовж одного циклу коливався від 5 до 64 годин.

Технічні характеристики циклів статичних ГНСС-вимірювань на пунктах геодемічного полігону моніторингу розлому протоки Пенола – каналу Лемера [228]

Цикл	Період	Пункти	Використане обладнання	
			ГНСС приймачі	ГНСС-антени
I	лютий 2003	sc02, bert, barc, fanf, yalo, pete, roca, tuxe	Leica SR-399	LEIAT303 NONE
			Leica SR-9500	LEISR299_INT NONE
			Trimble 4600LS	TRM4800 NONE
			Trimble 4800	(2 шт.)
II	березень– квітень 2005	sc02, sc98, bert, barc, fanf, yalo, pete, roca, tuxe	Ashtech Z-12	ASH700936B_M NONE
			Javad HiPer GGD	JPSMARANT_GGD NONE
			Leica SR-399	LEIAT303 NONE
			Leica SR-9500	LEISR299_INT NONE
III	квітень 2014	sc02, barc, fanf, yalo, pete, tuxe, iriz	Leica GPS1200 (2 шт.)	LEIAX1202GG NONE LEIAX1203+GNSS NONE
			Trimble R7 (2 шт.)	TRM55971.00 NONE TRM29659.00 SCIS
			Leica GPS1200 (2 шт.)	LEIAX1202GG NONE LEIAX1203+GNSS NONE
			South S82T-2013 (2 шт.)	STHS82HX-BS601A NONE
IV	березень– квітень 2018	sc02, sc98, barc, fanf, yalo, pete, tuxe	Leica GPS1200 (2 шт.)	LEIAX1202GG NONE LEIAX1203+GNSS NONE
			South S82T-2013 (2 шт.)	STHS82HX-BS601A NONE
V	лютий– квітень 2019	sc02, sc98, barc, bert, fanf, yalo, pete, roca, tuxe, iriz, boot, moot, hovg, spli, scot, lema	Leica GPS1200 (2 шт.)	LEIAX1202GG NONE LEIAX1203+GNSS NONE
			South S82T-2013 (2 шт.)	STHS82HX-BS601A NONE (2 шт.)

Три перманентні ГНСС-станції мережі IGS були включені в опрацювання для фіксації системи координат: PALM (Palmer Station – 64°46'30"S, 64°03'04"W), DUPT (Duthiers Point – 64°48'18"S, 62 °49'01"зх.д.), PRPT (Prospect Point – 66°00'24"пд.ш., 65°20'22"зх.д.) [228].

Опрацювання вимірних ГНСС-векторів виконано в програмному забезпеченні Leica GeoOffice Combined (v.8.2). Для опрацювання використовувалася спеціальна стратегія опрацювання даних ГНСС-вимірювань [221] (див. табл. 6.1). У результаті опрацювання результатів вимірювань із використанням програмного забезпечення Leica GeoOffice Combined (v.8.2) та описаної стратегії (див. табл. 6.1) отримано координати пунктів геодинамічного полігону та середньоквадратичні похибки їх визначення. Середня квадратична похибка визначення планових координат коливається в межах 2 мм, а висот – у межах 3 мм.

6.1.2. Визначення деформаційних параметрів у межах тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера

На основі визначених координат обчислено горизонтальні зміщення пунктів геодинамічного полігону для кожного циклу ГНСС-вимірювань. На рисунку 6.4 представлено схему векторів горизонтальних зміщень пунктів геодинамічного полігону, визначених за 2003–2019 роки.

Аналізуючи представлену схему (див. рис. 6.4), можна зробити висновок, що вектори горизонтальних зміщень пунктів полігону різнонаправлені, проте більша їх частина (37%) вказує на південний та південно-східний напрямок руху. Довжини визначених векторів горизонтальних зміщень пунктів полігону є різними, що вказує на нерівномірну швидкість горизонтальних рухів досліджуваної території. Максимальні горизонтальні зміщення спостерігались на пункті rete (на острові Петерманн) між 2003 і 2005 роками та між 2005 і 2014 роками – 27.4 та 16.0 мм відповідно, а також на пункті гosa (на острові Рока) між 2003 і 2005 роками – 19.8 мм. Натомість, мінімальні горизонтальні зміщення спостерігались на пункті fanf (на острові Фанфарє) між 2018 і 2019 роками та між 2014 і 2018 роками – 3.1 та 3.7 мм відповідно, а також на пункті tuxe (на мисі Туксен) між 2018 і 2019 роками – 3.0 мм. Зазначимо, що в жодному циклі ГНСС-вимірювань вектори горизонтальних зміщень пунктів полігону не були меншими, ніж 2 мм, тобто, довжини векторів завжди перевищували середню квадратичну похибку визначення координат ± 2 мм.

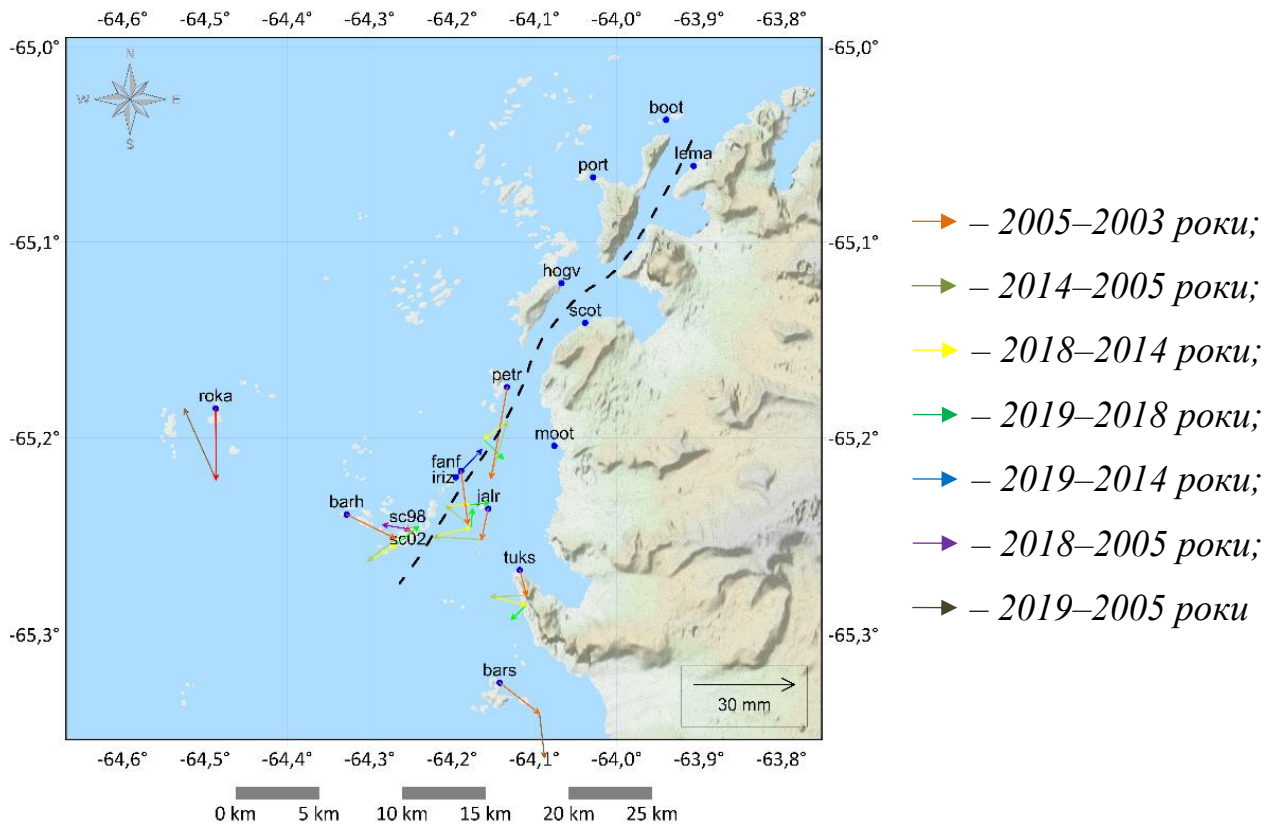


Рисунок 6.4. – Схема векторів горизонтальних зміщень пунктів геодинамічного полігону моніторингу розлому протоки Пенола – каналу Лемера, визначених упродовж 2003–2019 років (Δ – вихідні пункти; \bullet – моніторингові пункти; --- – розлом протоки Пенола – каналу Лемера) [228]

Зауважимо, що для пунктів *hovg*, *boot*, *spli*, *lema*, *scot* і *moot* неможливо визначити вектори горизонтальних і вертикальних переміщень, оскільки вони були інстальовані в 2019 році й на них проведено тільки один цикл статичних ГНСС-спостережень. Таким чином, у цьому дослідженні проведено моніторинг сучасних регіональних геодинамічних процесів тільки в південно-західній частині розлому. Натомість, моніторинг північно-східної частини зони розлому, а також моніторинг усієї зони розлому є перспективним напрямком для подальших досліджень.

Визначені координати ГНСС-пунктів геодинамічного полігону тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера використано для визначення швидкостей горизонтальних зміщень досліджуваного регіону [228] (табл. 6.3).

Швидкості зміщень пунктів геодинамічного полігону розлому протоки Пенола – каналу Лемера (2003–2019 рр.) [228]

Пункт	Широта, °	Довгота, °	Швидкість		
			E, мм/рік	N, мм/рік	U, мм/рік
sc98	–64.25372603	–65.24652547	–0.3	0.0	2.3
barc	–64.32775414	–65.23902644	1.1	–0.6	2.3
fanf	–64.18888534	–65.21681687	0.2	–0.5	–0.2
yalo	–64.15593000	–65.23616230	–0.3	–0.5	–0.6
pete	–64.13300401	–65.17412584	–0.1	–0.8	2.4
roca	–64.48665617	–65.18505146	–0.6	0.0	0.4
tuxe	–64.11760494	–65.26736773	–0.1	–0.6	1.4
bert	–64.14194386	–65.32459098	0.1	–0.8	1.3
iriz	–64.19526705	–65.22008051	1.2	1.3	–2.7

Отримані значення швидкостей вертикальних зміщень пунктів геодинамічного полігону використано для ілюстрації просторового розподілу поля швидкостей вертикальних зміщень у регіоні розлому протоки Пенола – каналу Лемера (рис. 6.5).

Аналізуючи просторовий розподіл поля швидкостей вертикальних зміщень (див. рис. 6.5), можна помітити, що загалом регіон розлому протоки Пенола – каналу Лемера зазнає підймання, проте в районі острова Ірізар ідентифікується незначна зона опускання (приблизний радіус 1.4 км). Діапазон вертикальних швидкостей змінюється від –2.5 до 2.5 мм/рік. Піднімання в районі островів Бархани підтверджується результатами опрацювання ГНСС-вимірювань у [9, 260]. Підняття регіону розлому протоки Пенола – каналу Лемера, а також усього Антарктичного півострова підтверджує [128], провівши комплексний аналіз гравіметричних, альтиметричних та ГНСС-даних. У [56] автори також підтверджують, що швидкості вертикальних зміщень ГНСС-станцій у межах Антарктичного півострова мають додатні значення (від 0.6 до 4.5 мм/рік). Причому для перманентної ГНСС-станції PALM (Palmer) (64°46'30"S, 64°03'04"W), яка знаходиться на відстані 15 км від геодинамічного полігону, значення швидкості вертикальних зміщень становить 4.1 мм/рік.

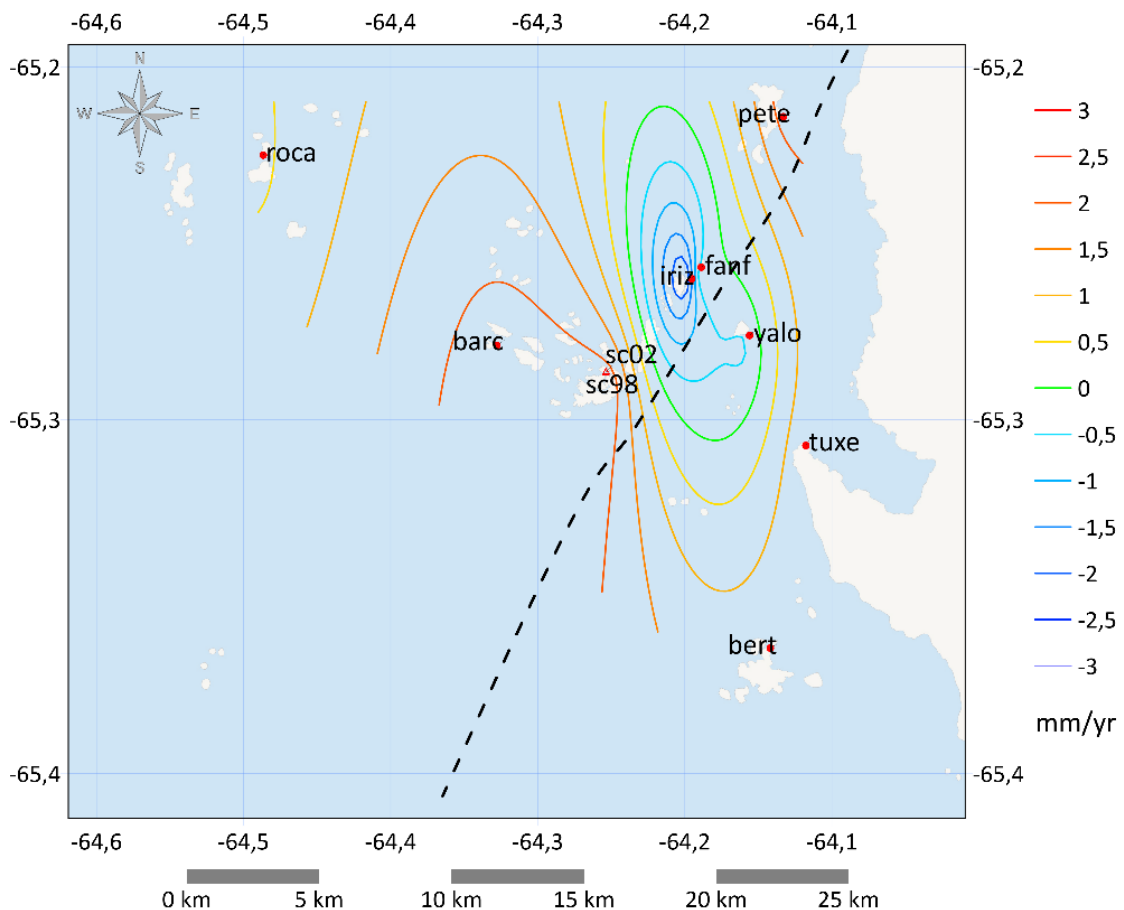


Рисунок 6.5. – Просторовий розподіл поля швидкостей вертикальних зміщень у регіоні розлому протоки Пенола – каналу Лемера (Δ - вихідні пункти; \bullet - моніторингові пункти; --- - розлом протоки Пенола – каналу Лемера) [228]

Значення обчислених швидкостей горизонтальних зміщень є досить малими та знаходяться в межах 0.3–1.8 мм/рік. Найбільші швидкості горизонтальних зміщень 1.2 та 1.8 мм/рік спостерігаються на пунктах *barc* (острови Бархани) та *iriz* (острів Ірізар) відповідно. Цікавим є те, що пункти *fanf* (острів Фанфари) та *yalo* (острів Ялур) зазнають поступового обертового руху в напрямку за годинниковою стрілкою із середньою швидкістю 0.5 мм/рік та 0.6 мм/рік відповідно, натомість пункт *pete* (острів Петерманн) зазнає поступового обертового руху в напрямку проти годинникової стрілки з середньою швидкістю 0.8 мм/рік. Усі інші пункти зазнають криволінійного руху. Отримані результати добре узгоджуються з [88], де зазначається, що відносні горизонтальні зміщення ГНСС-станцій на Антарктичному півострові не перевищують 2 мм/рік.

Відповідно до запропонованої методики визначені швидкості

горизонтальних зміщень пунктів (див. табл. 6.3) використано для визначення деформаційних процесів у межах розлому протоки Пенола – каналу Лемера.

Просторовий розподіл поля швидкостей дилатації в межах розлому протоки Пенола – каналу Лемера представлено на рисунку 6.6. Зазначимо, що для уникнення спотворень результатів, усі зони, у 0.02 стрейн/рік вважали стабільними. Точність визначення параметру дилатації знаходиться в межах ± 0.004 стрейн/рік.

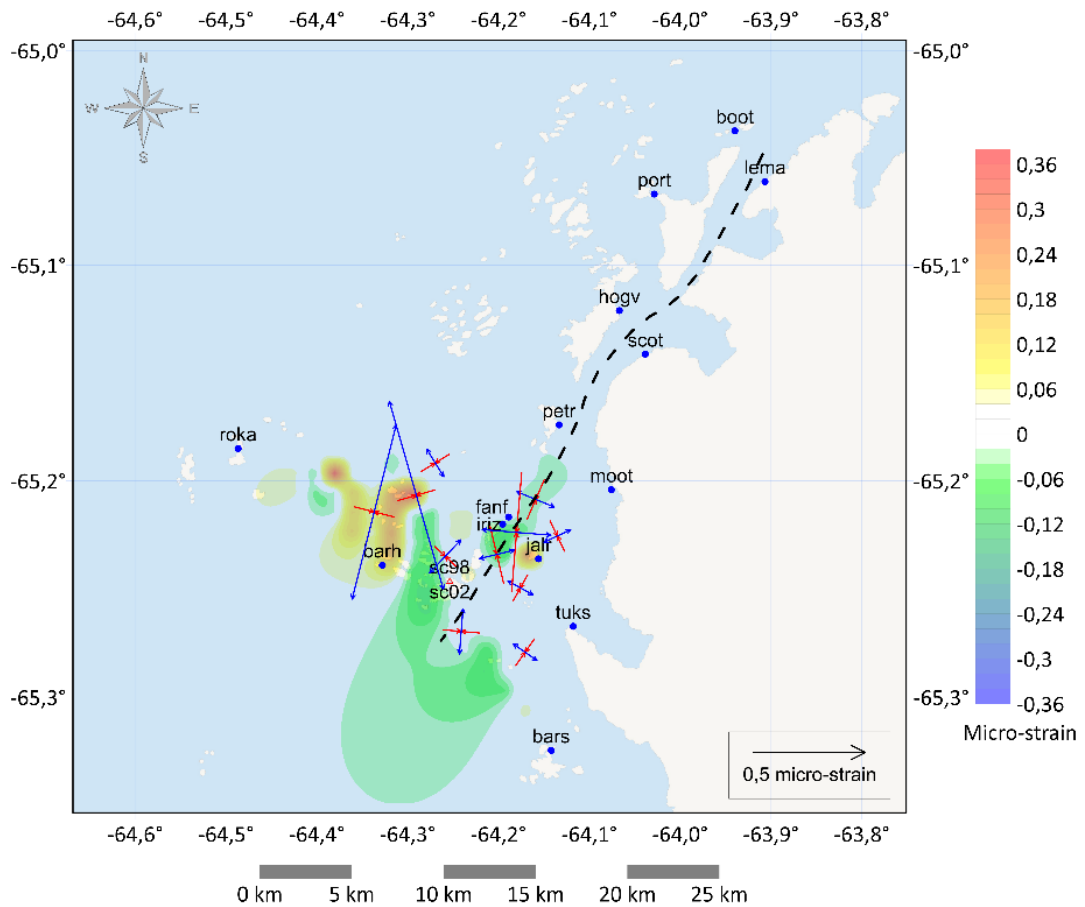


Рисунок 6.6 Просторовий розподіл поля швидкостей дилатації земної поверхні в регіоні розлому протоки Пенола – каналу Лемера (Δ – вихідні пункти; \bullet – моніторингові пункти; - - - - – розлом протоки Пенола – каналу Лемера; $\rightarrow\leftarrow$ – напрямки стиску регіону; \leftrightarrow – напрямки розширення регіону) [228]

У результаті аналізу розподілу поля швидкостей дилатації земної поверхні в регіоні розлому протоки Пенола – каналу Лемера (див. рис. 6.6) виявлені місця прояву екстремальних значень стиску (більше 0.02 стрейн/рік) та розтягу (менше

-0.2 стрейн/рік), які свідчать про підвищену геодинамічну активність досліджуваної території.

Виявлено, що в регіоні розлому протоки Пенола – каналу Лемера ідентифікуються дві зони розтягу. Перша зона (приблизний радіус 2.9 км) ідентифікується в районі островів Бархани та Анаграм. Діапазон швидкостей дилатації першої зони розтягу змінюється від 0.025 до 0.338 стрейн/рік. Виділена зона характеризується розтягом у субмеридіальному напрямку. Друга значно менша зона розтягу (приблизний радіус 0.5 км) ідентифікується в районі острова Ялур. Діапазон швидкостей дилатації другої зони розтягу змінюється від 0.024 до 0.254 стрейн/рік. Осі розтягу даної зони мають північно-східний напрямок.

Також у регіоні розлому протоки Пенола – каналу Лемера ідентифікуються три зони стиску. Перша зона (приблизний радіус 1.8 км) ідентифікується в районі групи скель Барос Рокс. Діапазон швидкостей дилатації першої зони стиску змінюється від -0.023 до -0.081 стрейн/рік. Виділена зона характеризується стиском у меридіанному напрямку. Друга зона (приблизний розмір 1.8 км на 5.2 км, витягнута в північному напрямку) ідентифікується в районі островів Блек, Леопард, Скуа, Шелтер, Три Малих Поросята та Форджі. Діапазон швидкостей дилатації другої зони стиску змінюється від -0.023 до -0.087 стрейн/рік. Осі стиску даної зони мають північно-західний напрямок. Отримані результати в цій зоні підтверджують припущення про наявність тектонічної активності [2, 3] та інтенсивності тектономагнітних аномалій [174, 175] у районі островів Три Малих Поросята. Третя зона стиску (приблизний розмір 1.5 км на 5.4 км витягнута в північному-східному напрямку) ідентифікується в районі островів Фанфаре та Ірізар. Діапазон швидкостей дилатації третьої зони стиску змінюється від -0.021 до -0.083 стрейн/рік. Виділена зона характеризується стиском у субмеридіальному напрямку. Третя зона стиску викликає значний науковий інтерес, оскільки вона співпадає з простяганням частини розлому протоки Пенола – каналу Лемера. Також дана зона співпадає з зоною незначного опускання території в районі острова Ірізар (див. рис. 6.5).

Просторовий розподіл поля швидкостей загального зсуву в межах розлому

протоки Пенола – каналу Лемера представлено на рисунку 6.7. Зазначимо, що для уникнення спотворень результатів, усі зони, у яких значення швидкостей загального зсуву земної поверхні знаходились в межах 0.04 стрейн/рік, уважали стабільними. Точність визначення загального зсуву знаходиться в межах ± 0.005 стрейн/рік.

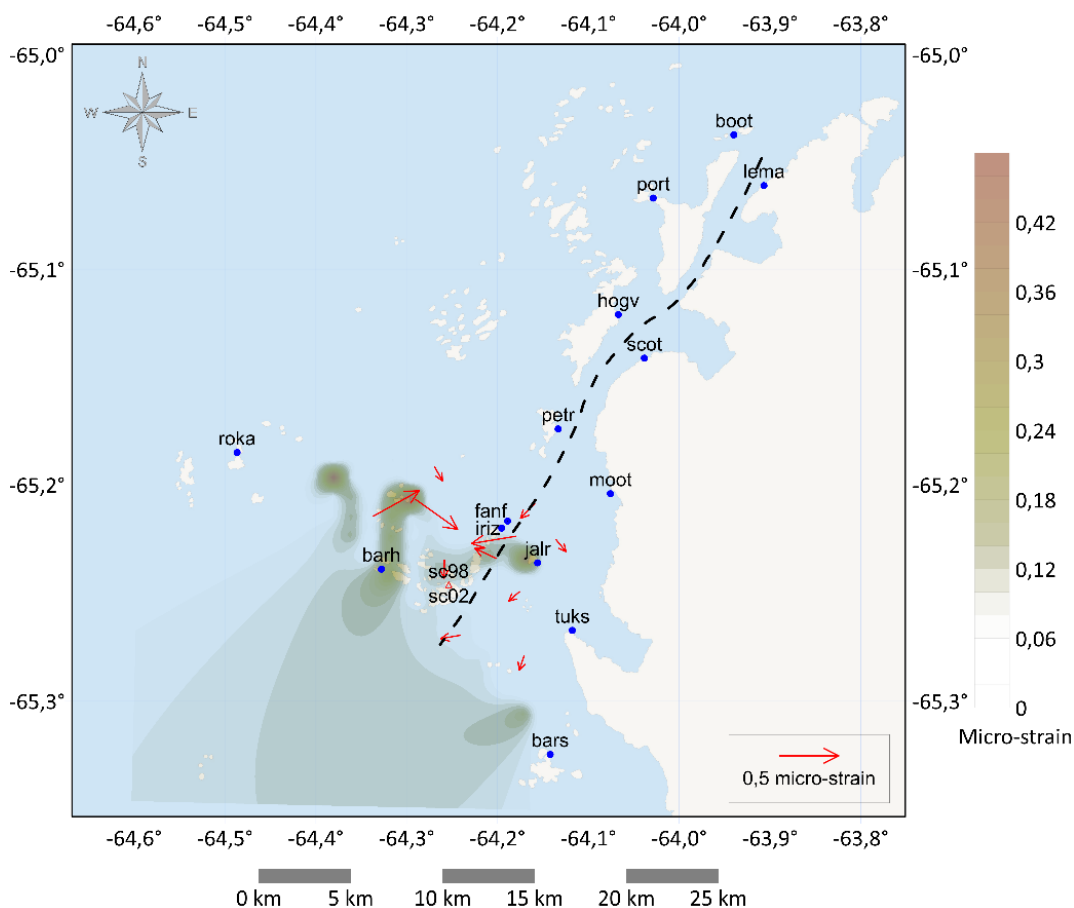


Рисунок 6.7. – Просторовий розподіл поля швидкостей загального зсуву земної поверхні в регіоні розлому протоки Пенола – каналу Лемера (Δ – вихідні пункти; \bullet – моніторингові пункти; - - - - – розлом протоки Пенола – каналу Лемера; \rightarrow – напрямком вектора загального зсуву) [228]

У результаті аналізу розподілу поля швидкостей загального зсуву земної поверхні в регіоні розлому протоки Пенола – каналу Лемера (див. рис. 6.7) виявлено, що місця прояву максимальних значень загального зсуву (більше 0.04 стрейн/рік) співпадають із ідентифікованими зонами стиску та розтягу території досліджень (див. рис. 6.6). Також можна стверджувати, що вектори загального зсуву різнонаправлені, що вказує на горизонтальну неоднорідність території досліджень.

Провівши комплексний аналіз представлених результатів (див. рис. 6.6 та 6.7), а також співставивши їх із даними GMRT (Global Multi-Resolution Topography synthesis) [209], можна припустити наявність ще одного розривного порушення, яке збігається з напрямком фарватерної частини Французької протоки і є майже перпендикулярним до розлому протоки Пенола – каналу Лемера. Додатковим аргументом на існування порушення в межах Французької протоки є просторовий розподіл поля швидкостей вертикальних зміщень у регіоні (див. рис. 6.5). Визначені напруження в блоках (див. рис. 6.6 та 6.7) дають змогу припустити природу кінематичного типу розлому протоки Пенола – каналу Лемера (рис. 6.8).

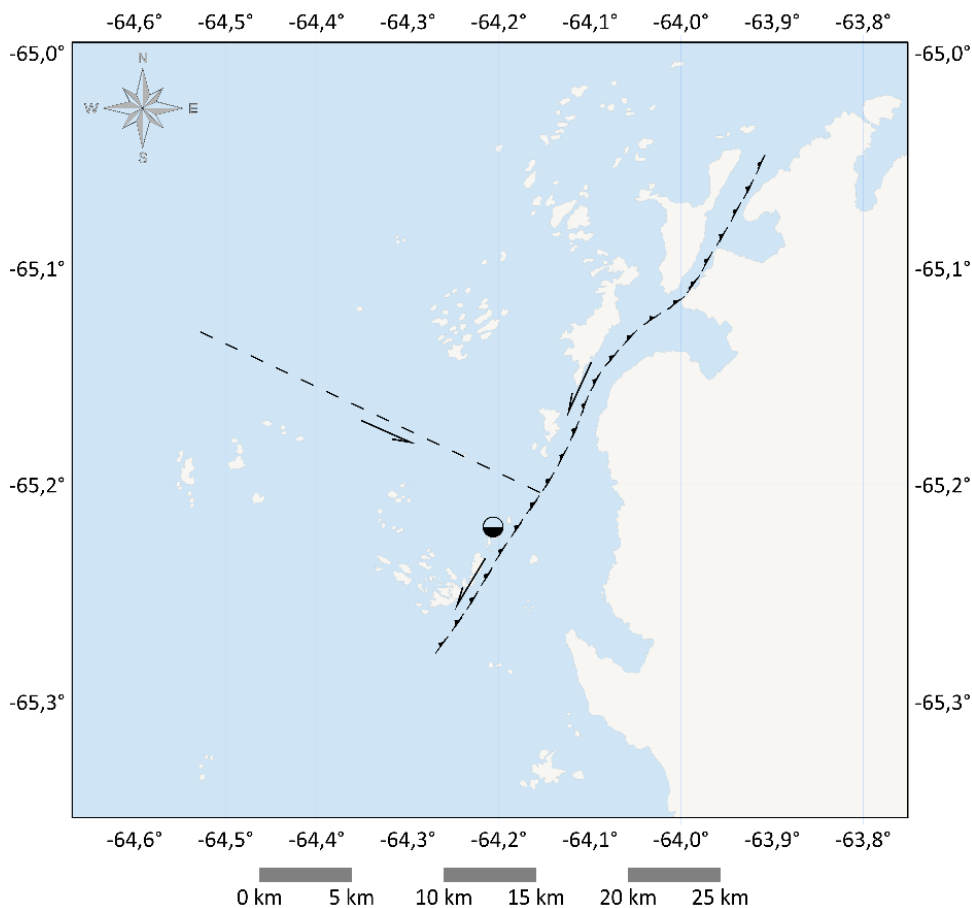


Рисунок 6.8. – Модель кінематики тектонічних блоків у регіоні розлому протоки Пенола – каналу Лемера (☉- зона опускання; - - - - розлом протоки Пенола – каналу Лемера) [228]

Указаний розлом може бути охарактеризований як комбінація насуву та зсуву (strike-slip), що відомий під назвою транспресивний [228]. Тобто, блоки 2

та 3, які знаходяться ліворуч від розлому, насуваються в південно-східному напрямку на блок 1 з одночасним лівостороннім зміщенням (sinistral strike-slip). Такі процеси викликають опускання частини блоку 3, яка прилягає до розлому протоки Пенола – каналу Лемера. Представлена модель є попередньою та ґрунтується винятково на наявних на сьогодні даних ГНСС-вимірювань. Її подальший розвиток повинен базуватись на розширенні площі досліджень у регіоні, а також на комбінації ГНСС та інших можливих геофізичних методів.

6.2. Дослідження сучасних локальних техногенних деформаційних процесів території Дністровської ГАЕС (Дністровський гідроенергетичний комплекс, Україна)

Дністровський гідроенергетичний комплекс включає Дністровську ГЕС-1, Дністровську ГЕС-2 та Дністровську ГАЕС (яка будується) (рис. 6.9).

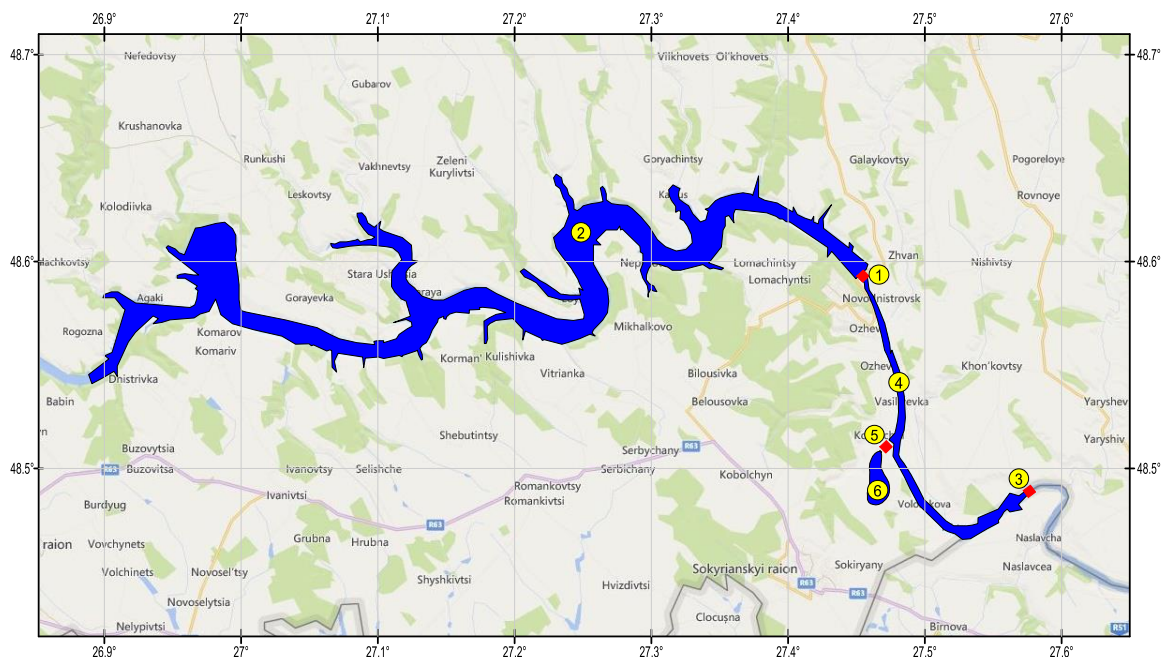


Рисунок 6.9. – Дністровський гідроенергетичний комплекс (1 – Дністровська ГЕС-1; 2 – Дністровське водосховище; 3 – Дністровська ГЕС-2; 4 – Дністровське руслове буферне водосховище; 5 – Дністровська ГАЕС; 6 – Дністровське верхнє водосховище) [221]

Дністровська ГЕС-1 розташована за 2 км на північний-схід від міста Новодністровськ Чернівецької області ($48^{\circ}35'35''N$, $27^{\circ}27'17''E$). Будівництво

розпочато в 1975 р. Останній 6-й агрегат був запусканий у 1983 р. Номінальна потужність Дністровської ГЕС-1 – 702 МВт. У результаті спорудження ГЕС-1 було утворено Дністровське водосховище, довжиною 194 км із площею дзеркала 142 км² та корисним об'ємом – 2000 км³. Максимальна глибина водосховища – 124 м. [29]

Дністровська ГЕС-2 розташована на відстані 1 км на південь від села Нагоряни Вінницької області (48°29'10"N, 27°34'14"E). Будівництво розпочато у 1982 р. Останній 3-й агрегат був запусканий у грудні 2002 р. Номінальна потужність Дністровської ГЕС-2 – 40.8 МВт. У результаті спорудження ГЕС-2 було утворено Дністровське руслове буферне водосховище, довжиною 19 км із площею дзеркала 5.9 км² та корисним об'ємом – 23.4 км³. [29]

Дністровська ГАЕС знаходиться на відстані 8 км на північний-схід від міста Сокиряни Чернівецької області (48°30'49"N, 27°28'24"E). Будівництво розпочато у 1983 р. На даний час завершено перший етап будівництва – 3 гідроагрегати (із 7 проектних). Номінальна потужність Дністровської ГАЕС у турбінному режимі – 972 МВт, а в насосному – 1263 МВт (проектна потужність 2268 та 2947 відповідно). У результаті спорудження ГАЕС було утворено Дністровське верхнє водосховище з площею дзеркала 1.3 км² (проектна площа 3.0 км²) та корисним об'ємом – 11.45 км³ (проектний об'єм 32.70 км³). [29]

Дністровське верхнє водосховище розташоване на плато на 125 м вище від рівня Дністровського руслового буферного водосховища й побудоване шляхом виїмки та насипу ґрунту в екран дна і дамб обгородження висотою до 20 м. [278, 279, 280].

Територія будівництва Дністровської ГАЕС охоплює два основних структурно-стратиграфічні комплекси, які беруть участь у геологічній структурі регіону – фундамент Східноєвропейської платформи (протерозой) та її осадовий покрив (фанерозойські утворення) [6]. Протерозой представлений бердичівським ультраметаморфічним комплексом (γ mPR1bd). Він утворений з гранат-біотитових гранітів і мігматитів. У структурному плані гранат-біотитові граніти й мігматити спостерігаються в синформних структурах. Відклади

вендської системи в досліджуваному районі представлені грушкінською (V1gr), могилівською (V2mg), яришівською (V2jr), нагорянською (V2ng) та данилівською (V2dn) світами. Це теригенні товщі, складені пісковиками, алевролітами та аргілітами. Описані нижче породи перекриваються з стратиграфічною незгідністю утвореннями крейдового віку. Незвиська та пилипчанська світи об'єднані (K1-2nz+pl) – кварц-глауконітовий пісок у базальних верствах, вище – глауконітові піски, піщанисті вапняки з глауконітом. Вік незвиської світи визначений як сеноманський. Озаринецька світа (K2oz) представлена вапняками з домішками глинистого матеріалу та поодинокими стяжіннями кременів, вище залягають трепели зі стяжіннями опалових і халцедонових кременів. Неогенові утворення представлені відкладами баденського (N1pd) й сарматського (N1p+v) регіоярусів та товщею алювіальних відкладів древніх терас Дністра (N1-2ap). Відклади баденського регіоярису складені пісками та пісковиками, у верхній частині – глинистими пісковиками. Сарматські відклади представлені різними генетичними типами: морськими, лагунними та континентальними. Літологічно вони представлені глинами, пісками, вапняками. Завершують розріз досліджуваного району древні алювіальні утворення, які представлені грубозернистими піщано-гравійно-гальковими відкладами. [278].

Будівництво та експлуатація великомасштабних гідроспоруд завжди пов'язані з техногенними ризиками: конструктивними, гідродинамічними, геологічними, геодинамічними та іноді сейсмічними. Дністровська ГАЕС побудована в складних інженерно-геологічних умовах, що характеризуються великим перепадом висот та крутими схилами між Дністровським русловим буферним водосховищем та Дністровським верхнім водосховищем, наявністю зсувних ділянок, небезпекою фільтрації води в нижні горизонти. У процесі будівництва Дністровської ГАЕС відбулися доволі серйозні техногенні втручання в сформовану природну структуру масиву, а також у процеси, що в ньому відбуваються. До прикладу, для формування Дністровського верхнього водосховища неогенові слабкі й нестійкі шари були видалені з основи [278, 279,

280]. Циклічність роботи станції також призводить до додаткового техногенного навантаження, а ще до зміни гідродинамічного режиму [24]. Будь-які спроби регулювати гідродинаміку великих водойм несуть у собі ризик катастрофічних непередбачуваних процесів. Гідродинаміка течій, а саме: поведінка води в каналах та її взаємодія зі стінками й дном водосховищ і дамб – представляє собою дуже складні процеси у непростих системах, які сучасний математичний апарат не може надійно прорахувати через їхню складність.

У тектонічному плані Дністровський гідроенергетичний комплекс розташовується на узбіччі південно-західної частини Східно-Європейської платформи в межах сполучення (тектонічний вузол) Волино-Подільської і Молдавської плит з виступом Українського щита. Виступ щита відсікається Подільською зоною розломів, яка є південно-західною межею Українського щита. Подільська зона розломів орієнтована в північно-західному напрямку й простягається на понад 320 км та ускладнена розломами північно-західного й північно-східного простягання. Відповідно до [22] у місці з'єднання Українського щита і Волино-Подільської плити розломи мають характер скидів з амплітудою 50–100 м. Значна частина розломів розбиває товщу неоген-четвертинних відкладів і пов'язана з активізацією більш давнього закладання.

Відповідно до [8], до значних глибинних розломів у районі Дністровського гідроенергетичного комплексу зараховують Дністровський, Могилів-Подільський, Калинівський, Чугурський та Кайнарський (рис. 6.10). Детальні дослідження Подільського (Середнього) Придністров'я показують, що територія за структурними особливостями є тектонічним вузлом у ротаційному полі розрядки напружень у вигляді «вихрової» системи розломів. Структурний план визначається поєднанням різноорієнтованих складчастих і розривних порушень.

Відповідно до [22] структурно-геоморфологічна вираженість Подільської зони розломів у пізньому протерозої полягає в утворенні каньйону розтягування, який уміщує потік базальтів та окремі центри впливу. Занурення фундаменту й нарощування товщі осадового чохла відбувається в південно-

західному напрямку в бік Складчастих Карпат із нахилом 1:200. Русло Дністра перерізає майже всю товщу осадового чохла в субмеридіанному напрямку в районі гідроенергетичного комплексу. Структурно-фаціальні границі, які пов'язані із зоною розломів, простежуються в кембрії, ордовіку, силурі і девоні. Вони чітко відображаються в крейді, неогені та антропогені.

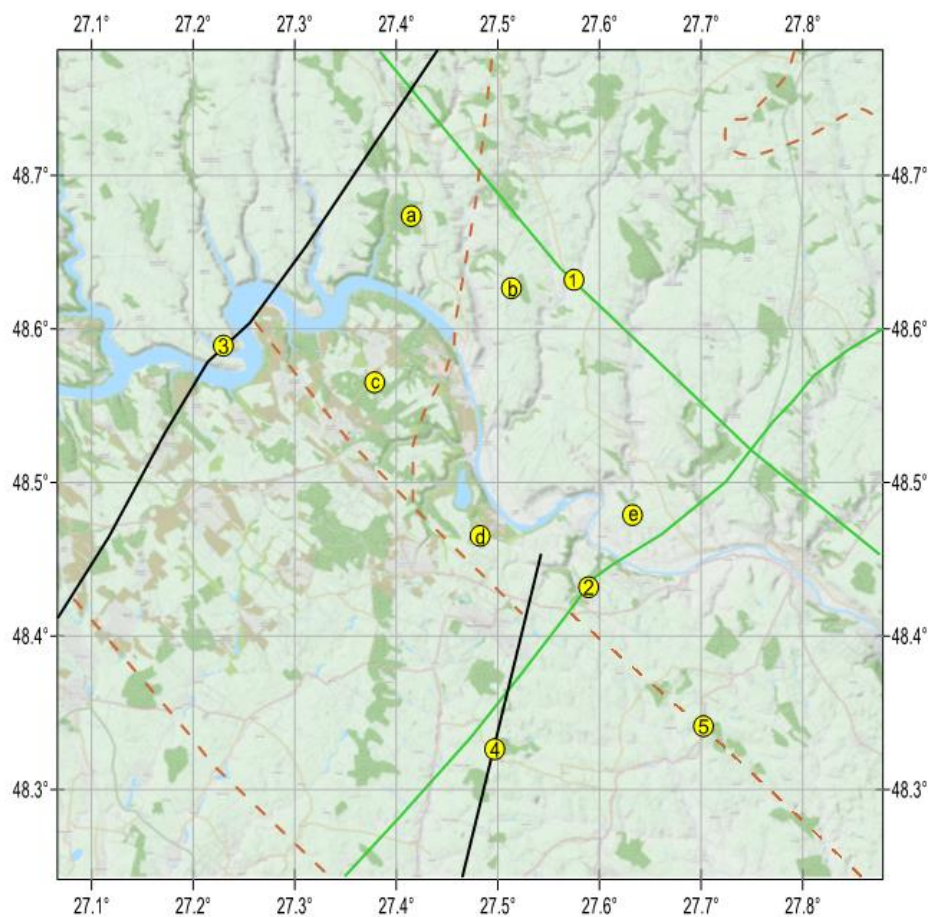


Рисунок 6.10. – Тектонічна будова району Дністровського гідроенергетичного комплексу глибинні розломи: основні (1 – Дністровський; 2- Могилів-Подільський), регіональні (3– Калинівський; 4 – Чугурський; 5 – Кайнарський); структурні блоки: a – Бернашівський; b – Липчанський; c – Василівський; d – Волошково-Козлівський; e – Лядовський [221]

Домінуючою особливістю новітнього етапу розвитку геологічної будови в районі Дністровського гідроенергетичного комплексу є незгасаюча тектонічна активність розривних порушень, які розмежовують блоки дочетвертинних структур. На схід від Чугурського розлому знаходиться зона підняття, у межах

якої швидкість піднімання становить 0–4 мм/рік, а майданчик будівництва Дністровської ГАЕС потрапляє в зону опускання із швидкістю 0–2 мм/рік [8]. Дністровське верхнє водосховище облаштоване в районі активного карсту на вапнякових підстилаючих породах. [221]

Район Дністровського гідроенергетичного комплексу розташований у межах сейсмічно активного Середземноморського поясу альпійської складчастості. Його сейсмічна небезпека визначається місцевими землетрусами, що відбуваються на території Чернівецької, Вінницької, Хмельницької областей (Україна), Молдови та північної частини Румунії. Також дана територія піддається впливу катастрофічних глибокофокусних землетрусів сейсмоактивної зони Вранча (Румунія).

У результаті аналізу історичних та інструментальних даних виявлено, що до 1984 року відсутні відомості про землетруси, які відбулися в районі Дністровського гідроенергетичного комплексу. Натомість, у лютому 1984 року в південно-західній частині Східно-Європейської платформи між містами Новодністровськ і Могилів-Подільський (обидва в Україні) зареєстровано серію з 8 землетрусів магнітудою 2.6–3.5. Один з них відчувався населенням з інтенсивністю 5 балів за шкалою MSK-64 [14]. Виникнення цих землетрусів, можливо, зумовлено зміною водного режиму, який стався внаслідок будівництва Дністровської ГЕС-1 та заповнення Дністровського водосховища. У жовтні 1987 року поблизу села Колікауць (Республіка Молдова) зареєстровано землетрус із магнітудою 3.3. Упродовж 1987–1991 років у 15 км на захід від міста Новодністровськ (Україна) зареєстровано 4 землетруси магнітудою 2.9–3.6 (2 грудня 1987р. – $M=3.6$; 14 листопада 1989р. – $M=3.3$; 12 жовтня 1991р. – $M=3.1$; 17 листопада 1991р. – $M=2.9$). Даних про відчутність цих землетрусів немає. У жовтні 2000 року за 25 км на схід від міста Новодністровськ (Україна), зареєстровано землетрус із магнітудою 2.6. Упродовж 2001–2005 років на досліджуваній території зареєстровано 9 слабких землетрусів із магнітудою 1.5–2.7. Варто зазначити, що інформація про землетруси взята з каталогів землетрусів за 1984–2018рр., підготовлених та опублікованих Відділом сейсмічності Карпатського регіону Інституту геофізики ім. Суботіна НАН України.

У жовтні 2005 року за 6 км на північний-захід від міста Новодністровськ,

Чернівецької області (48°35'42"N, 27°21'58"E) інстальовано сейсмічну станцію NDNU «Новодністровськ», обладнану магнітоелектричним сейсмоприймачем СМ-3КВ та цифровим комплексом DAS-04 [221]. Станція належить до сейсмічної мережі Карпатського регіону (Україна), яка налічує 20 сейсмічних станцій. На рисунку 6.11 представлена щомісячна кількість зареєстрованих землетрусів у районі Дністровського гідроенергетичного комплексу з жовтня 2005 року по жовтень 2018 року цією станцією.

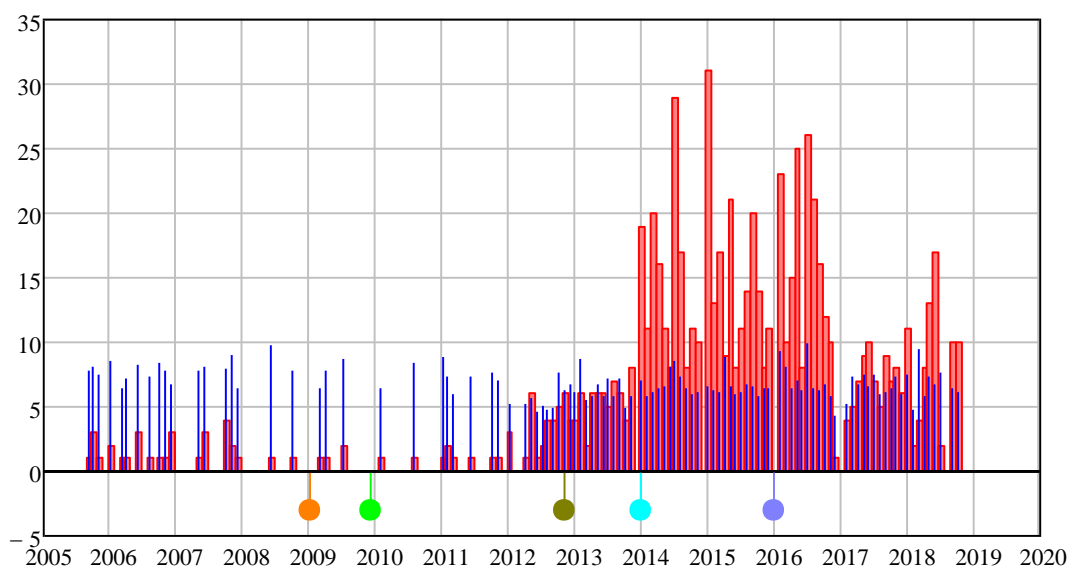


Рисунок 6.11. – Кількість зареєстрованих землетрусів у районі Дністровського гідроенергетичного комплексу з жовтня 2005 року по жовтень 2018 року (■ – землетрус; | – виділена сумарна сейсмічна енергія ΣE в Дж; ● – монтаж та експериментальний пуск першого гідроагрегату; ● – введення в експлуатацію першого гідроагрегату; ● – введення в експлуатацію Дністровського верхнього водосховища по всій площі; ● – монтаж та введення в експлуатацію другого гідроагрегату; ● – монтаж та введення в експлуатацію третього гідроагрегату) [221]

Відповідно до представленого рисунку 6.11 до 2012 року сейсмічною станцією NDNU у середньому за рік реєстрували від 2 до 13 місцевих землетрусів із магнітудою 1.1–3.2. Із середини 2012 року кількість реєстрованих землетрусів

суттєво збільшилася й досягла 36. У 2013 році було зареєстровано 60 місцевих землетрусів. У 2014 відбувся стрибок сейсмічних подій, і було зареєстровано вже 160 місцевих землетрусів. Підвищена сейсмічна активність спостерігалась і в наступних роках, так у 2015 році було зареєстровано 177 місцевих землетрусів, а в 2016 році – 167. Проте у 2017–2018 роках зафіксовано значене зменшення сейсмічної активності: було зареєстровано 77 та 89 місцевих землетрусів відповідно.

Зростання місцевої сейсмічної активності співставлено із техногенними навантаженнями, які відбулися на території Дністровського гідроенергетичного комплексу впродовж досліджуваного періоду через будівництво першої черги Дністровської ГАЕС (див. рис. 6.11). У результаті дослідження виявлено, що монтаж та експериментальний пуск першого гідроагрегату (21 грудня 2008 року), а також введення його в експлуатацію (20 грудня 2009 року) не вплинуло на зміну місцевої сейсмічної активності. Натомість, процес будівництва та введення в експлуатацію Дністровського верхнього водосховища на всій площі (26 жовтня 2012 року) став поштовхом до зростання місцевої сейсмічної активності. Очевидно, зростання частоти сейсмічних подій безпосередньо після значного техногенного втручання, а саме: будівництва та введення в експлуатацію Дністровського верхнього водосховища є проявом наведеної сейсмічності [254, 241]. Відповідно до [24] зростаюча частота сейсмічних подій свідчить про перерозподіл напружено-деформованої складової, яка супроводжується порушенням суцільності (міцності) порід, а подібні процеси є цілком закономірними й відображають реакцію масиву на техногенне втручання.

Ще один стрибок сейсмічних подій, очевидно, спричинив монтаж та введення в експлуатацію другого гідроагрегату (22 грудня 2013 року). А от монтаж та введення в експлуатацію третього гідроагрегату (21 грудня 2015 року) не відобразилися на зміні місцевої сейсмічної активності.

Відзначимо, що незважаючи на різну кількість зафіксованих сейсмічних подій, у кожному місяці їхня виділена сумарна сейсмічна енергія ΣE в Дж практично не відрізняється (див. рис. 6.11). Тобто, інколи відбувається вивільнення сейсмічної енергії серіями слабких землетрусів, а інколи

одноразовими, але відносно сильними землетрусами. Відомо, що величина виділеної сейсмічної енергії залежить від розмірів генеруючого масиву гірських порід. Фундамент у досліджуваному регіоні подрібнений на блоки різної величини, тому й сила землетрусів є пропорційною розмірам генеруючих блоків. Очевидно, це також пов'язано з особливістю накопичення та розрядки напружень у розломних зонах та на межі зіткнення окремих тектонічних блоків.

Відомо, що для визначення епіцентру сейсмічної події необхідно, щоб вона була зареєстрована мінімум трьома сейсмічними станціями. Оскільки сейсмічна станція NDNU знаходиться на окраїні сейсмічної мережі Карпатського регіону, то зона її охоплення перекривається тільки зонами охоплення сейсмічних станцій HORU «Городок» (97.3 км на північний-захід), КМПУ «Кам'янець-Подільський» (66.7 км на захід) та CHRU «Чернівці» (111.5 км на південний-захід). Це призводить до того, що епіцентри землетрусів вдалося визначити тільки для 8.3% сейсмічних подій, зареєстрованих станцією NDNU (рис. 6.12).

Ідентифіковані епіцентри землетрусів, які зареєстровані на даній території, знаходяться в районі, обмеженому Дністровським (з північного сходу), Калинівським (з північного заходу) та Могилів-Подільським (з південного сходу) розломами та концентруються в Бернашівському, Липчанському і Василівському структурних блоках. Очевидно, землетруси відбуваються по всій території досліджень, але через відсутність сейсмічних станцій неможливо визначити їх точні координати. Водночас велика кількість зафіксованих сейсмічних подій мають мінімальну глибину (1–7 км) (див. рис. 6.12б), що вказує на розрядку напруги та активізацію екзогенних процесів (зсуви, обвали, тощо). Оскільки в Передкарпатті (Україна) сучасні геодинамічні процеси носять плікативний характер (пов'язаний з утворенням складок у земній корі), а амплітуди переміщень порівняно незначні (2.0–2.5 мм/рік), то в розломних зонах помічаються кріпові ефекти, а накопичення сейсмічної енергії проходить у зонах напружень фундаменту земної кори. Такі процеси можуть призвести до утворення нових зон місцевої сейсмічної активності.

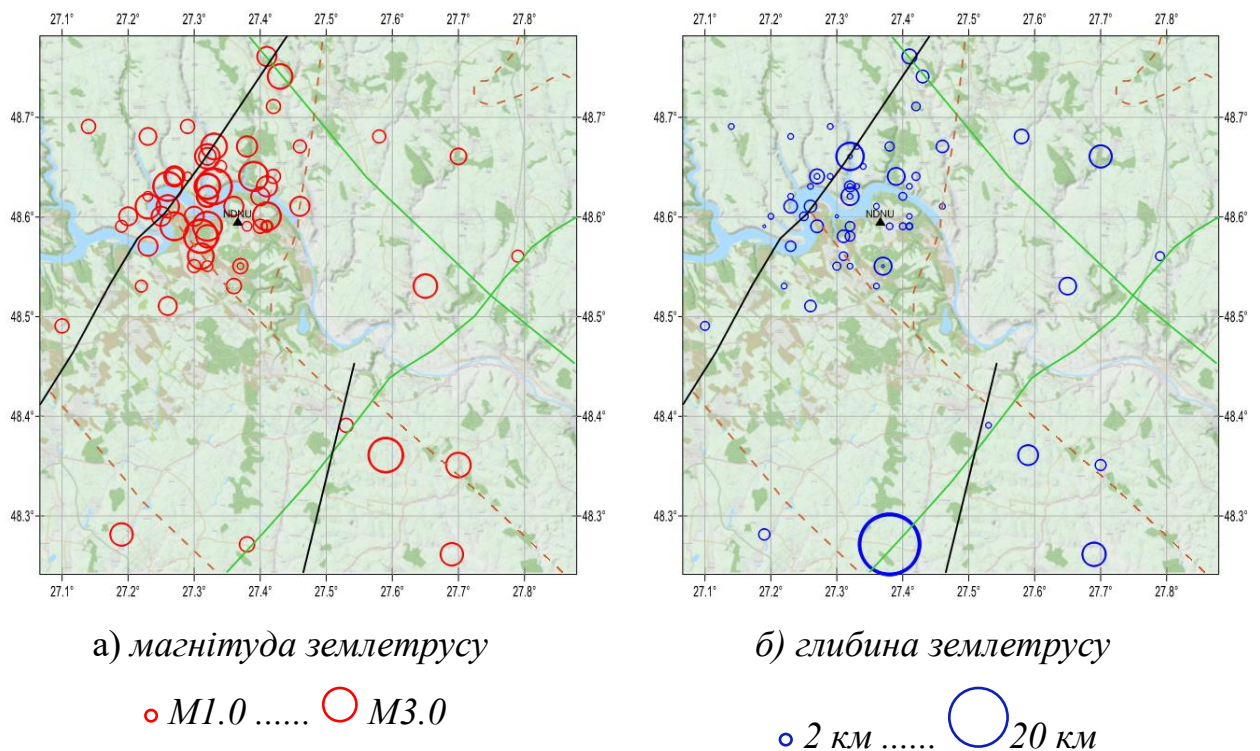


Рисунок 6.12. – Карта епіцентрів землетрусів в районі Дністровського гідроенергетичного комплексу за період з 2005 по 2017 рр. [221]

У 60-х роках минулого століття в районі гідроенергетичного комплексу виконували комплексні дослідження стійкості схилів долини річки Дністер. На основі гравітаційного розподілу напружень у пружному середовищі під тиском (вагою) порід виділено зони концентрації напружень і місця їх розвантаження, але не визначено величини природних напружень [7]. На початку будівництва підземних споруд Дністровської ГАЕС (1986–1988 рр.) проведено визначення природних напружень методом конвергенції (сходження) контурів виробок. Результати геофізичних та геотехнічних досліджень показали, що природні напруження перевищують рівень, визначений вагою покриваючих порід, а горизонтальні напруження в середньому перевищують вертикальні на 70% [22]. У 1987 році по днищу Дністровського верхнього водосховища проведено спеціальні роботи з оцінки розподілу напруженого стану методом реєстрації природних імпульсів електромагнітного поля Землі, які дозволили виділити ділянки підвищених напружень [21]. Максимальна концентрація напружень спостерігалась у верхів'ях і бортах ярів, а також на периферії окремих вапнякових

глиб, відокремлених розломами. При обстеженні дренажного тунелю в 2004 році на ділянці Дністровського схилу ідентифіковані високі значення поляризації сигналів імпульсного електромагнітного випромінювання, які спричинені контактними процесами тертя різновидів порід (вапняки по глинах і піску). Це, очевидно, свідчить про підвищену геодинамічну активність присхилової частини, яка проявляється у вигляді розтягу масиву вапняків – горизонтальними зміщеннями пунктів у сторону найменшого опору (до долини Дністра) та проявляється у відслоненні окремих глиб. Відзначимо, що на фоні зони розтягу спостерігались різкі виблиски інтенсивності імпульсного електромагнітного випромінювання, які відповідали ділянкам перевантаження глиб резервами ґрунтів і насипами дамби [21]. Їх можна пояснити концентрацією напружень через стиск вапнякових глиб. Будівництво та наповнення Дністровського верхнього водосховища сприяло підвищенню рівня стиску (розклинюванню) бортів долини Дністра і, насамперед, вертикальної складової, що призвело до прогину ложа (воронкова депресія), розтягування та збільшення нахилу схилів. Підтвердженням можуть бути бокові зсуви корінних напівскельних порід об'ємом 0.3–0.5 млн. м³, які відбулися на лівому березі Дністра при заповненні водосховища, а також корові землетруси [22]. При цьому зміна напружено-деформованого стану поверхні землі (зона розвантаження) чіткіше проявляється з боку руслового буферного водосховища. Зазначені фактори є доказом існування геоенергетичних зон, або природних зон розрядки тангенціальних напружень, які на контактах літотипів орієнтовані по розломах у північно-західному, північному та північно-східному напрямках. З ними пов'язаний боковий стиск (розтяг) товщі осадових порід та геодинамічні процеси.

6.2.1. Розгортання геодинамічного полігону – опорної ГНСС-мережі Дністровської ГАЕС та проведення ГНСС-вимірювань

У 2003 році для супроводу будівництва та спостереження за деформаціями схилів у районі розташування основних гідроенергетичних споруд створено опорну ГНСС-мережу Дністровської ГАЕС. Закладена мережа складалася з 15

пунктів, умовно поділених на каркасну та робочу мережі, які відповідно налічували 7 та 8 пунктів [24]. Пункти каркасної мережі закладені в корінні породи на глибину більше 10 метрів, а пункти робочої мережі – більше 3 метрів. Геометрична конфігурація пунктів каркасної мережі була прийнята з урахуванням геологічної будови території та відкритості горизонту для застосування ГНСС-вимірювань. Цю мережу можна вважати локальним геодинамічним полігоном. У даний час на досліджуваній території знаходиться 44 пункти опорної ГНСС-мережі [16, 221, 222]. Вигляд опорної ГНСС-мережі Дністровської ГАЕС в 2017 році представлено на рисунку 6.13. Важливо зазначити, що в процесі будівництва Дністровської ГАЕС опорну ГНСС-мережу розширювали і деталізували (рис. 6.14).

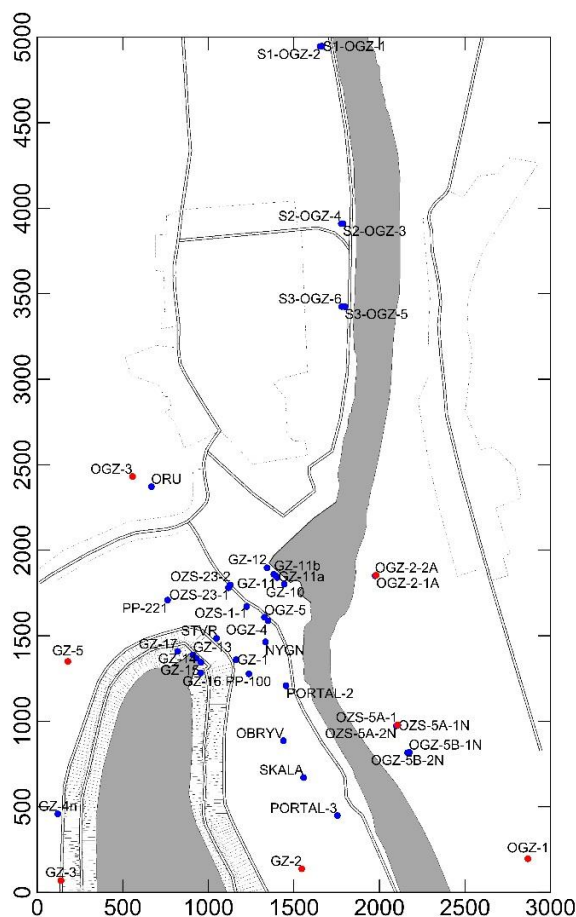


Рисунок 6.13 – Розташування пунктів опорної ГНСС-мережі Дністровської ГАЕС у 2017 році (● – пункти каркасної мережі; ● – пункти робочої мережі) [222]

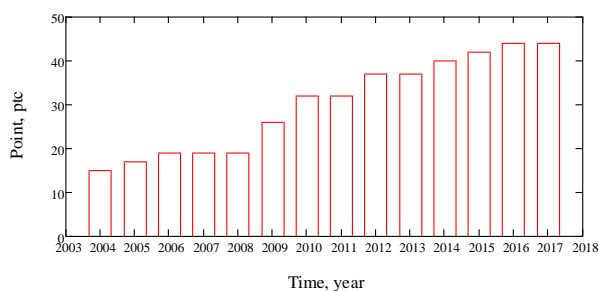


Рисунок 6.14 – Процес деталізації та розширення опорної ГНСС-мережі Дністровської ГАЕС [222]

На всіх пунктах опорної ГНСС-мережі Дністровської ГАЕС передбачено примусове центрування антен ГНСС-приймачів, за винятком двох (ПП-100 та ПП-221), де центрування необхідно виконувати за допомогою оптичного центрира [18, 222, 230].

Опорна ГНСС-мережа є витягнутою у північному напрямку вздовж річки Дністер та охоплює територію приблизно 10 км². Відстані між пунктами знаходяться в межах від 5 до 4 900 метрів. [18, 222, 230].

З 2004 року на пунктах опорної ГНСС-мережі Дністровської ГАЕС проводяться періодичні статичні супутникові вимірювання (сезонними циклами) [18, 24, 221, 222, 230], також на даних пунктах проводяться періодичні цикли високоточного нівелювання [19, 223, 225].

Для опорної ГНСС-мережі Дністровської ГАЕС розроблено спеціальну програму вимірювання векторів та проведення сесій, яка оптимізує конфігурацію розташування приймачів і мінімізує транспортні витрати [23]. Згідно з розробленою програмою для зменшення систематичних похибок у кожному циклі проводиться по 3–4 незалежні сесії вимірювань різними ГНСС-приймачами на кожному пункті опорної ГНСС-мережі. Як результат – загальний час вимірювань на кожному з пунктів у кожному циклі становить близько 18–24 годин. Зауважимо, що один цикл триває 10 днів і проводиться в кінці жовтня / на початку листопада кожного року. Також у 2004, 2005 та 2017 роках проведено по одному додатковому циклу вимірювань на початку травня.

Опрацювання вимірних ГНСС-векторів виконано в програмному забезпеченні Leica GeoOffice Combined (v.8.2). Для опрацювання використовувалася спеціальна стратегія опрацювання даних ГНСС-вимірювань [221] (див. табл. 6.1). У результаті опрацювання результатів вимірювань з використанням програмного забезпечення Leica GeoOffice Combined (v.8.2) та описаної стратегії (див. табл. 6.1), отримано координати пунктів геодинамічного полігону та середньоквадратичні похибки їх визначення (планові в межах 2 мм та висотні в межах 3 мм.).

У даному дослідженні опрацьовано 18 циклів ГНСС-вимірювань і отримано координати пунктів у кожному з них. На основі визначених координат обчислено

горизонтальні зміщення пунктів для кожного циклу вимірювань. На рисунку 6.15 представлено схему векторів горизонтальних зміщень пунктів опорної ГНСС-мережі Дністровської ГАЕС, визначених за весь період вимірювань (2004–2017 роки).

Довжини визначених векторів знаходяться в межах 2–44 мм (див. рис. 6.15), що вказує на різну (нерівномірну) швидкість горизонтальних рухів досліджуваної території [221, 222]. Максимальні горизонтальні зміщення спостерігали у 2009, 2011 та 2013 роках, а мінімальні у 2005, 2006 та 2007 роках. Відзначимо, що в кожному циклі вимірювань значна кількість векторів горизонтальних зміщень коливається в межах 0–2 мм, тобто, не перевищує середню квадратичну похибку їх визначення ± 2 мм [24].

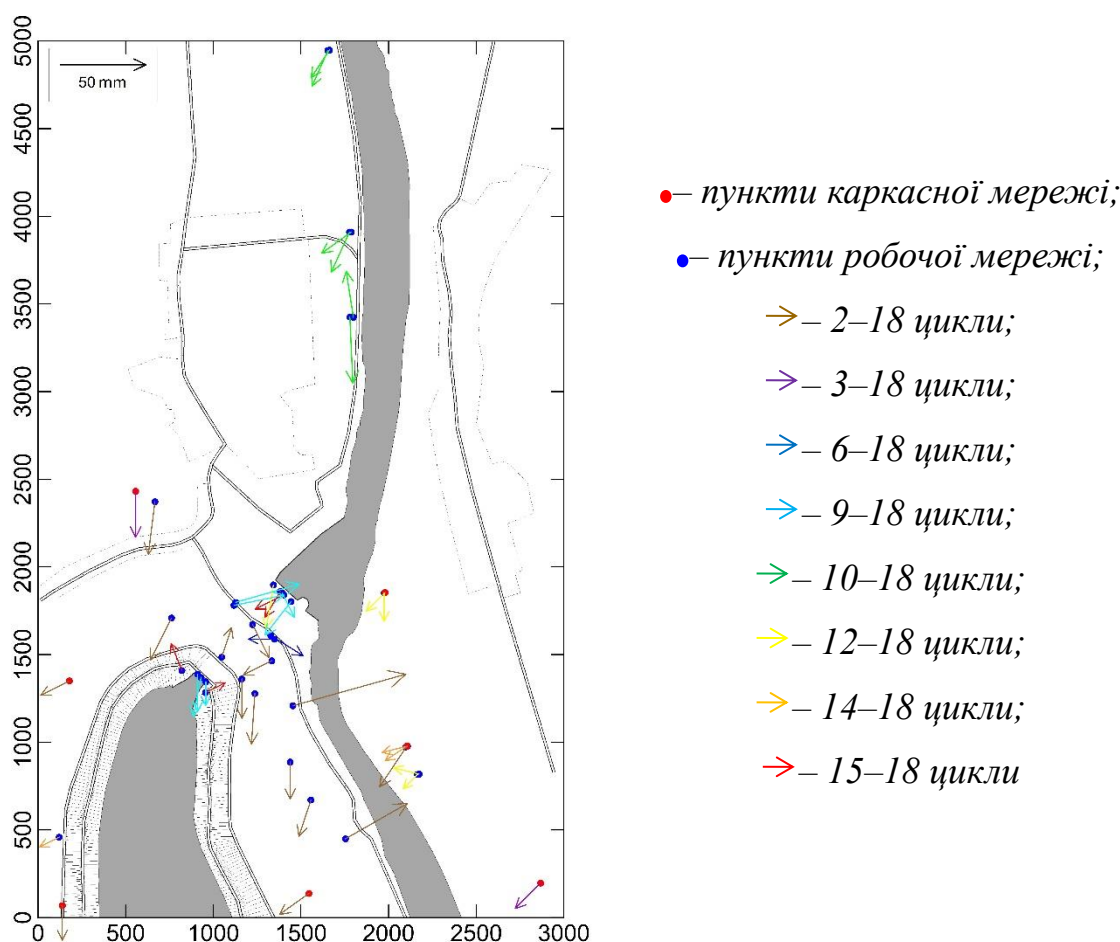


Рисунок 6.15. – Схема векторів горизонтальних зміщень пунктів опорної ГНСС-мережі Дністровської ГАЕС за період 2004–2018 роки [222]

Вектори горизонтальних зміщень пунктів робочої мережі (див. рис. 6.15) мають різні напрямки, проте більша їх частина вказує на південний та південно-західний напрямок руху. Такий самий напрямок руху спостерігається і на всіх пунктах опорної мережі. Південний та південно-західний напрямок руху пунктів, розташованих навколо верхнього водоймища, очевидно, зумовлений штучним навантаженням частини території введенням в експлуатацію верхнього водоймища на всій площі до відмітки 220.5 метрів об'ємом 19.3 млн. м³ (26 жовтня 2012 року). Найінтенсивніші горизонтальні зміщення різних напрямків зафіксовані в зоні будівництва основних споруд.

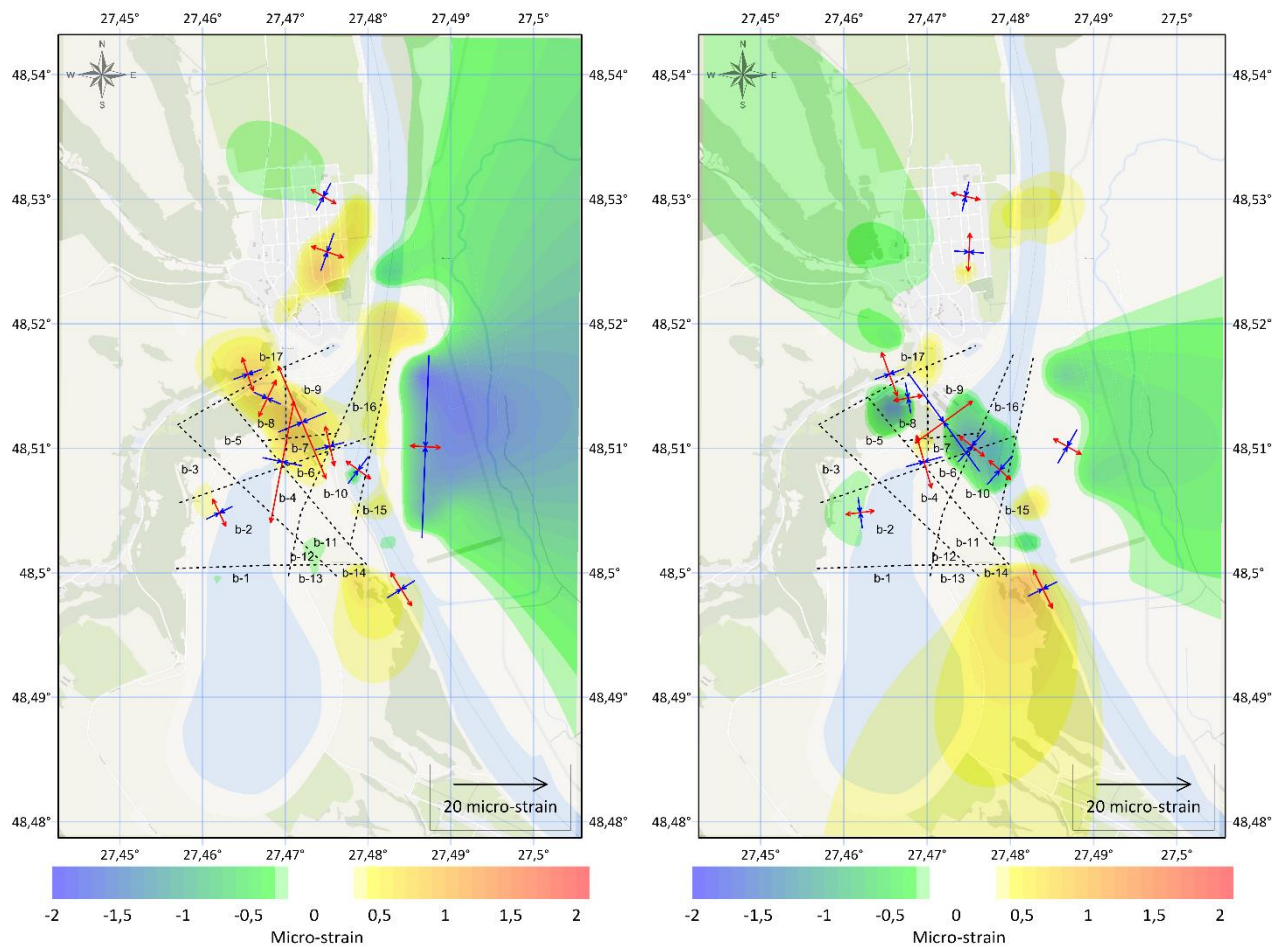
6.2.2. Визначення деформаційних параметрів у межах території

Дністровської ГАЕС

Опорну ГНСС-мережу Дністровської ГАЕС використано для дослідження впливу техногенних факторів на геодинамічну ситуацію в районі Дністровського гідроенергетичного комплексу, а також аналізу її зміни до та після заповнення Дністровського верхнього водосховища. Використовуючи результати ГНСС-вимірювань, виконаних упродовж 2004–2018 років, обчислено вектори горизонтальних зміщень пунктів мережі до (січень 2004 – жовтень 2011рр.) та після (жовтень 2012 – жовтень 2018рр.) заповнення Дністровського верхнього водосховища. Оскільки тривалість циклів вимірювань на пунктах була різною, то виконано перехід від обчислених векторів горизонтальних зміщень пунктів опорної ГНСС-мережі Дністровської ГАЕС до їх середніх швидкостей за період досліджень. Значення обчислених середніх швидкостей є доволі малими та коливаються в межах 0.3–8.8 мм/рік до та 0.3–4.1 мм/рік після заповнення Дністровського верхнього водосховища [221]. Зазначимо, що до заповнення водосховища значна частина пунктів (34%) мала південно-західний напрямок руху, натомість, після заповнення водосховища кількість пунктів із південно-західним напрямком руху збільшилась до 43%, а також з'явилась велика група пунктів (39%) із південно-східним напрямком руху. Зміна напрямку руху пунктів, очевидно, обумовлена штучним навантаженням частини території введенням в

експлуатацію Дністровського верхнього водосховища. Також зміна напрямку руху пунктів підтверджує припущення [5], що територія досліджень розміщена в зоні, де відбувається зміна знаку сучасних тектонічних рухів.

Значення швидкостей горизонтальних зміщень використано для побудови просторового розподілу поля швидкостей дилатації земної поверхні досліджуваного району до та після заповнення Дністровського верхнього водосховища (рис. 6.16).



а) до заповнення верхнього водосховища

б) після заповнення верхнього водосховища

Рисунок 6.16. – Просторовий розподіл поля швидкостей дилатації земної поверхні в регіоні Дністровської ГАЕС до та після заповнення Дністровського верхнього водосховища (... – основні зони розломів другого та третього порядків [22]; b-1 ... b-16 – тектонічні блоки; →← – осі деформацій стиску; ←→ – осі деформацій розтягу) [221]

Зазначимо, що для уникнення спотворення результатів стабільними вважали всі зони, у яких значення швидкостей дилатації земної поверхні були в межах ± 0.2 стрейн/рік. Точність параметра дилатації знаходиться в межах ± 0.03 стрейн/рік.

У результаті аналізу розподілу швидкостей дилатації (див. рис. 6.16) виявлено місця екстремальних значень стиснення (більше 0.2 стрейн/рік) та розширення (менше -0.2 стрейн/рік), що свідчить про підвищену геодинамічну активність регіону. Екстремальні значення дилатації зафіксовано на південно-східному та східному схилах Дністровського верхнього водосховища (блоки 6, 7, 8, 10, 17 та 14, 15), а також у районі будівництва основних споруд Дністровської ГАЕС (блоки 9, 10 та 16). [221]

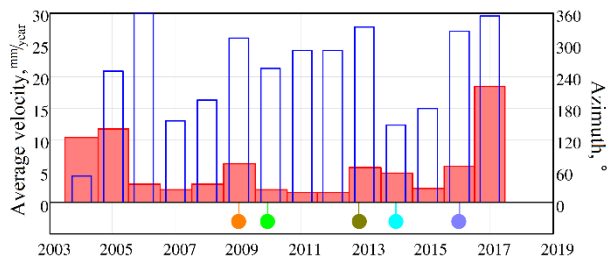
До заповненням Дністровського верхнього водосховища автор виділяє дві зони розширення й одну зону стиснення. Діапазон швидкості дилатації першої зони розширення (блоки 6, 7, 8, 9, 17 і 16) змінюється від 0.35 до 0.91 стрейн/рік. Діапазон швидкості дилатації другої зони розширення (блок 14) змінюється від 0.29 до 0.69 стрейн/рік. Осі розширення цих зон мають субмеридіанний напрямок. Діапазон дилатації зони стиснення (весь лівий уступ Дністра) коливається від -0.21 до -1.93 стрейн/рік. Зона характеризується стисненням у субмеридіанному напрямку. [221]

Після заповнення Дністровського верхнього водосховища виділено одну зону розширення й чотири зони стиснення. Діапазон швидкості дилатації зони розширення (блок 14) змінюється від 0.30 до 1.06 стрейн/рік. Осі розширення цієї зони мають субмеридіанний напрямок. Діапазон швидкості дилатації першої зони стиснення (блок 8) змінюється від -0.25 до -1.34 стрейн/рік. Діапазон швидкості дилатації другої зони стиснення (блоки 2 і 3) змінюється від -0.21 до -0.26 стрейн/рік. Діапазон швидкості дилатації третьої зони стиснення (блоки 6, 7, 9, 10 і 16) змінюється від -0.21 до -1.25 стрейн/рік. Діапазон швидкості дилатації четвертої зони стиснення (лівий уступ Дністра) коливається від -0.21 до -0.83 стрейн/рік. Виділені зони також характеризуються стисненням у субмеридіанному напрямку. [221]

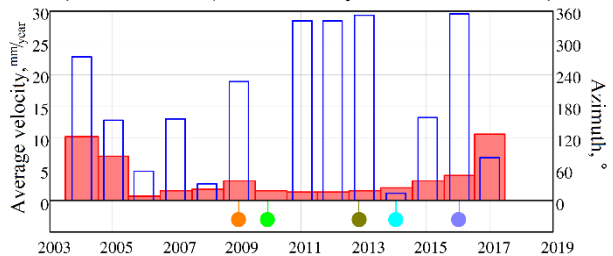
Перед заповненням Дністровського верхнього водосховища, на схилі та в районі забудови основних споруд чітко простежуються процеси стиснення, які, очевидно, зумовлені штучним розвантаженням масиву виїмками ґрунту у водосховищі, підземними роботами та відкачуванням води. Натомість, після заповнення Дністровського верхнього водосховища простежується зміна знаку дилатації, тому на схилі та в зоні забудови основної споруди переважають процеси розширення, які, очевидно, зумовлені прогином поверхні й збільшенням нахилу схилу через підсипання.

Для демонстрації впливу техногенних чинників на геодинамічну ситуацію в регіоні Дністровської ГАЕС на рисунку 6.17 додатково представлені середні швидкості та азимути зміщень пунктів, які характеризують найбільш активні блоки впродовж досліджуваного періоду. Головною перевагою порівняння середніх (річних) значень є повне усунення сезонних впливів.

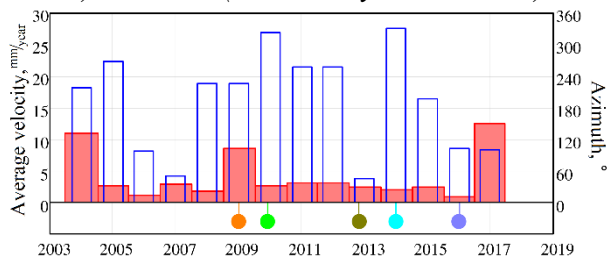
Аналізуючи представлені графіки (див. рис. 6.17), можемо помітити, що загалом існує тісний зв'язок між екстремальними значеннями середніх швидкостей зміщень пунктів і техногенним навантаженням, яке виникло за рахунок будівництва першої черги Дністровської ГАЕС. Наприклад, спостерігається збільшення значень середніх швидкостей зміщень пунктів практично на всіх блоках після монтажу та експериментального пуску першого гідроагрегату (21.12.2008 р.), а також після введення в експлуатацію Дністровського верхнього водосховища по всій площі (26.10.2012 р.). Проте введення в експлуатацію першого гідроагрегату (20.12.2009 р.) та монтаж і введення в експлуатацію другого гідроагрегату (22.12.2013 р.) призвели до зменшення значень середніх швидкостей зміщень пунктів. Наведені дані свідчать про те, що надзвичайно потужний вплив на геодинамічну ситуацію в районі Дністровської ГАЕС спричинив монтаж і введення в експлуатацію третього гідроагрегату. З цієї причини значення середніх швидкостей зміщення пунктів зросли в кілька разів у всіх блоках і майже не зменшувалися в наступних циклах.



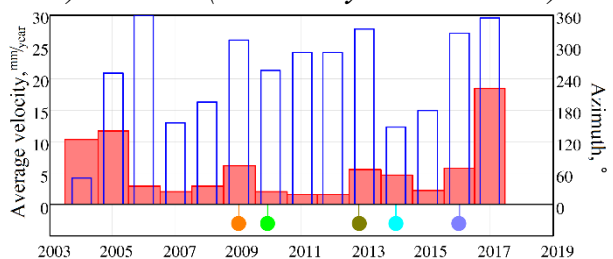
a) Блок-6 (ГНСС-пункт PP-100)



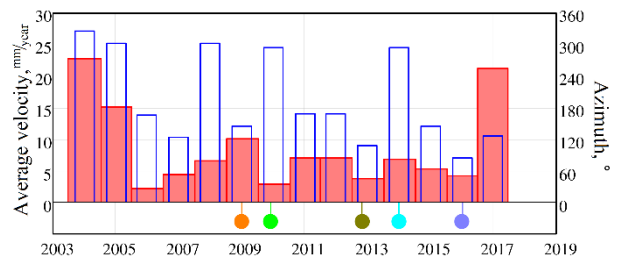
b) Блок-7 (ГНСС-пункт STVR)



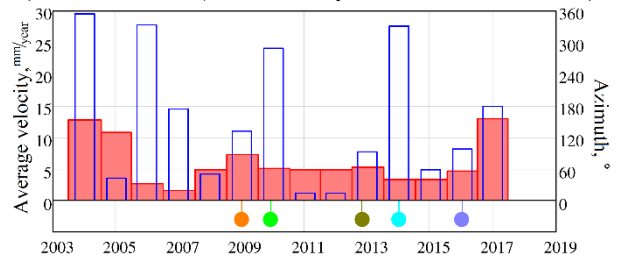
c) Блок-8 (ГНСС-пункт PP-221)



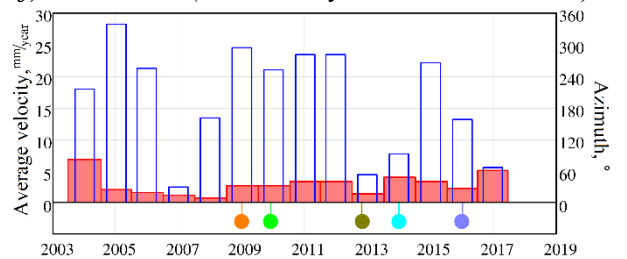
d) Блок-9 (ГНСС-пункт OZS-1-1)



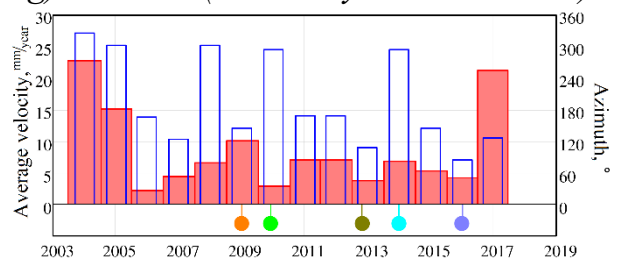
e) Блок -10 (ГНСС-пункт PORTAL-2)



f) Блок-14 (ГНСС-пункт PORTAL-3)



g) Блок-15 (ГНСС-пункт OZS-23-1)



h) Блок-17 (ГНСС-пункт ORU)

Рисунок 6.17. – Середні швидкості та азимуті переміщення ГНСС-пунктів, які характеризують переміщення 6, 7, 8, 9, 10, 14, 15 та 17 (■ – середня горизонтальна швидкість; □ – азимут; ● – монтаж та експериментальний пуск першого гідроагрегату; ● – введення в експлуатацію першого гідроагрегату; ● – введення в експлуатацію Дністровського верхнього водосховища по всій площі; ● – монтаж та введення в експлуатацію другого гідроагрегату; ● – монтаж та введення в експлуатацію третього гідроагрегату [221]

Зазначимо, що в перших чотирьох циклах спостерігаються великі значення середніх швидкостей зміщення пунктів, але оскільки вони мають тенденцію до

затухання, то, на нашу думку, це пов'язано з тривалим періодом стабілізації схилу після монтажу нового обладнання. Отримані значення азимутів зміщення пунктів не мають такого чіткого зв'язку з основними етапами будівництва першої черги Дністровської ГАЕС, але їх періодичні зміни, очевидно, також є причиною впливу техногенних факторів.

Висновки до Розділу 6

1. Проведено моніторинг регіональних природних деформаційних процесів у межах тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера (Антарктида) на основі даних, отриманих автором у рамках проведених ГНСС-кампаній. Виявлено, що в регіоні розлому протоки Пенола – каналу Лемера відбуваються активні сучасні локальні геодинамічні процеси. Значення обчислених швидкостей горизонтальних зміщень є різнонаправлені та знаходяться в межах від 0.3 до 1.8 мм/рік, а значення швидкостей вертикальних зміщень – від –2.7 до 2.4 мм/рік.

2. У регіоні розлому протоки Пенола – каналу Лемера виділено дві основні зони прояву екстремальних значень розтягу й три основні зони прояву екстремальних значень стиску, а також одну зону опускання території, які, очевидно, виникли в результаті активних тектонічних процесів. Найактивніші сучасні локальні геодинамічні процеси зафіксовано в районі острова Ірізар. Запропоновано нову кінематичну модель розлому протоки Пенола – каналу Лемера, яка побудована на основі аналізу даних ГНСС-вимірювань, виконаних упродовж 2003–2019 років. Зазначимо, що дана модель суттєво відрізняється від попередньої [9].

3. Проведено моніторинг локальних техногенних деформаційних процесів території Дністровської ГАЕС на основі даних, отриманих автором у рамках проведених ГНСС-кампаній. Виявлено, що сучасні локальні горизонтальні рухи в районі Дністровського гідроенергетичного комплексу мають нерівномірний пусьсаційний знакозмінний характер. Це призводить до виникнення зон прояву екстремальних значень стиску та розтягу, які здебільшого змінили знак на протилежний після наповнення Дністровського верхнього водосховища.

4. Район Дністровського гідроенергетичного комплексу має складну тектоніко-геологічну будову, ускладнену поперечними розломами північно-східного простягання і розглядається як серія малоамплітудних розломів, які розбивають фундамент на дрібні блоки. Представлені зони розломів чітко узгоджуються з епіцентрами зареєстрованих місцевих землетрусів. Виявлено, що зростання сейсмічної активності пов'язане з наповненням Дністровського верхнього водосховища. З огляду на це Дністровський гідроенергетичний комплекс можна вважати одним із об'єктів, де зафіксовано явище наведеної сейсмічності.

ВИСНОВКИ

Результати теоретичних і експериментальних досліджень виконаних у дисертаційній роботі дали можливість вирішити важливу науково-технічну проблему розроблення диференціації кінематики тектонічних структур за даними проведених та вільно доступних ГНСС-вимірювань, шляхом розроблення нових та удосконалення існуючих методик та алгоритмів, які дають змогу удосконалити процес диференціації у глобальному, регіональному та локальному масштабах для забезпечення кращого розуміння сучасних геодинамічних процесів. Проведені дослідження та отримані результати є важливими для геодезії, геодинаміки та суміжних дисциплін зокрема для прогнозування сучасних геодинамічних процесів, уточнення існуючих та розроблення нових систем координат, а також моніторингу деформаційних процесів. Головні наукові та практичні результати цих досліджень можна сформулювати наступним чином:

1. Удосконалено методику визначення сучасних ротаційних параметрів тектонічних плит на основі даних ГНСС-вимірювань. На основі удосконаленої методики визначено сучасні ротаційні параметри основних тектонічних плит, отримані значення характеризуються покращенням точності до 70% у порівнянні з відомими моделями, через урахування безперервності та рівномірності розподілу ГНСС-вимірювань упродовж спостережень.

2. Уточнено модель сучасних рухів основних тектонічних плит для періоду 2002–2021 років у системі координат ITRF2014/IGS14, яка охоплює 92.59% поверхні Землі та забезпечує можливість прогнозування руху тектонічних плит з точністю до 20 мм. Визначено, що загалом здобуті значення добре узгоджуються з відомими моделями рухів тектонічних плит, особливо з ITRF2014.

3. Розроблено методику визначення сучасних значень динамічних параметрів тектонічних плит на основі опрацювання часових рядів щоденних розв'язків перманентних ГНСС-станцій, а також інформації про товщину та розподіл густини шарів земної кори, отриманої із моделі CRUST1.0. Апробацію розробленої методики виконано на прикладі визначення динамічних параметрів

основних тектонічних плит. Виявлено, що точність визначення динамічних параметрів становить менше 5.5% від значення цих параметрів.

4. Оцінено просторово-часові взаємозв'язки між розподілом ротаційних та динамічних параметрів основних тектонічних плит і нерівномірністю обертання Землі. Підтверджено, що Тихоокеанська та Австралійська тектонічні плити фактично задають динаміку всіх сучасних рухів основних тектонічних плит.

5. Інсталювано та введено в дію першу українську перманентну ГНСС-станцію в Антарктиді – ASAV біля Української антарктичної станції «Академік Вернадський». Дані її вимірювань використано для уточнення параметрів сучасних геодинамічних процесів у межах Антарктичної тектонічної плити. Підтверджено, що вектори швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій у межах Антарктичної тектонічної плити мають ротаційний характер (за годинниковою стрілкою).

6. Уточнено параметри сучасних геодинамічних процесів у межах Африканської системи тектонічних плит за період 2002–2021 років шляхом урахування сезонності деформаційних процесів. Підтверджено, що вектори швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій у межах Африканської системи тектонічних плит мають північно-східний напрямок. Африканська система тектонічних плит характеризується доволі складною динамікою деформаційних процесів, яка представлена конвергентними та дивергентними процесами.

7. Отримано параметри сучасних регіональних природних геодинамічних процесів у межах тектонічного розлому протоки Пенола – каналу Лемера, на основі проведених автором періодичних (сезонних) ГНСС-кампаній та запропоновано нову кінематичну модель регіону.

8. Отримано параметри сучасних локальних техногенних геодинамічних процесів у межах території Дністровської ГАЕС на основі, проведених автором періодичних (сезонних) ГНСС-кампаній. Підтверджено, що Дністровський гідроенергетичний комплекс можна вважати одним із об'єктів, де зафіксовано явище наведеної сейсмічності.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бажан, М. П. (Ed.). (1959). Українська радянська енциклопедія.
2. Бахмутов, В. Г. (1998). Геологический обзор архипелага Аргентинские острова и прилегающей территории Антарктического полуострова. *Бюлл. УАЦ*, (2), 77-84.
3. Бахмутов, В. Г. (2006). Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезо-кайнозой: современные представления. *Український антарктичний журнал*, (4-5), 52-63.
4. Бахмутов, В., Богілло, В., Митрохин, О., Накалов, Є., Отруба, Ю., Пішняк, Д., Савчин, І., Шило, Є. (2019, Квітень). Геолого-геофізичні дослідження під час сезону у 24-й УАЕ: попередні результати і перспективи. *В збірнику статей ІХ Міжнародної антарктичної конференції*.
5. Вербицький, С. Т., Сапужак, І. Я., Пронишин, Р. С., Стасюк, А. Ф., & Вербицький, Ю. Т. (2007). Система сейсмічного моніторингу району Дністровської ГАЕС: Матеріали науч. конф. «Уроки и следствия сильных землетрясений (к 80-летию разрушительных землетрясений в Крыму)», 2007 г., г. Ялта. *Симферополь: Изд. КЭС АР Крым*, 64-69.
6. Геологічна карта України, Масштаб 1:200 000. Волино-Подільська серія, М-35-XXVIII (Бар), М35-XXXIV (Могилів-Подільський). 2008. Пояснювальна записка
7. Золотарёв, Г. (1983). *Проблемы инженерной геологии ГАЭС и водоемов с нестационарным экваториальным режимом (исследователи на Среднем Днестре)*. МГУ, Москва. с266.
8. Круглов, С. С. (Ed.). (1986). *Тектоника Украинских Карпат: Объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат: Масштаб 1: 200000*. УкрНИГРИ.
9. Кульчицький, А.Я., Третяк, К.Р., Голубінка, Ю.І. (2010). Деталізована геодинамічна модель розлому Пенола (Антарктичний півострів) на основі геодезичних вимірів та геолого-геофізичних даних. *Геодинаміка*, (9), 5-9.
10. Лобковский, Л. И. (1988). *Геодинамика зон спрединга, субдукции и*

двухъярусная тектоника плит. Федеральное государственное унитарное предприятие Академический научно-издательский, производственно-полиграфический и книгораспространительский центр Наука. с.251.

11. Ломпас, О. В., Яхторович, Р. І., & Савчин, І. Р. (2016). Дослідження добового руху ГНСС-станції BRGN. *Геодинаміка*. І (20), с.21-31, <https://doi.org/10.23939/JGD2016.01.021>

12. Марченко, О. М., Третяк, К. Р., Кульчицький, А. Я., Голубінка, Ю. І., Марченко, Д. О., Третяк, Н. П. (2012). Дослідження гравітаційного поля, топографії океану та рухів земної кори в регіоні Антарктики. Львів, Видавництво Львівської політехніки, 306.

13. Марченко, О. М., Третяк, К. Р., Ярема, Н. П., Джуман, Б. Б., & Сідоров, І. С. (2012). Поле лінійних швидкостей та рухи земної кори у регіоні Південно-Східної Європи. *Геодинаміка*, 2 (13), 18-27. <https://doi.org/10.23939/jgd2012.02.018>

14. Медведев, С. В., Шпонхойер, В., & Карник, В. (1965). Шкала сейсмической интенсивности MSK-64.

15. *Прикладной потребительский центр ГЛОНАСС.* (б. д.). Прикладной потребительский центр ГЛОНАСС. <https://glonass-iac.ru/>

16. Савчин, І. Р., & Дума, М. В. (2016). Оптимізація опорної ГНСС-мережі Дністровської ГАЕС. *Геодезія, картографія і аерофотознімання*, 17-24. <https://doi.org/10.23939/istcgcap2016.02.017>

17. Савчин, І., (2022). Визначення сучасних ротаційних параметрів Євразійської плити на основі ГНСС-даних. *Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва*, 2(44), с.42-48. <https://doi.org/1819-1339-2-44-42-48>

18. Савчин, І., Вовк, А., & Васьковець, С. (2016, Грудень). Дослідження динаміки горизонтальних рухів території Дністровської ГАЕС за даними ГНСС-спостережень (2004-2015 рр.). *В збірнику статей GeoTerrace-2016*, с.35-39

19. Савчин, І., Данилів, Н., Зигар, А., Романовський, А., (2018, Грудень). Дослідження динаміки вертикальних рухів земної поверхні в районі Дністровської ГАЕС впродовж 1999-2018 років. *В збірнику статей GeoTerrace-2018*, с. 5-6

20. Савчин, І., Романовський, А., Данилів, Н. (2018, Грудень). Дослідження горизонтальних рухів земної кори архіпелагу Аргентинські острови (Антарктида) впродовж 2003-2018 років. *В збірнику статей GeoTerrace-2018*, с. 96-99
21. Сарнавський, В. & Рудко, Г. (1999). Наукові основи обґрунтування техногенно-природних ризиків у зв'язку з протифільтраційним захистом дна водойми. *Вісник ДУ «Львівська політехніка»*, 2, 303-309.
22. Сарнавський, В., & Овсянніков, М. (2005). Тектонічна структура і геодинамічний режим масивів порід у зоні взаємодії з гідротехнічними спорудами ГЕС і ГАЕС (на прикладі Дністровського комплексного гідровузла). *Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва*, 2, с. 193-206.
23. Сідоров, І. С., & Третяк, К. Р. (2012). Сумісне опрацювання супутникових і наземних геодезичних вимірів високоточної мережі будівництва Дністровської ГАЕС. *Вісник геодезії та картографії*, 78(3), 6-9.
24. Сідоров, І. С., Перій, С. С., & Сарнавський, В. Г. (2015). Визначення рухів земної поверхні в районі дністровської ГАЕС супутниковими та наземними геодезичними методами. *Геодинаміка*, (2), 15-25. <https://doi.org/10.23939/jgd2015.02.015>
25. Третяк, К. Р., & Вовк, А. І. (2014). Результати визначення горизонтальних деформацій земної кори Європи за даними ГНСС-спостережень та їх зв'язок з тектонічною будовою. *Геодинаміка*, (1), 21-33. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.01.021>
26. Третяк, К. Р., & Голубінка, Ю. І. (2006). Оцінка та диференціація рухів земної кори Антарктиди. *Український антарктичний журнал*, 4-5.
27. Третяк, К. Р., & Романюк, В. В. (2014). Дослідження взаємозв'язку між сучасними вертикальними зміщеннями земної кори і сейсмічною активністю Європи. *Геодинаміка*, (1), 7-20.
28. Третяк, К. Р., Романишин, І. Б., & Голубінка, Ю. І. (2002). До питання визначення ексцентриситету фазового центра антени GPS-приймача. *Геодезія, картографія і аерофотознімання. – Львів. – 2002. – Вип, 62*, 87-96.
29. *Укргідроенерго - провідна гідроенергуюча компанія в Україні | Укргідроенерго.* (б. д.). Укргідроенерго. <https://uhe.gov.ua>
30. Хайн, В., & Полетаев, А. (2007). Ротационная тектоника Земли. *Наука в*

Pocuu, (6), 14-14.

31. *AFREF Reference Station Network*. (6. д.). AFREF Reference Station Network. <http://afrefdata.org/>

32. Alexandrow, C. (2008). The story of GPS. *Defense Advanced Research Projects Agency (DARPA)(ed.) DARPA*, 50.

33. Alothman, A. O., & Schillak, S. (2014). Recent results for the Arabian plate motion using satellite laser ranging observations of Riyadh SLR station to LAGEOS-1 and LAGEOS-2 satellites. *Arabian journal for science and engineering*, 39, 217-226. <https://doi.org/10.1007/s13369-013-0823-7>

34. Altamimi, Z., Collilieux, X., Legrand, J., Garayt, B., & Boucher, C. (2007). ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *Journal of Geophysical Research*, 112(B9). <https://doi.org/10.1029/2007jb004949>

35. Altamimi, Z., Métivier, L., & Collilieux, X. (2012). ITRF2008 plate motion model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B7), n/a–n/a. <https://doi.org/10.1029/2011jb008930>

36. Altamimi, Z., Métivier, L., Rebischung, P., Collilieux, X., Chanard, K., & Barnéoud, J. (2023). ITRF2020 plate motion model. *Geophysical Research Letters*, 50(24), e2023GL106373. <https://doi.org/10.1029/2023GL106373>

37. Altamimi, Z., Métivier, L., Rebischung, P., Rouby, H., & Collilieux, X. (2017). ITRF2014 plate motion model. *Geophysical Journal International*, 209(3), 1906–1912. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx136>

38. Altamimi, Z., Rebischung, P., Collilieux, X., Métivier, L., & Chanard, K. (2023). ITRF2020: An augmented reference frame refining the modeling of nonlinear station motions. *Journal of Geodesy*, 97(5), 47. <https://doi.org/10.1007/s00190-023-01738-w>

39. Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L., & Collilieux, X. (2016). ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8), 6109–6131. <https://doi.org/10.1002/2016jb013098>

40. Altamimi, Z., Sillard, P., & Boucher, C. (2002). ITRF2000: A new release of the

International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10), ETG 2-1-ETG 2–19. <https://doi.org/10.1029/2001jb000561>

41. Amante, C., & Eakins, B. W. (2009). ETOPO1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 pp, <https://doi.org/10.7289/V5C8276M>

42. Andritsanos, V. D., Arabatzi, O., Gianniou, M., Pagounis, V., Tziavos, I. N., Vergos, G. S., & Zacharis, E. (2016). Comparison of various GPS processing solutions toward an efficient validation of the Hellenic vertical network: the ELEVATION project. *Journal of Surveying Engineering*, 142(1), 04015007. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)SU.1943-5428.0000164](https://doi.org/10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000164)

43. Argus, D. F., & Gordon, R. G. (1991). No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1. *Geophysical Research Letters*, 18(11), 2039–2042. <https://doi.org/10.1029/91gl01532>

44. Argus, D. F., & Gordon, R. G. (1996). Tests of the rigid-plate hypothesis and bounds on intraplate deformation using geodetic data from very long baseline interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B6), 13555–13572. <https://doi.org/10.1029/95jb03775>

45. Argus, D. F., & Heflin, M. B. (1995). Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System. *Geophysical Research Letters*, 22(15), 1973–1976. <https://doi.org/10.1029/95gl02006>

46. Argus, D. F., Gordon, R. G., & DeMets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(11), n/a–n/a. doi:10.1029/2011gc003751

47. Atanasova, M., Georgiev, I., & Chapanov, Y. (2018). Global tectonic plate motions from slr data processing. *University of Architecture Civil Engineering and Geodesy: Sofia, Bulgaria*, 51, 109-114.

48. Bakhmutov, V., Gladkochub, D., & Shpyra, V. (2013). Age position, geodynamic specifics and paleomagnetism of intrusive complexes of the western coast of the Antarctic Peninsula. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 35(3), 3-30. <https://doi.org/10.24028/>

gzh.0203-3100.v35i3.2013.116387

49. Barker, P. F. (1982). The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest–trench interactions. *Journal of the Geological Society*, 139(6), 787-801. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.6.0787>

50. Bastos, L., Bos, M., & Fernandes, R. M. (2010). Deformation and Tectonics: Contribution of GPS Measurements to Plate Tectonics—Overview and Recent Developments. *Sciences of Geodesy-I: Advances and Future Directions*, 155-184. https://doi.org/10.1007/978-3-642-11741-1_5

51. Beard, J. (50). Years of Bridging the Gap,“. *Darpa's Bio-Revolution*”, *DARPA*, 155-161.

52. *BeiDou Navigation Satellite System*. (б. д.). BeiDou Navigation Satellite System. <http://en.beidou.gov.cn/>

53. Bell, R. E., Blankenship, D. D., Finn, C. A., Morse, D. L., Scambos, T. A., Brozena, J. M., & Hodge, S. M. (1998). Influence of subglacial geology on the onset of a West Antarctic ice stream from aerogeophysical observations. *Nature*, 394(6688), 58–62. <https://doi.org/10.1038/27883>

54. *Bernese GNSS Software*. (б. д.). Bernese GNSS Software. <https://www.bernese.unibe.ch/>

55. Bettinelli, P., Avouac, J. P., Flouzat, M., Jouanne, F., Bollinger, L., Willis, P., & Chitrakar, G. R. (2006). Plate motion of India and interseismic strain in the Nepal Himalaya from GPS and DORIS measurements. *Journal of Geodesy*, 80, 567-589. <https://doi.org/10.1007/s00190-006-0030-3>

56. Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr, R., Dalziel, I., Caccamise, D., Sasgen, I., ... & Raleigh, D. (2009). Geodetic measurements of vertical crustal velocity in West Antarctica and the implications for ice mass balance. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(10). <https://doi.org/10.1029/2009GC002642>.

57. Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). <https://doi.org/10.1029/2001gc000252>

58. Blewitt G., Lavallée D., Clarke P., Nurutdinov K. (2001): A new global mode of Earth deformation: seasonal cycle detected. *Science*, 294(5550): 2342–2345, <https://doi.org/10.1126/science.1065328>.

59. Blewitt, G., W. C. Hammond, & C. Kreemer (2018), Harnessing the GPS data explosion for interdisciplinary science, *Eos*, 99, <https://doi.org/10.1029/2018EO104623>.
60. Bock, Y., Nikolaidis, R. M., de Jonge, P. J., & Bevis, M. (2000). Instantaneous geodetic positioning at medium distances with the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28223-28253.
61. Boucher, C., Altamimi, Z., Sillard, P., & Feissel-Vernier, M. (2004). *The ITRF2000* (Vol. 31, p. 1)..
62. Bowin, C. (2010). Plate tectonics conserves angular momentum. *eEarth*, 5(1), 1-20.
63. Brown, A. (1989). Extended differential GPS. *Navigation*, 36(3), 265-285.
64. Brown, W. K., & Wohletz, K. H. (2007). SFT and the Earth's Tectonic Plates. Los Alamos National Laboratory. Retrieved, 2.
65. Calais, E., Han, J. Y., DeMets, C., & Nocquet, J. M. (2006). Deformation of the North American plate interior from a decade of continuous GPS measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B6), n/a–n/a. <https://doi.org/10.1029/2005jb004253>
66. *Carlson Software*. (б. д.). Carlson Software. <https://www.carlsonsw.com/product/carlson-surveygnss>
67. Cavazza, W. (2004). *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle: The Mediterranean Region from Crust to Mantle: Geological and Geophysical Framework of the Mediterranean and the Surrounding Areas*. Springer Science & Business Media.
68. Chase, C. G. (1972). The N Plate Problem of Plate Tectonics. *Geophysical Journal International*, 29(2), 117–122. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1972.tb02202.x>
69. Chorowicz, J. (2005). The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3), 379–410. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019>
70. Christodoulidis, D. C., Smith, D. E., Kolenkiewicz, R., Klosko, S. M., Torrence, M. H., & Dunn, P. J. (1985). Observing tectonic plate motions and deformations from satellite laser ranging. *Journal of geophysical research: solid earth*, 90(B11), 9249-9263.
71. Collilieux X., Altamimi Z., Coulot D., Ray J., Sillard P. (2007): Comparison of

very long baseline interferometry, GPS, and satellite laser ranging height residuals from ITRF2005 using spectral and correlation methods. *J. Geophys. Res.*, 112, B12403, <https://doi.org/10.1029/2007jb004933>.

72. Cox, A., & Hart, R. B. (1991). Plate tectonics: How it works. Blackwell Scientific Publications. Inc., Boston, 63– 84.

73. Crétaux, J. F., Soudarin, L., Cazenave, A., & Bouillé, F. (1998). Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B12), 30167-30181.

74. Cronin, V.S., and Resor, P.G., (2021). Primer on infinitesimal strain analysis in 1, 2 and 3-D : accessible via https://croninprojects.org/Vince/Geodesy/GPS_Strain_Primer-20210613.pdf

75. Cronin, V.S., and Resor, P.G., 2021, Algorithm for triangle-strain analysis: accessible via <https://croninprojects.org/Vince/Geodesy/TriangleStrainAlgorithm-20211220.docx>

76. Cunningham, A. P., Larter, R. D., Barker, P. F., Gohl, K., & Nitsche, F. O. (2002). Tectonic evolution of the Pacific margin of Antarctica 2. Structure of Late Cretaceous-early Tertiary plate boundaries in the Bellingshausen Sea from seismic reflection and gravity data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B12), EPM 6–1–EPM 6–20. <https://doi.org/10.1029/2002jb001897>

77. Curtis, R. (1966). The petrology of the Graham coast, Graham Land (Vol. 50). British Antarctic Survey.

78. Dach, R., & Walser, P. (2015). Bernese GNSS Software Version 5.2.

79. d'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M. O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., ... & Gente, P. (2005). Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. *Geophysical Journal International*, 160(3), 869-890.. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2005.02524.x>

80. Delaunay B. *Sur la sphère vide, Izvestia Akademii Nauk SSSR, Otdelenie Matematicheskikh i Estestvennykh Nauk*, 7:793-800, 1934

81. Delčev, S., Gučević, J., & Ogrizović, V. (2015). Comparison of Different Software for GPS Network Adjustment”. In *FIG Working Week*.

82. DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101(2), 425–478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1990.tb06579.x>
83. DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical research letters*, 21(20), 2191-2194. <https://doi.org/10.1029/94GL02118>
84. Deville, E., Marsset, T., Courgeon, S., Jatiault, R., Ponte, J. P., Thereau, E., ... & Droz, L. (2018). Active fault system across the oceanic lithosphere of the Mozambique Channel: Implications for the Nubia–Somalia southern plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 502, 210-220. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.052>
85. Dietrich, R. (2001). Present status of the SCAR GPS epoch campaigns. *SCAR Report, no 20*, 15-18..
86. Dietrich, R., & Rülke, A. (2002). The SCAR GPS Campaigns in the ITRF2000. *SCAR Report, no 21*, 10-11.
87. Dietrich, R., Dach, R., Engelhardt, G., Ihde, J., Korth, W., Kutterer, H.-J., ... Völksen, C. (2001). ITRF coordinates and plate velocities from repeated GPS campaigns in Antarctica - an analysis based on different individual solutions. *Journal of Geodesy*, 74(11-12), 756–766. <https://doi.org/10.1007/s001900000147>
88. Dietrich, R., Rülke, A., Ihde, J., Lindner, K., Miller, H., Niemeier, W., ... Seeber, G. (2004). Plate kinematics and deformation status of the Antarctic Peninsula based on GPS. *Global and Planetary Change*, 42(1-4), 313–321. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2003.12.003>
89. Dimitrov, N., & Nakov, R. (2022). GPS Results from long time monitoring of geodynamic processes in South-Western Bulgaria. *Applied Sciences*, 12(5), 2682. <https://doi.org/10.3390/app12052682>
90. Dojchinovski, D., Biserka Dimiskovska, T. O., Pekevski, L., & Guoxin, W. (2012). Estimating Reservoir Induced Seismicity RIS Potential. Case Study – Kozjak Dam. In *15th World Conference on Earthquake Engineering*.
91. Dow, J. M., Neilan, R. E., & Rizos, C. (2009). The international GNSS service in a changing landscape of global navigation satellite systems. *Journal of geodesy*, 83,

191-198. <https://doi.org/10.1007/s00190-009-0315-4>

92. Drewes, H. (2009). The Actual Plate Kinematic and Crustal Deformation Model APKIM2005 as Basis for a Non-Rotating ITRF. *International Association of Geodesy Symposia*, 95–99. https://doi.org/10.1007/978-3-642-00860-3_15

93. Ebinger, C., Ayele, A., Keir, D., Rowland, J., Yirgu, G., Wright, T., ... & Hamling, I. (2010). Length and timescales of rift faulting and magma intrusion: The Afar rifting cycle from 2005 to present. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 439-466. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152333>

94. Elliott, J., Freymueller, J. T., & Larsen, C. F. (2013). Active tectonics of the St. Elias orogen, Alaska, observed with GPS measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(10), 5625-5642. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50341>

95. Euler, L. (1776). General formulas for the translation of arbitrary rigid bodies. *Novi Commentarii academiae scientiarum Petropolitanae*, 20(1776), 189-207.

96. *EUREF Permanent GNSS Network*. (б. д.). EUREF Permanent GNSS Network. <https://epncb.oma.be/>

97. *EZSurv*. (б. д.). MicroSurvey Software. <https://www.microsurvey.com/products/ezsurv/>

98. Fernandes, R. M., Ambrosius, B. A., Noomen, R., Bastos, L., Combrinck, L., Miranda, J., & Spakman, W. (2004). Angular velocities of Nubia and Somalia from continuous GPS data: implications on present-day relative kinematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(1), 197–208. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.02.008>

99. Fernandes, R. M., Rolandone, F., Leroy, S., Alothman, A., Al-Aydrus, A., Khalil, H., ... & Bos, M. S. (2012). Opening of the Aden Gulf Ridge Derived from GPS Solutions and Plate Tectonic Models. *SOLA*, 2004(8.7), 06-03.

100. Ferraccioli, F., Jones, P. C., Vaughan, A. P. M., & Leat, P. T. (2006). New aerogeophysical view of the Antarctic Peninsula: More pieces, less puzzle. *Geophysical Research Letters*, 33(5). <https://doi.org/10.1029/2005GL024636>

101. Ferreira, J. M., França, G. S., Vilar, C. S., do Nascimento, A. F., Bezerra, F. H. R., & Assumpção, M. (2008). Induced seismicity in the Castanhão reservoir, NE Brazil – Preliminary results. *Tectonophysics*, 456(1-2), 103-110. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.11.011>

102. Fitzgerald P., Baldwin S., Farley K., Hedges L., O'Sullivan P., Webb L. (2002). Constraining landscape evolution of the West Antarctic rift flank of southern Victoria Land. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(15A): 235
103. Fournier, M., Chamot-Rooke, N., Petit, C., Huchon, P., Al-Kathiri, A., Audin, L., ... & Merkuriev, S. (2010). Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B4). <https://doi.org/10.1029/2008jb006257>
104. Fratepietro, F., Baker, T. F., Williams, S. D. P., & Van Camp, M. (2006). Ocean loading deformations caused by storm surges on the northwest European shelf. *Geophysical Research Letters*, 33(6).
105. Freymueller, J. T. (2009). Seasonal position variations and regional reference frame realization. In *Geodetic Reference Frames: IAG Symposium Munich, Germany, 9-14 October 2006* (pp. 191-196). Springer Berlin Heidelberg.
106. Gaina, C., Torsvik, T. H., van Hinsbergen, D. J. J., Medvedev, S., Werner, S. C., & Labails, C. (2013). The African Plate: A history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic. *Tectonophysics*, 604, 4–25. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.037>
107. GALILEO | *European Global Navigation Satellite System*. (б. д.). GALILEO | European Global Navigation Satellite System. <https://galileognss.eu/>
108. Galindo-Zaldívar, J., Gamboa, L., Maldonado, A., Nakao, S., & Bochu, Y. (2004). Tectonic development of the Bransfield Basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 206(1-4), 267-282. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.02.007>
109. Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Maldonado, A., & De Galdeano, C. S. (1996). Continental fragmentation along the South Scotia Ridge transcurrent plate boundary (NE Antarctic Peninsula). *Tectonophysics*, 258(1-4), 275-301. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00211-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00211-1)
110. *GAMIT/GLOBK*. (б. д.). GeoWeb. <http://geoweb.mit.edu/gg/>
111. *GAPS – Home*. (б. д.). GAPS - Home. <http://gaps.gge.unb.ca/>
112. *Geodesy – AuScope*. (б. д.). AuScope. <https://www.auscope.org.au/geodesy>

113. Geological map of the Southern Graham Land, - 1:500000 / BAS (500G) Cambridge British Antarctic Survey, – 1981
114. *Geomatics Office Software 2.0 Release* | CHCNAV. (б. д.). Make your work more efficient | CHCNAV. <https://chcnav.com/about-us/news-detail/chcnav-geomatics-office-software-2.0-release>
115. GeoMax Positioning. *Developing, manufacturing and distributing quality construction and surveying instruments and software* | GeoMax. URL: <https://geomax-positioning.com/> (date of access: 21.02.2024).
116. Ghavri, S., Catherine, J. K., Ambikapathy, A., Kumar, A., & Gahalaut, V. K. (2017, June). Antarctica plate motion. *In Proc Indian Natl Acad Sci* (Vol. 83, pp. 437-440).
117. *GipsyX*. (б. д.). GipsyX. <https://gipsyx.jpl.nasa.gov/>
118. *GNSS Data Centre*. (б. д.). GNSS Data Centre. <https://gnss.ga.gov.au/auspos>
119. Gomo, S., Durrheim, R. J., & Cooper, G. R. J. (2017). Analysis of GPS Position Time Series in Africa. *15th SAGA Biennial Conference 2017*, Cape Town.
120. Goudarzi, M. A., Cocard, M., & Santerre, R. (2015). Estimating Euler pole parameters for eastern Canada using GPS velocities. *Geodesy and Cartography*, 41(4), 162–173. <https://doi.org/10.3846/20296991.2015.1123445>
121. *GPS: The Global Positioning System*. (б. д.). GPS: The Global Positioning System. <https://www.gps.gov/>
122. Gràcia, E., Canals, M., Farràn, M. L., Prieto, M. J., Sorribas, J., & Team, G. (1996). Morphostructure and evolution of the central and eastern Bransfield basins (NW Antarctic Peninsula). *Marine Geophysical Researches*, 18(2-4), 429-448. <https://doi.org/10.1007/BF00286088>
123. *GrafNav GNSS-only post-processing*. (б. д.). GPS & GNSS Equipment, Products & Solutions | NovAtel. <https://novatel.com/products/waypoint-post-processing-software/grafnav>
124. Haas, R., Gueguen, E., Scherneck, H. G., Nothnagel, A., & Campbell, J. (2000). Crustal motion results derived from observations in the European geodetic VLBI network. *Earth, planets and space*, 52(10), 759-764. <https://doi.org/10.1186/BF03352278>

125. Haas, R., Nothnagel, A., Campbell, J., & Gueguen, E. (2003). Recent crustal movements observed with the European VLBI network: geodetic analysis and results. *Journal of geodynamics*, 35(4-5), 391-414. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(03\)00003-6](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00003-6)
126. Halliday, D., Resnick, R., & Walker, J. (2023). Principles of Physics, Extended, *International Adaptation*. John Wiley & Sons.
127. Hamidi, M., & Javadi, P. (2017). The Analysis of Scientific and Commercial Softwares Accuracy in GPS Observation Processing. *Open journal of geology*, 7(3), 267-278. <https://doi.org/10.4236/ojg.2017.73019>
128. Hardy, R. A. (2019). *Combination of Geodetic Data Over the Antarctic Ice Sheet for Monthly Mass Variation Solutions* (Doctoral dissertation, University of Colorado at Boulder).
129. Hellmers H, Modiri S, Bachmann S, Thaller D, Bloßfeld M, Seitz M, Gipson J (2022) Combined IVS contribution to the ITRF2020. *Int Assoc Geod Symp Series*. <https://doi.org/10.5194/egusphereegu21-10678>
130. Hellmers H, Modiri S, Thaller D, Gispon J, Bloßfeld M, Seitz M, Bachmann S (2022) The IVS contribution to ITRF2020. Tech. rep., available at the ITRF2020 website <https://itrf.ign.fr/en/solutions/ITRF2020>
131. Herbert, T. A. T. A., & RAUFU, I. O. (2019) Comparative Analysis of Different *Online GNSS Processing Services*. Vol. 10, No. 1, 2019
132. Hinkle, D. E., Wiersma, W., & Jurs, S. G. (2003). *Applied statistics for the behavioral sciences* (Vol. 663). Houghton Mifflin College Division.
133. Home - International DORIS Service. *Home - International DORIS Service*. URL: <https://ids-doris.org/> (date of access: 28.02.2024).
134. *Home | SIRGAS Analysis Centre at DGFI-TUM*. (б. д.). Home | SIRGAS Analysis Centre at DGFI-TUM. <https://www.sirgas.org/en/>
135. Hua, W., Fu, H., Chen, Z., Zheng, S., & Yan, C. (2015). Reservoir-induced seismicity in high seismicity region – a case study of the Xiaowan reservoir in Yunnan province, China. *Journal of Seismology*, 19, 567-584. <https://doi.org/10.1007/s10950-015-9482-3>

136. IERS. (n.d.). International Earth Rotation Service. Retrieved May 15, 2023, from <https://www.iers.org>
137. ILRS Home Page. *ILRS Home Page*. URL: <https://ilrs.gsfc.nasa.gov/> (date of access: 28.02.2024).
138. *International GNSS Service – Enabling the highest-accuracy usability of openly available GNSS data & products*. (б. д.). International GNSS Service – Enabling the highest-accuracy usability of openly available GNSS data & products. <https://igs.org/>
139. *IRNSS Programme*. (б. д.). Indian Space Research Organisation. https://www.isro.gov.in/IRNSS_Programme.html
140. Isiuye, O. A., Moses, M., & Abdulmumin, L. (2019). Comparative study of some online GNSS post-processing services at selected permanent GNSS sites in Nigeria. *Accuracy of GNSS methods*, 89-106. <https://doi.org/10.5772/intechopen.79924>
141. ITRF | Solutions. *ITRF | Homepage*. URL: <https://itrf.ign.fr/en/solutions> (date of access: 28.02.2024).
142. IVS Home Page. *IVS Home Page*. URL: <https://ivsc.gsfc.nasa.gov/> (date of access: 28.02.2024).
143. Jade, S. (2004). Estimates of plate velocity and crustal deformation in the Indian subcontinent using GPS geodesy. *Current Science*, 1443-1448. <http://www.jstor.org/stable/24109220>.
144. Jagoda, M. (2021). *Determination of Motion Parameters of Selected Major Tectonic Plates Based on GNSS Station Positions and Velocities in the ITRF2014*. *Sensors*. 21(16):5342. <https://doi.org/10.3390/s21165342>
145. Jagoda, M. and Rutkowska, M.: 2020, Use of VLBI measurement technique for determination of motion parameters of the tectonic plates. *Metrol. Meas. Syst.*, 27, 1, 151–165. <https://doi.org/10.24425/mms.2020.131722>
146. Jagoda, M., Rutkowska, M., Suchocki, C. and Katzer, J.: 2019, Determination of the tectonic plates motion parameters based on SLR, DORIS and VLBI stations positions. *J. Appl. Geod.*, 14, 2, 121–131 <https://doi.org/10.1515/jag-2019-0053>
147. Jamieson, M., & Gillins, D. T. (2018). Comparative analysis of online

static GNSS postprocessing services. *Journal of surveying engineering*, 144(4), 05018002. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)SU.1943-5428.0000256](https://doi.org/10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000256)

148. Jha, M. K., Singh, S., Upadhyay, N., & Khare, N. (2016). Comparative study of online gps post processing services and effects on dgps data processing. *International research journal of management science & technology*, 7(1), 29-35.

149. Jiang, W. P., E, D. C., Zhan, B. W., & Liu, Y. W. (2009). New model of Antarctic plate motion and its analysis. *Chinese Journal of geophysics*, 52(1), 23-32. <https://doi.org/10.1002/cjg2.1LOD323>

150. Jin, S., & Zhu, W. (2004). A revision of the parameters of the NNR-NUVEL-1A plate velocity model. *Journal of Geodynamics*, 38(1), 85–92. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2004.03.004>

151. Justin | JAVAD GNSS. (6. д.). JAVAD GNSS |. <https://www.javad.com/product/justin/>

152. Krásná, H., Tierno Ros, C., Pavetich, P., Böhm, J., Nilsson, T., & Schuh, H. (2013). Investigation of crustal motion in Europe by analysing the European VLBI sessions. *Acta geodaetica et geophysica*, 48, 389-404.

153. Kraszewska, K., Jagoda, M and Rutkowska, M.: 2016, Tectonic plate parameters estimated in the International Terrestrial Reference Frame ITRF2008 based on SLR stations. *Acta Geophys.*, 64, 5, 1495– 1512. <https://doi.org/10.1515/acgeo-2016-0072>

154. Kraszewska, K., Jagoda, M. and Rutkowska, M.: 2018, Tectonic plates parameters estimated in International Terrestrial Reference Frame ITRF2008 based on DORIS stations. *Acta Geophys.*, 66, 4, 509–521. <https://doi.org/10.1007/s11600-018-0169-3>

155. Kreemer, C., Blewitt, G., & Klein, E. C. (2014). A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(10), 3849–3889. <https://doi.org/10.1002/2014gc005407>

156. Kreemer, C., Lavallée, D. A., Blewitt, G., & Holt, W. E. (2006). On the stability of a geodetic no-net-rotation frame and its implication for the International Terrestrial Reference Frame. *Geophysical Research Letters*, 33(17). <https://doi.org/10.1029/2006gl027058>

157. Kroger, P. M., Lyzenga, G. A., Wallace, K. S., & Davidson, J. M. (1987). Tectonic motion in the western United States inferred from very long baseline interferometry measurements, 1980–1986. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B13), 14151-14163.
158. Kurt, O. (2018, May). Monitoring Movements of Tectonic Plates by Analyzing VLBI Data via QGIS. In *Proceedings of the Scientific Congress of the Turkish National Union of Geodesy and Geophysics (TNUGG-SC), Izmir, Turkey* (pp. 198-201).
159. *Land levelling*. (б. д.). When it has to be right | Leica Geosystems. <https://leica-geosystems.com/rugbycl/archive-data/software>
160. Larson, K. M., Freymueller, J. T., & Philipson, S. (1997). Global plate velocities from the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B5), 9961-9981.
161. Larter, R. D., & Barker, P. F. (1991). Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: forces on a young subducting plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12), 19583-19607. <https://doi.org/10.1029/91JB02053>
162. Larter, R. D., Cunningham, A. P., Barker, P. F., Gohl, K., & Nitsche, F. O. (2002). Tectonic evolution of the Pacific margin of Antarctica 1. Late Cretaceous tectonic reconstructions: *Journal of Geophysical Research*, 107(B12), 2346. <https://doi.org/10.1029/2000JB000052>
163. Laske, G., Masters, G., Ma, Z., & Pasyanos, M. (2013, April). Update on CRUST1. 0–A 1-degree global model of Earth’s crust. In *Geophysical research abstracts* (Vol. 15, No. 15, p. 2658). Vienna, Austria: EGU General Assembly 2013.
164. Lazos, I., Sboras, S., Pikridas, C., Pavlides, S., & Chatzipetros, A. (2021). Geodetic analysis of the tectonic crustal deformation pattern in the North Aegean Sea, Greece. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 3(1), 79-94. <https://doi.org/10.1007/s42990-021-00049-6>
165. Le Pichon, X. (1968). Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73(12), 3661-3697.

166. Li, Q., Zuo, Z., Hu, Y., & Liang, G. (2017). Smart monitoring of a super high arch dam during the first reservoir-filling phase. *Journal of Aerospace Engineering*, 30(2), B4016001. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)AS.1943-5525.0000573](https://doi.org/10.1061/(ASCE)AS.1943-5525.0000573)
167. Li, W., Li, F., Zhang, S., Lei, J., Zhang, Q., Xiao, F., & Yuan, L. (2019). An assessment of GIA solutions based on high-precision GNSS velocity field for Antarctica. *Solid Earth Discussions*, 1–26. <https://doi.org/10.5194/se-2019-101>
168. Li, Y., Liu, M., Li, Y., & Chen, L. (2019). Active crustal deformation in southeastern Tibetan Plateau: The kinematics and dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 523, 115708. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.07.010>
169. Lixin, Y., Dong, Z., & Chenglong, L. (2012). Preliminary study of reservoir-induced seismicity in the Three Gorges reservoir, China. *Seismological research letters*, 83(5), 806-814. <https://doi.org/10.1785/0220110132>
170. Lliboutry, L. (1974). Plate movement relative to rigid lower mantle. *Nature*, 250(5464), 298-300.
171. Lowrie, W. (2007) *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511807107>
172. *magicGNSS*. (б. д.). *magicGNSS*. <https://magicgnss.gmv.com/ppp>
173. *MAGNET Office*. (б. д.). Topcon Positioning Systems, Inc. <https://mytopcon.topconpositioning.com/support/products/magnet-office-0>
174. Maksymchuk, V., Bakhmutov, V., Horodysky, Y., & Chobotok, I. (2009). Results and perspectives of tectonomagnetic investigations in the Western Antarctic. *Annals of Geophysics*, 52(1), 35-43. <https://doi.org/10.4401/ag-4571>
175. Maksymchuk, V., Kuznetsova, V., Chobotok, I., & Dotsenko, I. (2002). First results of tectonomagnetic investigation of akademik Vernadsky station. *Bulletin of Ukrainian Antarctic Center*, 4, 197-201.
176. Matcharashvili, T., Chelidze, T., Abashidze, V., Zhukova, N., Mepharidze, E., & Kobakhidze, T. (2010). Influence of Large Water Reservoirs Construction and Filling on Dynamics of Earth Crust Local Tilts. *Hydrocomplexity: New Tools for Solving Wicked Water Problems. IAHS Publications*, 338, 268-269.
177. Mehdipour Ghazi, J. and Moazzen, M.: 2015, Geodynamic evolution of

the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran. *Turk. J. Earth Sci.*, 24, 5, 513–528. <https://doi.org/10.3906/yer-1404-12>

178. Michalis, P., Pytharouli, S. I., & Raftopoulos, S. (2016, March). Long-term deformation patterns of earth-fill dams based on geodetic monitoring data: The Pournari I Dam case study. In *Proceedings of the 3rd Joint International Symposium on Deformation Monitoring (JISDM)*, Vienna, Austria (Vol. 30).

179. Mikhailov, V. O., Arora, K., Ponomarev, A. V., Srinagesh, D., Smirnov, V. B., & Chadha, R. K. (2017). Reservoir induced seismicity in the Koyna–Warna region, India: Overview of the recent results and hypotheses. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 53, 518-529. <https://doi.org/10.1134/S1069351317030041>

180. Minster, J. B., & Jordan, T. H. (1978). Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 83(B11), 5331. <https://doi.org/10.1029/jb083ib11p05331>

181. Minster, J. B., Jordan, T. H., Molnar, P., & Haines, E. (1974). Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. *Geophysical Journal International*, 36(3), 541-576.

182. Mitchell, N.C. and Stewart, I.C.F.: 2018, The modest seismicity of the northern Red Sea rift. *Geophys. J. Int.*, 214, 3, 1507–1523. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy176>

183. Mohorovičić, A. (1910). *Godišnje izvješće Zagrebačkog Meteorološkog Opservatorija: za godinu 1909*. Albrechts.

184. Moreaux G, Stepanek P, Capdeville H, Lemoine FG, Otten M (2022) The DORIS contribution to ITRF2020. Tech. rep., available at the ITRF2020 website <https://itrf.ign.fr/en/solutions/ITRF2020>

185. Morelli, A., & Danesi, S. (2004). Seismological imaging of the Antarctic continental lithosphere: a review. *Global and Planetary Change*, 42(1-4), 155–165. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2003.12.0>

186. Morgan, W. J. (1968). Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, 73(6), 1959-1982.

187. Mytrokhyn, O., Bakhmutov, V., Aleksieienko, A., Gavryliv, L., & Mytrokhina, T. (2017). Geological position and age of Tuxen-Rasmussen layered gabbroid intrusion (West Antarctica). *Ukrainian Antarctic Journal*, 16, 21-28.

<https://doi.org/10.33275/1727-7485.16.2017.55>

188. Mytrokhyn, O., Bakhmutov, V., Gavryliv, L., & Aleksieienko, A. (2018). Geology of Petermann island (Wilhelm archipelago, West Antarctica). *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv-Geology*, (1), 7-15.

<https://doi.org/10.17721/1728-2713.80.01>

189. *NAPEOS Overview*. (б. д.). PosiTim GNSS Solutions and Services. <https://www.positim.com/napeos.html>

190. National Oceanic and Atmospheric Administration. (n.d.). Mid-Atlantic Ridge. <https://oceanexplorer.noaa.gov/facts/mid-atlantic-ridge.html>

191. NOAA CORS Network - National Geodetic Survey. (б. д.). Home. <https://geodesy.noaa.gov/CORS/index.shtml>

192. Nordman, M. (2010). Improving GPS time series for geodynamic studies.

193. Nothnagel, A., Artz, T., Behrend, D., & Malkin, Z. (2017). International VLBI Service for Geodesy and Astrometry: Delivering high-quality products and embarking on observations of the next generation. *Journal of Geodesy*, 91(7), 711-721. <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0950-5>

194. Olson, P., & Bercovici, D. (1991). On the equipartition of kinetic energy in plate tectonics. *Geophysical Research Letters*, 18(9), 1751–1754. <https://doi.org/10.1029/91gl01840>

195. *OPUS: the Online Positioning User Service, process your GNSS data in the National Spatial Reference System*. (б. д.). Home. <https://www.ngs.noaa.gov/OPUS/>

196. Pachuta, A., Barlik, M., Olszak, T., Prochniewicz, D., Szpunar, R., & Walo, J. (2010). Geodynamic investigations in the Pieniny mountains before and after construction of water reservoirs in the Czorsztyn region. *Monographs of the Pieniny National Park., Pieniny Dam Changes*”, *Krościenko*, 2, 53-61.

197. Pavlis EC, Luceri V (2022) The IERS contribution to ITRF2020. Tech. rep., available at the ITRF2020 website <https://itrf.ign.fr/en/solutions/ITRF2020>

198. Pearlman, M. R., Degnan, J. J., & Bosworth, J. M. (2002). The international laser ranging service. *Advances in space research*, 30(2), 135-143.

199. Pelayo, A. M., & Wiens, D. A. (1989). Seismotectonics and relative plate

motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7293-7320. <https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07293>

200. Peng, F. A. N. G. (2003). Analysis of seasonal signals in GPS position time series. Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, La Jolla, USA. – 2002.

201. Prawirodirdjo, L., & Bock, Y. (2004). *Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B8). <https://doi.org/10.1029/2003jb002944>

202. *Precise Point Positioning*. (6. д.). Geodetic reference systems in Canada. https://webapp.csrscs-nrcan-mncan.gc.ca/geod/tools-outils/ppp.php?locale=en&_gl=1*nu3qge*_ga*NTU5MjI1MjE0LjE3MDg1OTYwMTY.*_ga_C2N57Y7DX5*MTcwODU5NjAxNS4xLjEuMTcwODU5NjYzNC4wLjAuMA.

203. *QZSS (Quasi-Zenith Satellite System) - Cabinet Office (Japan)*; . (6. д.-b). Quasi-Zenith Satellite System(QZSS). <https://qzss.go.jp/en/>

204. Rebischung P (2022) The IGS contribution to ITRF2020. Tech. rep., available at the ITRF2020 website <https://itrf.ign.fr/en/solutions/ITRF2020>

205. Reilinger, R., McClusky, S. and ArRajehi, A.: 2015, Geodetic constraints on the geodynamic evolution of the Red Sea. In: Rasul, N. and Stewart, I. (eds), *The Red Sea*. *Springer Earth Syst. Sci.*, 135–149 https://doi.org/10.1007/978-3-662-45201-1_7

206. Robertson, R., Beckmann, A. & Hellmer, H. 2003: M2 tidal dynamics in the Ross Sea. *Special Issue of Antarctic Science (Ross Sea)* 15(01): 41–46. <https://doi.org/10.1017/S0954102003001044>

207. Romanyuk, V., Smirnova, O., Babiy, L., Tretyak, K., & Sidorov, I. (2014). Investigation of the interrelation between vertical movements of the crust and generalized seismic activity on the territory of Europe. *EGU General Assembly 2014, held 27 April–2 May, 2014 in Vienna, Austria, id, 11303*.

208. Rusov, V., Maksymchuk, V., Ilić, R., Pavlovych, V., Jaćimović, R., Bakhmutov, V., ... & Vaupotič, J. (2014). The peculiarities of cross-correlation between two secondary precursors–Radon and magnetic field variations, induced by stress transfer changes. *Radiation Measurements*, 64, 9-22. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2014.03.011>

209. Ryan, C. (2007). *Mesozoic to Cenozoic igneous rocks from Northwestern Graham Land: constraints on the tectonomagmatic evolution of the Antarctic Peninsula* (Doctoral dissertation, University of Brighton).
210. Sagiya, T., Miyazaki, S. I., & Tada, T. (2000). Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure and applied Geophysics*, 157, 2303-2322.. <https://doi.org/10.1007/PL00022507>
211. Saria, E., Calais, E., Altamimi, Z., Willis, P. and Farah, H.: 2013, A new velocity field for Africa from combined GPS and DORIS space geodetic solutions: Contribution to the definition of the African reference frame (AFREF). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 4, 1677–1697. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50137>
212. Saria, E., Calais, E., Stamps, D. S., Delvaux, D., & Hartnady, C. J. H. (2014). Present-day kinematics of the East African Rift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 3584–3600. <https://doi.org/10.1002/2013jb010901>
213. Sato, K. (1993). Tectonic plate motion and deformation inferred from very long baseline interferometry. *Tectonophysics*, 220(1-4), 69-87.
214. Savchyn, I. (2020, August). The field of linear velocities and movements of the Earth's crust in the Penola Strait - Lemaire Channel fault area (West Antarctica). *In SCAR OPEN SCIENCE CONFERENCE 2020 (Online)*, P.40
215. Savchyn, I. (2021, August). Antarctic Plate absolute rotation poles determination based on continuous GNSS stations data. *In 10th SCAR OPEN SCIENCE CONFERENCE (Online)*, e-Poster, <https://virtual.scar2022.org/eposter-detailes.php?token=Mzcz>
216. Savchyn, I. (2022). Determination of the recent rotation poles of the main tectonic plates on the base of GNSS data, *Geodynamics*, 2(33), pp. 17-27, <https://doi.org/10.23939/jgd2022.02.017>
217. Savchyn, I. (2022). Establishing the correlation between changes of absolute rotation poles of major tectonic plates based on continuous GNSS stations data, *Acta Geodyn. Geomater.*, 19, No. 2 (206), 167–176, 2022. <https://doi.org/10.13168/AGG.2022.0006>
218. Savchyn, I. (2022, November). Migration of Average Annual Rotation

Poles of Antarctic Plate during 1995-2021 by GNSS Data. In *16th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment* (Vol. 2022, No. 1, pp. 1-5). EAGE Publications BV. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2022580045>

219. Savchyn, I. (2023). Analysis of recent African tectonic plate system kinematics based on GNSS data, *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 20, No. 2 (210), 19–28, 2022. <https://doi.org/10.13168/AGG.2023.0003>

220. Savchyn, I., & Bilashuk, A. (2023, October). Differentiation of recent geodynamic processes within the Carpathian Mountains based on GNSS data. In International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2023» (Vol. 2023, No. 1, pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2023510011>

221. Savchyn, I., & Pronyshyn, R. (2020). Differentiation of recent local geodynamic and seismic processes of technogenic-loaded territories based on the example of Dniester Hydro Power Complex (Ukraine). *Geodesy and Geodynamics*, 11(5), 391-400. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2020.06.001>

222. Savchyn, I., & Vaskovets, S. (2018). Local geodynamics of the territory of Dniester pumped storage power plant. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 15(1), 189, 41–46, <https://doi.org/10.13168/AGG.2018.0002>

223. Savchyn, I., & Zyhar, A. (2020, December). Analysis and interpretations of recent local vertical movements of Dniester PSPP territory determined from precise levelling. In *International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2020»* (Vol. 2020, No. 1, pp. 1-5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20205702>

224. Savchyn, I., Brusak, I., & Tretyak, K. (2023). Analysis of recent Antarctic plate kinematics based on GNSS data. *Geodesy and Geodynamics*. 14(2). 99-110. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2022.08.004>

225. Savchyn, I., Danyliv, N., Zygar, A., & Romanovskyi, A. Research of vertical dynamics of Earth's surface movements in areas of Dniester PSP., In *International joint forum LEA'2018 & YSTCMT'2018 GAC-2018*, pp.123-127

226. Savchyn, I., Romanovskyi, A., & Danyliv, N. (2018, November).

Research of horizontal movements of the earth's crust in the archipelago Argentine islands (Antarctica) during period 2003-2018, *In International joint forum LEA'2018 & YSTCMT'2018 GAC-2018*, pp.37-40

227. Savchyn, I., Tretyak, K. (2021, May). Crystal strain analysis in the Penola Strait - Lemaire Channel fault area. *In X International Antarctic Conference*, pp. 70-71

228. Savchyn, I., Tretyak, K., Hlotov, V., Shylo, Y., Bubniak, I., Golubinka, I., & Nikulishyn, V. (2021). Recent local geodynamic processes in the Penola Strait—Lemaire Channel fault area (West Antarctica). *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 18(2), 202, 253–265, 2021. <https://doi.org/10.13168/AGG.2021.0018>

229. Savchyn, I., Tretyak, K., Marusazh, K., & Korliatovych, T. (2021, October). Processing and analysis of measurement results of the Ukrainian GNSS station ASAV (Argentina Islands, West Antarctica). *In International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2021»* (Vol. 2021, No. 1, pp. 1-5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215K3032>

230. Savchyn, I., Vovk, A., & Vaskovets, S. (2016, November). Research of Local Deformation Processes of the Dniester PSPP Territory at 2010–2015. *In LEA GAC-2016*, pp.123-126

231. Savchyn, I., & Tretyak, K. (2023). Tectonic plates moment of inertia and angular momentum determination: the case of the Antarctic plate. *Ukrainian Antarctic Journal*, 21(1), 13–23. <https://doi.org/10.33275/1727-7485.1.2023.704>

232. Savchyn, I., Otruba, Y., & Tretyak, K. (2021). The first Ukrainian permanent GNSS station in Antarctica: processing and analysis of observation data. *Ukrainian Antarctic journal*, (2), 3-11. <https://doi.org/10.33275/1727-7485.2.2021.674>

233. Scherneck, H. G., & Bos, M. S. (2002, February). Ocean tide and atmospheric loading. In *NASA CONFERENCE PUBLICATION* (pp. 205-214). NASA; 1998.

234. Schettino, A. (1999). Computational methods for calculating geometric parameters of tectonic plates. *Computers & Geosciences*, 25(8), 897–907. [https://doi.org/10.1016/s0098-3004\(99\)00054-0](https://doi.org/10.1016/s0098-3004(99)00054-0)

235. Schober, P., Boer, C., & Schwarte, L. A. (2018). Correlation Coefficients.

- Anesthesia & Analgesia*, 126(5), 1763–1768. <https://doi.org/10.1213/ane.0000000000002864>
236. Sella, G. F., Dixon, T. H., & Mao, A. (2002). REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B4), ETG 11–1–ETG 11–30. <https://doi.org/10.1029/2000jb000033>
237. Sengoku, A. (1998). A plate motion study using Ajisai SLR data. *Earth, planets and space*, 50(8), 611-627.
238. Shen, Z. K., Jackson, D. D., & Ge, B. X. (1996). Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B12), 27957-27980.
239. Siddoway, C. S. (2007). Tectonics of the West Antarctic Rift System: new light on the history and dynamics of distributed intracontinental extension. *Antarctica: A keystone in a changing world*, 91-114. <https://doi.org/10.3133/ofr20071047KP09>
240. Simmons, N. A., Myers, S. C., Johannesson, G., & Matzel, E. (2012). LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B10). <https://doi.org/10.1029/2012JB009525>
241. Simpson, D. W., Leith, W. S., & Scholz, C. H. (1988). Two types of reservoir-induced seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(6), 2025-2040.
242. Smith, D. E., Kolenkiewicz, R., Dunn, P. J., Robbins, J. W., Torrence, M. H., Klosko, S. M., ... & Fricke, S. K. (1990). Tectonic motion and deformation from satellite laser ranging to LAGEOS. *Journal of geophysical research: solid earth*, 95(B13), 22013-22041.
243. Snajdrova, K., Englich, S., Weber, R., Böhm, J., & Schuh, H. (2006). Estimation of nutation time series from GPS and VLBI for the CONT05 campaign.
244. *Software | Hi-Target Surveying Instrument Co.Ltd.* (б. д.). Hi-Target Surveying Instrument Co.Ltd. <https://en.hi-target.com.cn/products/software/>
245. Soler, T., & Mueller, I. I. (1978). Global plate tectonics and the secular motion of the pole. *Bulletin Géodésique*, 52, 39-57.
246. Solomon, S. C., & Sleep, N. H. (1974). Some simple physical models for

absolute plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 79(17), 2557-2567.

247. Song, D., Liang, S., & Wang, Z. (2018). The influence of reservoir filling on a preexisting bank landslide stability. *Indian Journal of Geo Marine Sciences*, 47 (02), 291-300.

248. Sottili, G., Palladino, D. M., Cuffaro, M., & Doglioni, C. (2015). Earth's rotation variability triggers explosive eruptions in subduction zones. *Earth, Planets and Space*, 67(1). <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0375-z>

249. Soudarin, L., & Crétaux, J. F. (2006). A model of present-day tectonic plate motions from 12 years of DORIS measurements. *Journal of Geodesy*, 80, 609-624. <https://doi.org/10.1007/s00190-006-0090-4>

250. *South Surveying & Mapping Instrument CO., LTD.* (б. д.). South Surveying & Mapping Instrument CO., LTD. https://www.southinstrument.com/product/pro_tid/3/id/190.html

251. Sreejith, K.M., Unnikrishnan, P. and Radhakrishna, M.: 2019, Isostasy and crustal structure of the Chagos–Laccadive Ridge, Western Indian Ocean: Geodynamic implications. *J. Earth Syst. Sci.*, 128, 157. <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1161-2>

252. *Survey Office - Spectra Geospatial.* (б. д.). Spectra Geospatial. <https://spectrageospatial.com/survey-office/>

253. Swedan, N. H. (2013). Energy of plate tectonics calculation and projection. *Solid Earth Discussions*, 5(1), 135-161. <https://doi.org/10.5194/sed-5-135-2013>

254. Talwani, P. (1997). On the nature of reservoir-induced seismicity. *Pure and applied Geophysics*, 150, 473-492.

255. *TEQC – Tutorial | Software | GAGE.* (б. д.). GAGE – Measuring our changing Earth. <https://www.unavco.org/software/data-processing/teqc/tutorial/tutorial.html>

256. *The Automatic Precise Positioning Service of the Global Differential GPS (GDGPS) System.* (б. д.). NASA Jet Propulsion Laboratory. <https://pppx.gdgps.net/>

257. Tretyak, K. R., & Brusak, I. (2020). The research of interrelation between seismic activity and modern horizontal movements of the Carpathian-Balkan region based on the data from permanent GNSS stations. *Geodynamics*, 1, 28.

258. Tretyak, K., Al-Alusi, F. K. F., & Babiy, L. (2018). Investigation of the interrelationship between changes and redistribution of angular momentum of the earth, the Antarctic tectonic plate, the atmosphere, and the ocean. *Geodynamics*, 1 (24), 5-26. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.005>
259. Tretyak, K., Bisovetskyi, Yu., Savchyn, I., Korlyatovych, T., Chernobyl, O, & Kukhtarov, S. (2023). Monitoring of spatial displacements and deformation of hydraulic structures of hydroelectric power plants of the Dnipro and Dnister cascades (Ukraine), *Journal of Applied Geodesy*, vol. 16, no. 4, 2022, pp. 351-360. <https://doi.org/10.1515/jag-2023-0021>
260. Tretyak, K., Hlotov, V., Golubinka, Y., & Marusazh, K. (2016). Complex geodetic research in Ukrainian Antarctic station “Academician Vernadsky” (years 2002-2005, 2013-2014). *Reports on Geodesy and Geoinformatics*, 100(1), 149-163. <https://doi.org/10.1515/rgg-2016-0012>
261. *Trimble Business Center | Office Software*. (б. д.). Make Your Mark with Confidence | Trimble Geospatial Technology Solutions | Trimble Geospatial. <https://geospatial.trimble.com/en/products/software/trimble-business-center>
262. *Trimble CenterPoint RTX Post-Processing Service*. (б. д.). Trimble CenterPoint RTX Post-Processing Service. <https://www.trimblertx.com/UploadForm.aspx>
263. Van Gelder, B. H. W., & Aardoom, L. (1982). *SLR network designs in view of reliable detection of plate kinematics in the East Mediterranean*. Delft University of Technology.
264. Vaughan, A. P., & Storey, B. C. (2000). The eastern Palmer Land shear zone: a new terrane accretion model for the Mesozoic development of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, 157(6), 1243-1256. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.6.1243>
265. Vey, S., Calais, E., Llubes, M., Florsch, N., Woppelmann, G., Hinderer, J., ... & Haase, J. S. (2002). GPS measurements of ocean loading and its impact on zenith tropospheric delay estimates: a case study in Brittany, France. *Journal of Geodesy*, 76, 419-427.
266. Vilibić, I. (1997). Global sea level rise? New techniques for the absolute

sea level measurement. *Geofizika*, 14(1), 119-131.

267. Viltres, R., Jónsson, S., Alothman, A. O., Liu, S., Leroy, S., Masson, F., ... & Reilinger, R. (2022). Present-Day Motion of the Arabian Plate. *Tectonics*, 41(3), e2021TC007013. <https://doi.org/10.1029/2021TC007013>

268. Wegener, A. (1912). Die entstehung der kontinente. *Geologische Rundschau*, 3(4), 276-292.

269. Willis, P., Lemoine, F. G., Moreaux, G., Soudarin, L., Ferrage, P., Ries, J., ... & Luzum, B. (2016). The International DORIS Service (IDS): Recent developments in preparation for ITRF2013. *IAG 150 Years: Proceedings of the IAG Scientific Assembly in Postdam, Germany, 2013*, 631-640.

270. Worth, H. E., & Warren, M. (2009). *Transit to Tomorrow: Fifty Years of Space Research at the Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory*. Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory.

271. Wu, X., Ray, J., & van Dam, T. (2012). Geocenter motion and its geodetic and geophysical implications. *Journal of Geodynamics*, 58, 44–61. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.01.007>

272. Xiang, Y., Yue, J., Liu, G., & Chen, Y. (2022). Characterizing the Spatial Patterns of Vertical Crustal Deformations Over the South American Continent Based on GNSS Imaging. *Pure and Applied Geophysics*, 179(10), 3569-3587. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03144-3>

273. Yegorova, T., Bakhmutov, V., Janik, T., & Grad, M. (2011). Joint geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin. *Geophysical Journal International*, 184(1), 90-110. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04867.x>

274. Žalohar, J. (2018). Seismic Induction and the Theory of Plate Tectonics. *The Omega-Theory - A New Physics of Earthquakes*, 291–304. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-814580-7.00021-6>

275. Zanutta, A., Negusini, M., Vittuari, L., Martelli, L., Cianfarra, P., Salvini, F., ... & Capra, A. (2018). New Geodetic and Gravimetric Maps to Infer Geodynamics of Antarctica with Insights on Victoria Land. *Remote Sensing*, 10(10), 1608.

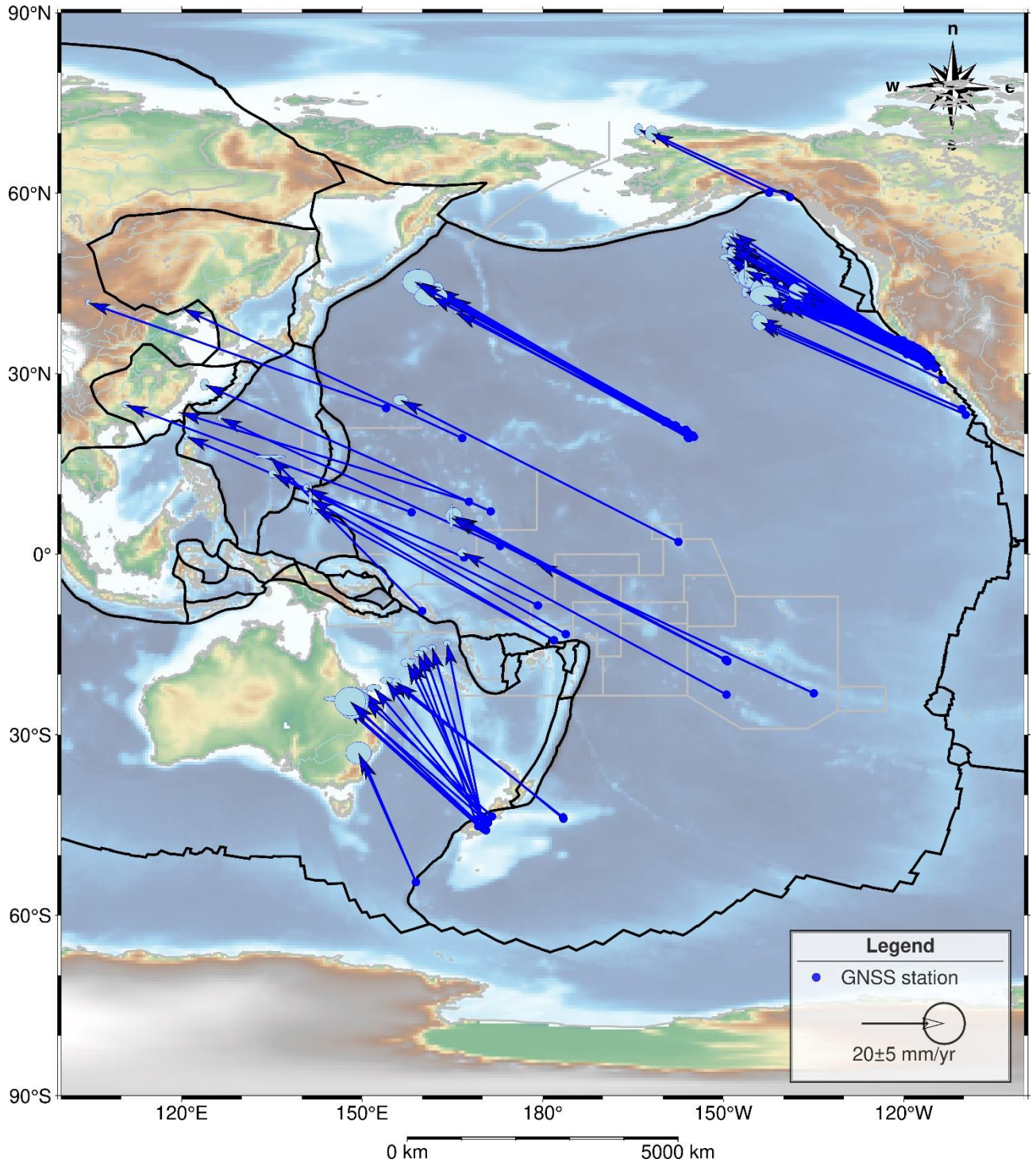
<https://doi.org/10.3390/rs10101608>

276. Zhang, Q., Zhu, W.-Y., & Xiong, Y.-Q. (2000). Net Rotation of the ITRF96. *Chinese Journal of Geophysics*, 43(5), 633–641. <https://doi.org/10.1002/cjg2.79>
277. Zhou, Y., He, J., Oimahmadov, I., Gadoev, M., Pan, Z., Wang, W., ... Rajabov, N. (2016). Present-day crustal motion around the Pamir Plateau from GPS measurements. *Gondwana Research*, 35, 144–154. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.03.011>
278. Zyhar, A., Savchyn, I., Yushchenko, Y., & Pasichnyk, M. (2021). Analysis of inclinometric observations and prediction of soils deformations in the area of the Dnister PSPP. *Geodynamics*, 1(30), pp. 17-24, <https://doi.org/10.23939/jgd2021.01.017>
279. Zyhar, A., Savchyn, I., Yushchenko, Y., & Zakrevskyi, O. (2021, October). Evaluation of changes in rock characteristics based on analysis and interpretation of seismicacoustic observations in the area of the natural and technical system of Dnister PSPP. *In International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2021»* (Vol. 2021, No. 1, pp. 1-5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215K3008>
280. Zyhar, A., Yushchenko, Y. & Savchyn, I. (2023). A study of the influence of water level fluctuations on the geodynamic situation in the natural and technical geosystem of the Dniester HPP and PSPP cascade, *Geodesy, Cartography, and Aerial Photography*, (97), pp.24-31, <https://doi.org/10.23939/istcgcap2023.97.024>.

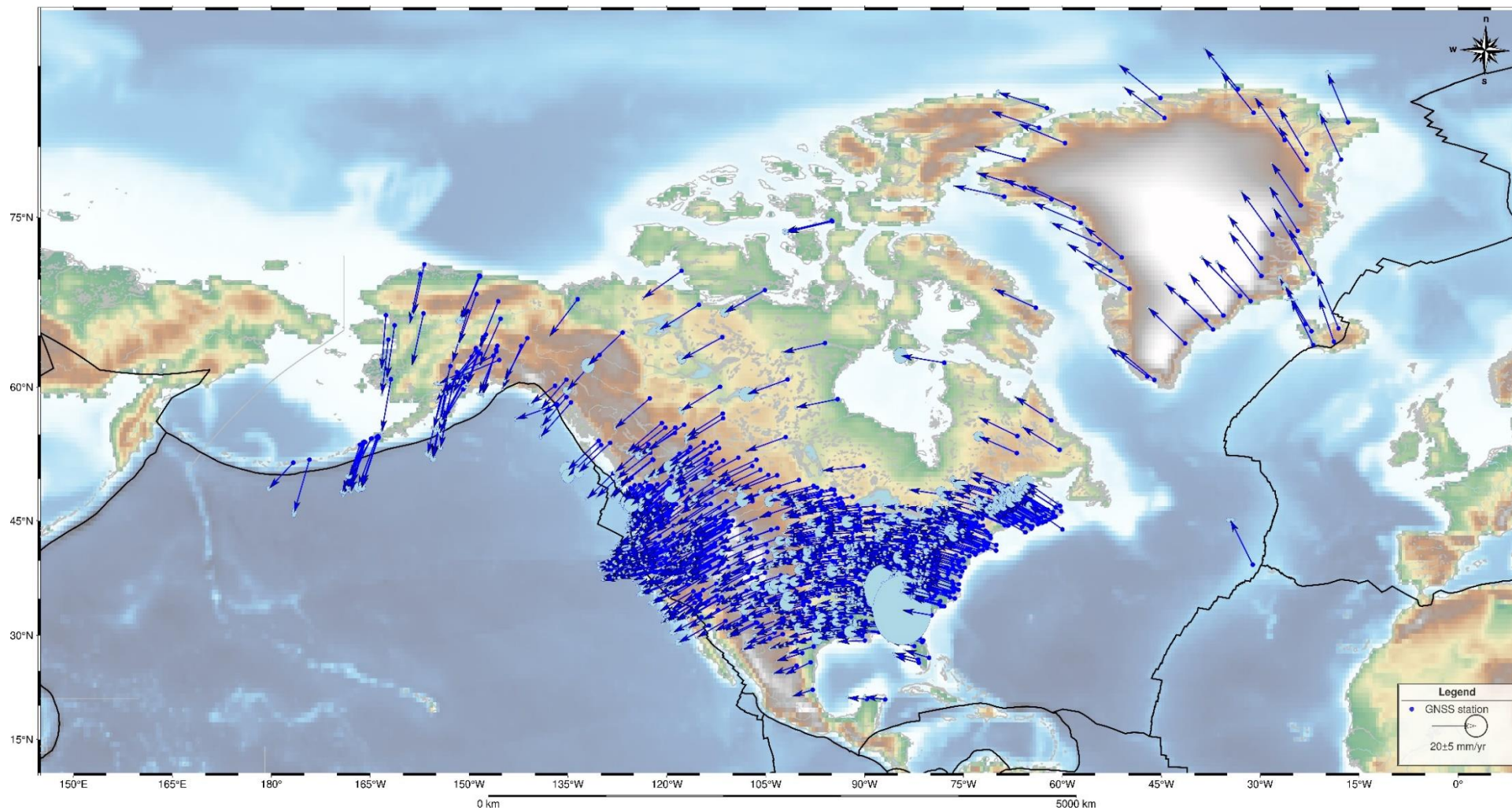
ДОДАТКИ

Додаток А

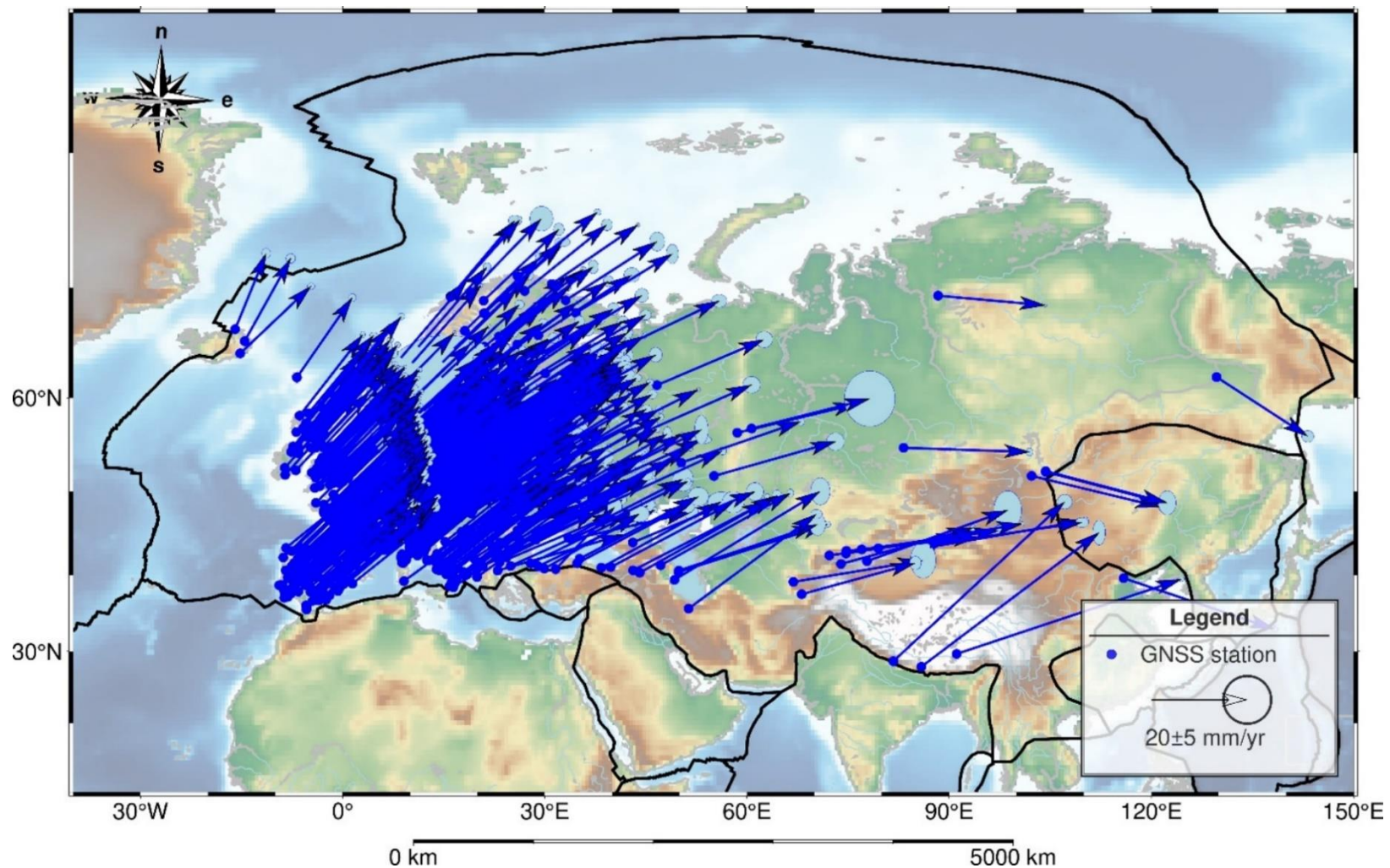
Картохема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних
ГНСС-станцій в межах Тихоокеанської тектонічної плити



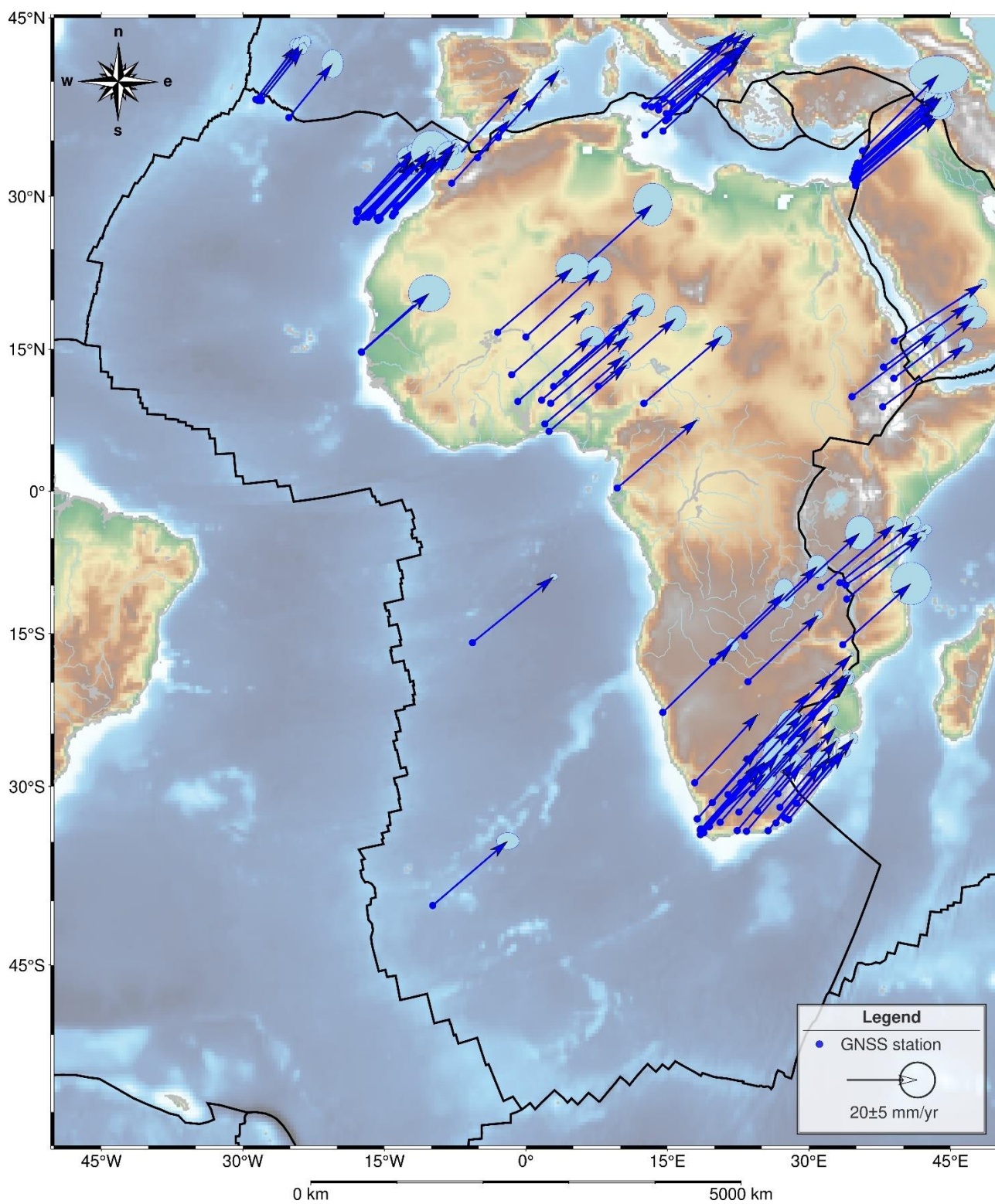
Картосхема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій в межах
Північноамериканської тектонічної плити



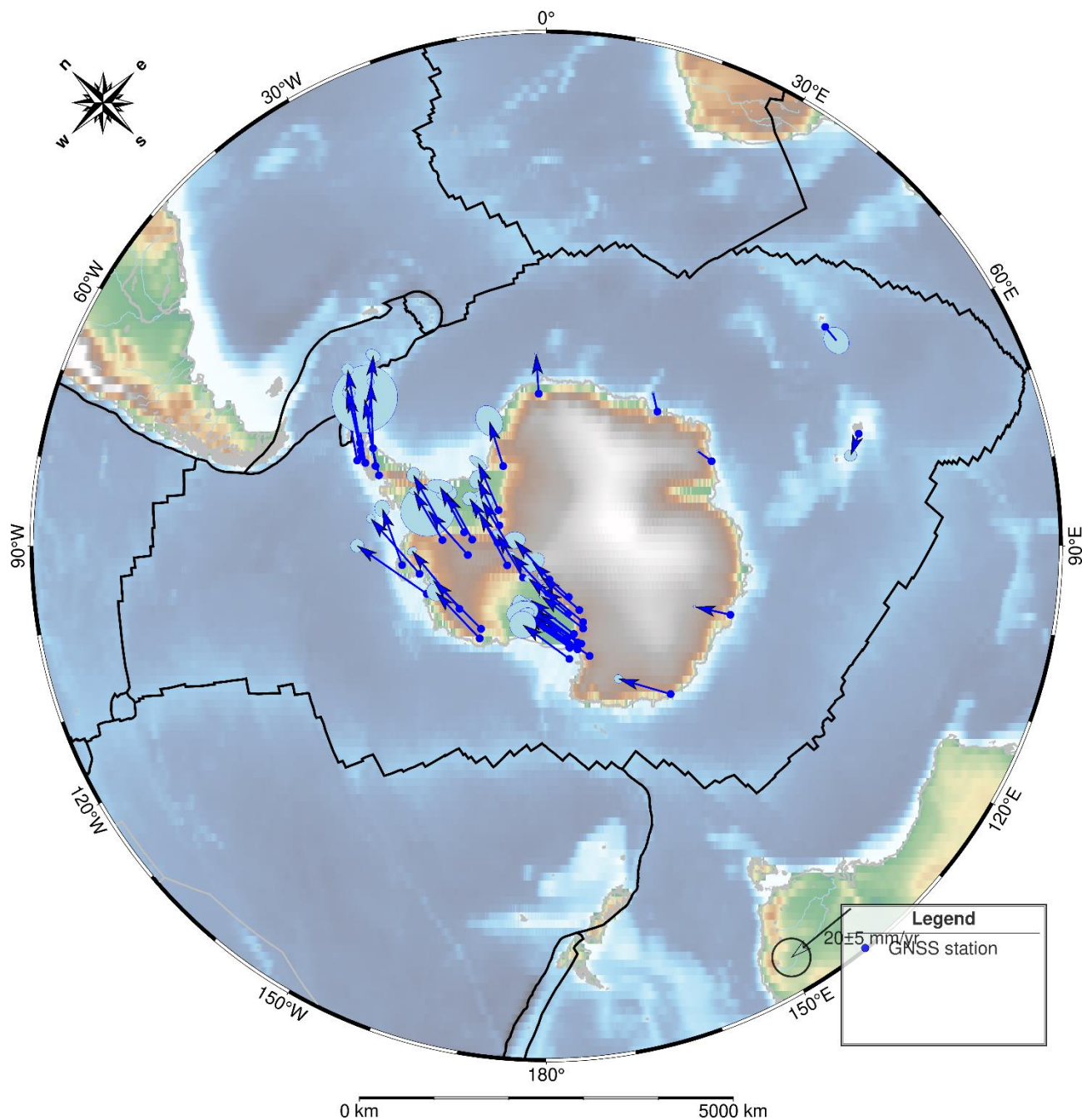
Картосхема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій в межах Євразійської тектонічної плити



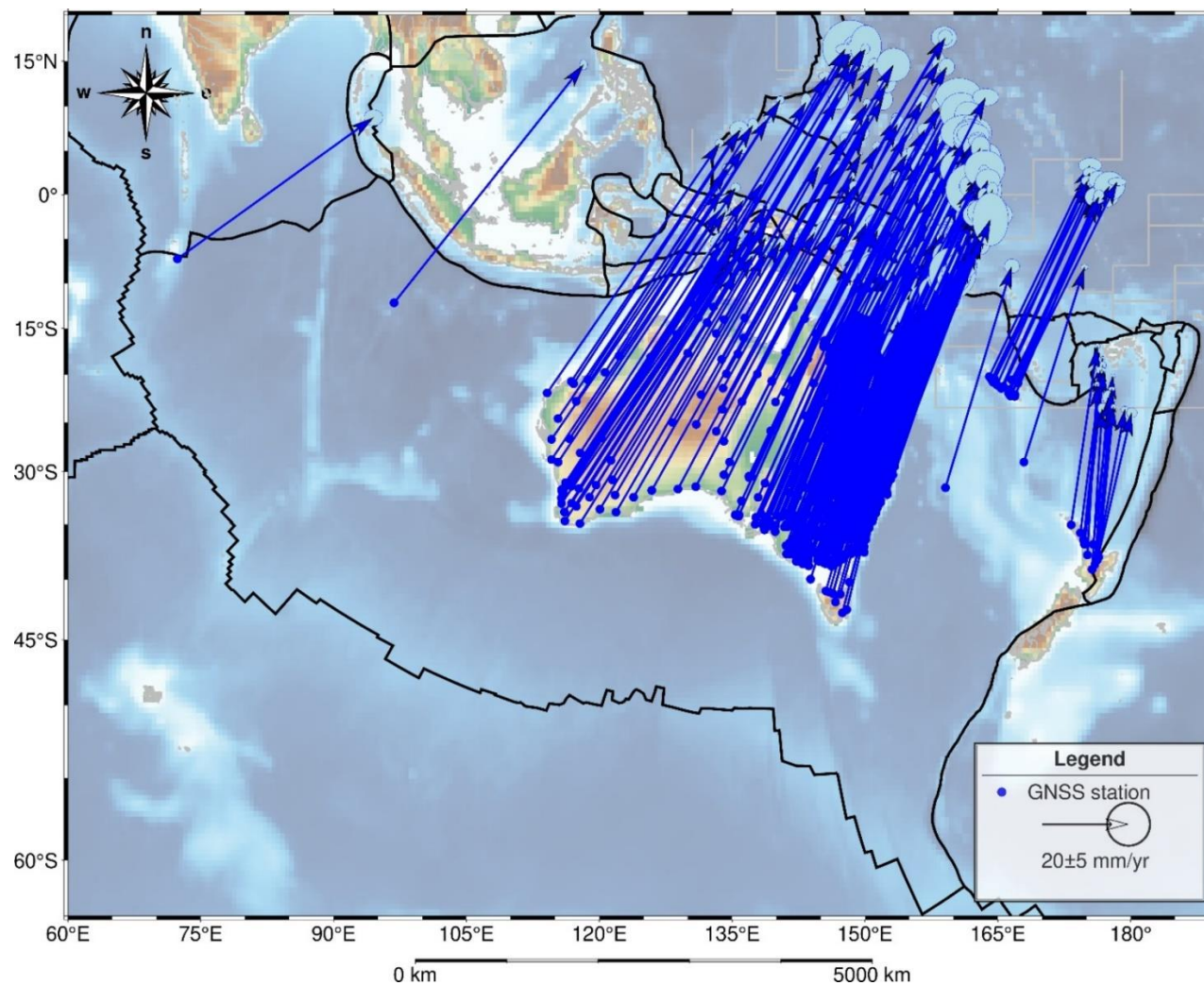
Картохема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних
ГНСС-станцій в межах Африканської тектонічної плити



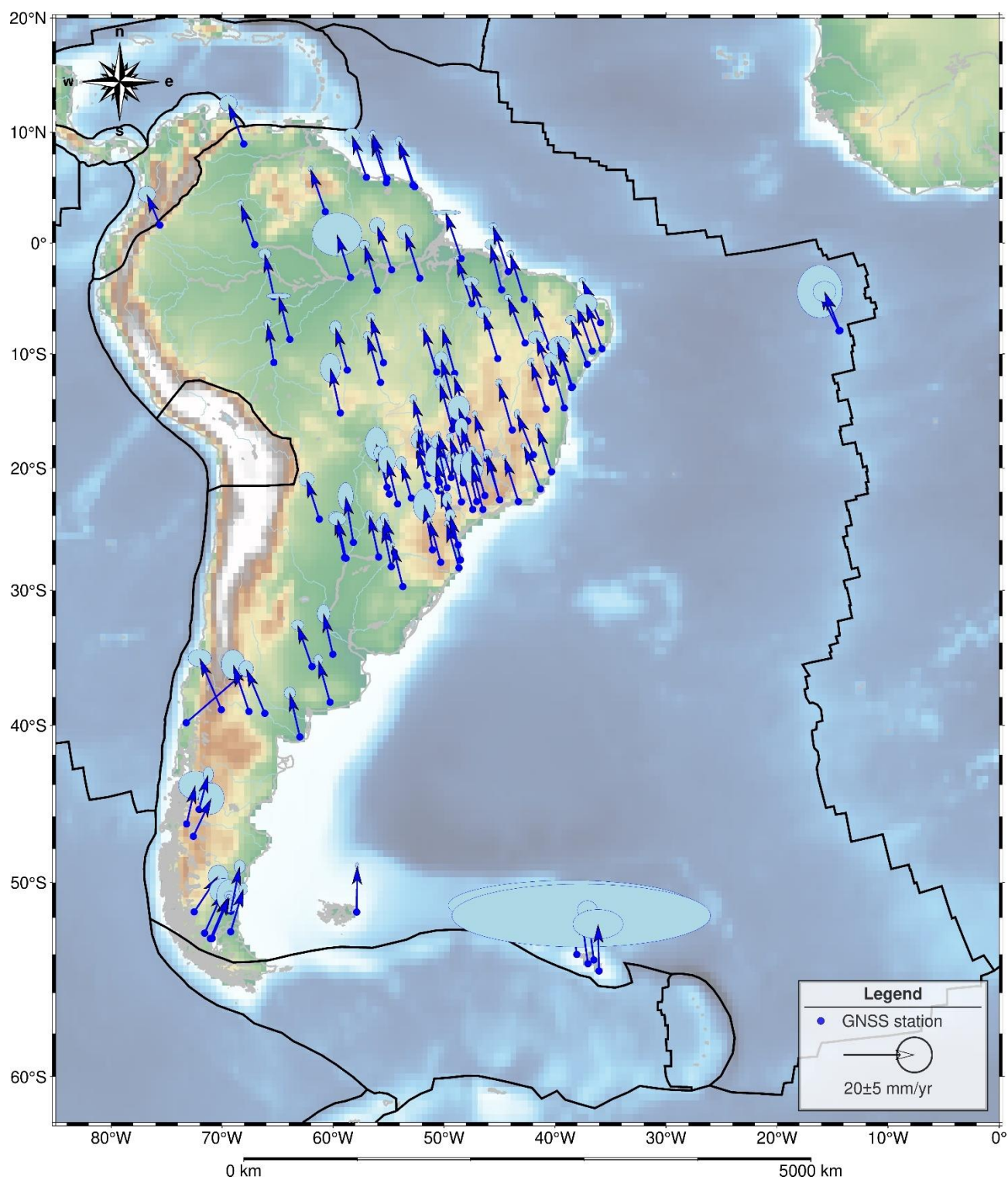
Картохема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних
ГНСС-станцій в межах Антарктичної тектонічної плити



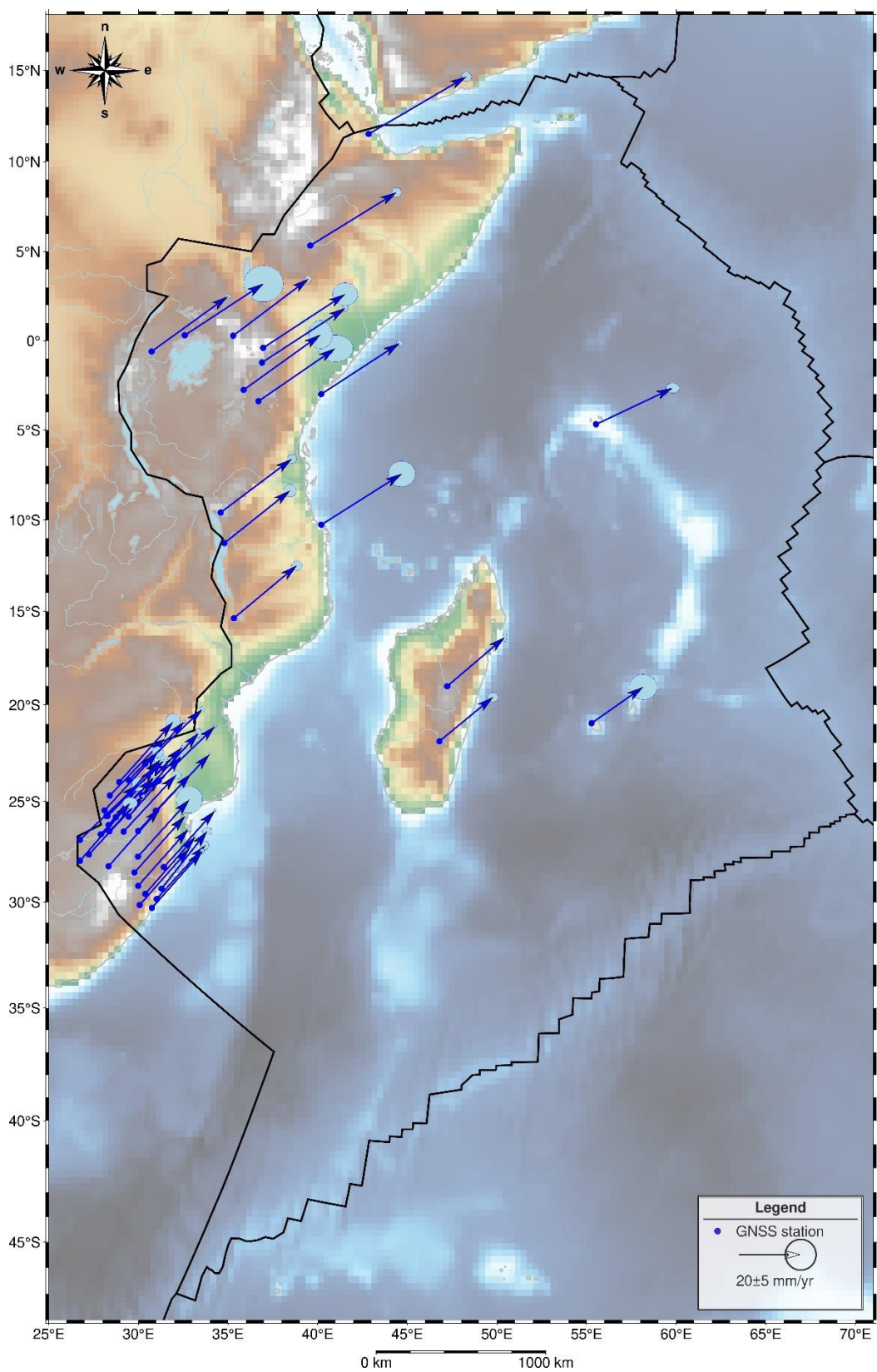
Картосхема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій в межах Австралійської тектонічної плити



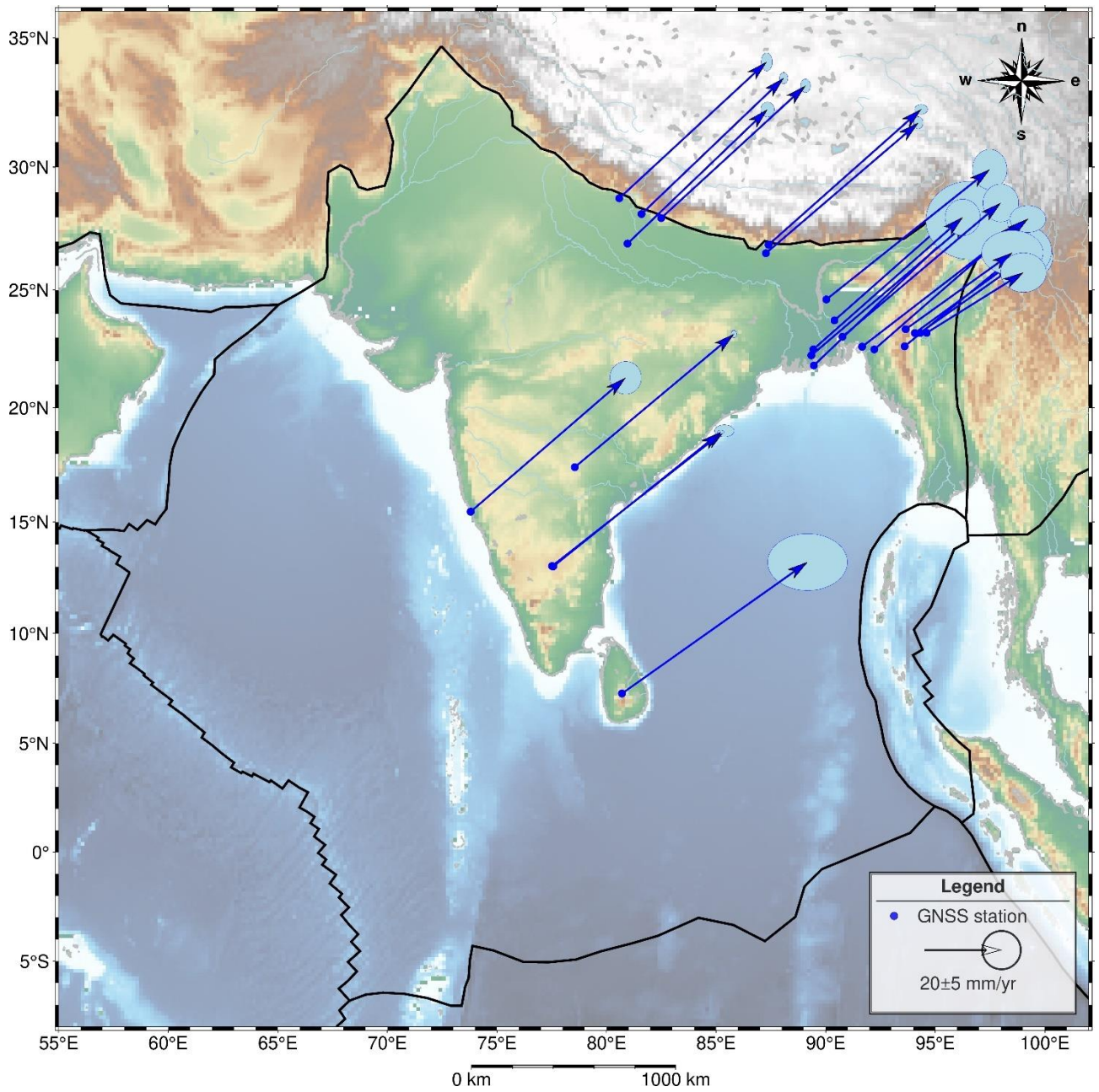
Картохема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних
ГНСС-станцій в межах Південноамериканської тектонічної плити



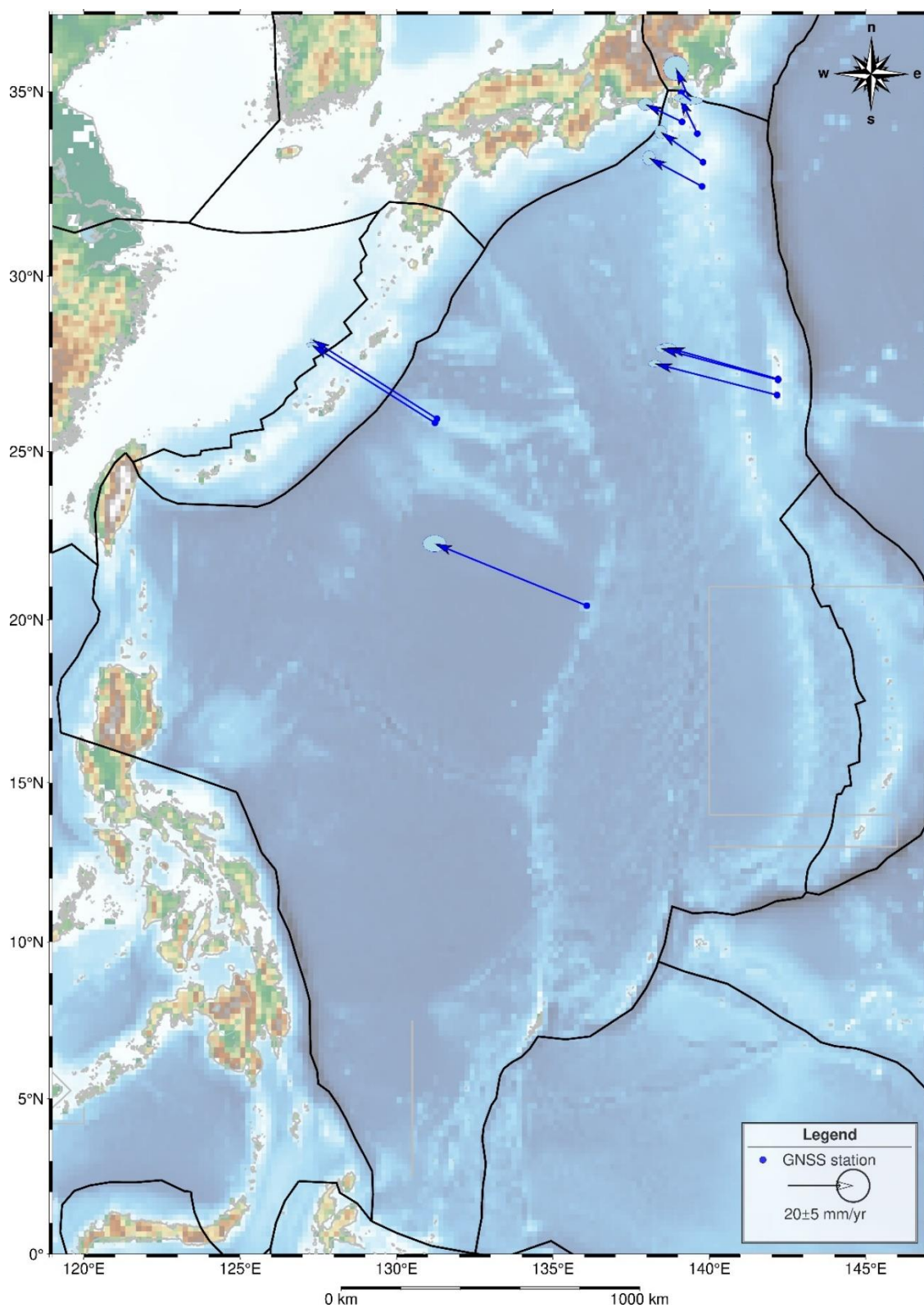
Картохема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних
ГНСС-станцій в межах Сомалійської тектонічної плити



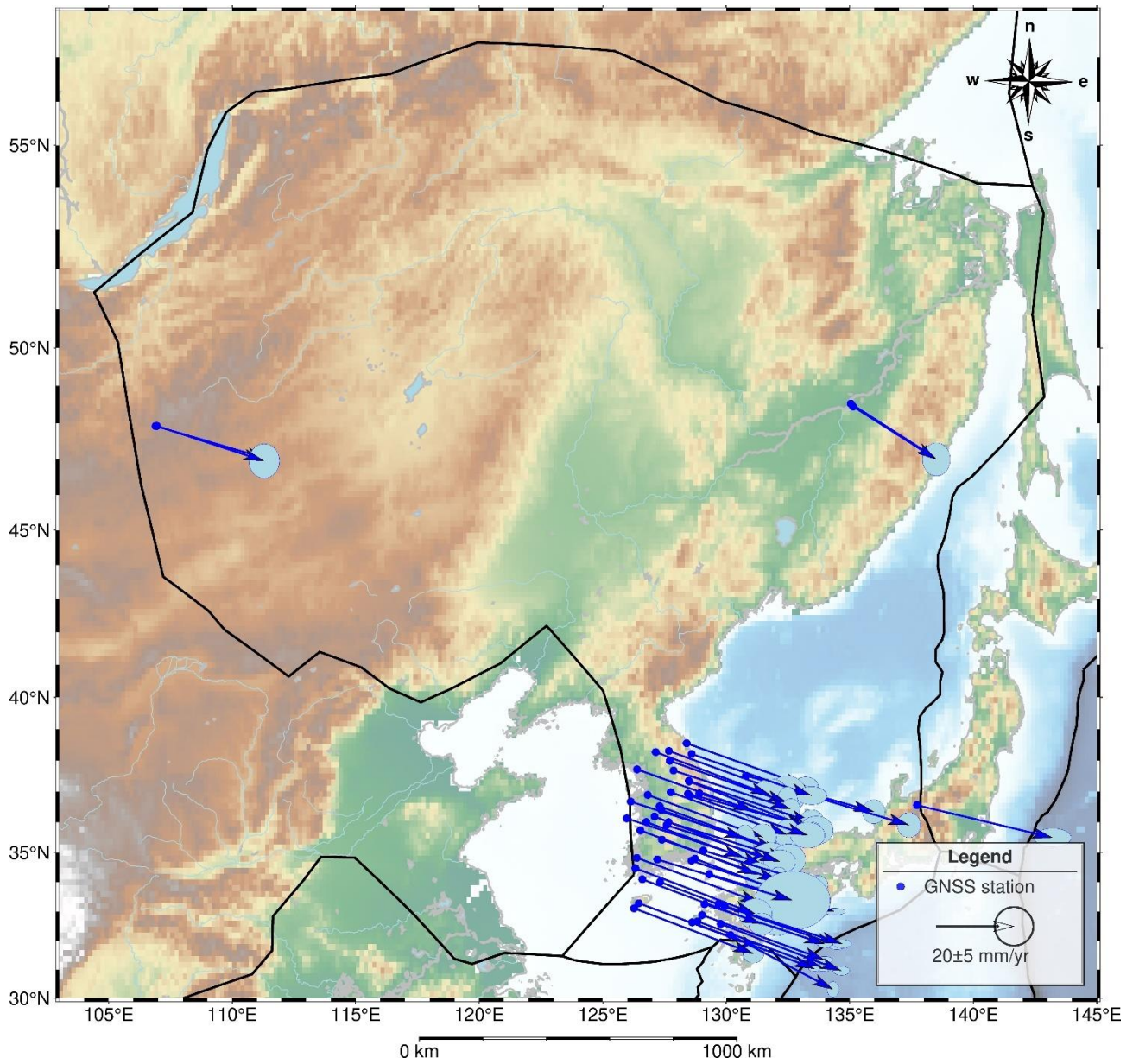
Картосхема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних
ГНСС-станцій в межах Індійської тектонічної плити



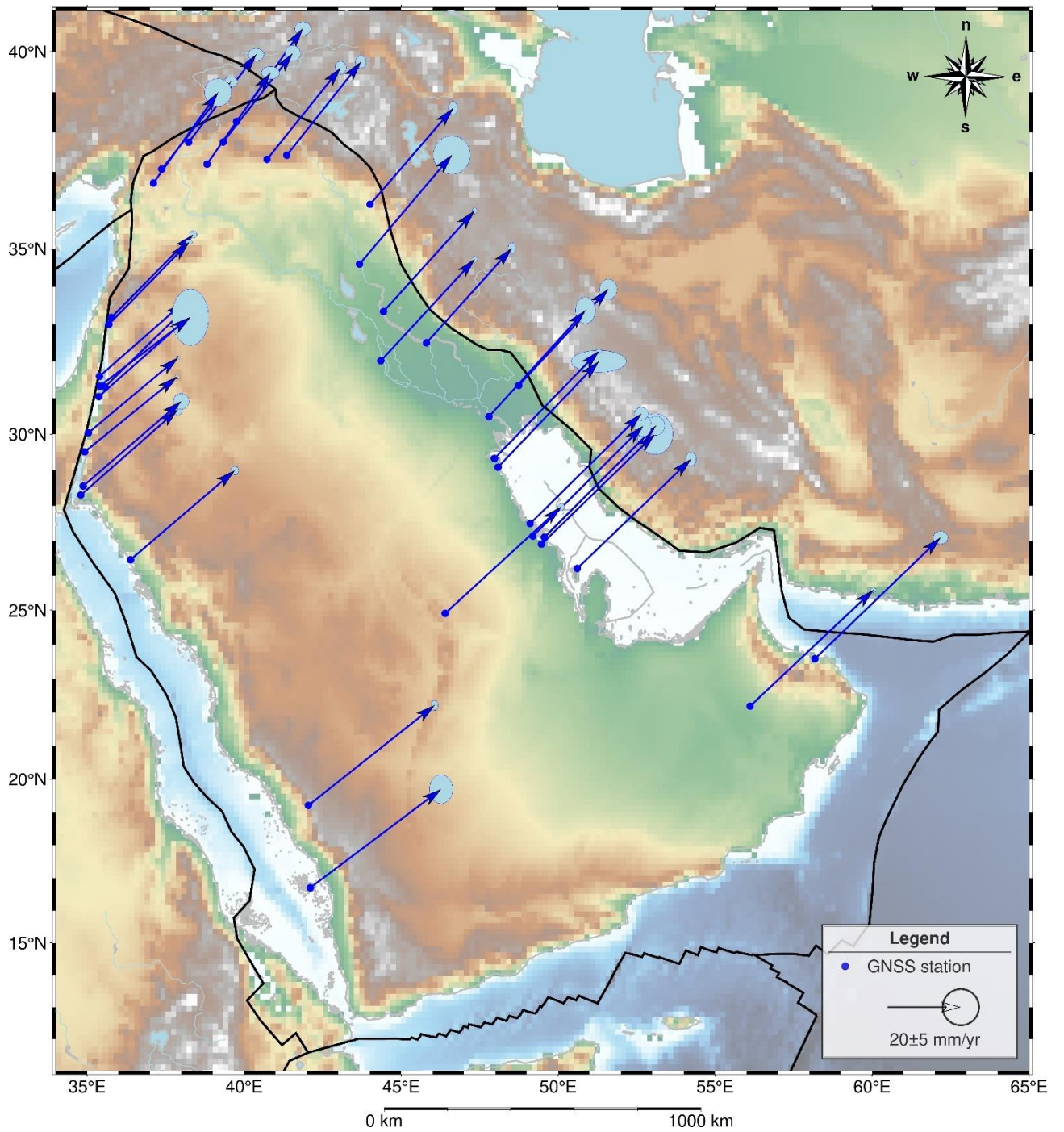
Картохема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних
ГНСС-станцій в межах Філіппінської тектонічної плити



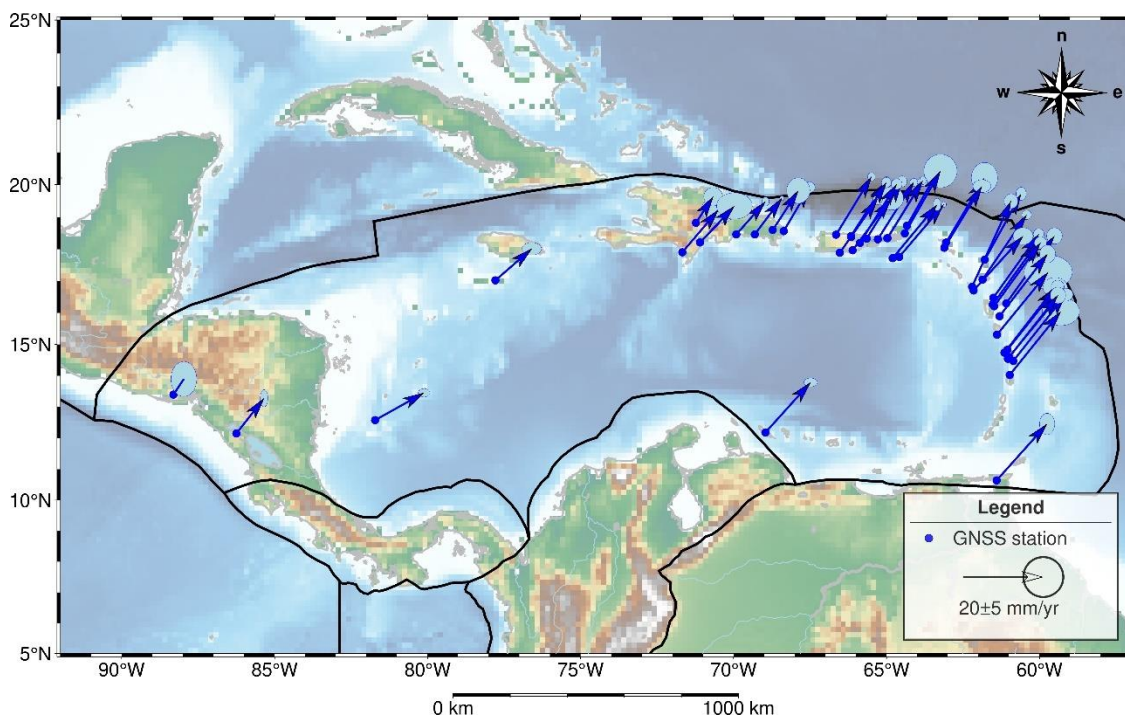
Картосхема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних
ГНСС-станцій в межах Амурської тектонічної плити



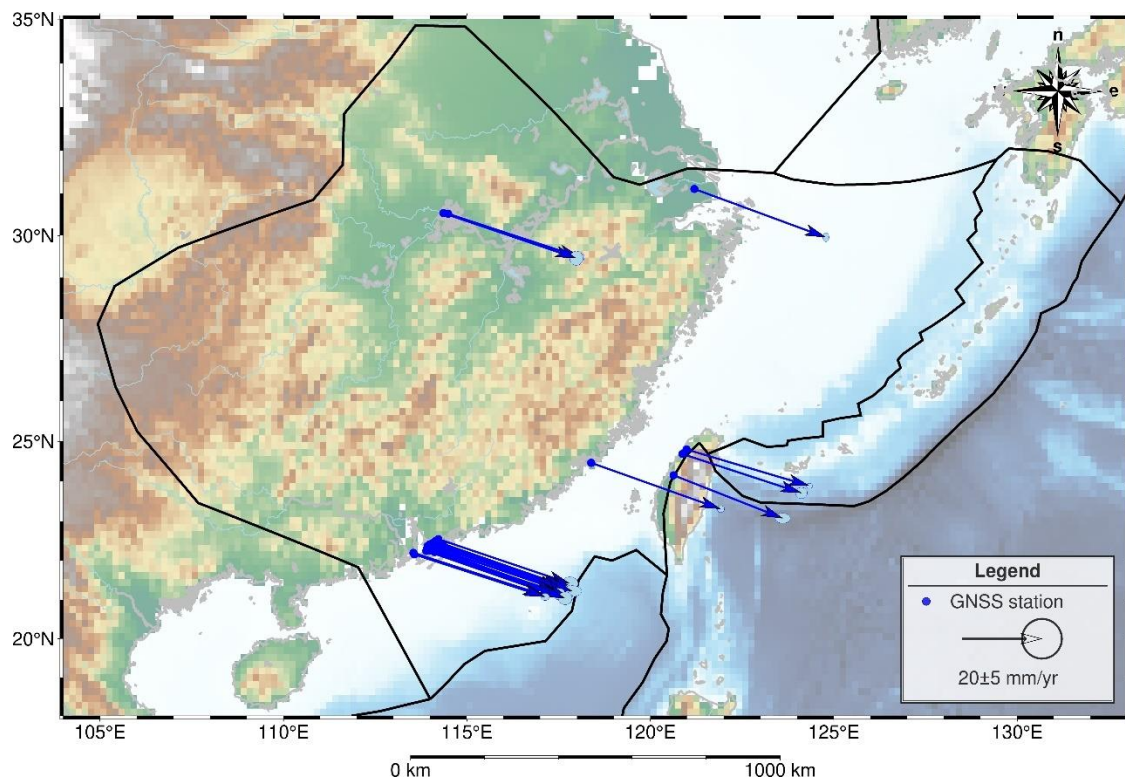
Картосхема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних
ГНСС-станцій в межах Аравійської тектонічної плити



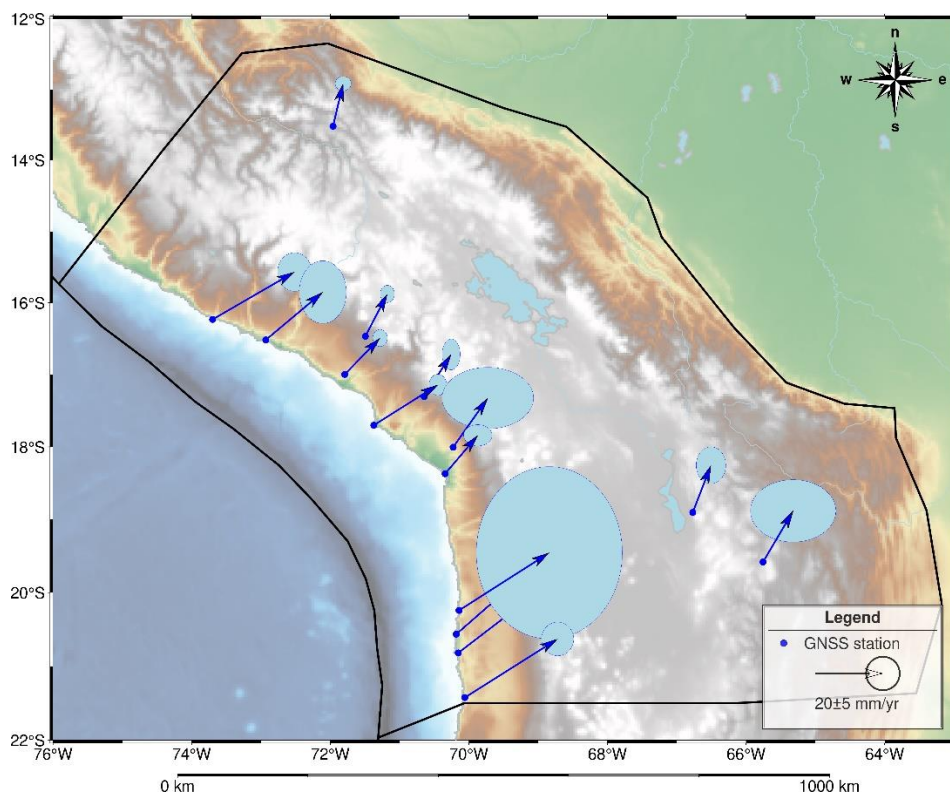
Картосхема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій в межах Карибської тектонічної плити



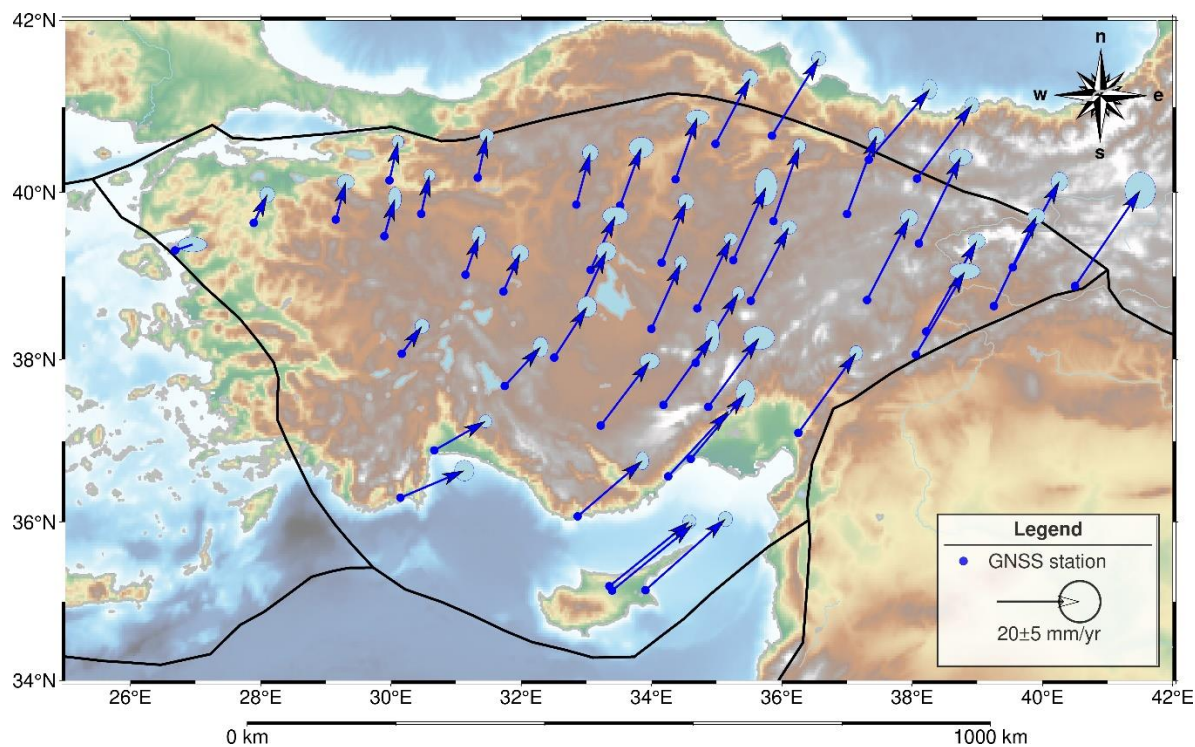
Картосхема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій в межах Янцзиської тектонічної плити



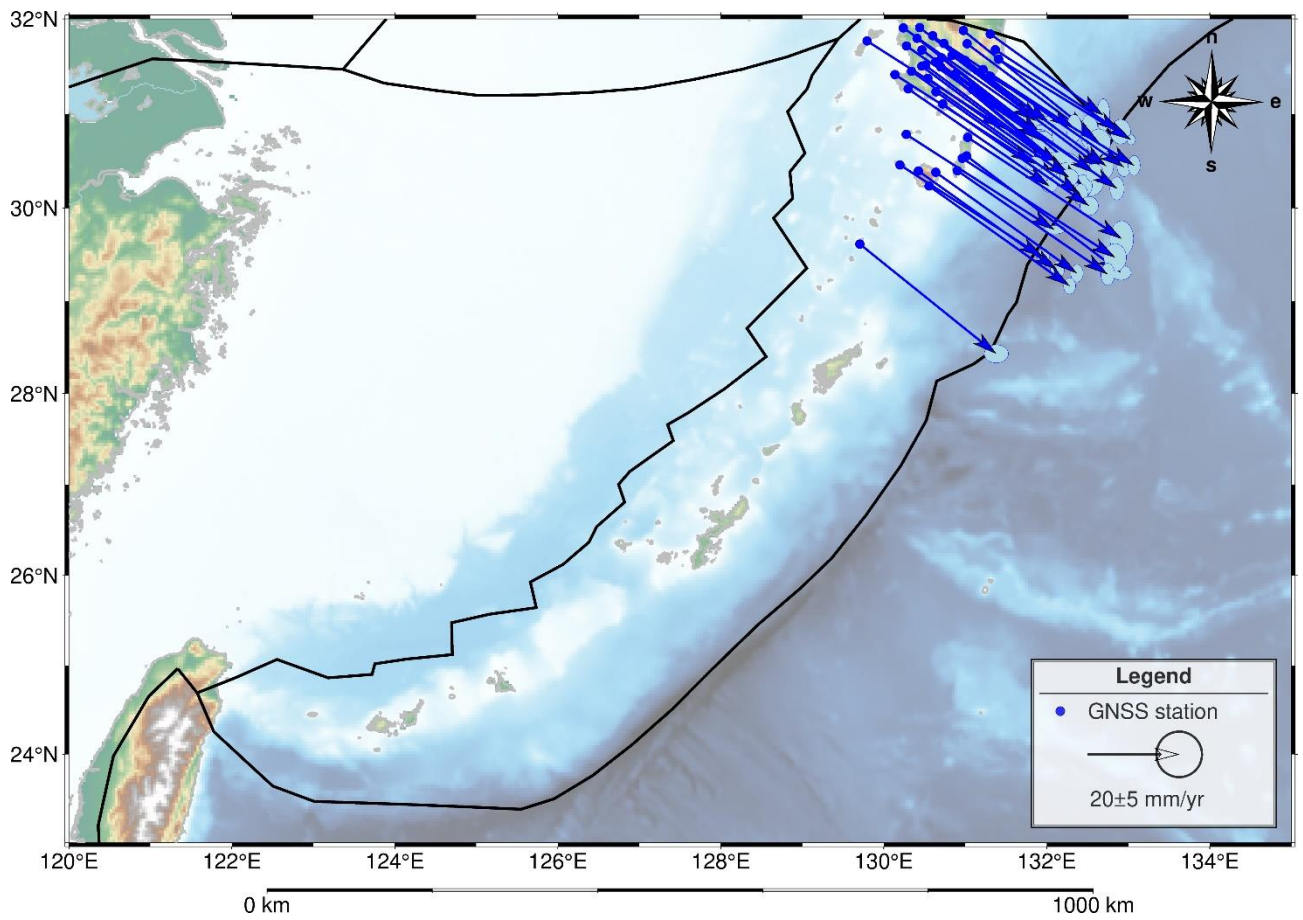
Картохема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій в межах Альтіпланської тектонічної плити



Картохема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій в межах Анатолійської тектонічної плити



Картосхема розподілу швидкостей горизонтальних зміщень перманентних
ГНСС-станцій в межах Окінавської тектонічної плити



Середньорічні значення ротаційних параметрів, моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичної енергії

Тихоокеанської тектонічної плити за період 2002-2021

Рік	ГНСС-станцій	ω , °/м.р.	φ , °N	λ , °E	m_ω , °/м.р.	m_φ , °N	m_λ , °E	I_P , 10^{31} кг·м	L_P , 10^{28} кг·м ² ·рад/с	$E_{кр}$, 10^{24} Дж
2002	88	0.608	-61.567	94.189	0.013	0.702	1.747	9.039	20.530	233.142
2003	95	0.631	-61.646	94.735	0.011	0.597	1.527	9.047	20.548	233.343
2004	108	0.660	-64.564	96.954	0.011	0.653	1.885	9.056	21.252	249.366
2005	113	0.645	-62.417	97.075	0.010	0.517	1.537	9.074	21.294	249.854
2006	129	0.628	-63.620	95.498	0.009	0.508	1.464	9.045	21.227	249.065
2007	135	0.638	-63.816	97.462	0.009	0.491	1.434	9.068	21.280	249.687
2008	146	0.638	-63.736	99.805	0.008	0.423	1.307	9.094	21.342	250.412
2009	148	0.645	-65.145	95.077	0.008	0.407	1.227	9.030	21.191	248.651
2010	148	0.635	-66.138	99.497	0.008	0.480	1.527	9.069	21.282	249.708
2011	157	0.635	-66.138	99.497	0.008	0.480	1.527	9.069	21.282	249.708
2012	161	0.623	-63.300	95.924	0.009	0.449	1.268	9.053	21.245	249.274
2013	161	0.631	-63.464	95.729	0.008	0.418	1.104	9.049	21.236	249.175
2014	166	0.621	-63.769	99.015	0.008	0.453	1.281	9.086	21.321	250.175
2015	163	0.623	-63.933	92.770	0.008	0.446	1.164	9.007	21.137	248.006
2016	167	0.632	-64.645	95.841	0.008	0.436	1.287	9.043	21.221	248.993
2017	170	0.621	-65.051	93.955	0.008	0.458	1.237	9.017	21.161	248.288
2018	166	0.625	-63.818	97.308	0.009	0.506	1.386	9.066	21.276	249.637
2019	164	0.642	-63.172	102.472	0.008	0.413	1.264	9.126	21.415	251.274
2020	149	0.652	-66.735	96.990	0.009	0.474	1.458	9.040	21.214	248.911
2021	142	0.646	-64.871	97.306	0.009	0.432	1.256	9.058	21.069	245.044

Середньорічні значення ротаційних параметрів, моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичної енергії

Північноамериканської тектонічної плити за період 2002-2021

Рік	ГНСС-станцій	ω , °/м.р.	φ , °N	λ , °E	m_ω , °/м.р.	m_φ , °N	m_λ , °E	I_p , 10^{-31} кг·м	L_p , 10^{-28} кг·м ² ·рад/с	$E_{кр}$, 10^{-24} Дж
2002	118	0.166	-10.021	-78.148	0.005	2.333	1.173	13.550	8.442	26.299
2003	159	0.173	-10.349	-83.603	0.004	1.913	0.849	13.543	8.437	26.283
2004	195	0.182	-17.633	-84.118	0.004	2.104	0.791	14.396	8.969	27.939
2005	274	0.103	-31.257	-91.255	0.006	1.064	1.958	15.169	9.451	29.440
2006	384	0.173	-10.393	-82.482	0.003	1.392	0.640	13.555	8.445	26.307
2007	485	0.182	-10.123	-88.559	0.003	1.127	0.463	13.511	9.050	30.312
2008	587	0.168	-15.035	-87.543	0.002	1.237	0.527	14.134	9.468	31.711
2009	641	0.187	-8.552	-87.126	0.002	0.872	0.399	13.279	8.895	29.793
2010	739	0.189	-9.809	-88.225	0.002	0.828	0.364	13.465	9.020	30.209
2011	739	0.189	-9.809	-88.225	0.002	0.828	0.364	13.465	9.020	30.209
2012	820	0.178	-9.938	-85.596	0.002	0.785	0.362	13.480	9.030	30.244
2013	843	0.184	-9.828	-87.078	0.002	0.716	0.293	13.464	9.019	30.209
2014	888	0.186	-6.485	-85.808	0.002	0.731	0.309	12.964	8.684	29.086
2015	905	0.184	-5.249	-82.001	0.002	0.704	0.309	12.796	8.908	31.004
2016	915	0.192	-7.199	-87.940	0.002	0.668	0.277	13.074	9.101	31.677
2017	915	0.193	-6.103	-84.837	0.002	0.612	0.255	12.908	8.985	31.274
2018	911	0.188	-9.694	-85.202	0.002	0.636	0.254	13.446	9.360	32.578
2019	896	0.183	-7.916	-88.015	0.002	0.713	0.280	13.185	9.178	31.945
2020	876	0.200	-11.909	-89.431	0.002	0.737	0.282	13.760	9.579	33.339
2021	853	0.193	-12.116	-89.218	0.002	0.726	0.267	13.786	9.597	33.402

Середньорічні значення ротаційних параметрів, моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичної енергії

Євразійської тектонічної плити за період 2002-2021

Рік	ГНСС-станцій	ω , °/м.р.	φ , °N	λ , °E	m_ω , °/м.р.	m_φ , °N	m_λ , °E	I_P , 10^{-31} кг·м	L_P , 10^{-28} кг·м ² ·рад/с	$E_{кр}$, 10^{24} Дж
2002	159	0.266	58.849	-94.606	0.004	0.794	1.613	16.019	15.653	76.472
2003	183	0.280	58.345	-91.624	0.004	0.720	1.521	16.013	15.647	76.444
2004	222	0.284	52.580	-97.598	0.002	0.632	1.001	17.170	16.777	81.965
2005	326	0.275	57.815	-91.816	0.003	0.522	1.145	16.117	15.748	76.939
2006	376	0.271	58.290	-93.206	0.003	0.563	1.241	16.078	15.710	76.752
2007	505	0.282	61.282	-89.432	0.003	0.404	1.148	15.372	14.711	70.392
2008	582	0.271	60.861	-85.266	0.003	0.366	1.109	15.292	14.634	70.025
2009	638	0.269	61.701	-93.823	0.002	0.387	1.053	15.437	14.773	70.689
2010	723	0.280	62.390	-87.048	0.002	0.332	1.065	15.060	14.412	68.962
2011	775	0.284	62.095	-86.914	0.002	0.314	1.007	15.114	14.464	69.211
2012	791	0.277	59.027	-93.255	0.002	0.327	0.770	15.942	15.257	73.004
2013	830	0.270	57.562	-89.850	0.002	0.329	0.769	16.091	15.399	73.685
2014	830	0.268	55.219	-92.660	0.002	0.374	0.744	16.597	15.883	76.001
2015	843	0.259	55.667	-94.160	0.002	0.361	0.714	16.573	15.860	75.891
2016	835	0.262	53.723	-96.646	0.001	0.364	0.629	16.968	16.238	77.699
2017	830	0.267	54.676	-95.530	0.001	0.345	0.628	16.781	16.060	76.845
2018	813	0.263	58.827	-97.068	0.002	0.395	0.834	16.098	15.406	73.716
2019	809	0.259	54.498	-101.106	0.001	0.388	0.638	16.969	16.239	77.703
2020	755	0.248	57.509	-99.941	0.002	0.430	0.818	16.420	15.714	75.194
2021	726	0.266	57.904	-94.462	0.002	0.407	0.862	16.190	15.494	74.138

Середньорічні значення ротаційних параметрів, моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичної енергії

Африканської тектонічної плити за період 2002-2021

Рік	ГНСС-станцій	ω , %/м.р.	φ , °N	λ , °E	m_ω , %/м.р.	m_φ , °N	m_λ , °E	I_P , 10^{31} кг·м	L_P , 10^{28} кг·м ² ·рад/с	$E_{кр}$, 10^{24} Дж
2002	23	0.289	53.730	-70.428	0.005	0.806	2.492	12.834	12.079	56.847
2003	27	0.293	53.125	-72.373	0.006	1.020	3.106	12.905	12.146	57.161
2004	32	0.278	49.707	-86.567	0.005	1.224	2.744	13.177	12.402	58.366
2005	38	0.283	52.807	-74.281	0.004	0.912	2.490	12.966	12.204	57.435
2006	47	0.269	49.271	-84.126	0.003	0.766	1.809	13.177	12.403	58.368
2007	50	0.263	52.621	-79.360	0.003	0.618	1.669	13.086	12.317	57.967
2008	53	0.260	49.917	-81.547	0.003	0.758	1.911	13.148	12.375	58.240
2009	64	0.261	50.327	-84.811	0.003	0.583	1.507	13.169	12.395	58.331
2010	83	0.257	52.944	-85.022	0.002	0.477	1.387	13.144	12.161	56.259
2011	85	0.262	52.384	-83.535	0.002	0.465	1.273	13.141	12.158	56.245
2012	93	0.267	50.841	-82.416	0.002	0.452	1.181	13.147	12.164	56.273
2013	99	0.263	49.554	-79.287	0.002	0.322	0.876	13.119	12.138	56.150
2014	99	0.260	50.299	-82.471	0.002	0.405	1.097	13.154	12.170	56.301
2015	96	0.268	50.424	-82.340	0.002	0.330	0.864	13.151	12.168	56.289
2016	93	0.268	49.759	-83.176	0.001	0.290	0.731	13.166	12.181	56.352
2017	91	0.273	51.114	-84.868	0.002	0.340	0.923	13.161	12.177	56.331
2018	88	0.264	52.215	-85.734	0.002	0.317	0.869	13.153	12.169	56.297
2019	93	0.272	51.392	-84.056	0.002	0.297	0.804	13.154	12.171	56.303
2020	86	0.248	52.752	-83.075	0.002	0.421	1.127	13.133	12.151	56.213
2021	80	0.257	51.634	-83.209	0.002	0.436	1.122	13.146	12.163	56.267

Середньорічні значення ротаційних параметрів, моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичної енергії

Антарктичної тектонічної плити за період 2002-2021

Рік	ГНСС-станцій	ω , °/м.р.	φ , °N	λ , °E	m_ω , °/м.р.	m_φ , °N	m_λ , °E	I_P , 10^{-31} кг·м	L_P , 10^{-28} кг·м ² ·рад/с	$E_{кр}$, 10^{-24} Дж
2002	6	0.260	63.864	-119.879	0.015	1.111	2.349	2.829	2.063	7.525
2003	7	0.214	60.583	-123.710	0.017	1.871	3.003	3.159	2.304	8.403
2004	7	0.203	58.230	-129.333	0.017	2.289	3.207	3.437	2.507	9.143
2005	8	0.205	61.839	-123.811	0.006	0.742	1.223	3.033	2.267	8.475
2006	11	0.208	58.533	-130.617	0.010	1.586	1.766	3.411	2.550	9.532
2007	12	0.214	59.357	-121.102	0.008	1.239	1.504	3.278	2.450	9.160
2008	22	0.198	54.324	-121.669	0.014	2.962	2.392	3.848	2.877	10.754
2009	26	0.200	51.318	-130.170	0.007	1.695	1.047	4.268	3.191	11.927
2010	35	0.208	56.186	-127.782	0.009	1.863	1.550	3.660	2.736	10.227
2011	38	0.216	56.606	-127.237	0.006	1.352	1.173	3.608	2.792	10.802
2012	41	0.206	53.719	-125.278	0.007	1.773	1.303	3.938	3.047	11.790
2013	43	0.242	59.334	-125.904	0.007	1.351	1.310	3.299	2.553	9.876
2014	50	0.238	59.224	-126.612	0.007	1.253	1.174	3.314	2.564	9.921
2015	48	0.223	58.741	-124.238	0.006	1.210	1.110	3.356	2.596	10.045
2016	49	0.215	57.970	-125.402	0.007	1.386	1.243	3.445	2.666	10.314
2017	48	0.224	59.553	-120.653	0.009	1.599	1.484	3.256	2.453	9.241
2018	44	0.231	60.942	-130.251	0.008	1.461	1.387	3.152	2.375	8.947
2019	46	0.218	56.810	-126.479	0.007	1.385	1.193	3.581	2.698	10.164
2020	43	0.208	61.491	-124.246	0.007	1.440	1.416	3.069	2.312	8.711
2021	39	0.209	57.981	-124.095	0.008	1.585	1.343	3.438	2.590	9.758

Середньорічні значення ротаційних параметрів, моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичної енергії

Австралійської тектонічної плити за період 2002-2021

Рік	ГНСС-станцій	ω , %/м.р.	φ , °N	λ , °E	m_ω , %/м.р.	m_φ , °N	m_λ , °E	I_P , 10^{31} кг·м	L_P , 10^{28} кг·м ² ·рад/с	$E_{кр}$, 10^{24} Дж
2002	17	0.624	32.128	38.069	0.005	0.401	0.912	7.350	16.318	181.124
2003	21	0.614	32.393	39.089	0.004	0.311	0.676	7.398	16.423	182.294
2004	24	0.628	31.745	37.761	0.003	0.237	0.470	7.340	16.294	180.860
2005	25	0.635	32.124	35.663	0.005	0.332	0.699	7.222	16.034	177.971
2006	31	0.621	32.971	36.549	0.005	0.337	0.688	7.259	16.115	178.878
2007	39	0.636	32.343	36.550	0.008	0.469	0.938	7.268	16.135	179.093
2008	51	0.622	33.377	37.722	0.008	0.479	1.008	7.316	16.242	180.285
2009	72	0.636	33.992	37.887	0.004	0.247	0.551	7.317	16.244	180.302
2010	142	0.628	34.288	36.464	0.003	0.201	0.471	7.237	16.065	178.324
2011	142	0.628	34.288	36.464	0.003	0.201	0.471	7.237	16.065	178.324
2012	240	0.625	31.695	36.057	0.002	0.151	0.372	7.250	16.095	178.656
2013	341	0.629	34.942	37.244	0.003	0.165	0.422	7.271	16.141	179.158
2014	386	0.623	32.739	37.449	0.002	0.109	0.282	7.310	16.229	180.139
2015	410	0.625	32.434	37.444	0.002	0.109	0.289	7.314	16.237	180.232
2016	440	0.626	31.754	38.419	0.002	0.144	0.371	7.373	16.367	181.676
2017	449	0.617	32.371	36.991	0.002	0.109	0.293	7.291	16.186	179.666
2018	448	0.627	31.269	39.438	0.002	0.116	0.294	7.428	16.491	183.042
2019	436	0.614	31.331	38.275	0.002	0.127	0.312	7.371	16.363	181.631
2020	426	0.642	31.640	35.280	0.002	0.149	0.375	7.208	16.002	177.617
2021	370	0.617	33.049	37.378	0.002	0.131	0.337	7.303	16.212	179.946

Середньорічні значення ротаційних параметрів, моментів інерції, моментів імпульсу та кінетичної енергії

Південноамериканської тектонічної плити за період 2002-2021

Рік	ГНСС-станцій	ω , °/м.р.	φ , °N	λ , °E	m_ω , °/м.р.	m_φ , °N	m_λ , °E	I_P , 10^{-31} кг·м	L_P , 10^{-28} кг·м ² ·рад/с	$E_{кр}$, 10^{-24} Дж
2002	8	0.110	-12.627	-110.504	0.013	4.505	12.613	7.254	2.599	4.655
2003	9	0.117	-16.604	-130.765	0.005	2.726	6.819	9.449	3.385	6.064
2004	13	0.096	-19.653	-119.707	0.011	4.506	13.980	8.259	2.959	5.300
2005	12	0.096	-11.063	-131.070	0.008	5.940	14.764	9.584	3.434	6.151
2006	16	0.090	-11.840	-139.428	0.007	5.247	14.312	10.061	3.604	6.456
2007	25	0.140	-16.845	-102.282	0.012	1.935	5.758	5.968	2.138	3.830
2008	40	0.104	-9.921	-120.407	0.006	2.157	6.575	8.593	3.078	5.514
2009	44	0.105	-12.102	-127.086	0.004	2.087	5.697	9.226	3.305	5.921
2010	52	0.081	-20.338	-142.690	0.003	3.635	10.127	10.090	3.615	6.475
2011	58	0.079	-12.654	-121.204	0.006	3.297	8.806	8.607	3.084	5.524
2012	61	0.100	-18.620	-124.926	0.005	2.484	7.267	8.863	3.175	5.688
2013	73	0.111	-15.043	-125.754	0.004	1.752	4.929	9.030	3.235	5.795
2014	83	0.099	-17.420	-124.924	0.004	2.073	5.311	8.890	3.185	5.705
2015	94	0.098	-18.477	-139.103	0.003	2.285	5.723	9.962	3.569	6.393
2016	98	0.119	-15.959	-130.595	0.003	1.450	3.608	9.448	3.385	6.063
2017	107	0.101	-13.278	-123.772	0.003	1.576	3.789	8.870	3.178	5.693
2018	107	0.106	-17.454	-130.397	0.003	1.553	3.879	9.401	3.368	6.033
2019	104	0.104	-11.059	-141.961	0.002	1.918	4.298	10.154	3.638	6.516
2020	98	0.098	-16.743	-139.172	0.002	1.894	4.289	9.990	3.579	6.411
2021	96	0.100	-13.423	-141.784	0.003	2.226	4.788	10.130	3.629	6.501